

Vom oligozänen Laterit zur altholozänen Schwarzerde Paläoböden an Rhein und Main

**Exkursionsführer zur 24. Jahrestagung des
Arbeitskreises für Paläopedologie der
Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft**

vom

5. bis 7. Mai 2005 in Hofheim am Taunus

von Arno Semmel, Hofheim am Taunus,
mit einem Beitrag von Thomas Poetsch, Hamburg

Selbstverlag

SEMMELE, A.	Paläoböden Rhein/Main	51 S.	18 Abb.	4 Tab.	Hofheim a.Ts. 2005
-------------	-----------------------	-------	---------	--------	--------------------

Vom oligozänen Laterit zur altholozänen Schwarzerde Paläoböden an Rhein und Main

Exkursionsführer zur 24. Jahrestagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

vom
5. bis 7. Mai 2005 in Hofheim am Taunus

von Arno Semmel, Hofheim am Taunus,
mit einem Beitrag von Thomas Poetsch, Hamburg

Die Exkursionen anlässlich der 24. Jahrestagung des Arbeitskreises Paläopedologie der DBG sind thematisch zweigeteilt. Die ganztägige Exkursion A am 6.5.05 soll anhand seltener und dennoch kennzeichnender Profile besondere Phasen der känozoischen Bodengeschichte an Rhein und Main widerspiegeln, die halbtägige Exkursion B am 7.5.05 zeigt einen Versuch, mit Hilfe eines Wanderpfads die Beziehungen zwischen Mensch und Erde, eben vor allem auch zwischen Mensch und Boden, Nicht-Geowissenschaftlern in der realen Landschaft zu erläutern.

Selbstverlag

SEMMELE, A.	Paläoböden Rhein/Main	51 S.	18 Abb.	4 Tab.	Hofheim a.Ts. 2005
-------------	-----------------------	-------	---------	--------	--------------------

Inhaltsverzeichnis

Exkursion A	5
1. Anfahrt zum Exkursionshalt I	5
2. Exkursionshalt I Oligozäner Laterit am Bacharacher Kopf	6
3. Anfahrt zum Exkursionshalt II	11
4. Exkursionshalt II Pliozäner Laterit auf der Napoleonshöhe	12
5. Anfahrt zu Exkursionshalt III	17
6. Exkursionshalt III Quartäre Paläoböden im Dyckerhoff-Steinbruch SE Wiesbaden	18
 Mikromorphologische Dünnschliffuntersuchungen (Beitrag Poetsch)	35
Parabraunerde aus Löß	35
Parabraunerde aus bandkeramischem Kolluvium	36
 7. Exkursionshalt IV Paläopedologische Probleme im Löß am Mainzer Dreieck	
S Hofheim a.Ts.	39
Literatur	41
 Exkursion B	45
Wanderpfad „Mensch und Erde“	45
Kartenempfehlungen	50
Literaturempfehlungen	50

Exkursion A am 6.5.05

1. Anfahrt zum Exkursionshalt I

Die Exkursion führt von Hofheim zunächst entlang der Westrand-Verwerfungen des Oberrheingrabens nach Süden zur A66 (Abb. 1, S. 23). Auf dieser wird in Richtung Wiesbaden (W) die aus drei tektonischen Schollen bestehende und sich als kräftiger Anstieg bemerkbar machende Bruchstafel überquert. Die Oberfläche der untersten Scholle liegt bei 120 m NN, die der obersten bei ca. 160 m NN. Die Bewegungen haben eine ca. 500 ka alte Mainterrasse verstellt. Unter den lößbedeckten Kiesen dieser Terrasse liegen mittel- und jungtertiäre Mergel des Mainzer Beckens, die stellenweise - hauptsächlich infolge großer kryoturbater Aufpressungen - an die Oberfläche kamen und Kultorandzinen tragen. Letztere sind durch Bodenerosion entstanden, die bereits vor 8 000 Jahren einsetzte, zu einer Zeit, als auf den weitverbreiteten Lössen in diesem Gebiet Schwarzerden größere Areale einnahmen. Die später gebildeten Parabraunerden aus Löß fielen gleichfalls der Bodenerosion anheim, so daß heute auf dem Löß in der Regel Kultorandzinen dominieren.

Die Exkursionsroute verläuft bis in das Gebiet zwischen Wiesbaden und Wiesbaden-Biebrich auf der erwähnten Mainterrasse. Deren große Ebenheit wird nur von den Main-Nebentälern unterbrochen, die aus dem Taunus kommend varistischen und senkrecht dazu verlaufenden Störungen folgen. Die Täler sind überwiegend periglazial asymmetrisch. Ihre flachen lößbedeckten und beackerten Westhänge stehen steilen vergrünlandeten oder (im Süden) noch weinbaulich genutzten Mergelhängen gegenüber, die durch Rutschungen gegliedert werden. Solche Hänge sind problematisches Baugebiete und erschweren beispielsweise den Bau der hier verlaufenden ICE-Strecke erheblich. Möglicherweise trugen sie auch zur Insolvenz von Baufirmen bei.

Die asymmetrischen Täler bestimmen gleichfalls Relief und Boden des westlich Wiesbaden anschließenden Rheingaus. Den Untergrund bilden hier ebenfalls Mergel des Mainzer Beckens mit dem aus devonischen Gesteinen (Quarziten und Tonschiefern) aufgebauten Rheingau-Taunus im Hintergrund. Der natürlichen Tal-Asymmetrie folgt wiederum die Nutzung. Westexponierten steileren Mergelhängen mit Weinbergen liegen flachere lößbedeckte Hänge mit Äckern gegenüber. Auf der anderen Rheinseite ragt das geologisch ebenfalls zum Mainzer Becken gehörende Rheinhessische Plateau auf, auf dem der Exkursionshalt II liegt.

Die Exkursionsroute folgt der B42, die westlich Eltville auf der (teilweise hochwassergefährdeten) Niederterrasse des Rheins liegt. Im nördlich davon anschließenden Taunusvorland, eben dem Rheingau, gliederte KANDLER (1970) mindestens acht pleistozäne Terrassen aus.

Bei Geisenheim wird, geologisch gesehen, die Grenze des Mainzer Beckens zum Rheinischen Schiefergebirge erreicht. Erstmals gelangen paläozoische Gesteine an die Oberfläche. Teilweise tragen sie noch die "Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke" unseres Ersten Vorsitzenden (FELIX-HENNINGSEN 1990). Diese liegt hier auf einer kräftig abgesunkenen Scholle, einer Fortsetzung des Rochusberges, der als Hochscholle auf der anderen Rheinseite herausragt und Goethe Anlaß für seine immer wieder zitierten Hymnen auf diese Landschaft gab. Die intensiv verwitterten, stark abgesunkenen paläozoischen Gesteine verursachen bereits bei der Planung des Rüdesheimer Bahntunnels große Probleme, da man in dieser Tiefe wesentlich besseren Baugrund erwartet hatte.

Die geomorphologische Grenze zum Taunus wird bei der Fahrt von Rüdesheim nach Aulhausen überquert, wobei mehr als 300 m Höhendifferenz zu überwinden sind. Von Aulhausen aus wird zu Fuß Halt I erreicht, wobei verschiedene ehemalige Strandterrassen des oligozänen Meeres und eine seiner Einlaßpforten in das Rheinische Schiefergebirge zu passieren sind.

2. Exkursionshalt I Oligozäner Laterit am Bacharacher Kopf

An einer Wegeböschung nördlich des Bacharacher Kopfes tritt auffallend rotgefärbtes Material zutage (Abb. 2, S. 24). Es wird von hellen tonigen und sandigen Substraten überlagert (Abb. 3, S. 24), die die periglaziale Hauptlage nach oben abschließt. Die Hangendschichten fehlen infolge künstlichen Abbaues im eigentlichen Profil. Dieses liegt an einem nach Westen fallenden und durch rezente Abrisse gegliederten Hang in ca. 280 m NN (Bl. 5913 Presberg, GPS-Position 34 18 84; 55 41 57). Es ist wie folgt gliederbar (Abb. 2; vgl. auch SEMMEL 1999: 133):

Unter Streulagen von dunklen vererzten Klasten folgt ein ca. 30 cm mächtiger roter (2,5YR5/8) fleckiger Horizont, der fast ausschließlich aus körnigen Fe-Krusten besteht. Daneben kommen kleine Fe-Pisolithe und vereinzelt verkrustete Quarzit- und Sandstein-

bröckchen vor. Es folgt ein 60 - 70 cm mächtiger Horizont, der aus roten Streifen vererzten Materials und hellen tonigen Lagen besteht. Außerdem finden sich olivfarbige sandige streifige Lagen. Stellenweise weicht die lagige Ausbildung einer mehr wabenartigen Anordnung, so daß das typische Bild eines lateritischen Fleckenhorizonts (mottled clay horizon) vorliegt. Auch hier sind Bruchstücke von Quarzit und Sandstein zu finden. Unter diesem bunten Horizont folgt heller sandig-toniger Quarzitzersatz, dessen steilstehende Strukturen noch stellenweise gut zu erkennen sind, nicht zuletzt auch deswegen, weil an ihnen die bunten Fe-Ausfällungen tiefer reichen (Abb. 2, S. 24).

Das so beschriebene Profil ist demnach leicht in einen Fe-Krustenhorizont, in einen Fleckenhorizont und in einen Bleichhorizont zu gliedern. Es gleicht makroskopisch einem Laterit, wie ihn WALTHER (1916: 116 ff.) aus Australien beschrieben hat oder wie er, um eine jüngere Quelle zu zitieren, von WHITTOW (1984: 304) dargestellt wird. Danach besteht das typische Lateritprofil aus roter Kruste, bunter Fleckenzone und heller Bleichzone über dem Ausgangsgestein, abweichend von der ursprünglichen Laterit-Definition BUCHANANs (1807, zitiert nach FITZPATRICK 1980: 207), der hauptsächlich die Fleckenzone ("mottled clay horizon") als typisches Merkmal anführt.

Wenn im Falle des Profils am Bacharacher Kopf und auch des Profils Napoleonshöhe (Halt II) die Bezeichnung Laterit verwendet wird, so allein wegen der makroskopischen Ansprache im Sinne WALTHERs. Im Rahmen des Arbeitskreises Paläopedologie bezeichnete nämlich SCHWARZ (1993: 24 ff.) anders aufgebaute Profile auf Vogelsberg- gleichfalls als Laterit. Profile mit der "typischen" Abfolge Kruste/Fleckenzone/ Bleichzone sind hingegen auch auf den miozänen Basalten NW Gambach in der Wetterau anzutreffen.

Die freundlicherweise von Herrn Felix-Henningsen ausgeführte röntgenanalytische Tonmineral-Bestimmung ergab im gesamten Profil am Bacharacher Kopf für einen Laterit erstaunlich hohe Gehalte an Illit (Tab. 1). Ansonsten ist - in fast gleicher Menge - nur Kaolinit nachzuweisen. Das Fehlen von Gibbsit, der im allgemeinen als charakteristisches Merkmal echter Laterite gilt, ließe sich mit dem sehr basenarmen Ausgangsgestein erklären. Meine ursprüngliche Annahme (SEMMELE 1999: 133), es handele sich dabei um in den Taunusquarzit primär eingelagerten Tonschiefer, wurde nach einer gemeinsamen Besichtigung mit Herrn Felix-Henningsen dahingehend korrigiert, daß wohl der größte Teil des Profils bereits in einer basalen Schüttung oligozänen Meeresandes entstand, der hier transgressiv auf den verwitterten Quarzit akkumuliert wurde (KÜMMERLE 1968: 69).

Tab. 1 Laborwerte Halt I Bacharacher Kopf

	Tonminerale (relat. %)			Schwerminerale (Korn %)		
	Smectit	Illit	Kaolinit	Rutil	Turmalin	Zirkon
IC	5	48	47	4	13	83
fGok	-	55	45	6	16	78
fGoku	-	55	45	8	12	80
fGorku	-	55	45	5	9	86
fGrj	-	50	50	5	12	83
IlfCv	-	56	44	9	10	81

RFA-Werte des Feinbodens (Mass. %)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	GV
IC	75,8	0,5	13,5	0,9	+	0,3	1,2	+	6,4
fGok	43,2	0,3	6,5	41,5	0,3	0,1	0,9	0,1	6,4
fGoku	61,7	0,4	11,3	17,2	0,2	0,2	0,9	0,1	7,4
fGorku	47,2	0,4	14,1	25,8	0,4	0,3	1,1	0,1	9,9
fGrj	73,1	0,5	15,6	1,1	+	0,4	1,4	+	6,4
IlfCv	82,7	0,3	9,9	0,6	-	0,2	0,8	+	4,3
KK?	64,4	0,4	5,8	23,4	0,2	0,1	0,4	-	5,5

Da einmal angenommen wird, daß die Genese des Profils vom Grundwasser beeinflusst wurde und zum anderen ohnehin bei den meisten Lateriten Ähnliches anzunehmen ist, wurde bei der Horizontbezeichnung das Symbol G verwendet. Das gilt auch für das Profil Napoleonshöhe (Halt II).

IC = Meeressand; fGok = dunkle Fe-Schwarte; fGoku = rote Fe-Kruste; fGorku = Fleckenhorizont; fGrj = Bleichhorizont; fCv = verwitterter Quarzit; KK? = fragliche Konkretion.

Tonmineralanalyse: Prof. Dr. P. Felix-Henningsen, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung Univ. Giessen;

Schwermineralanalyse: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel, Bad Nauheim;

RFA: Dr. F. Rosenberg, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.

Stellenweise ist allerdings die im Taunusquarzit ausgebildete Klüftung durch den Bleichhorizont hindurch bis an den Fleckenhorizont zu verfolgen, so daß Tonschiefer als Ausgangsgestein doch nicht immer ausgeschlossen werden kann. Es könnte sich dabei um die auch heute unweit anstehenden "Bunten Schiefer" handeln, denn in dem hellen Substrat des Bleichhorizontes sind violette Schlieren anzutreffen (Abb. 2, S. 24 u. Abb. 3, S. 24), die zumindest farblich den angeführten Gesteinen entsprechen.

Jedoch erwähnt FELIX-HENNINGSEN (1990: 82) ähnliche Farben aus dem Profil Bengen in der Eifel, in dem sie wohl nicht mit entsprechend farbigem Ausgangsgestein zu verbinden sind, sondern als pedogenetische Oxidakkumulation gedeutet werden können.

Frühere Beobachtungen zeigten solifuidale Verlagerungen an (SEMMELE 1999: 133). Die frischen Abrisse lassen sogar rezente Bewegungen erkennen, so daß nicht nur mit periglazialen Störungen des Profils zu rechnen ist. Schließlich darf nicht unbeachtet bleiben, daß auch in tropischen Lateriten Schollen der harten Kruste Hunderte von Metern selbst bei nur geringem Gefälle abgeglitten oder unterspült worden sind und oft auf fremdem Untergrund liegen (entsprechende Beispiele bei SEMMELE 1986: 93). Diese Problematik kann bei Halt II ausführlicher erörtert werden.

Die Ergebnisse der RFA-Untersuchung (Tab. 1) zeigen, daß SiO_2 in den oberen Horizonten nahezu 50% oder mehr Gewichtsanteile erreicht. Auf ähnliche Gehalte kommen Fe_2O_3 und Al_2O_3 , so daß Verhältnisse wie in entsprechenden Horizonten von Lateriten der heutigen Tropen vorliegen (BLUME & STAHR: 1998: 529). Trotz des röntgenanalytisch nachgewiesenen Illit-Gehaltes ergab die RFA-Analyse nur Spuren von MgO und K_2O , der Illit also wohl weitgehend "degradiert" wurde. Der geringe Basengehalt erlaubt, daß die Subhorizontbezeichnungen u und j entsprechend AG Boden (1994: 96, auch 198) verwendet werden können. Damit ist zugleich klargestellt, daß dieser fossile Boden mit tropischem Klima in Verbindung gebracht wird. Das früher in der Regel als Merkmal lateritischer Verwitterung herangezogene $\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ -Verhältnis < 2 (vgl. z. B. KUBIENA 1953: 278) wird indessen nur im Fleckenhorizont (fGoku) erreicht.

Das Profil legt, vor allem auch aufgrund seiner Reliefsituation, überdies die Annahme nahe, daß die starke Fe-Anreicherung in der Kruste (fGoku- und fGorku-Horizont in Tab. 1) durch Grundwasser verursacht wurde. Dadurch kann die Verwitterung gehemmt worden sein. Außerdem ist wohl generell sehr oft mit Grundwassereinfluß bei Lateriten zu rechnen (u. a. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1966: 363; FITZPATRICK 1980: 208; WHITTOW 1984: 304).

Die in der Nachbarschaft zu findende noch massivere Fe-Konzentration im Bereich der über dem fGoku-Horizont liegenden schwarzen Fe-Schwarten wird allgemein als Ergebnis lokaler Ausfällung gedeutet, die dort stattfand, wo saure Bachwässer ins alkalische Meerwasser gelangten (KÜMMERLE 1968: 68). Diese Ausfällung erfolgte also demzufolge erst nach der Ausbildung des Laterit-Profils im Zuge des weiteren

Meeresspiegel-Anstiegs, wofür auch die dunkel verkitteten obersten Partien der an sich roten Fe-Kruste sprechen. Die olivfarbenen, eisenrindigen und feinsandigen Gebilde, die im fGoku- und fGorku-Horizont vorkommen und zu über 60% aus SiO_2 bestehen (Tab. 1), sind wohl verwitterte Feinsandsteine und sollten nicht als Anzeichen für Ausfällung von Kieselsäure (SEMMELE 1999: 134) gewertet werden.

Schwermineralogisch (Tab. 1) dominiert sowohl im "Laterit-Solum" als auch in dessen Hangendem eindeutig der Zirkon. Rutil und Turmalin sind mit weniger als jeweils 10% vertreten. Solche Schwermineralgehalte charakterisieren die oligozänen Sedimente im Mittelrheingebiet (BIBUS 1980: 248; SEMMELE 1999: 130).

Wenige Meter östlich des Profils sind die hellen tonigen Deckschichten über der roten Kruste freigelegt, in denen Schlieren von aufgearbeitetem Krusten und Bunten Schiefern zu finden sind (Abb. 3, S. 24). Auch hier fehlt (abbaubedingt) die lößhaltige Deckschicht (Hauptlage), die weiter hangaufwärts aufgeschlossen ist.

Abgesehen von dem Bodenprofil bietet der Exkursionshalt I eine hervorragende landschaftliche Übersicht. Er liegt am Ende der Verengung des an sich breiten Rhein-Hochtales, die im Bereich des harten Taunusquarzits zwischen Bingen und Trechtingshausen ausgebildet ist ("Binger Loch" im weiteren Sinne). Besonders der Ausblick rheinabwärts (Abb. 4, S. 24) macht verständlich, daß Heinrich von Kleist 1801 an eine Briefpartnerin schreibt: "Das ist der schönste Landstrich von Deutschland, an welchem unser großer Gärtner sichtbar con amore gearbeitet hat." W. M. DAVIS, der Verfasser der "Erklärende Beschreibung der Landformen" (1912: 105 f.) widmete diesem Talabschnitt sogar eine Fabel.

Auf dem steilen westlichen Hang des Rheintales, der dem Exkursionshalt I direkt gegenüber liegt, fallen die vielen "Rosseln" auf, Schuttströme, die den Hang hinunter ziehen, und die teilweise unmittelbar auf Bergbau zurückzuführen sind, oft aber auch quasinatürlich entstehen (durch Touristentritt etc.) oder sich ohne menschliches Zutun unterhalb von Quarzitausbissen als (nichtperiglaziale) "Oberlagen" bilden (siehe auch ANDRES & PREUSS 1983: 47).

3. Anfahrt zum Exkursionshalt II

Nach der Rückfahrt nach Rüdesheim wird mit der Rheinfähre Bingen erreicht, von wo aus an der B9 die "Urbreccie" Goethes zu sehen ist, deren mysteriöse Zusammensetzung diesen zu dem abschließenden Ausspruch veranlaßte "Möge bald ein reisender Naturforscher diese Felsen näher untersuchen - dankbar würde ich es erkennen". Welcher Forscher hatte nicht schon ähnliche Gedanken?

"Reisenden Forschern" bot sich beim Bau der A60 Gelegenheit, den Aufbau der sehr niedrigen Rhein-Nahe-Wasserscheide zwischen dem Rochusberg und dem auf dem Rheinhessischen Plateau liegenden Jakobsberg näher zu erkunden. Der für den Autobahnbau nötige Einschnitt ist inzwischen zwar völlig zugewachsen, dennoch soll während der Durchfahrt kurz erörtert werden, daß der tatsächliche Aufbau ganz anders aussieht als es die geologische Karte (Blatt 6013 Bingen) vermuten läßt. Nach der Karte besteht der nunmehr von der Autobahn zerschnittene Starberg aus oligozänem Cyrenenmergel und liegendem Schleichsand. Den für den Mergel typischen (holozänen) Smonica-Boden (vertisolähnlich) trägt allerdings nur der Westfuß des Starberges. Überall sind aber auch ansonsten reichlich typische Fossilien des Cyrenenmergels verbreitet, so daß die wahrscheinlich mit Hilfe der Lesesteinmethode erfolgte Kartierung zu dem Schluß kommen konnte, der gesamte Starberg bestehe aus Cyrenenmergel.

Im Einschnitt reichte der Mergel jedoch tatsächlich nur bis in die Höhe des Westfußes des Starberges. Darüber liegt grauer kalkhaltiger Sand einer Mittelterrasse des Rheins. Der Gipfel des Berges ist von ähnlichem Sand und von Fließerden aus Cyrenenmergel aufgebaut. Offensichtlich hat hier zuerst der Rhein einen aus Cyrenenmergel aufgebauten Hang unterschritten, von dem aus die Fließerden in den Rhein wanderten und sich mit den Rheinsanden verzahnten. Danach schnitt die Nahe von Westen her den Hang an und trug den Cyrenenmergel-Hang total ab, so daß heute im Starberg nur noch die Fließerdereste aus Cyrenenmergel erhalten sind.

Diese Deutung basiert auf meinen damaligen Aufschluß-Aufnahmen (vgl. SEMMEL 2001: 59). ANDRES & PREUSS (1983: 35 f.) kommen zu ähnlichen, in Detailfragen jedoch abweichenden Ergebnissen. Ohne jede Einschränkung aber ist der Formulierung von PREUSS (1983: 27) zuzustimmen, wonach zumindest ein Teil der auf der geologischen Karte dargestellten Cyrenenmergel über Rheinterrassen liege, also umgelagert sein müsse.

Die weitere Anfahrt zum Exkursionshalt II führt von der A60 über das Dreieck Nahetal und die A61 zur Ausfahrt Bad Kreuznach und von dort über Sprendlingen auf die Napoleonshöhe nördlich des Ortes.

4. Exkursionshalt II Pliozäner Laterit auf der Napoleonshöhe

Die Napoleonshöhe liegt am Nordwestrand des Rheinhessischen Plateaus. Zwischen der Kreis-Mülldeponie und der Landstraße Sprendlingen/Ober-Hilbersheim ist in der Straßenböschung das von Exkursionen häufiger besuchte Profil aufgeschlossen (Blatt 6114 Wörrstadt, GPS-Position 34 28 66; 55 28 22, ca. 260 m NN). Mir wurde dieses Profil durch Herrn Prof. Dr. Plass bekannt, der ähnliche Profile in Rheinhessen untersuchte (PLASS 1973). Laut SABEL & SPIES (1999: 167) liegt das Profil über grünlich-grauen, teilweise sehr tonigen Sedimenten. Diese entsprechen wahrscheinlich den grauen Tönen, die von ROTHAUSEN & SONNE (1984: 127) als den basalen spätmiozänen Dinotheriensanden zugehörig bezeichnet werden.

Das freigelegte Profil liegt südexponiert am oberen Ende des steilen Anstiegs auf das Rheinhessische Plateau, dessen Hänge durch zahllose Rutschungen geprägt sind. Durchlässiges Hangendes (Kiese oder Kalksteine) führen zur Vernässung des mergeligen Untergrunds und lösen somit die Rutschungen aus. Der dem Profil benachbarte Hang zeigt die typische Differenzierung einer Oberfläche, die von rotierenden Rutschungsschollen hervorgerufen wird. Im Profil selbst sind offene Klüfte zu beobachten, die nach oben breiter werden und zusammen mit dem säbelwüchsigen Baumbestand die jungen Bewegungen anzeigen. Doch gibt es auch deutliche Anzeichen für ältere Rutschungen, z. B. in Form von Klüften, die komplett mit CaCO_3 ausgekleidet sind.

Das Hangende des lateritischen Profils bildet eine Parabraunerde aus Löß oder Lößlehm, deren tonärmerer Oberboden wahrscheinlich kolluvial beeinflusst ist (Humusgehalt 1,5%). Bei 50 cm unter Flur beginnt eine +/- 40 cm starke Wechsellagerung von braunem sandig-tonigem Lehm mit hellgrauen tonigeren Streifen (Abb. 5, S. 25). Diese Streifen stehen im linken (höheren) Teil des Profils senkrecht und biegen erst mit ihren obersten Teilen hangabwärts ab. Im rechten (tieferen) Teil liegen die grauen Streifen schräg oder sogar weitgehend waagrecht. Vereinzelt ist CaCO_3 -Gehalt nachzuweisen, manchmal in Form von Lößkindeln oder ähnlichen Konkretionen.

Unter diesem streifigen Komplex (als IIIC bezeichnet) folgt eine 30 - 40 cm mächtige Lage brauner und schwärzlicher Fe-Pisolithe, in der nur wenige rote Exemplare ähnlich denen bei Halt I zu beobachten sind. Häufiger findet man kleine Bruchstücke vor dunklen Fe-Krusten. Die Pisolithlage wird als IIIfGoku-Horizont bezeichnet.

Unter den Pisolithen ist wiederum das gleiche streifige Material wie im Hangenden vertreten. Es wird allerdings links deutlich mächtiger als rechts. In beiden Bereichen dominiert hier jedoch die senkrechte Stellung der hellgrauen Streifen. Erst im Übergang zum Liegenden geht diese in die Horizontale über.

Dieses Liegende besteht aus mehrschichtigen dunklen Fe-Schwarten, die wabenartig mit hellgrauen tonigen Partien wechseln und makroskopisch einem lateritischen Fleckenhorizont ähneln (IVfGorku-Horizont auf Abb. 5, S. 25). Lagenartig kommen vererzte Gerölle vor, auch abgerollte Schwartenstücke, analog zu zahlreichen tropischen Lateriten, in denen Anzeichen für mehrfache syngenetische Umlagerungen zu finden sind. Mir wurden solche Vorkommen vor allem aus afrikanischen und brasilianischen Lateritregionen aus eigener Anschauung bekannt. Neben diesen schichtungsabhängigen Unterschieden fallen Wechsel in der Fe-Konzentration auf, die wohl auf schwankende Grundwasserstände zurückzuführen sind.

Unter diesem Komplex ist bis zum Grubenboden weißgrauer sandig-toniger Lehm aufgeschlossen, der trotz mancher dunkler oder auch roter Fe-Flecken als Bleich-Horizont bezeichnet wird. Der oft senkrechte Verlauf solcher Musterungen biegt oben in Gefällsrichtung ab ("Hakenschlagen") und geht schließlich direkt unter dem hangenden IVfGorku-Horizont in die Horizontale über (Abb. 5). Zwischen beiden Komplexen liegt offensichtlich eine Schichtgrenze, die entscheidend von einer Schollenrutschung geprägt ist. Die erneute Diskordanz wird in der Horizontbezeichnung berücksichtigt: VfGrj.

Im Liegenden des jetzigen Profils wurde grauer Sand erbohrt, der mit hellen grauen Tönen wechselt. Diese Substrate reichen laut RUPP (1999) bis in mehr als vier Meter Tiefe. Ähnliches Material wurde wohl auch im Wechsel mit grüngrauen Tönen in einer benachbarten Kontrollbrunnen-Bohrung angetroffen. Die wenige Meter mächtige Folge liegt miozänem Kalkstein auf (freundliche mündliche Information durch Herrn Dr. Weidenfeller, Landesamt für Geologie und Bergbau in Mainz).

Bei den Laboraten des Profils Napoleonshöhe (Tab. 2) sind besonders augenfällig die im Vergleich zum Profil bei Halt I gegensätzlichen Gehalte an Turmalin und Zirkon. Der

Tab. 2 Laborwerte Halt II Napoleonshöhe

Korngrößen (Gewichts%)							
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
AI	19,3	4,6	10,0	21,6	16,0	23,7	4,9
IIBt	35,4	5,2	9,2	15,6	17,0	14,7	2,9
IIIC	31,4	2,7	7,7	14,9	26,3	15,8	1,2
IVfGorku	29,2	1,8	6,1	13,6	29,3	17,5	2,6
VfGrj	40,2	5,3	6,5	7,9	22,6	16,2	1,2

Schwerminerale (Korn% von SM)											
	Aug.	BHbl.	Tit.	An.	Epid.	Gran.	GHbl.	Rut.	Tur.	Z.	SM
AI	5	13	4	-	6	2	7	2	31	29	0,09
IIBt	3	6	4	3	2	+	3	5	37	40	0,06
IIIC	-	-	-	3	-	-	+	6	47	41	0,03
IVfGorku	-	-	-	7	-	-	-	8	51	33	0,02
VfGrj	-	-	-	9	-	-	-	5	65	21	0,01

AI, IIBt und IIIC enthalten außerdem je 1% Staurolith. SM = Gewichts% vom Gesamt-Schwermineralgehalt des Feinsandes.

Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel, Bad Nauheim.

Röntgenanalysewerte (relat. %)							
a) Feinboden (<2 mm)							
	Smec. + Chlo.	Illit	Kaol.	Quarz	Orthokl.	Alb.	Calcit
AI	-	-	3,1	61,8	24,0	11,0	-
IIBt	9,0	-	6,6	71,9	9,2	3,4	-
IIIC	5,0	-	9,6	74,2	2,5	2,0	6,5
IVfGorku	4,8	-	11,9	80,2	-	-	3,0
VfGrj	4,6	-	25,5	66,0	1,9	0,7	1,2

b) Tonminerale						
	Smec.	mix.layer Chlo.Smec.	Illit	mix.layer Ill.Smec.	Chlo.	Kaol.
AI	2,8	5,9	14,7	35,4	7,7	33,5
IIBt	20,3	-	9,0	20,8	6,4	43,4
IIIC	12,1	-	4,4	15,3	9,7	58,5
IVfGorku	9,8	-	3,6	1,5	24,8	60,2
VfGrj	6,3	-	1,6	3,0	14,3	74,8

Verhältnis Kaol./((Kaol. + Illit + mix.layer): AI = 0,374, IIBt = 0,593, IIIC = 0,748, IVfGorku = 0,921, fGrj = 0,942

Operator: Ak. Oberrat Dr. R. Petschik, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Frankfurt a.M.

RFA-Werte (Gewichts%)									
a) Feinboden (<2 mm)									
	GV	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	TiO ₂	K ₂ O
IIIIfGoku	6,2	68,2	16,2	11,5	1,0	0,4	0,5	0,7	0,6
IVfGorku	3,6	71,6	19,1	3,2	0,4	0,3	0,2	0,9	0,7
VfGrj	4,2	82,9	9,1	2,4	0,3	0,3	0,1	0,7	0,4
b) Material >2 mm									
IIIIfGoku	8,6	46,2	6,5	33,6	5,1	0,1	0,2	0,4	0,1
IVfGorku	6,7	56,1	5,8	28,5	0,3	0,1	1,5	0,4	<0,1

IIIIfGoku = Pisolith-Horizont

Operator: Dipl.Geogr. M. Hauenstein, Landesamt für Geologie und Bergbau, Mainz.

hohe Anteil von Zirkon im Profil am Bacharacher Kopf wird - wie angeführt - als typisch für oligozäne Sedimente im Rheingebiet gedeutet, der hohe Anteil von Turmalin wie im Profil Napoleonshöhe hingegen ist charakteristisch für pliozäne Rheinsedimente dieses Gebietes. Der deutliche Anatasgehalt im letztgenannten Profil ließe sich als Einfluß von Rotliegend der benachbarten Umgebung von Bad Kreuznach deuten.

Tonmineralogisch ist im lateritischen Teil des Profils neben Kaolinit vor allem (wahrscheinlich sedimentbürtiger) Chlorit vertreten, hingegen kaum Illit. Der "befremdende" Gehalt an Smectit dürfte ebenso wie die erwähnten CaCO₃-Spuren auf Infiltration aus dem hangenden Lößlehm zurückzuführen sein, zumal die Gehalte nach unten geringer werden. Daß es sich dabei sehr wahrscheinlich um "bodenbürtige" Neubildungen handelt, legen die ausschließlich irregulären mixed layer nahe.

Die Gliederung in hangenden Lößlehm, Umlagerungsbereich (IIIC) und liegenden Laterit spiegelt sich recht gut im Verhältnis Kaolinit/(Kaolinit+Illit+mixed layer) wider. Dieses Verhältnis ist indessen wegen der augenscheinlichen Infiltrations- und Schichtungseffekte nicht als Beweis für eine mit der Tiefe zunehmende Verwitterungsintensität geeignet.

Die Ergebnisse der RFA-Untersuchung zeigen, daß im Pisolith- (IIIIfGoku) und im Fleckenhorizont (IVfGorku) das SiO₂/R₂O₃-Verhältnis deutlich <2 ist, übereinstimmend mit SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1966: 363), wonach die größte Verwitterungsintensität bei Lateriten im Schwankungsbereich des Grundwassers vorliegt. Der röntgenanalytisch nachgewiesene Chlorit ist offensichtlich - verwitterungsbedingt - kaum

noch Mg-haltig. Insgesamt läßt sich eine kräftige kaolinitische Verwitterung ableiten. Deshalb werden wie im Profil Bacharacher Kopf (Halt I) die Subhorizontbezeichnungen u und j verwendet (Abb. 5, S. 25).

Zum Gebrauch des $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses sei angemerkt, daß auch in jüngerer Zeit noch die Meinung vertreten wird, dieses Verhältnis gebe recht gut die Verwitterungsintensität tropischer Böden wieder, man vergleiche beispielsweise FITZPATRICK (1980: 115), der jedoch auch kritisch formuliert: "...the total amount of SiO_2 , Fe_2O_3 and Al_2O_3 is often determined for tropical soils, although the validity of this ratio has still to be demonstrated convincingly."

Eine genetische Deutung des Profils Napoleonshöhe ließe sich wie folgt formulieren: Nachdem die spätmiozänen Dinotheriensande inklusive eines Hochflutlehms (IIIC) abgelagert wurden, entstand auf ihnen ein Lateritprofil mit der typischen Horizontabfolge, wobei der Pisolith-Horizont als Krusten-Äquivalent gedeutet wird. Bei der späteren Zertalung des Gebietes rutschte der relativ durchlässige obere Teil des Profils über dem relativ dichten Bleichhorizont ab. Wahrscheinlich unter periglazialen Bedingungen wurde später das besonders liquide hellgraue tonige Material aus dem Fleckenhorizont und dem unteren Teil des Hochflutlehms durch den Pisolith-Horizont hindurch aufgepreßt und etwas solifluidal verlagert. Von diesen Bewegungen ist vielleicht auch hangender kalkhaltiger Löß erfaßt worden, auf dem sich im Holozän eine Parabraunerde bildete, deren Carbonat in den IIIC-Horizont ausgewaschen wurde.

Eine andere Deutung könnte die steilstehenden (und rostsäumigen) hellgrauen Streifen als Marmorierung infolge früherer Staunässe ansehen. Jedoch ist mit dieser These weniger gut vereinbar, daß die gröberen Partikel beiderseits der Streifen infolge Pressung eingeregelt sind.

Ähnliche lateritische Profile waren in den Straßenböschungen am Nordwestrand der Napoleonshöhe wiederholt freigelegt. Sie scheinen nur auf den tonigeren Varianten der pliozänen und spätmiozänen Sedimente vorzukommen. In den etwas weiter vom Plateaurand entfernt liegenden Arealen ist in zahlreichen Bohrungen auf dem Steinberg keine entsprechende Bodenbildung gefunden worden (PREUSS 1983: 46 ff.). Ansonsten beeindruckt nahe dem Plateaurand das direkte Nebeneinander von lateritischen Relikten sowie Parabraunerden und (degradierten) Schwarzerden aus Löß.

Das Profil Napoleonshöhe hat zumindest makroskopisch große Ähnlichkeit mit dem Pro-

fil am Bacharacher Kopf (Halt I). Beide Profile weisen makroskopisch überdies nahezu den gleichen Aufbau auf wie das Profil Bengen in der Eifel, in dem - wie der Profilbeschreibung entnommen werden kann (FELIX-HENNINGSEN 1990: 80) - gleichfalls eine Diskordanz zwischen Flecken- und Bleichhorizont vorliegt.

Bei weitergehenden pedogenetischen Rückschlüssen auf Abweichungen hinsichtlich mittel- und jungtertiärer Verwitterungs-Intensität am Beispiel der hier erörterten Profile bleibt unbedingt die Verschiedenheit des Ausgangssubstrats zu berücksichtigen. So sollte beispielsweise aus dem offensichtlich höheren Kaolinitgehalt im Profil Napoleonshöhe nicht auf eine intensivere Verwitterung geschlossen werden. Überdies sind unterschiedliche postpedogenetische Einflüsse gegeben. Vor allem muß die längere Zeit andauernde marine Überflutung im Profil am Bacharacher Kopf bei einem Vergleich der Verwitterungsintensität berücksichtigt werden.

Die genaue zeitliche Einordnung des Profils Napoleonshöhe ist unsicher. Es kann nicht älter als das spätmiozäne Ausgangssubstrat sein. Die Annahme von SABEL & SPIES (1999: 168), hier liege eine pliozäne Bildung vor, entspricht wohl der vorherrschenden Einschätzung (vgl. dazu bereits PLASS 1973: 339).

Bei einem Vergleich mit makroskopisch ähnlichen Profilen in den heutigen Tropen und darauf basierenden paläoklimatischen Ableitungen sollte nicht vergessen werden, daß die dortigen Bildungen in der Regel offensichtlich Relikte sind (SEMMELE 1977: 97; 1993: 99; 1993a: 55f.) und nicht als unter dem holozänen Klima entstanden angesehen werden dürfen. Der Folgerung von FELIX-HENNINGSEN (1990: 145), der direkte Bezug der Verwitterungsintensität der mesozoisch-tertiären fossilen Böden im Rheinischen Schiefergebirge auf das Klima verbiete sich, da auch die Böden der rezenten Tropen größtenteils sehr alte, reliktsche Bildungen seien, die durch kumulative Verwitterungsprozesse entstanden, ist nichts hinzuzufügen.

5. Anfahrt zu Exkursionshalt III

Von der Napoleonshöhe wird über die A61 wieder die A60 erreicht. In Fahrtrichtung steigen rechts die mit Rutschungen übersäten Weinbergshänge zum gerade besuchten Rheinhessischen Plateau an, mit deren Geomorphogenese sich PREUSS (1983) eingehend befaßt hat. Linker Hand erstreckt sich der Südrand des Hunsrücks, der durch

scharf eingeschnittene Hauptterrassen-Niveaus der Nahe gegliedert ist (Abb. 6, S. 25). Sie liegen ("horizontal konstant" i. S. von BIRKENHAUER 1971: 112 ff.) in der gleichen absoluten Höhe wie die gleichalten Rheinterrassen bei Bacharach (Halt I). Rechts des "Nahedurchbruchs" schließt der Rochuchsberg mit seiner vierstufigen altpleistozänen Terrassenabfolge an, die oft oligozänen Strandniveaus folgt (GÖRG 1984: 121), stellenweise sogar oligozänen Flachformen mit Rot- und Braunlehmresten (SEMMELE 1999: 131 f.).

Ab dem schon eingehend abgehandelten Starberg verläuft die Exkursionsroute auf der Niederterrasse des Rheins (T1/2 nach KANDLER 1970). Der Anstieg zum Mainzer Dreieck führt erneut auf den Rand des Rheinhessischen Plateaus, das hier vorwiegend mit kalkhaltigen Flugsanden bedeckt ist ("Mainzer Sand") und in denen SONNE & STÖHR (1959) erstmals den Laacher Bimstuff fanden (letzte Bearbeitung und Lumineszenz-Datierung durch RADTKE & JANOTTA 1998; vgl. dazu auch SEMMELE 2001: 48). Die Flugsandfelder und Dünen des Mainzer Sandes überziehen den Nordabfall des Rheinhessischen Plateaus vom Mainzer Dreieck bis fast an die Rheinaue.

Nach Passage der Schiersteiner Rheinbrücke wird der A66 in Richtung Frankfurt a.M. bis zur Ausfahrt Mainzer Straße gefolgt. Kurz zuvor, an der Ausfahrt Wiesbaden-Biebrich ("Henkell Trocken") schneidet die A66 die Gemarkung des früheren Dorfes Mosbach und die Mosbacher Sande, die seit mehr als 150 Jahren durch ihre Fossilienfunde weltweit bekannt sind. In den letzten Jahrzehnten konzentrieren sich die Funde aus Mosbacher Sanden, die weiter östlich im jetzigen Dyckerhoff-Steinbruch aufgeschlossen sind.

6. Exkursionshalt III Quartäre Paläoböden im Dyckerhoff-Steinbruch SE Wiesbaden

Die quartären fluvialen Ablagerungen im Dyckerhoff-Steinbruch Kastel (Werksbezeichnung) sind relativ einfach in vier Einheiten zu gliedern (BRÜNING 1974: 62 ff.). Dem überwiegend grobkiesigen und kalkfreien Mosbach I (Unteres Mosbach) liegt ein kalkfreier Hochflutlehm auf, der im heutigen Aufschluß auf Dolinen beschränkt ist. Dieser Lehm entspricht dem Mosbach II. Darüber folgt das graue, feinkörnige und stark kalkhaltige Mosbach III (Hauptmosbach) und schließlich das braune, grobkiesige und kalkfreie Mosbach IV (t2-Terrasse des Mains nach SEMMELE 1968).

Der älteste quartäre Boden liegt in Form eines fossilen Gleys vor, der auf den Lehmen des Mosbach II entwickelt ist (Abb. 7, S. 25). BRÜNING deutet die Vergleyung als warmzeitlich. Paläomagnetische Messungen (BOENIGK 1978: 109) machen wahrscheinlich, daß die Lehme zur Zeit des Jaramillo-Events (um 1000 ka) abgelagert wurden. Laut FROMM (1978: 9) kann das Mosbach I (Unteres Mosbach) zweifelsfrei der reversen Matuyama-Epoche zugerechnet werden (älter als 780 ka). Andere paläomagnetische Messungen ergaben zumindest eine Umkehr von revers zu normal in den Lehmen des Mosbach II (SEMMELE 2001a: 112), wobei offenbleibt, ob es sich um den Wechsel von Matuyama zu Brunhes oder um den Beginn des Jaramillo-Events handelt. Möglicherweise ist die magnetische Orientierung durch die Gleybildung verändert worden. Schließlich stellt sich auch hier die Frage, wie sicher stratigraphische Einstufungen anhand der Paläomagnetik generell sind. Doch unbeschadet solcher Einwände sprechen die Geländebefunde (Terrassenabfolge, Deckschichten) nicht dagegen, dem fossilen Gley ein Alter von mehr als 780 ka zuzubilligen.

Eine andere Frage ist die der paläoklimatischen Aussage des Bodens. Die von BRÜNING (1974: 62) erwähnten "... Andeutungen einer einstigen Durchwurzelung..." belegen nicht sicher warmzeitliches Klima. Immerhin sprechen sie gegen einen anderen naheliegenden Einwand: Die Rostfleckung könnte allein das Resultat von Staunässe sein, die sich unter dem durchlässigen kalkhaltigen Mosbach III in den dichten Lehmen bildete. Doch dem kann entgegengehalten werden, daß in den Lehmen keine Kalkinfiltration zu erkennen ist. So darf dann wohl der Gley als altpleistozäne Bodenbildung akzeptiert werden und seine paläoklimatische Interpretation offenbleiben. Der größte Nachteil dieses Bodens ist jedoch, daß er keineswegs immer aufgeschlossen ist.

Im hangenden, bis 15 m mächtigen Mosbach III sind bisher keine fossilen Böden gefunden worden. Gelegentlich kommen zwar rostfarbige kalkfreie Partien mit Rostbänderung in den ansonsten kalkhaltigen Sanden vor, jedoch lassen sich diese immer als "Durchgriffe" aus dem Hangenden ableiten, das aus dem jüngeren kalkfreien t2-Mainkies (Mosbach IV) besteht. Zwischen dem Mosbach III und dem Mosbach IV ist kein fossiler Boden erhalten geblieben. Die auf dem grauen kalkhaltigen Sand des Mosbach III ausgebildeten Verwitterungstaschen (Abb. 8, S. 26) sind nur dort anzutreffen, wo die Verlehmung des Mosbach IV in das Mosbach III durchgriff. Diese Verlehmung bewirkte die rostrote Verfärbung des primär hellbraunen t2-Kieses und (taschenförmig) des liegenden grauen Mosbach III. Mit der Bezeichnung "roströtes Mosbach" (BRÜNING u.a. 1974: 65; BOENIGK 1978: 104) ist also eigentlich kein Sedi-

ment definiert, sondern vielmehr ein Boden, der sowohl Teile des Mosbach IV als auch des Mosbach III erfaßt.

Die "Bodentaschen" im kalkhaltigen Mosbach III werden oft als Kryoturbationen gedeutet, in der Regel ist aber klar ersichtlich, daß die Sedimentstrukturen in diesen "Taschen" allenfalls leicht deformiert und keinesfalls völlig zerstört sind (Abb. 8, S. 26). Manchmal zeichnet indessen die Verlehmung Kryoturbationen nach. Diese Problematik wird im Gelände eingehender erörtert werden können.

Laut BOENIGK (1978) ist das Mosbach III normal magnetisiert. Die Messungen von FROMM (1978: 9) lassen sogar die Aussage zu, daß im unteren Teil von Mosbach III der Übergang von der reversen Matuyama- zur normalen Brunhes-Epoche erfolgt. Im Gegensatz zur indifferenten stratigraphischen und paläoklimatischen Aussage der Säuger-Fossilien (KELLER 1999: 76; SEMMEL 1968: 77) weisen die Ergebnisse der Mollusken-Untersuchungen von GEISSERT (1970) auf ein allmähliches Kälterwerden des Klimas während der Ablagerung des Mosbach III hin. Da der hangende Mosbach IV-Kies häufig in tiefen Eiskeil-Pseudomorphosen liegt (Abbildungen bei KELLER 1999 und SEMMEL 2003), darf angenommen werden, daß dieser Kies unter vollperiglazialen Klimaverhältnissen sedimentiert wurde. Die nachfolgende intensive Verlehmung sollte warmzeitlichen Ursprungs sein.

Das verlehnte Mosbach IV bildet die Basis einer Lößdecke, in der früher drei fossile Bt-Horizonte zu finden waren (SEMMEL 1968). In den letzten Jahren ist in der Regel nur noch der Rest eines fossilen Bt-Horizontes aufgeschlossen. Er wird von Dellen zerschnitten, in denen die drei altwürmzeitlichen Mosbacher Humuszonen liegen (SCHÖNHALS et al. 1964; SEMMEL 1963: 362). Sie sind heute noch an einer Stelle nördlich der A66 zugänglich. Ebenso besteht sicher Gelegenheit, den Hainerberger (Lohner) Boden und den gut gegliederten Jungwürm-Löß mit dem Eltviller Tuff zu besichtigen (Abb. 9, S. 26). Doch soll dieser Komplex nach Möglichkeit nur kurz abgehandelt werden, da er einmal bereits wiederholt auf nationalen und internationalen Exkursionen besichtigt wurde und zum anderen bei Halt IV ohnehin ausführlicher zu erörtern ist.

Beonderes Interesse verdient indessen ein seit längerem bekanntes Dolinenprofil am Westrand des Steinbruchs nördlich der A66, wo eine schwache spätpleistozäne Bt-Bildung erhalten geblieben ist (SEMMEL 1995: 136 f.). Es liegt in einer mit Jungwürm-Löß gefüllten Doline (Abb. 10, S. 26). In dem darüber folgenden Kolluvium ist eine schwach degradierte Schwarzerde altholozänen Alters ausgebildet, die wiederum von

Kolluvium überlagert wird, in dem es erneut zu Bt-Bildungen kam. Abb. 11 (S 27), die HILGERS et al. (2003) entnommen wurde, zeigt die differenzierte Abfolge.

Auf dem Jungwürm-Löß hatte sich wohl zunächst ein schwacher schwarzerdeähnlicher Boden mit Schwammgefüge (typisch für A_{sh}-Horizonte) entwickelt (KÜHN 2003: 121), bevor eine Lessivierung einsetzte, die einen Bt-Horizont hinterließ, dessen Reste nur einen Tongehalt von 20,5% haben (Tab. 3). Eine über die gesamte Doline hinwegziehende Diskordanz kappt dieses Profil (Abb. 10, S. 26). Darüber folgt Lößlehm, der erstmals deutliche Anteile von Laacher Bimstuff enthält (fAl?, Tab. 3). Gleichzeitig steigt der Gesamt-Schwermineralgehalt (im Feinsand) stark an. Auf diesem Substrat ist eine Schwarzerde ausgebildet, deren Huminsäuren ein Radiocarbonalter von ca. 7 500 Jahren haben. Der Boden ist nach seiner Degradation erneut von Kolluvium überlagert worden, in dem ein kräftiger und ein schwächerer Bt-Horizont entwickelt sind.

Tab. 3 Halt III Dyckerhoff-Steinbruch SE Wiesbaden

Dolinenprofil (vgl. auch Abb. 11, S. 27)

Korngrößen (Gew.%)										
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	Org. Subst.	Fed	Feo
1. fBt	30,7	8,7	15,7	27,0	8,9	5,0	4,0	0,4	0,72	0,09
fAh	21,0	17,4	21,9	28,7	8,5	2,2	0,4	0,7	0,86	0,12
C	12,5	14,6	23,7	36,1	10,3	2,6	0,5	0,3	0,82	0,08
fAl?	7,2	10,9	25,3	48,7	4,8	2,0	1,1	0,2	0,70	0,06
2. fBt	20,5	8,7	23,1	43,2	3,2	0,9	0,5	0,2	0,79	0,05
fBtv	20,7	6,4	22,2	46,7	3,6	0,4	0,0	0,2	0,68	0,03
fAh?	14,4	6,7	22,4	50,9	12,7	0,5	0,0	0,3	n.b.	n.b.
C	11,0	7,2	23,9	51,9	6,5	0,5	0,0	0,2	0,55	0,01
HB	15,6	5,4	14,9	50,9	12,7	0,5	0,0	0,3	0,62	0,01
C	11,4	5,0	16,1	56,8	10,0	0,7	0,0	n.b.	n.b.	n.b.

Schwerminerale								
	Aug.	BHbl.	Tit.	Epid.	Gran.	GHbl.	St.	SM
1. fBt	36	48	14	2	+	1	-	1,6
fAh	30	61	8	+	+	-	-	1,3
C	43	45	8	1	1	+	+	1,5
fAl?	36	34	7	9	7	2	1	0,7
2. fBt	7	12	3	25	30	15	1	0,5
fBtv	2	1	1	50	22	16	2	0,3
C	3	3	1	38	35	12	1	0,3

Nicht aufgeführt sind 1-2% Rutil, Turmalin und Zirkon

Analytikerin: Dipl.-Geogn. M. Guddat-Seipel.

OSL-Modellalter (ka)				
	OSL1	OSL2	OSL3	OSL4
1. fBt	7,21+/-0,83	6,35+/-0,68	5,9- 8,6	5,3- 7,5
fAh	8,42+/-1,18	9,02+/-0,83	6,5-10,0	7,4-10,2
C	12,50+/-1,50	6,55+/-0,82	9,4-14,0	4,9- 7,4
fAl?	9,56+/-1,16	8,30+/-0,94	7,7-11,4	6,8- 9,9
fAl?	SAR-Quarz =	13,20+/-0,80	SAR-Quarz =	11,5-14,8
2. fBt	-	14,20+/-2,00	-	11,5-17,5
2. fBt	SAR-Quarz =	15,80+/-0,90	SAR-Quarz =	14,0-18,1
fAh?	-	14,60+/-1,40	-	12,0-16,9
C	15,00+/-1,70	15,40+/-1,30	12,3-17,8	13,1-17,8

Auszüge aus HILGERS et al. (2003: Tab. 3). ¹⁴C-Datierung: 5630-5435 BC (Hv 23834).

OSL1 = multiple-Aliquot-Verfahren, additiv; OSL2 = multiple-Aliquot-Verfahren, regenerativ; OSL3 = additiv, Angabe von Minimal- und Maximal-Alter unter Berücksichtigung eines Bodenfeuchtwechsels von 15-30%; OSL4 = regenerativ, ansonsten wie OSL3; SAR-Quarz = Quarz-Einzelkorn-Aliquot-Bestimmung; FK = Feinkorn (< 2 mm). Ausführlichere Angaben in Hilgers et al. (2003).

Spätere Ergänzungsdaten (in ka)

	SAR-IRSL-FK	SAR-Quarz
1. fBt	n.b.	8,18+/-0,64
C	n.b.	14,42+/-1,14
fAl?	10,43+/-0,86	12,86+/-0,94
2. fBt	11,48+/-0,98	15,47+/-1,15
fAh?	14,36+/-1,24	19,64+/-1,70
?Hainerb.Boden	n.b.	73,10+/-6,80

Operatorin: Dr. A. Hilgers, Geogr. Institut der Univ. Köln

Dieses Profil widerspricht der gängigen Vorstellung (z. B. ZAKOSEK 1962: 31; BARGON 1967: 28 ff.; SEMMEL 2000: 133 f.), wonach zunächst in den trockensten Teilen des Exkursionsgebietes zu Beginn des Holozäns Schwarzerden verbreitet waren, die erst im Atlantikum degradierten. Der Annahme, eine spätglaziale Bt-Bildung in diesem Profil sei als lokale Ausnahme zu werten (SEMMEL in HILGERS et al. 2003: 70) steht die Einschätzung von KÜHN (2003: 124) gegenüber, "...daß in umgebenden und auch in vergleichbaren Naturräumen" ... "eine ähnliche Folge bodenbildender Prozesse stattfand".

Gut einen Kilometer südöstlich dieses Profils ist eine flache Mulde mit dunklem bandkeramischem Kolluvium aufgeschlossen (SEMMEL 2003: 58 f.), in dem sich eine Para-

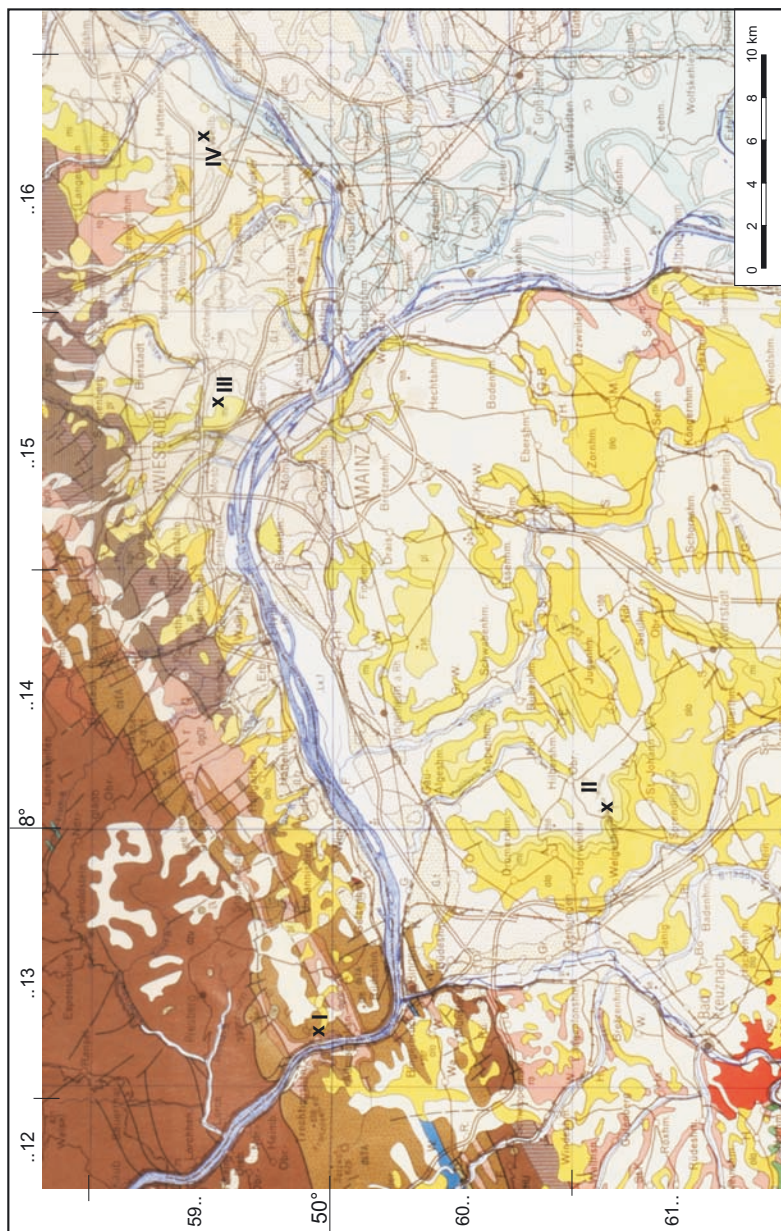


Abb. 1 Geologische Karte des Exkursionsgebietes mit Halt I-IV

(Ausschnitt aus der GUK 300 von Hessen, 4. Aufl., Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden 1989)

Symbole im Grundgebirge: Ph = Phyllit; sgn = Sereizitgneis etc.; dgoi = Bunte Schiefer; dshk = Hermeskeilschichten; dsTA = Taurusquarzit; dzHU = Hunsrücksschiefer

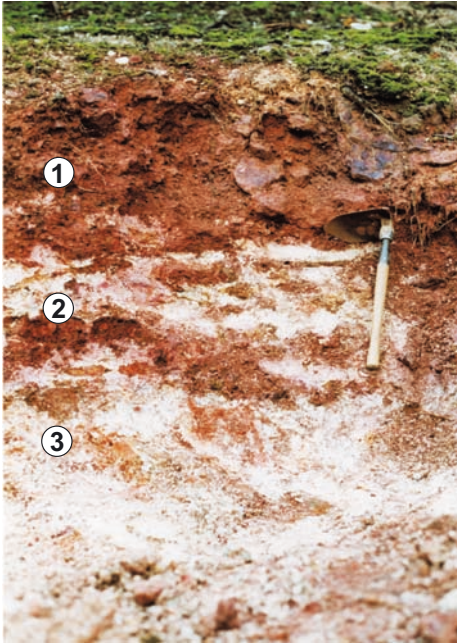


Abb. 2 Halt I Profil Bacharacher Kopf

1 = fGoku (Kruste); 2 = fGorku (Fleckenhorizont);
übergehend in 3 = fGrj (Bleichhorizont), darin Rot-
fleckung an vereinzelt steilstehenden Quarz-
zitrippen.



Abb. 3 Halt I Oligozäne Sedimente über Late-
ritkruste

In mittlerer Höhe des Spatens (50 cm Stiellänge) ist im
weißen Sediment aufgearbeitetes rotes Fe-Krusten-
material zu erkennen. Darüber folgende feine Streifen
violetten Substrats sind wahrscheinlich verlagerte Reste
aus den Bunten Schiefen.



Abb. 4 Halt I Blick vom Bacharacher
Kopf nach Bacharach

Das steilhängige "Engtal" des Rheins wird
im Westen (links im Bildmittelgrund) vom
flachreliefierten Hochtal begrenzt, zu dem
die altpleistozänen Terrassen und tertiäre
Verflachungen gehören, die von PHILIPP-
SON (1927) als "Trogfläche" bezeichnet
werden. Die Grenze zwischen Eng- und
Hochtal liegt vielerorts bei 200 m NN. Das
gilt für das gesamte Obere Mittelrheintal
("Horizontalkonstanz" nach BIRKENHAUER
1971). Vgl. auch Abb. 6.



Abb. 5 Halt II Profil Napoleonshöhe

1 = Parabraunerde aus Löß; 2 = solifluidaler Verlagerungs- und Mischungsbereich (IIIC); 3 = IllfGoku (Pisolith-Horizont); 4 = IVfGoku (Fleckenhorizont), 5 = VfGrj (Bleichhorizont).



Abb. 6 Blick vom Rheinhessischen Plateau auf den Hunsrück-Südrand

Der Anstieg über dem Nahetal ist durch mehrere Flachniveaus gegliedert. Besonders markant erscheint das 200m- Niveau auf der linken Seite des Nahe-Engtals am Rochusberg ("Auf der Rahl", rechts im Bild-Mittelgrund). Es setzt sich nach links (Westen) jenseits des Krebsbachtals auf dem Keßler-Berg fort. Zu diesem Hauptterrassen-Niveau (tr4 nach SEMMEL, in: BİBUS & SEMMEL 1977) gehören auch die Terrassenreste auf dem Rupertsberg und auf der Elisenhöhe westlich Bingerbrück (oberhalb des Nahe-Engtals).

Die Grenze zwischen Eng- und Hochtal liegt auch hier wie an vielen Stellen des Oberen Mittelrheins bei 200 m NN. Darüber folgen in +/-280 und +/-300 m NN Flachniveaus auf dem Münsterer Kopf östlich und auf dem Butterkopf westlich des Krebsbachtals. Nördlich des Nahe-Engtals sind die +/-380m-Niveaus des Stöckert und des Druiden-Bergs zu erkennen sowie am Horizont schließlich das +/-600m-Niveau des Franzosenkopfes.



Abb. 7 Halt III Altpleistozäne Gleybildung im Dyckerhoff-Steinbruch S der A66

Die kalkfreien bräunlichen Sande des Mosbach II gehen nach oben in rostgefleckten Lehm über, der aufgrund seines Paläomagnetismus als mindestens 780 ka alt angesehen wird. Darüber liegt diskordant grauer kalkhaltiger Sand des Mosbach III, der paläomagnetisch dem ältesten Teil der Brunhes-Epoche zugerechnet werden kann. GPS-Position 34 48 722/55 45 391; TK 25 Bl. 5915 Wiesbaden.

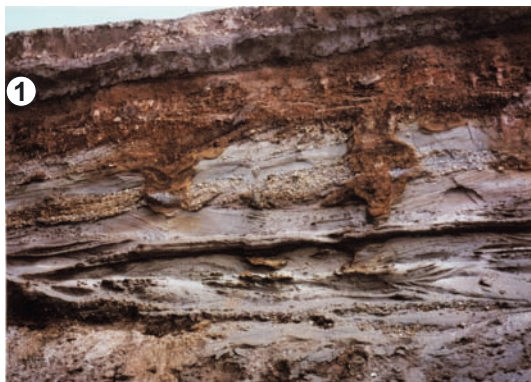


Abb. 8 Halt III Mittelpleistozäne Bodenbildung im Dyckerhoff-Steinbruch S der A66

Unter der Lößdecke mit einem fossilen Bt-Rest ist ein brauner fossiler Bt-Horizont zu erkennen, der steinfrei ist (1). Darunter liegt entkalkter und verbraunter Sand des Mosbach III. Die Verwitterung greift stellenweise tiefer in den grauen kalkhaltigen Sand, ohne die Sedimentstrukturen deutlich zu stören. Dadurch unterscheiden sich die "Verwitterungstaschen" von Kryoturbationen. GPS-Position 34 48 738/55 45 462; TK 25 Bl. 5915 Wiesbaden.



Abb. 9 Halt III Eltviller Tuff im Dyckerhoff-Steinbruch N der A66

Das nur ein bis zwei Zentimeter breite Band des Eltviller Tuffes (1) liegt ca. 10 cm über der Oberkante des E2-Naßbodens (2), der etwas dunkler und dichter als der normale Löß ist. Im Bereich des Spatens erkennt man den intensiver ausgeprägten E4-Naßboden (3). Auf dem hangenden Löß sind Cc-, Bt- und Ap-Horizont einer stark erodierten Parabraunerde erhalten geblieben.

Abb. 10 Halt III Dolinen- und Dellenfüllung im Dyckerhoff-Steinbruch N der A66

Links im Bild liegt die mit umgelagertem Löß gefüllte Doline (1), zu der hin die miozänen Kalksteinschichten (2) abbiegen. Über die Dolinenfüllung hinweg zieht eine mit holozänem Kolluvium (3) gefüllte Delle. GPS-Position 34 47 80/55 46 78; TK 25 Bl. 5915 Wiesbaden.



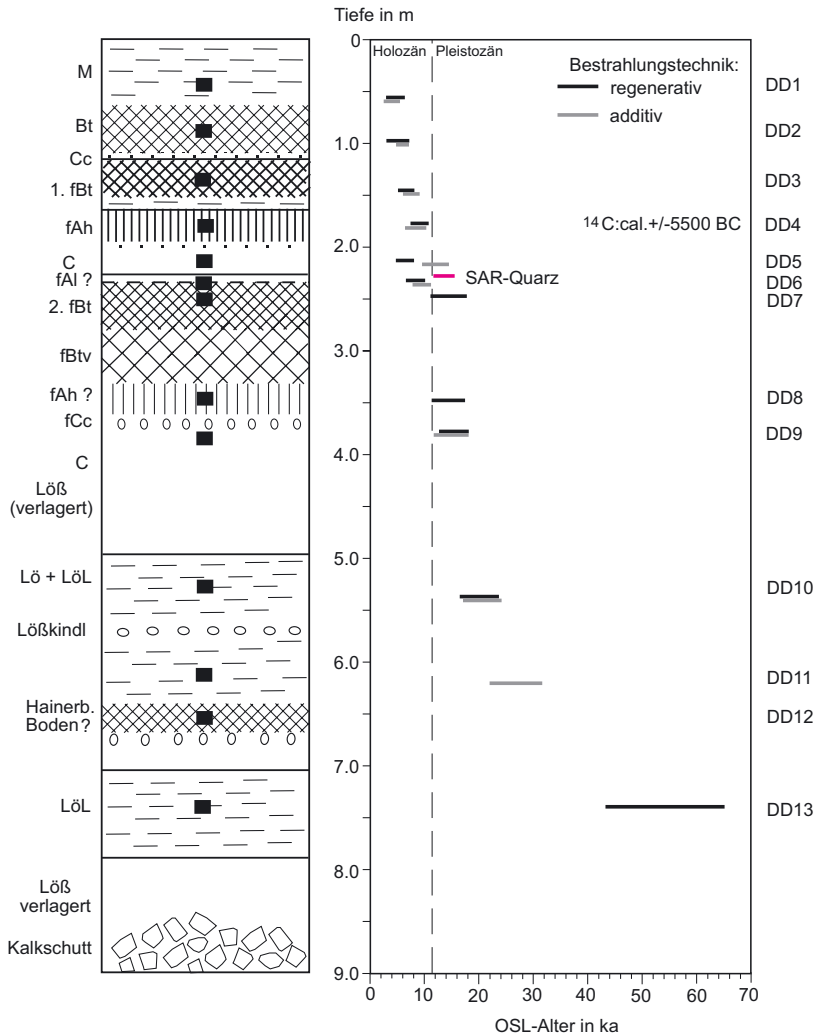


Abb. 11 Hilt III Profil der Füllung auf Abb. 10 (aus Hilgers et al. 2003) (vgl. auch Tab. 3)



Abb. 12 Halt III Parabraunerde aus bandkeramischem Kolluvium im Dyckerhoff-Steinbruch S der A66

(nähere Erläuterung im Text)
GPS-Position 34 48 627/55 45 952; TK 25 Bl. 5915
Wiesbaden.

Abb. 13 Bandkeramische und hallstattzeitliche Grubenfüllungen am ICE-Einschnitt SW Wiesbaden-Erbenheim

Links oben ist eine dunkle bandkeramische Grube angeschnitten, im Spatenbereich eine hellere hallstattzeitliche. Bei ca. 30 cm unter Flur setzt heller Löß ein, unter dem der kräftig braune Rest eines fossilen Bt-Horizontes und ein weißer fCc-Horizont erhalten sind (Spatenende).

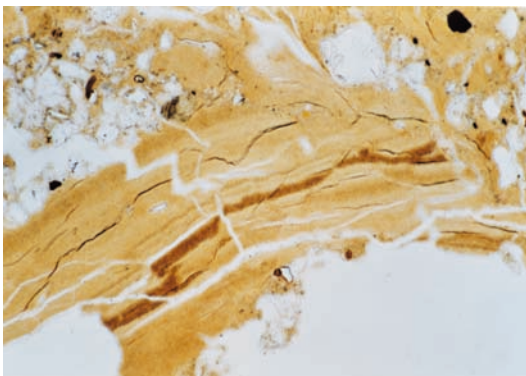


Abb. 14 Halt III Parabraunerde aus Löß, Bt (unterer Bereich)

Dünnschliffbild von Tonbelagskomplex: Die gelblich braunen Mikroschichten überwiegen stark die kaffeebraunen.- Bei genauer Betrachtung sind auch Übergänge zwischen diesen beiden Tonbelagsarten zu erkennen. Die sehr dünnen schwarzen Striche im Tonbelag sind Artefakte. Größe des Ausschnitts: 0,4 x 0,7 mm. Photo Dr. Th. Poetsch.

NW

SE

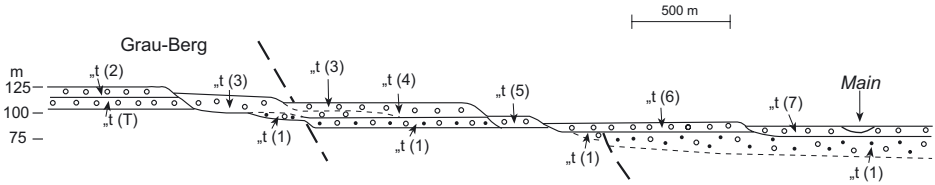


Abb. 15 Halt IV Schnitt durch die Main-Terrassenfolge im südlichen Taunusvorland (aus Semmel 1969)

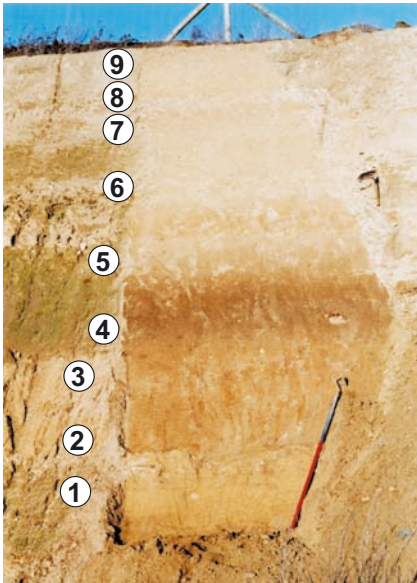


Abb. 16 Halt IV Lössprofil in der Kiesgrube Gaul östlich Flörsheim-Weilbach

1 = Löss; 2 = fBt; 3 = Lösslehm; 4 = Humuszone; 5 = Lösslehm und Löss; 6 = fCc; 7 = "Lohner Boden"; 8 = E2-Naßboden; 9 = E3-Naßboden und Eltviller Tuff.

GPS-Position 34 60 951/55 46 287; TK 25 Bl. 5916



Abb. 17 Halt IV Eiskeil-Pseudomorphose in der Kiesgrube Gaul

Der mit beige-braunem Würmlöss gefüllte Keil durchsetzt eine graue Schlufflage und einen kräftigbraunen fossilen Bt-Horizont über älterem Löss.

GPS-Position 34 60 913/55 46 126.

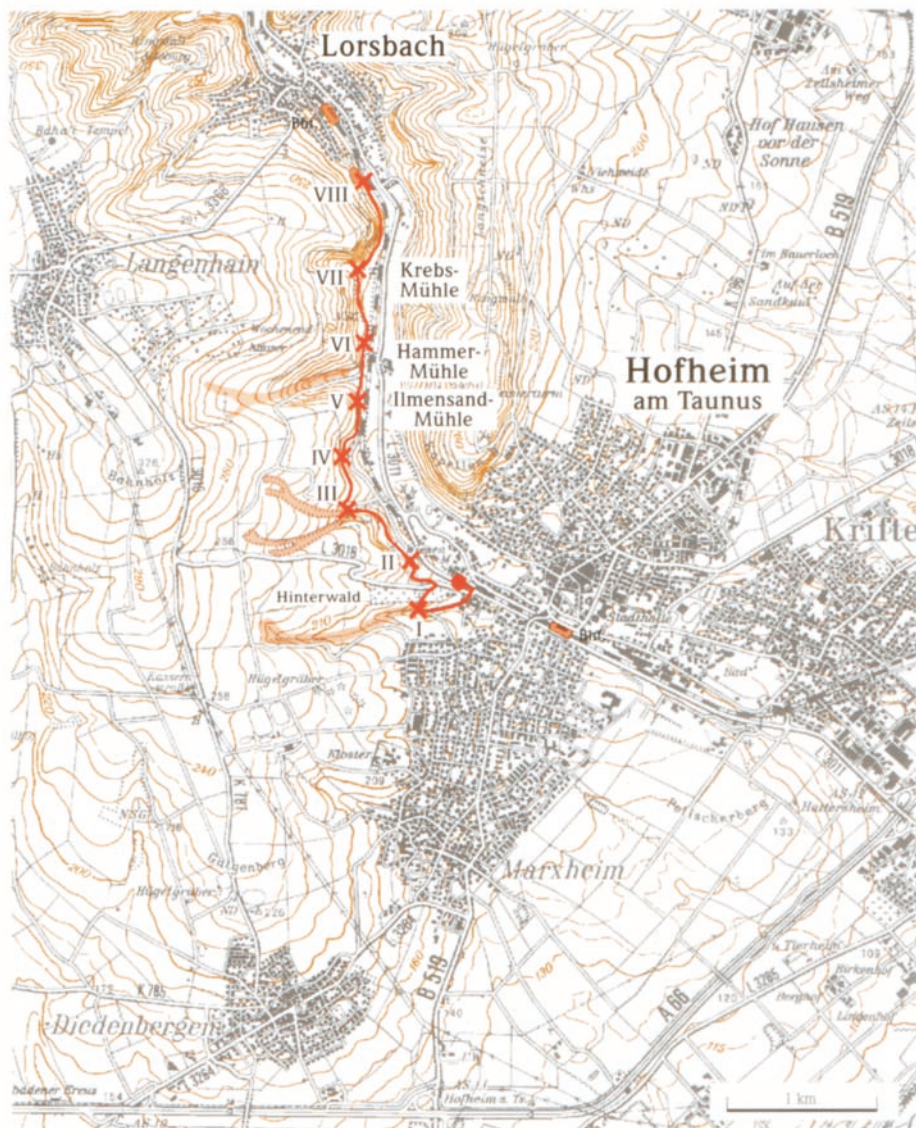


Abb. 18 Wanderweg "Mensch und Erde" in der Nassauischen Schweiz
 Quelle: Aus SEMMEL (2004, vgl. S. 50, SEMMEL Exkursion B)

braunerde ohne deutliche Verbraunung entwickelt hat (Abb. 12, S. 28). Im folgenden werden dieses Profil und das Profil einer "normalen" Parabraunerde aus Löß beschrieben und verglichen. Letztere ist von BARGON (1967: 37 f.) wegen ihrer dunkelbraunen Tonbeläge als "tschernosemartige Parabraunerde" bezeichnet worden.

Die Profile liegen am Nordrand der t2-Terrasse im Rheingauer Feld bei 140 m NN. Wenige Meter weiter nördlich setzt die allmähliche Hangneigung zum Wäschbachtal ein. Es ist anzunehmen, daß das Areal seit 8 000 Jahren im wesentlichen ackerbaulich genutzt wurde. Das jährliche Temperaturmittel beträgt gut 9° C, das jährliche Niederschlagsmittel ca. 600 mm (BARGON 1967: 10).

Parabraunerde aus Löß:

(Ap-Horizont abgeschoben)

Al 0-20 cm dunkelgelblichbrauner (10 YR 5/6) schluffiger Lehm, subpolyedrisch, viele Regenwurmgänge

Bt 20-48 cm dunkelgelblichbrauner (10 YR 5/6) stark schluffiger Ton, polyedrisch, dunkle Tonbeläge, viele Regenwurmgänge

Btv 48-90 cm dunkelgelblichbrauner (10 YR 5/8) schluffiger Lehm, prismatisch, dunkle Tonbeläge, viele Regenwurmgänge

Cv 90-105 cm etwas hellerer (10 YR 5/8) schluffiger Lehm, schwach prismatisch, viele Regenwurmgänge

C 105-120 cm+ gelblichbrauner (10 YR 6/4) kalkhaltiger mitteltoniger Schluff (Löß).

Das wenige Meter südlich davon in der Steinbruchswand freigelegte Profil im bandkeramischen Kolluvium gliedert sich in:

(Ap-Horizont abgeschoben)

Al 0-20 cm dunkelgelblichbrauner (10 YR 4/4) schluffiger Lehm, schwach subpolyedrisch, viele Regenwurmgänge

Bth 20-40 cm dunkelgelblichbrauner (10 YR 4/3) schwach humoser schluffiger Lehm, polyedrisch, dunklere Tonbeläge, viele Regenwurmgänge, darin Material aus dem Al-Horizont

Bthv 40-70 cm (10 YR 4/4) etwas braunfleckiger schwach humoser schluffiger Lehm, prismatisch, Reste von Hüttenlehm, Keramik, Knochen und Zähnen, viele Regenwurmgänge

Bv 70-90 cm gelblichbrauner (10 YR 5/4) stark toniger Schluff, weniger Regenwurmgänge

IIC 90-100cm+ gelblichbrauner (10 YR 5/4) kalkhaltiger mitteltoniger Schluff (umgelagerter Löß). Im IIC-Horizont verzahnen sich stellenweise Löß und bandkeramisches humoses Substrat.

Die dunklere Farbe der Parabraunerde aus bandkeramischem Kolluvium ist nicht direkt auf den heutigen Humusgehalt zurückzuführen, denn der ist mit maximal 0,6% (Tab. 4) kaum höher als im braunen Bt-Horizont der benachbarten Löß-Parabraunerde (maximal 0,5%). Hier ließe sich einwenden, die Farbunterschiede seien, folge man den Munsell-Abgrenzungen, ohnehin nicht gravierend. Doch dagegen spricht nicht nur die subjektive Wahrnehmung des deutlichen Farbunterschieds, sondern auch dessen Wiedergabe auf den Photos. Allerdings vermutet POETSCH (vgl. unten) aufgrund der mikromorphologischen Befunde dennoch kolloidale organische Stoffe als Ursache der dunklen Färbung. Zu berücksichtigen bleibt, daß der Gesamtgehalt an Humus nichts über die spezielle Verteilung im Horizont aussagt.

Tab. 4 Halt III Dyckerhoff-Steinbruch SE Wiesbaden

Profile Parabraunerde aus Löß und Parabraunerde aus bandkeramischem Kolluvium

Parabraunerde aus Löß

Korngrößen, organ. Substanz und Fe-Gehalte (Gew.%)										
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	Org. Subst.	Fed	Feo
Al	22,1	5,5	21,0	35,0	12,0	3,4	1,0	0,5	0,75	0,07
Bt	33,1	3,7	18,3	32,9	9,0	2,4	0,5	0,5	1,35	0,08
Btv	26,5	3,4	18,4	45,1	6,1	1,9	1,6	0,1	1,29	0,08
Cv	20,3	3,3	19,9	47,3	7,0	1,2	1,0	0,3	1,16	0,06
C	16,9	3,7	23,3	48,6	5,0	1,8	1,0	0,1	0,07	0,01

Parabraunerde aus bandkeramischem Kolluvium

Korngrößen, organ. Substanz und Fe-Gehalte (Gew.%)										
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	Org. Subst.	Fed	Feo
Al	19,1	6,4	17,6	42,2	9,8	4,6	0,4	0,5	0,62	0,09
Bth	29,6	6,1	16,6	37,9	7,0	2,6	0,3	0,6	0,87	0,13
Bthv	29,2	6,2	16,1	39,6	6,6	2,3	0,1	0,4	0,84	0,09
Bv	26,2	5,9	18,2	41,6	5,9	1,8	0,4	0,2	0,85	0,06
IIC	15,3	6,3	20,6	47,5	8,7	0,7	0,1	0,2	0,81	0,02

Bei der Wertung der übrigen Analysendaten muß berücksichtigt werden, daß im Kolluvium in beträchtlichem Maße lößfremdes Material eingemischt ist. Vor allem der Bthv-Horizont enthält angewitterte Knochen, Zähne und Hüttenlehm und einige Keramikscherben. Unabhängig davon ist aber eine Tondurchschlämmung des Substrates nicht zu bestreiten.

Die Tondurchschlämmung wird auch durch den mikroskopischen Befund bestätigt (vgl. Beitrag POETSCH). Demnach sind im Horizont mit den ausgeprägten Bt-Merkmalen in der Löß-Parabraunerde 20-25 Flächen% Tonbeläge, darunter auch humose, vorhanden, im Kolluvium-Profil hingegen nur etwa 10%. Außerdem dominieren in letzterem (wahrscheinlich humose) dunkle Beläge. Insgesamt gleicht die Parabraunerde aus Kolluvium mikroskopisch einer degradierten Schwarzerde. Bemerkenswert ist überdies der Gehalt an Laacher Bimstuff, der im Kolluvium-Profil mit Ausnahme des Lösses (IIC-Horizont) mikroskopisch durchgehend nachgewiesen werden kann, im Löß-Profil jedoch nur bis in den obersten Bt-Horizont hinabreicht (vgl. dazu SABEL 1983).

Das Fundsubstrat aus dem Kolluvium wurde dem Landesamt für Denkmalpflege im Biebricher Schloß, Wiesbaden, übergeben. Eine Bestimmung ist bisher nicht möglich gewesen. Eine Radiocarbon-Datierung von Knochensubstanz ergab ein Modellalter (calibriert) von 6 105 - 5 855 BC (Hv 24 723). Holzkohlen, die aus einer unmittelbar anschließenden jüngeren Grube stammen, haben ein Modellalter von 3 945 - 3 660 BC (Hv 24724). Das Substrat in der jüngeren Grube ist braungefärbt. Abbildung 13 (S. 28) zeigt aus dem ICE-Einschnitt in der unmittelbaren Nachbarschaft eine dunkle bandkeramische und eine braune hallstattzeitliche Füllung (Bestimmung der Artefakte durch Frau Dr. A. Matthäuser, vormals Seminar für Vor- und Frühgeschichte der Universität Frankfurt a.M.).

Im übrigen darf hier der Hinweis nicht ausbleiben, daß mit dem Radiocarbon-Alter des Knochenmaterials aus dem Kolluvium einmal mehr ein Wert vorliegt, der deutlich älter ist, als ansonsten in bandkeramischen Vorkommen gefundene (STÄUBLE 1995). Die kolluvial verfüllte Mulde im Dyckerhoff-Steinbruch läßt sich als weiteres Anzeichen für ältere Ackernutzung im Rhein-Main-Gebiet deuten, wie sie bereits früher angenommen wurde (SEMMELE 1995a).

Es besteht die Gefahr, daß das oben beschriebene bandkeramische Profil in der Wand des Dyckerhoff-Steinbruchs bis zum Zeitpunkt der Exkursion abgebaggert worden ist. Die Hoffnung, ein ähnliches Profil könnte dann statt dessen aufgeschlossen sein, ist

berechtigt, denn vorgeschichtliche Gruben werden im Steinbruchsgelände beiderseits der A66 häufig freigelegt. In jedem Fall sind aber isolierte Bodensäulen mit bandkeramischem Material zu besichtigen. Das Gesamtergebnis der mikromorphologischen Untersuchungen ist anschließend wiedergegeben. Die Probennahme für diese Arbeiten erfolgte an der zwischenzeitlich durch den Abbau-Betrieb etwas zurückverlegten Wand, daraus resultieren geringfügige Unterschiede im Profilaufbau.

Mikromorphologische Dünnschliffuntersuchungen

Beitrag von Thomas Poetsch, Hamburg

Insgesamt wurden 12 ungestörte Proben von jeweils etwa 300-500 g Material entnommen und davon repräsentative kleinere Proben für die weitere Verarbeitung gewonnen. Genauere Angaben zur Methodik der Dünnschliffherstellung sind bei ALTEMÜLLER (1997) und BECKMANN (1997) zu finden. Der größte Teil der Präparationsarbeiten wurde im Labor Beckmann (Schwülper-Lagesbüttel) ausgeführt. Die 28 x 48 mm großen Dünnschliffe sind anschließend unter dem Polarisations-Mikroskop im Durchlicht bei Vergrößerungen zwischen 32:1 und 320:1 untersucht worden.

Parabraunerde aus Löß

Horizontbezeichnung nach Geländeansprache

Al: tonreichere und tonärmere Grundmasse-Partien im Wechsel. Der Horizont erscheint insgesamt etwas tonreicher als ein typischer Al-Horizont, er ist dichter gelagert und hat deutlich weniger Nadelstichporen als der Unterboden, keinen Carbonatgehalt, mehrere Wurzelreste, Pilzsklerotine und einige koprogene humose Aggregate sowie Holzkohlefragmente. In der Feinsandfraktion sind zahlreiche Minerale des Laacher-See-Tuffes enthalten.

Bt (oberer Bereich): mehr Nadelstichporen und Risse als im Al. Diese Grobporen sind überwiegend tonbelagsfrei, einige zeigen **Tonbeläge** mit **kaffeebrauner Farbe** (humos?) im Hellfeld; ein Teil von diesen Tonhäutchen ist in die Grundmasse eingearbeitet. Tonreichere und tonärmere Partien wechseln. Außerdem kommen einige koprogene Aggregate, gerundete Fe-Mn-Konkretionen mit scharfen Rändern und Holzkohlefragmente vor. Laacher-See-Komponenten sind noch vertreten.

Bt (mittlerer Bereich): etwas tonreicher als direktes Hangendes. Hier dominieren **gelblich-braune Tonbeläge**, kaffeebraune sind nur untergeordnet vorhanden. Vereinzelt kommen korrodierte Carbonatrete und Fe-Mn-Flecken und -Konkretionen vor. Laacher-See-Komponenten fehlen hier wie auch im weiteren Liegenden.

Bt (unterer Bereich, vgl. Abb. 14, S. 28): in den meisten Nadelstichporen, Rissen und anderen Hohlräumen klar ausgeprägte überwiegend **gelblich-braune**, untergeordnet

auch kaffeebraune **Tonbeläge**. Teilweise wechseln beide Tonbelagsarten miteinander in Form von Mikroschichten. In diesem Subhorizont sind die Tonbeläge am besten entwickelt und erhalten und nehmen schätzungsweise 25% der Dünnschliff-Fläche ein. Die übrige Grundmasse weist hingegen weniger Ton als die hangenden Bt-Subhorizonte auf. Vereinzelt finden sich korrodierte Carbonatreste und Fe-Mn-Flecken.

Bt/Cc: Grundmasse besteht vorwiegend aus Grobschluff mit locker-kohärentem Mikrogefüge und darin eingebauten Nadelstichporen. Letztere bilden etwa 10 Flächen% im Dünnschliff. Die Grundmasse ist relativ carbonatreich. Ca. ein Drittel der Nadelstichporen zeigt zusätzliche, aus sehr feinkörnigen Calcitkristallen bestehende Verkrustungen. Vereinzelte Nadelstichporen sind völlig mit nadelförmigen Calciten (Lubinit) gefüllt. In kleinen Mengen treten auch Regenwurm-Calcite auf. An wenigen Stellen ist die Grundmasse etwas entkalkt und die angrenzenden Grobporen weisen Tonbeläge auf, womit der Übergangscharakter dieses Horizontes unterstrichen wird.

Ergebnisse: Im oberen Bereich des Bt-Horizontes überwiegen die kaffeebraunen Tonbeläge, im übrigen Unterboden die gelblich-braunen. Häufig lassen sich, vor allem im unteren Teil des Bt-Horizontes, Tonanlagerungen beobachten, die aus unterschiedlich gefärbten Mikroschichten bestehen (kaffeebraun, gelblich-braun und auch Übergänge zwischen beiden Farben). Das bedeutet, daß die Quellen für diese verlagerten kolloidalen Stoffe in den einzelnen Mikroschichten mit differenzierten Farben in unterschiedlichen Tiefen des Bodenprofils zu suchen sind: **Die kaffeebraunen Beläge wurden mehr aus höheren (humoserer) Bereichen, die gelblich-braunen mehr innerhalb des Bt-Horizontes verlagert.**

Parabraunerde aus bandkeramischem Kolluvium

Al: heterogen aufgebaut, tonärmere und tonreichere Bereiche wechseln. Außer Ton und Schluff sind auch mehrere Sandkörner vorhanden, die teilweise aus Mineralen des Laacher-See-Tuffs bestehen. Es gibt einige Tonbeläge, davon sind die meisten in die Grundmasse eingearbeitet. Vereinzelt kommen kleine korrodierte Carbonatreste, Fe-Mn-Konkretionen und Holzkohlefragmente vor. Der Anteil an Grobporen ist geringer als in den tieferen Bodenhorizonten. Dem mikroskopischen Bild nach handelt es sich um einen Übergangs/Vermischungshorizont zwischen Al- und Bt-Horizont.

Al-Bt: homogener aufgebaut als Al-Horizont, Körnung vergleichbar, deutlicher Anteil an Laacher-See-Komponenten. Der Ton in der Grundmasse ist dunkel-kafeebebraun gefärbt, er enthält z.T. feinschluff- bis grobtongroße dunkle (vorwiegend organische?) Partikel. An den Grobporenwänden sind geschichtete **kafeebebraune** dünne **Tonbeläge** angelagert, teilweise auch schlierenartig in die Grundmasse eingearbeitet. In Grobporen findet man einige korrodierte Carbonatansammlungen, offenbar als Folgen einer Aufkalkung, der sich wieder Kalklösung anschloß. Auch hier sind wieder etliche Fe-Mn-Konkretionen und Holzkohlereste enthalten.

Bth: etwas toniger und humoser, deshalb dunkler gefärbt als Al-Bt, deutlich mehr geschichtete **kafeebebraune Tonbeläge**, teilweise in die Grundmasse schlierenartig eingearbeitet. Der Horizont enthält viele Grobporen, ausgeprägte koprogene Aggregate (viel Regenwurmlosung), Laacher-See-Komponenten, korrodierte Carbonatreste, vereinzelte Fe-Mn-Flecken und -Konkretionen sowie einige Holzkohlefragmente.

Bthv: weniger tonig und humos als Bth, dennoch hier die meisten ungestörten Tonbeläge im Profil, etwas heller gefärbt, insgesamt jedoch nicht so hell wie im tieferen Bt-Horizont der Parabraunerde aus Löß. Einige Tonbeläge sind stark mechanisch gestört. Insgesamt machen die Tonbeläge ca. 10 Flächen% des Dünnschliffs aus. Viele dieser Beläge weisen grobtongroße dunkle Partikel in unterschiedlicher Konzentration auf. Laacher-See-Komponenten sind wiederum vorhanden, ebenso korrodierte Carbonatreste und (etwas mehr) Fe-Mn-Flecken und -Konkretionen, hingegen weniger Holzkohlefragmente.

Btv: starke Ähnlichkeit zum Bthv, etwas weniger Tonbeläge, keine Carbonate.

Bv: heterogen, tonreichere und -ärmere Bereiche wechseln. Die Tonbelagshäufigkeit ist ähnlich der des Btv. Die Laacher-See-Komponenten sind etwas stärker vertreten. Nur vereinzelt kommen Fe-Mn-Flecken und -Konkretionen sowie Carbonat- und Holzkohlereste vor.

C: carbonatreicher Löß, viele Nadelstichporen, deren Wände mit Calcit-Mikrolithen saumartig imprägniert. Calcit-imprägnierte Partien sind als Trümmer in der Grundmasse verteilt. In dieser kommen auch zahlreiche Kalzit-Sphärolithe vor, sie sind nicht an den Innenraum der Nadelstichporen gebunden, wie es sonst für den Löß in ungestörter Lagerung typisch ist. Beide Erscheinungen belegen, daß der Löß umgelagert wurde. Als weitere Carbonatformen treten in größeren Hohlräumen nadelförmige Calcitaus-

scheidungen auf, sogenannte "Lublinite". Schließlich kommen viele Regenwurm-Calcite vor. Im Gegensatz zum hangenden Solum fehlen Laacher-See-Komponenten.

Ergebnisse: Mikroskopisch ist der Unterboden des Profils durch charakteristische Tonbeläge gekennzeichnet. Im Bthv-Horizont kann mit ca. 10 Flächen% der größte Anteil an ungestörten Tonanlagerungen festgestellt werden. **Für die meisten Tonbeläge ist ihre kaffeebraune Farbe (im Hellfeld) charakteristisch, wie sie beispielsweise von degradierte Schwarzerden beschrieben werden** (ALTEMÜLLER 1991: Abb. 13, S. 28).

Diese Farbe läßt sich wohl auf die färbende Wirkung kolloidaler organischer Stoffe zurückführen. In den höheren Subhorizonten des Unterbodens sind die Tonanlagerungen deutlich weniger vertreten als in einer typischen Parabraunerde aus Löß. Das Solum zeigt in geringen Mengen Merkmale einer sekundären Aufkalkung und einer anschließenden Entkalkung. Es enthält durchgehend Beimengungen von Laacher-See-Komponenten.

Literatur (für Beitrag Poetsch)

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1991). Der morphologische Bau des Bodens in Abhängigkeit vom Bodentyp und der Bodennutzung.- Ber. üb. Landwirtschaft, 204: 12-32, Berlin.
- ALTEMÜLLER, H.-J. (1997): Polarisations- und Phasenkontrastmikroskopie mit dünnen Bodendünnschliffen.- Hohenheimer bodenkdl. Hefte, 40: 21-88, Stuttgart.
- BECKMANN, T. (1997): Präparation bodenkundlicher Dünnschliffe für mikroskopische Untersuchungen.- Hohenheimer bodenkdl. Hefte, 40: 89-105, Stuttgart.

7. Exkursionshalt IV Paläopedologische Probleme im Löß am Mainzer Dreieck S Hofheim a.Ts.

Die Anfahrt zum letzten Exkursionspunkt am 6.5.05 verläuft vom Dyckerhoff-Steinbruch über die A66 in Richtung Frankfurt a.M. bis zum Anschluß Hofheim/Weilbach, somit über eine Strecke, die bereits bei der Anfahrt zum Exkursionspunkt I benutzt und erläutert wurde. Die Anschlußstelle liegt auf der mittelpleistozänen t2-Terrasse des Mains und wieder im Oberrheingraben. Südlich schließt die t3-Terrasse an, die auch in der Kiesgrube Gaul östlich Flörsheim-Weilbach aufgeschlossen ist. Die t3-Terrasse wird hier von der t4-Terrasse angeschnitten. Im Aufschluß liegen mit den grauen kiesigen t1-Sanden, den rostroten t3- und den fahlbraunen t4-Kiesen die Ablagerungen dreier mittelpleistozäner Main-Terrassen übereinander. Die Abb. 15 (S. 29), die einer Darstellung bei SEMMEL (1969) folgt, zeigt die durch junge Tektonik verkomplizierte Lagerung.

Für die Datierung der Terrassenabfolge sind hauptsächlich paläopedologische Kriterien herangezogen worden (SEMMEL 1969: 71). Und damit beginnen die Schwierigkeiten, die unter "Paläopedologische Probleme im Löß" subsumiert werden. Auf dem Hochflutlehm und dem Löß über den t4-Kiesen liegt ein gut ausgeprägter fossiler Bt-Horizont, stellenweise auch als Sd-Horizont ausgebildet. Ist dieser Boden die Bildung einer echten Warmzeit mit entsprechender Laubwaldvegetation?

Diese Frage kann man bejahen, wenn man den Erkenntnissen der Inqua-Lößkommission folgt, formuliert durch FINK (1973: 426): "Die jüngeren Interglaziale sind als Bt-Horizonte normaler Prägung entwickelt". Andererseits wird seit langem darauf hingewiesen, daß Parabraunerden aus Löß auch unter kälterem Klima entstehen (SEMMEL 1967). WEIDENFELLER et al. (1999) beschreiben vollentwickelte Löß-Bt-Horizonte aus dem Neuwieder Becken, die ins ältere Würm gehören sollen. Wenn trotzdem für die Rhein-Main-Region an der zitierten Inqua-Vorgabe festgehalten wird, so gründet das darauf, daß auf und in Sedimenten in diesem Gebiet, die als letztkaltzeitlich datiert werden konnten, kein "fossiler Bt-Horizont normaler Ausprägung" zu finden war (SEMMEL 2005). Solche Horizonte fehlen vor allem im Bereich der Mosbacher Humuszonen, die paläontologisch als Interstadiale des beginnenden Würms belegt sind (BIBUS et al. 2002).

Akzeptiert man die vorstehend angeführte Verfahrensweise, so darf dem t4-Kies ein präwürmzeitliches Alter zugestanden werden. Daß das indessen nur ein Mindestalter

sein kann, machen frühere Aufschlüsse in der unmittelbaren Nachbarschaft wahrscheinlich, in denen im Löß über dem t4-Kies *zwei* fossile Bt-Horizonte lagen (SEMMELE 1969: 71 und Abb. 5; 1974: 194 f.). Die Abfolgen waren den aus dem Neuwieder Becken (Koblenz-Metternich) beschriebenen durchaus ähnlich. Auf der nächstjüngeren Main-Terrasse t5 ist hingegen immer nur *ein* fossiler Bt-Horizont gefunden worden (SEMMELE 1980: 36).

Eine derartige Aussage wird fragwürdig, wenn man die gegenwärtige Aufschlußwand der Kiesgrube Gaul betrachtet, die mehr als einen Kilometer Länge aufweist und gleichfalls immer nur einen fossilen Bt-Horizont zeigt, nur eben auf der nächstälteren, der t4-Terrasse. Das Beispiel belegt einmal mehr, welche Probleme paläopedologische Datierungen in Lößprofilen bereiten können.

Über dem fBt liegen häufig zwei Humuszonen. An einer Stelle (Abb. 16, S. 29) folgt über einer dieser Bildungen ein brauner Lehm mit Cc-Horizont, ohne daß eindeutige Bt-Merkmale erkennbar sind (keine polyedrische Struktur und Tonbeläge). Es dürfte sich um eine degradierte Humuszone handeln.

Als Hinweis auf einen weiteren fossilen Bt-Horizont wird ein fCc-Horizont im Hangenden des ersten fBt gedeutet, der mit bis zu 10 cm großen Lößkindeln den gesamten Löß der Aufschlußwand durchzieht und stellenweise noch Reste braunen tonigen Lößlehms enthält, deshalb ist wenig wahrscheinlich, daß der kräftige Cc-Horizont nur durch eine Substratgrenze im Löß verursacht wurde. Da dieser als Rest eines fBt gedeutete Horizont über zwei Humuszonen liegt, könnten letztere somit den Weilbacher Humuszonen (SEMMELE 1968a: 19) entsprechen. Die letztkaltzeitlichen Mosbacher Humuszonen, die im Hangenden des Cc-Horizonts folgen müßten, sind indessen derzeit nirgendwo aufgeschlossen. Dagegen ist der "Lohner" Boden (als Übergangsform zum Hainerberger Boden) gut in der Aufschlußwand zu verfolgen (Abb. 16). Im Hangenden dieses Bodens liegt ein Naßboden, wahrscheinlich der E2 (SCHÖNHALS et al. 1964). Der Eltviller Tuff fehlt in der Regel. Neuerdings ist er an der Nordwand an einer Stelle direkt über dem E3-Naßboden und unter dem holozänen Bt-Horizont zugänglich.

Im Aufschluß läßt sich gut demonstrieren, daß in schmalen Ausschnitten eine Humuszone und der liegende Bt-Horizont leicht als degradierte Schwarzerde gedeutet werden können (vgl. auch Abb. 16, S. 29). Erst im längeren Verlauf einer Lößwand ist zu erkennen, daß der Bt-Horizont gekappt wird und zwischen ihm und der hangenden Humuszone eine Diskordanz liegt.

Schließlich bietet die Kiesgrube Gelegenheit, verschiedene Formen der Kryoturbation in fast allen Straten zu studieren. Ein Polygonnetz von Eiskeil-Pseudomorphosen ist an der Basis des Jungwürm-Lösses ausgebildet (Abb. 17, S. 29).

Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 4. Aufl., 392 S., Hannover.
- ANDRES, W. & PREUSS, J. (1983): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1 : 25 000, Blatt 6013 Bingen.- 69 S., Berlin.
- BARGON, E. (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5915 Wiesbaden.- 118 S., Wiesbaden.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein.- Frankfurter geowiss. Arb., D1: 296 S.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen.- Catena, 4: 385-408, Giessen.
- BIBUS, E., RÜHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lößprofil Mainz-Weisenau.- Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 1-14, Stuttgart.
- BIRKENHAUER, J. (1971): Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle.- Kölner geogr. Arb., Festschr. K. Kayser: 99-140.
- BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1998): Bodenentwicklung, Bodensystematik und Bodenverbreitung.- In: SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL: Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Aufl.: 439-545, Heidelberg/Berlin.
- BOENIGK, W. (1978): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen.- Mainzer naturwiss. Arch., 16: 91-126.
- BRÜNING, H. (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden.- Rhein-main. Forsch., 78: 57-81, Frankfurt a.M.
- DAVIS, W. M. (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen.- 565 S., Leipzig/Berlin.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge.- Relief, Boden, Paläoklima, 6: 192 S., Berlin/Stuttgart.
- FINK, J. (1973): Internationale Lößforschungen - Bericht der INQUA-Lößkommission.- Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24: 415-426, Öhringen.
- FITZPATRICK, E. A. (1980): Soils, their formation, classification and distribution.- 353 p., London /New York.
- FROMM, K. (1978): Magnetostratigraphische Bestimmungen im Rhein-Main-Gebiet.- Unveröff. Ber., Archiv-Nr. 79921, Niedersächs. L.- Amt Bodenforsch.: 13 S., Hannover.

- GEISSERT, F. (1970): Mollusken aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen).- Mainzer naturwiss. Arch., 9: 147-203.
- GÖRG, L. (1984): Das System pleistozäner Terrassen im Unteren Nahetal zwischen Bingen und Kreuznach.- Marburger geogr. Schr., 94: 202 S.
- HILGERS, A., POETSCH, Th. & SEMMEL, A. (2003): Jungpleistozäne und holozäne Böden und Bodenverlagerungen - ein Beispiel aus dem Taunusvorland bei Wiesbaden.- Geol. Jb. Hessen, 130: 61-71, Wiesbaden.
- KANDLER, O. (1970): Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintals zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim.- Mainzer geogr. Stdn., 3: 92 S.
- KELLER, Th. (1999): Halt 1: Wiesbaden, Mosbach-Sande.- In: Dersch-Hansmann, M. et al.: Geotope in Hessen, Schriftenreihe dt. geol. Ges., 8: 75-76, Hannover.
- KUBIENA, W. L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Mitteleuropas.- 392 S., Stuttgart.
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands.- Greifswalder geogr. Arb., 28: 167 und 38 S.
- KÜMMERLE, E. (1968): Tertiär.- Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. 5913 Presberg: 65-72, Wiesbaden.
- PHILIPPSON, A. (1927): Morphologie der Rheinlande.- Düsseldorfer geogr. Vortr. u. Erörter., 2. Teil: 1-8, Breslau.
- PLASS, W. (1973): Pliozäne Latosole in Rheinhessen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 101: 337-345, Wiesbaden.
- PREUSS, J. (1983): Pleistozäne und postpleistozäne Geomorphodynamik an der nordwestlichen Randstufe des Rheinhessischen Tafellandes.- Marburger geogr. Schr., 93: 175 S.
- RADTKE, U. & JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung von Lumineszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12 900 J v. h.): Der Testfall „Düne Mainz-Gonsenheim“- Kölner geogr. Arb., 70: 1-18.
- RUPP, TH. (1990): Verbreitung, stratigraphische Einordnung, Aufbau und Eigenschaften jungtertiärer Paläoböden in Rheinhessen.- Unveröff. Dipl.-Arbeit Fachbereich Geographie Univ. Frankfurt a.M.: 122 S.
- ROTHAUSEN, KH. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken.- Samml. geol. Führer, 79: 203 S. und diverse Tafeln, Berlin/Stuttgart.
- SABEL, K.-J. & SPIES, E.-D. (1999): Böden im Rhein-Main-Gebiet als Archive der Natur- und Kulturgeschichte.- Schriftenreihe dt. geol. Ges., 8: 165-179, Hannover.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1966): Lehrbuch der Bodenkunde.- 6. Aufl.: 473 S., Stuttgart.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 15: 199-206, Öhringen.

- SCHWARZ, T. (1993): Verwitterung auf Basalt.- In Schwarz et al. : Bodenbildung und tertiäre Verwitterung auf den Basalten des Vogelsberges, 12. Tag. Ak. Paläopedologie: 18-29, Berlin.
- SEMMELE, A. (1963): Mitteilung über ein Pleistozän-Profil bei Hahnstätten (Limburger Becken).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91: 359-365, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1967): Über Präwürm-Lösse in Hessen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 94: 239-241, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich.- Mainzer naturwiss. Arch., 7: 74-79.
- SEMMELE, A. (1968a): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter geogr. Hefte, 45: 133 S.
- SEMMELE, A. (1969): Quartär.- Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. 5916 Hochheim a.M.: 51-99, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1974): Stratigraphie des fluvialen Pleistozäns im Untermain-Gebiet.- Rhein-main. Forsch., 78: 165-173 und 191-197, Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie.- 120 S., Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1980): Quartär.- Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. 5917 Kelsterbach: 25-49, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie, Beispiele aus Mitteleuropa und Afrika.- Frankfurter geowiss. Arb., D6: 114 S. (2. Aufl. 1989).
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie.- 3. Aufl.: 127 S., Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1993a): Das aktualistische Prinzip und seine Anwendung in der deutschen Tropen-Geomorphologie.- Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 92: 127-143, Berlin/Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1995): Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim.- Geol. Jb. Hessen, 123: 133-137, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1995a): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8 000 BP im Rhein-Main-Gebiet.- Archäol. Korrespondenzbl., 25: 157-163, Mainz.
- SEMMELE, A. (1999): Landschaftsentwicklung am Oberen Mittelrhein.- Schriftenreihe dt. geol. Ges., 8: 127-149, Hannover.
- SEMMELE, A. (2000): Holozäne Umweltentwicklung im Spiegel der Böden.- Rundgespräche Komm. Ökol. bayer. Ak. Wiss., 18: 129-136, München.
- SEMMELE, A. (2001): Der oberflächennahe Untergrund in der Rhein-Main-Landschaft - Ein Exkursionsführer.- Rhein-main. Forsch., 121: 100 S., Frankfurt a.M.
- SEMMELE, A. (2001a): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland.- Geol. Jb. Hessen, 128: 107-114, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (2003): Dolinen-Füllungen im Mainzer Becken.- Geol. Jb. Hessen, 130: 49-60, Wiesbaden.

- SEMMELE, A. (2005): Probleme der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen - erörtert an Beispielen aus dem Untermaingebiet.- Erscheint im geol. Jb. Hessen, 132, Wiesbaden.
- SONNE, V. & STÖHR, W. Th. (1959): Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F., 41: 103-116, Stuttgart.
- STÄUBLE, H. (1995): Archäologischer Kommentar zu 14C-Daten von altholozänen Böden im Rhein-Main-Gebiet.- Archäol. Korrespondenzbl., 25: 165-168, Mainz.
- WALTHER, J. (1916): Laterit in Westaustralien.- Z. dt. geol. Ges., 67: 113-140, Berlin.
- WEIDENFELLER, M. et al. (1999): The Late Middle and Upper Pleistocene Loess/ Paleosol deposits of section Koblenz-Metternich, Mosel valley.- In: Weidenfeller, M. & Zöller, L. (eds.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 17-30, Mainz.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89: 46 S., Wiesbaden.

Exkursion B am 7.5.05

Beginn: 9:00 am Bahnhof Hofheim, Ende 13:00 am Bahnhof Lorsbach

Wanderpfad "Mensch und Erde"

Der Wanderpfad gibt erdwissenschaftlich Interessierten Gelegenheit, wesentliche Bausteine der Landschaft am Taunusrand kennenzulernen. Damit verbunden ist der Versuch, in die Geschichte der Landschaft einzuführen und mit Hilfe von Beispielen zu zeigen, welche Bedeutung die Landschaft und ihre markantesten Entwicklungsphasen für die verschiedenen Nutzungsansprüche haben und wie diese sich im Landschaftshaushalt auswirken. Die Kenntnis darüber sollte nicht fehlen, wenn man sich mit Fragen nachhaltiger Landschaftsnutzung befaßt.

Die Wanderung kann auf der Fußgängerbrücke beginnen (Abb. 18, S. 30), die in Hofheim von der Lorsbacher Straße über Bahnstrecke und Straße L3011 zur Straße nach Langenhain (L3018) führt (ca. 750 m NW des Hofheimer Bahnhofs). Von dieser Brücke hat man einen vorzüglichen Blick auf den Kapellenberg mit der Grenze vom Taunus zum Taunusvorland, die der Grenze des Waldes zum bebauten Bereich entspricht. Der Wald bietet im zeitigen Frühjahr mit dem Hellgrün der Lärchen im ansonsten dunklen Bestand ein besonders kontrastreiches Bild. Noch bunter zeigt sich im Spätherbst der Laubwald. Zu jeder Jahreszeit beeindruckt der tiefe Einschnitt des Schwarzbachtals, worin sich auch die unterschiedliche (relative) Heraushebung von Taunus und Taunusvorland äußert.

Von der Brücke führt die Tour in den Prof.-Friedrich-Weg, auf diesem nördlich am Vincenz-Haus vorbei in das aus dem Hofheimer Hinterwald kommende Tälchen. Das Tälchen weist, sobald es die West-Ost-Richtung verläßt, deutliche Asymmetrie auf (Halt I). Der Südwesthang ist flach und mit kaltzeitlichem Löß bedeckt, der Gegenhang ist steil und im tropischen, viel älteren Hofheimer Kies angelegt. In Anrissen oder kleinen Schürfen kann der verschiedene Untergrund besichtigt werden, der eine Folge der vor allem durch den Westwind verursachten West-Ost- Wanderung unserer Täler während des Eiszeitalters ist. Deshalb blieb der herangewehte Löß in Leelage auf dem Südwesthang erhalten. Der Löß trägt einen ca. ein Meter mächtigen braunen Boden, der im Unterschied zum hellen Löß nicht mehr kalkhaltig ist und bei Salzsäure-Zugabe nicht

mehr reagiert. Auf dem steileren Gegenhang wurde in Luvlage kaum Löß abgelagert, zudem unterschneidet und versteilt das Gerinne den Hang und förderte die Abtragung auf ihm.

Die verschiedenen Substrate tragen Böden sehr unterschiedlichen Nährstoff- und Wasserhaushalts. Während der Lößboden ein vorzüglicher Standort ist, muß der Kiesboden als oft zu trockener und von Natur aus allenfalls mittelmäßig nährstoffhaltig angesehen werden.

Das ursprüngliche kaltzeitliche Muldental wurde zur Zeit der mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Ackernutzung im Hinterwald (Vierzehnbuchen) steilwandig zerkerbt (zerrunzt). Partiiell sind die Kerben in den siebziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts mit Bauschutt verfüllt und später vorwiegend mit Pappeln bepflanzt worden.

Der nächste Halt (II) zeigt Bodenveränderungen, die durch frühere Beackerung hervorgerufen wurden. Er wird über den Hofheimer Waldfriedhof erreicht, dessen lößhaltiger, kiesiger, gut durchlüfteter Untergrund für seine speziellen Zwecke besser geeignet ist als der frühere Friedhof mit seinem dichten, mergeligen Untergrund im heutigen Klinikgelände.

Auf dem bewaldeten Hang westlich des Friedhof-Parkplatzes liegt Löß, der ursprünglich durchgehend einen Boden mit ca. einem Meter Entwicklungstiefe trug. Trotz der späteren vielfältigen künstlichen Bodenbewegungen auf dem Hang läßt sich erkennen, daß im späteren Mittelalter hier geackert wurde und damit Bodenerosion verbunden war. Der Boden ist in voller Mächtigkeit nur noch im westlichsten flacheren Hangteil erhalten und in den Böschungen der "Rodelbahn" freigelegt. Mit zunehmender Hangversteilung nach Osten wird der Boden hangabwärts immer stärker reduziert, und schließlich tritt der unverwitterte Löß zutage, dessen Kalkgehalt dem "Sauren Regen" bis dato Stand gehalten hat.

Dort, wo von der "Rodelbahn" ein Forstweg abzweigt und später oberhalb des Schießstands nach Norden verläuft, sind Reste eines alten Ackerrains erhalten, in dem kalkhaltiges Kolluvium direkt auf dem Löß liegt und von diesem kaum zu unterscheiden ist. Zunächst wurde hier durch die Bodenerosion der gesamte Lößboden abgespült, bevor sich - wohl infolge einer Parzellenänderung - an einer neuen Ackergrenze das Kolluvium ablagerte.

Insgesamt ist auf diesem Hang statt des ursprünglich völlig einheitlichen Lößbodens durch die frühere Beackerung ein Bodenmosaik entstanden und erhalten geblieben, wie es für heutige Lößäcker typisch ist. Stark saure Böden wechseln unmittelbar mit alkalischen (kalkhaltigen) und bieten sehr unterschiedliche Standortbedingungen.

Der erwähnte Forstweg führt nach Norden durch eine ehemalige Kiesgrube mit Hofheimer Kies und weiter in ein tief eingeschnittenes Kerben-(Runsens-)System (Halt III). Letzteres durchtieft den Hofheimer Kies bis auf die darunter liegenden Rotliegend-Gesteine und läßt zusammen mit der Kiesgrube erkennen, daß die Hofheimer Kiese einige Dekameter mächtig sind.

Die Kerben nördlich der Kiesgrube sind, ähnlich wie am Beispiel des Tälchens südlich des Hofheimer Waldfriedhofs bereits erörtert, in ein kaltzeitliches Muldental eingetieft. Das geschah infolge historischer Ackernutzung im hangaufwärts liegenden Hinterwald. Unterhalb von ihnen wurde zunächst ein Schwemmfächer mit sehr grobem Material aus dem Hofheimer Kies aufgeschüttet. Später ist dieser bei nachlassendem Abtrag ebenfalls zerkerbt worden. Ein Betonwehr schützt die unterhalb vorbeiführende Bahnstrecke vor Erosion und Überschüttung, denn auch heute noch wird die Kerbe kräftig tiefergelegt, zumal sie den Abfluß von der Landstraße L3018 aufnimmt. Material aus dem mit Bauschutt verfüllten oberen Teil des Kerbenastes am Eselsweg ist mehrere 100 Meter weit bis an das erwähnte Betonwehr transportiert worden, darunter Reste von Autoreifen, Batterien etc. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß durch die Deponie das Grundwasser im Hofheimer Kies gefährdet wird, in dem mehrere Trinkwasserbrunnen angelegt sind.

Vom Betonwehr folgt man dem quer zum Hang verlaufenden Forstweg weiter nach Norden und gelangt zu einer kleinen Grube im Löß. Letzterer liegt auffallenderweise in sehr exponierter Position, nicht in den sonst typischen Schutzlagen. Ähnliche "Lößinseln" kommen im Hofheimer Hinterwald des öfteren vor, sie entstanden dadurch, daß die Hangabtragung ihren Weg seitlich an den exponierten Stellen vorbeinahm, so die Lößkuppe verschont blieb und herauspräpariert wurde.

In einer Hangmulde weiter nördlich, tritt ein abrupter Vegetationswechsel ein (Halt IV). Der Fichtenwald wird schlagartig von Weichhölzern (hauptsächlich Erlen) abgelöst. An der oberen Grenze des flachen Muldenbodens tritt vielerorts Grundwasser aus und verätzt den Muldenboden stellenweise so stark, daß Schilfbewuchs aufkommt. Schiefgestellte Bäume und unruhige Erdoberfläche zeigen junge Bewegung des Muldenbodens

an. Er liegt an der Grenze vom stauenden Rotliegenden zum hohlraumreichen Hofheimer Kies, in dem sich hangaufwärts Grundwasser bildet, das dort austritt, wo der Hang die Grenze Rotliegendes/Hofheimer Kies schneidet und das hangabwärts folgende Gelände deshalb vernäßt wird. In der Wegeböschung und in einer Kerbe ist zu sehen, daß das rotviolette Rotliegend-Gestein noch die alte helle tonige Verwitterungsdecke trägt, die sich vor der Ablagerung des Hofheimer Kieses unter tropischem Klima gebildet hatte.

Auf dem weiteren Weg nach Norden wird der Hang steiler, weil hier sehr harte abtragsresistente Rotliegend-Konglomerate (grobe Schotter) den Untergrund bilden (Halt V). Sobald diese von weichen Tonsteinen abgelöst werden, verflacht der Hang, allerdings nicht dort, wo er bis in die jüngste Zeit vom Schwarzbach direkt unterschritten wurde oder wird.

Fast immer ist die flache breite Schwarzbachau gut vom übrigen Gelände zu trennen, nicht nur durch den Geländeanstieg, sondern auch durch die Nutzung. Die partiell feuchte und dem Hochwasser ausgesetzte Aue ist fast nur als Wiese nutzbar, die Hänge sind bewaldet. Von dieser Regel weichen allerdings des öfteren die Mündungsareale der Nebentälchen ab. Das zeigt beispielsweise das Tälchen sehr gut, das aus dem Gebiet südlich Langenhain zum Schwarzbachtal hinunter zieht (Halt VI). Sein Boden geht ganz allmählich in einen großen Schwemmfächer über, der große Teile des Schwarzbach-Talbodens bedeckt.

Derartige, im Talboden liegende Schwemmfächer wurden in der letzten Kaltzeit aufgeschüttet, als von den vegetationsfreien oder -armen Hängen viel Frostschutt in die Wasserläufe gelangte. Beim Übergang in den gefällsärmeren Talboden des Schwarzbaches verringerte sich mit dem Gefälle auch die Transportkraft der Gerinne und sie schütteten Schwemmfächer auf. Deren Material verzahnte sich mit den Kiesen der letzten Kaltzeit, die der Schwarzbach damals selbst ablagerte. Mit dem Beginn unserer jetzigen Warmzeit verschwand das Frostklima, die Schuttproduktion wurde „eingestellt“ und die Hänge bewaldeten. Da die Schwemmfächer im Vergleich zum Haupttal ein übersteiltes Gefälle hatten, schnitten sich die Gerinne ein. Deshalb sind die Schwemmfächer heute hochwasserfrei. Von den Hochwässern des Haupttals konnten sie wegen ihrer höheren Lage ohnehin nicht überschwemmt werden.

Die Sicherheit vor Überflutungen war ohne Zweifel ein Grund für die bevorzugte Anlage von Siedlungen auf den Schwemmfächern. Hier ist mit den Gerinnen zugleich Zugang

zu Trinkwasser möglich gewesen. Es kamen weitere Vorteile hinzu: Mit verhältnismäßig geringen Aufwand konnte im Haupttal von weiter oberhalb entlang der Auengrenze ein kleiner Abzweig ("Mühlgraben") auf den Schwemmfächer geführt und durch ein Wehr abruptes Gefälle erzeugt werden, das Mühlen nutzten, so auch die Hammermühle auf dem hier zur Diskussion stehenden Schwemmfächer. Die Mühlen dienten nicht nur der Mehlerzeugung, sondern auch verschiedenen anderen Zwecken, im Falle der Hammermühle der Eisenverarbeitung. Die Erze wurden aus den alten Verwitterungsdecken ("Hunsrückerde") der benachbarten Hochflächen gewonnen. Zuletzt nutzten hauptsächlich Gerbereien die Wasservorkommen auf den Schwemmfächern.

Von der Hammermühle gelangt man durch den bewaldeten Hang zum schluchtartigen Einschnitt oberhalb (westlich) der Krebismühle (Halt VII). Dort liegt auf violettem Tonstein des Rotliegend der helle Hofheimer Kies mit den großen Blöcken an seiner Basis, die als Brandungsgerölle des tropischen Meeres gedeutet werden. Dem Tonstein fehlt hier eine Verwitterungsdecke. Sie ist sicher ursprünglich vorhanden gewesen, dann aber vor der marinen Überflutung abgetragen worden. Die dem Einbruch des Meeres vorausgegangenen Verstellungen in der Erdkruste und die damit verbundenen Verteilungen und Zertalungen haben sehr wahrscheinlich zu besonders exponierten Lagen geführt, auf denen intensiv abgetragen werden konnte.

Als letzte Station der Wanderung "Mensch und Erde" wird der Weganschnitt südlich des Lorbacher Sportplatzes besucht (Halt VIII). Dort ist zuunterst das von der alten Verwitterung entfärbte und deshalb nunmehr blaßviolette Rotliegend-Konglomerat zu erkennen. Die Gerölle liegen noch horizontal, ebenso die andeutungsweise noch vorhandene Schichtenstruktur. In den oberen 70 bis 80 cm ist das Material dagegen schmutziggelb gefärbt, und die Steine sind überwiegend mit ihren Längsachsen parallel zur heutigen Hangneigung eingeregelt. Im Übergangsbereich zwischen beiden Teilen des Anschnitts erkennt man, daß die tiefere horizontale Lagerung bogenförmig ("hakenschlagend") in die obere hangparallele übergeht. Es bietet sich damit das typische Bild einer kaltzeitlichen Fließerde, wie sie allenthalben als Erbe des Eiszeitalters auf unseren Hängen zu finden ist.

Abgesehen vom Übergangsbereich enthält die Fließerde eine kräftige Lößkomponente, die den Nährstoff- und Wasserhaushalt erheblich verbessert. Deshalb überrascht nicht, daß die kaltzeitliche Fließerde zugleich heutiger Hauptwurzelschicht ist. Ohne sie läge nur ein nährstoffarmer und kaum durchwurzelbarer Boden vor. Wir haben also allen Grund, den Eiszeiten dankbar zu sein und zugleich zu hoffen, daß sie nicht wiederkehren.

Kartenempfehlungen

- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6310 Frankfurt a.M.-West (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover 2001).
- Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5816 Königstein im Taunus (A. LEPPLA, Wiesbaden 1993).
- Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5916 Hochheim a.M. (E. KÜMMERLE und A. SEMMEL, Wiesbaden 1969).
- Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5816 Königstein im Taunus, (W. FICKEL und H. ZAKOSEK, Wiesbaden 1974).
- Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5916 Hochheim a.M. (A. SEMMEL, Wiesbaden 1970).
- Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 25 000, Blatt 5816 Königstein im Taunus (R. WERNER, Frankfurt a.M. 1977).

Zu den Karten 1 : 25 000 gibt es jeweils umfangreiche Erläuterungen.

Literaturempfehlungen

- SEMMEL, A. (2004): Die Landschaft um Hofheim am Taunus - Eine erdwissenschaftliche Einführung.- Umwelt und Geologie - Boden und Bodenschutz in Hessen, 6: 30 S., Wiesbaden.
- BAUER, A. (1993): Bodenerosion in den Waldgebieten des östlichen Taunus in historischer und heutiger Zeit - Ausmaß, Ursachen und geoökologische Auswirkungen.- Frankfurter geowiss. Arb., D 14.
- BECHT, M. (2002): Hofheim am Taunus und seine Geschichte.- Teil I, Hofheim a.Ts.
- GIESSÜBEL, J. (1977): Nutzungsbedingte Änderungen im Naturraum.- Rhein-mainische Forschungen, 85, Frankfurt a.M.
- KÜMMERLE, E. & THEWS, J.-D. (1975): Zur Geologie des Stadtgebietes von Hofheim am Taunus.- Notizblatt hess. Landesamt Bodenforschung, 103, Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1991): Landschaftsnutzung unter geowissenschaftlichen Aspekten in Mitteleuropa.- Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, D 2.
- SEMMEL, A. (2001): Der oberflächennahe Untergrund in der Rhein-Main-Landschaft, ein Exkursionsführer.- Rhein-mainische Forschungen, 121, Frankfurt a.M.
- STAHR, A. (2000): Geologie und Landschaft von Oberjosbach und Umgebung.- Niedernhausen.

- WELLMER, F.-W. und BECKER-PLATEN, J. D. (Hrsg.)(1999): Mit der Erde leben.- Berlin, Heidelberg, New York.
- WERNER, R. (1977): Geomorphologische Kartierung 1 : 25 000 (Blatt 5816 Königstein im Taunus).- Rhein-mainische Forschungen, 86, Frankfurt a.M.

Danksagung

Neben den bereits angeführten Damen und Herren danke ich Frau Dipl.-Ing. U. Olbrich, Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt a.M., für die formale Gestaltung und die Organisation des Druckes dieses Exkursionsführers, Herrn Geologiedirektor Prof. Dr. K. J. Sabel, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, und Herrn Geologiedirektor Dr. E.-D. Spies, Amt für Geologie und Bergbau in Mainz, für verschiedene Hilfen und Hinweise.

Anschrift des Verfassers: Arno Semmel, Theodor-Körner-Str. 6, D65719 Hofheim.

Dieser Exkursionsführer ist auch unter:

<http://www.geo.uni-frankfurt.de/ipg/pers/se.html>

zugänglich.