Mitt. POLLICHIA	72	139–162	12 Abb.	2 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1984
					ISSN 0341–9665

Neek MAQSUD

Beobachtungen zur regional-räumlichen Verbreitung pleistozän-periglazialer Fazies im Bergsträßer Odenwald

Kurzfassung

MAQSUD, N. (1984): Beobachtungen zur regional-räumlichen Verbreitung pleistozän-periglazialer Fazies im Bergsträßer Odenwald. – Mitt. POLLICHIA, 72: 139–162, Bad Dürkheim/Pfalz.

Die Verbreitung und Ausbildung pleistozän-periglazialer Hangdeckschichten wie Block-Schuttdecken, Blockmeere, Blockströme, Solifluktionsschutt, Löß-Fließerde und Löß- und Flugsanddecken, lassen im Bergsträßer Odenwald eine regional-räumliche, höhenstufen- und reliefabhängige sowie gesteinsbedingte Differenzierung erkennen. Ihre Bildung ist demnach auf regional klimatische, räumlich-zeitliche Differenzierung während des Pleistozäns zurückzuführen.

Abstract

MAQSUD, N. (1984): Beobachtungen zur regional-räumlichen Verbreitung pleistozän-periglazialer Fazies im Bergsträßer Odenwald

[Observations on the Regional Distribution of Pleistocene-periglacial Facies in Bergsträßer Odenwald, Germany]. – Mitt. POLLICHIA, 72: 139–162, Bad Dürkheim/Pfalz.

The distribution and formation of Pleistocene-periglacial slope-debris like blockfields, debris covers, solifluction debris and loess sediment reflects the regional-spatial influence of the parent rock, elevation and relief differentiation. Their formation can therefore be attributed to the regional, climatic, spatial and temporal differentiation during the Pleistocene age.

Résumé

MAQSUD, N. (1984): Beobachtungen zur regional-räumlichen Verbreitung pleistozän-periglazialer Fazies im Bergsträßer Odenwald

[Observations sur la distribution régionale du faciès pléistocène-périglaciaire dans la région du «Bergsträßer Odenwald»]. – Mitt. POLLICHIA, 72: 139–162, Bad Dürkheim/Pfalz.

La distribution et la formation des couches de couvertures pléistocènes-périglaciaires des pentes comme les couches de débris, les mers rochers, les coulées de blocailles, le débris de la solifluction, le sédiment du loess et les couches du loess et du sable éolien révèlent une différentiation régionale-spatiale dans la région du «Bergsträßer Odenwald», qui dépend de l'élévation, du relief et de la roche-mère.

Par conséquent leurs formation doit être attribuée à la différentiation régionale-climatique et spatiale-temporelle pendant le Pléistocène.

A. Einführung

Der quartäre Formenschatz des Bergsträßer Odenwaldes weist im Bild der heutigen Hangformen charakteristische Züge auf, die im wesentlichen durch pleistozän-periglaziale Morphodynamik bestimmt sind. Diese stehen in engem Zusammenhang mit dem wechselvollen geologisch-petrographischen Bau und einer präquartären und quartären, insbesondere einer unter paläoklimatischen Bedingungen während des Pleistozäns ablaufenden geomorphologischen Entwicklung.

B. Bau und Morphogenese des Bergsträßer Odenwaldes

Der kristalline oder Vordere Odenwald bildet die nordöstlichen Randgebirge des Oberrheingrabens mit kristallinem Doppelkern, – „Bergsträßer Odenwald" – „Böllsteiner-Odenwald" –. Die beiden Kerne zeichnen sich durch petrographisch strukturelle Unterschiede aus und sind längs der prävariskisch angelegten Schwächezone, der „Otzbergspalte", voneinander getrennt. Das kristalline Grundgebirge und seine west- und nördlichen Randgebiete, die der saxothuringischen Zone des Variscikums angehören, besitzen in ihrer heutigen Bloßlegung eine Dreiecksform, deren südliche Spitze bei Heidelberg endet. Die westliche Seite wird durch einen langen, fast N-S-ziehenden, mehr oder weniger steilen Abbruch zum Oberrheingraben bzw. zur Oberrheinebene sowohl geologisch als auch naturräumlich scharf angedeutet, während der Osten und Südosten von den Schichten des Buntsandsteins (Sandstein-Odenwald) überlagert wird. Deren westliche Begrenzung wird teils von einer Schichtstufe, teils aber von einer Bruchstufe bzw. Bruchlinienstufe (Abb. 1) gebildet. Die Grenze der beiden Komplexe verläuft in N-NE-Richtung in einer Linie um Heidelberg über Waldmichelbach – Heubach nach Schaafheim, wo sie im östlichen Gebiet der „Reinheimer-Bucht" nicht mehr zu verfolgen ist. Im SSW des Kristallins bilden die Rhyolithkörper des Rotliegenden von Dossenheim-Schriesheim einen bedeutenden geologisch-morphologischen Eckpfeiler. Im N taucht das kristalline Grundgebirge längs der Linie Darmstadt-Roßberg und Groß-Umstadt unter das Rotliegende des Messeler Hügellandes und in der „Reinheimer-Bucht" stellenweise unter Buntsandstein, zum größten Teil unter tertiäre und quartäre Sedimente. Hier haben neben Sedimenten des Rotliegenden tertiäre und insbesonders in der Gersprenz-Niederung und im Raume Reinheim, Groß-Biberau, Groß-Umstadt, quartäre Ablagerungen eine landschaftsprägende und große Verbreitung (Abb. 1).

Zu den Hauptkomponenten der Gesteinsmassen, die sich am Aufbau des kristallinen Odenwaldes beteiligen, gehören ältere, während der variskischen Gebirgsbildung tektonisch stark beanspruchte, polymetamorphe Sedimente, wie die verschiedenen Typen von Schiefer, Biotit-Hornblendegneisen und eine ganze Reihe von Injektions- und Intrusionsgesteinen.

Die metamorphen Schiefer, die in mehreren SW-NE-streichenden Zügen die kristallinen, massigen Gesteine, wie Gabbros, Diorite, Granodorite und Granite kulissenartig umschließen, stehen sowohl im Süden, im zentralen und nördlichen Bergsträßer Odenwald steil, z. T. bis saiger an und bestehen vorwiegend aus Hornfelsen, Quarzit und Graphitschiefern, Quarz-Biotitschiefern, Para-Amphiboliten und Marmoren. Zu den kristallinen Massiven, die ihre Entstehung den verschiedenen Phasen der variscischen Gebirgsbildung verdanken, gehören als älteste Intrusionen das Gabbro-Massiv von Frankenstein, die Diorite des Heppenheim- Kreh-Berg- und Lindenfelser-Zuges sowie die Diorite des südlichen Berglandes um Ober-Abtsteinach – Rippenweier. Die jüngsten variscischen Intrusionen sind der Melibokus und der Tromm-Heidelberger-Granit.

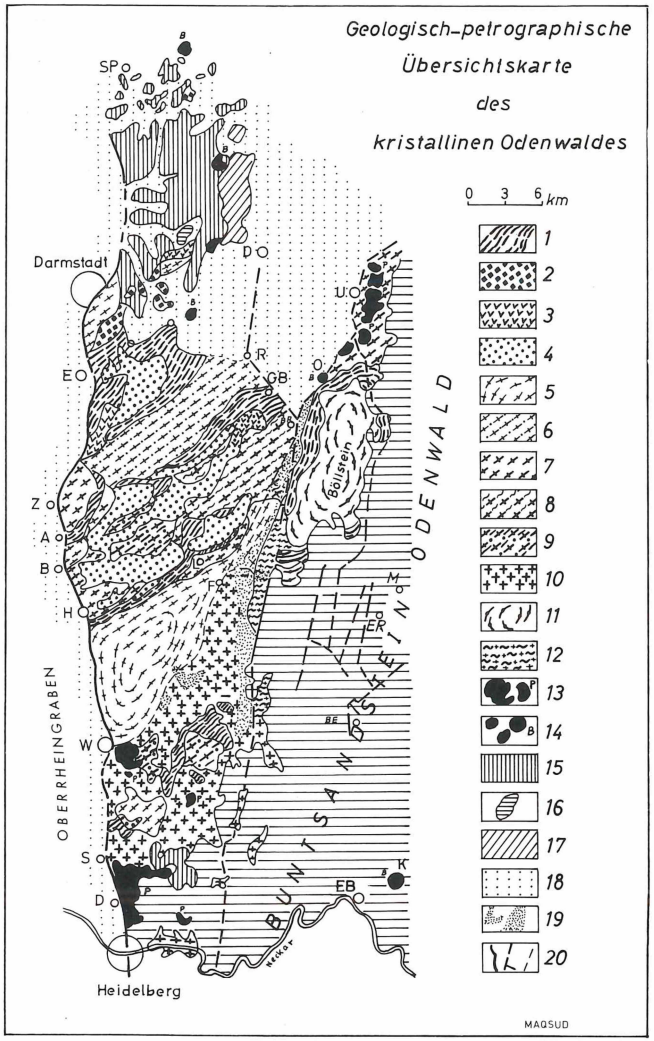


Abb. 1: Geologisch-petrographische Skizze des Untersuchungsgebietes. Geologie und Petrographie nach v. BUBNOFF (1922), G. KLEMM (1929), W. E. TRÖGER (1955), E. NICKEL (1953 und 1979) und eigenen Aufnahmen. Quartäre Sedimente im Inneren des Kristallinen Odenwaldes sind aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht eingetragen. Über ihre bedeutenden Verbreitungsgebiete siehe Text (S. 149).

1: Metamorphite 2: Diabase 3: Gabbros 4: Diorite 5: Granodiorit mit umlaufender, streichender Paralleltextur 6: Leukogranodiorite, Quarzdiorite 7: Granite (Biotit-Granodiorit) 8: Flasergranite 9: Mischgesteine 10: Tromm- und Heidelberger Granit 11: Granotoide, Granitgneis und Gneise des Böllsteins 12: Hornblendegneise 13: Rhyolithe (Quarzporphyre) 14: Basalte 15: Sedimente des Rotliegenden 16: Eozän von Messel 17: Pliozän (Dieburg) 18: Quartäre Ablagerungen, a: Oberrheinebene-Bergstraße b: Rheinheimer Hügelland 19: Mylonite 20: Verwerfungen

Das Granodiorit-Massiv zwischen Weinheim – Heppenheim – Lindenfels nimmt als Weschnitz-Pluton eine Sonderstellung ein. Südlich dieser „homogenen" Zone bis Heidelberg folgt ein großes Areal von Biotitgraniten und ein „Schollenagglomerat" von Dioriten, Graniten und metamorphen Schiefern sowie Amphiboliten, die auf komplizierte tektonische Verhältnisse während und nach der variscischen Gebirgsbildung hinweisen.

Wie aus der kurzen Übersicht zu ersehen ist, haben wir es im Vorderen Odenwald mit einem äußerst wechselvollen Bau zu tun. Dies beruht einmal auf einer weitgehenden Durchdringung und Aufschmelzung der älteren Sedimente und Gesteine, zum anderen auf dem Emporsteigen zahlreicher Eruptivmassen. Hinzuzurechnen ist noch entlang der variscisch-prävariscisch angelegten, sogenannten „Otzberg-Spalte", im östlichen Streifen des Kristallinen Odenwaldes, im Übergang zum Böllsteiner Odenwald, eine Reihe von Granitmyloniten und Granitgneis-Gesteinstypen.

Während und nach der variscischen Gebirgsbildung, verknüpft mit der Entwicklung des Rheingrabens, setzten Verwitterung und Abtragung ein, welche im Rotliegenden ihren Höhepunkt erreicht haben. Es tritt dann eine Einrumpfung des Gebirges als eine flachwellige bis hügelige, permische Abtragungsfläche mit beträchtlichen Höhenunterschieden ein (STRIEGEL 1912, 1914; RÜGER 1928).

Dieser Periode der Einrumpfung mit mehr oder weniger großen Höhenunterschieden im Relief, der sogenannten „permischen Abtragungsfläche", folgte eine Fossilisierung (vgl. auch CREDNER 1922) durch Überdeckung sedimentärer Ablagerungen des Rotliegenden und vorwiegend eine Schichtfolge der Trias, insbesondere des Buntsandsteins, wahrscheinlich auch des Jurasystems.

Mit dem Beginn der saxonischen Bruchtektonik (ILLIES 1965), an der Wende Alt/Jungtertiär, rissen durch vorangehende verstärkte Hebung die altrheinischen und herzynischen Störungen erneut auf. Mit dem Einbruch des Grabens sind am Westrand des Odenwaldes verschiedene Sedimentschollen, wie Meeressande am Essigkamm bei Heppenheim und die Buntsandsteinscholle bei Großsachsen, abgesunken. Es entstanden somit im Westen die Bruchstufe und „Vorbergzone" von antithetischem Bau. Im kristallinen Innern wurden die älteren Störungen, wie „Otzberg-Spalte" (vielleicht auch die „Weschnitz-Störung") remobilisiert. Im Zeichen dieser Remobilisation dokumentiert sich dann der jüngste basaltische Vulkanismus im Norden des Odenwaldes.

Die Entblößung der Grundgebirge beginnt im äußersten Norden schon vor dem Mitteleozän und in südlicher Richtung ab Mittel- und Oberoligozän. Im Oberoligozän, vor allem im Miozän, haben wir bereits die Grundzüge des Reliefs und den heutigen „Umriß" der Gebirgslandschaft vor uns. Danach folgte eine Periode der Verwitterung und Abtragung von Norden nach Süden und Südosten fortschreitend, verbunden mit der weiteren Aufdeckung des Kristallins bis zum Pliozän (vgl. KOLB 1934; MAQSUD 1970).

Wie die angeführten paläogeographischen Hinweise, haben ebenso die terrassenmorphologischen Untersuchungen (vgl. SEMMEL 1961, MAQSUD 1970) und die Untersuchungen der tertiärquartären Sedimente gezeigt (vgl. MEIER-HILBERT 1972, GRAUL 1975, 1976), daß die entscheidende morphogenetische Phase des Großreliefs bereits oder spätestens ins Jungtertiär zu legen ist. Die fluviale Zerschneidung und Abtragung erreichte im großen und ganzen im Jungtertiär ihren Höhepunkt und hinterließ eine Landschaft mit ausgesprochenen Höhen- und Reliefunterschieden. Diese stehen in engem Zusammenhang mit der Entwicklung des Oberrheingrabens, der als Vorfluter die Entblößung des kristallinen Odenwaldes, weitere Abtragung und bis 400 m tiefe intensive Zerschneidung sowie großräumige rückschreitende Erosion des Neckarsystems und zum Graben hin stärkere randliche Zerfurchung des Bergsträßer Odenwaldes permanent gesteuert hatte.

Die feststellbare pleistozäne Tiefenerosion beträgt dagegen sowohl im Neckartal als auch im Weschnitztal ca. 60 m (vgl. MAQSUD 1970, GRAUL 1976). Somit haben wir mit dem Beginn der pleistozänen Morphogenese bereits ein stärkeres Relief vor uns, das sich aus morphotektonisch-paläogeographischen Abläufen nicht als Rumpfflächenlandschaft rekonstruieren läßt.

Die entscheidende morphologische Phase des heutigen Reliefs mit außerordentlich wechselvollen Hangformen fällt allerdings dem Pleistozän-Abschnitt zu. Im Ältest- und Altpleistozän und in den hierauf folgenden Kalt- und Warmzeiten wurden durch die pleistozän-periglaziale Verwitterung und die solifluidal-denudativen sowie periglazial-fluvialen Formungsprozesse die präquartären Reliefunterschiede entsprechend der Gesteinswiderständigkeit in den höheren Berglagen zum Teil ausgeglichen, während das Relief in den Tiefenzonen und Tälerlandschaften hingegen durch die kräftige Tiefen- und Seitenerosion der Wasserläufe eine weitere Ausräumung und Versteilung erfahren hat.

C. Pleistozän-periglaziale Morphodynamik

Der Bergsträßer Odenwald lag wie eine Reihe anderer deutscher Mittelgebirge im Quartär mehrmals im Bereich periglazialer Formengebung. Die Prägekraft des Periglazialklimas, in dem die Morphodynamik der Hangformung derart intensiv war, zeichnet sich dadurch aus, daß der überwiegende Teil der Formen aus den Aktivitätsphasen quartärer Kaltzeiten stammt. Die quartären Warmzeiten und wärmeren Phasen innerhalb der Kaltzeiten waren eher gekennzeichnet einmal durch die Materialaufbereitung wie intensive Verwitterung, Vergrusung und Bodenbildung des sowohl anstehenden Untergrundgesteins als auch der pleistozänen, kaltzeitlichen Block- und Schuttbildungen und äolischen Akkumulationen, zum anderen durch die fluviale Ausräumung in den Tälerlandschaften sowie Hangabspülung in den mittleren und höheren Teilen des Berglandes. Abgesehen von der fluviatilen, formenbestimmenden Aktivität gelten die Warmzeiten hingegen – relativ bewertet – als morphodynamische Ruheperioden bzw. Stabilitätszeiten (vgl. RODENBURG 1971). Daß das kaltzeitlich-periglaziale Klima vor allem während des Jungpleistozäns ein großes Ausmaß an der Hangformung gehabt hat, läßt sich an den durch die vorwiegend pleistozän-periglaziale Hangabtragung geschaffenen, konvex-konkaven und konvex-gerade-konkaven Hangformenprofilen und der entsprechenden korrelaten, kaltzeitlich-periglazialen Hangschutt- und Sedimentdecke, die generell als Hangdeckschichten vielerorts das Anstehende überdecken, erkennen. Aus Ausmaß, Art, Mächtigkeit und lithofazieller Entwicklung und litho-bodenstratigraphischer Ausbildung der Hangdeckschichten in ihrer regionalen Verbreitung und Verzahnung miteinander können diejenigen morphodynamischen Kriterien abgeleitet werden, die wesentliche Abschnitte der Hangformungen wie Verwitterungsvorgänge, Abtragungsablauf und Akkumulationsprozesse an den Hängen bestimmen.

I. Verwitterung, Blockbildung und Block-Schuttlieferung

Eine Folge des inneren struktur- und texturellen Aufbaus einer Reihe von kristallinen Gesteinen ist einmal deren Neigung zur Zerblockung, Auflösung und Aufbereitung in einzelne Felsen, Steine, Quader, Blöcke, Gesteinsstücke, zum anderen zur physikalchemischen Auflockerung und Bereitstellung der Gesteinsmassen in Form von Bröckeln, Grus und Sand, ja sogar bis zu Silt- und Tongröße.

Quantitativ gesehen, sind von den Erscheinungen und Formen die ausgedehnten, grusig-sandig zerfallenen, homo- bzw. heterogenen Verwitterungs- und Bodendecken und kantigen bis kantengerundeten und teils rundlichen Blöcke sowie Block-, Blockschutt-Decken, Steine und Felsen am auffallendsten und zugleich am bedeutendsten.

Während die Verbreitung der grusig-sandigen, feineren Fazies sich meist auf die Tiefenzonen, Depressionen und Hangmulden beschränkt und in der Regel erst durch einige Steinbrüche, künstliche Aufschlüsse, Schürfungen, Grabungen und Bohrungen in ihrem Aufbau sichtbar wird, ist das Vorkommen gröberer Fazies der zahlreichen Block- und Blockschutt-Decken sowie Blockagglomerationen aller Art von noch auffälligeren Dimensionen, in den Höhenzonen, insbesondere auf den Hängen und Kuppen, in den Randzonen des Weschnitz-Plutons, des Heppenheim-Lindenfelser Zuges, des Trommabhanges sowie den Hängen der Neunkirchner Höhe, des Felsberges und des Melibokus, hervorzuheben.

Um sowohl die deskriptiven als auch genetischen Gesichtspunkte der äußerst wechselvollen, differenzierten Lockermassen zu berücksichtigen, sei auf die Tabelle 1 hingewiesen.

Wie aus ihr zu ersehen ist, werden alle in diesem Rahmen zu untersuchenden Verwitterungs- und Abtragungsdecken und die äolisch sowie fluviale Sediment-Reihe unter dem neutraleren Begriff L o c k e r m a s s e n zusammengefaßt.

Unter Verwitterungsdecke und Bodendecke wird in erster Linie nur das Produkt der Gesteinsaufbereitung und Mineralauflockerung sowie Mineralzersetzung durch physikal-chemische Verwitterungsprozesse in situ auf primär anstehenden Gesteinen gebildeten Lockermassen verstanden. Die Verwitterungs- und Bodendecke, die hier und dort als Detritusbildungen auf sekundären, versetzten, umgelagerten und akkumulierten, von parautochthonen bis allochthonen Varianten der autochthonen Lockermassen der primären Gesteine entstanden sind, sind dagegen von der primären Verwitterungs- und Bodendecke auszuscheiden.

Dieser genetischen Zusammenstellung zur Folge und der in der Tabelle 1 angeführten Prinzipien der Verwitterung und Denudation, sind diese Lockermassen, die durch Bodenversetzung, Massenbewegung und Massentransport größeren Ausmaßes über eine längere oder kürzere Strecke eine Ortsveränderung erfahren haben, nicht wie allgemein dargelegt wird, als primäre Verwitterungsdecke zu bezeichnen.

Stellt man eine genetische Typenklassifikation auf, so ist in teilweiser Anlehnung an FIEDLER & REISSIG (1964) die Gliederung der quartären Sedimente, die E. SCHANZER auf der „Arbeitssitzung der INQUA-Kommission für Lithologie und Genese der quartären Ablagerungen 1964 in Moskau" (siehe SCHULZE 1965: 748–750) vorgebracht hat und in Anlehnung an RICHTER et al. (1970), in einer paragenetischen Reihe und in genetische Typen, wie folgt (vgl. auch Tabelle 1) einzuordnen bzw. zu charakterisieren.

Bei den Verwitterungsreihen, Detritusbildungen in situ, handelt es sich um die Eluvialreihe von makro-mikrofaziellen Abarten, die noch am Ort ihrer Entstehung liegen und das Aufbauprofil nach unten mit mehr oder weniger vertikaler Lagerung oder Auswaschung und Ausspülung des aufbereiteten Materials einen allmählichen Übergang zu unveränderten, primären, magmatischen Gesteinen aufweist. Zu dem genetischen Typ oder Eluvium dieser Reihe gehören grusig-sandige Verwitterungsdecken, verschiedene darauf entwickelte Böden aber auch im größeren Rahmen Felsen, Steine, Felsburgen und Klippen in Verbindung mit der eigentlichen intensiven Denudation. Autochthone Verwitterungs-Lockermassen, die durch die Frostverwitterung, Solifluktion, Erdrutsch und Ein- oder Abstürzen sowie Anspülung, Anschwemmung und Umlagerung durch Regen-

Tabelle 1: Geologisch-genetische Klassifikation der quartären Sedimente

Lockermassen

Residualschutt oder elluviale Makro- (Mikro-) Fazies

autochthone: primäre Verwitterungs- und Bodendecke auf primär, anstehenden Gesteinen

homogen	heterogen
Fein- oder Grobschutt (Grus im Verband oder in Felsen, Klippen und Steine, Blöcke im Verband oder als lockere Masse)	Fein- und Grobschutt Steine, Felsburgen und Klippen (Grus und Blöcke im Verband oder als lockere, lose Masse)

Kolluviale und diluviale Makro- (Mikro-) Fazies

parautochthone:	allochthone:
Versetzte Massen oder Umlagerungsprodukte der autochthonen Lockermassen mit geringem, kürzerem Transportweg an sanftgeneigten Lagen und kürzeren Oberhängen: Hakenwerfen oder Bodenverzug des homo-heterogenen Materials, Grus- und Gesteinstrümmer, Gehängeschutt, Blöcke und Blockschuttdecke, Blockhalden etc.	Durch Massenbewegung und Massentransport, Ab- und Umlagerungsprodukte der autochthonen Lockermassen mit größerem, längerem Transportweg bzw. Abtragungs- und Akkumulationsdecken und -Formen, meist an geeigneten, längeren Hängen und Mulden: Gesteinstrümmer, Gehängeschutt, Block- und Blockschuttdecken, Blockmeer und -Ströme und sonstige verwandte Blockmassen sowie Fließerdeterrassen

Sekundäre Verwitterungs- und Bodendecken, Detritusbildungen auf sekundären, versetzten, umgelagerten und akkumulierten primären Gesteinen und deren Verwitterungsprodukte

Äolische Fazies und ihre Derivate

Äolische Lockermaterialdecken

primär äolisch sedimentiertes Material: Löß, Sandlöß und Flugsand	sekundär überprägte oder verlagerte äolische Sedimente pedogen bedingte Lößböden Solifluktionslöß Löß-Fließerde Schwemmlöß

Fluviale Fazies

Fluviale Terrassenschotter und Talauesedimente

grobkörnige, sandige, kiesige Schotter-Akkumulationen	feinkörnige, tonig-schluffig-sandige Auesedimente und Hangabspülungsmaterial

und Schmelzwasser an den Hängen ab- und umgelagert oder akkumuliert werden, sind in der zumeist makro-faziellen Kolluvial- und Diluvialreihe unter den genetischen Typen Kolluvium und Diluvium einzuordnen.

II. Gesteinsbedingte Differenzierung der Block- und Schutt-Bildungen in ihrer hangmorphodynamischen Bedeutung

Unter den Metamorphiten zerfallen vor allem die Quarzbiotitschiefer, die die Hauptmasse aller Schiefergesteine ausmachen, meist bei der Verwitterung entsprechend den Schieferungsflächen und bevorzugten Lagentexturen blättrig-dünnplattig. Wo sich Schieferung und Gesteinsklüftung kreuzen, bildet sich vielfach kleinscherbiger, plattiger Schutt, der leicht in der darauffolgenden Verwitterung und Bodenbildung zu grusig-sandigem, wasserstauendem, gleitfähigem sandig-siltigem, lehmigem Substrat weiter aufbereitet wurde, in dem bis zur darüberliegenden, periglazialen Wanderschuttdecken-Grenze noch die Klüftung und Schieferung des Gesteins deutlich zu erkennen sind. Sind sie jedoch von amphibolitischen, quarzitischen Schiefern oder Kalksilikathornfels durchsetzt, so bilden sie kantig-kantengerundete Blöcke von 0,5 – 1 m Kantenlänge. Die Bedeutung der letztgenannten Metamorphit-Abarten liegt in der Hang- und Kleinkuppen- und Kurzrückenbildung; und da sie in der Regel der physikalisch-chemischen Verwitterung mehr Widerstand leisten als die Quarzbiotit- und Muskovitschiefer, streichen sie als Anstehendes aus und treten als Felsstotzen, Schichtrippen sowie Schichtköpfe heraus. Außerordentlich größere geomorphologische Bedeutung jedoch haben die Schiefergesteine für einige Sondertypen der Blockbildung, Blockformung und die Entstehung der Felsklippen sowie die Ausbildung der skelettreichen Hangschuttdecke, wenn sie im Wechselgang starker Verzahnung sowie Verschmelzung mit den Graniten und Dioriten stehen und eine Reihe von Mischgesteinstypen bilden, wie am Beispiel Knodener Kopf gezeigt wird. Weitaus größere Verbreitung besitzen die granitisch-granodioritischen Substrate mit ihrer mannigfaltigen Zusammensetzung.

Die Tromm- bzw. Heidelberger-Granite rufen die von der Gesteinsstruktur und Textur, möglicherweise auch von der mineralischen Zusammensetzung abhängige und an die Kuppen- und Rückenhänge gebundene Entstehung der Felswände, Felsfreistellungen und Felsburgen hervor. Ferner wird aufgrund der Gleichmäßigkeit und Gleichartigkeit der sich kreuzenden, steilen und flachen Kluftflächen sowie durch die hinzutretende morphoparallele Bankung das Gestein vielerorts, vor allem in den Oberhängen und auf den Rücken und Randbereichen des Trommhöhenzuges zu kantigen Blöcken, Quadern und Platten zerlegt. Sie bilden vielfach einen Bestandteil der skelett- und blockreichen, periglazialen Hang- und Wanderschuttdecke.

Die morphologisch-pedologisch bedeutsame Gesteinsvergrusung und intensive Bodenbildung beschränkt sich jedoch vorwiegend auf die schwachgeneigten Bereiche, Hangmuldenlagen und die Unterhänge sowie auf das westlich am Trommhöhenzug ausscheidende Weschnitz-Becken. An den steileren Hängen und auf den trockenen Rückenflächen sowie auf den Kuppenhängen sind dagegen Vergrusung und Bodenbildung flachmittelgrundig und erfassen nur bis zu wenigen dm Tiefe. Der vorwiegend grobsandig-grusige und skelettreiche, trockene Grus und die schwach entwickelten Böden weisen vielerorts dem Grundsubstrat gegenüber geringere Veränderung in der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung während der Verwitterung und Bodenbildung auf. Der Grus ist demnach ein Produkt der Hydratation und mäßiger hydrolytischer Verwitte-

rung. Als vorherrschende Bodentypengesellschaften sind zu nennen Grus- Schutt- Felsranker, Ranker-Braunerden und Braunerde-Ranker sowie in Verbindung mit feinerdeskelettreichen, periglazialen Wanderschuttdecken örtlich als pseudovergleyte Parabraunerden von geringerer Basensättigung.

An den beiden Grenzen des Trommgranits bzw. des Tromm-Vertikalplutons, entlang des variscischen Otzbergstörungssystems, welches diese als Bewegungszone benutzt haben sollen, sind die Gesteine bis zur Unkenntlichkeit zertrümmert und zermahlen. Sie liegen als Granitmylonite und z. T. als Granitgneise vor. Diese Substratreihe ist in mannigfaltiger Ausbildung an verschiedenen Weschnitzdurchbruchstellen als Härtlinge, als Hang- und Rückenbildner an den Tromm-Osthängen für die Hangformen-Differenzierung von besonderer Bedeutung. Das Ursprungsgestein von Biotit-Granit bis Granodiorittyp ist an vielen Stellen teils mechanisch- und strukturellen, teils chemisch starken Veränderungen ausgesetzt, die diesem Gestein ein dichtes kristallines, rötliches Aussehen, stellenweise von brecciöser Ausbildung verleihen. Sie verwittern neben stellenweise zakkigen Klippenbildungen zu harten, splittrigen Platten und eckigem Schutt sowie kantigen Blöcken oder zu rötlichen, sandigen-lehmigen Grus-Ranker- bis Ranker- Braunerde-Böden.

Ähnliche Ausbildung wie der Tromm-Granit weisen die biotitführenden, porphyrisch-flaserig ausgebildeten Schenkenberg-Granite bei Lindenfels auf, welche als morphologisch markante Großkuppe aus der Umgebung durch gesteinsbedingte Verwitterung und Abtragung herauspräpariert sind. Der Schenkenberg-Granit und dessen geologisch-petrographisch verwandter Flasergranit-Flasergneis des Neunkirchner-Höhenzuges, z. T. auch die Gesteine des Knodener Gebietes nordöstlich von Schlierbach bei Lindenfels sind mittel-grobkörnig und porphyrisch, teilweise lagig, plattig ausgebildet und von granit-granodioritischer bis quarz-dioritischer Mineralzusammensetzung. Im Bereich der flaserigen porphyrischen bzw. Flasergneis-Varietäten neigt diese Gesteinsreihe gemäß der weitmaschigen Klüftung und der starken Flaserung zur Felsburg-Klippenbildung. Bei gleichbleibender gneisartiger Flaserung, aber mit dichterer Kluftmaschenweite, zerfallen sie entsprechend den Unstetigkeitsflächen und der materialbedingten Inhomogenitätsgrenze zu kleineren, kantigeren Blöcken sowie scherbig-grusigem Gesteinsschutt.

Die Tiefe der Vergrusung und Bodenbildung ist je nach Ausgangsgesteinstypen und Reliefsequenzen sehr unterschiedlich. In den oberen Hanglagen und Bergkuppen sind sie häufig flach-mittelgründig, in den Unterhängen und Depressionen mittel- und tiefgründig entwickelt. Entsprechend der größeren Verbreitung der Block- und Schuttdecken – in Verbindung mit unregelmäßig auftretenden Gruslagen und dem daraus resultierenden Aufbau der Hangdeckschichten, ist die Feingliederung der Hangprofile in dem Gebiet der Neunkirchner Höhe sehr charakteristisch.

Die aplitischen Granite und sauren Granodiorite gehören ebenso wie die Tromm-Granite und Flasergranite – wie quantitative, geochemisch-mineralogische Analysen ergeben haben – zu den sauren Granitabarten von feinkörniger-dichter bis teilweise massiger Struktur. Die relativ feinkörnigen, gang- oder stockartig ausgebildeten, quarzreichen, aplitischen Granite dieser Reihe besitzen eine besondere morphologische Härte und treten vielfach als härtere Hangrippen und Hangleisten oder als Felsstotzen aus dem andersartigen, umrahmenden, magmatischen oder metamorphen Gestein heraus. Sie sind vielfach auch als Kuppen- und Rückenbildner zu erkennen. Die typische dichte Feinkörnigkeit des Gesteins mit außerordentlich hohem, bis zu 75 % Kieselsäurereichtum, die Basenarmut, wie die geringere Menge an Calcium und Magnesium und die dicht polyedrische Klüftung sind vielerorts ungünstige Voraussetzung für die tiefreichende Vergru-

sung und Blockbildung. Entsprechend dieser Eigenschaft sind die verwitterungsbedingten Lockerprodukte größtenteils steinig bzw. grusig-sandig ausgebildet. Wo aber Gesteine aus dieser Reihe mehr granit-granodioritische Eigenschaften aufweisen, zerfallen sie – wie am Melibocus (als Biotit-Leucogranodiorit) und an den Nordwesthängen der Lindensteiner Kuppe bei Heppenheim – neben den sandig-grusigen Substratdecken stellenweise mit darin schwimmenden Wollsackblöcken zu kantigen bis kantengerundeten Blöcken und Grobschutt, die als Singularerscheinung die Hauptmasse einiger autochthoner-parautochthoner und allochthoner Blockschuttdecken von Blockhalden bis Blockströmen und Blockstreue dieser Landschaftseinheiten ausmachen. Außer den Block- und Schuttdecken, der sogenannten periglazialen bzw. deluvialen Makrofazies – die sehr inhomogen aufgebaut sein können – sind in flacheren und mäßig geneigten Hanglagen ferner die sandig-siltigen, skelettreichen Decksedimente und Fließerden sowie die pleistozäne Lößakkumulation, wie am Westhang des Melibocus bis zur Bergstraße hinab zu verfolgen ist, als Substrat der Hangformung von besonderer morphologischer Bedeutung.

Die Gesteins- und Substrattypen der Diorit- Gabbro- Quarzdiorit-Leucogranodiorit – Melaquarzdiorit-Reihe sind außerordentlich differenziert ausgebildet und weisen einen lebhaften Wechsel innerhalb einzelner Glieder auf. Sie wechseln ihren Charakter innerhalb der oben genannten Reihe je nach der mineralogisch-petrographischen Zusammensetzung sehr rasch. Diorite und Gabbros weisen in der massigen Ausbildung mit optimaler Klüftung und teils der inneren Differenziertheit sowie Inhomogenität zur Folge allen kristallinen Gesteinen des Untersuchungsgebietes gegenüber die weitaus stärkste Blockbildung auf. Hier tritt die flächenhafte Gesteinsvergrusung und die Bildung feineren Trümmermaterials gegenüber den Blöcken und Felsen der autochthonen bis allochthonen Verwitterungs- und Abtragungsdecke relativ zurück. Die letzteren Substrattypen bedecken linear oder flächenhaft die einzelnen Erhebungen, Rücken und Kuppen sowie die Hänge sehr dicht, wie Beispiele aus dem Bereich des Knodener-Kreh-Berger- Lindenfelser-Zuges zeigen.

Die Vergrusung ist vor allem in den dioritschen Gesteinen demnach eine linienhafte, die sich keilartig entlang den Kluftflächen hinzieht. Die relativ tiefgründigere und mächtigere Grusdecke ist daher nur in den Hangmuldenlagen und in kleineren Depressionen auf den flacheren Rücken mit besonderer hydrologischer Begünstigung bis zu 2 m, stellenweise sogar bis zu 3–4 m festzustellen. Die gabbroidische und basische Diorit-Gabbro-Reihe ist dagegen infolge der leicht verwitterbaren, mafitreichen Minerale gelegentlich bis zu 15 m vergrust, wie nördlich von Lindenfels, an den Unterhängen und Hangmulden der „Buch"-Kuppe. Sie bilden durch siltigen und lehmigen Substrat-Charakter und als Folge großer Wasseraufnahme bzw. Quellfähigkeit der bei der Verwitterung und Bodenbildung neugebildeten, illitischen und montmorillonitischen Tonminerale, feuchte und wasserstauende, gleitfähige Träger der periglazial-solifluidalen, hangabwärts wandernden Block-Schuttdecken.

Anschließend an die eben besprochenen Tromm-Biotitgranite-Granodiorite und Diorite dehnt sich ein großes, dreieckig begrenztes Gebiet der Granodiorite zwischen Weinheim – Heppenheim – Lindenfels bis Reichelsheim am Gersprenztal – bekannt als Weschnitzpluton – als ausgeprägte naturräumliche Einheit aus. Sie nehmen chemisch-mineralogisch gesehen eine Mittelstellung zwischen den basischen bis intermediären Dioriten, sauren Biotit-Graniten und aplitischen Graniten ein. Es handelt sich um ein hellgraues, in seiner reinsten homogenen Ausbildung gleichmäßiges, mittelkörniges Gestein bis zu 6 mm Korngröße. In seinem Mineralbestand, der schon makroskopisch erkennbar ist, lassen sich sowohl Plagioklase, Orthoklase als auch Quarze und Biotite gut be-

stimmen. Zu den Rändern des Plutons hin, im zentralen Bereich um die Juhöhe, werden jedoch die Granodiorite schlierig und mafitreicher bzw. basischer und nehmen somit den quarzdioritischen Charakter mit zahlreichen Übergängen von Granodiorit-Quarzdiorit an. Sie neigen innerhalb des massigen Granodiorit-Quarzitdioritareals zur Block- und Felsbildung, wie auf der „Juhöhe – Odenwald", während der eigentliche, gleichmäßig-mittelkörnige, einschlußärmere „Normal-Granodiorit" des übrigen Bereiches mit ausgezeichneter Porosität, leicht zu Grus verwitternde, tiefreichende, flächenhafte Grus-Decken hinterläßt.

Als weitere Granodiorit-Quarzdioritvorkommen dieser Reihe seien die Biotit-Granodioritkomplexe südlich Darmstadt und die Gesteine, die am Aufbau des Malchen (östl. Zwingenberg) – Reinheimer-Zuges beteiligt sind, genannt.

Die letztgenannten Gesteine und Substrattypen bestehen wieder aus einer flaserigen Leucogranodiorit-Melaquarzdiorit-Reihe, die reich an aufgenommenen Schollen von Metamorphiten ist. Wie die Granodiorite des Weschnitzplutons weisen diese ebenso tiefreichende Vergrusung und Zersetzung auf. Sie leisten den Kräften der Verwitterung und Hangabtragung wenig Widerstand und es sind dies in der Regel Gebiete der Talungen, Ausräumbecken und Niederungen der Weschnitz, Gersprenz und flachreliefierte, stark zertalte Gebiet der „Juhöhe – Odenwald" und der Lichtenberger Höhen nahe dem Reinheimer-Hügelland.

Die Melaquarzdiorite des Felsbergzuges (bis zu 514 m NN) bilden aufgrund ihrer besonderen Eigenschaften zur Felsburgbildung und reichen Blockagglomeration östlich der Hochstädter-Talzone eine eigene naturräumliche Einheit (vgl. BRAUN 1969). Die tiefgründige Vergrusung beschränkt sich vor allem auf hydrologisch günstige Lagen der Rückenhänge und Tiefenzonen. Als morphologisch relevante Bodengesellschaften sind einmal die Ranker-Braunerde-Reihe über Melaquarzdiorit-Granodioritgneis-Zersatz und lockerem Grussubstrat mit Wollsäcken, zum anderen eine Reihe von sauren Braunerden und Parabraunerden aus lößlehmbegünstigten, periglazialen Deckschichten von kristallinem Zersatz und skelettreichem Grobschuttmaterial zu erwähnen.

III. Regional-fazielle Differenzierung pleistozän-periglazialer Hangdeckschichten

Zu den pleistozän-periglazialen Hangdeckschichten des Bergsträßer Odenwaldes gehören folgende periglaziale Ablagerungen und Erscheinungen, die in teilweiser Anlehnung an SCHILLING & WIEFEL (1962) in 4 Faziesgruppen zusammengefaßt werden:

1. feinerdearme bis feinerdefreie, skelettreiche Solifluktions- Block- und Schuttdecken sowie feinerdereiche, skeletthaltige Fließerdedecken und deren hangformende Akkumulationen
2. Solifluktionslöß – Fließerdedecken
3. Äolische Decken wie Löß- und Flugsanddecken sowie schwach verbreitete Sandlößdecken
4. Fluviale Sande, Kiese, Schotter und deren Terrassen-Akkumulationsformen

Die beschriebenen, pleistozän-periglazialen Bildungen, die vor allem aus den letzten Kaltzeiten gut erhalten sind, lassen in ihrer Verbreitung und Ausbildung einen regionalen höhenstufenabhängigen, horizontalen Fazieswechsel erkennen, der auf die räumliche Klimadifferenzierung während des Pleistozäns zurückzuführen ist (Abb. 2). Der vertikale Fazieswechsel bzw. ihre vertikale Profildifferenzierung spiegelt jedoch neben der

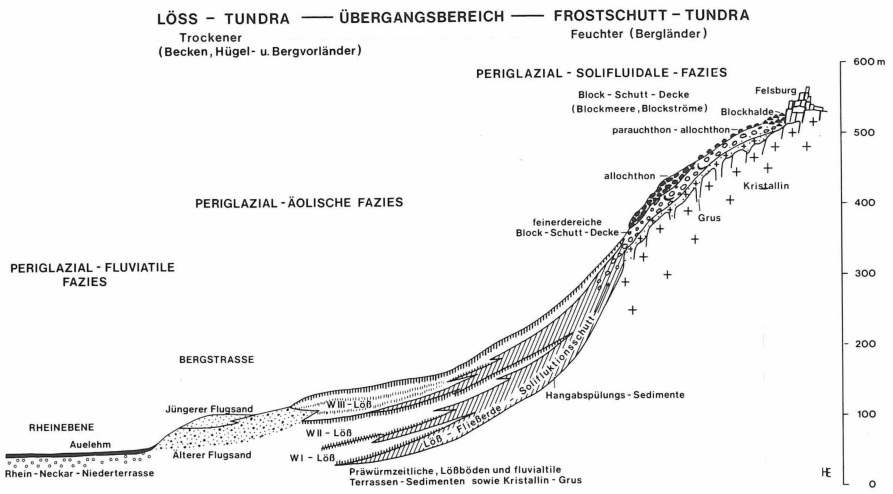


Abb. 2: Regional-fazielle Differenzierung jungpleistozän-periglazialer Hangdeckschichten als Folge räumlich-zeitlich klimatischer Bedingungen.
(Ein schematisches Fazies-Profil).

räumlichen Ordnung eine zeitliche Abfolge der periglazialen Bildungen wieder. Diese dokumentiert wiederum die Auswirkung einer zeitlichen Klimadifferenzierung auf die Genese der periglazialen Bildungen und damit verbundene Hangmorphodynamik innerhalb des Pleistozäns.

Wie man aus Abb. 2 entnehmen kann, ist die regional-räumliche Verbreitung der Hangdeckschichten oder periglazialen Fazies und Faziesgruppen entsprechend der geomorphologisch-orographischen Entwicklung des Bergsträßer Odenwaldes an die Höhen- und Reliefunterschiede gebunden. Diese Reliefunterschiede entsprechen wiederum der gegenwärtigen regional-klimatischen Gliederung (vgl. Tabelle 2) die man – wie BÜDEL (1949, 1953 und 1960), BRUNNACKER (1956), FINK (1956) und MENSCHING (1960) aus ihren in den Mittelgebirgen Mitteleuropas gewonnenen Erkenntnissen darauf hingewiesen haben – zur Charakterisierung kaltzeitlicher Klimabedingungen und der regionalen Klimabereichs-Gliederung – wenngleich diese durch die örtlichen Luv- und Lee-Effekte an den Hängen gewissen Modifikationen unterworfen sind – heranziehen kann.

Während sich die mannigfach differenzierten, durch die pleistozän-periglaziale Geomorphodynamik entstandenen, skelettreichen Block- Schutt-Decken wie Blockhalden, Blockmeere, Blockströme und feinerdereiche Block- Schutt-Akkumulationen auf die Hänge des meist oberhalb 300 m gelegenen, höheren feuchteren Berglandes beschränken (vgl. Abb. 3 und Abb. 4), ist die Verbreitung geschlossener periglazial-äolischer Sedimente wie Lößе, Flugsanddecken sowie periglazial-fluviale Schotter- Sedimente in tieferen, meist unterhalb von 200 – 250 m gelegenen Becken wie das der Weschnitz und Gersprenz und in den zahlreichen Tälern und Talrandbereichen sowie im Bereich der Gebirgsvorländer und Tiefenzonen des Reinheimer-Hügellandes im Norden und der Bergstraße-Rheinebene im Westen zu beobachten. In dem Übergangsbereich (vgl. Abb. 2), vor allem in den mittleren und unteren Berglagen und höheren Beckenrandgebieten, haben die skelettärmeren wie Feinerde-Schutt, Solifluktions-Schutt und Löß-Fließerde große Verbreitung.

Tabelle 2: Regional-klimatische Gliederung des Bergsträßer Odenwaldes und dessen Vorländer

Klimabezirke	Oberrheinebene	Bergstraße	Messeler-Rheinheimer Hügelland	Weschnitz-Tal	Vorderer Odenwald Bergland		
Höhenlage	100	120–220	150–200	150–300 m	200–600 m		
					400	200–500	> 500
Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur (° C)							
Januar	0,5	0,0–0,5	0,5	± 0	−0,8	0,5	−1,0
Juli	19	18,2	17–18,5	17	16–17	16,3	16
Jahr	9–10	9–9,8	8–9	8 (–9)	7–8	7–8	7–7,5
Mittlere Jahresschwankungen der Lufttemperatur (° C)	18,5	18,2	18	17–18	17,6	17–17,5	17,5
Mittlere Dauer eines Tagesmittels der Lufttemp. (° C) v. mindest.							
5 (° C) in Tagen	245	237–245	235	230	220	220–230	220
10 (° C) in Tagen	178	168	160–170	160–170	153	150–160	140–150
Mittlere Lufttemperatur der Vegetationsperiode (° C)	≧ 16	16–17	15–16	15–16	14–15	14–15	14
Mittlere Zahl der frostfreien Zeit in Tagen	205	196–216	205	167	200	180–200	180–188
Mittlere Jahressumme des Niederschlages (mm)	600	600–850	600–700	750–800 (–900)	950	900–1000	1000–1200
Mittlere Niederschlagssumme (mm) der Vegetationsperiode	180–200	200–240	160–220	220–260	260	240–260	240–300
Mittlere Zahl der Tage mit Schneedecke ≧ o cm	28	26–30	30–40	30–40	55	40–60	60–70
Relative Feuchtigkeit (%)	55	55	55	55	55–60	bis 65	bis 65
Mittlerer Feuchtigkeitsindex							
Jahr	25–30	30–40	30–50	40–50	50–70	50–70	70–80
Vegetationsperiode	25–30	30–35	25–35	35–40	40–50	40–50	50–60
Phänologische Daten							
Apfelblüte	– 30. 4.	21. – 24. 4.	25. 4. – 30. 4.	25. 4. – 5. 5.	5. 5. – 16. 5.	25. 4. – 16. 5.	5. 5. – 16. 5.
Mittlerer Beginn der Winterroggenblüte	– 30. 5.	30. 5. – 4. 6.	30. 5. – 4. 6.	30. 5. – 9. 6.	4. 6. – 14. 6.	4. – 9. 6.	9. – 19. 6.

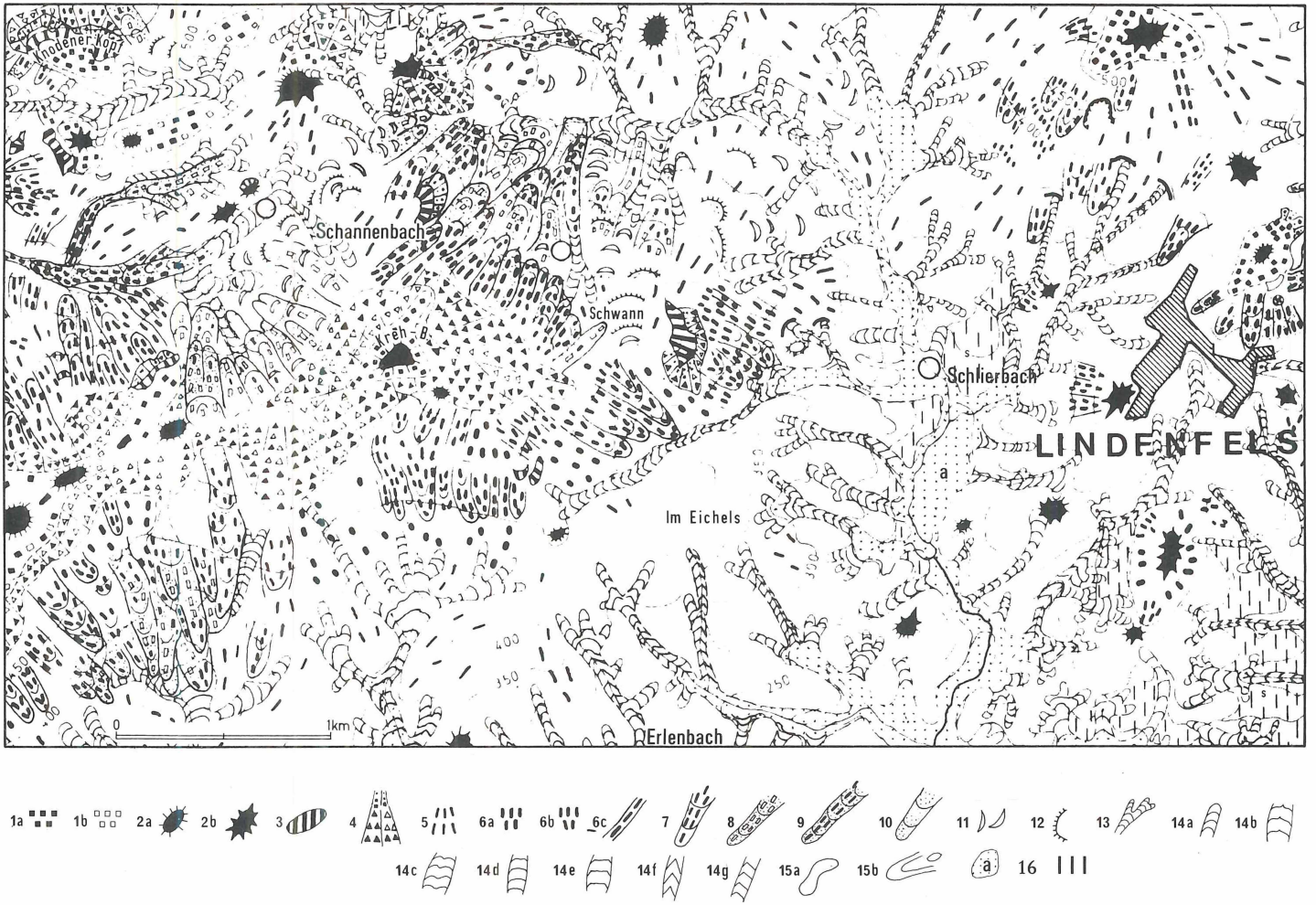


Abb. 3: Pleistozän-periglaziale Verwitterungs- und Akkumulationsdecken und periglazial-morphologische Formen des Knodener- Kreh-Berger- Lindenfelser Höhenzuges.

1 Denudationsbedingte autochthone Blockschuttdecke, 1a oberflächlich, 1b verdeckt, 2 isolierte Kuppen, 2a mit flacheren Hängen, 2b mit steileren Hängen, 3 Felsburgen und Felsfreistellungen, 4 allochthone Lockermassen, 4a Block- und Schutthalden, 4b Wanderschutt- Blockschuttdecken, 6a Wanderblöcke, 6b Blockstreu, 6c Blockstreifen, 7 Blockmeere, Blockströme, Blockzungen, 8 Blockströme aus grobem oberflächlichem Material, 9 Blockströme aus Grob- und Feinmaterial, 10 Schlammströme aus feinerem Material, 11 Block- und Gesteinsschuttwülste, 12 Solifluktionsterrassen, 13 Muldentälchen, Hangdelle, Delle, 4a Muldental mit flachen Hängen, 14b Muldental mit Kerbe, 14c Muldental mit Riegel, 14d Muldensohlental, 14e Sohlental, Kastental, 14f Kerbtal, 14g Asymmetrisches Kerbtal, 15a Flachrücken, 15b Sporne, a Fluviatile Talfüllungen, Auelehm, 16 Löß- und Lößderivate.

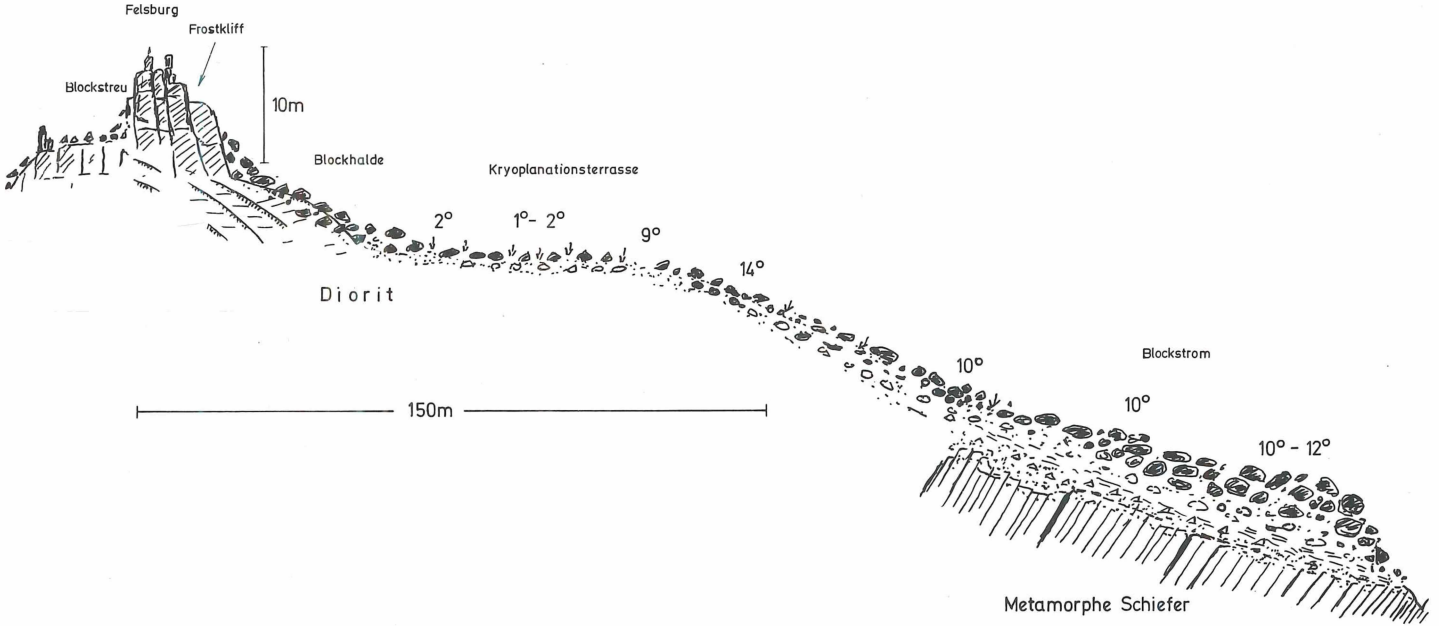


Abb. 4: Pleistozän-periglaziale Hangformung: Fels- und Blockbildung, Entstehung der Kryoplanationsterrassen und Entwicklung und Wanderung des Blockstromes aus Diorit-Blockmassen über metamorphen Schiefern.

Damit sind die periglazialen Hangsedimente regional sehr differenziert. Der vertikale Aufbau zeigt meist lithologisch gut unterscheidbare, periglazial-klimatisch bedingte, stratigraphische Abfolgen an. Im allgemeinen lassen sich durch die von SCHILLING & WIEFEL (1962) und SEMMEL (1964 und 1968) ausgearbeiteten, geomorphologisch-pedologischen, diagnostischen Merkmale drei lithostratigraphische Einheiten in einigen Bereichen der Mittelgebirge ausscheiden. Sie sind vielfach durch die Denudations- und Bodenbildungsphasen voneinander getrennt. Während SCHILLING & WIEFEL im Harz und im Thüringer Wald eine Basis- Haupt- und Deckfolge ausscheiden, gliedert SEMMEL die Schuttdecken der hessischen Mittelgebirge in Basis-, Mittel- und Deckschutt. Lithologisch ist der Basisschutt oder die Basisfolge im Untersuchungsgebiet als skelettreiches und/oder grobes Block- Schuttmaterial ausgebildet. Er beginnt über der Zone der Auflockerung oder über der Zerfall- und Gruszone, kann aber auch an der Unterseite mit der Zone des Hakenschlagens beginnen. Der Mittelschutt ist deutlich skelettärmer und weist erheblichen Grobsiltanteil in der Feinerdefraktion auf. Der Mittelschutt ist somit lößbeeinflußt.

Der Deckschutt ist etwas feinerdeärmer ausgebildet und an den Steilhängen reich an Grobschuttmaterial. Er ähnelt mancherorts dem Basisschutt. Seine Verbreitung sowie seine Mächtigkeit ist weit geringer als die des Basissolifluktionsschuttes. Da es im Bergsträßer Odenwald nur vereinzelt deutliche Anzeichen auf eine stratigraphische Einordnung gibt, werden die folgenden Profile vorwiegend litho-faziell betrachtet.

Ähnlich wie SEMMEL (1968: 93) beschrieben hat, geben folgende sowohl über dem Diorit des höher gelegenen Heppenheimer-Waldes als auch im Übergangsbereich zum Gronauer Becken aufgeschlossene Profile gute Hinweise auf den Aufbau der pleistozän-periglazialen Schutt- und Sedimentdecken (vgl. Periglazial-Profil am Krehberg und Abb. 5).

Periglazial-Profil: Steinbruch am Krehberg, W-Wand (Heppenheim-Lindenfelser Zug)
Geländeform: muldiger Hangabschnitt (r = 80 580 h = 05 160)
Höhe 560–570 Exposition: SSW
Bodennutzung: Mischwald Neigung: 9–10°
Ausgangsgestein: plagioklasreicher, quarzführender, mittelkörniger Hornblende-Diorit (anstehend) und Solifluktionsmaterial aus demselben Gestein.

	Mächtigkeit	Beschreibung
1.	0 – 0,25 m	dunkelbraun-braunschwarzer, sandiger Moder, stark durchwurzelt, im oberen Teil ragen Wanderblöcke heraus,
2.	– 0,72 m	dunkelgelb-braungelber, sandiger Lehm, reich an Grus und Gesteinsbruchstücken mit krümeligem Gefüge, stark durchwurzelt, bildet zu dem Liegenden eine gewellte, teilweise scharfe Grenze,
3.	– 1,30 m	graugrünlicher, stark toniger, sandiger Lehm, nach unten schwach rostfleckig mit braunrötlicher Streifung und zahlreichen Blöcken sowie aplitischen und dioritischen Gesteinsbruchstücken und Quarz-Brocken, die meist runden Blöcke besitzen graugrünliche Verwitterungshöfe, die in außenliegende, tonige Lehme übergehen, ortsfremdes Solifluktiosmaterial; – **Bewegungszone 2** – übergehend in
4.	– 2,30 m	gelbbraun-rötlichbraune Lehme, nach oben zu stellenweise gestreift und gebändert, nach unten blockreicher und fester, die Blöcke zeigen meist schalige Absonderung und graugrünliche Vergrusungshöfe, sie liegen alle im Bereich des Hakenschlages; – **Bewegungszone 1** – wonach die einzelnen pegmatitisch-aplitischen Gänge hangabwärts gebogen und verschleppt sind,
5.	– 6,50 m	es folgt anstehender Diorit, durchsetzt von Gängen, im oberen Teil setzt sich der fester werdende, gelbbraune Grus keil- oder taschenförmig nach unten fort, bis er in bis 3 m zerklüftetes, anstehendes Gestein übergeht.

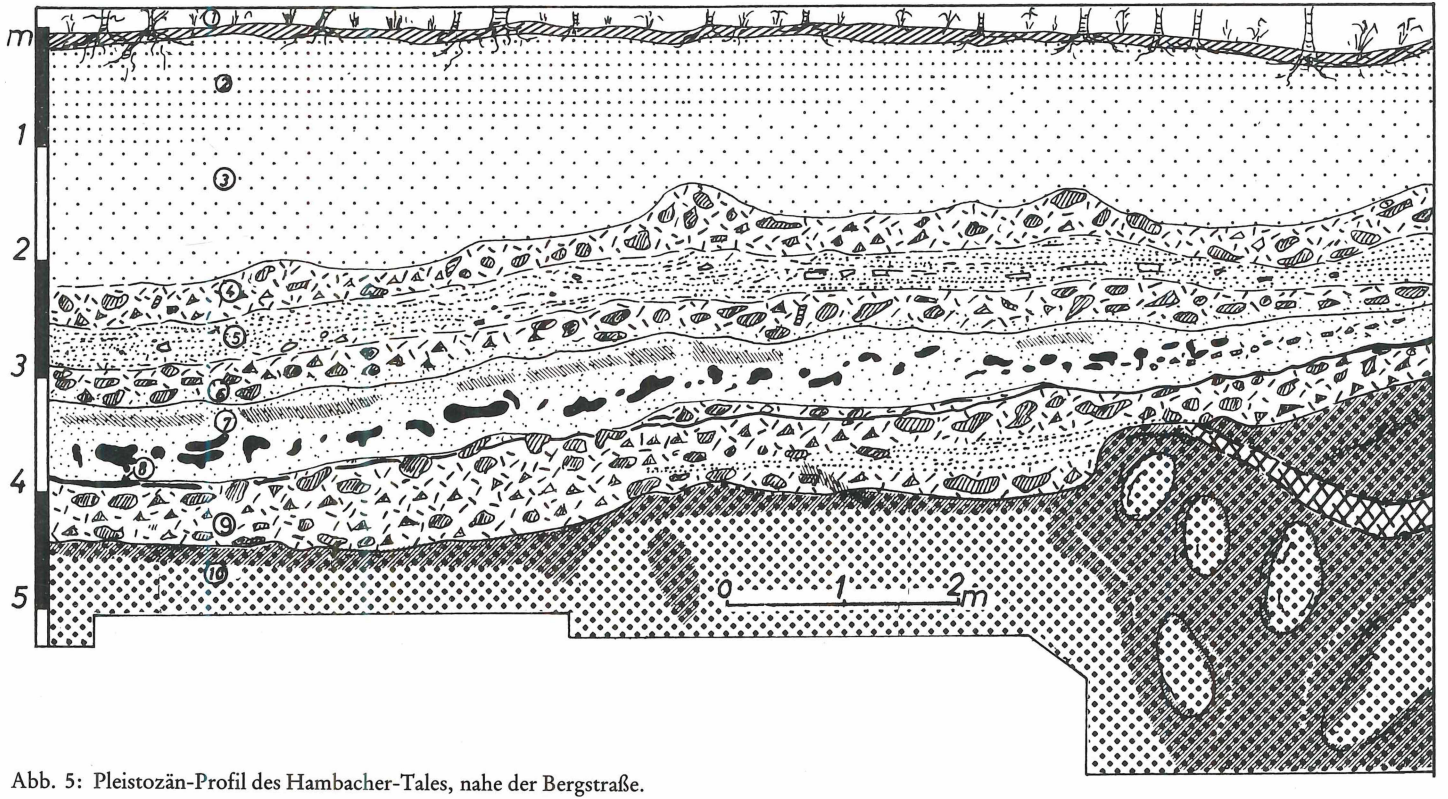


Abb. 5: Pleistozän-Profil des Hambacher-Tales, nahe der Bergstraße.

1 rezenter Boden
2 schluffreicher lehmiger Flugsand-Boden
3 schluffreicher Flugsand (-Sandlöß)
4 feinerdereicher Solifluktionsschutt, mäßig verwittert
5 umlagerter Grus-Sand, zum Teil streifig geschichtet
6 feinerdereicher Solifluktionsschutt, mäßig verwittert
7 rostfleckiger Lößlehm über schneckenreichem Löß mit Lößkindeln
8 humoses, manganreiches Bändchen
9 feinerdereicher Solifluktionsschutt, stark verwittert
10 vergruster Diorit mit Andeutung einer Wollsackverwitterung. Der Diorit ist von einem Pegmatitgang durchzogen.

Abb. 6 zeigt ein Schuttdecken-Profil über dem dichtporphyrischen Trommgranit am Westabfall des Trommrückens. Der schuttreiche Basissolifluktionsschutt liegt direkt auf plattig-bankig aufgelockertem, anstehendem Granit. Darüber folgt z. T. lehmiger, feinerdereicher Schutt. Ob es sich dabei um einen Mittelschutt oder einen Deckschutt handelt, kann vorläufig nicht entschieden werden.

In Abb. 7 ist ein Hangdeckschutt-Profil über dem mylonitischen Trommgranit mit folgendem Aufbau dargestellt:

I. Solifluidale Lößlehme mit schluffreicher Blockpackung von vergrusten und frischen Granitblöcken und -brocken („Mittelschutt").

II. Solifluktionsschutt aus Granitgrus-Schichten mit zahlreichen, kleinen, kantig-kantengerundeten Blöcken („Basisschutt").

III. Zone des Hakenschlages des in situ-Schuttes mit nach rechts ausgezogenen Gängen und Gesteinsscherben.

IV. In situ-Schutt aus stark zertrümmertem, kleinem, polygonalem oder eckigem Schutt, Scherben und Bruchstücken des zu cm zerfallenden Trommgranits.

Einen guten Eindruck über das Verwitterungs- und periglaziale Akkumulationsprofil bietet das in Abb. 8 dargestellte, autochthone und allochthone Lockermaterial über dem metamorphen Schiefer, dem Quarzbiotitschiefer des Heppenheim-Lindenfelser Zuges.

In dem Übergangsbereich, vor allem in den Becken, Talrandgebieten und Dellen des Granodioritgebietes ist eine starke Verzahnung äolischer Löß- und der solifluidalen Fließerdeakkumulation – wie in Abb. 9 zu sehen – festzustellen. Über vergrustem Granodiorit folgt generell entweder ein geringmächtiges Ausspülungssediment oder eine schuttreiche Grus-Sandlage. Darüber folgt meist im Luv-Bereich, je nach Reliefverhältnissen, feinerdereiche Schutt-Fließerde. Dagegen sind im Lee-Bereich der flachen Hangmulden mächtige Lösse abgelagert worden. Sie zeigen mehr oder kräftigere Bodenbildung. Zum Teil weist der Löß auch als Zeichen einer Umlagerung sandige Streifen auf. Häufiger sind das Vorkommen und die Verzahnung des solifluidal überprägten Löß, „Solifluktionslöß" mit fluvialem, abgelagertem Schwemm-Grussand und reinen Lößsedimenten im Bereich der Dellen und Hangdellen zu beobachten (vgl. Abb. 10).

Zu den pleistozän-periglazial-fluvialen Akkumulationen der Weschnitz und Gersprenz gehören die Terrassenakkumulationserscheinungen in verschiedenen Niveaus über der Talaue mit Schottermaterial verschiedenen Verwitterungsgrades. Eine relative Datierung der Terrassen im oberen Weschnitztal erfolgte mittels eines Tal-Längsaufrisses und anhand einer Reihe von sedimentpetrographisch-pedologischen Methoden. Dabei wurde unter Heranziehung der relativen Höhenlage zu der Talaue und – wie SEMMEL (1961) vorwiegend aus dem Unteren Weschnitztal beschrieben hat – aus der Zusammensetzung und dem Verwitterungsgrad des Schotterkörpers und dessen Deckschichten (vgl. Abb. 11) eine Terrassengliederung vorgenommen. Während SEMMEL (1961) 5 Terrassen festgestellt hatte, konnte der Verfasser 6 Terrassen unterscheiden (vgl. Abb. 12). Die T_1-Terrasse gilt als würmkaltzeitliche Niederterrasse, die T_2- und T_3-Terrasse haben ein riß- und mindelkaltzeitliches Alter. Die T_4-Terrasse ist demnach wahrscheinlich in die Günzkaltzeit zu stellen. Die Datierung der noch höheren und nächst älteren T_5- und T_6-Terrassenreste bleibt allerdings, da nur die Höhenlagen zum Weschnitz-Tal zu erfassen sind und nicht durch entsprechendes Schottermaterial belegt werden können, vorläufig offen.

Entlang der Bergstraße, etwa von der Linie Bensheim – Auerbach – Zwingenberg – Alsbach bis Jugenheim sind pleistozän-fluviale Sedimente der „Bergsträßer Diluvialterrassen" zum Teil unter Flugsanden nachzuweisen (vgl. H.-G. KUPFAHL et al. 1972). Sie gliedern sich in präwürmzeitliche, mittel-altpleistozäne „Untere graue Sande" und –

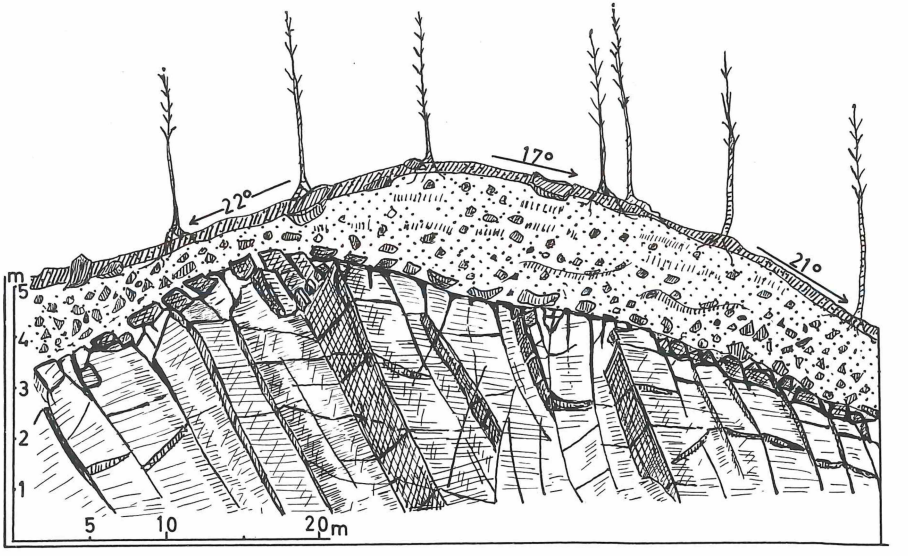


Abb. 6: Kantige – bankige Block- und Schuttablösung im dichtporphyrischen Trommgranit, überlagert von bis zu ca. 2,20 m, im Liegenden schuttreicher, im Hangenden mehr feinerdereicher Solifluktionsschuttdecke.

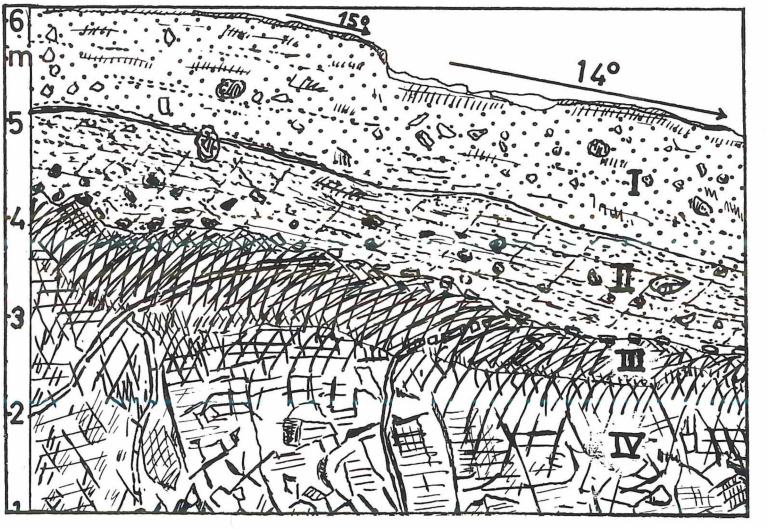


Abb. 7: Hangdeckschutt-Profil im Bereich des mylonitischen Trommgranits bei Scharbach (siehe Text).

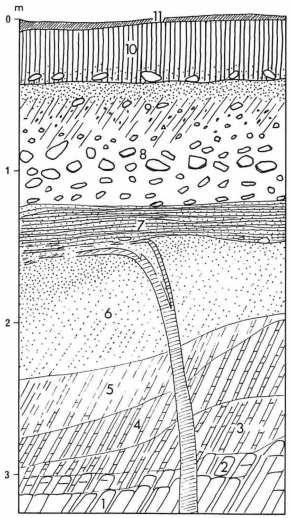


Abb. 8: Verwitterungs- und periglaziales Akkumulationsprofil über dem Quarzbiotitschiefer an der Straße Kolmbach – Lindenfels.

11 rezenter Boden
10 gelbbrauner, siltiger, lehmiger Boden, im unteren Bereich neben zahlreichen kanten-gerundeten Quarzen zunehmend sandig-steinig und reich an Solifluktionsschutt
9 dunkelgelb-brauner feinerdereicher Solifluktionsschutt
8 feinerdeärmerer Solifluktionsschutt mit Blöcken bis 0,50 cm Größe
7 solifluidal-fluvial umgelagertes, zum Teil streifenförmig geschichtetes Schiefer-Grusmaterial, nach unten übergehend in die Zone des Hakenschlagens mit nach links ausgezogenem Pegmatitgang
6 feinsandiger Schiefergrus
5 stärker aufgelöstes Schiefermaterial in Grus und dünne, mürbe Schuttplatten und Scherben
4 Zone des plattigen Zerfalls mit noch deutlicher Gesteinsstruktur
2 und 3 Zone des Zerfalls des Quarzbiotitschiefers mit in situ-Schuttplatten
1 Zone der schwachen Auflockerung im Quarzbiotitschiefer

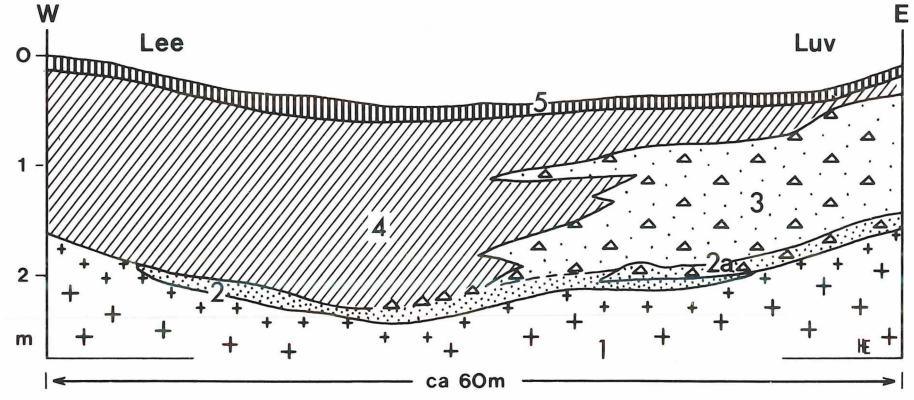


Abb. 9: Verzahnung der äolischen Löß- und solifuidalen Fließerde-Akkumulation, gezeichnet nach Bauaufschluß und Bohrprofilen, Krumbach bei Fürth.

5 rezenter, humoser Boden
4 feinsandiger, siltig-toniger Lößboden (Lößlehm)
3 feinerdereicher, silthaltiger Schutt bzw. Fließerde
2 leichtgeschichteter Grus-Sand
2a Grus-Sandlinse mit groben Schuttstücken
1 gelblich-gelblichbrauner, anstehender Granodioritgrus

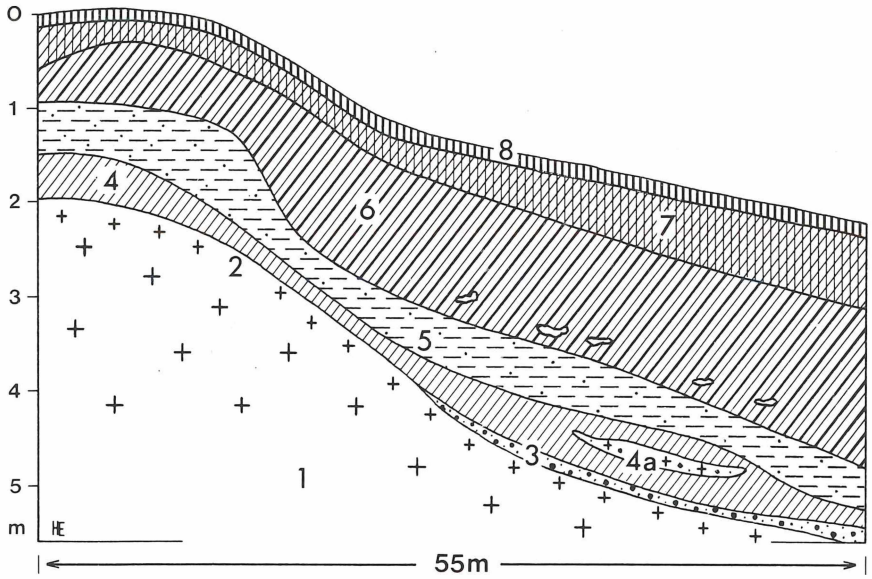


Abb. 10: Pleistozän-Profil im Bereich einer Delle zwischen Fürth und Krumbach (südlich von Lindenfels).

8 rezenter Boden
7 Lößboden
6 Löß mit Lößkindeln
5 schwachgeschichteter Löß mit sandigen Schluffbändern
4 Solifluidal überprägter Löß, Solifluktionslöß mit Granitgruslinsen (4a)
3 fluvialer, abgelagerter Grus, Schwemmgrus
2 stark lehmiger Granodioritgrus
1 sandiger Granodioritgrus, etwas fester

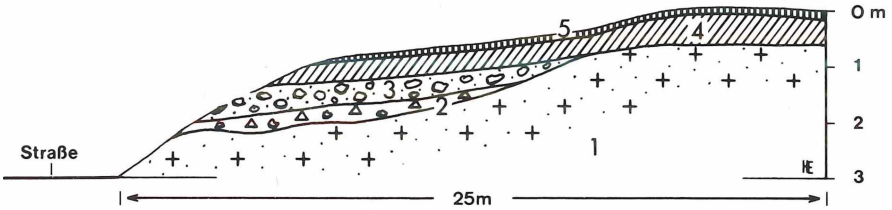


Abb. 11: Pleistozän-Profil im Weschnitz-Becken bei Rimbach.

5 humoser, rezenter Boden
4 brauner Lößlehm (würmzeitlich)
3 fluviales Kies-Sand-Schottermaterial (rißkaltzeitlich)
2 steinig-grusiger Solifluktionsschutt mit Aplitbrocken und vergrustem Granitschutt bis 15 cm Kantenlänge
1 stark vergruster Granodiorit

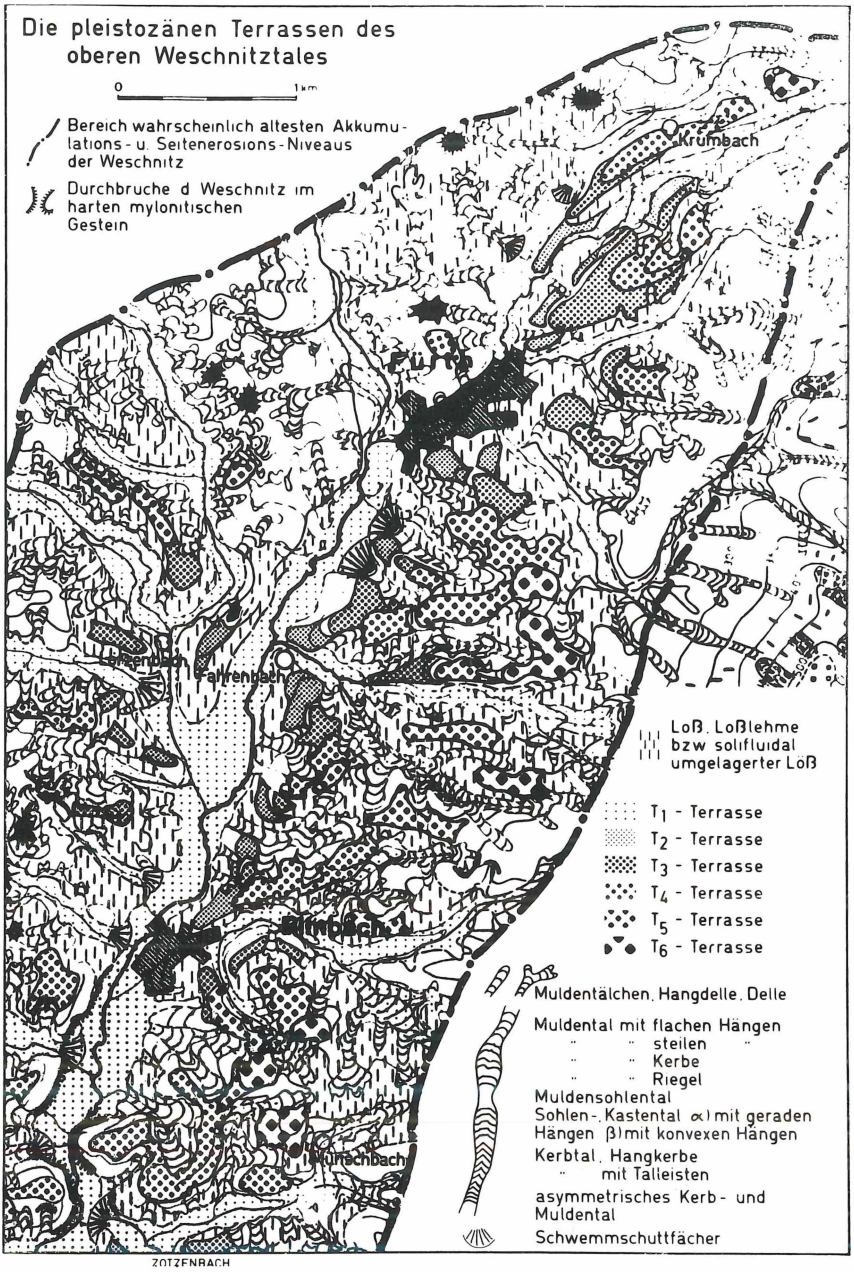


Abb. 12: Pleistozän-periglazial-fluviale Akkumulationen der Weschnitz

wie SCHMITT & SEMMEL (1971) nachgewiesen haben – in würm- und rißzeitliche „Obere gelbe Sande". Sowohl die liegenden „grauen Sande" als auch die hangenden „gelben Sande" sind aufgebaut aus pleistozän-fluvialen Flugsanden des Neckars und der Odenwälder Flüsse und pleistozän-fluvial sowie pleistozän-solifluidal bedingten Abtragungsprodukten des kristallinen Odenwaldes.

D. Literaturverzeichnis

BARGON, E. (1960): Über die Entwicklung von Lockerbraunerde aus Solifluktionsmaterial im vorderen Odenwald. – Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde., **90**: 229–243, Weinheim.

BECKER, E. (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheingraben. – Eiszeitalter und Gegenwart, **18**: 5–50, Öhringen.

BRAUN, U. (1969): Der Felsberg im Odenwald. – Heidelbg. Geogr. Arb., **16**: 1–175, Heidelberg.

BRUNNACKER, K. (1956): Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. – Eiszeitalter und Gegenwart, **7**: 43–48, Öhringen.

– (1959): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. – Geol. Jb., **76**: 129–150.

BUBNOFF, S. v. (1922): Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N. F. **89**: 19–38, Berlin.

BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. – Naturwissenschaften, **36**: 105–112 und 133–139, Göttingen.

– (1953): Die „periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde.

– (1960): Die Gliederung der Würmeiszeit. – Würzburger Geogr. Arb., H. 8: 1–45, Würzburg.

CREDNER, W. (1922): Die Oberflächengestalt der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. – Diss. Univ. Heidelberg, 271 S.

FIEDLER, H. J. & REISSIG, H. (1964): Lehre der Bodenkunde. – Jena: VEB Gustav Fischer.

FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. – Eiszeitalter und Gegenwart, **7**: 49–77, Öhringen.

FLIEDNER, D. (1957): Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. – Forsch. z. Dt. Landeskde., **92**: 1–115, Remagen.

GRAUL, H. (1976): Zur Abtragung und Einschneidung im Bergsträßer und Kleinen Odenwald. – Geograph. Z., **64**: 138–144.

– (1977): Exkursionsführer zur Oberflächenformung des Odenwaldes. – Heidelberger Geogr. Arb., **50**: 1–210, Heidelberg.

HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. – In: Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. – Peterm. Mitt., Erg.-Heft Nr. 274: 99–212, Gotha.

ILLIES, H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens; Ein Beitrag zum „Upper Mantle Project". – Oberrhein. Geol. Abh., **14**: 1–54, Karlsruhe.

KLEMM, G. (1929): Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes, 1 : 100 000. – Hrsg. vom Hess. Geol. L. A., Darmstadt.

KOLB, A. (1934): Piedmonttreppen im Odenwald? – Z. Geomorph., **8**: 120–136.

KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. & KÜMMERLE, E. (1972): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße. – 2. Auflage, 276 S., Wiesbaden.

MAQSUD, N. (1970): Die quartäre Entwicklung der Oberflächenformen des zentralen kristallinen Odenwaldes. – Diss. Univ. Heidelberg: 358 S., 100 Abb., 13 Tab., 6 Karten, Heidelberg.

MEIER-HILBERT, G. (1972): Die erdgeschichtliche Entwicklung der Mauerer Neckarschleife. – Diss. Univ. Heidelberg. 301 S.

MENSCHING, H. (1960): Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. – Würzburg. Geogr. Arb., **7**: 1–39, Würzburg.

NICKEL, E. (1953): Die petrographische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. – Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 3: 1–121, Heidelberg.

– (1979): Odenwald. Vorderer Odenwald zwischen Darmstadt und Heidelberg. – Sammlung Geol. Führer, **65**, 202 S., Berlin – Stuttgart.

RICHTER, H., RUSKE, R. & SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hügelland und im Mittelgebirge. – In: Periglazial- Löß- Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. – Peterm. Mitt., Erg.-Heft Nr. 274: 57–97, Gotha.

ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die Klimatische Geomorphologie. – 350 S., Gießen.

RÜGER, L. (1928): Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. – 251 S., Heidelberg.

SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. – Geologie, **11**: 428–460, Berlin.

SCHMITT, O. & SEMMEL, A. (1971): Zum Aufbau der Bergsträßer Diluvialterrasse südlich Bensheim. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 232–239, Wiesbaden.

SCHULZE, W. (1965): Bericht über die Arbeitssitzung der INQUA-Kommission für Lithologie und Genese der quartären Ablagerungen in Moskau. – Geologie, **14**: 748–750, Berlin.

SEMMEL, A. (1961): Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. – Frankf. Geogr. Hefte, **37**: 425–492. Frankfurt a. M.

– (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 275–285, Wiesbaden.

– (1967a): Über Präwürm-Lösse in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 239–241, Wiesbaden.

– (1967b): Das Lößprofil der Ziegelei Grün in Reinheim. – Nachr. naturwiss. Ver. Aschaffenburg, **74**: 108–113, Aschaffenburg.

– (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankf. Geogr. Hefte, **45**: 133 S., Frankfurt a. M.

– (1974): Der Stand der Eiszeit – Forschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Mainische Forschungen, **78**: 9–56, Frankfurt a. M.

STRIEGEL, A. (1912/14): Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. – Verh. nat. med. Ver. Heidelberg, I. NF, **12**: 63–172, II. NF, **13**: 1–243, Heidelberg.

TRÖGER, W. E. (1955): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. – Aufschluß, 2. Sonderh.: 4–18, Roßdorf.

WIEFEL, H. (1969): Allgemeines zur stratigraphischen Gliederung und faziellen Analysen der Periglazialbildungen im Mittelgebirgsraum der DDR. – Peterm. Mitt., **113**: 30–36, Gotha/Leipzig.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Neek MAQSUD, Geographisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1984

Band/Volume: 72

Autor(en)/Author(s): Maqsud Neek

Artikel/Article: Beobachtungen zur regional-räumlichen Verbreitung pleistozän-periglazialer Fazies im Bergsträßer Odenwald 139-162