

**Periglaziale Vergangenheit und
bodenkundliche Gegenwart
in den deutschen Mittelgebirgen**

Überarbeitete Fassung eines Vortrags, der anlässlich des
Festkolloquiums zum 80. Geburtstag
von Walther Schwanecke
am 25.11.03 in Gernrode (Harz) gehalten wurde

von

Arno Semmel

Kurzfassung

Die Böden über Festgesteinen der deutschen Mittelgebirge sind überwiegend aus periglazialen Solifunktionsdecken hervorgegangen. Obwohl nunmehr auch in der Bodenkundlichen Kartieranleitung der geologischen Landesämter die „periglaziären Lagen“ berücksichtigt werden, finden sie bei vielen Bodenkundlern nach wie vor keine oder kaum Beachtung. Ausserdem sind des öfteren Genese und Alter der Lagen umstritten.

Die hier diskutierten Profile sollen einmal die Schichtigkeit der meisten Bodensubstrate in unseren Mittelgebirgen belegen und zum anderen ihre periglaziale Bildung verdeutlichen. Zugleich wird zu zeigen versucht, dass das Gliederungsschema der Bodenkundlichen Kartieranleitung in den meisten Fällen im Gelände gut ist.

1 Periglaziale Umlagerungen und die deutsche Bodenkunde

Die meisten Böden über Festgesteinen in unseren Mittelgebirgen sind nicht aus dem festen Anstehenden durch Verwitterung in situ entstanden, sondern vielmehr aus Fließerden (Schuttdecken), die während der pleistozänen periglazialen Klimaperioden gebildet wurden. Dass es solche Schuttdecken gibt, stellte bereits BLANCKENHORN (1895; 1896) im Taunus fest und wies die nichtglazigene Entstehung solcher Lockermaterialdecken nach. Sie wurden damals vielfach irrtümlich als Grundmoränen gedeutet. Auf die Bedeutung der Schuttdecken für die heutigen Böden machte mit Beispielen aus dem nördlichen Rheinischen Schiefergebirge E. H. MÜLLER (1954) aufmerksam. Obwohl ab den sechziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts viele Arbeiten zu diesem Thema erschienen, berücksichtigten die meisten bodenkundlichen Lehrbücher die Schuttdeckenproblematik nicht (letzte kritische Übersicht dazu bei SAUER 2002: 5 ff.). Ausnahmen bildeten FIEDLER & HUNGER (1970), REHFUESS (1981) und ROESCHMANN (1994). Auch die Bodenkundliche Kartieranleitung der geologischen Landesämter brachte erst in ihrer 4. Auflage (AG BODEN 1994, = KA4) eine (zwei Seiten umfassende) Beschreibung periglaziärer Lagen (federführend M. ALTERMANN).

Die Annahme, diese „amtliche Äusserung“ würde nunmehr eine durchschlagende Akzeptanz periglazialer Schichtigkeit in der gesamten Bodenkunde bewirken, erwies sich als zu optimistisch. Als Beleg dafür nehme man den „Reiseführer zu den Böden Deutschlands“ (UMWELTBUNDESAMT 2001) zur Hand. Dort gibt es unter dem etwa ein Dutzend Profilbildern aus den Mittelgebirgen keines, das periglaziale Schichtung darstellt. Dass es diese gibt, klingt nur in textlichen Ausführungen über die Länder Rheinland-Pfalz und Sachsen-Anhalt an.

Obwohl hessische und thüringische Böden in dem Reiseführer nicht vorkommen, fühle ich mich doch beim Lesen an den Beginn meiner bodenkundlichen Kartiertätigkeit im hessisch-thüringischen Grenzgebiet im Sommer 1960 erinnert (vgl. SEMMEL 1966). Wegen völlig unzureichender Geländeerfahrung war ich auf fremde Hilfe angewiesen. Diese gab mir vor allem das Buch „Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland“ (MÜCKENHAUSEN 1959). Auf dessen bewundernswert exakt gemalten Profilbildern fand ich die in meinem Kartiergebiet vorkommenden Böden wieder. Es gab nur einen (für mich wesentlichen) Unterschied: Die Böden der Bilder waren sämtlich aus homogenem Ausgangsgestein hervorgegangen, die Böden in meinem Kartiergebiet hingegen waren fast immer geschichtet (SEMMEL 1964, Zit. 1985). Ähnlich scheint es KÖSEL (1996: 8) im Rheingletschergebiet ergangen zu sein, aus dem von BLEICH et al. (1987: 31 ff., Zit. KÖSEL 1996) fast nur Böden o h n e (periglaziale) Schichtung beschrieben wurden, die bodenkundliche Landesaufnahme durch KÖSEL fast nur Böden m i t einer solchen Inhomogenität ergab.

Unbeschadet solcher gravierender Differenzen hinsichtlich der Homogenität des Ausgangssubstrates gibt es aber auch strittige Auffassungen, selbst wenn die Schichtigkeit von Bodensubstraten anerkannt wird. Diese Erfahrung durfte ich in den letzten Jahren auf zahlreichen thematisch einschlägigen Exkursionen machen (vgl. dazu auch VÖLKEL et al. 2002; SEMMEL & THIEMEYER 2005). Der nachfolgende Text basiert auf diesen Erfahrungen und versucht, die wesentlichen kritischen Befunde wiederzugeben und Erklärungen zu finden.

2 Substrat-Homogenität oder -Inhomogenität?

Aufschlüsse in Festgesteinen unserer Mittelgebirge lassen oft auf den ersten Blick erkennen, dass der oberflächennahe Teil verlagert ist. Foto 1 zeigt ein Beispiel aus dem Taunus, wo der während der varistischen Orogenese gefaltete Tonschiefer nahe der Oberfläche zur heutigen Hangneigung abbiegt. Dabei verändert sich die Neigung der Gesteinsklasten immer mehr, so dass sie in den obersten 50 cm, dem Bereich des heutigen Braunerdesolums, überwiegend mit ihren Längsachsen parallel zur heutigen Oberfläche liegen. Zugleich ändert sich die Einregelung der Komponenten. Sind sie im tieferen Teil mit ihren Längsachsen quer zum Hang orientiert, so drehen sie mit Annäherung an die Oberfläche immer mehr in die Gefällsrichtung und zeigen damit an, dass sie solifluidal, also durch Bodenfließen, verlagert wurden.

In Substraten, in denen Steine fehlen oder in denen Steine selten sind, ist die Verlagerung oft nicht so augenscheinlich. Braunerden über tonig-schluffigem Buntsandstein sind scheinbar direkt aus diesem hervorgegangen. Ähnliche Profile findet man auf den Farbtafeln der Lehrbücher von MÜCKENHAUSEN (zuletzt 1993). Über eine größere Aufschlussstrecke ist jedoch zu erkennen, dass die gleiche Braunerde große Blöcke eines oberhalb ausbeissenden Sandsteins enthält, der offensichtlich mit dem Ausgangssubstrat der Braunerde hangabwärts verlagert und entsprechend eingeregelt wurde.

Diese Umlagerung spiegelt sich auch in Laborwerten wieder (Tab. 1). Das tonige Substrat unter der Braunerde hat - erwartungsgemäß - höhere Gehalte an Alkalien, Erdalkalien und Schwermetallen. Das braune Solum zeichnet sich durch größere Schluffanteile aus, die als „lössbürtig“ angesehen werden. Ausserdem enthält es die typischen Schwerminerale des Laacher Bimstufes (Augit, Braune Hornblende und Titanit). Auf die vulkanische Komponente weist auch der erhöhte Gehalt an Kalium und Thorium hin. Solche Braunerden und ihre Substratschichtung sind die charakteristischen Buntsandstein-Böden auf gut drainierten Hängen mit mittleren Niederschlägen in den deutschen Mittelgebirgen.

An Unterhängen, in Leehang-Positionen und in Dellen liegt zwischen lössfreier Basislage und lösshaltiger Hauptlage die in der Regel besonders lössreiche Mittellage. In ihr ist ein Bt- oder Sd-Horizont ausgebildet. Auf Foto 4 (ebenfalls aus dem Fulda-Werra-Bergland) liegt die Mittellage in einer kleinen Rinne, die von der grobblockigen Hauptlage überwandert wurde. Unter der Mittellage folgt ähnlich wie auf Foto 3 als oberster Teil der lössfreien Basislage ein heller Mittelsand, darunter ist der tonigere und steinigere rötliche Teil der Basislage zu erkennen.

Die krassen Unterschiede im Steingehalt dokumentieren die Schichtungen in diesem Profil zweifelsfrei, die Korngrößenanalysen des Feinbodens ebenso, abgesehen von den Unterschieden zwischen Haupt- und Mittellage. Hier könnte der höhere Tongehalt in der Mittellage, die noch dazu Tonbeläge aufweist, als Ergebnis (pedogenetischer) Tondurchschlammung gedeutet werden. Diese anzunehmen bereitet indessen Schwierigkeiten, ist doch ausserhalb der Mittellage unter dem gleichen Oberboden (= Hauptlage) kein Bt-Horizont anzutreffen. Unabhängig von der Klärung dieser Frage (Problem der „Phäno-Parabraunerde“) kann jedoch den Schwermineral-Gehalten ein deutlicher Hinweis auf eine Schichtgrenze zwischen Ober- (Hauptlage) und Unterboden (Mittellage) entnommen werden. Auf Tab. 2 ist

ersichtlich, dass in der Hauptlage wiederum der Laacher Bimstuff vertreten ist, der in der Mittellage fehlt. In der Basislage kommen nur sehr stabile Schwerminerale vor, die typisch für den Buntsandstein sind.

Tab. 1 Laborwerte von Haupt- und Basislagen im Buntsandstein

Korngrößen (Gewichts%)							
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
HL	9,3	6,1	12,2	16,3	34,3	19,5	1,3
1.BL	10,2	4,0	6,0	6,6	35,4	35,9	1,2
2.BL	21,7	4,4	7,8	6,4	32,7	25,1	1,1

Geochemie (Gewichts%, RFA)							
	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	pH
HL	1,45	0,15	0,3	0,19	1,85	0,3	3,9
1.BL	0,28	0,15	0,1	0,03	0,58	0,2	3,8
2.BL	1,88	0,03	0,2	0,18	1,18	1,01	4,3

Schwerminerale (Korn%)							
	Augit	Br.Hbl.	Titan.	Turm.	Zirkon	Topas	Rutil
HL	14	49	9	19	12	2	1
1.BL	-	-	-	87	10	-	3
2.BL	-	-	-	79	19	1	1

Schwermetalle (ppm)								
	Cd	Cr	Cu	Ni	Pb	Sr	Th	Zn
HL	0,0	74	3	13	22	65	13	17
1.BL	0,1	12	1	2	7	22	4	4
2.BL	0,0	73	1	8	16	54	8	9

HL = Hauptlage; BL = Basislage

Tab. 2 Laborwerte eines Profils mit Hauptlage über Mittel- und Basislage

Korngrößen (Gewichts%)							
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
HL	8,7	5,9	11,7	17,1	32,0	21,7	2,7
ML	23,7	4,9	7,8	25,9	19,2	15,1	3,4
1.BL	6,1	5,7	6,7	6,9	29,2	38,2	7,0
2.BL	21,9	5,9	6,1	6,6	27,2	29,7	2,6

Schwerminerale (Korn%)								
	Augit	Br.Hbl.	Titan.	Granat	Rutil	Turm.	Zirkon	Topas
HL	15	45	5	2	2	17	12	2
ML	3	1	-	3	1	47	45	-
1.BL	-	-	-	-	3	79	18	-
2.BL	-	-	-	-	3	84	13	-

ML = Mittellage

Körner% vom Schwermineralgehalt des Feinsandes; Analytiker: Prof. Dr. B. Hölting, Wiesbaden

Mit Hilfe der (relativ einfachen) Schwermineralanalyse lässt sich die Inhomogenität in Böden oft gut nachweisen. Sogar in vielen Löss-Parabraunerden kann gezeigt werden, dass zwischen Al- und Bt-Horizont eine Schichtgrenze liegt. Ein entsprechendes Beispiel bietet Abb. 1 (vgl. dazu auch FELIX-HENNINGSEN et al. 1991: 62). Hier muss aber eingeschränkt werden, dass nicht immer auf diese Weise eine Substrat-Inhomogenität sicher nachgewie-

sen werden kann. Darauf wird im Zusammenhang mit der Altersfrage der Hauptlage noch näher eingegangen. Generell lassen sich Haupt- und Basislage bei gleichen Feinboden- und Steingehalten oft dadurch trennen, dass im Bereich der Lagengrenze die Gesteinsklasten teilweise aufgerichtet erscheinen (Foto 5).

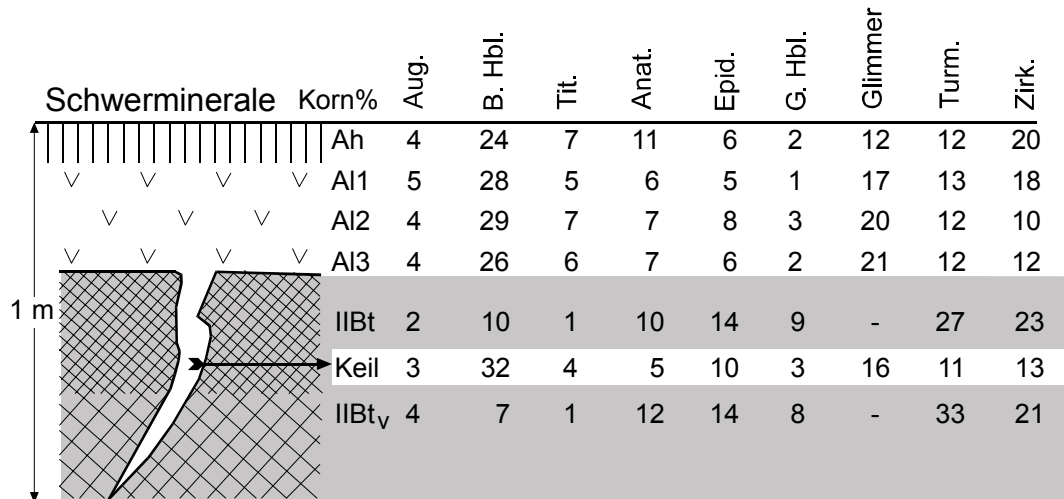


Abb. 1 Geschichtete Parabraunerde aus Lösslehm

Im Bereich des nicht geschichteten Al-Horizonts und in der Keilform sind die Gehalte an Brauner Hornblende, Titanit und Glimmer wesentlich größer als in den B-Horizonten, in denen Epidot, Grüne Hornblende und Turmalin, auch Zirkon, häufiger vorkommen. Im Al-Horizont macht sich vulkanischer Einfluss (Laacher Bimstuff) bemerkbar, in den B-Horizonten finden sich mit Epidot und Grüner Hornblende typische „Lössvertreter“. Analytikerin: Dipl.-Geogr. M. Guddat-Seipel, Bad Nauheim

Das Profil liegt ca. 2 km südwestlich Amelith (südlich der B 241) im Solling. Es wurde mir durch Herrn Dr. Deutschmann, Göttingen, zugänglich.

Die angeführten Differenzierungen im Aufbau und in der Verbreitung der verschiedenen Lagen machen die vor allem im stärker zerdellten Gelände häufig wechselnden Standortqualitäten verständlich. Im Buntsandstein-Gebiet sind die Böden aus Hauptlage über Basislage - wie schon angeführt - je nach Körnung der Basislage oligotrophe Fichten- oder Kiefern-Standorte. Natürliche Waldgesellschaft ist der Heidelbeere-Hainsimsen-Eichen-Buchenwald (ASTHALTER 1966: 74). Die meso- bis eutrophen Böden aus Haupt- über Mittel- und Basislage gelten als Laubholz-Standorte mittlerer bis guter Leistungsfähigkeit (natürliche Waldgesellschaft Waldmeister-Buchen-Mischwald).

Neben Basis-, Mittel- und Hauptlage können in der Umgebung klippenbildender oder sehr grobkörnig zerfallender Gesteine noch stark steinige Schutte vorkommen, die als Oberlage bezeichnet werden. Die aus lokalem Material bestehenden Substrate sind häufig nicht sicher von anthropogenen (kolluvialen) Bildungen zu trennen. Die Bezeichnung „Oberlage“ darf indessen laut ALTERMANN (1998: 177) nur im Falle periglaziärer Genese verwendet werden. Eine solche Oberlage wird mit der „Deckfolge“ (SCHILLING & WIEFEL 1962) und der „Oberdecke“ (ALTERMANN et al. 1988) gleichgesetzt. Da ihr Ausgangsgestein meist sehr stark sauer ist, koinzidieren Oberlagen und Ae-Horizonte des Öfteren. Foto 6 gibt ein Profil auf basenarmen Mainskiesen wieder.

Zum Abschluss dieses Kapitels darf wohl zusammengefasst werden, dass die beschriebenen Böden eindeutig aus geschichteten Substraten hervorgingen. Sie dokumentieren darüber hinaus Inhomogenitäten, die nicht die Ausnahme, sondern die Regel in unseren Mittelgebirgen sind.

3 Inhomogenität ja, aber ist sie periglazial?

Bei der Erwähnung der Oberlage klang bereits an, dass diese nicht immer sicher als periglaziale Bildung angesprochen werden kann. EMMERICH (1994: 175 ff.) hält die Ae-Horizonte der von ihm untersuchten Podsole im Buntsandstein-Odenwald für in der Regel aus anthropogenen Kolluvien hervorgegangen (vgl. dazu auch FRIED 1984: 76; SEMMEL 1975: 328). SCHWANECKE wurde bereits 1967 auf dem internationalen bodenkundlichen Symposium in Eberswalde gefragt, ob die „Umlagerungszonen“ nicht auch als (holozäne) „bodendynamische“ Bildungen zu erklären seien (FRIDLAND in SCHWANECKE 1970: 106). Diese Frage drängt sich auf, wenn man auf holozänen Substraten ähnliche Differenzierungen findet, etwa auf dem Limes (z. B. SEMMEL 1977: 71 f.) oder auf noch jüngeren Gebilden (MÜLLER 1965). Überdies sind ähnliche Abfolgen als hill wash-Sedimente in den Tropen weit verbreitet, in Gebieten, in denen seit dem Paläozoikum kein Periglazialklima mehr herrschte. Die Fotos 7 und 8 zeigen derartige Bodenprofile, deren Schichtung zweifelsfrei geomorphologisch oder mineralogisch (Tab. 3) belegt werden kann.

Dennoch unterscheiden sich diese Profile in wesentlichen Punkten von den Fließerden unserer Mittelgebirge. Einmal sind es im Normalfall keine Schuttdecken mit eingeregelteten Klatten wie auf Foto 1, zum anderen ist keine Verknüpfung mit Eiskeil-Pseudomorphosen oder Kryoturbationen möglich, die die kaltzeitliche Genese der Fließerden erkennen ließen, wie etwa bei der Hauptlage (Foto 9 und 10). Schließlich gibt es eine Reihe von Parallelen zwischen unseren Fließerden und den rezenten periglazialen amorphen Solifluktsdecken, die an anderen Orten ausführlicher beschrieben wurden (SEMMEL 1985: 10 f. und 62 ff.). Auf eine spezielle, sehr oft anzutreffende Gemeinsamkeit sei hier dennoch näher eingegangen.

Tab. 3 Labordaten eines tropischen Acrisols

Korngrößen (Gewichts%)							
	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
Al	23,2	9,2	8,9	6,9	39,5	8,9	3,5
IIBt	33,5	11,0	12,1	9,0	26,8	6,2	1,4
IIIBu	32,9	10,9	13,1	9,9	25,8	6,6	0,9
IVCv	16,5	15,1	26,3	13,0	22,5	6,2	0,5

Schwerminerale (Korn%)					
	Epidot	Disth.	Rutil	Turm.	Zirkon
Al	30	36	+	-	11
IIBt	44	29	+	17	11
IIIBu	42	27	-	18	13
IVCv	81	1	-	3	14

Analytiker: Prof. Dr. H. Thiemeyer, Frankfurt a.M.

Die Schichtgrenze zwischen Al- und IIBt-Horizont deutet bereits der hohe Feinsandanteil im Al-Horizont an. Hier ist auch der Epidotanteil am kleinsten, der aus (verlagertem) Cv-Substrat stammt. Die hohen Disthen- und Turmalinanteile kommen aus hangaufwärts ausbeißendem hochmetamorphem Glimmerschiefer. Ihre auch im IIBt- und IIIBu-Horizont noch deutlichen Gehalte sprechen dafür, daß auch diese Substrate verlagert wurden (hill wash).

Die Solifluktsdecken, sogar die konstant geringmächtige Hauptlage, sind oft mehrschichtig. Auch für viele rezente Fließerden trifft das zu. Auf Foto 11 ist eine Schuttdecke über Tonschiefer zu sehen (Barents-Insel, SE-Spitzbergen), deren basaler Teil direkt über dem Permafrost deutlich gröber ist als der obere Abschnitt. Die dortige stärkere Zerkleinerung ließe sich auf den Bereich der „herbstlichen Multigelation“ (CZEPPE 1963) zurückführen. Im Spätsommer (Mitte August) kommt es immer wieder zum kurzfristigen nächtlichen Gefrieren

der obersten 10 - 15 cm des sommerlichen Auftaubodens und damit zu verstärkter Verwitterung. Eine andere Erklärung fußt auf einer längerfristigen Veränderung der sommerlichen Auftautiefe. Diese verringert sich mit Verdichtung der (dann besser isolierenden) Vegetationsdecke. So bildet sich in der alten, mächtigeren Fließerde eine neue flachere. Foto 12 und 13 sollen das veranschaulichen. Selbstredend kann Schichtung auch durch stärkere Ausspülung nahe oder an der Oberfläche sowie durch Materialüberwanderung entstehen (Foto 14).

Die periglaziale Genese der Lagen, Schuttdecken, Fließerden oder Solifluktsdecken lässt sich auch mit Hilfe ihres Alters wahrscheinlich machen. Da die Hauptlage im Hangenden der Mittel- und Basislage vorkommt, genügt es, deren pleistozänes Alter nachzuweisen. Damit ist auch die Annahme periglazialer Genese der älteren Lagen berechtigt, denn dass diese ausgerechnet in Interstadialen oder gar Interglazialen entstanden sein sollten, erscheint wenig plausibel.

In allen derzeit aufgeschlossenen Vorkommen von Laacher Bimstuff zwischen Koblenz und Frankfurt a. M. liegt die Hauptlage ü b e r und nicht unter der Tephra (nähere Ortsangaben bei SEMMEL 2002: 344). In mehreren Mooren des Waldecker Berglandes (NW-Hessen) wurde die Hauptlage mit Laacher Bimstuff an der Basis präborealer Torfe gefunden (Abb. 2; vgl. ausserdem HORN & SEMMEL 1985). Demnach ist die Hauptlage älter als holozän, jedoch jünger als der spät-allerödzeitliche Laacher Bimstuff. Zumindest an den genannten Orten bleibt für die Bildung der Hauptlage nur der Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit, nach heutigem Datierungsstand (z. B. LITT & STEBICH 1999: Fig. 8) die Zeit zwischen 11 600 und 12 700 Jahren vor heute. In diesem Zusammenhang ist (einmal mehr) darauf hinzuweisen, dass sowohl SCHÖNHALS (1957) als auch STÖHR (1963) das Lockerbraunerde-Substrat als äolisches, nicht als solifluidales Sediment ansahen, was häufig nicht beachtet wird (z. B. KLEBER 2005: 206).

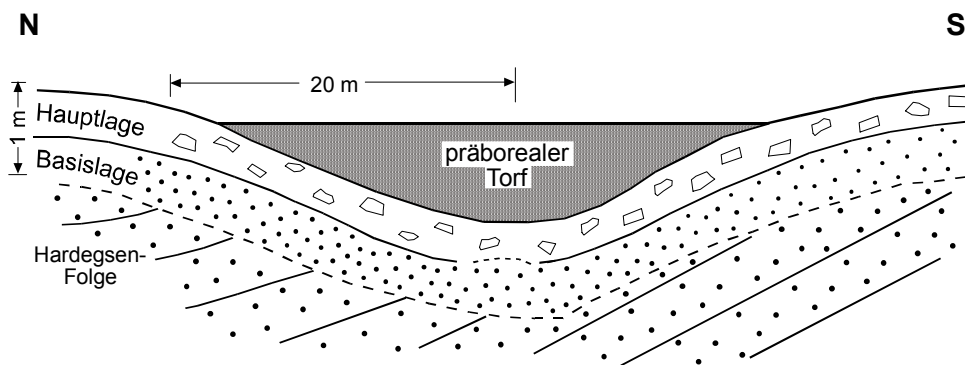


Abb. 2 Hauptlage unter präborealem Torf in Nord-Waldeck

Die unter dem präborealen (ältestholozänen) Torf liegende Hauptlage enthält Komponenten des allerödzeitlichen Laacher Bimstoffes, sie muss demnach in die Jüngere Tundrenzeit gehören. Darstellung nach Abbildungen bei HORN & SEMMEL (1985).

Der Kälterückfall der Jüngeren Tundrenzeit ist paläobotanisch nicht zu bestreiten, gleichwohl kann die pollenanalytisch nachgewiesene „Parktundra“ nicht gerade ideale Bedingungen für die Bildung amorpher Solifluktsdecken bereitgestellt haben, entwickeln sich diese rezent doch offensichtlich in der fast vegetationsfreien Frostschuttzone am besten.

Unbeschadet der Vegetationsverhältnisse gab es Dauerfrostboden zu jener Zeit, nicht nur in den Hochlagen der Mittelgebirge, sondern auch im Neuwieder Becken, wo bereits FRECHEN & ROSAUER (1959: 281) Eiskeil-Pseudomorphosen im umgelagerten Laacher Bimstuff fanden. Eine solche mit Hochflutlehm gefüllte Form ist auf Foto 15 wiedergegeben. Diese und ähnliche Formen im Bimstuff, die mit Material der Hauptlage gefüllt sind, wurden

auf der 18. Tagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie in Gosen bei Berlin vorgestellt (SEMMELE 1992; vgl. auch SEMMELE 1985: 55).

Gegen die Annahme jungtundrenzeitlichen Alters für die Hauptlage, den früheren „Deckschutt“, gibt es erheblichen Widerspruch. Bereits ROHDENBURG (1968: 96 f.) fand nordöstlich Giessen ein Profil, in dem auf jungwürmzeitlichem Löss und unter Laacher Bimstuff ein älterer „Deckschutt“ lag. Über dem Bimstuff folgte dann der typische jüngere „Deckschutt“ im Sinne von SEMMELE (1964). ROHDENBURG möchte deshalb besser nur von „spätglazialen“ und nicht „jungtundrenzeitlichem“ Deckschutt (= Hauptlage) sprechen. Im schwäbischen Alpenvorland wurden von KÖSEL (1996: 23) unter der Hauptlage (damals ebenfalls noch als Deckschutt bezeichnet) vereinzelt Reste eines „älteren Deckschuttes“ gefunden, an der Oberfläche liegt jedoch flächenhaft verbreitet der jüngere Deckschutt (Hauptlage) postallerödzeitlichen Alters.

Zu entschieden anderen Befunden gelangten VÖLKELE & LEOPOLD (2001) bei der Untersuchung mehrerer Moore, u. a. auch in der Rhön. Sie fanden die Hauptlage immer unter dem Alleröd-Torf und darüber keinen Hinweis auf periglaziale Ereignisse. Diese Befunde weichen wiederum von denen in Eifelmaaren ab, wo zwischen dem Laacher Bimstuff (+/- 13 000 Jahre) und der Ulmener Tephra (+/- 11 000 Jahre) in den Torfen eine Lage mit hohem anorganischem Anteil vorkommt, die die Auflichtung der Vegetation in der Jüngeren Tundrenzeit anzeigt (u. a. ZOLITSCHKA 2000).

Wie schon an anderer Stelle beschrieben (SEMMELE 1968: 66 ff.), hat es wiederholt periglaziale Bedingungen in unseren Mittelgebirgen gegeben, die die Bildung von Fließerden ähnlich der Hauptlage ermöglichten. An keinem Ort konnte bisher jedoch nachgewiesen werden, dass die unmittelbar unter der heutigen Oberfläche liegende Hauptlage (so die Definition der Hauptlage nach KA4) unter den Laacher Bimstuff abtaucht. Es gibt an steilen Hängen manchmal Schuttlagen, in denen relativ reine, jedoch nur dünne Bimslagen (vgl. die Aufnahme bei ROHDENBURG 1968) mit stark steinigen Lagen wechseln, letztere enthalten aber bereits einen sehr hohen Bimsanteil, sind also offensichtlich erst nach der primären allerödzeitlichen Bims-Sedimentation entstanden. Solche Schuttlagen weisen im Hochtalaus bereits den gleichen Bimsanteil wie die originäre Tephra auf. Als sehr aussagekräftig erweist sich dabei der Gesamt-Schwermineralgehalt des Feinsandes (der typischen Korngröße des Bimstoffes in diesem Gebiet). Er beträgt 1,5 bis 2 %, im bimsfreien Liegenden hingegen nur ca. 0,5 %. Ein derartiges Profil liegt gegenwärtig in dem aufgelassenen Steinbruch ein Kilometer ostnordöstlich des Jagdschlusses Platte bei Wiesbaden frei (vgl. auch SEMMELE 1968: 88).

Die von VÖLKELE & LEOPOLD vorgelegten Befunde ließen sich am ehesten so erklären, dass unter den Mooren eine ältere Solifluktlage liegt, deren Trennung von der eigentlichen Hauptlage in den Bohrungen nicht erkannt wurde. VÖLKELE & LEOPOLD (2001: 279 f.) schließen jedoch diese Möglichkeit aus, so dass die eigentlichen Ursachen der unterschiedlichen Alterseinschätzung der Hauptlage noch offen sind. Immerhin beeindruckt, dass die seit langem bekannten Eiskeil-Polygone im Laacher Bimstuff (Foto 15; vgl. auch FRECHEN & ROSAUER 1959: 281; KAISER 1960: 130) in der Literatur kaum Beachtung finden (Ausnahme ISARIN 1997: 321). Nicht zu bestreiten ist, dass solche Erscheinungen relativ selten sind, jedoch wohl häufiger vorkommen als es KLEBER (2004: 495) vermutet (vgl. Foto 9). Doch wieviel öfter findet man Eiskeil-Pseudomorphosen in präallerödzeitlichen Bildungen? Ganz zu schweigen von der großen Verbreitung heutiger Permafrost-Areale, in denen keine Eiskeile vorliegen (FRIED et al. 1993; SEMMELE 1987), demnach fehlende Eiskeile oder Eiskeil-Pseudomorphosen keineswegs fehlenden Permafrost anzeigen.

Verwendet man den Laacher Bimstuff als Datierungs- und Abgrenzungs-Hilfe, so darf nicht unberücksichtigt bleiben, dass postsedimentäre Einmischungen in das Liegende nicht mit Sicherheit auszuschließen sind. Vor allem auch biogene Einmischung konnte in Löss-

Unterböden nachgewiesen werden (SABEL 1983). Doch der Anteil des Bimstoffes ist hier erheblich geringer als in der Hauptlage (vgl. dazu auch FRIED 1984, Tab. 10).

Kann eine der Hauptlage ähnliche Bildung jünger, also holozänen Alters sein? Das ist vor allem bei teilweisen anthropogenen Umlagerungen (vgl. dazu u. a. TERHORST 1997: 176 ff.; SEMMEL 1999: 221 ff.; FRÖHLICH et al. 2005), auch bei Windwürfen etc. möglich, wie Holzkohlefunde zeigen (vgl. dazu FRÜHAUF 1991: 54 f. mit weiterer Literatur; RUSSOW & HEINRICH 2002). Allerdings gibt es bekanntlich auch in älteren pleistozänen Lössen Holzkohlen, deren Bildung sicher nicht mit anthropogenen Eingriffen verbunden werden kann. Dass diese indessen in der Hauptlage häufig vorkommen, darf allein deswegen nicht überraschen, weil die Hauptlage in der Regel der Hauptwurzelhorizont ist. Dass dennoch solche Erscheinungen nicht überbewertet werden dürfen, erschließt sich wohl vor allem dem bodenkundlichen Kartierer, wenn er, Quadratkilometer um Quadratkilometer abbohrend, die Hauptlage „ubiquitär“ antrifft.

Wenn demnach die periglaziale Bildung der Hauptlage als evident angesehen wird, dann darf für die älteren Mittel- und Basis-Lagen das Gleiche gelten. Sie zeigen keinerlei Eigenschaften, die eine andere Erklärung verlangen. Mithin ist nicht ernsthaft daran zu zweifeln, dass die Böden und damit auch die forstliche Standortqualität in den deutschen Mittelgebirgen in ganz entscheidendem Maße vom periglazialen Eiszeitklima geprägt worden sind, wir deshalb allen Grund haben, dem Eiszeitklima dankbar zu sein und zugleich zu hoffen, dass es sobald nicht wiederkehrt.

Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 4. Aufl.: 392 S., 5. Aufl. (2005): 438 S., Hannover.
- ALTERMANN, M. (Federführ.)(1998): Gliederung periglaziärer Lagen.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 86: 175-180, Oldenburg.
- ALTERMANN, M., LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge.- Z. angew. Geol., 34: 302-306, Berlin.
- ASTHALTER, K. (1966): 4. Waldbaulicher Überblick.- Erl. Bodenkarte Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld: 74-75, Wiesbaden.
- BLANCKENHORN, M. (1895): Pseudoglaziale Erscheinungen in den mitteldeutschen Gebirgen.- Z. dt. geol. Ges., 47: 576-581; Berlin.
- BLANCKENHORN, M. (1896): Theorie der Bewegung des Erdbodens.- Z. dt. geol. Ges., 48: 382-400, Berlin.
- BLEICH, K. E., PAPENFUSS, K. H., v. d. PLOEG, R. R. & SCHLICHTING, E. (1987): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG in Stuttgart-Hohenheim.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 54: 246 S., Göttingen.
- BÜDEL, J. (1977): Klimageomorphologie.- 304 S., Berlin/Stuttgart.
- CZEPPE, Z. (1963): Annual course of frost ground movements at Hornsund (Spitsbergen) 1957-1958.- Prace Geogr., 42, Univ. Krakov.
- EMMERICH, K.-H. (1994): Podsole im Buntsandstein-Odenwald.- Geol. Jb. Hessen, 122: 173-194, Wiesbaden.
- FELIX-HENNINGSSEN, P., SPIES, E. D. & ZAKOSEK, H. (1991): Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge).- Eiszeitalter und Gegenwart, 41: 56-69, Hannover.
- FIEDLER, H. J. & HUNGER, W. (1970): Geologische Grundlagen der Bodenkunde und Standortlehre.- 382 S., Dresden.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löss-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken.- Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 4: 267-282, Krefeld.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald.- Frankfurter geowiss. Arb., D4: 201 S.
- FRIED, G., HEINRICH, J., NAGEL, G. & SEMMEL, A. (1993): Formerly Unglaciated Areas of the Richardson Mountains (NW-Canada).- Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 92: 55-69, Berlin/Stuttgart.
- FRÖHLICH, H., OPP, C. & SCHOLTEN, T. (2005): Periglacial layer or anthropogenic layer? - A small scale analysis of their spatial distribution under forest.- Z. Geomorph. N. F., Suppl.- Vol. 139: 203-219, Berlin/Stuttgart.
- FRÜHAUF, M. (1991): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Erfassung und Bewertung postallerödzeitlicher decksedimentbildender Prozesse.- Petermanns geogr. Mitt., 135: 49-60, Gotha.
- HORN, M. & SEMMEL, A. (1985): Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck.- Geol. Jb. Hessen, 113: 83-96, Wiesbaden.
- ISARIN, R. F. B. (1997): Permafrost Distribution and Temperatures in Europe During the Younger Dryas.- Permafrost and Periglacial Processes, 8: 313-333.

- KAISER, Kh. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa.- Eiszeitalter und Gegenwart, 11: 121-141, Öhringen.
- KLEBER, A. (2004): Timing of the Central European upper layer („Hauptlage“) - a synthesis deduced from analogues.- Z. Geomorph. N. F., 48: 491-499, Berlin/Stuttgart.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluss von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben.- Tübinger geowiss. Arb., D1: 147 S.
- KOPP, D. (1970): Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-)Zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung.- Dt. Ak. Landwirtschaftswiss., Tagungsber. 102: 55-81, Berlin.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany.- Quaternary Intern., 61: 5-16, Amsterdam.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1959): Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland.- 146 S., 60 farb. Taf., Frankfurt a.M.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen.- 4. Aufl., Frankfurt a.M.
- MÜLLER, E. H. (1954): Die Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfließens (Solifluktion) für die Bodenbildung im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., 65: 52-61, Weinheim.
- MÜLLER, S. (1965): Thermische Sprungschichtenbildung als differenzierender Faktor im Bodenprofil.- Z. Pflanzenernährung, Düng., Bodenkd., 109: 26-34, Weinheim.
- PLASS, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 5917 Kelsterbach.- 206 S., Wiesbaden.
- REHFUESS, K. E. (1981): Waldböden.- Pareys Studentexte, 29: 193 S., Hamburg und Berlin.
- RENSSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (2003): Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW-Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation.- Quatern. Science Revs., 22: 209-233.
- ROESCHMANN, G. (1994): 3.5 Bodengeographie - Regionale Bodenkunde.- In: KUNTZE, H. et al.: Bodenkunde, 5. Aufl.: 307-318, Stuttgart.
- ROHDENBURG, H. (1988): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa.- Göttinger bodenkdl. Ber., 6: 3-107.
- RUSSOW, F. & HEINRICH, J. (2001): Jungholozäne Überprägungen von quartären Deckschichten und Böden des Mittelgebirgsraumes durch biomechanische Prozesse in Mitteleuropa.- Geo-öko, XXII: 37-58, Bensheim.
- SABEL, K. J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes.- Geol. Jb. Hessen, 111: 303-313, Wiesbaden.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge - anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel.- Boden und Landschaft, 36: 294 S., Giessen.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes.- Geologie, 11: 428-460, Berlin.
- SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Dt. Ak. Landwirtschaftswiss., Tagungsber. 102: 83-107, Berlin.

- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92: 275-285, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter geogr. Hefte, 45: 133 S.
- SEMMELE, A. (1975): Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald.- Aufschluss, Sonderbd. 27: 321-329, Heidelberg.
- SEMMELE, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie.- 121 S. Stuttgart (3. Aufl. 1993).
- SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie.- Ertr. der Forschung, 231: 116 S., Darmstadt (2. Aufl. 1993).
- SEMMELE, A. (1987): Periglaziale Formung im nordwestlichen Kanada.- Göttinger geogr. Abh., 84: 91-107.
- SEMMELE, A. (1992): Gab es während der Jüngerer Tundrenzeit Permafrost im Rheinischen Schiefergebirge?- In: FB Geographie Humboldt-Univ. (Hrsg.): 18. Tag. dt. Arbeitskrs. Geomorph., Vortragsprogr., Vortragskurzfass., Teilnehmerverz., Berlin.
- SEMMELE, A. (1999): Spezielle Formen quasinatürlicher Massenverlagerungen in Odenwald und Taunus.- Tübinger geowiss. Arb., D5: 213-229.
- SEMMELE, A. (2002): Die periglaziale Hauptlage - Genese, Alter und anthropogene Veränderung.- Terra Nostra, 2002/6: 342-348, Berlin.
- TERHORST, B. (1997): Formenschatz, Alter und Ursachenkomplexe von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden- und Deckschichtenentwicklung.- Tübinger geowiss. Arb., D2: 212 S.
- UMWELTBUNDESAMT (2001): Reiseführer zu den Böden Deutschlands, Böden sehen - Böden begreifen.- 164 S., Berlin.
- VÖLKELE, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge.- Z. Geomorph. N. F., 45: 273-294, Berlin/Stuttgart.
- VÖLKELE, J., LEOPOLD, M., MAHR, A. & RAAB, T. (2002): Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentraleuropäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie.- Petermanns geogr. Mitt., 146: 50-59, Gotha.
- ZOLITSCHKA, B. (2000): Exkursionsführer Eifel 26. Jahrestagung AK Geomorphologie.- 113 S., Trier.

Fototeil

Die Fotos 1-4 sind im Text ausführlich erörtert.



Foto 1 Hauptlage über paläozoischem Schiefer bei Lorsbach/Taunus
GPS-Position R 34 58 18; H 55 53 52



Foto 2 Braunerde aus Hauptlage über Basislage südöstlich Neukirchen (Fulda-Werra-Bergland)
GPS-Position R 35 48 92; H 56 23 78



Foto 3 Braunerde aus Hauptlage über geschichteter Basislage bei Neukirchen (Fulda-Werra-Bergland)
GPS-Position wie Foto 2

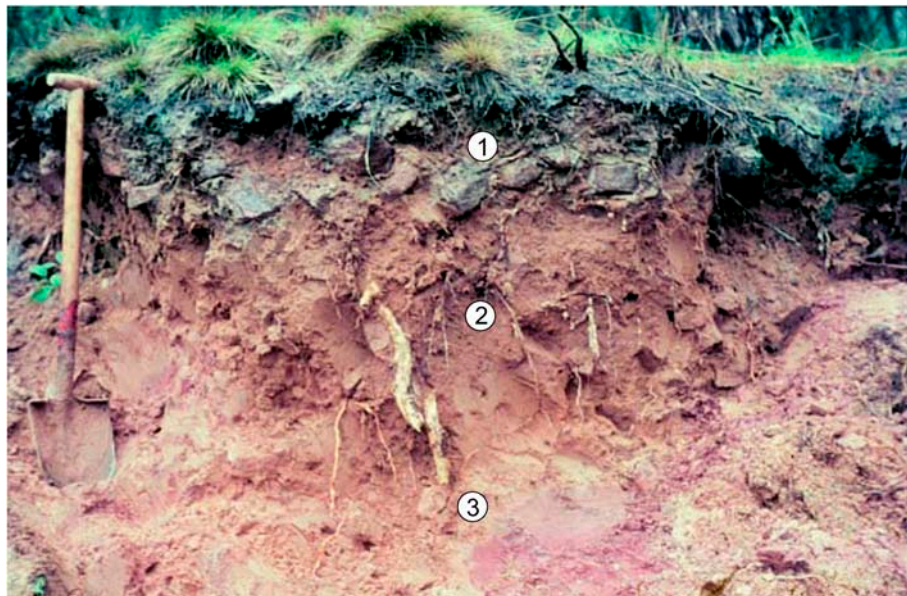


Foto 4 Hauptlage (1), Mittellage (2), Basislage (3) westlich Rhina (Fulda-Werra-Bergland)
GPS-Position R 35 47 44; H 56 25 76



Foto 5 Aufrichten von Steinen an der Grenze Haupt- zur Basislage

Im basalen Teil des braunen Solums richten sich einzelne Steine aus der hangparallelen Einregelung auf. Aufschluss im Taunusquarzit ca. 1 km ostnordöstlich Jagdschloss Platte bei Wiesbaden (GPS-Position R 34 45 32; H 55 55 98).



Foto 6 Oberlage auf mittelpleistozänen Mainkiesen bei Frankfurt am Main-Schwanheim

Der Aufschluss liegt bei nur 106 m NN (GPS-Position R 34 69 07; H 55 48 46). Der graue Ae-Horizont (= Oberlage) ist kiesärmer als der darunter folgende braune IIBhs-Horizont (= Hauptlage). Die Schichtgrenze zwischen IIBhs- und grauem IIIC-Horizont wird - abgesehen von dem Unterschied im Schluffgehalt - durch die differierende Einregelung vor allem der größeren Gerölle angezeigt, in der Hauptlage vorwiegend parallel zur heutigen Oberfläche, im IIIC-Horizont horizontal oder leicht aufrichtet.

Das Profil beschreibt PLASS (1972: 183 ff.). Es ist nicht auszuschließen, dass die Oberlage hier anthropogen ist, mithin laut ALTERMANN (1998: 177) gar nicht als Oberlage bezeichnet werden darf, weil sie nicht periglazial entstand.



Foto 7 Geschichteter Acrisol bei Diamantina (Minas Gerais, Brasilien)

An der Basis des helleren Oberbodens (obere Abrisskante) ist eine schwache Steinlage zu erkennen, die die Grenze zum braunen Unterboden bildet. Dessen Grenze zum liegenden Rotlehm setzt unterhalb des Spatenstiels ein. Die Schichtgrenzen werden von den Labordaten bestätigt (Tab. 3).

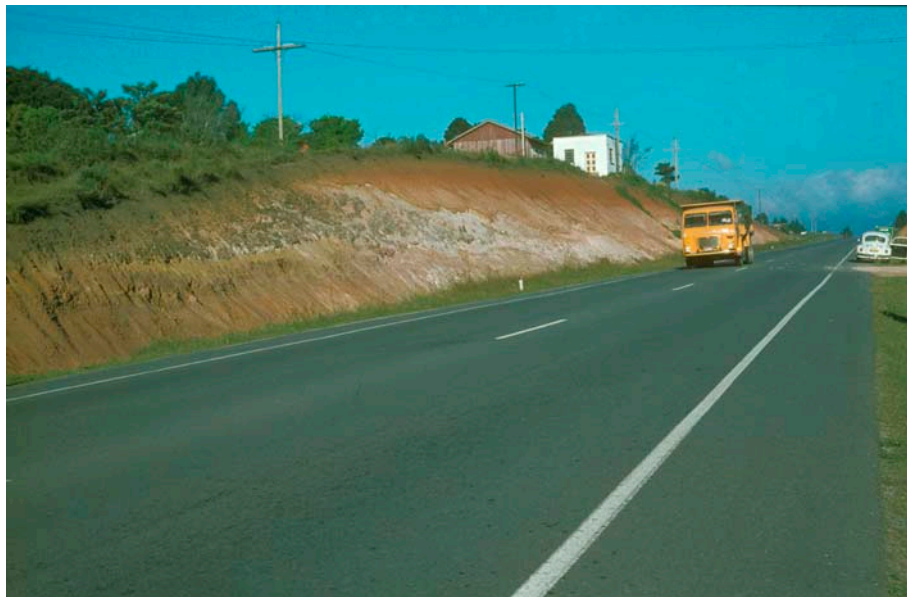


Foto 8 Kappung als Hinweis auf geschichtete tropische Bodenprofile (nördlich Curitiba, Parana, Brasilien)

Das helle Kristallin trägt einen Rotlehm, der von einem braunen Acrisol überlagert wird. Das helle Material des Acrisol-Oberbodens kappt auf dem Hang (links) die liegenden braunen und roten Lehme und zeigt damit an, dass es später gebildet wurde.



Foto 9 Hauptlage mit Eiskeil-Pseudomorphose bei Ariendorf (Unterer Mittelrhein)

Das helle lösshaltige Substrat ist nach dem Verschwinden des Permafrostes in den ehemaligen Eiskeil hineingefallen. Es enthält im Unterschied zum benachbarten Kies der Jüngeren Hauptterrasse des Rheins Minerale des Laacher Bimstufes. Viele Gerölle nahe dem ehemaligen Eiskeil sind durch die von diesem ausgegangene Pressung senkrecht gestellt.



Foto 10 Kryoturbationen in der Hauptlage (Frankfurter Flughafen)
GPS-Position R 34 64 53; H 55 43 86

Das (nachträglich) verbrauchte Substrat der Hauptlage ist mit Kiesen einer jungpleistozänen Main-Terrasse kryoturbat verwürgt.



Foto 11 Gegliederte Schuttdecke im Auftauboden der Barents-Insel (SE-Spitzbergen)

Der Auftauboden direkt über dem (nicht aufgegrabenen) Dauerfrostboden ist im unteren Teil noch sehr grob. Die stärkere Zerkleinerung im oberen Teil wird auf häufigere Frostwechsel und damit verbundene stärkere Verwitterung zurückgeführt.



Foto 12 Eiskeil in Zentral-Spitzbergen nahe der Passhytta

Die obere Begrenzung des Eiskeils stimmt mit der basalen Grenze des sommerlichen Auftaubodens überein.



Foto 13 Schichtung im Auftauboden (nahe Passhytta)

Durch Verdichtung der Vegetation und der damit verbundenen besseren Isolierung ist die sommerliche Auftautiefe geringer geworden, die ursprünglich bis zur Oberkante des Eiskeils reichte. Im darüber neugebildeten Permafrost hat sich bisher nur ein schmaler Eisspalt entwickelt. So ist im ehemaligen einheitlichen Auftauboden eine Schichtgrenze entstanden, denn das Substrat des jetzigen geringmächtigeren Auftaubodens fließt über den ehemaligen tieferen und nunmehr gefrorenen Auftauboden hinweg.

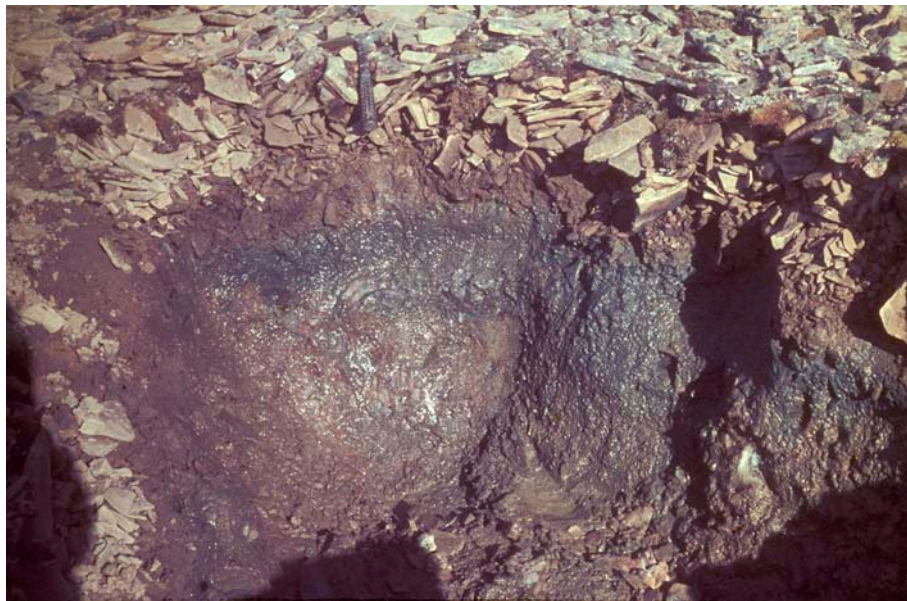


Foto 14 Überdeckung eines fossilen Auftaubodens auf der Barents-Insel

Die heutige Auftaugrenze liegt in ca. 40 cm Tiefe unter dem braunen Feinmaterial, das von Gesteinsschutt überlagert ist. Der dunkle humose Horizont darunter gehört zum Permafrost. Der Humus hat ein Radiocarbon-Alter von 3 000 - 3 100 Jahren (BÜDEL 1977: 59) und wird als Produkt der postglazialen Würmezeit gedeutet.



Abb. 15 Eiskeil-Pseudomorphose in der Baugrube des Kernkraftwerks Müllheim-Kärlich (Neuwieder Becken)

Der Spaten steht im Bereich des Laacher Bimstufes. Darüber liegt bims- und kalkhaltiger Hochflutlehm mit einer Parabraunerde. Der Hochflutlehm füllt auch mächtige polygonale Spaltensysteme aus, die den Bimstuf durchsetzen (links vom Spaten).