

Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge)

PETER FELIX-HENNINGSSEN, ERNST-DIETER SPIES & HEINRICH ZAKOSEK *)

Tertiary, quaternary, stratigraphy, genesis, saprolite, soil profile, periglacial cover sediments

Rheinland-Pfalz, East-Hunsrück, Rhenish Massif

Kurzfassung: Aus den unterdevonischen Schiefen und Sandsteinen des Osthunsrücks bildete sich unter warm-humiden Klimabedingungen des ausgehenden Mesozoikum und Tertiär eine kaolinitische Verwitterungsdecke mit einem bis zu 150 m mächtigen Saprolit. In den Kaltzeiten des Pleistozäns war das Rheinische Schiefergebirge Periglazialgebiet. Als Folge der tektonischen Hebung führte die von den großen Flüssen Rhein und Mosel ausgehende rückschreitende Erosion zur Zerschneidung der Rumpffläche durch Kerbtäler und zu ihrer randlichen Auflösung in Riedel. Kryoklastik, Solifluktion und fluviale Abspülung führten auch in den Plateaulagen zu einer Abtragung der oberen Abschnitte der präpleistozänen Verwitterungsdecke. Über dem mesozoisch-tertiären Saprolit wurden periglaziale Deckschichten abgelagert. In den Plateaulagen und mäßig geneigten Hanglagen der quartären Täler sind drei Schichtkomplexe ausgebildet, die sich schwermineralogisch, petrographisch und morphologisch untergliedern lassen. Die weichen bis mürben Saprolitgesteine gingen durch Frostsprengung und Solifluktion in eine strukturlose lehmige Basisfolge über, die noch frei von lößbürtigen Schwermineralen ist. Ihr Mineralbestand und der Skelettanteil werden von dem Verwitterungsgrad des unterlagernden Saprolits bestimmt. Über der Basisfolge lagert, mit deutlicher Schichtgrenze abgesetzt, eine Mittelfolge aus lößlehmhaltigen Solifluktionsdecken. Ihre mikromorphologischen Merkmale eines relictischen, periglazial überprägten Bt-Horizonts, der zu einer interglazialen Parabraunerde gehörte, lassen den Schluß zu, daß ein Teil der Lösssedimentation und damit auch die Genese der Basis- und Mittelfolge mindestens in das Rißglazial zu stellen ist. Während des Würms war die flächenhafte Abtragung der Landoberfläche somit nur relativ schwach. Abermals wurde die Mittelfolge durch periglaziale Umlagerungsprozesse und weitere Lössbeimengung überprägt. Den Abschluß der Deckschichtenfolge bildet ein äolisches Decksediment der Jüngeren Tundrenzeit aus Löß-

lehm mit einem hohen Anteil an Laacher-Bims-Aschen. Auch dieses Substrat wurde in den Hochlagen des Mittelgebirges noch solifluidal verlagert. In den Erosionslagen im Bereich der Talsohle der quartären Täler fehlt die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke vollständig. Aus dem freigelegten frischen Schiefer entstand durch Kryoklastik ein grober Frostschnitt, der kaum noch solifluidal verfrachtet wurde. Die Feinsubstanz der Schuttdecke resultiert im wesentlichen aus der Einspülung von bimshaltigem Staub im Alleröd und der Jüngeren Tundrenzeit.

[Genesis and stratigraphy of periglacial layer sequences in the flat upland area of the eastern Hunsrück (Rhenish Massif)]

Abstract: In the eastern Hunsrück area under warm humid climatic conditions of Upper Mesozoic and Tertiary, a kaolinitic weathering mantle, with an up to 150 metres thick saprolite developed from Lower Devonian slates and sand stones. During the cold periods of the Pleistocene the Rhenish Massif was a periglacial region. In consequence of tectonic uplift of the peneplain the big streams Rhine and Mosel incised deeper and deeper into the basement rocks. The tributaries forced their way onward to the watersheds of the flat upland area and led to a dissection by V-shaped valleys. The pre-Pleistocene soils of the relict plains were vastly removed by combined processes of congelifraction, solifluction and fluvial denudation. On top of the exposed pre-Pleistocene saprolite periglacial sediment layers were deposited. In level to slightly inclined areas they can be subdivided into three individual layer complexes by heavy-mineralogical, petrographical and morphological characteristics. The loamy, structureless basal sequence, which is still free of loessial heavy-minerals, derived directly from the soft to friable saprolite below by processes of congelifraction and solifluction. The degree of weathering of the underlying saprolite determines mineralogy and skeletal contents of the basal sequence. On top of the basal sequence the solifluction layers of the middle sequence, which consist of a mixture of loessial loam with substrates of the basal sequence were deposited. Both layers are separated by a distinct boundary. The middle sequence displays micromorphological features of a relictic, periglacial reworked Bt-horizon,

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. P. FELIX-HENNINGSSEN, Inst. f. Geographie, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster; Dr. E.-D. SPIES, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, 8000 München 40; Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Inst. f. Bodenkunde, Nußallee 13, 5300 Bonn.

which belonged to an interglacial lessivé soil. This leads to the conclusion that the loess sedimentation and thereby the genesis of the basal and middle sequence dates back at least to the Riss glacial. Thus during the Würmian glacial the denudation of the land surface was relatively weak. Once more the middle sequence was transformed by periglacial processes and interference with loess. The uppermost periglacial sediment layer is formed by an eolian cover sediment of the Younger Tundra Period. It consists of loessial loam with a high amount of pumice dust of the "Laacher-See"-volcanoe. In the higher areas of the mountainous region this cover sediment was redistributed by solifluction processes. In erosion areas near the bottom of the Pleistocene valleys, the Mesozoic-Tertiary weathering mantle is completely missing. Congelifraction changed the exposed fresh slates to coarse talus deposits, which hardly were redistributed by solifluction. The fine substance of these talus deposits mainly results from illuviation of eolian pumice dust during the Alleröd and the Younger Tundra Period.

wurden über den anstehenden devonischen und karbonischen Festgesteinen mit ihren weit verbreiteten Merkmalen der mesozoisch-tertiären Verwitterung Deckschichten abgelagert. Sie bestehen aus einem heterogenen Gemenge von Schutt der anstehenden Festgesteine, präquartären und interglazialen Bodenrelikten, Vulkanaschen und Löß.

Deckschichtenprofile weisen meist eine gegliederte Abfolge aus mehreren Schichten bzw. Schichtkomplexen auf, die sich petrographisch, mineralogisch und an Hand des periglazialen Formenschatzes unterscheiden lassen. Daher kann eine detaillierte Analyse und die daraus resultierende Gliederung der Deckschichten wichtige Kenntnisse über die quartäre Landschaftsgeschichte des Mittelgebirgsraumes liefern. Als stratigraphische Zeitmarken sind sie für die genetische und stratigraphische Interpretation der präquartären Verwitterungsbildungen in den unterlagernden Festgesteinen hilfreich. Zudem bilden die Deckschichten das Ausgangssubstrat der holozänen Böden. Die petrographische und mineralogische Zusammensetzung der Substrate sind wesentliche Faktoren der Bodengese und bestimmen die ökologischen Standorteigenschaften.

Die periglazialen Deckschichten im südlichen Rheinischen Schiefergebirge (Taunus) wurden von SEMMEL

1 Einleitung

Das Rheinische Schiefergebirge lag gemeinsam mit dem größten Teil der mitteleuropäischen Mittelgebirge während der Kaltzeiten des Quartärs im Periglazialgebiet zwischen den nordischen und den alpinen Vereisungen. Durch Prozesse der Solifluktion, Kryoturbation sowie der niveofluviatilen Verschwemmung

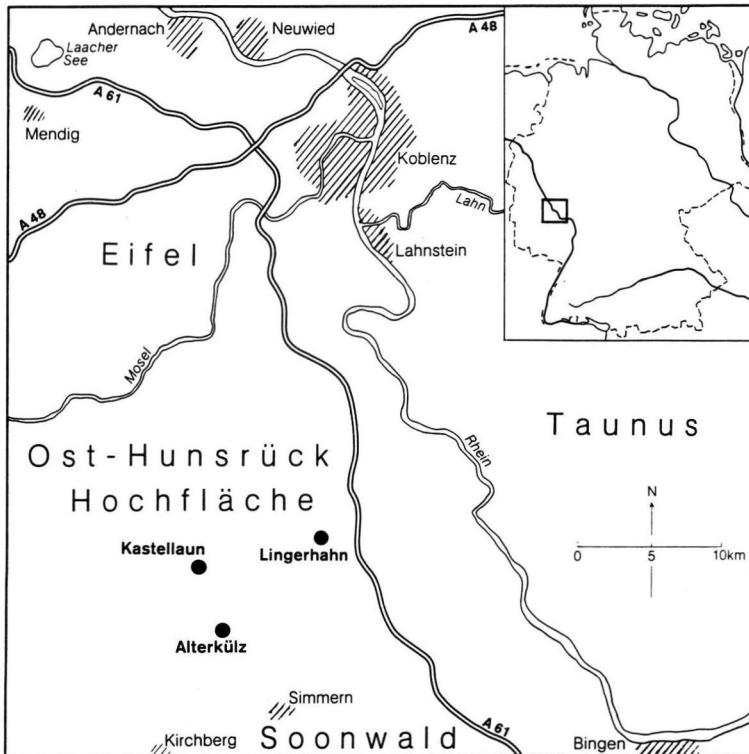


Abb. 1: Lage der Untersuchungspunkte im Osthunsrück / Rheinisches Schiefergebirge.

(1968) systematisch untersucht und petrofaziell gegliedert. In den anderen Gebieten des Mittelgebirges wurden die Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten bisher nur punktuell im Rahmen geomorphologischer Prozeßstudien (STRUNK 1981) und bodenkundlicher Untersuchungen erfaßt. Zudem wurden meist nur Ausschnitte der Schichtenfolge und nicht das gesamte Deckschichtenprofil vom anstehenden Festgestein bis zur Geländeoberfläche berücksichtigt. Im Vordergrund bodenkundlicher Untersuchungen standen die vorwiegend grau gefärbten, tonigen und kaolinhaltigen Substrate, die der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke entstammen und als „Graulehm“ bezeichnet werden (MÜCKENHAUSEN 1954, 1958; ARENS 1963; ZAKOSEK & STÖHR 1966a; ZEPP 1983). Wie die Bodenübersichtskarte von Rheinland-Pfalz (STÖHR 1966a) zeigt, treten Graulehme im Bereich des Osthunsrücks oberflächennah in großer Verbreitung auf. Als Staunäsesohle führten die bis zu 5 m mächtigen Graulehmschichten (SPIES 1986) bei der rezenten Pedogenese zur Bildung von Pseudogleyen. Im Rahmen der Untersuchungen zur Genese der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge (SPIES 1986, FELIX-HENNINGSSEN 1990) wurden zahlreiche Bodenprofile und Aufschlüsse in den periglazialen Deckschichten untersucht, um die genetische und stratigraphische Beziehung der Graulehme zu den autochthonen Abschnitten der präquartären Verwitterungsdecke zu klären. Aus diesen Untersuchungen resultieren die nachfolgend vorgestellten Ergebnisse zur Genese und Stratigraphie der periglazialen Deckschicht im Osthunsrück.

2 Das Untersuchungsgebiet

Die flachhügelige Hochfläche des Osthunsrücks liegt im Südosten des linksrheinischen Schiefergebirges (s. Abb. 1). Sie wird im Süden vom Soonwald, im Osten vom Rheintal, im Norden von der Mosel und im Westen von den Höhenzügen des Hochwaldes und des Idarwaldes begrenzt. Die höchsten Erhebungen liegen zwischen 450 und 500 m ü. NN. Die Sockelgesteine werden von den unterdevonischen Hunsrückschiefen der Siegen- und Unteremsstufe gebildet. Regional unterschiedlich sind Bänke aus Grauwacken, silifizierten Schiefen oder Quarziten eingeschaltet. Der Mineralbestand der frischen Hunsrückschiefer (MOSEBACH 1954, FELIX-HENNINGSSEN 1990) besteht aus primären Fe-Mg-Chlorit (25—30 Gew. %), Illit-Muskovit (35—40 Gew. %) und Quarz (35—45 Gew. %). Feinverteilte kohlig-bituminöse organische Substanz bedingt die schwarzgraue Färbung der Gesteine.

3 Der präquartäre Untergrund

Im Mesozoikum und Tertiär unterlagen die Hunsrückschiefer unter warmhumiden Klimabedingungen der Tiefenverwitterung (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Es entstand eine Verwitterungsdecke mit einem kaolinitischen Saprolit, der auch heute noch eine Mächtigkeit von bis zu 150 m aufweist. Die Tiefenverwitterung erfolgte im Mesozoikum und Alttertiär im Grundwasserbereich unter gleichzeitiger Stoffabfuhr. Der primäre Chlorit und ein Teil der illitischen Glimmer wurde in Kaolinit umgewandelt. Während in den unteren, schwächer verwitterten Zonen des Saprolits noch Rest-Chlorit neben bereits neugebildetem Kaolinit vorliegt, ist in den oberen Zonen der Verwitterungsdecke die Kaolinitisierung des Chlorits vollständig. Der Austrag von basischen Kationen, Kieselsäure sowie von Fe und Mn im reduzierenden Milieu führte zu Massenverlusten des Saprolits in einer Größenordnung von 25—30 Gew.%. Mit der im gleichen Maße zunehmenden Porosität nahm die Gesteinsfestigkeit stark ab. Der saprolitisierte Schiefer aus den oberen Zonen der Verwitterungsdecke ist daher, trotz der noch vollständig erhaltenen Gesteinsstruktur, mürbe bis weich und zwischen den Fingern zu zerreiben.

Die tektonische Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und die Aufwölbung der Hunsrück-Hochfläche im Oberoligozän (SPIES 1986) hatte ein Absinken der Grundwasserstände zur Folge. Während Trockenphasen des Untertertiärs führte die in die Tiefe vordringende Oxidation zu einem Abbau der primären kohlig-bituminösen organischen Substanzen und damit zu einer Weißfärbung („Weißverwitterung“) des im Grundwasserbereich ausgewaschenen Saprolits. Restliches Fe und Mn akkumulierte sich durch Oxidation in den zuerst luftführenden tektonischen Klüften und entlang der angelösten, grobporigen Quarzgänge als sog. „Hunsrückkerz“, dessen Namensgebung und erste Beschreibung auf VIERSCHILLING (1910) zurückgeht. Nach oben schloß die Verwitterungsdecke mit dem mehrere Meter mächtigen Solum eines tertiären Bodens ab, der heute nur noch in ehemals erosionsgeschützten Lagen unter jüngeren Tertiärsedimenten erhalten blieb (s. FELIX-HENNINGSSEN & WIECHMANN 1985). Bei den Kartierungsarbeiten im Osthunsrück wurde nirgendwo mehr ein Rest eines autochthonen Tertiärbodens angetroffen. Unter den jungtertiären bis quartären Sedimenten folgt direkt der mesozoisch-tertiäre Saprolit, von dem, je nach der ursprünglichen Reliefposition, die oberen Meter bis Decameter der jungtertiären und quartären Abtragung zum Opfer fielen. Im Vergleich zu Eifel, Taunus und Sauerland sind im Osthunsrück noch mächtige Relikte der mesozoisch-

tertiären Verwitterungsdecke großflächig erhalten. Ursache für die relativ geringe Abtragung war die nur schwache tektonische Hebung des Gebietes.

4 Die quartäre Überprägung der Osthunsrück-Hochfläche

Eine großflächige Erosion der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge erfolgte bereits im Pliozän. Im Bereich der miozän angelegten Spülmuldentäler begann die Eintiefung des Rheins und der Mosel (QUITZOW 1969, 1982). Die pliozänen Rheinterrassen und die mächtigen Ablagerungen pliozäner „Kieseloolithschotter“ in der Niederrheinischen Bucht belegen, daß bereits in diesem Zeitraum ein mächtiger Abschnitt der Verwitterungsdecke in den Hebungsgebieten abgeräumt wurde. Die Kieseloolithschotter, die nahezu ausschließlich aus Quarz bestehen, entstanden durch die fluviale Aufarbeitung von Quarzgängen der Verwitterungsdecke. Die Lösungsvorgänge im Saprolit hatten die Quarzgänge so zermürbt, daß zu ihrer Zerlegung in kleine Bruchstücke keine große Erosionsenergie notwendig war.

Die Böden der jungtertiären Landoberfläche wurden durch diese Erosionsprozesse wahrscheinlich vollständig abgetragen, so daß bereits mit dem Übergang zum Quartär vor etwa 2,4 Mio. Jahren der mehr oder weniger stark erodierte Saprolit oberflächennah anstand. Die Abkühlung des Klimas und eine zunehmende, teilweise ruckartige Hebung des Rheinischen Schiefergebirges verstärkte die Abtragung der Verwitterungsdecke und das Einschneiden der Flüsse.

Die Hochfläche des Osthunsrücks wurde in ihren Randbereichen durch die von den großen Flüssen Rhein und Mosel ausgehende rückschreitende Erosion zerschnitten und in Riedel aufgelöst. Einzelne größere Fließgewässer, wie der Külzbach und der Simmerbach, drangen mit ihren Nebengewässern in Richtung der Wasserscheide vor. Ihre Täler weisen über weite Strecken einen asymmetrischen Querschnitt auf, da sich der Lauf der Gewässer an tektonischen Störungen zwischen einzelnen Kippschollen orientierte (s. Abb. 2 und 7). Nur an den gehobenen Rändern solcher Kippschollen wurde im Bereich der Talsohle der frischen Hunsrückschiefer freigelegt. Er ist in den zahlreichen Dachschieferbrüchen des Osthunsrücks aufgeschlossen. Die Einschneidung von Tälern im Pleistozän hatte zur Folge, daß an den Hängen die unterschiedlichen Zonen des Saprolits angeschnitten wurden, die sich nach Färbung, dem Grad der Kaolinitisierung und der Gesteinsfestigkeit voneinander unterscheiden. Die autochthonen Verwitterungsrelikte wurden von periglazialen Deckschichten überlagert, die überwiegend durch Kryoturbation und Solifluktion aus dem unterlagernden Gestein hervorgingen. Daneben kam es im gesamten Osthunsrück zur Einwehung von Löß, der überwiegend in die Solifluktionsdecke eingemengt wurde. Nur in besonders erosionsgeschützten Muldenlagen ist kleinflächig noch Lößlehm, z. T. über Rohlöß (STÖHR 1967), erhalten. Im Bereich der ehemaligen Rumpffläche mit ebenem Relief und an den nur schwach geneigten Ober- und Mittelhängen der Täler beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der Deckschichten 1–2 Meter. Sie nimmt an den Unterhängen und in Muldenlagen zu und erreicht hier Mächtigkeiten bis zu 5 Meter. Dagegen fehlen die Deckschichten in den Erosionslagen der Kuppen- und Hangschulterbereiche weitgehend.

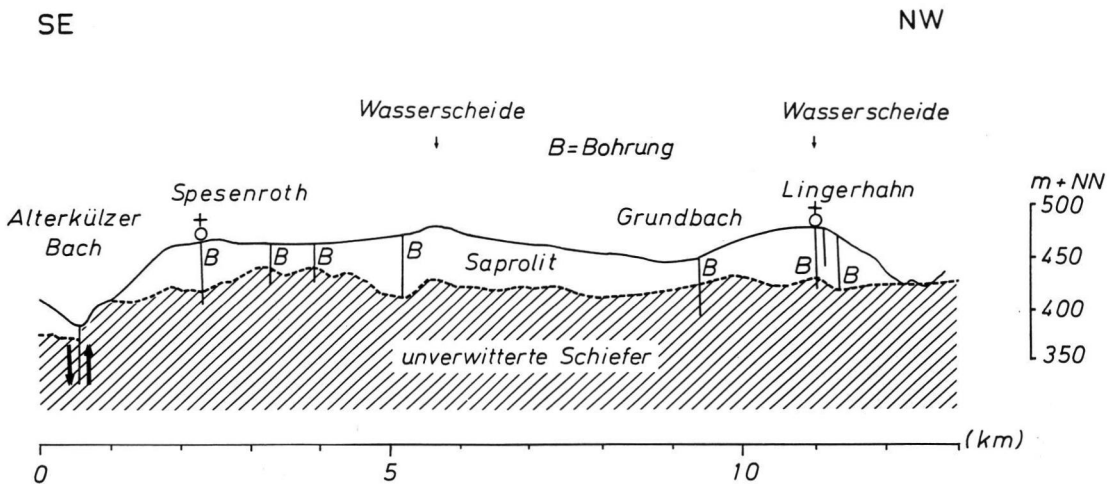


Abb. 2: Geländeschnitt der Osthunsrück-Hochfläche zwischen Lingerhahn und Alterkülz.

5 Gliederung und Merkmale typischer Deckschichtenprofile

Da die Mächtigkeit und Gliederung der Deckschichten als Folge der periglazialen Erosions- und Akkumulationsprozesse in verschiedenen Reliefpositionen unterschiedlich ist, werden im folgenden exemplarisch drei Deckschichtenprofile vorgestellt, deren Lokalitäten Abb. 1 wiedergibt. Die Profilauswahl wurde unter paläopedologischen Aspekten durchgeführt. Die makro- und mikromorphologischen Untersuchungen wurden durch die Analysen der Textur und des Mineralbestandes ergänzt. Außerdem wurde in Fortsetzung der Arbeiten von STÖHR (1963, 1966b, 1967) eine stratigraphische Gliederung der Deckschichten durch Schwermineralassoziationen in der 30–400 μm -Fraktion vorgenommen. Die mineralogischen, bodenchemischen und -physikalischen Analysendaten der Profile wurden von FELIX-HENNINGSSEN & SPIES (1986) und FELIX-HENNINGSSEN (1990) publiziert. Die Nomenklatur der Deckschichtenabfolge mit Basisfolge, Mittelfolge und Decksediment folgt STAHR (1979).

5.1 Plateau- und Hanglagen

Die Deckschichtenprofile in den Plateaulagen der ehemaligen Rumpffläche und den schwach geneigten Ober- und Mittelhanglagen der pleistozänen Täler weisen generell eine Dreigliederung in Basisfolge, Mittelfolge und Decksediment auf. Unterschiede treten in der Mächtigkeit und der Untergliederung der Schichtkomplexe auf.

Die Deckschichtenfolge und ihre Mächtigkeit im Profil „Lingerhahn“ ist charakteristisch für die weitgehend ebenen Hochlagen im Osthunsrück (s. Abb. 3). Das Profil befindet sich in einem Waldstück östlich der Ortschaft Lingerhahn (vgl. Abb. 1) in 487 m ü. NN (TK 25 5911 Kisselbach, R 33 98 380, H 55 52 050). Periglaziale Sedimente in einer Mächtigkeit von 1,7 Meter überlagern den anstehenden weiß gebleichten Saprolit, der die obere Zone der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke repräsentiert. Als holozäner Boden ist eine Pseudogley-Braunerde entwickelt.

Das Profil „Kastellaun“ (vgl. Abb. 1) wurde in einer Baugrube am östlichen Ortsausgang an der Straße Kastellaun — Laubach (TK 25 5910 Kastellaun, R 26 03 800, H 55 49 250) aufgenommen. Die Abfolge der periglazialen Deckschichten über dem mesozoisch-tertiären Saprolit ist insgesamt 2,30 Meter mächtig. In den Sedimenten ist ein Braunerde-Pseudogley als holozäner Boden entwickelt.

Aufgrund der im Vergleich zu Lingerhahn über 40 Meter tieferen Lage des Profilpunktes (445 m NN), wurde in dem Baugrubenaufschluß eine untere und daher auch schwächer verwitterte Zone des Saprolits erfaßt.

Gegenüber dem weichen, gebleichten Saprolit von Lingerhahn sind die hier aufgeschlossenen verwitterten Schiefer noch stark verfestigt. Reste der primären kohlig-bituminösen organischen Substanz und eine unvollständige Kaolinitisierung der primären Chloritminerale bedingen eine dunkelolivgraue Färbung des Gesteins.

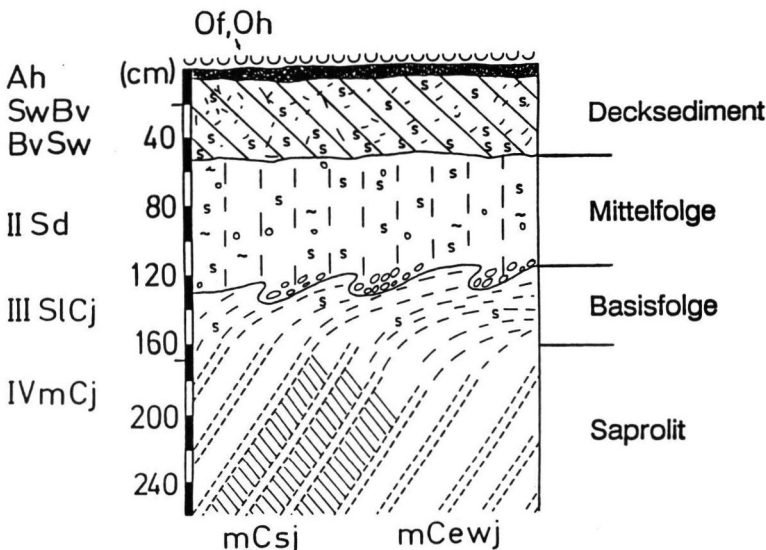


Abb. 3: Gliederung und Mächtigkeit periglazialer Deckschichten im Profil „Lingerhahn“ — Decksediment: Gelbbraun, aus bimshaltigem Lößlehm; Mittelfolge: Gelbbraun, rostfleckig, aus Lößlehm-Solifluktion; Basisfolge: Hellgrau, aus Saprolit-Solifluktion; Saprolit: Hellgrauer weicher toniger Schluffschiefer.

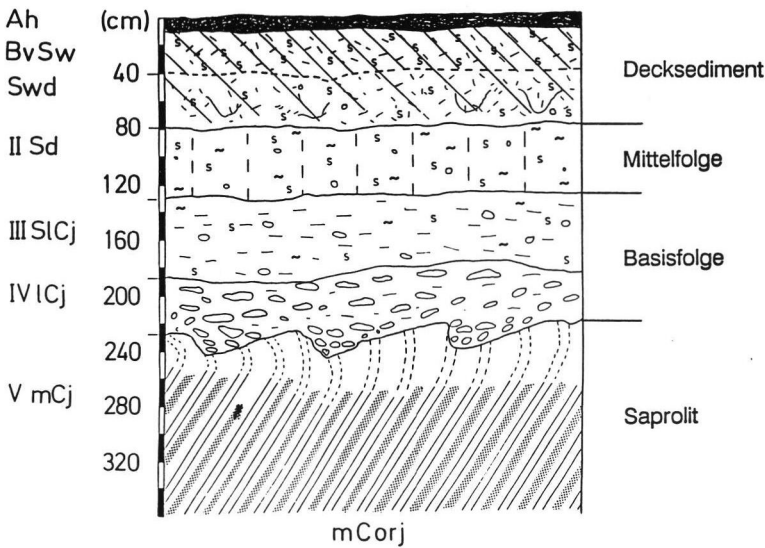


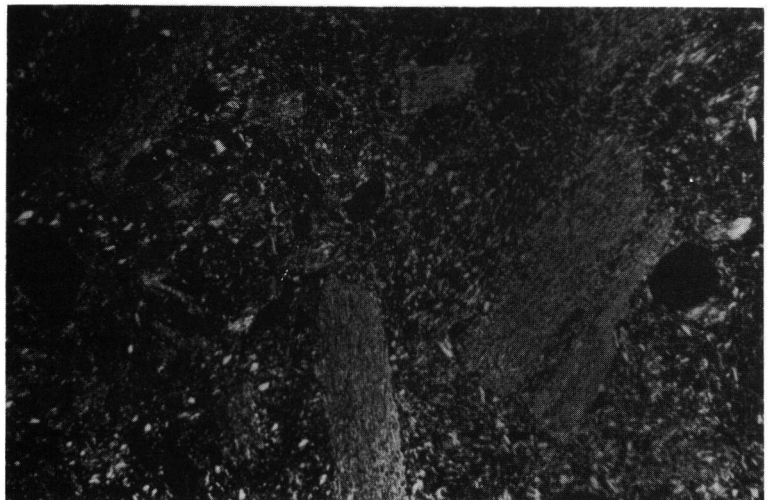
Abb. 4: Gliederung und Mächtigkeit periglazialer Deckschichten im Profil „Kastellaun“ — Decksediment: Gelbbraun, aus bimhaltigem Lößlehm; Mittelfolge: Gelbgrau, rostfleckig, aus Lößlehm-Solifluktion; Basisfolge: Olivgrau, aus Saprolit-Solifluktion; Saprolit: Dunkelolivgrauer toniger Schluffschiefer.

5.1.1 Basisfolge

Die obere dm- bis m-mächtige Zone des Saprolits weist einen aufgelockerten Gesteinsverband auf, in dem die steilstehenden Schieferungsklüfte durch Hakenschlagen in horizontale Richtung abbiegen. Der Übergang zur überlagernden Basisfolge vollzieht sich mit einer deutlichen, meist unregelmäßig verlaufenden Grenze. Im Grenzbereich sind oft Taschen in den Saprolit eingesenkt, die grobe Skelettanreicherungen aufweisen. Das Substrat der Basisfolge ist plastisch, dichtlagernd und verbreitet von grauer Farbe. Die meist nur undeutlich ausgeprägten Gefügekörper sind plattig bis prismatisch. Sie weisen stumpfe, verschlammte Oberflächen auf. Durch Solifluktion wur-

den härtere Saprolitbruchstücke sowie Bruchstücke von Oxidkrusten und Gangquarz horizontal eingeregelt und teilweise in Schichten fahnenartig ausgezogen. Saprolitbruchstücke werden nach oben kleiner und weicher und gehen randlich in strukturlosen Lehm über. Im Profil „Kastellaun“ (vgl. Abb. 4) besteht die Basisfolge aus zwei hellgrauen lehmigen Schichten, die sich in ihrer Textur deutlich unterscheiden. Die untere Schicht besteht aus cm- bis dm-großen Saprolitbruchstücken, die in einer lehmigen Grundmasse schwimmen und horizontal eingeregelt sind. In der hangenden Schicht fehlen diese groben Bruchstücke weitgehend. Sie besteht aus schluffigem Lehm mit feinem, weichem Saprolitgrus. Durch die horizontale Einregelung liegt ein plattiges Gefüge vor.

Abb. 5: Profil „Lingerhahn“, Basisfolge aus solifluidal umgelagertem, aufgeweichten Saprolitmaterial: In einer strukturlosen schluffig-tonigen Grundmasse schwimmen längliche, abgerundete Bruchstücke aus gebleichtem Saprolit, bei denen noch die feinlaminare Schieferstruktur zu erkennen ist (Durchlicht, Längsseite = 3,6 mm).



Mikromorphologisch sind in der Basisfolge mm- bis cm-große, graue, oxidarme Saproлитbruchstücke mit abgerundeten Ecken in ein dichtlagerndes schluffig-toniges Substrat eingebettet (s. Abb. 5). Sie weisen die charakteristische Schieferstruktur mit ihren streng parallel eingeregelteten Mineralen auf. Ihr gleitender Übergang in die benachbarte graue Ton-Schluff-Matrix zeigt deutlich, daß die Basisfolge durch mechanische Beanspruchung (Kryoklastik, Solifluktion) aus dem aufgeweichten Saproлит entstand.

Das Schwermineralspektrum (Fraktion 30—400 μm) der Basisfolge (s. Abb. 6) weist in beiden Profilen ausschließlich das stabile Spektrum mit Zirkon, Rutil und Turmalin auf, das bereits in dem unverwitterten Schiefer und dem autochthonen Saproлит vorliegt (DÖBEL 1985). Die Feststellung einer Zirkon-Rutil-Anatas-Assoziation von WEYL (1952) und ARENS (1963) kann im Rahmen dieser Untersuchungen nicht bestätigt werden. Auch der Anteil an opaken Schwermineralen liegt in der Basisfolge in gleicher Größenordnung vor wie am Saproлит.

5.1.2 Mittelfolge

Die Mittelfolge unterscheidet sich in der Färbung des Substrats von der Basisfolge. Die unregelmäßig verlaufende Grenze zwischen beiden Schichten ist deutlich ausgeprägt. Im Profil „Lingerhahn“ greift die Mittelfolge mit Skelettanreicherungen taschenförmig in die Basisfolge ein. Bruchstücke von Ganzquarzen und braunen bis violettrotten Hunsrückern zeigen, daß außer Lößlehm auch Substrat aus dem Saproлит in die Mittelfolge aufgenommen wurde. Durch die periglaziale Einmischung von verwitterbaren, Fe-haltigen Silicaten weist die Mittelfolge höhere Gehalte an pedogenen Oxiden auf, die in Rostflecken als Folge von Staunässe konzentriert wurden. Bei einer stärkeren Beimischung von gebleichtem Saproлитmaterial tritt in den Profilen eine überwiegend grau gefärbte Mittelfolge mit morphologisch schwächer ausgeprägten Staunässemerkmalen auf. Für solche Substrate führte ZAKOSEK (1960) den Begriff „schlechte Staunässezeichner“ ein. Aber auch in stärker lößführendem Substrat können durch lange Naßphasen graue

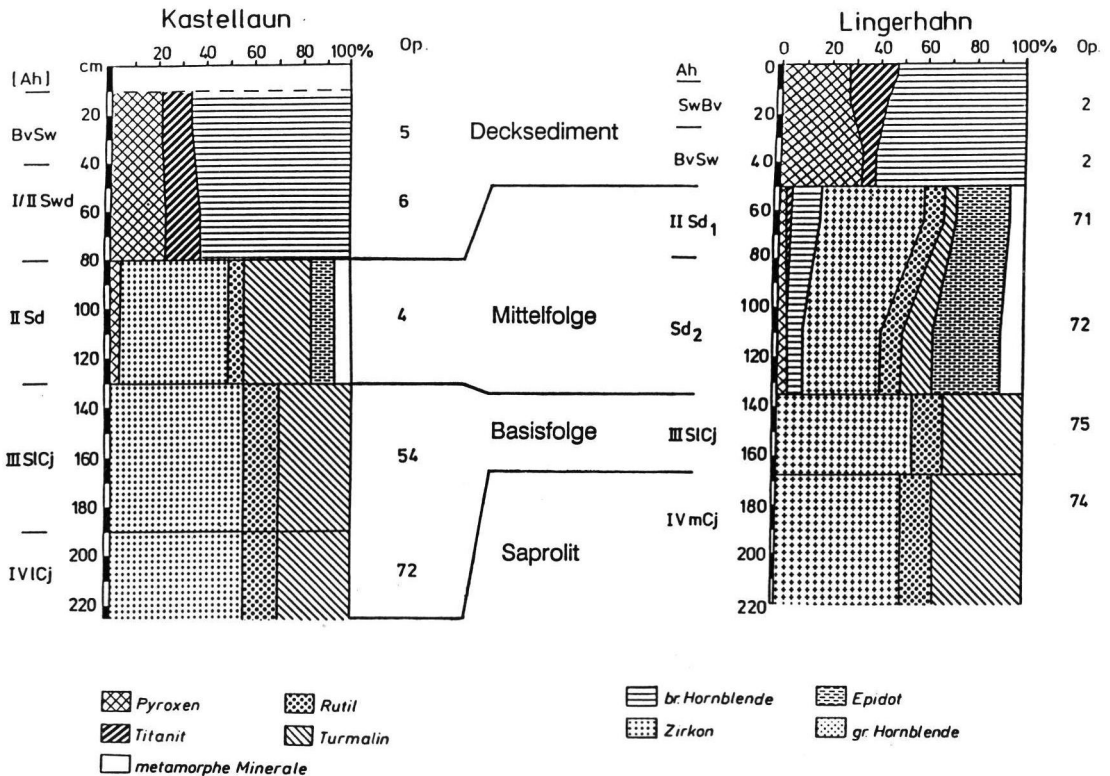


Abb. 6: Schwermineralverteilung in den quartären Deckschichten der Profile „Lingerhahn“ und „Kastellaun“ (in % der Summe transparenter Schwerminerale der Fraktion 30—400 μm ; Op. = %-Anteil an opaken Mineralen).

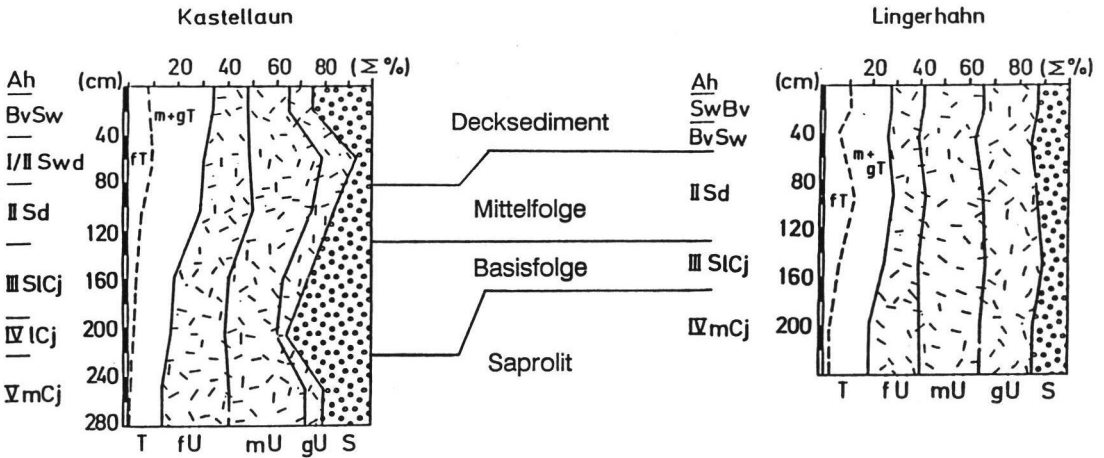


Abb. 7: Korngrößenverteilung der Profile „Lingerhahn“ und „Kastellaun“.

Farben vorherrschen. Die Textur (s. Abb. 7), Plastizität und Dichtlagerung des Substrats sind in ähnlicher Weise wie in der Basisfolge darunter ausgebildet. In beiden Profilen ist die Mittelfolge durch einen etwas höheren Tongehalt gekennzeichnet, der wahrscheinlich auf Tonverlagerung zurückgeht. Mikromorphologisch sind orientierte Feintonbeläge in den rezenten Poren spärlich und meist nur in dünnen Säumen vorhanden. Dagegen treten in der Mittelfolge beider Profile die Fragmente von dicken braungelben Tonbelägen auf, die noch einen Teil ihrer Orientierungsdoppelbrechung bewahrt haben und porenfern in der Matrix vorliegen (s. Abb. 8). Daneben sind auch schlierige, ausgewalzte Feintoneinmengen erkennbar. Sie belegen, daß in der Mit-

telfolge ein reliktscher Bt-Horizont krypturbar und solifluidal aufgearbeitet wurde.

Die Schwermineralassoziation der Mittelfolge in der Fraktion 30—400 μm (vgl. Abb. 6) setzt sich aus drei Gemeinschaften unterschiedlicher Herkunft zusammen. Den größten Anteil weist auch hier noch die stabile Mineralassoziation der devonischen Schiefer (Zirkon, Rutil, Turmalin) auf, die aus dem aufgeweichten Saprolitmaterial übernommen wurde. Als zweite Mineralgruppe treten die für den Löß charakteristischen instabilen (Epidot, grüne Hornblende) und metamorphen Minerale (Staurolith, Disthen) hinzu. Sie entstammen nach TILLMANN & WINDHEUSER (1980) den Rheinterrassen und wurden mit dem Löß



Abb. 8: Profil „Lingerhahn“, Mittelfolge aus lößlehmhaltigem Solifluktuionsmaterial mit umgelagerten Relikten ehemaliger Tonbeläge (helle Flecken) aus dem Bt-Horizont einer interglazialen Parabraunerde (gekreuzte Polarisatoren, Längsseite = 1,5 mm).

ausgeblasen. Die dritte Mineralgruppe, die in der Mittelfolge den kleinsten Anteil ausmacht, gehört der vulkanischen Mineralassoziation an, die im Decksediment dominiert. Vermutlich wurden diese Minerale durch Kryoturbation und Bioturbation in einem geringen Ausmaß in die Mittelfolge eingearbeitet.

5.1.3 Decksediment

Das in ebenen Lagen unter Wald etwa 40—50 cm mächtige Decksediment setzt sich durch seine graubraune, relativ homogene Färbung und eine meist deutliche Schichtgrenze von der unterlagernden Mittelfolge ab. In exponierten Lagen unter Ackernutzung kann das Decksediment als Folge junger, nutzungsbedingter Erosion nur noch geringmächtig sein oder sogar vollständig fehlen. Die Bodenart, ein schluffiger Lehm bis stark lehmiger Schluff (vgl. Abb. 7), unterscheidet sich kaum von dem Substrat der Mittelfolge. Eingebettet sind ebenfalls Bruchstücke von Gangquarz und Hunsrückerkernen aus dem Saproлит. Der Skelettanteil deutet auf einen solifluidalen Transport des Decksediments hin. Im Profil „Kastellaun“ ist durch Kryoturbation das Decksediment in den oberen Teil der Mittelfolge eingearbeitet worden (vgl. Abb. 4, I/II Swd-Horizont). Gegenüber der Mittelfolge ist die Lagerungsdichte des Substrats deutlich geringer.

Unter Wald tritt ein ausgeprägtes Krümelgefüge mit mm- bis 1 cm-großen Aggregaten auf, wie es für saure Braunerden mit einer hohen Al-Sättigung des Sorptionskomplexes charakteristisch ist. STÖHR (1967) bezeichnet staunässefreie Böden, die in mächtigen Decksedimentschichten entstanden, aufgrund dieser Struktur als „Lockerbraunerde“. Unter Acker- und Grünlandnutzung ist durch Bodenbearbeitung, mechanische Verdichtung und Umbelegung des Sorptionskomplexes ein Subpolyedergefüge ausgebildet. Die Schwermineralgesellschaft (vgl. Abb. 6) besteht fast ausschließlich aus vulkanischen Mineralen (Pyroxen, Titanit und braune Hornblende) und einem geringen Anteil an opaken Mineralen. Auch mikromorphologisch ist die Einmischung von vulkanischen Aschen in das Substrat deutlich am Mineralbestand erkennbar. Die Matrix ist durchsetzt von einer Vielzahl dunkelbrauner, runder Bimskörnchen mit schaumig-poröser Struktur, die in der Schluff- bis Feinsandfraktion vorliegen. Daneben kommen vereinzelt braune Hornblenden in der Feinsandfraktion vor.

5.2 Erosionslagen

Die Ausbildung von mächtigen, mehrgliedrigen periglazialen Deckschichten blieb im Rheinischen Schiefergebirge auf die ehemaligen Rumpfflächenreste

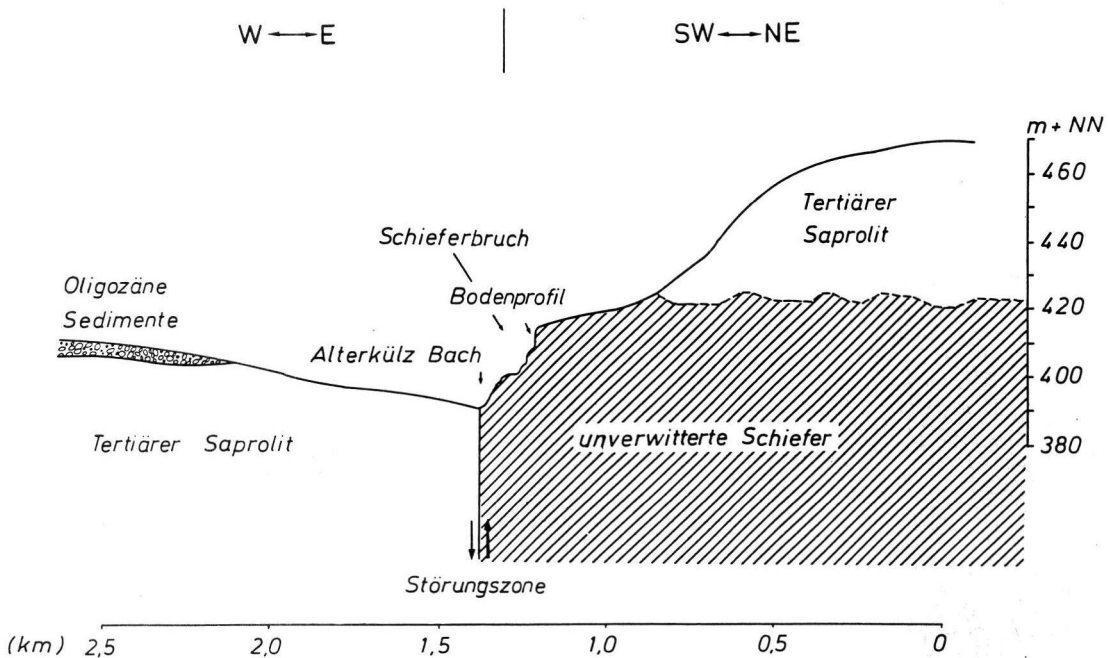


Abb. 9: Geländeschnitt durch das Külzbachtal nordwestlich von Alterkülz.

und die schwach bis mäßig geneigten pleistozänen Talhänge beschränkt. Sowohl in den Kammlagen der am stärksten gehobenen Bereiche von Eifel, Taunus und Bergischem Land, als auch an Steilkanten von Schollenrändern in Tälern, führte die jungtertiäre und quartäre Erosion zu einer vollständigen Abtragung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke und zur Freilegung des unverwitterten Schiefers.

Nordwestlich der Ortschaft Altekülz (vgl. Abb. 1) bilden frische Hunsrückschiefer das Anstehende am unteren nordöstlichen Talhang des Altekülzer Bachs. Der Talhang bildet den Rand einer Hochscholle (vgl. Abb. 2 und 9) und der Bachlauf folgt hier der sie begrenzenden tektonischen Störungszone. Auf der westlich angrenzenden Tiefscholle wurde mesozoisch-tertiärer Saprolit unter oligozänen sandig-kiesigen Sedimenten erbohrt (vgl. Abb. 9).

Durch die vollständige Abtragung des Saprolits am Rande der Hochscholle ist über dem unverwitterten Gestein als Folge der zunehmenden Erosionsbeständigkeit eine Hangverebnung ausgebildet, deren Oberfläche sich radial zum Hang in flache Mulden und

Rücken gliedert. Im Bereich der Rücken sind ehemalige Dachschieferbrüche angelegt (TK 25 5910 Kastellaun, R 55 45 530, H 26 04 450). Als Folge der exponierten Lage fehlen die in den höheren Hang- und Plateaulagen anzutreffenden periglazialen Deckschichten mit ihrem hohen Anteil an aufgearbeitetem Saprolit. Frostschutt der frischen Schiefer bildet das Ausgangssubstrat der holozänen Braunerde (vgl. Abb. 10). Die periglaziale Auflockerung und Frostsprengung der Schiefer reicht bis in eine Tiefe von 90 cm. Über dem massiven Schiefer folgen die grob geklüfteten Bruchstücke zunächst noch der vertikalen Schieferungsrichtung. In den oberen Dezimetern des Profils gehen sie unter zunehmender Zerkleinerung in eine horizontale Lagerung über. Der Skelettanteil (> 2 mm) nimmt von 86 Gew. % im BvCv-Horizont auf 43 Gew. % im Ah-Horizont ab, der Feinerdeanteil aus schluffig-sandigem Lehm steigt entsprechend.

Schwerminerale konnten nur in den oberen 50 cm (Ah und CvBv) des Profils identifiziert werden (s. Abb. 11). Sie gehören ausschließlich zur vulkanischen Mineralgesellschaft der allerödzeitlichen Laacher Bimsuffe. Im Gegensatz zum Decksediment der Deck-



Abb. 10: Profil „Altekülz“ — Braunerde in Frostschutt aus unverwittertem Hunsrückschiefer, mit Ah (0—15 cm) — CvBv (15—50 cm) — BvCv (50—90 cm) und Cn-Profil.

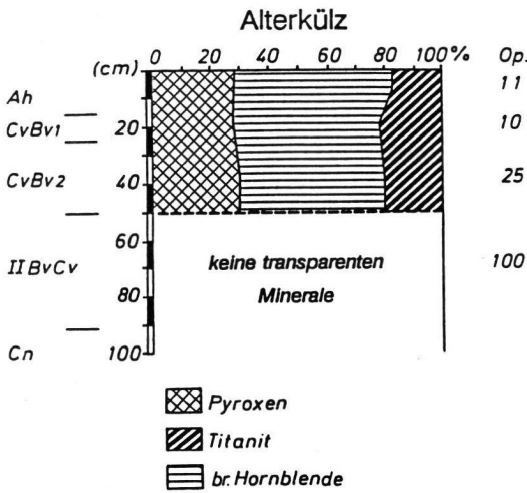


Abb. 11: Profil Alterkühl — Schwermineralverteilung in der Fraktion 30—400 µm.

schichtenfolge in Plateau- und Hanglagen wurden im Profil „Alterkühl“ keine lößspezifischen Schwerminerale angetroffen.

6 Genese und Stratigraphie der periglazialen Deckschichten

Im Bereich der Plateaulagen der tertiären Rumpffläche des Osthunsrücks sowie der schwach bis mäßig geneigten Ober- und Mittelhänge der pleistozänen Täler werden die tiefgründig zu Saprolit verwitterten unterdevonischen Gesteine von mehrgliedrigen periglazialen Deckschichten überzogen. Sie gleichen ein prä- bis altpleistozänes Mesorelief weitgehend aus und verleihen der Landschaft geglättete Oberflächenformen. Neben der Taleinschneidung durch fluviale Prozesse wurde auch in den Plateaulagen die Landoberfläche im Pleistozän um einige Meter bis mehrere Decameter abgetragen. Daher fehlen die mittel- und jungtertiären Bodenbildungen und obersten Zonen des Saprolits. An den Talhängen bilden nur noch die schwächer verwitterten, Chlorit enthaltenden unteren Zonen des Saprolits das Anstehende unterhalb der Deckschichten (SPIES 1986, FELIX-HENNINGSSEN 1990). Somit war die Deckschichtenbildung in den Kaltzeiten des Pleistozäns kein einmaliger Prozeß. Erst durch das Alternieren von Solifluktionsschuttbildung mit der fluvialen Ausräumung der Täler konnte eine Tieferlegung der Landoberfläche und die Hangbildung erfolgen. Demnach sind die heute noch oberflächennah anzutreffenden, periglazialen Substrate Bildungen der jüngeren Kaltzeiten. Ihre petrographi-

sche Gliederung stimmt weitgehend mit der Deckschichtenabfolge überein, die SEMMEL (1986) für den Taunus erkannte.

Das älteste Glied der Deckschichten ist die lößfreie Basisfolge, die unmittelbar aus dem unterlagernden Saprolit hervorging. Im Zuge der mesozoisch-tertiären Verwitterung wurde durch Minerallösung und Stoffabfuhr der Porenraum des gebleichten Saprolits bis auf 25—30 Vol. % vergrößert (s. Abb. 12). Nach Beobachtungen an rezenten Haldengesteinen aus Schiefersaprolit von Kaolingruben (z. B. Ödingen b. Oberwinter) erfolgt das Zerkleinern des weichen Gesteins zu einem strukturlosen, lehmigen Substrat durch die Wasseraufnahme bereits nach einer geringen Anzahl von Frostwechseln.

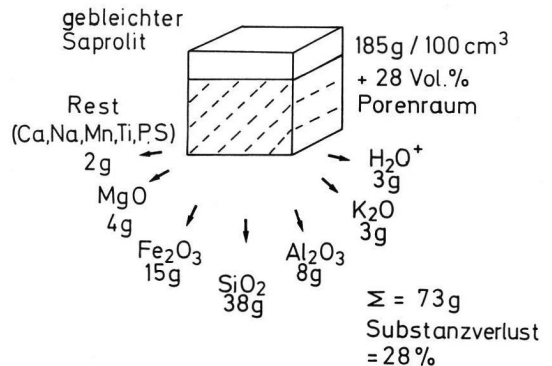
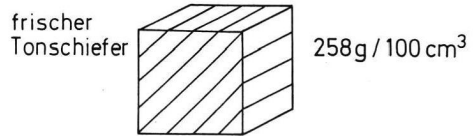


Abb. 12: Porenraumzunahme und Zusammensetzung der Massenverluste des gebleichten Saprolits im Vergleich zum unverwitterten Schiefer.

Neben der primären Textur bestimmt auch der Verwitterungsgrad des Saprolits die Textur und den Skelettanteil der Basisfolge. Die aus einer tieferen, schwächer verwitterten und damit festeren Saprolitzone im Profil „Kastellaun“ hervorgegangene Basisfolge ist trotz der ähnlichen primären Textur des Schiefers (toniger Siltstein) wesentlich skelettreicher als die Basisfolge im Profil „Lingerhahn“. Die Textur der Feinerde (< 2 mm) erscheint durch undispergierte Saprolitpartikel „sandiger“. Auch die Färbung der Basisfolge wird vor allem durch den unterlagernden

oder unmittelbar in der Umgebung anstehenden Saprolit bestimmt. So treten neben hellgrauen Schichten, die aus dem gebleichten Saprolit hervorgehen, verbreitet auch braune oder rotbraun gefärbte Basisfolgen auf, wenn der Saprolit von Hunsrückern und den sie begleitenden Oxidanreicherungsäumen durchzogen wird. Die größere Gesteinsfestigkeit als Folge der Oxidimprägation führt auch in diesen Schichten zu einem hohen Skelettgehalt, der vorwiegend aus Bruchstücken der Hunsrückerde besteht.

Der gleitende Übergang des Saprolits in die Basisfolge, das Hakenschlagen von steilstehenden Gesteinsschichten und ihr fahnenartiges Ausschleppen in die Basisfolge deuten auf die laterale Materialverfrachtung durch Solifluktion hin. Sie erfolgte in den relativ ebenen Lagen der Hunsrück-Hochfläche meist nur über Distanzen von wenigen Metern bis zu 100 Metern. Dieses läßt sich aus der mineralogischen und petrographischen Übereinstimmung der Basisfolge mit dem unterlagernden Saprolit ableiten.

Der Bildungszeitraum der Basisfolge ist wahrscheinlich an den Beginn eines Hochglazials zu stellen, als eine Lößeinwehung aus dem Rheintal noch nicht erfolgt war. Deckschichten älterer Kaltzeiten und die darauf entwickelten interglazialen Böden wurden demnach im Frühglazial der betreffenden Kaltzeit vollständig abgetragen, so daß der Saprolit die unmittelbare Geländeoberfläche bildete. Die hellgrauen, lehmigen, dichtlagernden und kaolinithaltigen Substrate der Basisfolge wurden in der Eifel von MÜCKENHAUSEN (u. a. 1950, 1982) „Graulehm“ und von STÖHR (1967) im Osthunsrück als „Weißlehm“ bezeichnet. Sie werden als Relikt der tertiären Plastosole angesehen, die im Tertiär „Oberböden“ darstellten (STÖHR 1982). Im Rahmen der geomorphologischen Untersuchung des Rheinischen Schiefergebirges wurden „Graulehme“ bisher als tropische Böden und somit als Leithorizont für die tertiäre Landoberfläche angesehen. Sie dienen zum Nachweis und zur Abgrenzung von tertiären Verebnungsflächen, sowie als Indikator für tropische Klimabedingungen (BIBUS 1975, ZENSES 1980). Neuere Untersuchungen (SPIES 1986 und FELIX-HENNINGSSEN 1990) zur Verbreitung und Genese von „Graulehmen“ deuten jedoch darauf hin, daß es sich bei diesen Substraten stets um periglaziale Sedimente handelt, die in allen Reliefpositionen bis hinab in die pleistozänen Täler durch Frostsprengung und Solifluktion aus dem unterlagernden Saprolit hervorgingen. Andererseits sind die Graufärbung und die Substrateigenschaften allein noch kein Beleg für die Einordnung der Schicht als Basisfolge. KERPEN (1960) stellte bei mikromorphologischen Untersuchungen von Graulehmen der Eifel die Einmischung vulkanischer Bims-Mineraler (Plagioklas, Braune Hornblende) fest, deren Herkunft aus den

Eruptionen des Laacher-See-Vulkanismus angenommen wird. ZEWSCHWITZ (1970) führte detaillierte Schwermineralanalysen an Graulehmen der Nordeifel durch und erkannte neben dem Vorkommen von typischen Löß-Schwermineralen eine starke Beimengung verwitterungsstabiler vulkanischer Schwerminerale, die für das trachytische Tuffmaterial aus dem Laacher-See-Gebiet bezeichnend sind. Das Auftreten von vulkanischen Schwermineralen in den „Graulehmen“ gibt einen Hinweis darauf, daß hier graue, kaolinithaltige Substrate der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke hohe Anteile an den oberen Deckschichten ausmachen. Zudem weisen WIECHMANN & ZEPP (1985) darauf hin, daß eine Graufärbung von allen Substraten der Deckschichtenfolge durch Naßbleichung möglich ist, die auf starke Staunässe oder lokal auf die Einwirkung von (hydrothermalen) Quellwässern zurückgeht.

Die Mittelfolge ist nach den Ergebnissen der Schwermineraluntersuchungen in allen untersuchten Profilen des Osthunsrücks lößführend. Die Lößbeimengung wird durch instabile und metamorphe Schwerminerale des Rhein-Spektrums (ZEWSCHWITZ 1970, BRUNNACKER 1980) angezeigt. Neben diesen, aus Kristallingesteinen stammenden Schwermineralen, sind auch vulkanische Schwerminerale mit relativ geringen Anteilen vertreten. Nach TILLMANS & WINDHEUSER (1980) sind sie ebenfalls für den Löß im Rheinischen Schiefergebirge charakteristisch; ihr Anteil steigt mit der Annäherung an das Vulkangebiet des Laacher Sees.

Nach dem Skeletttinhalt des Substrats und dem Kaolinitanteil des Tonmineralbestandes zu urteilen, macht jedoch Frostschutt aus dem unterlagernden Saprolit bzw. der Basisfolge den größeren Anteil an der Substratzusammensetzung aus. Eine gegenüber der Basisfolge intensivere Gelbbraunfärbung der Mittelfolge deutet auf die solifluidale Einmischung von Fe- und Mn-haltigen Silicaten hin, die in dem gebleichten Saprolit bzw. der daraus hervorgegangenen Basisfolge nicht mehr vorhanden sind. Wie oben erwähnt, kann Staunässe über einer dichtlagernden Basisfolge auch zu einer grau gefärbten Mittelfolge durch Naßbleichung führen.

Neben der schwermineralogischen Trennung spricht die klare Schichtgrenze zwischen Basisfolge und Mittelfolge, die oft durch Skelettanreicherungen geprägt wird, für einen Hiatus zwischen beiden Schichten und gegen eine gleichzeitige Genese als Schichtkomplex. Im Klimazyklus einer Kaltzeit käme für die Bildung der Mittelfolge die Hochglazialphase in betracht. Aus den frostmechanisch überprägten Tonbelägen, die mikromorphologisch in allen Profilen auftreten, lassen sich weitere stratigraphische Schlüsse

ziehen. Die Tonbeläge entstanden durch Tonverlagerung. Die Braunfärbung dieser Tonbeläge deutet auf die Verwitterung von Löß-Silicaten hin, ihre Dicke und Ausprägung auf eine Bildung in einer interglazialen Parabraunerde. Nimmt man eine Bildung der Tonbeläge im letzten Interglazial an und ihrer periglazialen Überprägung im Würmglazial, so ergibt sich sowohl für die Basisfolge als auch die Mittelfolge ein mindestens rißzeitliches Alter. Diese wurden im Würm-Frühglazial nicht vollständig abgetragen, sondern durch eine neuerliche Lößaufwehung und solifluidale Verlagerung überprägt. Somit war die würmzeitliche Reliefveränderung durch Abtragung in den ebenen Lagen und an den Hängen nur schwach ausgeprägt.

Das wiederum mit deutlicher Schichtgrenze von der Mittelfolge abgesetzte Decksediment zeichnet sich durch eine Dominanz vulkanischer Schwerminerale und die Einmischung von Bimskörnchen aus. Nach STÖHR (1963, 1966b, 1967) ist diese Mineralgesellschaft typisch für den „Staublehm“, der aus einem Gemenge von Bimstuff des allerödzeitlichen Laacher-See-Vulkanismus und Lößlehm besteht und im Osthunsrück in Mächtigkeit bis zu 1 Meter auftritt. In der Jüngeren Tundrenzeit wurden die Bimstoffe verweht und dabei mit Würmlöß und ausgeblasenem Substrat der Mittelfolge vermengt. Eine Solifluktionsphase mit dem Übergang zum Präboreal, die nur auf die höheren Lagen des Mittelgebirges beschränkt blieb, führte hier zur Einmischung von steinigem Material in das Decksediment (STÖHR 1966b). Äolische Decksedimente der Jüngeren Tundrenzeit, die Beimengungen von Laacher-Bimstuff aufweisen, haben im Rheinischen Schiefergebirge und angrenzenden Mittelgebirgen (z. B. SCHÖNHALS 1957, 1959, ZEJSCHWITZ 1970, JUVIGNÉ 1980) eine große Verbreitung.

Während der Skelettanteil und die Lagerung aller periglazialer Deckschichten den Einfluß der Solifluktion deutlich hervortreten lassen, sind periglaziale Merkmale der Kryoturbation, Tropfen- oder Frostspaltenbildung selten und meist nur schwach angedeutet. Wahrscheinlich wurden auch diese Prozesse bei der Materialvermischung im Zuge der Deckschichtenbildung wirksam. Ihre Intensität muß jedoch relativ gering gewesen sein, da Durchgriffe von Periglazialstrukturen der Mittelfolge oder des Decksedimentes in die jeweils unterlagernde Schicht kaum ausgebildet sind.

In den Erosionslagen führte der langdauernde Wechsel von Frostsprengung des Saprolits und der fluvialen Abfuhr der Lockerprodukte zur Einschneidung der pleistozänen Täler in die Hunsrück-Hochfläche. Mit dem Erreichen des unverwitterten, harten Gesteins wurde die Effizienz dieser Prozesse stark gemindert.

Der fehlende Porenraum des Gesteins hatte zur Folge, daß sich die Frostsprengung nur auf Klüfte und geweitete Schieferfugen beschränkte, so daß recht grober Frostschutt entstand, der sich einer lateralen Verfrachtung widersetzte. Doch werden Abspülung und fluviale Abfuhr von feineren Lockersubstraten bis zum Ausklingen des Würmglazials stattgefunden haben. Die freigelegten Schuttflächen wurden im Alleröd durch Laacher Bimsstaub sowie in der Jüngeren Tundrenzeit durch bimshaltigen Löß überweht. Die äolischen Sedimente wurden in die entstandenen Klüfte und Skelettzwischenräume eingespült. Danach ist ein großer Anteil der Feinsubstanz dieser skelettreichen Braunerden auf Festgesteinsschutt nicht auf die holozäne Verwitterung der Schiefer zurückzuführen, sondern weist einen äolischen Ursprung auf.

7 Dank

Frau Dipl. geol. CORNELIA LÖWERT-DÖBEL Essen, führte einen Teil der Schwermineralanalysen durch, wofür ihr an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Die Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke und ihrer quartären Deckschichten wurden durch die dankenswerte finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht.

8 Schriftenverzeichnis

- ARENS, H. (1963): Entstehung, Zusammensetzung und Eigenschaften von Graulehmen, erläutert an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, sowie Braunplastosolen und Terra-fusca-Relikten in Nordrhein-Westfalen. — *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, 1: 63—68; Göttingen.
- BIBUS, E. (1975): Eigenschaften tertiärer Flächen in der Umrahmung der nördlichen Wetteraus. — *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 23*: 49—61; Berlin, Stuttgart.
- DÖBEL, C. (1985): Schwermineralogische Untersuchungen an Graulehmen und tertiären Zersatzzonen aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Östlicher Hunsrück und Drachenfels Ländchen). — Unveröff. Dipl. Arbeit, 74 S.; Köln.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge — Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. — *Relief, Boden, Paläoklima*, 6, 192 S., Borntraeger; Berlin, Stuttgart.
- & SPIES, E.-D. (1986): Soil development from Tertiary to Holocene and hydrothermal decomposition of rocks in the eastern Hunsrück area. — *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, 47: 76—99; Göttingen.
- & WIECHMANN, H. (1985): Ein mächtiges autochthones Bodenprofil präoligozänen Alters aus unterdevonischen Schiefen der nordöstlichen Eifel. — *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 148: 147—158; Weinheim.

- KERPEN, W. (1960): Die Böden des Versuchsgutes Rengen: Kartierung, Eigenschaften und Standortwert. — Forsch. u. Beratung, Reihe B, 316 S., Minist. f. Ernähr., Landw. u. Forstw.; Düsseldorf.
- MOSEBACH, R. (1954): Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer. — Notizbl. Hess. L. Amt f. Bodenforsch., 82: 234—246; Wiesbaden.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1950): Über gleitartige Böden im Rheinland. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., 50: 113—134; Weinheim.
- (1954): Fossile Böden im nördlichen Rheinland. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., 65: 81—103; Weinheim.
- (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 2: 495—502; Krefeld.
- (1982): Die Bodenkunde und ihre geologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. — 2. Aufl., 579 S.; DLG-Verlag; Frankfurt a. M..
- QUITZOW, H. W. (1969): Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. — Beih. Geol. Jb., 82: 78 S.; Hannover.
- (1982): Die Hochflächenlandschaft der zentralen Eifel, und der angrenzenden Teile des Rheintroges und Neuwieder Beckens. — Mainzer geowiss. Mitt., 11: 173—206; Mainz.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Forschung in Hessen. — Frankfurter geogr. H., 45: 135 S.; Frankfurt.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinsersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge). 182 S., Diss.; Bonn.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standorteigenschaften im Südschwarzwald. — Freiburger Bodenkundl. Abh., 9: 273 S.; Freiburg.
- STÖHR, W. TH. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch., 91: 318—337; Wiesbaden.
- STÖHR, W. TH. (1966a): Übersichtskarte der Bodentypengesellschaft von Rheinland-Pfalz, 1: 250 000. — Geol. L.-A. Rheinland-Pfalz; Mainz.
- (1966b): Die Bimsruptionen im Laacher-See-Gebiet, ihre Bedeutung für die Quartärforschung und Bodenkunde im Mainzer Becken und in den südlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dtsh. geol. Ges., 116: 994—1003; Hannover.
- (1967): Die Böden des Landes Rheinland-Pfalz. — Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 6: 17—30; Göttingen.
- (1982): Paläoböden des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück, Westerwald, Hintertaunus und Siegerland). — Geol. Jb., F 14: 132—142; Hannover.
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Bochumer Geogr. Arb., 40: 31—40; Bochum.
- TILLMANN, W. & WINDHEUSER, H. (1980): Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Lößbildung — ein Beitrag zur Lößgenese. — Eiszeit u. Gegenwart, 20: 29—43; Hannover.
- VIERSCHILLING, A. (1910): Die Eisen- und Manganzlagerstätten im Hunsrück und Soonwald. — Z. prakt. Geol., 18: 393—431; Berlin.
- WEYL, H. (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. — Erdöl und Kohle, 5: 29—33; Hamburg.
- ZAKOSEK, H. (1960): Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 32: 62 S.; Wiesbaden.
- & STÖHR, W. TH. (1966): Erl. Bodenkarte Hessen 1: 250 000, Bl. 5914 Eltville, 138 S.; Wiesbaden.
- ZENSES, E. (1980): Reliefentwicklung in der nördlichen Eifel. — Kölner Geogr. Arbeiten, 38: 220 S.; Köln.
- ZEPP, H. (1983): Reliefentwicklung an der oberen Erft, Ergebnisse einer geomorphologischen Detailkartierung. — Arb. z. Rheinischen Landeskd., 51: 25—38; Bonn.

Manuskript eingegangen am 26. 11. 1990.