

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Heft 61

Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg

Von

RUDOLF WIRTZ

Naarden

Mit 2 Abbildungen und 21 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1972

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	61	159 S.	2 Abb.	21 Tab.	Wiesbaden 1972
--------------------------------	----	--------	--------	---------	----------------

IN DIESER REIHE BISHER ERSCHIENEN :

- Heft 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ost-
rand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken.
1950. 87 S., 8 Abb., 10 Taf. vergriffen
- Heft 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkund-
lichen Übersichtskarte 1 : 300 000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf. vergriffen
- Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S.,
14 Abb., 2 Taf. 5,—DM
- Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Mee-
ressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf. 7,50 DM
- Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen
Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf. 20,—DM
- Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte
des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf. 7,—DM
- Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S.,
3 Abb., 3 Taf. 6,—DM
- Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre
Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab. 12,50 DM
- Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden.
1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf. 17,—DM
- Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witz-
häuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf. 8,—DM
- Heft 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwem-
lehm der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf. 7,—DM
- Heft 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Unter-
suchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S.,
4 Abb., 2 Tab., 1 Taf. 5,50 DM
- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S.,
21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. 12,—DM
- Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley
und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb.,
2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf. 12,60 DM
- Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde
(Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf. 18,60 DM
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker
Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf. 7,—DM
- Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath
(Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollus-
ken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf. 5,—DM
- Heft 18: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCH,
GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. 13,—DM
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkar-
bons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-
Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. 8,—DM

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 61

Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg

Von
RUDOLF WIRTZ
Naarden

Mit 2 Abbildungen und 21 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1972

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	61	159 S.	2 Abb.	21 Tab.	Wiesbaden 1972
--------------------------------	----	--------	--------	---------	----------------

Herstellung: Hof- und Waisenhaus-Buchdruckerei Kassel

Inhalt

A. Vorbemerkung	7
Übersicht	7
B. Geologische Verhältnisse	8
Vulkantypus	9
Tuffite	9
Basaltische Tuff- und Ascheablagerungen	9
Schlackenagglomerate	10
Basalte	11
Kontakteinflüsse	12
Hydrothermale Zersetzung	14
Tektonik	15
Pliozän	16
Pleistozän	16
Eisenerze	17
C. Geomorphologie	18
Allgemeines	18
Regionale Verhältnisse während des Tertiärs	18
Pleistozäne Terrassenmorphologie	19
Flußmodell und Talmorphologie	21
D. Klima und Vegetation	22
Braunkohlenvorkommen und Paläoklima im Tertiär	22
Paläoklima im Quartär	24
Pleistozän	24
Holozän	25
Das heutige Klima	25
Rezente Vegetation und Bodennutzung	26
E. Die Bodenkarte	26
Der Löß als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung	26
Bodentypen im Horlofftal, Vogelsberg	28
F. Die tertiären Paläosole	29
Einführung	29
Ausgangsmaterial	31

G. Beschreibung der Analysen der Paläosolprofile	33
Allgemeines	33
Mineralogische Analyse der Schwerkomponente der Sandfraktion	33
Verzeichnis der Örtlichkeiten der Aufnahme von Bodenprofilen	34
Profile I — XXI	34
H. Die Paläosole der I. Gruppe	88
Diskussion der Profilanalysen, Profile I — XII	88
Der Latosolcharakter der Paläosole	105
Die Bodenreaktion der fossilen Latosole	112
Die Verbreitung der fossilen Latosole (Gruppe I)	113
Allgemeine Übersicht der Analysenergebnisse	114
J. Die zwischenbasaltischen Paläosole (Gruppe II u. III)	119
Diskussion der Profilanalysen, Profil XIII — XXI	119
Verbreitung: Allgemeine Übersicht der Analysenergebnisse	129
K. Rekonstruktion der Paläosolgenese	131
Zusammenfassung der Daten der Paläosole im Vogelsberg	131
1) Ausgangsmaterial	131
2) Klima	132
3) Zeitabschnitt der Paläosolverwitterung	132
4) Vegetation	132
5) Bodentypen	132
6) Chemische Netto-Änderungen infolge Verwitterung und Auslaugung	132
Position hinsichtlich der rezenten Bodengenese	132
Rezente Bodenbildung unter analogen Bedingungen nach der Literatur	133
a) Klima	133
b) Ausgangsmaterial	133
c) Allgemeine Drainierung	134
d) Einfluß der Drainierung auf die Zusammensetzung der Kolloidfraktion	134
e) Beispiele	136
f) Genese und Dynamik	140
L. Schlußfolgerungen	150
Zusammenfassung	151
Schriftenverzeichnis	153

A. Vorbemerkung

In Mittelhessen liegen in dem aus vulkanischen Gesteinen aufgebauten Gebirge des Vogelsberges und der Wetterau rote Böden vor, die als Relikte einer tertiären Verwitterung aufgefaßt werden. Die Genese dieser fossilen Böden festzustellen, ist das Ziel der vorliegenden Untersuchungen.

Angeregt von Herrn Dr. SCHENK wurden sie durchgeführt mit der Unterstützung des „Deutschen Akademischen Austauschdienstes“, Bad Godesberg, und des Zweckverbandes Oberhessische Versorgungsbetriebe, Friedberg. Sie konnten eingefügt werden in den Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen der Geologischen Forschungsstelle des Zweckverbandes und der von ihr in Zusammenarbeit mit dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, betriebenen Bodenkartierungen.

Die bodenkundliche Aufnahme im Maßstab 1 : 10 000 (1963) im Gebiet der Horloff (Blatt Hungen Nr. 5519 und Blatt Laubach Nr. 5419 der topogr. Karte 1 : 25 000, Ausgabe 1960 des Hessischen Landesvermessungsamtes) erbrachte die allgemeinen geologischen und bodenkundlichen Grundlagen und führte zu der speziellen Problematik der roten Paläosole des Vulkangebietes.

Dank sage ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. A. VAN BAREN, und Herrn Dr. E. SCHENK für vielfältige Anregungen und Betreuung bei der Durchführung dieser Untersuchungen, Frau Dr. L. SCHENK und Frau E. PEDAIN für ihre Mühen bei der deutschen Abfassung des Manuskriptes, das für die Promotion an der Universität in Utrecht in niederländischer Sprache vorgelegt worden war.

Übersicht

Die Untersuchung der Genese der Paläosole erstreckte sich zuerst auf die Faktoren, von denen die Bodenbildung beeinflußt worden ist. Sie wurden dann benutzt für die Rekonstruktion der ursprünglichen Bedingungen im Miozän und ihre Abwandlung bis zur Gegenwart. Dies wird behandelt in den Kapiteln

B. Geologie, C. Geomorphologie
und D. Klima und Vegetation.

Im Kapitel E wird eine kurze Erläuterung zur Bodenkartierung gegeben. Hierbei wird eingegangen auf das am meisten verbreitete Muttermaterial der posttertiären Böden im Vogelsberg, nämlich den Löß, und auf die Bodenbildung aus diesem Material.

In den Kapiteln F bis einschließlich K wird die Problematik der Genese der Paläosole behandelt, wobei im Kapitel F eine Übersicht und eine Diskussion über das Ausgangsmaterial gegeben wird. In den Kapiteln G, H und J werden analytische Daten, Profilaufnahmen und Diskussionen der Analyseergebnisse gebracht. Schließlich wird im Kapitel K versucht, an Hand der Literatur über ähnliche rezente Bodentypen in subtropischen und gemäßigten Klimaräumen eine Rekonstruktion derjenigen Bedingungen zu erzielen, unter denen die Paläosole entstanden sind.

B. Geologische Verhältnisse

Das Vogelsbergmassiv gehört zum hessischen Gebirgsland, das zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge im Westen und dem Thüringer Wald im Osten liegt. Dieses Gebirgsland wird im wesentlichen von einem heute zerschnittenen Buntsandsteinplateau gebildet, in dem Muschelkalk und Keuper eingesenkt ist und aus dem Basalt-Härtlinge aufragen.

Der Vulkanismus des Vogelsberges hängt zusammen mit tektonischen Bewegungen an hauptsächlich in NNE/SSW-Richtung verlaufenden Störungszonen, die sich von dem Oberrhein-Graben bis in dieses Gebiet verfolgen lassen und in Zusammenhang stehen mit der Bruchtektonik des rheinischen Schildes (CLOOS 1936). Während des Tertiärs existierte hier eine große Senke, die Hessische Senke, die das Mainzer mit dem Kasseler Becken verband. Im Mittleren Oligozän (Septarienton) waren durch sie das Nord- und Südmeer miteinander verbunden. Nach Unterbrechung dieser Verbindung im Oberen Oligozän wurden im Vogelsberggebiet Brackwassersedimente abgelagert, in denen es örtlich (wie z. B. bei Lich) Einschaltungen von Süßwassersedimenten, gelegentlich mit einigen Braunkohlenflözchen (SCHOTTLER 1913), gibt. Im Unter Miozän drang das Meer erneut vor zwischen Vogelsberg und Taunus bis in das Gebiet von Gießen (WENZ 1922, SCHENK 1964, WAGNER 1959), wobei Ablagerungen mariner Sedimente auf den Raum südlich und östlich von Gießen beschränkt blieben.

Im nördlichen Wetteraugebiet sind tonige und sandige Ablagerungen des Aquitans bekannt (bei Münzenberg und Rockenberg), die Fossilien einer reichen subtropischen Flora mit Palmen, Zimtbäumen, immergrünen Eichen, Walnuß, Ahorn usw. enthalten (PIETZSCH 1925; WENZ 1922; SCHOTTLER 1937). Hier sind den jüngsten Schichten des Aquitans auch Tuffe eingeschaltet (SCHENK 1959).

Die Tuffe und Basaltströme im Vogelsberg ruhen meistens nicht unmittelbar auf dem prätertiären Sockel (hauptsächlich Buntsandstein), sondern auf untermiozänen Sanden und weiß- oder buntgefärbten Tonen, wobei in den letzterwähnten Ablagerungen örtlich reichlich Pflanzenreste vorkommen. An verschiedenen Stellen, u. a. im NW-Vogelsberg, wurden in Schichten des Mittleren und Oberen Miozäns Dysodil und Braunkohlenflöze unter und zwischen den Vulkaniten gefunden (SCHOTTLER 1937; SCHENK 1950; TOBIEN 1955).

Flora und Fauna dieser Schichten geben zu erkennen, daß die ersten vulkanischen Eruptionen während eines feuchten, subtropischen Klimas erfolgt sind. Eine stark eingebnete, an Seen und Flüssen reiche tertiäre Landschaft wurde dabei von Tuffen und Lavaergüssen überdeckt.

Die vulkanischen Eruptionen begannen im Vogelsberg nicht überall gleichzeitig. SCHOTTLER (1937) stellt eine Initialphase mit örtlichen Trachyt- und Phonolitergüssen an die Grenze Oligozän-Miozän; hierauf sollen nach SCHOTTLER erst im Oberen Miozän (Helvetien) basaltische Ascheablagerungen erfolgt sein, später die Basaltergüsse. In der Wetterau begannen die ersten Eruptionen im Unteren Miozän (Aquitans), wie SCHENK (1952) nachwies.

Die letzten Effusionen erfolgten wahrscheinlich im Unter- und Mittel-Pliozän; aus dem Oberen Pliozän sind (nach SCHENK) keine Zeugnisse vulkanischer Eruptionen bekannt.

Vulkantypus

Nach SCHOTTLER ist der Vogelsberg ein Schildvulkan. Zwar ist das heutige Vulkanmassiv schildförmig, aber seine Struktur stimmt nicht überein mit dem des Schildvulkantypus, der fast ausschließlich aus Laven besteht, während Lockerprodukte selten sind. Der innere Aufbau des Vogelsberges dagegen entspricht besser dem des Stratovulkans, da die Tuffe nach Berechnungen von SCHENK einen Anteil von 22 — 25 % an den Vulkaniten haben (SCHENK 1964). Der Begriff Stratovulkan umfaßt gemäß RITTMANN (1960) alle abwechselnd aus Lavaströmen und Lockerprodukten zusammengesetzten polygenen Vulkane. Ferner gehören horizontale Intrusionen von erheblichem Maße zu den Bestandteilen des vulkanischen Aufbaus, wie SCHENK (1964) nachgewiesen hat.

Tuffite

Das Gebiet, in dem die ersten örtlichen Eruptionen auftraten, lag also relativ tief, so daß durch Ablagerung und Umlagerung eine Mischung von vulkanischen Lockerprodukten mit nichtvulkanischem Material stattfand, das von benachbarten noch nicht von vulkanischem Material überdeckten und höher gelegenen Gebieten abgetragen worden ist. Von den ältesten vulkanischen Produkten kommt den Tuffiten deshalb auch eine wichtige Bedeutung zu. Sie gehen einerseits in reine, nichtvulkanische tertiäre Ablagerungen über, andererseits (vertikal oder lateral) in echte Tuffe (SCHOTTLER 1918).

Die Tuffite sind u. a. zu erkennen an einem bestimmten Quarzgehalt, wie bei der Kartierung südwestlich von Nonnenroth (Blatt Laubach) festgestellt wurde. SCHENK fand aquitane Kalksteine in den Tuffiten bei Wohnbach und Rodheim a. d. Horloff. Miozäne Süßwasserablagerungen mit vulkanischen Beimischungen, zwischen Basalte eingeschaltet, kommen nach SCHOTTLER (1918) u. a. in der Umgebung von Hattenrod (Bl. Laubach) vor.

Basaltische Tuff- und Ascheablagerungen

Nach der Initialphase mit Tuffiten dominierten anschließend die Eruptionen von vulkanischen Glasaschen quantitativ über den Erguß von Basalten (SCHOTTLER, SCHENK), besonders im Bereich örtlicher Eruptionen. Zu dieser Zeit muß noch eine dichte Pflanzendecke bestanden haben, denn die zwischen den ältesten Basaltströmen eingeschalteten Tuffablagerungen enthalten Einschaltungen von Braunkohlen. Die Tuffe und Ascheablagerungen des Vogelsberges zeigen infolge von Korngrößenabstufungen oft eine feingeschichtete Struktur (Profil XIV).

Die vulkanische Asche kann diagenetisch mehr oder weniger zu Tuff verfestigt sein. Dies ist aber nicht immer der Fall. Mineralogisch enthalten frische Tuffe und Aschen

Basaltmineralien wie Olivin, der zum Teil zersetzt worden ist, sowie Augit, Plagioglas, Magnetit, Ilmenit und manchmal auch Biotit.

Bei der Bodenkartierung ergab sich, daß die zwischenbasaltischen Tuff- und Paläosoleinlagerungen die Basaltkuppen, die durch die Erosion heute herauspräpariert sind, oft ringförmig umgeben. Die Mächtigkeit dieser Einschaltungen in den vulkanischen Abfolgen kann sehr verschieden sein. Sie wechselt von einigen Dezimetern — solche Schichten keilen gewöhnlich lateral aus (z. B. im Steinbruch „Ziegelhütte“ bei Schotten) — bis zu einigen zehn Metern (z. B. unter der Basaltdecke des Steinbruches bei Herbstein, Profil XV).

Schlackenagglomerate

Unter den gröberen pyroklastischen Produkten nehmen Schlackenagglomerate eine wichtige Stelle ein. Diese Schlacken haben eine blasig-poröse Struktur, weil in den Lavabrocken, aus denen sie gebildet wurden, infolge der Abkühlung die Viskosität so hoch wurde, daß ein Teil der Gase nicht mehr entweichen konnte.

Auf diese für Schlacken und manche Lavalagen typische Struktur ist der Lokalname „Lungstein“ zurückzuführen. Die Schlacken lassen sich nach ihrer Bildungsart in zwei Gruppen einteilen:

- 1) „Roll- und Stromschlacken“ (SCHOTTLER 1937), die mit der Bildung von Basaltdecken verknüpft sind. Sie werden zusammengefaßt unter dem von RITTMANN (1960) definierten Begriff „Brockenlava“.

Übergangstypen zu Blocklava, d. i. eine zu polyedrischen porenarmen Blöcken erstarrte sehr zähflüssige Lava, kommen örtlich vor. Echte Blocklava ist jedoch selten.

- 2) „Wurfschlacken“, die von den Lavaströmen unabhängig auftreten.

Sie werden bei heftigen Gasausbrüchen örtlicher Eruptionen gebildet. In ihrer Umgebung findet man oft vulkanische Aschenablagerungen wechselnd mit Agglomeraten angesammelt. Derartige Durchbruchstellen befinden sich in dem kartierten tieferen Gebiet des Vorderen Vogelsberges u. a. an der „Hubbe“ bei Langd, SW von Villingen, SW von Nonnenroth.

Die Agglomerate sind zusammengesetzt aus Schlacken von sehr verschiedener Größe und Form.

Charakteristisch ist, daß sie nicht durch gegenseitige Reibung abgerundet worden sind, sondern unregelmäßige zackige und eckige Formen zeigen.

Die Unterscheidung dieser zwei Gruppen ist bei kleinen, beschränkten Aufschlußverhältnissen fast immer schwierig, zumal bei solchen Vorkommen auch an die von SCHENK (1964) beschriebenen Subfusionsbreccien gedacht werden muß.

Der Blasenraum in den Schlacken ist ziemlich groß, und die Blasen sind meistens unregelmäßig geformt. Feinkörnige Zwischenprodukte fehlen meistens zwischen den Schlacken. Diese sind jedoch oft verkittet, vielleicht infolge randlicher Verschmelzung

nach dem Sturz oder interstitieller Bildung von sekundären Mineralien. Die Massen grober pyroklastischer Produkte können nach den Seiten und/oder in vertikaler Richtung in feinkörnige Tuffe übergehen. Ihre Ansammlungen zeigen immer eine gewisse Schichtung (SCHOTTLER 1924, s. a. Profil XVIII).

Merkmale, die auf spätere (auto)hydrothermal-metasomatische Veränderungen hinweisen, werden in und zwischen den Schlacken vielfach gefunden, z. B. Anreicherungen von Mineralien, die zur Zeolith- und Montmorillonitgruppe gehören. Sie treten in den Gasblasen und Zwischenräumen auf.

In feinkörnigen Tuffen und Ascheablagerungen können Fragmente aus pyroklastischem Material und Basalt vorkommen, deren Größe von etwa $\frac{1}{2}$ cm (Lapilli) bis zu einigen Dezimetern (Blocktuff) variiert.

Tuffe, Schlacken und blasig-poröse Basaltkörper oder ihre randlichen Teile können durch Oxydation und Dehydratation der Eisenverbindungen eine mehr oder weniger ausgeprägte rote Farbe zeigen, die entweder primär vulkanisch oder infolge von Verwitterung sekundär entstanden ist.

Basalte

Außer einigen örtlichen und quantitativ unbedeutenden Vorkommen von Alkaligesteinen, wie Phonolit und Trachyt, gehören die Vogelsbergvulkanite alle zur Gruppe der Basalte. Ihre chemische Zusammensetzung schwankt aufgrund des Gehaltes an Feldspat von basisch bis sauer. SCHOTTLER (1918, 1921, 1924) klassifizierte sie nach ihrer chemischen Zusammensetzung (Kieselsäuregehalt) und Struktur (Korngröße).

Der Mineralgehalt besteht bei den basischen Typen im wesentlichen aus Olivin, Augit, Plagioglas, Apatit, Erz (Magnetit und/oder Ilmenit). Die glasigen Bestandteile wechseln, manchmal fehlen sie ganz. Das Glas kann in Zeolithe umgewandelt sein, und zwar vorzugsweise in den Hohlräumen.

Von den Feldspatoiden sind Nephelin und Leuzit bekannt. Bei den sauren Basalttypen tritt Olivin zurück (SCHOTTLER 1907).

Nach dem Gefüge unterschied SCHOTTLER neben dichten und feinkörnigen Basalten einige Typen mit gröberer Struktur als körnige Basalte. Sie haben u. a. im Vorderen Vogelsberg eine große Ausdehnung. Nach SCHENK (mündliche Mitteilung) sind es Intrusivbasalte.

Im Gebiet der nördlichen Wetterau und des Vorderen Vogelsberges treten eine Anzahl kleinerer Durchbrüche von nur örtlicher Bedeutung auf. Solche Durchbruchstellen wurden von SCHENK mittels geomagnetischer Messungen kartiert. Als Beispiel eines derartigen lokalen Durchbruchs ist die Schwelle des Feldheimer Waldes bei Hungen zu nennen. Der eigentliche Basaltvulkanismus, die Hauptphase der vulkanischen Aktivität, die quantitativ die wichtigste ist, gehört vorwiegend zum Zentraleruptionstypus. Diese Phase fing wohl erst später an und dauerte vielleicht sogar länger als die lokalen Eruptionen der Vorphase. Der Vulkanismus hörte wahrscheinlich im unteren Pliozän

auf. Nach HARRASSOWITZ (1922) endete er im Sarmat. Obwohl die Basalte quantitativ weitaus vorherrschen, ist durch zahlreiche neue Bohrungen erwiesen, daß auch im zentralen Gebiet zwischenbasaltische Tuffschichten häufig sind und einen Anteil von 22 — 25 % an den vulkanischen Gesteinsbildungen haben (SCHENK, mündl. Mitteilung). Dieser Befund, der im Gegensatz zu der Darstellung SCHOTTLERS (1937) steht, ist für die Deutung der fossilen Böden wichtig.

Neben den Basaltergüssen kommen zahlreiche Intrusivkörper im Basalt vor, die als „Mantelsills“ in mehr oder weniger paralleler Lagerung zu den Lavadecken auftreten und meist von Intrusivbreccien begleitet werden. Sofern sie deutlich wahrnehmbar sind, können sie eine zuverlässige Indikation für die intrusive Art des Basaltlagers sein. Vorzugsweise sind sie in die zwischen den Lavadecken eingeschalteten Tuff-, Asche- oder Paläosolschichten intrudiert, wie dies SCHENK (1965) vom Oele-Berg bei Gießen und Ober-Widdersheim beschrieben hat.

Im Bereich der Ober- und Unterflächen der Basaltlager war die Lava infolge der Abkühlung meist so viskos geworden, daß die Entgasung nicht mehr oder nur unvollständig sich vollziehen konnte. Dies hatte eine blasige Struktur sowohl an Effusiv- als auch an Intrusivkörpern zur Folge. Hier und da findet man Basaltströme, die wie z. B. im Gebiet von Nordeck und Londorf in ihrer ganzen Mächtigkeit eine derartige Struktur besitzen.

Kontakteinflüsse

Infolge thermischer Einflüsse tritt in der Nähe des Kontaktes der heißen Basaltschmelze (Erguß oder Intrusion) mit dem schon vorhandenen, lockeren, meistens verhältnismäßig feinkörnigen und z. T. mehr oder weniger verwitterten Material oft eine dünne verbackene Zone auf (z. B. Profil XIV). Obwohl die basaltischen Laven bei der Berührung mit dem Boden- und Nebengestein eine hohe Temperatur hatten, blieb eine thermische Metamorphose des Tuffs oder Paläosols auf eine schwache, verhältnismäßig dünne Verbackungszone beschränkt. Sie zeigt sich vornehmlich im Entzug von Wasser und anderen flüchtigen Bestandteilen aus dem Nebengestein, in seiner Verfestigung und evtl. in Stoffwanderungen und Rubrifizierung.

Der Grad der Kontaktmetamorphose ist nicht allein von der Temperatur abhängig, sondern ebenso auch von der zeitlichen Dauer der Einwirkung der hohen Temperatur, d. h. von der Abkühlungsgeschwindigkeit. Bei den verhältnismäßig dünnen Basaltkörpern war sie selbstverständlich groß. Die rote Farbe der Paläosole, die durch einen Basaltstrom überdeckt wurden, läßt sich durch den thermischen Einfluß auf die ehemals anwesenden amorphen Eisenoxidhydrate erklären. Infolge der Empfindlichkeit dieser Kolloide für äußere Einflüsse reichte die Rubrifizierung über eine größere Entfernung als den eigentlichen engen Kontaktraum.

Örtlich hat sich möglicherweise infolge irgendeines Stoffaustausches der Kontakt derart verwischt, daß sich nur ein allmählicher Übergang zwischen Deckbasalt und Paläosol beobachten läßt (z. B. im Steinbruch am Gall-Berg bei Herbstein). Hier ist der rote Paläosol durch Dehydratation verbacken und ziemlich fest und spröde gewor-

den, während der Basalt an der Basis des Stroms oxydiert worden ist und sich umgewandelt hat zu einem roten ebenfalls verhältnismäßig spröden Material.

Eine Begleiterscheinung der Kontaktwirkung ist manchmal die Entstehung von Schrumpfrissen im Paläosol, und zwar vorzugsweise unter der verfestigten, gefritteten Zone (z. B. Profil XIV). Dies ist einer Volumenverringerung infolge thermischer Dehydratation zuzuschreiben.

Eine wichtige sekundäre Erscheinung, die eng zusammenhängt mit der Wechselwirkung zwischen der heißen Basaltschmelze und dem schon vorhandenen, größtenteils verwitterten, lockeren vulkanischen und sedimentären Material, ist die bei niedriger Temperatur auftretende Neubildung von Mineralien, die zur Gruppe der Montmorillonite und Zeolithe gehören. Auch die Hornsteine gehören hier hin. Diese Neubildungen können ebenso wie die Rubifizierung in einem größeren Abstand vom Kontakt auftreten als die schon erwähnten Kontakterscheinungen, auch im Basalt selbst. Die Anreicherung zu Aggregaten aus diesen sekundären Mineralien, insbesondere von Montmorillonit („Bolus“), findet man hauptsächlich in Hohlräumen, wie den Gasblasen und in den Zwischenräumen von Schlackenagglomeraten (Profil XV), und schließlich als Adern in Schrumpfrissen im Paläosol oder Tuff (Profil XIV). Hieraus ergibt sich, daß Stoffwanderungen in großem Umfang stattgefunden haben. An Stellen, wo derartige Hohlräume nicht vorhanden waren, ist der neugebildete Montmorillonit im Nebenmaterial diffus verbreitet, so daß er nur mittels Röntgen- oder D.T.A.-Analyse nachgewiesen werden kann (z. B. Profil XIX).

Das Vorkommen von neugebildeten Mineralien, besonders von Montmorillonit in der Nähe von Basaltkontakten ist eine allgemeine Erscheinung. Nur ausnahmsweise fehlt dieses Phänomen am Kontakt (z. B. Profil XIII).

Wie zu erwarten, sind diese Neubildungen als Begleiterscheinung von Intrusionen bedeutender als unter Basaltergüssen, wobei der Basalt von Intrusivkörpern oft auch stärkere autometamorphe Änderungen erfahren hat als derjenige von Ergüssen (SCHENK 1965).

In den Entgasungsblasen des Basaltes findet man besonders in der Nähe des Kontaktes oft Zeolithe (Chabasit, Philippsit) und/oder Montmorillonit als autohydrothermale Sekretionen oder als Zersetzungsprodukt von Glas. Auch in dem Basalt aufgenommene Xenolite von Paläosolmaterial, Tuff oder tertiären Sedimenten sind manchmal z. T. zersetzt zu Montmorillonit (SCHENK 1965).

Die Neubildung der erwähnten Mineralien wird als eine Anpassung der vorhandenen kolloidalen Bestandteile an die physico-chemischen Bedingungen in der Nähe der heißen Schmelze betrachtet. Stoffzufuhr durch hydrothermale Emanationen von der Basaltschmelze können ergänzend hinzutreten. Beim normalen Kristallisationsprozeß eines olivinbasaltischen Magmas kann eine derartige Differentiation auftreten, daß die Restschmelze immer reicher an Alkalien, Aluminium und Kieselsäure wird (TURNER & VERHOOGEN 1960). Bei der erwähnten Neubildung spielte als Förderungs- und Reaktionsmedium das im Paläosol, Tuff oder Sediment anwesende freie

oder gebundene Wasser zweifellos eine sehr große Rolle. Wahrscheinlich war dieser ursprüngliche Feuchtegehalt und die Gegenwart amorpher Verwitterungskolloide eine notwendige Bedingung für die Bildung von sekundären Mineralien in großem Umfang, ein Phänomen, das, wie auch SCHENK (1965) darlegt, für den Vogelsbergvulkanismus besonders kennzeichnend ist.

Nach TYRRELL (1955) findet bei normaler Kontaktmetamorphose wenig oder gar keine Änderung in der Totalzusammensetzung des Nebenmaterials statt. Die magmatischen Emanationen vergrößern in diesem Fall nur die molekuläre Mobilität der interstitiellen Lösungen und regen auf diese Weise die Mineralumbildungen an.

Von SCHOTTLER (1918) wurden „tonige Tuffe“ beschrieben, die u. a. im Untergrunde des Licher Waldes wiederholt vorkommen und die neben einer wechselnden Menge von Quarzsand und einigen sparsam eingestreuten Basaltmineralien auch ein „bolus“-artiges Aluminiumsilikat (d. h. Montmorillonit) enthalten. Die Zersetzung dieses Materials geht nach SCHOTTLER nicht von der Oberfläche aus. Weil sich u. a. durch Bohrungen herausgestellt hat, daß die Vulkanite in diesem Gebiet zur Basis des Vulkanmassivs gehören, ist es sehr wahrscheinlich, daß die erwähnten „tonigen Tuffe“ nicht anders sind als die von den vielen Intrusionen in diesem Gebiet hydrothermal oder metasomatisch beeinflussten prä- bis frühvulkanischen tertiären Sedimente. In diesem Material wurden vom Verfasser in einer Ziegeleigrube bei Lich zahlreiche Hornsteinknollen gefunden, deren Bildung vermutlich in Zusammenhang steht mit einer in tieferem Niveau vor sich gegangenen Intrusion.

Das Vorkommen solcher Hornsteinknollen, die einige Dezimeter Durchmesser erreichen können, ist eine in Tuffen oder deren Verwitterungsprodukten nicht selten auftretende Erscheinung, vornehmlich in der Nähe von Intrusionen, aber auch an der Unterfläche von Basaltergüssen. Die Oberfläche der hellgefärbten Konkretionen ist meistens mehr oder weniger gerundet und glatt, innen enthalten sie jedoch zahlreiche Schrumpfungsrisse, die für ein zu einer cryptokristallinen Masse gealtertes Siliciumgel kennzeichnend sind. Die Bildung dieser Hornsteinkonkretionen ist wahrscheinlich durch eine Wanderung und Konzentration „in situ“ des in Tuffen, Paläosolen oder Sedimenten anwesenden Siliciums unter dem Einfluß und durch evtl. Ergänzung von magmatischen Emanationen verursacht.

Hydrothermale Zersetzung

Besonders in den tieferen Teilen des Vulkanmassivs, die in dem verhältnismäßig niedrigegelegenen Gebiet der nördlichen Wetterau aufgeschlossen sind oder erhöht wurden, findet man zahlreiche Beispiele von hydrothermal zersetzten (d. h. kaolinisierten) vulkanischen Produkten (Profil VII). Schon von SCHOTTLER (1918) wurden verschiedene Bohrungen im Gebiet bei Münster (Bl. Laubach) beschrieben, in denen Basalte, Tuffe und Tuffite vorkommen, die durch Einwirkung vulkanischer Emanationen stark zersetzt worden sind. Die Basalte sind über ihre ganze Mächtigkeit kaolinisiert und zu einer erdigen oder tonigen Masse von hell- bis dunkelgrauer Farbe zersetzt; sie sind jedoch noch als solche zu erkennen und besitzen z. T. eine Reliktstruk-

tur. Auch Tuffe und Tuffite haben nach SCHOTTLER einen derartigen Umbildungsprozeß erfahren. In diesen Zersetzungsprodukten findet man oft aderartige Montmorillonitseggregationen. Außerdem fand SCHOTTLER Sideritadern, die darauf hinweisen könnten, daß kohlen säurehaltige Emanationen bei der Zersetzung eine Rolle gespielt haben. Es gibt also zwei verschiedenartige hydrothermal-metasomatische Prozesse in den Vogelsbergvulkaniten, welche manchmal im gleichen Gestein wirksam gewesen sind, nämlich Kaolinitisation und Montmorillonitisation.

ESKOLA (1939) faßte die Ergebnisse der NOLLSchen (1936) Experimente hinsichtlich der physikalischen Bedingungen, die auch die alternative Entwicklung von Kaolinit und Montmorillonit durch hydrothermale Metasomatose von Feldspäten, Feldspatoiden usw. beherrschen, zusammen: einerseits bildet sich Kaolinit aus SiO_2 - und Al_2O_3 -Gelen in neutralen Lösungen, die frei von Alkalimetallen sind, oder in sauren Lösungen, die Alkalimetalle enthalten bei Temperaturen unter 400°C ; andererseits bildet sich Montmorillonit in basischen Lösungen der Alkalimetalle. Bei sehr hoher Alkalikonzentration erscheinen Zeolithe, z. B. Analcim (s. a. MOREY & CHEN, 1953).

Die obenerwähnten metasomatischen Reaktionen sind von der Konzentration der H^+ -Ionen in der metasomatischen Lösung abhängig. Nach TURNER & VERHOOGEN (1960, S. 568) ist es in diesem Zusammenhang angebracht, sich vorzustellen, daß eine neutrale Lösung (d. h. eine Lösung, in der die H^+ - und OH^- -Konzentrationen gleich sind) nur bei normalen Temperaturen einen pH-Wert von 7 hat, weil die Dissoziationskonstante von Wasser mit der Temperatur variiert; bei 300°C hat eine neutrale Lösung einen pH-Wert von etwa 5,8. Außerdem variieren die Dissoziationskonstanten von Säuren (HCl , HF , H_2CO_3 usw.) ebenfalls mit der Temperatur, was zur Folge hat, daß Wasser bei höheren Temperaturen eine stärkere Wirkung hat als die meisten Normalsäuren. NORTON (1939) bestimmte empirisch die Umbildungsbedingungen von Aluminiumsilikaten (u. a. Feldspäten) in verschiedene Tonminerale durch Perkolations von CO_2 -haltigem Wasser bei hohen Drucken und Temperaturen. Er fand eine Höchstreaktionsgeschwindigkeit bei 300°C und maximalem CO_2 -Druck. Demgegenüber zeigte sich, daß die Mutterminerale bei Temperaturen außerhalb des Bereiches von $250 - 350^\circ\text{C}$ stabil sind.

Wenn man die chemischen Veränderungen, die bei den Prozessen der Kaolinitisation und Montmorillonitisation auftreten, auszuwerten versucht, dann ist es auffällig, daß die Bestandteile, die bei der Kaolinitisierung z. B. des Basaltes entzogen werden (vgl. Alkali- und Erdalkalimetalle und ein Teil der Kieselsäure), im wesentlichen dieselben sind wie diejenigen, die zur Montmorillonitbildung notwendig sind. Diese komplementäre stoffliche Beziehung zwischen den beiden Prozessen braucht in Anbetracht der NOLLSchen Experimente keine Zufälligkeit zu sein. Aus ihnen geht hervor, daß sowohl Kaolinit wie Montmorillonit durch hydrothermal-metasomatische Prozesse sich bei ziemlich niedriger Temperatur bilden können, und zwar als Funktion des (Erd-)Alkaligehaltes und/oder des pH-Wertes der metasomatischen Lösung.

Tektonik

Die Beziehung zwischen Tektonik, Morphologie (d. h. Morphotektonik) und Vulkanismus im Vogelsberg und in der nördlichen Wetterau ist sehr kompliziert. Für die

Rekonstruktion der Geschichte der Paläosole ist das wesentlich. Tektonische Bewegungen haben vor, während und nach den Eruptionen eine wichtige Rolle gespielt; Störungszonen haben die Lage der Eruptionszentren hauptsächlich bestimmt.

Weil Korrelationen mittels stratigraphischer Hilfsmittel, wie z. B. durch Leithorizonte, hier fast ausgeschlossen sind, ist die Rekonstruktion und Datierung der Tektonik im günstigsten Fall nur annähernd möglich.

Die syn- und postvulkanische Tektonik ist vom vertikalen Bruchtyp bestimmt. Über die Tektonik während des Pleistozäns ist wenig bekannt: In der möglicherweise schon in prävulkanischer Zeit angelegten Horloffsenke haben wiederholt Senkungen stattgefunden, die u. a. die Bildung der Braunkohlenlager im oberen Pliozän verursacht haben und nach SCHENK (1952) bis heute fort dauern. Wieweit diese Senkungen sich nach Norden fortsetzen, ist nicht sicher, aber es gibt morphologische Anzeichen dafür, daß sich das Gebiet des Vorderen Vogelsberges während des Pleistozäns und vielleicht schon vorher bedeutend gesenkt hat. Auch das Flußnetz ist durch postvulkanische tektonische Bewegungen erheblich gestört worden.

Pliozän

Das Pliozän muß eine Periode der Verwitterung und Erosion gewesen sein. Aus dieser Zeit stammen die Relikte der Rumpffläche, die das zentrale Vulkangebiet überspannen (vgl. Geomorphologie). Die zugehörigen organogenen Reste werden bei den Braunkohlenvorkommen behandelt.

Pleistozän

Während der Vereisungen im Pleistozän war das zentrale Vogelsberggebiet wahrscheinlich überdeckt von einer lokalen Schneekappe, die Blockfelder hinterlassen hat. Gletscherspuren wurden nicht gefunden (SCHOTTLER). In den interglazialen Perioden und nach der letzten Vereisung wurde das ganze periglaziale Gebiet von Löß überdeckt. Diese Ablagerung geschah in verschiedenen Phasen (SCHÖNHALS 1954, LAUTZ 1960). Besonders die älteren Lößhorizonte sind meistens ganz entkalkt.

Periglaziale Strukturböden mit Eiskeilen, die jetzt mit Löß gefüllt sind, sind an vielen Stellen in den Erzgruben deutlich aufgeschlossen. Auf Terrassenoberflächen zeigen sie manchmal Riesenspolygonnetze (SCHENK 1955, 1965).

Solifluktion war eine allgemein auftretende Erscheinung, vorzugsweise auf nord- und ostwärts gerichteten Hängen, wobei nach BÜDEL ein Neigungswinkel von 1° schon genügt, um die Bewegung in Gang zu bringen. Hierdurch wurde sehr unterschiedliches Boden- und Gesteinsmaterial miteinander vermischt, so daß in den Tälern und an Hangfüßen sehr heterogene Massen angesammelt sein können. Kryoturbate Strukturen sind deutlich in den Deckschichten über den Braunkohlenflözen zu beobachten. Hier tritt eine intensive, nach oben abklingende Detailfaltung auf. Derartige Strukturen werden in ihren oberen Abschnitten oft diskordant von der hangenden Lößschicht (s. a. SCHENK 1952) abgeschnitten. Einschaltungen von älterem Löß kommen auch als Schlieren in umgelagertem Paläosolmaterial vor (Solifluktionsböden; vgl. HARRASSOWITZ 1926).

Eisenerze

An verschiedenen Stellen im Vogelsberg kommen mehr oder weniger horizontal gebänderte, meistens von buntgefärbten Zersetzungsprodukten begleitete Eisenerzanreicherungen vor. Diese Erzbänder, die hauptsächlich aus Goethit bestehen, wurden früher an vielen Stellen im Tagebau gewonnen. Jetzt sind nur noch einige in Betrieb, doch gibt es im kartierten Gebiet in einer langen schmalen Zone noch eine Reihe aufgeschlossener Gruben. Hierzu gehört u. a. die Grube „Abendstern“ östlich von Hungen. Die Eisenerze in der Umgebung von Hungen befinden sich im Niveau der pleistozänen Mittel- und Hauptterrassen (150 — 180 m NN, Profil IV).

An anderen Stellen bildeten sich jedoch Eisenerzakkumulationen in größeren Höhenlagen, u. a. auch im präpleistozänen Rumpfflächenniveau über 300 m NN (Profil X).

Zwischen den Eisenerzvorkommen und der ursprünglichen tertiären Verwitterung der Vulkanite besteht im Vogelsberg kaum ein Zusammenhang. Dies geht schon daraus hervor, daß die tertiären Verwitterungsprodukte, die nicht von Basalt überdeckt wurden (Gruppe I, S. 14), vorwiegend umgelagert worden sind, während die ausgedehnten Eisenerzlager trotz ihrer Bewegungsmerkmale (Detailfaltung usw.) den ursprünglichen Zusammenhang auch in ihrer Beziehung zum genetischen Milieu meistens behalten haben. Sie können deshalb als autochthon angesehen werden.

Dieser Umstand deutet darauf hin, daß die Akkumulationsprozesse, die zur Bildung der Eisenerzlager geführt haben, wesentlich jünger sind als die ferrallitische Verwitterung, die u. a. die Bildung der Pseudokonkretionen von Aluminiumerz („Bauxitknollen“) veranlaßt hat. Diese letzteren sind sogar durch Goethit verkittet worden, wobei der ganze sekundäre Bestand von Eisenerzlösungen infiltriert worden ist (HARRASSOWITZ 1926). Das bedeutet jedoch keineswegs, daß während der ursprünglichen tertiären Verwitterung keine Eisenakkumulation stattgefunden hätte. Die umgelagerten ferrallitischen Böden enthalten oft neben Aluminiumerzbrocken auch Eisenerzfragmente, die zweifellos aus derselben oder aus einer älteren Verwitterungsperiode stammen (Profil VI).

Den Prozessen der autochthonen Eisenerzanreicherung kommt offenbar keine bestimmende Rolle bei der Genese der Paläosole zu. Sie stellen ohnehin Anreicherungen von freien Sesquioxiden dar. Diese waren höchstens örtlich eine Quelle leicht mobilisierbarer Sesquioxidhydrate und sollen in diesem Zusammenhang nicht näher behandelt werden. Es sei nur erwähnt, daß die Morphologie der autochthonen Eisenerzlagerstätten ziemlich gut den Bedingungen zu entsprechen scheint, die nach dem genetischen Klassifikationssystem von D'HOORE (1953) für absolute Akkumulation bezeichnend sind. Das Eisen wurde wahrscheinlich unter dem Einfluß biologischer Faktoren mobilisiert. Die hierbei freiwerdenden eisenhaltigen Lösungen migrierten vertikal (im Profil) und/oder lateral innerhalb der Landschaft, während ihre Immobilisation und Akkumulation zu Erzbändern unter dem Einfluß von Fluktuationen des Grundwasserspiegels geschah, evtl. in fossilen Flußtälern oder auf den pleistozänen Fastebenen unter Bildung einer Art von Gley (Raseneisenstein) oder auch von „Groundwater laterite“ (VAN DER MERWE 1950), „cuirasse de nappe“, „cuirasse de galérie“ (MAGNIEN 1964, 1958; D'HOORE 1953).

Was das Klima anbetrifft, bei dem Sesquioxidakkumulationen stattfinden können, sind die Erfahrungen von MAIGNIEN (1964, 1958) und D'HOORE gleichfalls wichtig. Während eine quantitativ wichtige relative Akkumulation (lateritische Verwitterung) nur unter verhältnismäßig beschränkten klimatologischen Bedingungen (subtropisch bis tropisch) stattfinden kann, ist eine absolute Akkumulation bei allen Klimata mit genügend Niederschlag möglich, d. h. sowohl bei (sub)tropischem, gemäßigtem als auch bei subarktischem Klima (Podsol!).

HARRASSOWITZ (1926) hat einen Zusammenhang zwischen den Eisenerzakkumulationen im Vogelsberg und der ursprünglichen tertiären Verwitterung von Vulkaniten zu ferrallitischen Böden gefunden. Die von ihm postulierte relative Akkumulation an der Oberfläche widerspricht aber den Angaben über das Paläoklima im höheren Tertiär, sogar im Miozän. Dieser Umstand veranlaßte ihn, höhere Temperaturen für das Obere Miozän und Pliozän anzunehmen (bzw. 23 — 24° C und 18 — 21° C).

Nicht nur der Prozeß der absoluten Akkumulation entspricht den morphologischen Befunden, sondern auch die von SCHENK (1965) aufgezeigte Tatsache, daß die wichtigen uns bekannten Eisenerzakkumulationen und Erzbänder im Vogelsberg aus dem Basalt übergehen in Terrassenschotter und Solifluktionsmassen, die dem Pleistozän angehören.

C. Geomorphologie

Allgemeines

Das schildförmige Vulkanmassiv des Vogelsberges hat eine Oberfläche von etwa 2500 km². Es erhebt sich heute von etwa 130 m ü. NN bis auf 774 m ü. NN (Taufstein). Die ursprüngliche Höhe ist selbstverständlich unmittelbar nach Ende der Eruptionen viel größer gewesen. Das Gipfelniveau könnte ursprünglich eine Höhe von mindestens 600 — 800 m über der pliozänen Landschaft gehabt haben. Erosion und vielleicht auch Tektonik haben seitdem das Gipfelniveau wesentlich erniedrigt.

Im SW (Wetterau) grenzt das Vulkanmassiv an die Horloffsenke, eine etwa 10 km breite und 30 km lange Senke, die im Osten von Friedberg in NNE-Richtung verläuft. An einer Querstörung in der Nähe von Hungen soll sie enden (LEPSIUS in: PIETZSCH 1925; SCHOTTLER 1921). Für diese Hypothese sind aber keine überzeugenden Beweise erbracht worden.

Regionale Verhältnisse während des Tertiärs

Die tertiäre Morphologie der deutschen Mittelgebirge wird durch Verebnungen beherrscht. Von den deutschen Morphologen werden sie als Rumpfflächen bezeichnet, in denen man verschiedene Rumpfstufen unterscheidet. Die Morphogenese dieser alten Rumpfflächen erklärt sich anhand analoger Bestände in Gebieten mit tropisch-subtropischem Klima (z. B. Afrika), wo unabhängig von der geologischen Struktur nivellie-

rende Erosionsprozesse vorwiegen. Ein derartiges Klima hat es tatsächlich in den betreffenden tertiären Perioden in Deutschland gegeben. Aus den heutigen Höhenbeziehungen dieser morphologischen Niveaus sind tektonische Bewegungen herleitbar. Aus den morphotektonischen Befunden geht hervor (GELLERT 1958), daß durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges hinsichtlich der Hessischen Senke eine Annäherung der tertiären Rumpfflächen des obengenannten Gebirges auftrat und seine Inversion im Ablagerungsraum des hessischen Tertiärs. Sedimentäre und vulkanische miozäne Ablagerungen bedecken die im hessischen Senkungsraum gesunkenen älteren Rumpfflächen und werden selber durch miopliozäne Ausgleichsniveaus abgeschnitten, die diejenigen im Rheinischen Schiefergebirge weiterführten. GELLERT unterscheidet im Frühtertiär im Vogelsbergraum zwei Verbiegungsphasen:

- 1) Die Fastebene, über die die Lavadecken geflossen sind und die morphologisch einen Zusammenhang mit den Rumpfflächen und Trogfächern am östlichen Rande des Rheinischen Schiefergebirges bildet, zeigt eine intensive jungtertiäre präbasaltische Verbiegung, bei der u. a. die schüsselförmige Vogelsberggrundlage und das Kasseler Becken entstanden.
- 2) Das Steigen der miopliozänen Verebnungsflächen, die sich in den Fuß des Vogelsbergvulkans eingeschnitten haben, deutet auf eine rezente Hebung des Vogelsberges hin.

Die tertiären Rumpfflächen des Vogelsberges, denen man heute oberhalb der 300 m-Höhenlinie begegnet, schneiden die Basaltdecken und „sills“ diskordant. Unterhalb des heutigen Gipfelniveaus sind verschiedene Flächensysteme zu erkennen (Rumpfstufen), deren genaue Datierung bis heute nicht gelungen ist. Von dem niedrigsten Niveau im Randgebiet der präpleistozänen Landoberfläche findet man die Urtalböden in 300 — 320 m, während das Gipfelniveau dieser Phase auf 350 — 400 m Höhe liegt (SCHENK 1965). Ausgedehnte zusammenhängende Flächen, die nur durch Flußtäler des zentralen Massivs aufgeteilt sind und wahrscheinlich zur letzten präpleistozänen Verebnungsphase gehören, findet man im Norden der Linie Grünberg - Gießen.

Pleistozäne Terrassenmorphologie

Das Gebiet des Vorderen Vogelsberges südlich der Linie Grünberg - Gießen wird durch die pleistozäne periglaziale Morphologie beherrscht. Hier sind Basalthärtlinge herauspräpariert, die manchmal bis zum pliozänen Niveau hinaufragen (Strukturstufen).

Aus der ältesten pleistozänen Phase (Hochterrassenphase) stammt das Talbodenniveau in etwa 260 m ü. NN (SCHENK 1965: Oliackerfläche).

Hierauf folgt die Hauptterrassenphase (Elsterglazial), von der man im Horloffstromgebiet Terrassen in einer Höhe von 175 — 215 m findet. Die Mittelterrassenphase (Saaleglazial) mit Terrassen in einer Höhe von 130 — 160 m ist im untersuchten Raum die jüngste Phase, von der man Talbodenrelikte findet. Im Flußgebiet der Horloff oberhalb Hungen fällt das Mittelterrassenniveau fast mit dem Niveau des heutigen alluvialen Talbodens zusammen.

Aus der Verbreitung der verschiedenen pleistozänen Terrassenniveaus und des Materials, das sich auf diesen Flächen findet, können bestimmte Schlußfolgerungen gezogen werden in bezug auf die mögliche Paläogeographie in den Perioden der Terrassenbildung.

Hochterrassen, von denen Restflächen in den deutschen Mittelgebirgen auch sonst nur sporadisch vorkommen, sind meistens stark zerschnitten und nehmen verhältnismäßig kleine Flächen ein. Meistens erstrecken sie sich auf Wasserscheiden als mehr oder weniger flache Ausläufer. Wie auch auf den präpleistozänen Hochebenen ist das lockere Material, das darauf lag, meistens abgeräumt (Felsterrassen), und es liegen an ihrer Stelle Solifluktionsmassen, die hin und wieder durch ein Lößpaket bedeckt sind. Fluviale Ablagerungen wurden auf ihnen, soweit bekannt, nicht gefunden.

Das Hauptterrassenniveau ist im westlichen Vogelsberg durch ausgedehnte Flächen vertreten. Meistens sind sie wenig zerschnitten. Sie können korreliert werden mit der Terrasse von Main und Lahn. Die Flächen greifen tief und dabei ansteigend in das vulkanische Gebirge ein (SCHENK 1965).

In diesem Niveau findet man außer den Basaltoberflächen (Felsterrassen), die vor allem in dem niedrigen Stromgebiet der Horloff vorkommen, Solifluktionsmassen und Paläosole, weite Gebiete mit feinkörnigen fluvialen Sedimenten (Hochfultlehm), die entweder durch Löß bedeckt oder damit vermischt sein können.

Das Niveau der Mittelterrassen nimmt im Entwässerungsraum der Horloff verhältnismäßig große Flächen ein. Morphologisch tadellose Terrassen sind jedoch auch im Horlofftal relativ selten. Auf ihnen nehmen feinkörnige fluviale Sedimente einen wichtigen Platz ein (Hochfultlehm).

Während der glazialen Periode fand eine periglaziale Frostverwitterung in den vegetationsarmen Mittelgebirgen statt. Die hierbei entstandenen Verwitterungsprodukte konnten durch die Flüsse, die nur während verhältnismäßig kurzen Zeiten, nämlich während der Tauperiode im Sommer, eine größere Wasserführung hatten, nicht ganz abgeführt werden. Infolgedessen wurde dieses Material in den Tälern angehäuft. Es zeigte sich, daß die Flüsse, die in der periglazialen Zone nur eine geringe Tiefenerosion bewirken konnten, wohl imstande waren, ihre mit Schutt gefüllten Strombetten zu verbreitern. Eine Besonderheit der Terrassenablagerung im Vorderen Vogelsberg im allgemeinen und im Horlofftal im besonderen ist das fast gänzliche Fehlen des größeren Terrassenschutts.

Aus der Verbreitung der Terrassenniveaus im Vorderen Vogelsberg können wir schließen, daß während der Haupt- und Mittelterrassenbildung in diesem Raum eine Art Fastebene aus breiten Talböden existierte. Wegen der geringen Tiefe des eigentlichen Flußbettes kamen Überschwemmungen sehr häufig vor. Dadurch wurden feinkörnige Sedimente über große Flächen in den Tälern und auf der Fastebene verbreitet (Hochfultlehm).

In den heißeren und feuchten interglazialen und vielleicht interstadialen Perioden hatten die Flüsse jedoch eine reichliche und konstante Wasserführung. Daher fand ein

Einschneiden und eine teilweise Ausräumung der Talausfüllungen statt. Infolge dieser Vertiefung des Strombettes legten sich die von der Erosion ausgesparten Sedimentationsoberflächen über die neugebildeten Talböden als pleistozäne Haupt- und Mittelterrassen.

Der auffallend flache „Harbwald“ auf pleistozänem Hauptterrassenniveau wurde von SCHOTTLER (1924) als eine ursprüngliche lakustrische Fläche betrachtet, deren Tonsedimente („Töpfertone“) später durch Bauxitgerölle und Löß bedeckt wurden.

Die Tiefenerosion in den interglazialen Perioden kann durch eine gleichzeitige tektonische Hebung intensiviert worden sein. In diesem Fall kann ein Einschneiden unter das Niveau der früheren Talböden im Fels vorkommen.

An vielen Stellen in den deutschen Mittelgebirgen ist eine wiederholte Hebung konstatiert worden (GELLERT 1958). Im Horlofftal kann eine derartige Hebung nur zwischen der Hoch- und Hauptterrassenzeit stattgefunden haben. Nach der Hauptterrassenphase (Elsterglazial) hat keine Hebung, sondern wahrscheinlich eine Senkung im Vorderen Vogelsberg stattgefunden. Es ist sicher, daß im Pleistozän die damals schon existierende Horloffsenke sich aufs neue gesenkt hat, wie sich aus den geologischen Verhältnissen in den Braunkohlengruben in diesem Raum zeigt (SCHENK 1952). Da das Senkungsgebiet der Horloffsenke nach Norden nicht genau begrenzt werden kann, ist es keineswegs ausgeschlossen, daß eine hiermit in Zusammenhang stehende Senkung in einem Teil des Vorderen Vogelsberges auch eine Rolle bei der Bildung der vorher angelegten pleistozänen Fastebene gespielt hat.

Flußmodell und Talmorphologie

Nach dem Ende der vulkanischen Aktivität entstand im Pliozän ein in erster Anlage ungefähr radiales Flußsystem. In dieser Zeit existierte die Oberrheinische Tiefebene noch nicht in ihrer jetzigen Form. Der Rhein strömte noch südwärts in das Mittelmeer, und die Nebenflüsse der Uraln hatten im Vogelsberg ein größeres Entwässerungsgebiet als heute. Im Pleistozän entstand durch tektonische Senkung der Oberrheinischen Tiefebene eine neue niedrigere Erosionsbasis für die Mainnebenflüsse. Dieser Umstand verursachte eine stärkere Abtragung im westlichen Vogelsberg. Nebenflüsse des Mains zapften dabei Zuflüsse der Lahn an.

Im Vorderen Vogelsberg, der wenig Reliefenergie besitzt, entstand auch infolge der Absenkung des Oberrhein-Grabens ein unregelmäßiges Flußmodell mit verschiedenen Talwasserscheiden (z. B. im Raum nördlich von Lich). Auch durch lokale tektonische Einflüsse wurde das radiale Flußnetz teilweise gestört. So wurde die Horloff, die früher in südwestlicher Richtung in die Wetter floß — eine Talwasserscheide südlich des Dorfes Bettenhausen zeugt noch von diesem ehemaligen Horlofflauf (SCHOTTLER 1921) —, in der Gegend von Hungen infolge erneuter Senkung in dem Nord-Süd verlaufenden Graben und eines Durchbrechens der Basaltschwelle des „Feldheimer Waldes“ in südliche Richtung abgelenkt.

Das Quer- und Längsprofil vieler Flußtäler im Vogelsberg ist durch seltsame Erosionsstadien gekennzeichnet. Auf der miozänen Rumpffläche haben die Täler ver-

hältnismäßig flache konkave, mäßig abfallende Talwände. Stromabwärts gehen sie ziemlich jäh mit einem Knick im Längsprofil in enge V-förmige tiefe Täler mit steil-abfallenden Wänden über. Diese tiefen Einschnitte sind durch rückschreitende Tiefenerosion entstanden, infolge der relativen Senkung der Erosionsbasis während des Pliozäns und vielleicht auch in späterer Zeit.

Noch weiter stromabwärts haben die Flüsse wieder breitere Talböden, das Gefälle läßt nach, und die pleistozäne Morphologie beherrscht die Landschaft. Das Tal des Oberlaufes der Horloff zeigt bis etwa an das „Jägerhaus“ bei Gonterskirchen die prä-pleistozäne Morphologie.

D. Klima und Vegetation

Braunkohlenvorkommen und Paläoklima im Tertiär

Die Braunkohlenvorkommen als Reste einer jungtertiären Flora sind wichtig für die Datierung der Vulkanite und deren Verwitterung. Zugleich sind sie Indikatoren für das Paläoklima.

In genetischem Zusammenhang stehende Vorkommen findet man im Vogelsberg, in der Wetterau und im Untermaintal (PIETZSCH 1925). Das größte Vorkommen befindet sich in der Horloffsenke (Wetterau). SCHENK (1952 und 1959) gab über die allgemeinen geologischen Verhältnisse eine interessante Übersicht. Die Hauptphase der Braunkohlenbildung wird als Oberpliozän datiert. Hierunter liegt ein dickes Paket (im Tagebau „Römerstraße“ nordwestlich von Echzell; Bl. Hungen: etwa 100 m) von lateritisch verwitterten Basalt- und Tuffschichten. Die Basis dieser Formation konnte man datieren als Untermiozän (Aquitän), während die Schichtenfolge im Hangenden in die frühoberpliozänen Sohlschichten des Braunkohlenhorizontes übergeht. Die vulkanischen Ausbrüche haben in der Wetterau also im Untermiozän angefangen und fast bis zum Ende des Unterpliozäns andauert. Gleichzeitig hat auch eine tiefgehende lateritische Verwitterung und womöglich auch eine Erosion in der Horloffsenke stattgefunden. Im späten Oberpliozän und frühen Quartär war eine weitere Senkung Anlaß zu dem — teils autochthonen teils sedimentären — Entstehen der Braunkohlenvorkommen und zu der Ablagerung der bekannten Sedimente.

Nach diesen Beobachtungen könnte nach SCHENK die lateritische Verwitterung der aus Basalt und Tuff bestehenden vulkanischen Komplexe, die im westlichen Vogelsberg bis in Tiefen von 80 und 100 m beobachtet ist, nicht jünger als unterpliozän sein. Dies entspricht den klimatischen Verhältnissen. Die Ursache der Erhaltung der Akkumulation der organischen Reste zu abbauwürdigen Braunkohlenvorkommen ist auf differentielle Senkungen entlang tektonischer Störungszonen zurückzuführen (SCHENK 1952).

Im übrigen westlichen Vogelsberg (z. B. Bad Salzhausen auf Bl. Hungen — bei Münster auf Bl. Laubach) und in der Wetterau (bei Friedberg und Dauernheim -

Ossenheim auf Bl. Friedberg) sind kleinere Vorkommen bekannt, die sicher älter sind als die Braunkohlenbildungen in der Wetterau, d. h. älter als oberpliozän und jünger als oligozän. Eine genauere Datierung ist noch nicht möglich (SCHENK, SCHOTTLER).

Das Vorkommen von Bad Salzhausen (KIRCHHEIMER 1955) ist ein bezeichnendes Beispiel für die Verlandung eines kleinen Beckens zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit.

Zwischen den Basalten und Tuffen sind im Vorderen Vogelsberg verschiedene kleine Becken gefunden worden, meistens in Tuff eingeschaltet, die als Maare bezeichnet werden. In ihnen sind kleine Seen entstanden, die sich allmählich mit organischen Resten ausgefüllt haben. Westlich der Dorfes Beuern (Bl. Allendorf an der Lumda) war früher ein bezeichnendes Beispiel aufgeschlossen. Auf einem groben Bombentuff sind hier zuerst bituminöse Kieselgurschichten von maximal 12 — 14 m Mächtigkeit abgelagert worden. Darüber folgt ein kleines Braunkohlenflöz von etwa 1,50 m Mächtigkeit. Diese beiden Horizonte keilen nach den Seiten aus. Das Ganze ist wieder mit Tuff bedeckt (PRIETZSCH 1925; SCHENK 1959).

Von den kleinen Vorkommen, die man nördlich von Hungen im 10 — 25 m mächtigen ferrallitischen Verwitterungsmaterial angebohrt hat, ist nicht mit Sicherheit bekannt, ob sie autochthon sind.

Das Paläoklima in Mitteleuropa, das in der Kreidezeit und während des Anfangs des Tertiärs (Eozän) gewiß noch einen tropischen Charakter hatte, wurde gegen Ende der Tertiärzeit langsam aber unausgesetzt kühler. Nach dem allgemeinen Vorkommen von Braunkohlenablagerungen in der Übergangszeit vom Oligozän zum Miozän zu schließen, muß in dieser Zeit ein feuchtes subtropisches Klima geherrscht haben. Im Vorkommen von Oehningen am Bodensee kam HEER (1887, zitiert von MÜCKENHAUSEN 1962) anhand der Flora zu einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von 18 — 19° C (nach SCHWARZBACH 1961: 16° C). Für die Flora von Schloßnitz, Schlesien, gibt er eine mittlere Temperatur von 15° C an.

Die untermiozäne Molasseflora von Oehningen weist noch Palmen, Zimtbäume, Lorbeer- und Feigenbäume aus, die jedoch quantitativ hinter Weiden, Ulmen, Buchen, Eichen, Ahorn, Pappeln und Nußbäumen zurücktreten.

Wie schon bei der Darlegung der geologischen Verhältnisse erwähnt wurde, sind im Untermiozän der nördlichen Wetterau Reste einer üppigen subtropischen Flora gefunden worden. Im Gebiet des Vogelsberges muß infolge größerer Höhen die mittlere Temperatur niedriger als in der westlich vorgelagerten Senke gewesen sein. Wahrscheinlich war auch der Niederschlag höher. Dies gilt besonders für das Klima, unter welchem die zwischenbasaltischen Paläosole (Gruppe II und III) entstanden sind, die auch heute noch in größeren Höhen vorkommen. Damals wie heute waren Temperatur und Niederschlag auch eine Funktion der Höhe.

Der Niederschlag zeigte im Tertiär größere Schwankungen als die Temperatur. Nach SCHWARZBACH (1950) weisen große Salzablagerungen u. a. im jüngeren Miozän (Sarmat) in Spanien und im Wiener Becken auf eine erhöhte Aridität hin. Das Auftreten trockener Zeiten zeigt sich auch in der Vererdung der „Terra rossa“. Die Tatsache, daß nur selten Bodenbildungen dieser trockenen Perioden gefunden werden, be-

trachtet MÜCKENHAUSEN (1962) jedoch als Beweis, daß sie nicht häufig waren und nur verhältnismäßig kurze Zeit gedauert haben.

Im Pliozän ging die Temperatur weiter zurück. SCHWARZBACH (1961) schätzte die jährliche Durchschnittstemperatur dieser Zeit auf 14° C für Frankfurt. Nach der Beschreibung der fossilen Flora aus dem Klärbecken von Frankfurt/Main von MÄDLER (1939) fehlten tropische und subtropische Gewächse, wie Palmen und Zimtbäume, schon gänzlich. Die in diesem Aufschluß gefundenen fossilen Zeugnisse von Pliozänwäldern im Untermaintal enthalten in der Hauptsache Pappeln, Weiden, Hasel- und Nußbäume, Birken, Buchen und Hainbuchen, Erlen, Eichen, Ulmen und Ahorne. MÄDLER nahm für das Unterpliozän ein noch feuchtheißes Klima an, dessen Temperaturen etwa demjenigen an der Riviera entsprechen. Der Niederschlag war jedoch größer, wie man aus Zeugnissen von pliozäner Flußerosion im Rheingebiet abgeleitet hat. Außerdem hat es ausgesprochene Jahreszeiten gegeben. Diese zuletzt genannte Ausprägung des Paläoklimas entspricht jedoch nicht der bei der Verwitterung der Vogelsbergpaläosole anzunehmenden Klimelage. Aus dem Braunkohlenvorkommen in der Wetterau zu schließen, muß das Klima im Oberpliozän schon einen gemäßigt humiden Charakter gehabt haben, womit die sich nähernde Vereisung sich schon ankündigte. Nach PIETZSCH hat man in der Umgebung von Frankfurt/Main in Braunkohlenablagerungen aus dieser Zeit auf Blattresten sogar stellenweise Frostspuren gefunden.

Paläoklima im Quartär

Pleistozän

Während der Eiszeiten soll in Zentraleuropa ein Dauerfrostboden-Tundraklima mit ausgesprochen kontinentalem Charakter geherrscht haben (MÜCKENHAUSEN 1962).

Aus den Ablagerungen mit Resten wärmeliebender Floren und Faunen der Interglazialzeiten können wir — wenigstens für Süddeutschland — auf ein mildes und feuchtes Klima schließen. Die in den fossilen Böden aus diesem Zeitabschnitt festgestellte chemische Verwitterung weist ebenfalls auf ein warmes Klima hin. PAAS (1961) fand bei seiner Studie von Pleistozänböden auf niederrheinischen Terrassen, daß während der älteren interglazialen Perioden (Holstein- und Drenthe/Warthe-Warmzeit) eine Verwitterung stattgefunden hat, die das Entstehen von „braunlehmartigen gelbrötlichen Böden“ zur Folge hatte. Ihre Tonmineralgehalte von Kaolinit und Illit erlauben eine gewisse Analogie mit den „red-yellow podzolic soils“ (vgl. auch MÜCKENHAUSEN 1954). Solche Bodenbildung, die sehr tief sein kann, weist auf eine sehr lange und intensive Verwitterung in einem verhältnismäßig warmen und feuchten Klima hin, das wahrscheinlich durch Sommerregen gekennzeichnet war.

Nach MÜCKENHAUSEN (1962) war dieses Klima während der Interglazialzeiten zwar teilweise wärmer als heute, es erreichte jedoch keine subtropischen Temperaturen.

Während der jüngeren interglazialen und interstadialen Perioden existierten diese Klimabedingungen nicht mehr. Die Parabraunerde wurde vielmehr nun die Klimaxbildung für die nicht-hydromorphen Böden. Dies weist wiederum auf ein feucht-gemäßigtes Klima hin, das mehr oder weniger dem heutigen Klima gleicht.

H o l o z ä n

Das postglaziale Klima wird gleichfalls von Bodentypen und Vegetation abgeleitet, wobei der Pollenanalyse große Bedeutung zukommt.

Das arktisch-glaziale Klima der Würm- oder Weichseleiszeit scheint über eine Zwischenphase mit kontinentalen Einflüssen in den heutigen Klimatypus übergegangen zu sein (WOLDSTEDT 1950).

Nach ZAKOSEK (1962) entstand im nördlichen Oberrheintal, wo die Lößablagerung in der Mittel- bis Spätwürmzeit aufgehört haben soll, als erste Bodenbildung auf dem jüngsten Löß ein Steppenboden mit A/C Profil, der wahrscheinlich in der Hauptsache im Boreal (Haselzeit) abgelagert wurde. Mit dem Atlantikum setzte das feucht-gemäßigte Klima der Eichen-Mischwald/Erlenzeit ein, wobei eine Degradation der Steppenböden stattfand. Wahrscheinlich erfolgte in derselben Zeit eine gewisse Ausdehnung der Waldvegetation. In dem trockneren subborealen Klima (Buchenzzeit) fand wieder eine umgekehrte Abstufung der Steppenböden statt, wobei u. a. die Verbraunung und die Eluviation in den Böden wieder aufhörte. Diese Zurückentwicklung der Steppenböden soll, soweit sie von der Erosion verschont wurde, weitergehen bis in die heutige Zeit.

Auch in der verhältnismäßig trockenen Wetterau (Bl. Hungen), gibt es degradierte Steppenböden. In dem vom Autor kartierten Areal, das in etwas größerer Höhe liegt, waren jedoch keine Relikte von Steppenböden zu finden, obgleich der Löß örtlich noch Kalk im Untergrunde enthält.

Das heutige Klima

(Siehe Tabelle im „Klima-Atlas von Hessen“ 1 : 1 000 000, Bad Kissingen 1950.)

Hessen ist ein Übergangsbereich zwischen dem nordwestdeutschen Raum mit feuchtem ozeanischen Klima und dem mittel- und süddeutschen Raum, in dem ein kontinentales Klima den größten Einfluß ausübt.

Im Vogelsberg ist der Niederschlag im zentralen und zugleich höchsten Gebiet am größten. Im Oberwald beläuft sich der Jahresdurchschnitt auf mehr als 1 100 mm. Mit der Höhe nimmt auch der Niederschlag im Vogelsberg schnell ab. In 200 — 300 m Höhe fällt nur 700 — 750 mm jährlich.

Variationen in der Niederschlagsverteilung werden hauptsächlich von topographischen Momenten bestimmt. Wie in den anderen Mittelgebirgen gibt es auch im Vogelsberg zwei ziemlich gleichwertige Maxima im Sommer (insbesondere im Juli) und im Winter (Dezember und Januar).

Der Raum des Vorderen Vogelsberges fällt unter die Lahntal-Klimaprovinz. Die mittlere jährliche Lufttemperatur beträgt am südwestlichen Rand des Vorderen Vogelsberges 8 — 9° C. In den höheren Gebieten nimmt sie ab mit der Höhe bis auf weniger als 6° C im Oberwald.

Rezente Vegetation und Bodennutzung

(Nach Angaben von R. KNAPP in: SCHÖNHALS 1954)

Als natürliche Pflanzengesellschaften kann man aufgrund der klimatologischen Verhältnisse in Hessen an erster Stelle die Laubwälder betrachten. Diese Laubwälder sind durch anthropogene Einflüsse wie Acker- und Weidebau und durch Nadelholzplantagen zurückgedrängt worden. Im Mittelalter besaß die Laubbedeckung in den höheren Teilen des Landes eine noch größere Ausdehnung, bis sie auch dort während neuerer Siedlungsperioden zerstört wurde. Die Unterbrechung der Laubholzbedeckung durch Inseln mit Nadelholz (Fichten an Orten mit einer dünnen Bodendecke — wie Basaltkuppen) ist vielleicht eine ursprüngliche Erscheinung.

Unter den vom Klima bestimmten Laubholzgesellschaften unterscheidet man den Eichen-Hainbuchen-Mischwald der tieferen, wärmeren und relativ trockenen Gebiete von dem Bergbuchenwald der höheren Gebirgszone, die durch ein kühles, stark humides Klima gekennzeichnet ist.

Verhältnismäßig ausgedehnt ist im Vogelsberg ein Übergangstyp, nämlich der Buchen-Eichen-Hainbuchen-Mischwald. In den höheren Teilen begegnet man dem Bergbuchenwald. Trotz der relativ gut mit Basen versorgten Böden mit ziemlich reichen Nahrungsreserven kann vor allem im letztgenannten Typ ein niedriges Unterholz von Bäumen und Sträuchern kaum gedeihen.

Neben den Resten natürlicher Laubholzvegetation gibt es im Vogelsberg ausgedehnte Nadelwälder, die von der Forstverwaltung angepflanzt worden sind (besonders Fichten). Dem natürlichen Nadel-Laubmischwald begegnet man sehr oft.

Größere Gebiete, die mit einer ziemlich dicken Lößdecke bedeckt sind, werden meistens als Acker oder Weideland genützt. Auf den Äckern im kartierten Gebiet wird hauptsächlich Getreide- und Futterpflanzen-Anbau betrieben.

Gebiete mit fossilem Bodenmaterial — mit oder ohne Lößlehmbeimischung —, die oft oligotrophe dicke Böden haben entstehen lassen, haben gewöhnlich Nadelwaldvegetation. Die feuchten Talböden benutzt man fast immer als Wiesen und Weideland.

E. Die Bodenkarte

Der Löß als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung

Der Löß ist das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung, das im Vogelsberg die größte Verbreitung besitzt. Ablagerungen dieses äolisch transportierten Materials, die in Hessen örtlich über 20 m Mächtigkeit erreichen (SCHÖNHALS 1954), haben in dem Mittelgebirge naturgemäß niemals eine derartige Mächtigkeit gehabt. Außerdem ging die Abtragung der Lößdecke in den Gebirgen infolge der stärkeren Tiefenerosion schneller vonstatten als in den Ebenen und Becken. Die Mächtigkeit der Lößschicht ist

im Vogelsberg denn auch wechselhaft. Auf den Basalkuppen ist der Löß z. B. meistens fast ganz oder völlig abgetragen, während die flacheren Gebiete wie die nördliche Wetterau noch eine mächtige, ungestörte Lößdecke besitzen.

Auf den Hängen und in den Tälern ist der Löß oft umgelagert und vermischt worden mit dem Schutt vulkanischer Gesteine und mit Paläosolen.

Infolge der Sortierung, die beim äolischen Transport auftrat, besitzt der Löß eine verhältnismäßig konstante Zusammensetzung mit einem (deutlichen) Maximum in der Fraktion 10 — 50 μ (Staubsand) von 35 — 55 %, während die Fraktion 2 — 10 μ (Schluff) nur 10,2 % erreicht. Die übrigen Fraktionen haben jeweils nur einige Prozente (SCHÖNHALS 1954).

Mineralogisch enthält der frische Löß 60 — 80 % Quarz und 10 — 20 % Feldspat nebst dem für die Bodenbildung wichtigen Kalk (CaCO_3), der hauptsächlich die einzelnen Schluffteilchen mit einem Häutchen einhüllt und diese hierdurch schwach zusammenbindet. Der durchschnittliche Kalkgehalt der mittel- und nordhessischen Lösses beträgt 8 — 15 % (SCHÖNHALS). Akzessorisch enthält der Löß außerdem noch Minerale wie Glimmer, Hornblende, Augit, Ilmenit usw. Ein typischer mitteldeutscher Löß enthält nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1960): 46 % Quarz, 15 % Feldspat, 10 % Glimmer und 13 % Tonminerale, wobei Minerale der Illit-Gruppe vorherrschen.

Die chemische Zusammensetzung des Lösses im Vogelsberg ist wie folgt: Der SiO_2 -Gehalt ist 55 — 65 %, manchmal auch höher; der Al_2O_3 -Gehalt ist 6 — 12 %, der CaO -Gehalt ist 6 — 15 %, während der Gehalt an Fe_2O_3 nicht mehr als 2 — 5 % beträgt und auch die anderen Komponenten nur in geringer Menge vertreten sind (SCHÖNHALS). Weil beim gemäßigt-humiden Klimatyp der Niederschlag größer als die Verdunstung ist, werden lösliche Verwitterungsprodukte ausgespült. Der Löß verliert hierdurch in den höheren Horizonten zunächst Kalk, der als Calciumbikarbonat in Lösung geht und entweder in tieferen Horizonten wieder ausgeschieden (Lößpüppchen, Wurzelkanalausscheidungen) oder im Grundwasser abgeführt wird. Diese Kalkausspülung im Löß muß bereits während der feuchten Periode des frühen Holozäns, im Atlantikum, begonnen haben.

Mit der Ausspülung des Kalkes wird der pH-Wert niedriger, die Bodenreaktion sauer, so daß die vorhandenen primären Silikatminerale eine hydrolytische Verwitterung erfahren, wobei eine Neubildung von Tonmineralen stattfindet. Diese Erscheinung bezeichnet man in Anbetracht der Tatsache, daß der Gehalt der Fraktion $< 2 \mu$ zunimmt, als Verlehmung des Lösses. SCHACHTSCHABEL (in: SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL 1960, Tab. 66) gibt ein interessantes Beispiel solcher Verlehmung von Löß zu Lößlehm als Funktion des Entwicklungsgrades des Bodens. Er fand im Löß des Unterbodens 10 %, in einem schwach verbräunten Chernozem 13 % und in einem stark verbräunten Chernozem 21 % Ton. Diese Tonzunahme hat eine Zunahme der Kationen-Austauschkapazität (T-Wert) zur Folge, und zwar von 10 — 20 mÄq./100 g in frischem Löß bis zu etwa 30 mÄq./100 g im Verwitterungsprodukt. Zu gleicher Zeit tritt infolge der Bildung von Eisenoxidhydrat eine Verbraunung auf. Diese Prozesse führen zur Bildung von Braunerde.

Bei noch weitergehender Ausspülung der Kationen und zunehmender Versauerung läßt die Aggregatstabilität nach. Die Tonteilchen (u. a. Tonminerale, Kieselsäure und organische Komponenten) werden peptisiert und ohne vorhergehenden chemischen Abbau mechanisch aus dem Oberboden transportiert und in einem tieferen Bodenhorizont angereichert. Den Bodentyp, der sich bei diesem Prozeß bildet, hat MÜCKENHAUSEN (1957) *Parabraunerde* genannt. Peptisation und Tontransport finden nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1960) schon bei pH-Werten über 5,5 — 6,0 statt. Die Ursache der Migration der Tonsubstanz wird kolloidchemischen Phänomenen zugeschrieben (MÜCKENHAUSEN), wie der peptisierenden Wirkung von Kieselsäure (KUBIENA 1953) oder von organischen Kolloiden, einer Zunahme des elektrokinetischen Potentials des Sorptionskomplexes infolge des Rückgangs des Ca-Sättigungsgrades. Bei geeignetem Ausgangsmaterial, wie dem Löß, kann die Parabraunerde sich in verhältnismäßig kurzer Zeit bilden. MÜCKENHAUSEN (1962) schätzte die hierzu erforderliche Zeit auf etwa 2 000 Jahre.

Nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL wurde in Parabraunerden aus Löß im Tonilluviationshorizont zugleich eine Anreicherung freier Sesquioxide gefunden, so daß diese Komponenten auch zu den migrierenden Tonteilchen gerechnet werden.

Das Idealprofil der Parabraunerde zeigt einen bis 60 cm tiefen, meistens ziemlich gebleichten Eluviationshorizont (A_2 -Horizont) mit guter Durchlässigkeit. Darunter folgt der stark verdichtete Tonilluviationshorizont (B_{2t} -Horizont), der bei Austrocknung eine Tendenz zu polyedrischer und prismatischer Absonderung zeigt. Diese Absonderungsaggregate sind immer von mehr oder weniger dicken Tonhäutchen eingehüllt. Tonilluviations- und Absonderungstendenz lassen im unteren Teil des B_{2t} -Horizontes nach. Dieser geht dann allmählich in einen B_3 -Horizont mit Braunerdecharakter über. Dabei findet man manchmal zwischen dem B_3 - und dem C-Horizont noch eine Ca-Anreicherungszone, die einen Teil des aus dem hangenden Bodenschichten ausgespülten $CaCO_3$ enthält.

Bodentypen im Horlofftal, Vogelsberg

Die Parabraunerde kann man als die Klimaxform der Böden im Vogelsberg betrachten. Als Ausgangsmaterial für diese Parabraunerdebildung findet man im Vogelsberg neben reinem Löß, besonders in den niedrigeren Gebieten und an den Hängen, umgelagerten Lößlehm mit fossilen Verwitterungsprodukten, zuweilen auch mit vulkanischem Material wie Basaltschutt vermischt.

Bei der Kartierung der Lößböden wurden je nach dem Relief verschiedene Erosionsstadien der Parabraunerden angetroffen, bei denen der A_2 -Horizont teils oder ganz abgetragen worden ist, so daß stellenweise unter einem dünnen A_1 -Horizont direkt der B_2 -Horizont folgt. Parabraunerden mit einem Normalprofil findet man in verhältnismäßig flachen Landschaften wie Terrassenoberflächen, Plateaus usw. Örtlich findet man, meistens unter teils erodierten Parabraunerdeprofilen, in weniger als 1 m Tiefe einen C-Horizont mit kalkhaltigem Löß. In den meisten Fällen jedoch ist der Löß bis zu dieser Tiefe kalkfrei (Lößlehm).

In den Tälern und am Hangfuß trifft man kolluvial abgelagerte Parabraunerde-typen mit sehr mächtigem A_2 -Horizont, der zum Teil aus Ablagerungen von erodiertem Material der A_2 -Horizonte höher gelegener Parabraunerden besteht. Falls dieses umgelagerte Material, in dem sich auch Schutt vulkanischer Gesteine befinden kann, mächtiger als 1 m ist, wird es auf der Bodenkarte als Kolluvium bezeichnet. Dieses Material kann eine gewisse sedimentäre Schichtung haben, zeigt jedoch keine Profildifferenzierung.

Neben den reinen Parabraunerden findet man, besonders an Stellen mit geeignetem Relief, alle Übergangstypen zwischen Parabraunerde und Pseudogley. Die Wasserabfuhr wird gehemmt:

- 1) durch einen dichten B_2 -Horizont, der besonders dort auftritt, wo kein reiner Löß, sondern eine Mischung von Lößlehm und fossilem Verwitterungsmaterial (i. e. Solifluktionmassen) das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung war,
- 2) durch einen Untergrund aus dichten, meistens feinkörnigen fluviatilen Sedimenten, wie er in den pleistozänen Terrassen oft gefunden wurde (Hochflutlehm).

Übergangstypen zwischen Parabraunerde und Podsol findet man hier und da unter Nadelwald, wobei unter einer Moderbedeckung ein stark gebleichter A_2 -Horizont vorkommt, der meistens durch eine gefleckte Farbverteilung direkt über dem dichten B-Horizont eine Verwandtschaft mit den Pseudogleyen verrät.

Hydromorphe Böden, wie Pseudogleye, Gleye und Auenböden, findet man meistens in den Tälern. Sie haben sich selten aus ungestörtem Löß gebildet, sondern meistens aus umgelagertem Material, wie kolluviale und fluviatile Ablagerungen und Solifluktionmassen. Pseudogleye sind außerdem manchmal in lokalen Vertiefungen des Reliefs entstanden.

F. Die tertiären Paläosole

Einführung

Die Paläopedologie hat eine besondere Problematik, weil einige der pedogenetischen Faktoren meistens nicht mehr direkt zu beobachten sind, namentlich:

- 1) Vegetation und organisches Regime,
- 2) Klima und Bodenklima,
- 3) (Mikro)Relief und damit zusammenhängende Erosions- oder Sedimentationseinflüsse.

Bekannte Faktoren sind meistens:

- 4) Ausgangsmaterial,
- 5) Chemische und mineralogische Zusammensetzung und Morphologie des Endproduktes (d. h. der Paläosol).

Schließlich können später auftretende Faktoren wie Umlagerung durch Erosion und Ablagerung, Solifluktion und ähnliches sowie vulkanogene und rezente atmosphärische Einflüsse das ursprüngliche chemische, mineralogische und morphologische Bild stören oder völlig ändern. Das Bild, das die Paläosole jetzt bieten, kann also das resultierende Produkt verschiedener, zeitlich getrennter, unabhängiger Einflüsse sein, die während der Periode vom Miozän bis heute auf das Material eingewirkt haben können. Außerdem kann ein frischer Vulkanit erst später, infolge der Erosion, atmosphärischen Einflüssen ausgesetzt worden sein, was zur Folge haben kann, daß der sich hierbei bildende Boden als älteste Merkmale den Einfluß eines rezenteren, geänderten pedogenen Milieus widerspiegeln kann, wie z. B. einer älteren Interglazialzeit mit intensiver chemischer Verwitterung (s. S. 24).

Bei dem Versuch einer Auswertung der ursprünglichen pedogenetischen Prozesse, die unmittelbar nach der vulkanischen Ablagerung, also während des Mio-Pliozäns aufgetreten sind, muß man den Einfluß rezenterer Momente, sofern dieser zu bestimmen ist, möglichst vollständig eliminieren. Große Vorsicht ist deshalb bei der Interpretation der heutigen Profilmorphologie der Paläosole geboten.

Die tertiären Böden im Vogelsberg kann man aufgrund des Entwicklungs- und Erhaltungsgrades der ursprünglichen Merkmale und der Art des Vorkommens in 3 Hauptgruppen einteilen:

- Gruppe I Böden, in denen der Tonmineralgehalt vorwiegend aus Kaolinit und freien Sesquioxiden besteht und die keine späteren vulkanischen oder hydrothermalen Einflüsse erfahren haben; in den Aufschlüssen findet man keine Anzeichen dafür, daß diese Böden von einem Basaltstrom überdeckt worden wären, der nachher infolge der Erosion verschwunden wäre. Sie sind jedoch rezenteren atmosphärischen Einflüssen ausgesetzt worden (Profil I — XII).
- Gruppe II Böden, die einen Übergang zwischen den Gruppen I und III darstellen: Sie sind zwar von Basalt überdeckt gewesen oder noch davon bedeckt, ihr Tonmineralgehalt hat jedoch keine vulkanogene Beeinflussung erfahren (Profil XIII).
- Gruppe III Böden, in denen postpedogenetische vulkanogene Einflüsse infolge der Nähe einer Basaltschmelze, die dem ursprünglichen Verwitterungsmaterial aufgelagert wurde, sekundäre Erscheinungen herbeigeführt haben. Sie kommen mineralogisch in der Tonfraktion zum Ausdruck durch die Neubildung von 2 : 1 Gittersilikaten (Montmorillonitgruppe); in chemischer Hinsicht kann hiermit eine Erhöhung des Silicium- und des Basengehaltes verbunden gewesen sein. Diese Böden sind also bestimmt synvulkanisch. Wie sich aus den Aufschlußverhältnisse ergibt, waren oder sind diese Paläosole von Basalt überdeckt und jeweils nach den Umständen rezenteren atmosphärischen Einflüssen ausgesetzt (Profil XIV — XXI).

Die fossilen Böden der 2. und 3. Gruppe werden zwischen basaltische Paläosole genannt.

Ausgangsmaterial

Aus den Feststellungen im Gelände ergibt sich die allgemeine Regel für die Paläosolbildung, daß vulkanische Lockerprodukte und nicht die festen Basalte das Ausgangsmaterial für die Paläosolentwicklung bildeten. Diese Regel gilt nicht nur für die behandelten Profile, sondern für alle bei der Kartierung angetroffenen Paläosolvorkommen. In allen Fällen, in denen roter Paläosol direkt über einem Basalt angetroffen wurde (z. B. Profil XVII), stellte es sich heraus, daß er sich nicht aus Basalt, sondern aus einem ihn bedeckenden Schlackenagglomerat (z. B. Stromschlacken) entwickelt hatte.

Bei keinem der — dem Verfasser bekannten — Vorkommen kann behauptet werden, daß fester Basalt das Ausgangsmaterial des roten Paläosols war. Dies schließt aber die Möglichkeit nicht aus, daß ein fossiler, möglicherweise allochthoner Boden, bei dem kein Ausgangsmaterial oder Reste davon angetroffen worden ist, ursprünglich aus Basalt oder einem seiner Zersetzungsprodukte hervorgegangen ist (vgl. Profil VII). Das Ausgangsmaterial der roten Paläosole im Vogelsberg besteht also — in allen beobachteten Fällen — ausschließlich aus vulkanischen Lockerprodukten wie (Glas)-Asche- und Lapilli-Ablagerungen, Schlackenagglomeraten usw.

Ein solches Muttergestein bietet im Hinblick auf die Bodenbildung einige besondere Schwierigkeiten, die jedoch auch in rezenten Böden vorhanden sein können, und zwar für die Bestimmung

- a) der chemischen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials,
- b) seiner chemischen, mineralogischen und texturellen Inhomogenitäten und
- c) der möglichen Verunreinigung (Kontamination).

Es ist nicht einfach, die chemische Zusammensetzung des frischen Ausgangsmaterials für die Bodenbildungen zu bestimmen, weil es oft schnell verwittert und deshalb bis in große Tiefe zersetzt ist. Nur auf indirekte Weise können Erkenntnisse erlangt werden.

Der Chemismus der Vulkanite im Vogelsberg ist, von einigen quantitativ unbedeutenden der Frühzeit des Vulkanismus angehörenden Vorkommen abgesehen, homogen basaltisch. Obgleich nicht in allen Paläosolen die Art des Ausgangsmaterials bestimmt werden konnte, kann man aber wohl in allen Fällen als fast sicher annehmen, daß das Muttermaterial chemisch innerhalb des Variationsbereiches der Vogelsbergbasalte gelegen hat. Diese Prämisse soll bei Feststellung der chemischen Nettoänderung durch die Paläosolbildung gelten. In Analogie mit der Methode, die HOUGH u. a. (1941) bei der Untersuchung der Genetik von Böden auf vulkanischen Lockerprodukten in Hawaii anwandten, wird der Verfasser beim Studium der chemischen Nettoänderungen bei der Paläosolbildung diese Voraussetzung anwenden. Dies ist unvermeidlich, weil auch in Fällen, in welchen das Ausgangsmaterial angetroffen wurde, dies fast immer schon stark zersetzt war.

Um einen Eindruck von dem chemischen Variationsbereich frischer Vogelsbergvulkanite zu gewinnen, wurde der Durchschnitt (\bar{x}) und die Standardabweichung (s) der

analytischen Daten der wichtigsten Bestandteile von 22 Vogelsbergbasalten, die aus dem Raum der Kartenblätter Gießen, Laubach, Hungen, Nidda und Schotten herrühren, den SCHOTTLERSchen Erläuterungen entnommen. Der Chemismus dieser Basalte wechselt von basisch (Leuzit- und Olivinbasalt) bis sauer (Trapp). SCHOTTLER hat keine analytischen Daten vulkanischer Lockerprodukte gegeben, weil diese zu stark von Verwitterung und hydrothermalen Einflüssen verändert worden seien. Der Verfasser dieser Arbeit hat einen frischen feinkörnigen Tuff, aus einer Tiefbohrung stammend, analysiert. Die analytischen Daten (t), die nicht stark von denen der durchschnittlichen Basalte abweichen, werden zum Vergleich hier angegeben.

	\bar{x}	s	t
SiO ₂	46,27	5,89	51,8
Al ₂ O ₃	14,26	6,00	14,6
FeO	10,52	0,96	9,7
Fe ₂ O ₃			
TiO ₂	2,46	1,73	2,4
MgO	9,01	5,29	n. b.
CaO	9,52	0,81	3,2
Na ₂ O	3,17	0,45	n. b.
K ₂ O	1,96	1,98	1,2

Weil man bei der Behandlung der Paläosole häufig die verschiedenen molaren Quotienten verwerten wird, werden hier die entsprechenden mittleren und extremen Werte von frischen Basalten wiedergegeben:

Molarer SiO ₂ /Al ₂ O ₃ -Quotient:		
Maximumwert:	7,52	(Leuzitbasalt)
Mittlerer Wert:	5,52	
Minimumwert:	3,51	(Plagioklasbasalt)
Molarer SiO ₂ /Fe ₂ O ₃ -Quotient:		
Maximumwert:	15,44	(körniger Basalt)
Mittlerer Wert:	11,73	
Minimumwert:	9,98	(Olivinbasalt)
Molarer Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ -Quotient:		
Maximumwert:	3,41	(körniger Basalt)
Mittlerer Wert:	2,13	
Minimumwert:	1,49	(Leuzitbasalt)

Chemische, mineralogische und textuelle Unterschiede im Muttermaterial können die senkrechte Profildifferenzierung beeinflussen; der Einfluß der zwei ersterwähnten Faktoren wird jedoch in der Regel beschränkt sein (vgl. zu a). In textuellem Sinne kann man das Ausgangsmaterial jedoch meistens nicht als homogen betrachten, da mehr oder weniger feinkörnige Ascheschichten abwechseln können mit größeren pyroklastischen Agglomeraten, die meistens aus Schlacken und Basaltbrocken bestehen. Besonders in Profilen jüngerer ferssialitischer Paläosole kommt dies oft deutlich zum Ausdruck in senkrechten Texturunterschieden. Weil die feinkörnige Asche immer völlig verwittert ist, ist die Anwesenheit von teils verwitterten Resten größerer Pyroklasten, wie Schlacken, oft die einzige Indikation des Ausgangsmaterials.

Die Chance einer Kontamination ist in vulkanischen Böden größer als normal: während der Verwitterung können neue Ascheregen frische Bestandteile zuführen, die die Profilmorphologie beeinflussen können (i. e. „Verjüngung“ des Profils: sehr mächtige A₁-Horizonte usw.). Falls eine große Menge Asche zu gleicher Zeit abgelagert wird, kann die Bodenbildung völlig unterbrochen werden, und es bilden sich denn polygene Profile (vgl. Hawaii-Beispiel Nr. 2, S. 137).

G. Beschreibung der Analysen der Paläosolprofile

Allgemeines

Der Verfasser hat die Paläosolprofile beschrieben nach den Richtlinien, die hierzu in „Soil Classification, 7th Approximation“ vom U.S.D.A. Soil Survey STAFF (1960) gegeben werden.

Die Analysen wurden teils im Labor des „Königlichen Institutes der Tropen“ zu Amsterdam, teils im Labor der bodenkundlichen Abteilung der Reichsuniversität zu Utrecht ausgeführt. Hierbei hat man hauptsächlich Standardmethoden verwendet (s. u. a.: JACKSON 1969).

Die chemischen Analysen der Tonfraktion und der Gesamtmuster (< 2 mm) hat man mittels eines Philipps-Röntgenfluoreszenzgerätes durchgeführt, gemäß dem von REYNDEERS (1964) entwickelten Verfahren. Zum Zweck eines direkten Vergleichs der chemischen Zusammensetzung der Tonfraktion mit der Summe der größeren Fraktionen (Sand- und Schlufffraktion, 2000 — 2 μ) hat man von letzterer die chemische Zusammensetzung berechnet, wobei vom bekannten Tongehalt ausgegangen wurde.

Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion wurde studiert mittels Röntgendiffraktionsanalyse mit Hilfe von Debye-Scherrer Pulverkameras (BROWN 1961; BRINDLEY 1951). Die Tonminerale werden in den analytischen Tabellen wie folgt angegeben: M — Montmorillonit, K — Kaolinit, Gi — Gibbsit, H — Hämatit, Go — Goethit, Qu — Quarz, F — Feldspat.

Die relativen Mengen der Tonminerale wurden abgeschätzt und wie folgt wiedergegeben: + gering, ++ mäßig, +++ groß, ++++ überwiegend.

Bei der Farbenangabe wurde die „Munsell Soil Color Charts“ verwendet.

Mineralogische Analyse der Schwerkomponente der Sandfraktion

Die übliche Deutung des Schwermineralgehaltes in der Bodenkunde ist in Böden aus vulkanischen Lockerprodukten, wie in den Vogelsbergpaläosolen, an gewisse Einschränkungen gebunden. Es gibt hier verschiedene Möglichkeiten, wobei eine Variation der mineralogischen Zusammensetzung nicht notwendigerweise auf einer allochthonen Bildungsart zu beruhen braucht:

a) das Ausgangsmaterial kann sich aus zwei oder mehr mineralogisch verschiedenen Ablagerungen zusammensetzen, entsprechend den verschiedenen Eruptionsphasen;

b) während der Verwitterung können neue Aschenregen eine Änderung des Mineralgehaltes hervorgerufen haben. Bei der Bestimmung des Verwitterungsgrades, in dem das Material sich befindet, muß damit gerechnet werden, daß durch die Koagulierungs- und Aggregatbildungstendenz, besonders der Eisenoxidhydrate, auch in unreifen Böden sekundäre opake Körner entstehen, wodurch der Gehalt nonopaker pri-

märer Mineralien relativ herabgesetzt wird (Profil Nr. I und III). Die Zunahme der Menge opaker Körner mit der Tiefe, die man oft konstatiert hat, ist wahrscheinlich eine Folge dieses sekundären Phänomens.

Weil das Ausgangsmaterial der Paläosole ohne Ausnahme aus basischen Vulkaniten besteht, ist es das wichtigste Ziel der Bestimmung der Schwermineralzusammensetzung, die Beimischung aus Löß zu ermitteln, die sich aus der Anwesenheit basaltfremder Minerale herausstellen kann, insoweit diese nicht schon durch Verwitterung abgebaut worden sind. Die Anwesenheit von Lößmaterialien in tieferen Horizonten kann außerdem auf pleistozäne Umlagerung hindeuten (z. B. Profil Nr. IV, VI).

In den folgenden Tabellen hat der Verfasser den Gehalt opaker Minerale in Prozenten der Gesamtmenge angegeben, während die nonopaken Minerale in gegenseitigen Prozentsätzen angegeben werden. In Fällen, wo die Zahl nonopaker Minerale nicht ausreichend war, um eine zuverlässige Zählung zu ermöglichen, wurden die Zahlen in Klammern gesetzt.

Verzeichnis der Örtlichkeiten der Aufnahme von Bodenprofilen

Profil Nr.	Rechts	Hoch
I	34 92 67	55 97 72
II	34 96 04	55 93 47
III	34 91 24	55 92 30
IV	34 92 88	55 96 20
V	34 90 58	55 95 96
VI	34 95 78	56 06 95
VII	34 89 34	55 97 96
VIII	34 90 30	55 96 42
IX	35 01 90	56 05 30
X	34 95 34	56 16 80
XII	34 94 08	55 98 08
XIII	35 10 24	55 98 16
XIV	34 82 54	55 98 49
XV	35 24 20	56 02 00
XVI	35 09 87	55 92 70
XVII	34 91 74	56 13 43
XVIII	34 99 89	56 00 05
XIX	34 99 69	55 94 25
XX	35 00 35	55 93 50
XXI	35 09 85	55 95 98

Profile I – XXI

Profil 1 (Tab. 3, S. 50)

Fundstelle:	„Seewald“, etwa 1 km SW von Nonnenroth (Bl. Laubach) Höhenlage 183 m über NN
Geländeverhältnisse:	Flanke einer kleinen Basaltkuppe im Hauptterrassenniveau; Hang mit 10° Gefälle nach SW
Vegetation:	Junger Buchen-Fichten-Mischwald; eine etwa 2 cm mächtige Moderschicht überdeckt die Oberfläche

Ausgangsmaterial: Basisches Schlackenagglomerat
 Bodenverhältnisse: Feucht; schwache Erosion
 Bodentyp: Unreifer, schwachroter Paläosol

I — 1	A ₁	0 — 10 cm	Feuchter schwarzroter (10 R 3/4) Schlufflehm; Krümelgefüge; mäßig humos; ziemlich stark durchwurzelt; porös; allmählicher Übergang zu:
	2	A ₂ 10 — 25 cm	Feuchter dunkelroter (10 R 3/6) Schlufflehm; Krümelgefüge; locker; schwach humos, mäßig bewurzelt; porös, Übergang zu:
	3	AC ₁ 25 — 55 cm	Feuchter schwachroter (10 R 4/3) Schlufflehm; Krümelgefüge, schwach bewurzelt; dichter als Nr. 2; vereinzelt Schlacken- und Basaltfragmente; Übergang zu:
	4	AC ₂ 55 — 75 cm	Feuchter roter (7.5 R 4/4) Schlufflehm; strukturlos; ziemlich dicht; ziemlich viele, zum Teil verwitterte Schlacken mit blasigem Gefüge; Übergang zu:
	5	C ₁ 75 — 105 cm	Feuchter rotbrauner (2.5 YR 4/4) Lehm; interstitiell zwischen zahlreichen eckigen, spröden Schlacken mit blasigem Gefüge; Übergang zu:
	6	C ₂ 105 — 115 cm	+ Agglomerat aus eckigen Schlacken mit braungrauer Farbe, die randlich rötlich wird, viele weiße Fleckchen im Innern der Schlacken kennzeichnen die ursprünglichen Feldspatkristalle; interstitiell ist etwas schwachroter Lehm vorhanden

Profil II (Tab. 4, S. 52)

Fundstelle: Etwa 600 m nordwestlich von Langd (Bl. Hungen)
 Höhenlage 180 m über NN
 Geländeverhältnisse: Schwach geneigter SW-Hang; Rand einer Hauptterrassenfläche
 Vegetation: Buchenwald; etwas Eichendickicht
 Ausgangsmaterial: Basisches Schlackenagglomerat
 Bodenverhältnisse: Feucht; gute Durchlässigkeit; oberflächlich verstreut etwas Eisenerzdetritus; wenig Erosion
 Bodentyp: Roter fersiallitischer Paläosol mit schwacher Parabraunerdeentwicklung

II — 1	A ₁	0 — 5 cm	Feuchter roter (10 R 5/6) Schlufflehm; Krümelgefüge; mäßig humos; stark durchwurzelt; vereinzelt einige kleine poröse Schlackenfragmente; Übergang mit unregelmäßigem Kontakt zu
	2	A ₃ 5 — 30 cm	Feuchter roter (2.5 YR 4/6) schluffiger Tonlehm; Krümelgefüge; schwach humos; mäßig bewurzelt; vereinzelt verschiedene kleine poröse Schlackenfragmente und eckige Eisenerzkonkretionen; Übergang zu
	3	B ₂ 30 — 45 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) Ton; strukturlos; in dem zahlreiche eckige bis plattige Eisenerzkonkretionen vorkommen; in den Poren sind verschiedentlich Tonhäutchen vorhanden; allmählicher Übergang zu
	4	B ₃₁ 45 — 85 cm	Feuchter roter (10 R 4/8) Ton; strukturlos; ziemlich dicht; mit der Tiefe zunehmende Menge von hell-olivbraunen (2.5 Y 5/6), eckigen, zu einer weichen Masse zersetzten Schlacken, deren ursprüngliche blasige Struktur jedoch beibehalten ist; in den Poren treten Tonhäutchen auf; allmählicher Übergang zu
	5	B ₃₂ 85 — 100 cm	+ Feuchter roter (2.5 YR 4/8) Lehm, strukturlos; interstitiell zwischen eckigen Schlacken, die etwas weniger weich sind als die im hangenden Horizont.

Profil III (Tab. 5, S. 54)

Fundstelle:	Wand einer Eisenerzgrube am S-Rand des „Feldheimer Waldes“; etwa 1,5 km SW von Hungen (Bl. Hungen)	
	Höhenlage 155 m über NN	
Geländeverhältnisse:	Schwach geneigter SW-Hang; Mittelterrassenniveau	
Vegetation:	Früher Acker, heute Grasdecke am Grubenrand	
Ausgangsmaterial:	Basisches vulkanisches Material	
Allgemeine Lage:	In der Grubenwand kann man beobachten, daß das rote Paläosolmaterial, aus dem das Profil gewonnen wurde, wie bei einer Tasche (Kessel) umgeben ist von anderen fossilen Verwitterungsprodukten. Im Hangenden wird das Ganze diskordant geschnitten von einer Erosionsoberfläche, auf der eine dünne Lößlehmschicht lagert	
Bodenverhältnisse:	Feucht	
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol	
III—1	15 — 50 cm	Feuchter roter (2.5 YR 4/8) Ton; Krümelgefüge; einige Wurzeln und Wurzelreste; vereinzelt einige kleine Basaltfragmente, Aluminium- und Eisenerzkonkretionen; porös; allmählicher Übergang zu
2	50 — 110 cm	Feuchter roter (2.5 YR 5/8) Ton; polyedrisches bis schwach prismatisches Gefüge; einige Wurzelreste; dichter als Nr. 1; Übergang zu
3	110 — 180 cm	Feuchter roter (2.5 YR 5/8) schluffiger toniger Lehm; strukturlos; ziemlich dicht; sehr allmählicher Übergang zu
4	180 — 230 cm	Feuchter gelbroter (5 YR 5/8) toniger Lehm; strukturlos; ziemlich dicht und plastisch.

Profil IV (Tab. 6, S. 56)

Fundstelle:	„Hungerer Stadtwald“, etwa 200 m nördlich des kleinen Stausees an der Straße Hungen - Nonnenroth (Bl. Laubach)	
	Höhenlage 160 m über NN	
Geländeverhältnisse:	Nahezu flach; Mittelterrassenniveau	
Vegetation:	Buchen-Fichten-Mischwald; kein Gestrüpp; oberflächlich etwas Blattstreu	
Ausgangsmaterial:	Basische vulkanische Asche, wahrscheinlich feinkörnig	
Bodenverhältnisse:	Feucht, gute Drainierung	
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol mit schwacher Parabraunerdeentwicklung	
IV—1	A ₁ 0 — 10 cm	Feuchter dunkelroter (2.5 YR 3/6) Schlufflehm; Krümelgefüge; mäßig humos; stark durchwurzelt; porös; vereinzelt einige Aluminiumerzfragmente; Übergang mit unregelmäßigem Kontakt zu
2	A ₃ 10 — 20 cm	Feuchter roter (2.5 YR 4/8) schluffiger Tonlehm; Krümelgefüge; schwach humos; ziemlich stark bewurzelt; porös; Übergang mit unregelmäßigem Kontakt zu
3	B ₂₁ 20 — 40 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) Ton; Polyederstruktur; schwach bewurzelt; einige Wurmgänge; porös, in den Poren meistens Tonhäutchen; ziemlich scharfer Kontakt zu
4	B ₂₂ 40 — 80 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) Ton; strukturlos; dichter als im hangenden Horizont; jedoch mit verschiedenen sichtbaren Poren mit Tonhäutchen; unter geringem Druck in Polyeder zerbröckelnd;
5	B ₂₂ 88 — 100 cm	Feuchter roter (2.5 YR 4/8) Ton; dicht, jedoch mit einigen sichtbaren Poren; strukturlos (Bodenhorizont wie vor!).

Profil V (Tab. 7, S. 58)

Fundstelle:	Etwa 1 km NE von Langsdorf (Bl. Laubach)		
	Höhenlage 185 m über NN		
Geländeverhältnisse:	Talhang eines verhältnismäßig niedrigen Hügels; etwa 10° SW-Hang		
Vegetation:	Verschiedene Obstbäume auf Grasland		
Bodenverhältnisse:	Feucht, etwas Erosion, wahrscheinlich gedüngt		
Ausgangsmaterial:	Basisches vulkanisches Material		
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol mit schwacher Parabraunerdeentwicklung		
V—1	A ₁	0 — 20 cm	Feuchter roter (2.5 YR 4/6) schluffiger toniger Lehm; mäßig humos; stark durchwurzelt; Krümelgefüge; verschiedene Wurgänge; gut durchlässig; örtlich zahlreiche kleine Basalt- und Schlackenfragmente, zum Teil vererzt, umgeben von roten Tönhäutchen; Übergang zu
	2	A ₂ 20 — 40 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) schluffiger Ton, ziemlich fleckig mit gebleichten rötlichgelben (5 YR 6/6) Fleckchen; feines Krümelgefüge; gut durchlässig; schwach durchwurzelt, einige Wurgänge; vereinzelt einige zum Teil vererzte Basalt- und Schlackenfragmente. Mit der Tiefe zunehmende Menge von Tönhäutchen in den Poren; allmählicher Übergang zu
	3	B ₂ 40 — 60 cm	Feuchter roter (10 R 4/8) Ton, strukturlos; ziemlich dicht, jedoch etwas porös; keine Wurgänge. Das Material besitzt eine ziemlich fleckige Farbverteilung, rötlichbraune (5 YR 5/4) Bröckchen mit interstitiell zahlreichen Äderchen und einzelnen kleinen Segregationen (bis 1 cm Durchmesser) von rotem plastischen Ton. Dieser Ton bildet auch bis 2 mm dicke Hüllen um verschiedene Basalt- und Schlackenfragmente. Außerdem wurde ein Schlackenfragment gefunden, dessen Blasen mit hellgefärbtem aluminiumreichen Material ausgekleidet sind. Im gleichen Horizont wurde an einer anderen Stelle als Probe entnommen:
	3a		Feuchter roter (10 R 4/8) Ton mit einem ein wenig abweichenden Habitus: dichter und plastischer als der Ton von Nr. 3, ähnelt dem Ton der Äderchen, Segregationen und Hüllen und bildet ein „Nest“ von etwa 10 cm Durchmesser; Übergang zu
	4	B ₃ 60 — 100 cm	Feuchter roter (10 R 4/8) Ton; strukturlos; dicht; vereinzelt verschiedene manchmal vererzte Basalt- und Schlackenfragmente (bis 10 cm Durchmesser), umhüllt von rotem plastischen Ton. Weniger Tönhäutchen als im B ₂ -Horizont, jedoch einige Tonsegregationen. Außerdem wurde ein schlackiges Eisenerzfragment gefunden, dessen Hohlräume später von hellgefärbtem aluminiumreichen Material imprägniert worden sind.

Profil VI (Tab. 8, S. 60)

Fundstelle:	Wand einer alten Bauxitgrube N der Straße Grünberg-Göbelnrod, etwa 1 km E vom letztgenannten Dorf (Bl. Laubach)		
	Höhenlage 265 m über NN		
Geländeverhältnisse:	Schwach nach S geneigter Talhang; Hochterrassenniveau		
Vegetation:	Ackerland; am Rande der Grube: Grasdecke		
Ausgangsmaterial:	Basisches vulkanisches Material		
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol		

Allgemeine Lage: Unter einer Lößlehmschicht wechselnder Mächtigkeit befindet sich ein umgelagerter roter Paläosol von homogenem Aussehen, in dem keine Differenzierung in Horizonte zu beobachten ist. Vereinzelt kommen Fragmente vulkanischer Gesteine, wie Schlacken, Basaltbrocken usw., vor, die zum Teil mehr oder weniger von rotbraunem Eisenerz oder hellgefärbtem Aluminiumerz krustiert sind. Von einer derartig vererzten Basaltschlacke wurde ein Mikroprofil analysiert.

In den angeführten Tiefen unter der Lößlehmschicht wurden folgende Proben entnommen:

VI — 1	bei etwa	10 cm	Ziemlich trockener roter (10 R 4/6) Lehm; ziemlich dicht; mit polyedrischem Gefüge; vereinzelt einige zum Teil vererzte Schlackenfragmente	
	2	bei etwa	85 cm	Ziemlich trockener roter (10 R 4/8) Schlufflehm; ziemlich dicht; strukturlos. Vereinzelt verschiedene zum Teil vererzte Gesteinsfragmente wechselnder Größe und Form
	3	bei etwa	135 cm	Ziemlich trockener roter (10 R 3/6) Schlufflehm; ziemlich dicht, strukturlos; vereinzelt verschiedene zum Teil vererzte Gesteinsfragmente wechselnder Größe und Form

Mikroprofil der vererzten Basaltschlacke:

Diese von Aluminiumerz durchsetzte Schlacke hat einen Durchmesser von etwa 10 cm und wurde entnommen in 85 cm Tiefe. Die ursprüngliche blasige Struktur ist noch deutlich zu erkennen. Im Kern der Schlacke zeigen die festen Strukturelemente noch eine braungraue Basaltfarbe, randlich wird die Farbe rötler, während die Blasen hier mit rotem erdigem Material gefüllt sind. In der ganzen Schlacke kommen Äderchen und Segregationen aus hellgefärbtem Aluminiumerz vor.

Die Probenbezeichnung im Mikroprofil ist wie folgt:

4 RS	Randzone der Schlacke
4 KS	Kern der Schlacke
4 AA	Aluminiumerz aus den Äderchen und Segregationen.

Profil VII (Tab. 9, S. 62)

Fundstelle: Bauxitgrube, etwa 2 km E von Lich (Bl. Laubach)
Höhenlage 185 m über NN

Geländeverhältnisse: Sanft geneigter Hügel; die Grube befindet sich in der Nähe des Gipfels

Allgemeine Lage:

Schematisches Profil der Grube mit den Probeentnahmestellen: s. Abb. I. In der Grube ist zu sehen, daß umgelagerter roter Paläosol diskordant einem Basaltkörper aufliegt, der an der Westwand der Grube aufgeschlossen ist; ostwärts verschwindet er jedoch in der Tiefe, so daß in der E-Wand der Grube fast ausschließlich umgelagertes Latosolmaterial ansteht. Der Basalt ist völlig zersetzt zu einer weichen erdigen Masse (Zersatz Nr. 8). Dieser Körper ist bis zu einer Mächtigkeit von etwa 2 m aufgeschlossen und geht nach oben in eine etwa 65 cm mächtige rotgelbe Zone (Nr. 6, 7) über, die bestimmt durch eine autochthone Verwitterung des Zersatzes gebildet worden ist. Hierauf lagert diskordant eine in der W-Wand verhältnismäßig geringmächtige Schicht allochthonen ferrallitischen Bodens. Die Proben 1 bis einschl. 4 im Profil VII wurden in der E-Grubenwand entnommen. Die Probe Nr. 5 wurde etwa 3,50 m unter der Grubenwand entnommen, und zwar unter einer Zone, die reich an Eisen- und Aluminiumerzfragmenten ist.

Profil VII 1 bis einschl. 5

Vegetation:	Vorher Nadelwald (am Waldrand), jetzt Grasbewachsung am Rande der Grube
Bodenverhältnisse:	Feucht, leichte Erosion
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol mit schwacher Parabraunerdeentwicklung
Ausgangsmaterial:	Basisches vulkanisches Material

Profil VII

VII 1	A ₁	0 — 20 cm	Feuchter roter (10 R 4/8) toniger Lehm, schwach humos, mäßig durchwurzelt, lockeres Krümelgefüge, enthält einige Bauxit- und Basaltfragmentchen (bis 1 cm Durchmesser); Übergang zu
2	AB	20 — 40 cm	Feuchter roter (10 R 4/8) Ton, schwach durchwurzelt, Krümelgefüge, enthält einige Bauxit- und Basaltfragmentchen. Mit der Tiefe zunehmende Mengen von Tonhäutchen in Poren und als Hüllen um die Fragmente; Übergang zu
3	B ₃₁	40 — 140 cm	+(Entnahmetiefe bei ungefähr 70 cm) Feuchter roter (10 R 4/8) schluffiger Tonlehm, ziemlich dicht, strukturlos, mäßig porös, enthält einige Bauxit- und Basaltfragmentchen, Tonhäutchen allgemein in Poren, alten Wurzelkanälen und um die Fragmentchen herum
4	B ₃₂	40 — 140 cm	+(Entnahmetiefe bei ungefähr 130 cm) Feuchter roter (7.5 R 4/8) schluffiger Tonlehm, weiter ähnlich Nr. 3.
5	— —		(Entnahmetiefe bei ungefähr 350 cm) Feuchter roter (2.5 YR 4/8) sandiger toniger Lehm, strukturlos, enthält einige Eisen- und Aluminiumerzfragmente.

Profil VII 6 bis einschl. 8

Dieses Profil wurde in der W-Wand der Bauxitgrube von Lich aufgenommen.

- | | |
|---|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 6 | (Entnahmetiefe etwa 20 cm unter der Diskordanz)
Feuchter roter (7.5 R 4/8) sandiger Lehm, etwas fleckig durch graue Partien verschiedener Größe und Form aus Rückständen des Ausgangsmaterials (Zersatz);
allmählicher Übergang zu: |
| 7 | (Entnahmetiefe etwa 60 cm unter der Diskordanz)
Feuchter sandiger Lehm, dessen Farbe zwischen rot (7.5 R 4/8) und bräunlich-gelb (10 YR 6/8) wechselt. Zwischen ihm treten graue Partien aus Rückständen des Ausgangsmaterials auf;
welliger, ziemlich scharfer Kontakt gegen: |

Profil VII

- | | |
|---|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 8 | Feuchter rötlich grauer (10 R 5/1) sandiger Lehm; er besteht aus einem, zu einer weichen, schneidbaren, verhältnismäßig homogenen Masse völlig zersetzten Basalt. In seiner Reliktstruktur kennzeichnen kleine weiße Fleckchen die Stelle der ursprünglichen Feldspatkristalle (Zersatz). Durch diesen Zersatz laufen (einige cm dicke) Adern, die sich örtlich zu nestförmigen Segregationen verdicken. Sie stehen in Verbindung mit der hangenden roten Zone und enthalten: |
|---|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|

8 a

Feuchter roter (10 R 5/8) plastischer Ton, sehr dicht.

Von der hangenden roten bis bräunlich-gelben Zone spalten sich Bänder von etwa 30 cm Mächtigkeit ab mit ähnlichen Farbnuancen, die nahezu horizontal durch den grauen Zersatz über einige Meter zu verfolgen sind und schließlich lateral auskeilen.

An der Basis der Grube gibt es in dem Zersatz außerdem eine Zone mit bräunlich-gelber (10 YR 6/8) Farbe, in der sich deutlich beobachten läßt, daß eisenhaltige Lösungen die Kaolinitpseudomorphosen imprägniert haben. In dieser Zone wurden autochthone, etwa 3 mm dicke Eisenerzkrusten gefunden, deren Oberfläche von roten (2.5 YR 4/8) Tönhäutchen überdeckt sind.

Schließlich sind im Zersatz oft kleine (einige mm dicke) Spältchen zu sehen, die mit hellgefärbtem Kaolinit gefüllt sind. An einer Stelle wurde ein kleiner Hohlraum gefunden, der mit feinkristallinem Quarz aufgefüllt war.

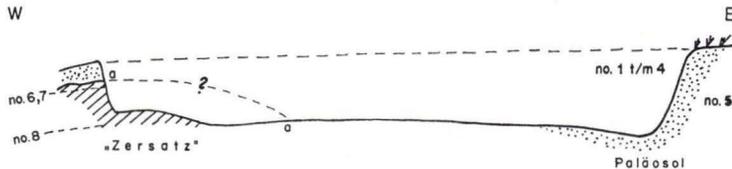


Abb. 1. Schematisches Profil der Baugrube mit Kennzeichnung der Probenentnahmestellen.

Profil VIII (Tab. 10, S. 64)

Fundstelle:	Am Wege Langsdorf - Nieder-Bessingen, etwa 1 km N von Langsdorf (Bl. Laubach)
	Höhenlage 175 m über NN
Geländeverhältnisse:	Schwach geneigter SW-Hang
Vegetation:	Einige Fichten, Gras- und Moosdecke
Ausgangsmaterial:	Basisches vulkanisches Material
Bodenverhältnisse:	Feucht, etwas Erosion
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol

VIII — 1	0 — 20 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) Schlufflehm, schwach humos, stark durchwurzelt („Wurzelfilz“), feines Krümelgefüge, vereinzelt einige kleine (bis 1 cm große) zum Teil vererzte Gesteinsfragmente; allmählicher Übergang zu
2	20 — 35 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) Schlufflehm, schwach durchwurzelt, feines Krümelgefüge, etwas dichter als Nr. 1. Vereinzelt einige zum Teil vererzte Gesteinsfragmente; Übergang zu
3	35 — 80 cm	Feuchter roter (10 R 4/8) Schlufflehm, dicht, jedoch etwas porös, wenig Wurzeln; Struktur: schwach polyedrisch, zum Teil strukturlos. Enthält abgerundete oder eckige Eisen- und Aluminiumerzfragmente; Übergang zu
4	80 — 100 cm	Feuchter roter (7.5 R 3/8) Lehm, dicht, etwas porös, strukturlos. Enthält verschiedene abgerundete oder eckige Eisen- und Aluminiumerzfragmente; Übergang zu

- 5 100 — 125 cm + Feuchter roter (7.5 R 3/8) Schlufflehm, dicht, strukturlos. Enthält verschiedene, meistens abgerundete Eisen- und Aluminiumerzfragmente, bis 3 cm im Durchmesser. In den Poren der Fragmente und als Umhüllung treten Tonhäutchen auf.

Profil IX (Tab. 11, S. 66)

- Fundstelle: Einschnitt des Weges Lardenbach - Weickartshain (Seenbrücke)
(Bl. Schotten)
Höhenlage 290 m über NN
- Geländeverhältnisse: Schwach geneigter E-Hang des Seenbachtals, etwas unterhalb der präpleistozänen 300-m-Verebnungsfläche
- Ausgangsmaterial: Basisches vulkanisches Material
- Bodentyp: Ferrallitischer Paläosol
- Allgemeine Lage: Wahrscheinlich durch Solifluktion umgelagertes fossiles Verwitterungsmaterial, dessen Strukturen diskordant von einer Erosionsfläche geschnitten werden, die durch eine Lößlehmschicht bedeckt wird. Die Proben wurden verschiedenen Lagen des Zersatzes entnommen, die genetisch miteinander in Zusammenhang stehen und wahrscheinlich ursprünglich eine vertikale Aufeinanderfolge bildeten, jetzt aber ungefähr im gleichen Niveau auftreten.

- IX — 1 Feuchter roter (2.5 YR 4/6) Schlufflehm; strukturlos, gute Porosität
- 2 Feuchter roter (2.5 YR 5/8) Schlufflehm; strukturlos, gute Porosität
- 3 Feuchter tiefbrauner (7.5 YR 5/8) Schlufflehm; strukturlos, etwas dichter als Nr. 1 und 2
- 4 Feuchter olivbrauner (2.5 Y 4/4) Schlufflehm; strukturlos, etwas gefleckt, örtlich erkennbare Reliktstruktur von Basalt.

Profil X (Tab. 12, S. 68)

- Fundstelle: Eisenerzgrube an der Straße Rüdingshausen - Weickershain, etwa 1 km SE von erstgenanntem Dorf
- Geländeverhältnisse: Präpleistozäne Rumpffläche
- Allgemeine Lage: Roter offenbar umgelagerter Paläosol bildet die Füllung einer Tasche am oberen Rand der Grubenwand inmitten von grellbraunen Verwitterungsmassen (7.5 YR 5/8). Die Verhältnisse sind mit Profil III vergleichbar. Etwa 180 cm unter der Oberkante der Wand wurde folgende Probe entnommen:

- X Feuchter roter (10 R 4/8) toniger Lehm; strukturlos; enthält einzelne weiche braungelbe Eisenerzfragmentchen und weiche z. T. verwitterte Reste vulkanischer Schlacken mit deutlich erkennbarer Reliktstruktur des Basaltgesteins.

Probe XI

Die Probe besteht aus einem Gesteinsfragment, in dem Aluminiumerz und etwas Eisenerz angereichert ist. Solche Pseudokonkretionen sind häufig auf den Haupt- und Mittelterrassen, wie z. B. im Hungener Stadtwald N von Hungen, zu finden. In der Literatur sind sie als „Bauxitknollen“ oder „Bauxitgerölle“ bezeichnet (SCHOTTLER, HARRASSOWITZ) (vgl. Probe VI — 4).

Profil XII (Tab. 13, S. 70)

Fundstelle:	Ortsrand von Nonnenroth an der Straße nach Villingen (Bl. Laubach) Höhenlage 185 m über NN		
Geländeverhältnisse:	Sanft nach S geneigter Hang eines breiten Tales im Hauptterrassenniveau;		
Vegetation:	Grasdecke am Ackerrand; einzelne Obstbäume		
Ausgangsmaterial:	Basischer Vulkanit; Lößlehm		
Bodenverhältnisse:	Feucht; schwache Erosion; im Oberboden Lößlehmbeimischung; auf dem angrenzenden Acker findet man vereinzelt Aluminiumerzbrocken (Bauxitknollen)		
Bodentyp:	Roter ferrallitischer Paläosol mit schwacher Parabraunerdeentwicklung		
XII — 1	A ₁	0 — 20 cm	Feuchter roter (2.5 YR 4/6) toniger Lehm (eine Mischung von rotem Latosolmaterial und Lößlehm); mäßig humos, mäßig durchwurzelt; Krümelgefüge; vereinzelt einige z. T. vererzte Basalt- und Schlackenfragmente. Gute Durchlässigkeit; Übergang zu
	2	A ₂ 20 — 35 cm	Feuchter toniger Lehm (Zusammensetzung wie oben); fleckig durch rote (10 R 4/6) und dunkelrote (2.5 YR 3/6) Farben; schwach humos; einzelne Wurzeln; krümeliges bis polyedrisches Gefüge; vereinzelt z. T. vererzte Basalt- und Schlackenfragmente; Übergang zu
	3	IIB ₂₁ 35 — 70 cm	Feuchter roter (10 R 4/6) Ton; strukturlos, unter geringem Druck in scharfkantige Polyeder zerbröckelnd; dicht, jedoch mit einer gewissen Porosität; vereinzelt verschiedene, z. T. vererzte Basalt- und Schlackenfragmente wechselnder Größe (Durchmesser bis 5 cm); allmählicher Übergang zu
	4	IIB ₂₂ 70 — 105 cm +	Feuchter roter (10 R 4/6) schluffiger Tonlehm; Merkmale wie oben, jedoch mit der Tiefe allmählich plastischer; außerdem hier und da Tonhäutchen in Poren und alten Wurzelröhren und als Hüllen um die Gesteinsfragmente.

Profil XIII (Tab. 14, S. 72)

Fundstelle:	In der Nähe des Dorfes Götzen, NE von Schotten (Bl. Schotten) Höhenlage 400 m über NN		
Geländeverhältnisse:	Verebnung auf der Wasserscheide von zwei Nebenbächen der Nidda (möglicherweise Restfläche einer pleistozänen Verebnung)		
Vegetation:	Grasland		
Ausgangsmaterial:	Basischer Schlackentuff		
Bodenverhältnisse:	Roter Paläosol, überdeckt von einer etwa 35 cm dicken Lößlehmschicht mit Basaltgrus. Etwas Erosion		
Bodentyp:	Roter ferrsiallitischer Paläosol		

Profil unter der Lößlehmschicht:

XIII — 1		10 cm	Feuchter dunkelroter (10 R 3/6) Ton; sehr dicht; polyedrische bis schwach prismatische Struktur; einzelne Wurzeln; einzelne blasige Schlackenreste mit brauner Aureole
	2	40 cm	Feuchter dunkelroter (7.5 R 3/6) Ton; sehr dicht; polyedrisches bis schwach prismatisches Gefüge; vereinzelt verschiedene Schlackenreste mit blasiger Reliktstruktur und mit dunkelbrauner (7.5 R 5/8) Aureole (bis 3 cm dick) und dunkelbraunen Flecken. Bei der Probenentnahme wurde ein Teil eines Schlackenrückstandes nebst Aureole miterfaßt.
	3	75 cm	Feuchter dunkelroter (10 R 3/6) schluffiger Ton; schwach polyedrisches Gefüge; vereinzelt verschiedene Schlackenrückstände mit blasiger Reliktstruktur und mit einer gelblichroten (5 YR 5/8) Aureole und gelblichroten Flecken.

Profil XIV (Tab. 15, S. 74)

Fundstelle:	Baustelle auf dem „Flettenberg“, etwa 1 km S von Garbenteich (Bl. Gießen) Höhenlage 230 m über NN
Ausgangsmaterial:	Basische vulkanische Asche, meist feinkörnig mit einzelnen Brocken
Allgemeine Lage und Bodentyp:	Erosionsrückstand einer Basaltdecke auf rotem Paläosol. Der Deckenbasalt ist z. T. zersetzt; das Gestein zeigt eine kugelige Absonderung, während das Ganze von Spalten durchzogen ist. Die Farbe ist dunkelrötlichbraun (5 YR 3/3). Der Basalt ist blasig, besonders in der Nähe des Kontaktes. Die Blasen, Spalten und andere Hohlräume im Basalt sind mit Montmorillonit gefüllt. Unmittelbar unter dem Basalt ist der Paläosol in einer Kontaktzone (Nr. 1, 2) gefrittet. Nach der Tiefe zu erfolgt ein Übergang zu rotem Paläosolmaterial ohne direkte Kontaktwirkungen (Nr. 3, 4, 5). Hierunter allmählicher Übergang in verhältnismäßig frische gelbliche vulkanische Asche (Nr. 6), in der einzelne kleine Basaltbomben (Brockentuff) vorkommen (Nr. 6 B).

Etwas abseits ist, einige Meter unterhalb der Basis des obenerwähnten Profils, ein z. T. zersetzter intrusiver Basalt aufgeschlossen. Hierin findet man feste, ziemlich frische Basaltkugeln (Nr. 8) in einem weichen Zersetzungsprodukt (Nr 7), das die Zwischenräume der Kugeln ausfüllt.

Paläosolprofil unter der Basaltdecke:

XIV — 1	0 — 20 cm	Trockenes rotes (10 R 5/8) gebackenes Material, feinkörnig, kompakt, verhältnismäßig spröde, mit prismatischer bis polyedrischer Absonderung. Einzelne kleine Segregationen und dünne Äderchen von Montmorillonit kommen vor, sind jedoch selten. Mit scharfer Grenze gegen
2	20 — 55 cm	Ein Horizont, der aus ähnlich verbackenem roten (10 R 5/8) Material besteht wie oben, hier jedoch zu zahlreichen kleinen Polyedern zerfallen ist. Diese Bröckchen schwimmen in viel weißem Bolus (Montmorillonit), indem dieser sämtliche Fugen ausfüllt. Unter einer welligen Übergangzone folgt:
3	55 — 220 cm	Feuchter roter (7.5 R 5/8) Paläosol, ziemlich weich, mit Segregationen und Adern aus Montmorillonit, jedoch weniger als in dem hangenden Horizont. Allmählicher Übergang zu
4	—	Feuchter roter (10 R 4/8) Paläosol, porös, ziemlich locker; die Poren und Spalten sind mit dünnen schwarzen Häutchen bekleidet. Enthält kleine Segregationen und Äderchen von Montmorillonit. Allmählicher Übergang zu
5	—	Feuchter gelbroter (5 YR 5/8) Paläosol, Übergangzone; enthält einzelne Montmorillonitsegregationen. Allmählicher Übergang zu
6	220 — 320 cm +	Feuchte olivgelbe (5 Y 6/6) feinkörnige vulkanische Asche; verhältnismäßig frisch; locker; enthält zahlreiche kleine Montmorillonitsegregationen.
6 B	—	Vereinzelt kommen hierin vor: Feuchte schwarzrote (10 R 3/4) Basaltbrocken (Brockentuffe); ziemlich fest; ihr Durchmesser wechselt von einigen Zentimetern zu einigen Dezimetern.

Das ganze Profil mit Ausnahme der Kontaktzone unmittelbar unterhalb der Basaltdecke (Nr. 1) wird von oben nach unten von etwa 5 cm dicken, steil stehenden Adern durchschnitten, die mit Montmorillonit gefüllt sind, in dem einzelne Bröckchen gefritteten roten Paläosols schwimmen, ähnlich wie bei Nr. 2. Diese Adern reichen sogar ein wenig in die olivgelbe Aschezone (Nr. 6) hinein und gabeln sich hier dendritisch zu einer Anzahl dünnerer Äderchen.

Im tieferen Niveau wurde von dem intrusiven Basalt folgende Probe entnommen:

XIV — 8

Ziemlich frischer, fester Basalt einer Kugel von etwa 40 cm Durchmesser mit zwiebelschalartigen Absonderungsringen. Aus der Füllmasse zwischen dem festeren Gestein wurde folgende Probe entnommen:

7

Feuchtes dunkelrot-braunes (5 YR 3/2) grusiges Material, ziemlich locker; enthält einige Montmorillonitseggregationen.

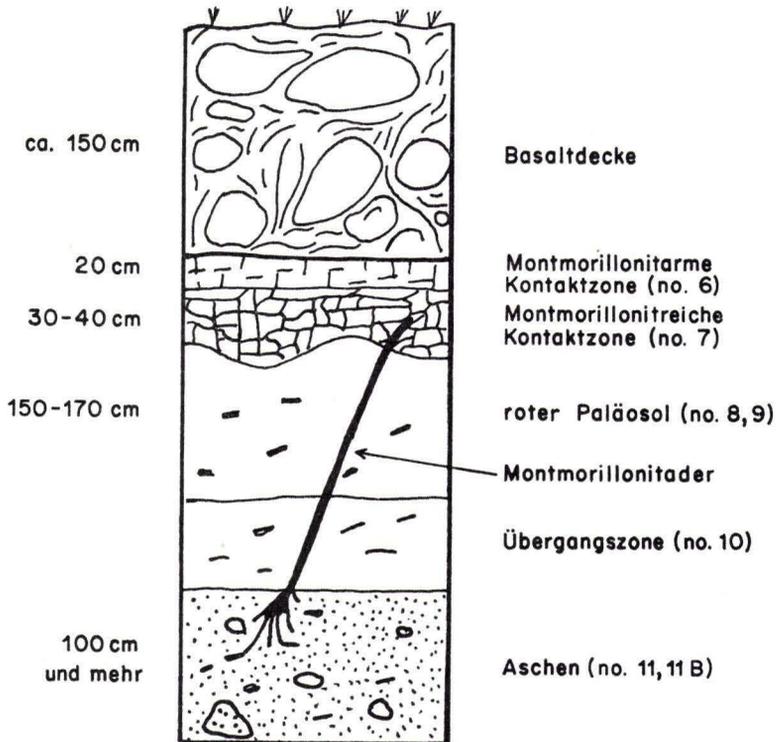


Abb. 2. Paläosolprofil unter der Basaltdecke von XIV.

Profil XV (Tab. 16, S. 76)

Fundstelle: Steinbruch am „Gallberg“ bei Herbstein (Bl. Herbstein)
Höhenlage 400 m über NN

Ausgangsmaterial: Basisches vulkanisches Material

Allgemeine Lage: Unter einer Basaltdecke (Lavaerguß) befindet sich ein etwa 70 cm mächtiges Schlackenagglomerat, das auf einem roten Paläosol lagert. Die Schlacken haben eine blasige Struktur. Die Zwischenräume und die Blasen sind in der Tiefe mit zunehmendem Maße von hellgefärbtem, käseartigem Bolus (i. e. Montmorillonitseggregationen) erfüllt, der in trockenen Lagen ziemlich spröde

ist und zu kleinen scharfeckigen Polyedern zerbricht. An vielen Stellen im Steinbruch fehlt das Schlackenagglomerat, und der Deckenbasalt liegt unmittelbar auf dem roten Paläosol.

In der Flanke des Berges ist in tieferer Lage ein zweites Basaltlager aufgeschlossen. Auch hier ist der angrenzende rote Paläosol sehr reich an neugebildetem Montmorillonit.

Paläosolprofil unter dem Schlackenagglomerat:

- | | | |
|--------|--------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| XV — 1 | 0 — 20 cm | Feuchter roter (10 R 4/6) Horizont aus porösem verbackenem, ziemlich festem Material. Alle Spalten und Poren sind mit hellgefärbten Montmorillonitseggregationen gefüllt. Außerdem sind viele kleine schwarze eckige Fleckchen darin verteilt, die wahrscheinlich aus zersetzten Phenokristallen mafischer Minerale bestehen. Übergang zu |
| 2 | 20 — 30 cm | Feuchter roter (10 R 5/8) Horizont; weniger fest als Nr. 1; porös; einzelne Spalten und Poren sind mit Montmorillonit gefüllt; vereinzelt kleine Schlackenrückstände mit blasiger Struktur, Übergang zu |
| 3 | 30 — 50 cm + | Feuchte rote (10 R 5/8) Zone; ziemlich fest, porös; einige Spalten und Poren mit Montmorillonitseggregationen bis zu 2 cm Dicke; vereinzelt Schlackenfragmente mit blasiger Struktur, z. T. zu einer weichen bräunlichen Masse zersetzt. |

Profil XVI (Tab. 17, S. 78)

Fundstelle: Steinbruch am „Waltersköpfel“ am oberen Talhang des Eichelbaches NE von Wingershausen (Bl. Nidda)
Höhenlage 350 m über NN

Allgemeine Lage: Im Eingang zum Steinbruch liegt unter einem Basaltdeckenrest ein 30 cm mächtiges Schlackenagglomerat auf einem roten Paläosol mit einzelnen z. T. verwitterten Schlackenresten. Wegen der geringen Tiefe des Paläosolaufschlusses wurde hiervon nur eine Probe (Nr. 2) genommen. Außerdem wurde für die Untersuchung eines Mikroprofils (vom Rand zum Kern) (Nr. 3 bzw. RS und KS) eine im Paläosolmaterial gefundene Schlacke analysiert. In etwa 5 m seitlicher Entfernung hiervon ist die Basaltdecke und der Schlackenhorizont ganz abgetragen, so daß der Paläosol hier unmittelbar von einer geringmächtigen umgelagerten Lößlehmschicht überdeckt ist. In gleicher Höhe wie Nr. 2 wurde hier die Probe Nr. 1 entnommen.

Profil unter der Basaltdecke:

- | | | |
|---------|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | 0 — 30 cm | Schlackenagglomerat, blaßrot (7.5 R 4/2), mit blasiger Struktur; interstitiell und in den Blasen gibt es viele hellgefärbte Montmorillonitseggregationen; Übergang in |
| XVI — 2 | 30 — 70 cm | Feuchter roter (7.5 R 4/8) Lehm, strukturlos; mit vielen vereinzelt Schlackenresten mit blasiger Struktur, meistens rot gefärbt mit hellen Fleckchen an Stelle der ursprünglichen Feldspatkriställchen. Einzelne Schlacken besitzen eine braune Aureole
Mikroprofil einer solchen z. T. verwitterten Schlacke: |
| 3 RS | — | Randzone der Schlacke |
| 3 KS | — | Kernzone der Schlacke |
| | | In gleicher Höhe wurden folgende Proben genommen: |
| 1 | — | Feuchter roter (10 R 4/8) Schlufflehm; strukturlos; vereinzelt einige z. T. verwitterte Schlackenreste mit blasiger Struktur. |

Profil XVII (Tab. 18, S. 80)

- Fundstelle: Am Rande des Lumdatales, etwa 1,5 km SW von Odenhausen (Bl. Londorf)
Höhenlage etwa 250 m über NN
- Geländeverhältnisse: Eine Hügelreihe aus Restflächen der präpleistozänen Rumpffläche bildet hier die Begrenzung des Lumdatales. Die Profilstelle befindet sich hoch am Talhang, der sehr flach nach E fällt
- Ausgangsmaterial: Basischer Schlackentuff
- Bodentyp: Roter Paläosol
- Allgemeine Lage: Das hier beschriebene Profil ist über dem Basaltlager in der Wand eines kleinen Steinbruches aufgeschlossen; der Paläosol war ursprünglich von einer Lößlehmschicht überlagert, die jetzt abgetragen ist. Die rote Paläosolschicht ist etwa 30 cm mächtig mit nach unten zunehmender Menge von z. T. verwitterten Schlackenfragmenten. Sie geht nach der Tiefe in ein Agglomerat aus porösen Schlacken über. Manche dieser Schlacken sind infolge Verwitterung und späterer thermischer Einflüsse äußerlich rötlich gefärbt und haben hier eine geringere Festigkeit. Zwischen ihnen und in den Blasen findet man außerdem eingeschlammte rote Paläosolsubstanz.
Das Schlackenagglomerat liegt auf der ziemlich blasigen, leicht verwitterten Oberfläche eines Basaltstroms. In etwa 100 m Entfernung von diesem Profil ist der Paläosolhorizont noch von Basalt überdeckt. Hier wurde die Probe Nr. 3 entnommen.

- XVII — 1 0 — 30 cm Feuchter roter (10 R 6/4) Schlufflehm, strukturlos, darin verteilt einzelne z. T. verwitterte blasige Schlackenfragmente; Übergang zu
- 30 — 65 cm Agglomerat von z. T. verwitterten blasigen Schlacken.
Mikroprofil einer Schlacke:
- 2 RS Randliche, blaßrot (7.5 R 4/6) verwitterte Zone mit kleinen weißen Kaolinitflecken, die ursprüngliche Feldspatkristalle kennzeichnen; nach innen Übergang zu
- 2 KS Feuchter, rötlichgrauer (10 R 6/1) blasiger Kern, sehr leicht verwittert und fester als Nr. 2 RS.
- 3 Feuchte rote (7.5 R 5/6), verhältnismäßig feste Zone, porös; in den Poren hellgefärbte Segregationen von Montmorillonit.

Profil XVIII (Tab. 19, S. 82)

- Fundstelle: Beim Bauernhof an der Straße von Laubach nach „Stelzenberg“, etwa 500 m SE von Laubach (Bl. Laubach)
Höhenlage 240 m über NN
- Geländeverhältnisse: Talhang der Wetter mit geringer Neigung nach NW
- Bodentyp: Roter Paläosol mit Reliktstrukturen vulkanischer Feinschichtung
- Allgemeine Lage: Feingeschichtete Ablagerung von rotem Tuff, z. T. unverfestigt (vulkanische Asche), in der ein Schlackenagglomerat und ein dünner Lavaerguß eingeschaltet sind. Diese Folge ist von einer geringmächtigen Lößlehmschicht überdeckt.
- XVIII — 1 0 — 15 cm Feuchter roter (7.5 R 5/8) Lehm, locker, mit feinem Krümelgefüge; vereinzelt hellgefärbte Segregationen von ziemlich sprödem Montmorillonit. Durch eine etwa 0,5 cm dicke dunkelbraune feste Tuffschicht getrennt von:
- 2 15 — 30 cm Feuchter roter (7.5 R 5/8) sandiger Lehm, locker, strukturlos, mit einzelnen festeren, sehr spröden Partien mit Schlackenfragmenten, deren Blasen z. T. mit spröden hellgefärbten Montmorillonitsegregationen gefüllt sind. Übergang zu

- 3 30 — 60 cm Feuchter roter (7,5 R 4/8) sandiger Lehm, locker, strukturlos, mit einzelnen festeren spröden Partien und einem einzelnen Schlackenfragment; Übergang zu
- 60 — 110 cm Schlackenagglomerathorizont; die Schlacken sind fest; meistens grau-, manchmal rotgefärbt; sie haben eine blasige Struktur. Nach unten gehen sie über in ein etwa 2 dm dickes, z. T. zersetztes und zerbrochenes Lavabänkchen.
 Es liegt auf:
- 4 110 — 125 cm Feuchter roter (10 R 4/8) sandiger Lehm, in dem vereinzelt spröde Schlacken mit blasiger Struktur vorkommen, die Rückstände von Olivinknollen enthalten. Übergang zu
- 5 125 — 185 cm + Feuchter roter (10 R 5/8) Lehm als Füllmasse zwischen groben Schlacken mit blasiger Struktur (diese Schlacken sind nicht in die Probe aufgenommen worden).

Profil XIX (Tab. 20, S. 84)

- Fundstelle: An der „Schottener Straße“ ENE von Hungen; SE der „Hubbe“ (Bl. Hungen)
 Höhenlage 260 m über NN
- Geländeverhältnisse: Kleine freigelegte Terrassenfläche im Hochterrassenniveau auf der Wasserscheide Horloff - Langder Bach
- Vegetation: Rand eines jungen Fichtenwaldes mit Grasdecke
- Ausgangsmaterial: Basischer vulkanischer Schlackentuff
- Bodenbedingungen: Naß; schlechte Entwässerung; etwas Erosion; Moderdecke
- Bodentyp: Roter Paläosol, an der Oberfläche ziemlich verbraunt
- XIX — 1 A₁ 0 — 10 cm Feuchter rötlichbrauner (2,5 YR 4/4) schluffiger toniger Lehm; Krümelgefüge; ziemlich humos; intensiv durchwurzelt („Wurzelfilz“); vereinzelt Basalt- und Schlackenfragmentchen. Übergang zu
- 2 A₃ 10 — 30 cm Nasser roter (10 R 4/6) schluffiger Ton; krümeliges bis polyedrisches Gefüge; mäßig humos; gut durchwurzelt; vereinzelt weiche Schlackenfragmente mit blasiger Struktur, z. T. verwittert. Ziemlich gute Durchlässigkeit. Übergang mit welliger Grenzzone zu
- 3 B₂ 30 — 45 cm Nasser roter (2,5 YR 4/8) schluffiger toniger Lehm; polyedrisches Gefüge; schwach humos; einzelne Wurzeln; vereinzelt weiche Schlackenfragmente mit blasiger Struktur, z. T. verwittert. Übergang mit welliger Grenzzone zu
- 4 B₃₁ 45 — 70 cm Nasser Lehm; dicht; strukturlos; rot (10 R 5/8) mit hellolivbraunen (2,5 Y 5/6) Partien, die Schlackenreste erkennen lassen, die zu einer weichen Masse zersetzt sind. Ihre blasige Struktur ist erhalten. Schlechte Durchlässigkeit. Allmählicher Übergang zu
- 5 B₃₂ 70 — 90 cm Nasser Schlufflehm; dicht; strukturlos; besteht hauptsächlich aus weichen, hellolivbraunen (2,5 Y 5/6) Partien mit blasiger Reliktstruktur von Schlackenresten, dazwischen stellenweise rote (10 R 5/8) Füllmassen. Schlechte Permeabilität. Übergang zu
- 6 B₃₃ 90 — 110 cm + Nasser Schlufflehm; dicht; strukturlos; mit einer einzigen roten (10 R 4/8) aderartigen Partie als Ausfüllung zwischen den zu einer weichen hellgelblichbraunen (2,5 Y 6/4) Masse zersetzten Schlacken mit blasiger Reliktstruktur.

Profil XX (Tab. 21, S. 86)

Fundstelle:	„Katzenberg“ an der Straße Ulfa - Gonterskirchen (Bl. Nidda) Höhenlage 240 m über NN		
Geländeverhältnisse:	Gipffläche auf der Wasserscheide Horloff - Nidda; das Profil liegt hoch am schwach nach Westen abfallenden Hang		
Vegetation:	Obstbäume; Grasdecke		
Ausgangsmaterial:	Basischer Schlackentuff		
Bodenverhältnisse:	Naß; ziemlich schlechte Entwässerung; mäßige Erosion		
Bodentyp:	Roter Paläosol, an der Oberfläche etwas verbraunt		
XX — 1	A ₁	0 — 20 cm	Feuchter dunkelrötlich-brauner (5 YR 3/3) toniger Lehm, mäßig humos; mäßig durchwurzelt; krümeliges Gefüge. Enthält im unteren Abschnitt verschiedene z. T. abgerundete Basaltfragmente. Allmählicher Übergang zu
2	IIB ₂	20 — 60 cm	Nasser Ton, unregelmäßig, verschwommen gefleckt durch rote (10 R 4/6) und rötlichbraune (2.5 YR 4/4) Partien. Dicht; strukturlos; hier und da kann man in einem rötlichbraunen Flecken die blasige Reliktstruktur einer Schlacke beobachten, in der die Hohlräume oft mit hellgefärbtem tonigen Material gefüllt sind. Allmählicher Übergang zu
3	IIB ₃	60 — 100 cm	+Nasser schluffiger toniger Lehm; dicht; strukturlos; nuancierte Färbung durch interstitiell schwachrotes (10 R 4/4) Material zwischen großen rötlichbraunen (2.5 YR 4/4) Partien. Einzelne z. T. verwitterte Reste und Reliktstrukturen von Schlacken.

Profil XXI (Analytische Daten: s. S. 68)

Fundstelle:	Steinbruch „Ziegelhütte“ an der Straße Schotten - Gedern; etwa 1 km ESE von Schotten (Bl. Schotten) Höhenlage 330 m über NN
Geländeverhältnisse:	Am oberen Talhang des Michelsbaches unterhalb der präpleistozänen Rumpffläche
Allgemeine Lage:	Eine Basaltdecke (i. e. Lavaerguß) liegt auf einem Agglomerat aus vulkanischen Schlacken mit blasiger Struktur. Blasen und Zwischenräume sind von hellgefärbten Tonsegregationen (Montmorillonit) erfüllt. Das Agglomerat liegt auf rotem Paläosol. Die Verhältnisse sind vergleichbar mit denen von Profil XV. Etwa 150 cm unter dem Basaltkontakt wurde folgende Probe entnommen:
XXI	Feuchtes rotes (10 R 5/6), verhältnismäßig stark verfestigtes Material, in dem vereinzelt Schlackenfragmente mit blasiger Struktur vorkommen.

Tab. 1. Mineralogische Analyse der Schwerkomponente der Sandfraktion

Muster-Nr.	I-1 -2 -3 -4	II-1 -2 -3 -4 -5	III-1 -2 -3 -4	IV-1 -2 -3 -4 -5	VI-1 -2 -3	VII-8	IX-1 -2 -3 -4
Opak	63 84 76 52	78 94 96 99 100	85 97 98 99	90 81 94 97 94	94 95 97	27	98 97 99 100
Turmalin	— — — —	— — — — —	— — — —	— — — — sp	— — 6	—	— sp — —
Zirkon	— — 2 —	2 4 1 — —	15 45 14 4	9 20 12 8 —	3 — 7	1	4 40 — —
Granat	— — — —	— sp — — —	— sp — —	— sp sp — —	— — — —	—	— 4 — —
Rutil	— — — —	2 4 7 — —	2 — 54 32	59 13 29 57 55	94 99 66	99	3 4 (10) —
Titanit	4 — 2 4	53 50 46 (10) —	16 10 — —	— 12 3 — 1	— — — —	—	— 4 — —
Epidot	— — — —	sp 1 1 — —	— — — —	— 2 — — —	— — — —	—	— — — —
Basaltische Hornblende Grüne	3 2 2 2	29 24 24 (40) —	29 19 2 2	10 20 11 — 2	1 1 3	—	1 8 (18) —
Hornblende	3 — 1 —	— 4 — — —	2 — 4 4	1 2 2 2 6	— — — —	—	— 10 — —
Augit	87 94 91 94	7 6 13 (40) —	18 6 4 18	7 5 6 — 2	— — 2	—	15 — (18) —
Titanaugit	— — — —	5 6 6 — —	— — — —	— — — —	— — — —	—	26 2 (18) —
Enstatit	— — — —	2 — 1 — —	7 13 18 36	10 3 21 19 18	2 — 16	—	47 22 (27) —
Hypersthen	3 2 1 —	sp 1 1 (10) —	11 6 4 4	1 21 16 14 16	— — — —	—	4 — (9) —
Diopsid	— 2 1 —	— — — — —	— 1 — —	3 2 sp — —	— — — —	—	— 6 — —
Topas	— — — —	— — — — —	— — — —	— — — — —	— — — —	—	— — — —

Tab. 2. Mineralogische Analyse der Schwerkomponente der Sandfraktion

Muster-Nr.	X-1 -2 -3	XV-1 -2 -3	XVI-1 -2	XVII-1 -2 -3	XVIII-1 -2 -3 -4 -5	XIX-1 -2 -3 -4 -5 -6	XX-1 -2 -3
Opak	89 75 68	17 38 40	99 88	29 18 22	85 81 80 24 19	24 70 97 98 94 98	42 79 89
Turmalin	1 — —	— — —	— — —	— — —	— — — — —	— — — — —	— — —
Zirkon	34 5 3	— 1 —	— 2	— — —	5 14 14 1 1	— sp — (4) 2 —	1 — 1
Granat	— — —	— — —	— 1	— — —	sp sp — — —	— — — — —	— — 3
Rutil	— 1 —	— — —	— — —	— — —	— — sp — —	— sp — 5 1 1	1 2 5
Titanit	— — 1	— — —	(4) —	— — —	— 3 2 — —	sp 3 sp — — (2)	1 — —
Epidot	— — —	— — —	— — —	— — —	2 — 2 — 1	sp — — — — —	— — —
Basaltische Hornblende Grüne	13 1 3	— 27 18	— 15	— — —	35 42 43 3 3	3 5 5 (9) 7 (13)	2 — —
Hornblende	— 1 3	— — —	— 7	— — —	— 2 — — 1	sp sp — — — —	— — —
Augit	23 16 6	94 58 68	(52) 59	65 69 93	3 6 7 24 7	4 11 6 (5) 62 (50)	69 70 69
Titanaugit	10 5 —	— 6 1	(13) 6	17 10 —	4 2 2 1 3	60 39 41 (32) 13 (20)	— — —
Enstatit	3 31 42	2 1 2	(9) 5	9 11 3	22 13 22 14 28	8 19 16 (27) 8 (8)	13 15 13
Hypersthen	3 34 36	4 6 11	(13) 1	6 1 4	26 18 7 55 50	9 19 27 (23) 7 (5)	4 5 5
Diopsid	13 6 6	— 1 —	(9) 4	3 9 —	3 — 1 2 6	16 4 — — — (2)	9 8 4
Topas	— — —	— — —	— — —	— — —	— — — — —	— — — — —	— — —

Tab. 3. Bodentypus: Unreifer schwacher Paläosol

Muster-Nr. I — 1 bis einschließlich 6

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	Korngrößenzusammensetzung								
			H ₂ O	pH KCl	d-pH	Kies	Sand	Schluff		Ton	
						% v. Tot. > 2 mm	2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	< 2 µ
1	A ₁	0 — 10	4,9	3,9	1,0	—	12,0	16,1	31,5	33,8	6,6
2	A ₂	10 — 25	5,1	4,1	1,0	—	13,0	17,2	34,5	28,6	6,8
3	AC ₁	25 — 55	6,3	5,2	1,1	—	15,1	18,7	36,6	24,7	5,0
4	AC ₂	55 — 75	6,4	5,2	1,2	13,7	23,1	19,3	43,3	9,0	5,3
5	C ₁	75 — 105	6,5	5,2	1,3	17,3	24,8	21,1	11,0	24,7	18,4
6	C ₂	105 — 115 ⁺	6,3	5,0	1,3	55,2	29,0	25,2	12,9	20,7	12,2

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	55,1	11,6	12,6	3,6	5,0	1,5	90,4	8,08	11,66	1,44
2	55,8	11,8	12,9	3,7	5,3	1,5	91,0	8,04	11,54	1,43
3	55,8	13,0	12,2	3,5	5,3	1,5	91,3	7,30	12,20	1,67
4	49,6	16,0	12,4	3,3	5,8	1,3	88,4	5,27	10,68	2,02
5	46,1	19,2	11,7	3,1	5,9	1,2	87,2	4,08	10,50	2,58
6	44,8	20,0	11,8	2,9	5,7	1,1	86,3	3,81	10,13	2,65

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	45,4	18,2	15,1	4,0	2,2	1,9	86,8	4,24	8,03	1,89
2	46,2	19,9	13,0	4,1	1,0	1,9	86,1	3,94	9,48	2,40
3	44,6	21,0	13,7	3,6	2,0	1,8	86,7	3,61	8,69	2,41
4	45,6	24,4	16,1	2,1	0,4	1,0	89,6	3,18	7,56	2,38
5	45,0	27,2	10,8	2,4	0,3	0,6	86,3	2,81	11,11	3,96
6	45,9	27,1	11,0	2,5	0,4	0,7	87,6	2,88	11,13	3,87

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
2,92	0,11	26,5	1,3	0,0	0,4	0,0	1,7	21,3	8,0
1,03	0,08	12,9	1,6	0,8	0,2	0,1	2,7	11,8	22,9
0,96	0,06	16,0	4,1	4,6	0,3	0,2	9,2	13,2	69,7
0,89	0,05	17,8	9,7	7,2	0,5	0,4	17,8	25,7	69,3
0,89	0,05	17,8	11,3	9,7	0,7	0,6	22,3	30,4	73,4
0,86	0,04	21,5	13,0	11,0	0,9	0,7	25,6	34,8	73,5

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
55,8	11,1	12,4	3,6	5,2	1,5	8,55	12,00	1,40
56,5	11,2	13,0	3,6	5,6	1,5	8,58	11,59	1,35
56,5	12,5	12,1	3,5	5,5	1,5	7,68	12,45	1,62
49,6	15,5	12,2	3,4	6,1	1,3	5,45	10,84	2,00
46,3	17,4	11,9	3,3	7,1	1,4	4,53	10,38	2,30
44,7	19,0	12,0	3,0	6,5	1,1	4,00	9,34	2,49

Tonminerale

K	H	Qu	F
++	+++	++	++
++	+++	++	++
++	+++	++	++
+++	++	+	+
++++	+	+	+
++++	+	+	+

Tab. 4. Bodentypus: Roter ferrisiallitischer Paläosol, mit schwacher Parabraunerde-Entwicklung
Muster-Nr. II — 1 bis einschließlich 5

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 µ	Schluff 200 µ- 50 µ	Ton 50 µ- 20 µ	Ton < 2 µ	
1	A ₁	0—5	4,4	3,8	0,6	—	7,4	8,5	59,4	20,0	4,7
2	A ₃	5—30	4,5	3,9	0,6	—	9,9	8,2	12,6	36,1	33,2
3	B ₂	30—45	4,6	4,1	0,5	40,0	6,7	8,4	5,6	26,0	53,3
4	B ₃₁	45—85	4,9	4,5	0,4	—	3,9	8,9	17,1	17,4	52,7
5	B ₃₂	85—100 ⁺	5,2	4,6	0,6	—	14,5	6,0	13,4	44,3	21,8

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	40,3	15,2	26,3	3,5	0,4	0,8	86,5	4,50	4,09	0,91
2	36,0	17,1	30,4	3,5	0,3	0,7	88,0	3,54	3,16	0,88
3	26,3	20,6	36,1	3,5	0,2	0,3	87,0	2,17	1,95	0,90
4	28,5	24,1	30,9	3,9	0,2	0,2	87,8	2,01	2,46	1,22
5	24,3	30,8	26,1	3,4	0,2	0,1	84,9	1,34	2,49	1,85

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	26,3	21,9	32,4	3,9	0,2	0,5	85,2	2,04	2,16	1,06
2	27,6	24,1	30,0	3,1	0,1	0,5	85,4	1,95	2,46	1,26
3	31,3	27,0	25,8	2,4	0,4	0,3	87,2	1,97	3,24	1,46
4	33,0	27,5	22,3	2,8	0,4	0,2	86,2	2,04	3,95	1,94
5	34,4	31,5	19,0	1,9	0,8	0,2	87,8	1,85	4,83	2,60

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
4,07	0,34	12,0	2,5	4,5	0,5	0,0	7,5	23,5	31,9
1,34	0,13	10,3	2,9	1,0	0,1	0,0	4,0	17,8	22,5
0,63	0,07	9,0	3,2	4,0	0,2	0,0	7,4	18,3	40,4
0,23	0,04	5,8	3,8	3,7	0,1	0,1	7,7	15,2	50,7
0,20	0,03	6,7	5,2	2,2	0,1	0,0	7,5	13,9	50,4

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
41,0	14,9	26,0	3,4	4,68	4,21	0,90
40,2	13,6	30,6	3,7	5,03	3,51	0,70
20,3	13,3	47,8	4,7	2,60	1,13	0,44
23,5	20,3	40,6	5,0	1,97	1,54	0,78
21,5	30,6	28,1	3,8	1,19	2,04	1,17

Tonminerale

K	H	Gi
++	++	—
++	++	+
+++	++	+
++++	++	+
++++	++	++

Tab. 5. Bodentypus: Roter ferrsiallitischer Paläosol

Muster-Nr. III — 1 bis einschließlich 4

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					Ton < 2 μ
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 200 μ - 200 μ	Schluff 50 μ - 20 μ	20 μ - 2 μ		
1	—	15 — 50	5,6	4,9	0,7	—	4,9	5,6	18,5	24,2	46,8
2	—	50 — 110	6,2	5,5	0,7	—	1,1	2,6	16,9	35,2	44,2
3	—	110 — 180	6,0	5,3	0,7	—	0,4	1,3	16,2	47,1	35,0
4	—	180 — 230 ⁺	5,8	5,2	0,6	—	1,9	4,7	18,6	40,8	34,0

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
								SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
1	55,2	20,6	13,0	2,5	0,5	0,9	92,7	4,56	11,33	2,49
2	50,0	23,4	13,3	2,6	0,5	0,7	90,5	3,63	10,03	2,76
3	45,6	26,3	16,2	3,4	0,5	0,5	92,5	2,95	7,51	2,55
4	38,7	29,7	16,2	4,2	0,3	0,3	89,4	2,22	6,38	2,88

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	40,5	28,3	14,9	1,9	0,4	1,0	87,0	2,43	7,25	2,98
2	40,5	30,2	14,2	1,9	0,7	0,8	88,3	2,28	7,62	3,34
3	38,9	31,4	14,7	2,2	1,0	0,5	88,7	2,11	7,06	3,35
4	38,6	31,2	13,3	3,2	0,8	0,5	87,4	2,10	7,75	3,68

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
—	—	—	10,8	2,6	0,3	0,0	13,7	17,8	77,0
—	—	—	12,0	3,3	0,2	0,0	15,5	19,1	81,2
—	—	—	8,7	2,4	0,1	0,0	11,2	16,1	69,5
—	—	—	8,3	2,2	0,1	0,0	10,6	16,5	64,3

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
68,3	13,9	11,3	3,0	8,35	16,11	1,93
57,5	18,1	12,5	3,2	5,40	12,26	2,27
49,3	23,6	16,9	4,0	3,55	7,78	2,19
38,8	28,9	17,7	4,7	2,28	5,85	2,56

Tonminerale

K	Qu	H	Go
++++	++	—	—
++++	++	—	—
++++	—	+	—
++++	—	—	+

Tab. 6. Bodentypus: Roter ferrallitischer Paläosol, mit schwacher Parabraunerde-Entwicklung
Muster-Nr. IV — 1 bis einschließlich 5

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies %v.Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	Schluff 50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	Ton < 2 µ
1	A ₁	0 — 10	4,6	4,0	0,6	5,4	6,8	8,6	18,2	44,8	21,6
2	A ₃	10 — 20	4,4	3,9	0,5	2,6	6,9	8,2	16,6	28,5	39,8
3	B ₂₁	20 — 40	4,7	4,0	0,7	—	2,4	3,2	9,7	16,4	68,3
4	B ₂₂	40 — 80	5,3	5,0	0,3	—	3,1	4,3	13,5	26,7	52,4
5	B ₂₂	80 — 105 ⁺	5,4	5,1	0,3	—	6,7	6,3	14,5	28,4	44,1

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	43,1	17,7	19,0	5,3	0,6	0,7	86,4	4,14	6,05	1,46
2	40,3	20,0	21,2	5,7	0,3	0,7	88,2	3,43	5,07	1,48
3	20,5	31,2	25,8	6,1	0,1	0,2	83,9	1,12	2,12	1,90
4	9,6	32,6	31,4	7,9	0,1	0,1	81,7	0,50	0,82	1,63
5	9,0	31,4	34,3	8,5	0,1	0,1	83,4	0,49	0,70	1,44

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	22,8	32,2	21,6	4,8	1,0	0,4	82,8	1,20	2,82	2,34
2	21,9	33,2	20,9	4,6	0,7	0,3	81,6	1,12	2,80	2,49
3	21,1	36,4	20,7	3,9	0,2	0,2	82,5	0,99	2,72	2,76
4	12,6	38,8	24,4	3,3	0,6	0,1	79,8	0,55	1,38	2,50
5	12,1	35,5	26,8	4,8	0,4	0,1	79,7	0,58	1,20	2,08

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						% V
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	
4,28	0,12	35,7	1,2	0,4	0,3	0,1	2,0	26,5	7,6
1,20	0,10	12,0	1,6	0,5	0,1	0,0	2,2	14,4	15,3
0,69	0,07	9,9	0,5	1,4	0,1	0,0	2,0	15,2	13,2
0,40	0,04	10,0	0,3	1,1	0,0	0,0	1,4	9,1	15,4
0,36	0,04	9,0	0,3	0,7	0,0	0,0	1,0	8,7	11,5

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
48,8	13,7	18,3	5,4	6,06	7,12	1,18
59,1	11,3	21,4	6,4	8,98	7,38	0,83
18,9	20,2	36,9	10,7	1,59	1,37	0,86
6,3	25,8	39,1	13,0	0,42	0,43	1,04
6,6	28,1	40,3	11,4	0,40	0,44	1,09

Tonminerale

Gi	K	H
++++	+++	++
++++	+++	++
++++	+++	++
++++	++	+++
++++	++	+++

Tab. 7. Bodentypus: Roter ferrallitischer Paläosol, mit schwacher Parabraunerde-Entwicklung
Muster-Nr. V — 1 bis einschließlich 4

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					Ton < 2 μ
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 μ	200 μ - 50 μ	Schluff 50 μ - 20 μ	20 μ - 2 μ	
1	A ₁	0 — 20	6,6	6,3	0,3	19,0	6,8	7,7	18,8	33,6	33,1
2	A ₂	20 — 40	5,4	4,9	0,5	11,5	4,1	4,0	17,0	25,5	49,4
3	B ₂	40 — 60	4,8	4,3	0,5	18,2	7,1	3,5	15,3	22,0	52,1
3a	B ₂	id.	4,9	4,3	0,6	16,7	8,1	4,2	11,9	20,6	55,2
4	B ₃	60 — 100 ⁺	4,7	4,6	0,1	22,2	9,1	6,5	38,5	4,5	41,4

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	41,7	18,8	21,9	5,4	0,8	0,7	89,3	3,77	5,08	1,35
2	47,6	22,0	17,0	4,2	0,3	0,7	91,8	3,68	7,48	2,03
3	37,2	25,0	21,6	5,6	0,2	0,5	90,1	2,53	4,60	1,82
3a	30,2	26,6	24,5	6,4	0,2	0,5	88,4	1,93	3,29	1,70
4	17,5	28,3	30,6	8,8	0,1	0,2	85,5	1,05	1,53	1,45

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	28,4	29,6	21,9	5,0	0,7	0,6	86,0	1,63	3,46	2,12
2	34,5	31,5	16,6	4,0	0,5	0,7	87,8	1,86	5,55	2,98
3	30,2	31,6	18,4	4,2	0,5	0,6	85,5	1,63	4,38	2,70
3a	28,4	31,9	20,1	4,6	0,5	0,6	86,1	1,51	3,77	2,49
4	21,7	34,0	22,7	5,5	0,6	0,4	84,9	1,09	2,55	2,35

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
63,3	13,5	21,9	5,5	7,97	7,71	0,97
60,5	12,6	17,4	4,3	8,16	9,28	1,14
45,0	17,8	25,1	7,1	4,30	4,78	1,11
32,4	20,1	27,6	8,7	2,74	3,13	1,14
14,5	24,2	36,2	11,1	1,02	1,07	1,05

Tonminerale

K	Gi	H	Go
++	++	++	—
+++	++	++	—
++	+++	++	—
++	+++	++	++
++	++++	++	—

Tab. 8. Bodentypus: Roter ferrallitischer Paläosol

Muster-Nr. VI — 1 bis einschließlich 3, 4 RS, 4 KS, 4 AA

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					Ton <2 µ
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies %v.Tot. >2 mm	Sand 2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	Schluff 50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	
1	—	ca. 45	5,9	5,2	0,7	14,4	20,0	23,7	19,8	25,9	10,6
2	—	ca. 120	5,6	5,0	0,6	9,8	15,5	15,9	13,6	46,8	8,2
3	—	ca. 170	5,6	5,2	0,4	2,1	16,0	15,5	17,6	44,5	6,4

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	28,4	24,7	26,8	5,4	0,3	0,6	86,2	1,96	2,83	1,45
2	16,8	27,0	34,1	7,4	0,3	0,3	85,9	1,06	1,31	1,24
3	15,3	27,2	34,5	7,4	0,2	0,2	84,8	0,96	1,18	1,24
4RS	14,6	28,6	33,6	7,2	0,2	0,4	84,6	0,87	1,16	1,34
4KS	4,6	56,0	13,8	3,2	0,1	0,1	77,8	0,14	0,89	6,37
4AA	1,6	65,5	2,8	0,7	0,1	0,0	70,7	0,04	1,53	36,73

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	34,7	25,7	18,7	2,2	1,2	1,2	83,7	2,29	4,95	2,16
2	26,5	31,4	22,8	2,8	1,4	0,8	85,7	1,43	3,10	2,16
3	24,9	32,5	22,6	2,9	1,0	0,6	84,5	1,30	2,94	2,26

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
—	—	—	5,9	2,5	0,2	0,0	8,6	12,2	70,5
—	—	—	3,7	1,6	0,1	0,0	5,4	9,8	55,1
—	—	—	2,7	1,1	0,0	0,0	3,8	8,0	47,5

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
27,7	24,6	27,8	5,9	1,91	2,66	1,39
15,9	26,6	35,1	7,8	1,02	1,21	1,19
14,6	26,1	35,4	7,7	0,95	1,10	1,16

Tonminerale

Gi	K	H	Qu
+++	+++	++	+
++++	+++	+++	—
++++	+++	+++	—

Tab. 9. Bodentypus: Roter ferrallitischer Paläosol auf Basaltzersatz

Muster-Nr. VII — 1 bis einschließlich 8, 8 a

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies %o v. Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	Schluff 50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	Ton < 2 µ
1	A ₁	0 — 20	5,0	5,0	0,0	18,0	12,2	10,3	16,9	31,3	29,3
2	AB	20 — 40	5,2	5,0	0,2	—	7,4	6,2	15,4	24,2	46,8
3	B ₃₁	40 — 140 ⁺	5,9	5,7	0,2	—	4,1	5,7	18,3	33,0	38,9
4	B ₃₂	id.	5,7	5,6	0,1	—	5,4	6,6	17,7	32,9	37,4
5	—	—	5,9	6,3	—0,4	—	10,0	8,7	16,5	31,9	32,9
6	—	—	5,5	5,6	—0,1	—	0,3	6,1	22,9	48,5	22,2
7	—	—	5,1	5,4	—0,3	—	1,1	4,6	22,4	46,8	25,1
8	—	—	5,5	5,3	0,2	—	0,1	9,1	32,0	45,8	13,0
8a	—	—	5,3	4,7	0,6	—	—	—	—	—	—

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	10,2	32,0	32,2	8,4	0,1	0,1	83,0	0,54	0,85	1,56
2	15,5	30,7	30,6	7,8	0,1	0,2	84,9	0,86	1,35	1,58
3	18,5	28,5	30,4	8,0	0,1	0,2	85,7	1,10	1,62	1,47
4	17,5	28,6	30,8	8,1	0,1	0,2	85,3	1,04	1,52	1,46
5	10,2	31,1	30,8	4,3	0,2	0,2	76,8	0,56	0,88	1,59
6	33,0	28,6	24,5	4,2	0,2	0,0	90,5	1,96	3,59	1,83
7	33,4	29,0	22,9	4,3	0,2	0,0	89,8	1,96	3,89	1,99
8	32,8	27,2	21,4	5,9	0,3	0,0	87,6	2,05	4,09	2,00
8a	39,9	34,6	9,2	1,7	0,4	0,0	85,8	1,96	11,56	5,90

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	15,7	34,1	26,5	5,7	0,7	0,2	82,9	0,78	1,58	2,02
2	22,0	32,9	23,6	5,2	0,4	0,3	84,4	1,14	2,49	2,19
3	21,2	32,6	23,8	5,4	0,6	0,3	83,9	1,11	2,38	2,15
4	20,8	33,3	24,7	5,7	0,6	0,2	85,3	1,06	2,25	2,21
5	6,5	36,1	27,8	7,0	0,6	0,1	78,1	0,31	0,62	2,04
6	41,4	36,2	9,3	1,4	0,7	0,1	89,1	1,95	11,87	6,12
7	40,0	34,9	10,7	2,3	0,6	0,1	88,6	1,95	9,98	5,12
8	44,3	38,1	3,8	1,6	0,6	0,0	88,4	1,98	31,13	15,74

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,1	0,7	0,0	0,0	2,8	7,9	35,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	4,2	2,0	0,1	0,0	6,3	13,1	48,1
—	—	—	7,8	4,5	0,1	0,0	12,4	16,6	74,8

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2 000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$
7,9	30,9	34,4	9,5	0,43	0,61	1,41
9,8	28,8	36,7	10,1	0,58	0,71	1,23
16,9	25,8	34,5	9,7	1,11	1,31	1,17
15,5	25,7	35,5	9,6	1,03	1,17	1,14
12,1	28,6	32,3	3,0	0,72	1,00	1,39
30,6	26,5	28,8	5,0	1,97	2,83	1,45
31,3	27,0	27,0	4,9	1,97	3,09	1,57
31,0	25,5	24,0	6,6	2,07	3,45	1,68
—	—	—	—	—	—	—

Tonminerale

Gi	K	H
+++	+	+
+++	++	+
+++	++	+
+++	++	+
++++	—	++
—	++++	—
—	++++	—
—	++++	—

Tab. 10. Bodentypus: Roter ferrallitischer Paläosol
Muster-Nr. VIII — 1 bis einschließlich 5

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	Schluff 50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	Ton < 2 µ
1	—	0—20	5,0	5,3	—0,3	12,0	14,6	10,6	15,3	37,9	21,6
2	—	20—35	5,4	5,5	—0,1	11,8	13,7	12,9	16,9	36,5	20,0
3	—	35—80	5,1	5,8	—0,7	12,5	14,7	12,5	16,7	40,7	15,4
4	—	80—100	5,1	5,2	—0,1	17,5	13,0	11,8	17,8	31,2	26,2
5	—	100—125 ⁺	5,0	5,9	—0,9	15,2	14,2	13,7	18,8	39,5	13,8

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	11,3	28,7	34,7	9,3	0,2	0,2	84,4	0,67	0,88	1,30
2	10,0	28,9	34,9	9,4	0,1	0,1	83,4	0,59	0,77	1,30
3	9,6	27,6	36,1	10,0	0,1	0,1	83,5	0,59	0,71	1,20
4	12,0	27,9	34,5	9,4	0,1	0,1	84,0	0,73	0,93	1,27
5	8,1	29,6	35,6	9,8	0,1	0,1	83,3	0,47	0,61	1,31

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	12,9	36,0	26,6	5,9	0,6	0,2	82,2	0,61	1,30	2,12
2	12,5	35,3	27,2	6,1	0,6	0,2	81,9	0,60	1,23	2,04
3	12,4	34,5	28,4	6,6	0,9	0,2	83,0	0,61	1,17	1,91
4	14,4	34,7	27,1	6,1	0,7	0,2	83,2	0,71	1,42	2,01
5	12,9	36,5	25,8	5,6	0,7	0,4	81,9	0,60	1,33	2,22

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
10,9	26,7	36,9	10,2	0,69	0,79	1,14
9,4	27,3	36,9	10,2	0,59	0,68	1,16
9,1	26,4	37,5	10,6	0,59	0,65	1,11
11,1	25,5	36,8	10,6	0,74	0,81	1,09
7,3	28,6	37,1	10,4	0,43	0,53	1,21

Tonminerale

Gi	K	H	Go
+++	+	+	—
+++	+	+	—
+++	+	+	—
+++	+	+	++
+++	+	+	—

Tab. 11. Bodentypus: Ferrallitischer Paläosol

Muster-Nr. IX — 1 bis einschließlich 4

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					Ton < 2 μ
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 200 μ - 50 μ	Schluff 50 μ - 20 μ			
1	—	—	5,5	4,3	1,2	—	5,6	4,7	25,0	44,7	20,0
2	—	—	5,8	4,4	1,4	—	10,4	7,6	21,8	35,2	25,0
3	—	—	5,8	4,9	0,9	—	8,6	9,2	20,4	59,3	2,5
4	—	—	5,3	4,3	1,0	—	3,1	7,8	13,1	66,0	10,0

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	21,4	29,3	27,4	6,2	0,1	0,3	84,7	1,24	2,09	1,68
2	24,0	29,3	25,8	4,7	0,2	0,4	84,4	1,39	2,48	1,78
3	23,9	23,8	31,5	6,1	0,2	0,2	85,7	1,71	2,03	1,19
4	25,2	22,5	32,4	6,0	0,2	0,1	86,4	1,91	2,08	1,09

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	23,7	34,2	21,0	4,2	0,6	0,4	84,1	1,18	3,01	2,56
2	31,0	27,9	22,1	3,9	0,7	0,5	86,1	1,89	3,74	1,98
3	32,2	28,5	22,2	2,0	0,7	0,3	85,9	1,92	3,87	2,01
4	34,6	28,3	18,8	2,7	1,2	0,3	85,9	2,08	4,91	2,36

C	Organisches Material		Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						% V
	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	
—	—	—	1,8	1,3	0,1	0,0	3,2	11,5	27,8
—	—	—	3,9	2,1	0,1	0,0	6,1	14,6	41,8
—	—	—	3,5	2,4	0,1	0,0	6,0	15,3	39,2
—	—	—	3,9	2,4	0,1	0,0	6,4	15,2	42,1

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
20,9	28,2	29,0	6,7	1,26	1,92	1,56
21,6	29,7	34,7	5,0	1,24	1,66	1,34
23,7	23,7	31,7	6,2	1,70	2,00	1,17
24,1	21,9	33,9	6,3	1,87	1,90	1,01

Tonminerale

K	Gi	H	Go
+++	+++	++	—
++++	—	++	—
++++	—	+	++
++++	—	+	+

Tab. 12. Muster-Nr. X, XI, XXI

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
X	30,6	23,5	30,7	3,4	0,3	0,3	88,8	2,21	2,66	1,20
XI	2,3	46,9	22,6	5,2	0,2	0,1	77,3	0,08	0,27	3,26
XXI	43,1	18,2	15,4	3,3	3,6	0,4	84,0	4,03	7,48	1,85

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
X	31,1	28,0	20,3	1,9	0,5	0,4	82,2	1,89	4,09	2,17
XXI	45,1	18,5	13,9	3,2	3,5	0,3	84,5	4,15	8,65	2,09

Tonminerale

K	Gi	M	H
+++ —	++ —	— ++++	— ++

Tab. 13. Bodentypus: Roter ferrallitischer Paläosol, mit schwacher Parabraunerde-Entwicklung
Muster-Nr. XII — 1 bis einschließlich 4

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					Ton < 2 μ
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies %/v.Tot. > 2 mm	Sand 200 μ - 50 μ	Schluff 50 μ - 20 μ	20 μ - 2 μ		
1	A ₁	0 — 20	6,8	6,4	0,4	—	12,6	14,4	21,3	22,0	29,7
2	A ₂	20 — 35	6,7	6,3	0,4	—	11,8	14,1	22,2	21,6	30,3
3	IIB ₂₁	35 — 70	6,2	5,8	0,4	—	3,2	4,4	12,5	25,6	54,3
4	IIB ₂₂	70 — 105 ⁺	5,9	5,5	0,4	—	0,8	2,9	23,1	35,4	37,8

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	54,9	15,9	16,9	3,6	0,9	0,8	93,0	5,87	8,66	1,48
2	61,0	15,0	15,5	3,0	0,4	0,7	95,6	6,91	10,50	1,52
3	39,4	26,5	20,4	3,8	0,3	0,4	90,8	2,53	5,15	2,04
4	35,6	26,5	22,8	5,0	0,2	0,3	90,4	2,28	4,17	1,83

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	33,3	29,8	20,0	3,2	0,7	0,6	87,6	1,90	4,44	2,34
2	29,3	30,5	19,3	3,0	0,6	0,6	83,8	1,63	4,05	2,48
3	33,9	32,3	17,7	2,5	0,4	0,4	87,2	1,78	5,10	2,86
4	27,7	32,1	18,4	2,8	0,7	0,3	82,0	1,47	4,02	2,74

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
63,1	10,0	16,2	5,0	10,72	10,40	0,97
74,8	8,3	13,8	3,0	15,33	14,45	0,94
46,0	19,7	23,6	5,3	3,97	5,20	1,31
40,0	23,2	25,4	6,3	2,93	4,20	1,43

Tonminerale

K	Gi	H
++	++	+
+++	++	+
++++	+++	++
++++	+++	++

Tab. 14. Bodentypus: Roter ferrsiallitischer Paläosol

Muster-Nr. XIII — 1 bis einschließlich 3

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					Ton < 2 μ
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies %v.Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 μ	200 μ - 50 μ	Schluff 50 μ - 20 μ	20 μ - 2 μ	
1	—	ca. 45	6,0	5,0	1,0	—	0,7	7,1	7,3	18,7	66,2
2	—	ca. 75	6,0	4,9	1,1	—	17,3	12,2	9,2	17,2	44,1
3	—	ca 110	5,7	4,8	0,9	—	1,7	6,4	11,9	30,5	49,5

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	35,0	24,6	23,7	4,9	0,4	0,2	88,8	2,42	3,94	1,63
2	33,1	23,5	22,8	5,0	1,0	0,2	85,6	2,39	3,87	1,62
3	33,2	24,4	25,4	5,5	0,4	0,2	89,1	2,31	3,49	1,51

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	36,0	28,0	19,4	4,4	0,3	0,1	88,2	2,19	4,95	2,26
2	34,7	28,5	18,6	4,1	1,2	0,2	87,3	2,07	4,98	2,41
3	35,6	28,6	17,3	4,1	0,9	0,2	86,7	2,12	5,49	2,60

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						% V
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	
0,39	0,04	9,8	9,4	11,2	0,2	0,2	21,0	31,9	65,8
0,23	0,03	7,7	8,3	10,3	0,2	0,3	19,1	38,1	50,2
0,15	0,02	7,5	7,0	8,4	0,2	0,2	15,8	27,5	57,5

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2 000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
30,2	18,8	32,3	10,2	2,84	2,50	0,88
31,9	19,5	26,2	7,3	2,78	3,25	1,17
30,9	20,2	33,3	8,9	2,60	2,47	0,95

Tonminerale

K

++++
++++
++++

Tab. 15: Bodentypus: Roter Paläosol

Muster-Nr. XIV — 1 bis einschließlich 6, 6 B, 7, 8

Nr.	Horizont	Dicke in cm	Muster- tiefe in cm	pH			Glüh- verlust %/o
				H ₂ O	KCl	d-pH	
1	—	20	ca. 10	6,4	5,2	1,2	4,74
2	—	30 — 40	ca. 40	6,5	5,0	1,5	5,27
3	—	—	ca. 90	6,6	4,8	1,8	6,52
4	—	150 — 170	ca. 150	6,7	4,9	1,8	6,08
5	—	—	ca. 210	6,7	4,8	1,9	6,50
6	—	100 ⁺	ca. 290	6,8	4,8	2,0	6,72
6 B	—	—	ca. 300	—	—	—	—
7	—	—	—	—	—	—	—
8	—	—	—	—	—	—	—

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	51,2	18,8	10,9	2,3	1,9	2,3	87,4	4,63	12,53	2,71
2	47,8	18,3	15,1	3,4	2,2	1,2	88,0	4,44	8,45	1,90
3	40,6	17,4	14,6	3,6	2,9	0,6	79,7	3,97	7,43	1,87
4	45,6	15,8	16,4	3,8	2,2	0,6	84,4	4,91	7,42	1,51
5	45,1	14,2	16,5	3,7	2,2	0,4	82,1	5,40	7,30	1,35
6	47,2	13,9	14,1	2,9	2,5	0,4	81,0	5,77	8,94	1,55

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2}$
64,0	15,5	7,8	1,5	0,9	1,3	91,0	7,02	21,91	3,12	17,84
58,6	14,9	13,3	2,7	1,4	1,0	91,9	6,69	11,76	1,76	9,52
51,4	17,1	14,2	2,9	2,0	0,6	88,2	5,11	9,65	1,89	8,20
52,7	17,0	14,2	2,7	1,6	0,8	89,0	5,27	9,90	1,88	8,50
52,5	16,6	14,8	3,2	1,9	0,7	89,7	5,38	9,47	1,76	7,80
54,7	16,7	14,2	2,7	2,2	0,7	91,2	5,57	10,28	1,85	8,75
43,5	16,9	18,2	4,2	3,6	0,5	86,9	4,38	6,38	1,46	5,34
42,0	15,4	13,5	3,1	3,9	0,3	78,2	4,64	8,30	1,79	—
41,2	12,9	11,8	2,6	10,5	0,5	79,5	5,43	9,32	1,72	—

Tonminerale

M	H	Qu
++++	—	++
++++	+	+
+++	—	—
++++	—	—
++++	—	+
++++	—	+

Tab. 16. Bodentypus: Roter Paläosol

Muster-Nr. XV — 1 bis einschließlich 3

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH		
			H ₂ O	KCl	d-pH
1	—	0 — 20	6,6	5,3	1,3
2	—	20 — 30	6,6	5,5	1,1
3	—	30 — 50 ⁺	6,6	5,5	1,1

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
1	44,2	16,6	16,8	3,4	4,3	0,3	85,6	4,53	7,02	1,55
2	43,1	18,8	17,3	3,8	3,0	0,2	86,2	3,90	6,65	1,70
3	43,9	19,4	17,6	3,7	1,8	0,2	86,6	3,85	6,65	1,73

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 μ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
1	44,2	20,2	16,5	3,3	1,2	0,4	85,8	3,72	7,15	1,92
2	41,3	16,2	20,2	4,5	1,4	0,2	83,8	4,33	5,46	1,24
3	43,5	18,5	18,9	3,6	1,7	0,2	86,4	4,00	6,13	1,53

Kationenaustauschkomplex mval. pro 100 g						
Ca	Mg	K	Na	S	T	% V
43,1	28,1	0,7	0,3	72,2	75,0	96,3

Tonminerale

M	K	H
++++	+	++
++++	—	+
++++	+	+

Tab. 17. Bodentypus: Roter Paläosol

Muster-Nr. XVI — 1, 2, 3 RS, 3 KS

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	Korngrößenzusammensetzung								
			H ₂ O	pH KCl	d-pH	Kies	Sand		Schluff		Ton
						% v. Tot. > 2 mm	2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	< 2 µ
1	—	30 — 70	6,1	4,5	1,6	—	12,0	18,2	23,3	29,8	16,7
2	—	id.	6,5	5,0	1,5	—	28,3	21,5	14,7	23,5	12,0

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	35,5	16,7	14,6	2,5	0,8	0,2	70,3	3,61	6,48	1,80
2	40,6	21,6	17,9	3,5	1,0	0,5	85,1	3,20	6,06	1,89
3RS	41,1	20,7	15,9	2,9	4,0	0,7	85,3	3,38	6,90	2,04
3KS	45,0	21,9	16,9	3,4	1,4	1,2	89,8	3,49	7,10	2,03

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	47,3	22,3	13,2	2,9	2,2	0,7	88,6	3,61	9,57	2,65
2	44,4	20,7	15,9	3,8	2,2	0,9	87,9	3,65	7,45	2,04

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
0,10	—	—	41,2	21,4	0,3	0,0	62,9	67,9	92,6
0,08	—	—	31,7	30,6	0,5	0,0	62,8	69,7	90,1

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
38,2	15,6	17,4	2,4	0,5	0,1	3,61	5,08	1,41
40,1	21,7	18,2	3,5	0,8	0,5	3,14	5,88	1,87

Tonminerale

M	H	K	Qu
+++	+	+	+
+++	—	+	+

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
—	—	—	22,3	20,5	0,2	0,0	43,0	57,5	74,8
—	—	—	21,8	25,4	0,2	0,0	47,4	47,4	100,0

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
49,6	18,9	15,5	3,0	1,4	0,7	4,47	8,54	1,91

Tonminerale

M	K	Qu
++++ +++	— +	— ++

Tab. 19. Bodentypus: Roter Paläosol mit feingeschichteter vulkanischer Reliktstruktur
Muster-Nr. XVIII — 1 bis einschließlich 5

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 200 µ	200 µ- 50 µ	Schluff 50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ	Ton < 2 µ
1	—	0 — 15	6,5	5,0	1,5	—	16,7	21,7	17,2	24,0	20,4
2	—	15 — 30	6,4	5,2	1,2	13,9	37,7	33,3	7,9	12,4	8,7
3	—	30 — 60	6,3	5,2	1,1	—	15,0	43,1	8,3	17,6	16,0
4	—	110 — 125	6,2	5,2	1,0	—	30,6	24,0	10,3	21,4	13,7
5	—	125 — 185 ⁺	6,5	5,2	1,3	—	9,7	32,5	17,1	26,6	14,1

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	51,3	17,6	14,8	3,6	1,4	0,3	89,0	4,96	9,25	1,87
2	48,5	18,6	15,1	3,2	1,5	0,2	87,1	4,44	8,58	1,93
3	48,7	17,7	15,2	3,2	1,4	0,2	86,4	4,70	8,55	1,83
4	41,0	19,5	17,9	4,4	1,9	0,3	85,0	3,57	6,12	1,71
5	41,7	19,9	17,5	4,6	1,5	0,5	85,7	3,57	6,36	1,79

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	48,6	21,6	11,1	2,1	2,3	0,2	85,9	3,83	11,69	3,05
2	48,6	20,5	12,3	2,3	3,8	0,4	87,9	4,03	10,55	2,62
3	47,9	19,4	13,5	3,0	1,6	0,2	85,6	4,20	9,47	2,25
4	42,0	18,0	16,9	4,5	3,0	0,3	84,7	3,96	6,63	1,67
5	40,6	15,6	20,0	5,1	2,8	0,2	84,3	4,42	5,43	1,22

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
0,03	—	—	33,0	25,2	0,2	0,6	59,0	60,1	98,2
0,12	—	—	39,5	29,5	0,2	0,6	69,8	73,3	95,3
0,09	—	—	44,4	33,1	0,3	0,4	78,2	83,5	93,6
0,06	—	—	36,7	27,6	0,9	0,4	65,6	69,6	94,3
0,09	—	—	35,9	24,9	1,5	0,5	62,8	71,3	88,1

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 µ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
53,3	16,6	15,7	4,0	5,46	9,06	1,66
48,5	18,4	15,3	3,3	4,48	8,45	1,89
48,8	17,4	15,5	3,3	4,77	8,40	1,76
40,8	19,7	18,1	4,4	3,52	6,02	1,71
42,0	20,6	17,1	4,5	3,47	6,55	1,89

Tonminerale

M	H	K
++++	++	—
++++	++	—
++++	++	—
++++	++	+
++++	—	+

Tab. 20. Bodentypus: Roter Paläosol, oberflächlich ein wenig verbräunt

Muster-Nr. XIX — 1 bis einschließlich 6

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies % v. Tot. > 2 mm	Sand 2 mm- 200 µ	200 µ- 50 µ	Schluff		Ton < 2 µ
								50 µ- 20 µ	20 µ- 2 µ		
1	A ₁	0 — 10	5,2	4,2	1,0	—	1,5	2,4	2,7	56,2	37,2
2	A ₃	10 — 30	5,3	4,0	1,3	—	2,5	4,4	11,8	41,0	40,3
3	B ₂₂	30 — 45	5,3	4,0	1,3	—	4,5	15,2	11,6	38,4	30,3
4	B ₃₁	45 — 70	5,4	4,0	1,4	—	14,6	24,5	15,9	24,8	20,2
5	B ₃₂	70 — 90	5,4	4,1	1,3	—	9,4	20,4	17,2	36,0	17,0
6	B ₃₃	90 — 110 ⁺	5,4	4,1	1,3	—	8,4	26,2	19,5	32,2	13,7

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	51,6	14,0	14,7	3,6	1,2	0,9	86,0	6,26	9,37	1,50
2	47,4	18,9	17,8	4,0	0,9	0,5	89,5	4,27	7,10	1,67
3	40,1	23,1	19,7	4,3	0,8	0,2	88,2	2,95	5,43	1,84
4	39,9	22,2	20,2	4,2	0,9	0,2	87,6	3,06	5,27	1,73
5	37,6	21,9	20,6	4,4	0,8	0,3	85,6	2,92	4,87	1,67
6	36,9	22,4	20,7	4,8	0,9	0,1	85,8	2,80	4,75	1,70

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	42,0	21,6	16,6	4,5	1,3	0,5	86,5	3,31	6,75	2,04
2	42,3	23,5	15,1	3,4	0,9	0,3	85,5	3,06	7,48	2,44
3	45,1	25,6	13,6	2,8	0,9	0,3	88,3	3,00	8,85	2,96
4	44,5	25,0	13,8	2,5	1,1	0,4	87,3	3,03	8,61	2,85
5	41,3	24,9	15,0	3,6	0,7	0,4	85,9	2,82	7,35	2,61
6	41,9	25,1	14,3	2,9	0,8	0,3	85,3	2,84	7,81	2,76

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g					%	
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
5,74	0,42	13,7	15,1	9,3	0,8	0,0	25,2	45,2	55,8
1,21	0,13	9,8	17,2	12,4	0,3	0,0	29,9	49,1	60,9
0,44	0,06	7,3	25,2	18,5	0,2	0,0	43,9	59,8	73,5
0,19	0,04	4,8	28,4	19,5	0,1	0,0	48,0	59,2	81,8
0,11	0,02	5,5	25,6	14,5	0,1	0,0	40,2	53,1	75,7
0,21	0,03	7,0	25,6	14,5	0,1	0,3	40,5	50,5	80,3

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
54,2	9,6	13,5	3,1	9,60	10,70	1,12
50,8	15,7	19,6	4,5	5,50	6,92	1,26
37,9	22,0	22,4	5,0	2,93	4,51	1,54
38,7	21,4	21,8	4,6	3,08	4,74	1,54
36,9	21,3	21,7	4,5	2,95	4,54	1,54
36,2	22,0	21,7	5,1	2,80	4,45	1,59

Tonminerale

M	K	Qu
+++	++	++
+++	++	++
+++	++	+
+++	++	+
++	+++	—
++	+++	—

Tab. 21. Bodentypus: Roter Paläosol, oberflächlich ein wenig verbräunt

Muster-Nr. XX — 1 bis einschließlich 3

Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH			Korngrößenzusammensetzung					
			H ₂ O	KCl	d-pH	Kies %o.v.Tot. >2 mm	Sand 200 µ- 200 µ	Schluff 50 µ- 20 µ	Ton 20 µ- <2 µ		
1	A ₁	0 — 20	6,1	5,2	0,9	—	11,2	10,9	22,7	26,4	28,8
2	IIB ₂	20 — 60	6,3	5,0	1,3	—	13,6	11,3	15,2	19,5	40,4
3	IIB ₃	60 — 100 ⁺	6,3	5,1	1,2	—	8,4	8,6	20,8	29,3	32,9

Chemische Analyse des gesamten Bodenmusters (< 2 mm)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	51,8	15,0	13,8	3,2	2,4	0,7	86,9	5,88	10,01	1,71
2	37,8	22,8	21,8	4,6	0,9	0,2	88,1	2,81	4,63	1,64
3	38,1	27,4	20,5	4,9	0,8	0,3	92,0	2,36	4,95	2,10

Chemische Analyse der Tonfraktion (< 2 µ)

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	K ₂ O	Total	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
								Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	45,6	23,2	13,4	3,6	1,3	0,5	87,6	3,35	9,08	2,72
2	42,9	25,1	13,6	2,8	1,1	0,3	85,8	2,91	8,42	2,90
3	43,2	25,3	14,2	3,3	1,7	0,2	87,9	2,91	8,12	2,80

Organisches Material			Kationenaustauschkomplex mval pro 100 g						%
C	N	C/N	Ca	Mg	K	Na	S	T	V
3,17	0,43	7,4	10,1	10,2	0,1	0,0	20,4	38,8	52,6
0,17	0,03	5,7	9,9	10,2	0,1	0,0	20,2	45,4	44,5
0,13	0,02	6,5	7,3	8,2	0,1	0,7	16,3	35,0	46,6

Berechnete Zusammensetzung der Sand- und Schluff-Fraktion (2000 — 2 μ)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
54,4	11,7	13,9	3,2	7,90	10,43	1,32
34,4	21,3	27,4	5,9	2,74	3,35	1,22
35,3	28,4	23,6	5,7	2,11	3,99	1,89

Tonminerale

K	M	Qu
+++	—	+
+++	++	—
+++	++	—

H. Die Paläosole der I. Gruppe

Diskussion der Profilanalysen, Profile 1 – XII

Profil I

Das Schlackenagglomerat, in dem das Bodenprofil gebildet worden ist, bedeckt einen kuppelförmigen basaltischen Intrusivkörper, der in etwa 15 m Entfernung vom Standort des Profils in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen ist. Der Säuregrad des Bodens ist in der Oberflächenschicht ziemlich hoch und nimmt mit der Tiefe ab.

Die Basensättigung ist in der Oberflächenschicht sehr gering und nimmt mit der Tiefe stark zu. Das C/N-Verhältnis in der Oberschicht ist hoch und weist im Zusammenhang mit dem niedrigen pH-Wert und der Moderdecke auf eine geringe biologische Aktivität und den möglichen Einfluß von peptisierenden organischen Säuren auf die Bodendynamik hin.

Bei der Trennung der Schwerminerale bekommt man nach normaler Vorbehandlung fast nur ziemlich grobe, trübe bis opake Mineralkörner, die sich hauptsächlich aus eisen- und titanreichen Segregationen sekundären Materials und ziemlich hohem spezifischen Gewicht zusammensetzen. Wenn man jedoch die Peptisation der Kolloidbestandteile intensiviert, indem man das Bodenmaterial vor der Ausscheidung vorsichtig an einem Peptisator (feste Na-Pyrophosphat) reibt, wird ein gewisser Bestandteil an frischen nonopaken Mineralien frei. Sie setzen sich hauptsächlich aus kleinen (sub-)idiomorphen Titanagit-Phänokristallen zusammen, und zwar von dem Typ, den man in vulkanischen Tuffen findet.

Die Korngrößenanalyse erbringt eine nur kleine Tonfraktion; je tiefer man kommt, um so größer wird der Anteil von Komponenten, die zu den gröberen Fraktionen (i. e. Sand und Kies) gehören, ganz in Übereinstimmung mit der zunehmenden Menge vulkanischer Schlacken. Bei der Betrachtung der chemischen Zusammensetzung der Gesamtproben und der gröberen Fraktionen muß berücksichtigt werden, daß die Ergebnisse sich auf das Bodenmaterial < 2 mm beziehen, das bedeutet, daß sie in den tieferen Bodenschichten (Nr. 4, 5, 6) nicht für die ganze Probe repräsentativ sind, da hier die gröberen, weniger verwitterten Bestandteile (i. e. Schlacken) außer Betracht gelassen sind (vgl. Korngrößenanalyse). In der Totalanalyse äußert sich dies hauptsächlich in dem scheinbaren Fehlen einer deutlichen Abnahme der Auslaugung der untersuchten Basen (Ca und K) mit der Tiefe. Die Totalanalyse zeigt eine starke Abnahme des $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten in dieser Richtung, während das $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis eine starke Zunahme aufweist und das $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis fluktuiert.

Für den Ton ergibt sich ungefähr dieselbe Tendenz der Differenzierung wie bei der Totalanalyse. Die Mineralanalyse weist einen hohen Hämatitgehalt des Oberbodens aus. Er nimmt ab mit der Tiefe. In gleicher Richtung wurde eine Zunahme des Kaolinitgehaltes beobachtet. Außerdem enthält der Ton im Oberboden etwas Quarz und Feldspat.

Ein Vergleich der Zusammensetzung des Tones mit der der gröberen Fraktionen gibt für die $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten dieselben Tendenzen zu erkennen.

Das $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis ist im größten Teil des Profils im Ton kleiner, im tieferen Abschnitt (Nr. 5, 6) jedoch größer als bei den gröberen Fraktionen. Zusammen mit der Konzentrationsverteilung des Hämatits im Ton deutet dies einen gewissen Vorrang des Eisens für die Tonfraktion an. Eine Ausnahme macht der C-Horizont, in dem eine höhere Konzentration in den groberen Fraktionen auftritt. Auch das Titan hat diese Tendenz.

Der höhere CaO- und K_2O -Gehalt des Tones im obersten Teil des Profils stimmt überein mit dem Befund, daß hier Feldspat im Ton vorkommt. Im unteren Teil des Profils ist dagegen der CaO- und K_2O -Gehalt im Ton klein gegenüber dem in den gröberen Fraktionen. Durch die geringere Einwirkung der chemischen und mechanischen Verwitterung gehören die Feldspatindividuen hier noch größtenteils zu den gröberen Fraktionen.

Die Differenzierung des Al-Gehaltes in der Vertikalen kann auf zweierlei Weise erklärt werden:

- 1) das Ausgangsmaterial ist Al-reich. In einem mit der Tiefe abnehmenden Maß ist es jedoch ausgelaugt worden und aus dem Profil verschwunden;
- 2) das Aluminium ist aus höheren Bodenschichten ausgewaschen und in tieferen akkumuliert worden.

In Übereinstimmung mit der in anderen Profilen festgestellten Dynamik wird die letzte Möglichkeit gewählt.

Die Zunahme des Kaolinitgehaltes des Tones mit der Tiefe kann nicht durch Ton (i. e. Kaolinit)-Migration erklärt werden, da bei der Texturanalyse hierfür überhaupt keine Anzeichen gefunden wurden. Sie läßt sich auch nicht auf einen mit der Tiefe abnehmenden Zerfall des Tonminerals zurückführen, denn die Anwesenheit der zum Teil unverwitterten primären Mineralien, wie Feldspat im Ton höherer Profilabschnitte, macht dies vollkommen unmöglich. Der zunehmende Kaolinitgehalt wird deshalb als Funktion der Mobilität des Aluminiums aufgefaßt. Als Minimumfaktor für die Kaolinitgenese wird er in jungem Bodenmaterial während der Verwitterung aus dem oberen Teil des Profils teilweise direkt ausgespült, so daß das Silizium als Rückstand relativ angereichert wird. Im unteren Abschnitt des Profils konnte wegen der höheren Aluminiumkonzentration mehr Kaolinit im Ton entstehen. In diesem Profil fand eine Al-Migration vor oder während der Kaolinitgenese statt.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß rezent eine Migration von etwas Eisen stattgefunden hat, weil die Auswaschung von Aluminium wohl zu einer relativen Anreicherung von Silizium und Titan, jedoch nicht von Eisen, geführt hat. Hinsichtlich der zeitlichen Einordnung dieser jungen Böden, bei denen eine Ausschwemmung der Tonerde während eines früheren Verwitterungsstadiums stattfand, wie es nach HOUGH u. a. (1941) in Ascheböden auf Hawaii nur bei sehr hohen Niederschlägen beobachtet worden ist, gibt es 2 Möglichkeiten:

1. Die Verwitterung gehört dem Tertiär an, wurde jedoch in einem frühen Stadium unterbrochen, z. B. durch die Überdeckung mit einer neuen Ascheschicht. In diesem Fall kann dieser Boden repräsentativ für die Verwitterungstendenz der zwischenbasaltischen Paläosole (II. und III. Gruppe) sein, die sich gewöhnlich ebenfalls in einem verhältnismäßig jungen Verwitterungsstadium befanden, als sie von einem Lavastrom bedeckt wurden.

Obwohl zweifelsohne eine geringe Ausspülung von Kieselsäure stattfand, war die Tonerdeausschwemmung seit Beginn der Verwitterung im Oberboden so stark, daß ein verhältnismäßig hohes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis bestand, so daß bei der Überdeckung durch Lava die Montmorillonitsynthese in den amorphen Kolloidfraktionen ohne Zufuhr von Kieselsäure stattfinden konnte (Profil XIX).

2. Die Verwitterung stammt aus einer späteren Periode. Man denkt dabei besonders an eine ältere Interglazialzeit (vgl. S. 24). In Böden mit Kaolinit aus jener Zeit wurden an anderen Stellen ebenfalls Tendenzen der Podsolierung festgestellt.

Der Befund, daß der Aluminiumverlust gewöhnlich auch in einem frühen Stadium der synvulkanischen Verwitterung stattfand, stützt die erste Erklärung.

Profil II

Dieser Paläosol liegt im Niveau der Hauptterrasse.

Die Azidität dieses gut dränierten Bodens ist groß, der Grad der Basensättigung ist jedoch ebenfalls verhältnismäßig groß. Er hat ein Minimum im A_3 -Horizont. Mit der Tiefe nimmt sowohl der pH- als auch der V-Wert zu. Der d-pH-Wert ist positiv, aber verhältnismäßig klein und nimmt mit der Tiefe noch ein wenig ab. Das C/N-Verhältnis wird mit der Tiefe ziemlich klein. Dies kann mit der Zunahme des Tongehaltes zusammenhängen. Es stellt sich auch heraus, daß die Humifikation jetzt wichtiger ist als die Mineralisation.

Die Texturanalyse ergibt einen mit der Tiefe zunehmenden Tongehalt bis zu einem Maximum in 30 — 85 cm Tiefe (B_{2-3} -Horizont). In Verbindung mit der Anwesenheit von Tonhäutchen weist dies auf eine gewisse Tonverlagerung hin. Im B_2 -Horizont hat die Fraktion > 2 mm einen Anteil von 40 Gewichtsprozent der Gesamtprobe. Diese Fraktion besteht jedoch größtenteils aus eckigen bis plattigen Eisenerzkonglomeraten mit einem hohen spezifischen Gewicht. Die Schwerminerale deuten auf eine intensive Verwitterung hin, bei der nur sehr wenig Primärsilikate verschont geblieben sind. Bemerkenswert ist hierbei, daß die tiefsten Profileile den höchsten Gehalt an opaken Mineralien haben (i. e. 78 % im A_1 - bis 100 % im B_3 -Horizont). Wahrscheinlich sind die opaken Körner nur zum kleinsten Teil primäre Erzminerale. Mit der Tiefe wird eine zunehmende Bildung von sekundären opaken Bestandteilen stattgefunden haben. Nur ein Teil der opaken Körner hat im auffallenden Licht die charakteristischen metallischen Erzreflexe. Eine gewisse Beimengung von primären Mineralien aus verwittertem Basaltdetritus im Oberboden ist nicht ausgeschlossen.

Das Material im B_3 -Horizont, das sich ebenfalls wie im Profil XIX aus einem in eine weiche, bräunliche Masse verwandelten Schlackenagglomerat zusammensetzt, zeigt

auch in anderer Hinsicht eine große Übereinstimmung mit dem genannten Profil, und zwar durch die Anwesenheit des Kaolinites als wichtigstem Tonmineral, durch das kleine $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis sowohl in den gröberen Fraktionen als auch im Ton, durch den niedrigen CaO- und K_2O -Gehalt, durch den kleinen Gehalt an nonopaken primären Mineralen, durch das Fehlen der roten Farbe und schließlich durch die Reliktstruktur der Blasen.

Abgesehen von einer möglichen geringen Beimengung von Basalt- und/oder Lößmineralien ist dieses Profil homogen.

Die chemische Zusammensetzung der Gesamtprobe zeigt ein mit der Tiefe zunehmendes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis, einen kleiner werdenden $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten, während das $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis im B_2 -Horizont ein Minimum wird. Die Zusammensetzung der Tonfraktion weist einen mit der Tiefe zunehmenden $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten aus; das $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis fluktuiert.

Die Tonmineralanalyse gibt einen mit der Tiefe zunehmenden Kaolinitgehalt zu erkennen, der dann im B_3 -Horizont dominant ist; außerdem kommt im unteren Profilabschnitt etwas Gibbsit vor. Im ganzen Profil tritt außerdem noch etwas Hämatit im Ton auf.

Aus dem Vergleich der Zusammensetzung des Tons und der gröberen Fraktionen ergibt sich, daß das $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis im oberen Abschnitt des Profils ($\text{A}_{1,3}$ - B_2 -Horizonte) im Ton mit der Tiefe zunimmt, in den gröberen Fraktionen dagegen abnimmt.

In den $\text{A}_{1,3}$ -Horizonten ist der $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient in den gröberen Fraktionen außerdem höher als im Ton. In dieser Zone zeigt sich das Eisen also im Ton in einer relativ stärkeren Konzentration, möglicherweise infolge eines rezenten Podsolierungsprozesses. Es stellt sich jedoch heraus, daß es in den gröberen Fraktionen (einschließlich der Fraktion > 2 mm) des Eisenilluviationshorizonts (B_2) maximal angereichert ist. Auch in tieferen Bodenschichten zeigt es eine Bevorzugung der gröberen Fraktionen ($2 - 2000 \mu$). Im B_{32} -Horizont ist eine — teilweise absolute — Zunahme des Aluminiums erfolgt, und zwar in den gröberen Fraktionen, teilweise in Form von Gibbsit, im Ton dagegen hauptsächlich als Kaolinit neben etwas Gibbsit. Neben dem aus der chemischen Gesamtzusammensetzung abgeleiteten Nettoverlust an Aluminium ergibt sich hier auch aus der Profildifferenzierung, daß das Aluminium mobiler als das Eisen war. Solche chemische Differenzierung kann in diesem autochthonen Profil, ebenso wie im 1. Profil, möglicherweise ein Relikt der ursprünglichen tertiären Pedogenese sein. Die schon beschriebenen typischen Eigenschaften des umgewandelten Schlackenmaterials des B_3 -Horizontes wurden der Abnahme der Permeabilität mit der Tiefe während der Verwitterung zugeschrieben, so daß die Entwässerung ziemlich gehemmt war, wodurch:

- 1) das die Kaolinit synthese beschränkende Element, hier offenbar das Aluminium, in dieser Zone weniger stark ausgelaugt oder sogar eingeschwemmt wurde;
- 2) auch das allgemeine Milieu für die Kaolinit synthese günstiger war (vgl. S. 145);
- 3) eine starke Dehydratation der Eisenverbindungen verhindert war (vgl. S. 147).

Hinsichtlich der Dynamik der Aluminium-Kieselsäure-Differenzierung sind 2 Prozesse möglich:

- a) Es kann eine Migration von Ton, hauptsächlich von Kaolinit, erfolgt sein. Sie hat wahrscheinlich zur Differenzierung beigetragen, ist jedoch quantitativ keinesfalls ausreichend.
- b) Es kann Aluminium selektiv mobilisiert worden sein, und zwar unmittelbar bei der Verwitterung der Primärsilikate (Profil I). Hierbei wurde die Kieselsäure im Oberboden relativ angereichert, worauf sie durch Alterung zu sekundärem Quarz in den gröberen Fraktionen rekristallisierte. Das mobilisierte Aluminium verschwand dabei teilweise aus dem Profil; ein anderer Teil wurde jedoch in den Unterboden (B_3 -Horizont) eingeschwemmt und festgelegt.

Beide Prozesse können sich gleichzeitig oder nacheinander abgespielt haben.

Schließlich gibt es auch die Möglichkeit, daß etwas Lößbeimischung dazu beigetragen hat, daß das Verhältnis von SiO_2/Al_2O_3 und SiO_2/Fe_2O_3 in den gröberen Fraktionen in der Oberschicht (Profil XII) erhöht wurde, obwohl dieser Effekt hier nur ein sehr beschränkter gewesen sein kann.

Profil III

Dem Aussehen nach ist der Boden umgelagert. Er weist jedoch eine gewisse Differenzierung im Profil auf und ist das einzige Beispiel für einen umgelagerten ferrsilicatischen Boden.

Die Azidität ist mäßig, die Basensättigung mäßig bis stark. Die Texturanalyse zeigt einen mit der Tiefe abnehmenden dispersiblen Tongehalt und zunehmenden Schluffgehalt. Die Koagulationstendenz nimmt in tieferen Bodenlagen ebenfalls zu. Die Analyse ergibt in der Fraktion der Schwerminerale einen hohen und mit der Tiefe zunehmenden Gehalt an opaken Bestandteilen (85 — 99 %), die sich hauptsächlich aus sekundären Körnern zusammensetzen. Möglicherweise ist in der Oberschicht etwas Löß- und Basaltmineral beigemischt. Der kleine Unterschied im Mineralbestand der Proben 2 und 3 ist sehr wahrscheinlich auf primäre Unterschiede in der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials zurückzuführen.

Die chemische Gesamtanalyse weist mit der Tiefe abnehmende SiO_2/Al_2O_3 - und SiO_2/Fe_2O_3 -Verhältnisse aus. Dies ist teilweise der Kontamination im Oberboden zuzuschreiben. Es kann aber auch eine gewisse Auslaugung von Sesquioxiden dazu beigetragen haben. Der Al_2O_3/Fe_2O_3 -Quotient fluktuiert und ist größer als in den meisten ferrallitischen Paläosolen.

Die chemische Tonanalyse zeigt in den tieferen Lagen eine Abnahme des SiO_2/Al_2O_3 -Quotienten und eine Zunahme des Al_2O_3/Fe_2O_3 -Verhältnisses. Der Ton besteht mineralogisch vorwiegend aus Kaolinit. Daneben kommt außerdem etwas Quarz im oberen Profilschnitt (Nr. 1, 2) vor. Der Ton in Probe Nr. 4 zeigt schwache Goethitlinien. Dies stimmt überein mit der gelbroten Farbe dieses Horizontes.

Ein Vergleich der Zusammensetzung des Tons mit den gröberen Fraktionen zeigt folgendes:

1. Der Siliziumgehalt ist im ganzen Profil in den gröberen Fraktionen größer als in dem Ton. Die gröberen Fraktionen enthalten wahrscheinlich etwas freien Quarz.
2. Die Eisenkonzentration ist nur im unteren Teil des Profils (Nr. 3 und 4) in den gröberen Fraktionen höher als in dem Ton.

Aus der jetzigen Differenzierung kann man schließen, daß eine mit der Tiefe abnehmende Menge von Sesquioxiden zugeführt worden ist. Das Aluminium war dabei mobiler als das Eisen. Für eine rezente Eisenverlagerung gibt es keine Anzeichen, weil die Lößbedeckung wahrscheinlich die Einwirkung organischer Verbindungen verhinderte, obwohl das Eisen im Ton des Oberbodens eine relativ hohe Konzentration hat. Es ist möglich, daß die Differenzierungstendenz in der Vertikalen genau wie im 2. Profil die Verhältnisse im ursprünglichen tertiären Verwitterungsprofil spiegelt.

Profil IV

Dieser Paläosol liegt im Niveau der Mittelterrassen und des ziemlich flachen Geländes des „Hungener Stadtwaldes“ nördlich von Hungen.

Da bei dem Einschlag kein Ausgangsmaterial erreicht wurde, blieb die Bodentiefe unbekannt; aus den von SCHOTTLER (1921) aufgeführten Bohrungen geht hervor, daß der rote Paläosol in diesem Gebiet eine große Mächtigkeit erreicht (einige zehn Meter) und oft umgelagert ist.

Die Azidität dieses gut entwässernden Bodens ist groß, nimmt aber mit der Tiefe ab; die Basensättigung (V-Wert) ist klein. Der d-pH ist positiv, jedoch klein und wird in tieferen Bodenschichten noch kleiner in Übereinstimmung mit der Zunahme der Konzentration an freien Sesquioxiden.

Das C/N-Verhältnis ist sehr groß im Oberboden, wird jedoch mit der Tiefe viel kleiner und zeigt damit eine negative Korrelation zum Tongehalt. Die Humifikation der organischen Substanz dominiert heute also gegenüber der Mineralisation, so daß hierdurch und infolge des niedrigen pH-Wertes ein peptisierender Einfluß der organischen Säuren in diesem Profil zu erwarten ist. Die Texturanalyse zeigt einen mit der Tiefe stark zunehmenden Tongehalt, der im B₂₁-Horizont (20 — 40 cm) ein Maximum erreicht. In Verbindung mit dem Auftreten von Tonhäutchen deutet dies auf eine gewisse Verlagerung der Kolloidbestandteile.

Die Analyse der Schwermineralien zeigt einen großen Gehalt an opaken Bestandteilen (81 — 97 %). Dementsprechend können nur verhältnismäßig wenig nonopake primäre Mineralien vorhanden sein. Unter ihnen ist der resistente Rutil der wichtigste Bestandteil. Dies stimmt überein mit dem hohen Titangehalt der gröberen Fraktionen.

Das Profil ist nahezu homogen, obwohl im Oberboden wahrscheinlich eine kleine Kontamination durch Basalt- und/oder Lößmineralien erfolgt ist. Auf solche Wirkung des Lösses deutet die Anwesenheit von Spuren basaltfremder metamorpher Mineralien,

wie Granat und Turmalin, in tieferen Profilabschnitten hin. Sie ergab sich offenbar durch eine Umlagerung im Pleistozän.

Die Differenzierung der chemischen Totalzusammensetzung in der Vertikalen gibt eine relative Anreicherung von Kieselsäure im Oberboden durch Auswaschung der Sesquioxide (hauptsächlich) zu erkennen. Dem Anschein nach war das Eisen etwas mobiler. Der unterste Abschnitt des Profils, besonders der B₂₂-Horizont, ist sehr reich an Sesquioxiden. Auffällig ist auch die Homogenität der chemischen Zusammensetzung in diesem Profilabschnitt, der schon bei der morphologischen Beschreibung als ein Horizont aufgefaßt wurde (B₂₂, 40 — 105 cm). Die chemische Zusammensetzung des Tons zeigt analoge Tendenzen in der Vertikalen wie die Totalanalyse. Mineralogisch besteht der Ton hauptsächlich aus Gibbsit. Daneben kommt auch Kaolinit und Hämatit vor. Die Menge des Gibbsits nimmt mit der Tiefe ab, die des Kaolinit und Hämatits dagegen zu.

Die Genese dieses Bodens ist analog der des 5. Profils.

Profil V

Dieses Profil wurde in ziemlich flachem Gelände im Hauptterrassenniveau des „Vorderen Vogelsberges“ aufgenommen. Sowohl die Art des Vorkommens als auch die Morphologie in diesem Bodenprofil zeigen eine große Übereinstimmung mit Profil IV. Das Ausgangsmaterial dieses Bodens ist ebenfalls umgelagert, wobei die heutige Gliederung des Profils nach der Umlagerung des schon ferrallitisch verwitterten Bodens entstand.

Die Azidität wird um so größer, je tiefer man kommt, jedoch zeigt der d-pH keine Anomalien. Der Boden ist denn auch weniger reich an Sesquioxiden als in den Profilen VII und VIII.

Die Texturanalyse zeigt eine Zunahme des dispersiblen Tongehaltes mit der Tiefe. In Anbetracht der Anwesenheit von kleinen Adern, Häutchen und anderen Segregationen des roten plastischen Tons im Unterboden deutet dies auf eine Tonverlagerung hin.

Von den Tonmineralen überwiegt Kaolinit im A₂-Horizont. Im unteren Profilabschnitt dominiert Gibbsit; im ganzen Profil kommt etwas Hämatit im Ton vor. Der Ton der Probe 3 a enthält außerdem Goethit.

Wie im Profil IV ergibt sich hier aus der chemischen Differenzierung des Profils eine relative Anreicherung von Kieselsäure im Oberboden (hauptsächlich im A₁- und A₂-Horizont) durch Auswaschung von Sesquioxiden. Morphologisch ergibt sich dies schon aus den kleinen, ziemlich gebleichten Flecken (s. Profilbeschreibung). Etwas Lößbeimischung im Oberboden ist in Anbetracht des hohen Kieselsäuregehaltes der größeren Fraktionen nicht ausgeschlossen (vgl. Profil XII). Die im Vergleich mit dem Ton in den größeren Fraktionen viel stärkere chemische Differenzierung ist eine Folge der Verlagerung der Kolloidteilchen. Die Zusammensetzung der Probe 3 a, die vornehmlich einer Segregation entnommen wurde, bei der Kolloidsubstanzen eingeschwemmt worden sind, erweist sich als ein Übergang von B₂- zum B₃-Horizont (bzw.

von Nr. 3 und 4). Dies bedeutet, daß dieser Boden ferrallitischer ist als im oberen Abschnitt des Profils (Nr. 1 bis einschließlich Nr. 3). Die Tonfraktion dieser Probe (3 a) ist also mehr oder weniger als repräsentativ für die kolloidalen Bestandteile anzusehen, die aus den Eluviationshorizonten (A_1 , A_2) eingeschwemmt wurden. Das entspricht der Tendenz der chemischen Differenzierung des Profils.

Der Al_2O_3/Fe_2O_3 -Quotient in der Analyse der totalen Probe und der Tonfraktion ist im A_2 -Horizont am größten. Hieraus darf man schließen, daß das Eisen jetzt mobiler als das Aluminium ist. Das Titan zeigt eine dem Eisen analoge Differenzierung.

Im oberen Abschnitt des Profils (A_1 -, A_2 -, B_2 -Horizont) sind die Werte für die SiO_2/Al_2O_3 - und SiO_2/Fe_2O_3 -Quotienten in den gröberen Fraktionen größer als in den Tonfraktionen. Dies ist vor allem einer Kontamination zuzuschreiben. Im Unterboden (B_3 -Horizont) sind die Verhältnisse jedoch umgekehrt: hier sind die Sesquioxide, insbesondere das Eisen, in den gröberen Fraktionen stärker konzentriert, woraus sich eine Neigung zur Koagulation und Bildung sekundärer Körner ergibt. Die Genese der meisten fossilen ferrallitischen Latosole, die man jetzt im Vogelsberg an der Oberfläche findet, ist am besten in den Profilen IV und V zu erkennen. Sie geschah in mindestens zwei zeitlich und räumlich (i. e. durch Umlagerung) getrennten Phasen. Wenn man von frischer basischer Asche als Ausgangsmaterial ausgeht, so erfolgte

- 1) eine ferrallitische Verwitterung (s. Übersicht, S. 129);
- 2) nach einer Umlagerung eine relative Kieselsäureanreicherung (im Kaolinit gebunden) im Oberboden durch Eluviation, insbesondere der Sesquioxide.

Das Eisen war dabei mobiler als Aluminium; möglicherweise hat in einem tieferen Niveau eine Illuviation der Sesquioxide stattgefunden.

Bei diesem Prozeß wurden hauptsächlich freie Sesquioxide ausgewaschen. Ein Abbau von Kaolinit kann in Anbetracht der in aufwärtiger Richtung festgestellten Zunahme des Kaolinitgehaltes im Ton (Höchstwert im A_2 -Horizont) quantitativ nur von geringer Bedeutung gewesen sein, wenn ein solcher Prozeß überhaupt stattgefunden hat (vgl. S. 102). Etwas Kaolinit ist wohl verlagert worden. Die rezente Entwicklung zur heutigen Differenzierung des Profils ist im Profil IV a fortiori ausgewiesen durch die geringe Tiefe, die diese Differenzierung gegenüber der schon nach den Literaturangaben bekannten großen Mächtigkeit des ferrallitischen Bodens erreicht. Die größten Unterschiede findet man in den oberen 60 cm.

Profil VI

Dieser Paläosol, der ganz bestimmt umgelagert worden ist, wird von Lößlehm bedeckt, der auch die Eiskeilspalten ausfüllt, die im Paläosol vorkamen. Manche dieser Eiskeile sind später verbogen worden. Gelegentlich ist zu sehen, daß ihre Ausfüllung langgezogene, mehr oder weniger waagerechte, lößlehmreiche Schlieren im Paläosol bilden. Das bedeutet, daß zumindest ein Teil des fossilen Materials während des Pleistozäns infolge der Solifluktion umgelagert worden sein muß.

1) Das Paläosolprofil (Nr. 1, 2, 3).

Die Analysen zeigen folgende Einzelheiten: die Azidität ist mäßig, ebenfalls der Basensättigungsgrad (V-Wert). Der d-pH-Wert ist positiv, jedoch verhältnismäßig klein. Mit der Tiefe nimmt er noch mehr ab.

Die Texturanalyse weist einen geringen, mit der Tiefe abnehmenden Tongehalt aus. In dem stark verwitterten, hauptsächlich aus sekundären Bestandteilen bestehenden Material ist der geringe Tongehalt größtenteils einer unvollständigen Peptisation zuzuschreiben. Der Schluffgehalt ist groß und muß demnach also größtenteils aus koagulierten Tonteilchen bestehen. Wegen der ferrallitischen Zusammensetzung der Schluff- und Sandfraktionen und wegen des Mineralbestandes der schweren Fraktion ist es vollkommen ausgeschlossen, daß es sich hier um eine Lößbeimischung von einiger Bedeutung handelt. Die Fraktion der Schwerminerale zeigt einen sehr großen, fast konstanten Gehalt an opaken Bestandteilen (94 — 96 %), die größtenteils sekundär sein müssen. Unter den nonopaken Mineralen ist der Gehalt an resistentem Rutil, der teils als primärer Bestandteil, teils auch als ziemlich trübes Umwandlungsprodukt auftritt, auffallend groß. Mit dem ziemlich hohen TiO_2 -Gehalt in den gröberen Fraktionen stimmt dies überein. Chemisch ergaben sich ferner kleine, mit der Tiefe abnehmende $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten. Bei dem Vergleich der verschiedenen Quotienten inner- und außerhalb der Tonfraktion fällt auf, daß das Eisen, Titan, und — mehr oder weniger — Aluminium mit Vorzug in den gröberen Fraktionen auftreten. Dies weist auf eine Ausflockungstendenz der als Rückstand verbliebenen Sesquioxide hin. Der hohe Gehalt an sekundären opaken Bestandteilen bestätigt dies.

Die Tonfraktion ist also anscheinend relativ kieselsäurereich. Unter den Tonmineralen bildet Gibbsit den Hauptbestandteil. Daneben kommen jedoch auch Kaolinit und Hämatit vor, während im Oberboden (Nr. 1) etwas Quarz auftritt, was mit dem größeren $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten übereinstimmt.

2) Das Mikroprofil (Nr. 2, 4RS, 4KS, 4AA).

Außer einer tonmineralogischen Röntgenanalyse der Probe Nr. 4AA, welche eine sehr hohe Gibbsitkonzentration erbrachte, stehen von diesem Profil nur Daten der chemischen Totalanalyse zur Verfügung.

Zunächst fällt die große Analogie in der chemischen Zusammensetzung der Randzone der Schlacke (Nr. 4RS) und des hüllenden losen Paläosolmaterials (Nr. 2) auf. In der Reihe Nr. 2 — 4RS — 4KS — 4AA erkennt man ferner:

- a) eine starke Abnahme des $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten;
- b) eine sehr starke Zunahme des $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten; und
- c) eine starke Abnahme des TiO_2 -Gehaltes, wobei auch der Gehalt an CaO und K_2O abnimmt.

Es ist auffällig, daß fast alle Gesteinsbruchstücke gleich, ob sie vererzt oder nicht vererzt sind, mit einem etwa 1 mm dicken, rotgefärbten Häutchen überzogen sind, das

kleine ursprüngliche Unebenheiten an der Oberfläche nivelliert und den Bruchflächen ein glattes Aussehen verleiht.

Genauso wie die anderen ferrallitischen Paläosole besteht dieser Boden hauptsächlich aus einem Sortiment sekundärer Bestandteile, nämlich aus Sesquioxiden, TiO_2 und etwas Kaolinit. Die rezente Differenzierung des Profils, wie sie in den Profilen IV und V deutlich hervortritt, ist in diesem — noch von einer Lößschicht bedeckten — Profil viel schwächer. Im Gelände war keine Gliederung in Horizonte zu beobachten. Chemisch stellt sich jedoch heraus, daß eine schwache vertikale Differenzierung vorhanden ist. Sie zeigt dieselbe Tendenz wie in den anderen fossilen Latosolen (Profil V) und ging wahrscheinlich auch von schon verwittertem und später umgelagertem Material aus. Der durch starke Ausflockung der Sesquioxide stabilisierte Charakter dieses Profils macht es unwahrscheinlich, daß heute noch eine Auswaschung von Sesquioxiden vorkommt. In Anbetracht der Lößdecke ist das auch nicht zu erwarten. Eine rezente Mobilisierung des Eisens kann (im Gegensatz zu z. B. den Profilen IV und V) wegen mangelnder Einwirkung organischer Stoffe nicht erfolgen.

Die chemischen Daten des Mikroprofils in der Reihe Nr. 2 — 4RS — 4KS — 4AA zeigen in bezug auf die anderen Elemente eine progressive Konzentrationstendenz des Aluminiums. Dies ist nur durch eine absolute Anreicherung erklärbar, d. h. von irgendwoher stammende aluminiumreiche Lösungen haben poröse Partien wie die blasigen Schlacken imprägniert. Dabei wurde Aluminium festgehalten. Das Fehlen anderer Bestandteile in den vorhandenen Hohlräumen machte auf diese Weise eine starke Konzentration möglich. Auffallend ist dabei die scharfe Trennung der beiden Sesquioxide Fe und Al. Während sie sich bei den meisten dynamischen Prozessen mehr oder weniger gleich verhalten, müssen hier besondere Bedingungen für eine Differenzierung bestanden haben.

Die Ähnlichkeit im Chemiesmus, die zwischen der Randzone der vererzten Schlacke und dem umhüllenden ferrallitischen Lockermaterial besteht, enthält eine genetische Beziehung zwischen den beiden morphologischen Komponenten. Damit ergibt sich, daß trotz der Umlagerung die Schlacken noch in ihrem ursprünglichen Milieu liegen. Anfänglich bildeten sie verwitternde Rückstände des Ausgangsmaterials, wie sie in verschiedenen Profilen angetroffen wurden, später wurden sie durch die Vererzung größtenteils vor einer weiteren Verwitterung geschützt.

Für die Aluminiumanreicherung zu „Bauxitknollen“ sind zwei Erklärungen möglich:

- 1) die aluminiumreichen Lösungen stammen aus einem — jetzt verschwundenen — Profilabschnitt, also einer Eluviationszone. In den porösen Schlacken erfolgte eine Konzentration und in dem umringenden Lockermaterial eine diffuse Imprägnation. Man denke dabei an den Illuviationshorizont eines „tropischen Podsol“ (VAN SCHUYLENBORGH, vgl. S. 143). Den möglichen Anfang eines derartigen Prozesses erkennt man im Profil II, in der leichten Gibbsitanreicherung im B_3 -Horizont, der z. T. aus teilweise umgewandelten Schlacken besteht.
- 2) die aluminiumreichen Lösungen stammen aus dem benachbarten Lockermaterial (Nr. 2, 3) und sind während des Allophanstadiums in porösen Partien wie den vul-

kanischen Schlacken akkumuliert worden (vgl. Beispiel Madagaskar Nr. 1, S. 138). Hierbei ist auch die große Beweglichkeit des Elements im „Prä-Gibbsitstadium“ zu erwähnen (MAIGNIEN, vgl. S. 144).

In beiden Fällen muß der hohe pH-Wert, der in dem einst verwitternden, jetzt jedoch aufnehmenden Material (den vulkanischen Schlacken) sicher bestanden hat, eine wichtige Rolle bei der Festlegung des Aluminiums gespielt haben.

In Anbetracht der gestörten Lagerung kann nicht festgestellt werden, welche Erklärung zutrifft. Es ist aber sicher, daß die Aluminiumkonzentration einer älteren genetischen Phase angehört, die in das Tertiär zu stellen ist. Der Fund von Eisenerzbruchstücken, von denen allerdings nur ein einzelnes am Rande die Reste einer Aluminiumerzkruste zeigt, besagt, daß auch das Eisen einen — wahrscheinlich älteren — Konzentrationsprozeß durchgemacht hat. Es besteht hier also keine Beziehung zu den autochthonen Eisenerzvorkommen (vgl. S. 17).

Profil VII

Neben der üblichen Problematik der Paläosol-Verwitterung und ihrer Veränderung durch spätere Prozesse, wie Umlagerung und rezente Verwitterung, wird man im Profil VII noch mit einigen anderen Problemen konfrontiert, nämlich:

- 1) mit dem Problem der Art der Verwandlung des Basaltes zu Zersatz;
- 2) mit dem Problem der genetischen Beziehung zwischen diesem Zersatz und dem umgelagerten roten Latosolmaterial.

Profil VII — 1 bis einschließlich 4

Die Korngrößenzusammensetzung weist eine bestimmte Zunahme des dispergierten Tongehaltes mit der Tiefe auf. In Verbindung mit der Anwesenheit der Tonhäutchen im Unterboden kann dies auf eine bestimmte Tonverlagerung hinweisen. Mineralogisch besteht der Ton vornehmlich aus Gibbsit, daneben ist auch Kaolinit und etwas Hämatit anwesend. Chemisch kann man im obersten Teil dieses stark ferrallitischen Profils (etwa 75 cm) eine deutliche Differenzierung bemerken. Außergewöhnlich hierbei ist, daß die Sesquioxide in bezug auf die Kieselsäure im Oberboden konzentriert sind, was mit dem Idealprofil des Latosols übereinstimmt.

Ein Vergleich der Tonfraktion mit den gröberen Fraktionen zeigt uns außerdem, daß letztere bezüglich des Kieselsäuregehaltes einen höheren Sesquioxidgehalt haben als die Tonfraktion. Hieraus ergibt sich eine Tendenz der Sesquioxide zur selektiven Koagulation.

Die Kieselsäure, die im Ton relativ etwas angereichert ist, wurde hierdurch gegen die Auswaschung weniger resistent, was mit der festgestellten chemischen Differenzierung des Profils übereinstimmt. Ferner nimmt der $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient der gröberen Fraktionen mit der Tiefe ab, während er in der Tonfraktion anfangs in der gleichen Richtung zunimmt. Hieraus folgt, daß das Eisen die Tendenz hat, im Oberboden

auf Kosten der größeren Fraktionen in der Tonfraktion angereichert zu werden, was rezenten Einflüssen zuzuschreiben ist.

Probe VII — 5

In diesem ausgeprägt ferrallitischen Boden ist der d-ph-Wert negativ (vgl. Profil VIII). Obwohl die $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten in der Totalanalyse fast gleich sind und mit dem Quotienten in Probe Nr. 1 übereinstimmen, erweist sich hier die Tonfraktion, die sich nach dem Röntgendiffraktionsmodell hauptsächlich aus Gibbsite zusammensetzt, relativ reicher an Aluminium als die größeren Fraktionen, im Gegensatz zu den Befunden in den darüberliegenden Horizonten. Dies ist wahrscheinlich die Ursache der unterschiedlichen Vorzeichen der d-pH-Werte.

Profil VII — 8, 7, 6

Dieses Detailprofil wurde unter der Schichtdiskordanz aufgenommen und umfaßt den Basaltzersatz und seine ersten Umwandlungsprodukte. Das Material ist bestimmt autochthon. Es ist nicht ausgeschlossen, daß man es hier mit der Basis eines abgetragenen Bodenprofils zu tun hat.

Basaltersatz (Nr. 8).

Aus der chemischen Analyse der Gesamtprobe zeigt sich, daß der Basalt in eine fersiallitische Masse verwandelt worden ist. Der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient nähert sich dem des Kaolinitis. Von den verschiedenen Fraktionen sind die wichtigsten chemischen Daten bestimmt worden:

	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$
Sandfraktion	1,33	0,44	4,45	0,33
Schlufffraktion	2,10	4,42	6,40	2,10
Tonfraktion	1,98	31,13	36,92	15,74

Hieraus ergibt sich, daß eine ziemlich scharfe, durch die ursprüngliche Struktur bedingte Grenze auftritt. Eisen und Titan geben deutlich einen primären Vorrang für die größeren Fraktionen zu erkennen, während Kieselsäure und Aluminium als Kaolinit sich besonders an die Tonfraktion halten. Diese Trennung ist nicht absolut. Wahrscheinlich gehören die größten Individuen der Kaolinit-Pseudomorphosen des Feldspates zur Fraktion des Schluffs, zu der auch — vergleiche Korngrößenzusammensetzung — der größte Teil der sekundären Eisen- und Titanminerale gerechnet werden muß. Die Sandfraktion setzt sich größtenteils aus sekundären Eisenoxidhydraten zusammen. Die Fraktion $< 2 \mu$ wird von einem sehr hell rosa getönten Ton gebildet, der auch nach dem Diffraktionsmodell aus fast reinem Kaolinit zusammengesetzt ist. Der niedrige Eisen- und Titan-Gehalt ist auffallend und kennzeichnend für den Umwandlungsprozeß, der sich hier abgespielt hat: das Eisen der Pseudomorphosen aus mafischen Basaltmineralien, die sich wahrscheinlich hauptsächlich aus Goethit zusammensetzen, ist während des Umwandlungsprozesses fast völlig immobil geblieben und hat die benachbarten Kaolinitpseudomorphosen aus Feldspat kaum imprägniert.

Der Kaolinit, der also nicht von Eisenoxidhydrathäutchen stabilisiert worden ist, verlagerte sich örtlich und bildete kleine weiße Adern.

Mikromorphologisch sieht man in einem etwas festeren, weniger umgewandelten Teil des Zersatzes, daß der Feldspat sich unter Quarzabfuhr pseudomorph verwandelt hat. Diese Quarzabfuhr war hier jedoch noch nicht vollendet: kleine Adern und Höfe mit sphärolithischen Quarzindividuen befinden sich an vielen Stellen zwischen den Pseudomorphosen. Von den mafischen Mineralien findet man hier und da Reste basaltischer Hornblende. Mineralogisch dominiert in der Schwerefraction ein rutilartiges Umwandlungsprodukt, während zwischen den opaken Mineralien vielleicht etwas primärer Magnetit vorkommt.

Auffallend ist weiter der große Unterschied der T-Werte in bezug auf die Fraction $< 2 \mu$ und $< 20 \mu$. Er beträgt nämlich 101 bzw. 22 mval. Da man annehmen darf, daß organische Substanzen hier völlig fehlen, muß dieses Phänomen ganz dem Umstand zugeschrieben werden, daß die an den Sorptionsprozessen beteiligten kolloidalen Bestandteile, die sich hauptsächlich aus Kaolinit und freien Sesquioxidhydraten zusammensetzen, sich teilweise in der Schluffraction befinden.

Verwitterungszone (Nr. 7, 6)

Aus der Profilbeschreibung geht hervor, daß der graue Zersatz nach oben in eine rotgelbe Verwitterungszone übergeht. In dieser Richtung (Nr. 8, 7, 6) erkennt man:

- 1) eine Zunahme des Tongehaltes;
- 2) eine Abnahme des $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten und ein fast konstantes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis in der chemischen Analyse der Gesamtprobe.

Hieraus kann man schließen, daß eine Kieselsäure- und Aluminiumverlagerung in kombinierter Form als Kaolinit stattgefunden hat. Dies wird durch das Vorkommen der mit der Verwitterungszone in Verbindung stehenden Adern des roten plastischen Tons (Nr. 8 a) im Zersatz bestätigt. Der rote Ton hat nach der Röntgendiffraktionsanalyse einen bedeutenden Kaolinitgehalt, und seine chemische Zusammensetzung stimmt weitgehendst mit der der Tonfraktionen in der Verwitterungszone (Nr. 7, 6) überein. Die im Zersatz in den verschiedenen Kornfraktionen festgestellte Differenzierung der chemischen Bestandteile ist in der Verwitterungszone weniger ausgesprochen. Es zeigt sich aber, daß die Tonfraktion hier einen höheren Eisengehalt besitzt, d. h. das Eisen in den Pseudomorphosen hat sich zum Teil aufgelöst und den benachbarten Kaolinit imprägniert. Dabei ist natürlich die Basaltrelikstruktur verlorengegangen.

Die fast horizontal durch den Zersatzkörper laufenden Bänder mit analogem Habitus und Farbnuancen, wie in der Verwitterungszone darüber, geben den Fluktationsbereich der früheren Grundwasserspiegelstände an. Örtlich wurden einige dünne Eisenerzkrusten im Zersatz angetroffen, die durch sekundäre Eisenverlagerung gebildet worden sind. Wie schon erwähnt, setzt sich dieses Profil aus 2 Teilen zusammen, die durch eine Diskordanz getrennt sind. Das Hangende ist umgelagert, das Liegende autochthon. Es ist nicht zwingend, daß zwischen beiden eine genetische Beziehung be-

steht, wie HARRASSOWITZ (1926) glaubte. Das hier beschriebene Profil stimmt fast völlig überein mit dem von HARRASSOWITZ beschriebenen Idealprofil der Ferrallit („Allit“)-Vorkommen im Vogelsberg. Es fehlt allerdings der Aufschluß mit dem Übergang des zersetzten Basaltes („Zersatz“) zum frischen Gestein. Dies ist aber nicht verwunderlich, da nach HARRASSOWITZ solcher „Zersatz“ eine Mächtigkeit von etwa 50 m erreichen kann. Das Idealprofil wurde von HARRASSOWITZ an Hand der von FOX (1923) beschriebenen Situation in den klassischen indischen Lateriten über Basalt aufgestellt. In Analogie hiermit schloß er auf die Genese der Vorkommen im Vogelsberg, wobei:

- 1) frischer Basalt durch die Katamorphose in „Zersatz“ verwandelt wurde;
- 2) dieser „Zersatz“ durch weitere Verwitterung in ein ferrallitisches Enderzeugnis umgewandelt wurde.

An Hand der jetzt zur Verfügung stehenden Daten kann auf die folgenden Punkte näher eingegangen werden:

- a) auf die Art der Verwandlung des frischen Basaltes in „Zersatz“;
- b) auf die Frage, ob das umgelagerte ferrallitische Material über der diskordanten Grenzfläche durch Verwitterung aus diesem „Zersatz“ gebildet worden ist.

Zu a: Wenn man die chemische Zusammensetzung des „Zersatzes“ mit der durchschnittlichen Zusammensetzung einer Anzahl frischer Vogelsbergbasalte (S. 32) vergleicht, dann entdeckt man die folgenden chemischen Abänderungen:

- 1) eine beträchtliche Auslaugung der Basen (Ca und K);
- 2) eine wichtige Abnahme des Kieselsäuregehaltes bezüglich der Sesquioxide, welche auf eine partielle Abfuhr der Kieselsäure hindeutet.

Die Auslaugung des größten Teiles der Basen und eines Teiles der Kieselsäure war verbunden mit einer fast völligen Verwandlung des frischen Basaltes in eine sekundäre Mineral-Gesellschaft, in der Kaolinit, Eisenoxid-Hydrate und Titanmineralien die wichtigsten Komponenten sind.

Aus der Literatur geht hervor, daß die Stärke der Umwandlungszone (sub)tropischer Verwitterung der basischen Muttergesteine sehr geringfügig ist: gewöhnlich findet ein abrupter Übergang innerhalb einiger Millimeter statt. Diese Übergangszone bildet oft um das frische Gestein herum dünne konzentrische Schalen; außerdem ist das Material in der Umwandlungszone meistens stark von eisenhaltigen Lösungen imprägniert worden (MAGNIEN 1964).

Der „Zersatz“ in dem beschriebenen Aufschluß ist jedoch schon einige Meter mächtig, ohne daß frischer Basalt aufgeschlossen worden ist, und es hat nur eine auffallend kleine Verlagerung und Imprägnierung mit eisenhaltigen Lösungen stattgefunden. Der schon vermutlich hydromorph zu einer weichen Masse verwandelte Basalt, welcher anderswo in Eisenerztagebauen angetroffen wird, hat einen ganz anderen Aspekt: das sekundäre Material hat hier häufig bunte Farben, was auch aufgrund der Anwesenheit

von Eisenerzkrusten deutlich von der Eisenverlagerung zeugt. Dies ist ein Prozeß, der von einem reduzierenden subaquatischen Milieu angeregt wird.

Überdies findet man darin frische Basaltkerne mit schaliger Absonderung („Kugelverwitterung“).

Aus dem Vorangehenden dürfte sich genügend klar herausgestellt haben, daß es nicht wahrscheinlich ist, daß das vorliegende Umwandlungsprodukt des Basalts durch Katamorphose unter subtropischen Bedingungen gebildet worden ist, auch nicht in einem hydromorphen Milieu, sondern daß dies durch eine (auto)-hydrothermale Umwandlung geschehen sein muß. Es ist die einzige Möglichkeit, die noch offen bleibt.

Die Umwandlung des Zersatzes zu rotgelbem Material, das sich u. a. am Gipfel des Basaltkörpers befindet, wird aber der Verwitterung zugeschrieben. Es herrscht hierbei die Tendenz einer weiteren Abnahme des Kieselsäure- und etwas weniger des Aluminiumgehaltes, was — wie nachgewiesen wurde — hauptsächlich durch Kaolinitauswaschung verursacht ist. Das Eisen ist hier erheblich mobilisiert worden. Die Bodensubstanz ist ganz von eisenhaltigen Lösungen imprägniert und anscheinend sogar teilweise dehydratisiert worden (Rubifizierung).

Zu b: Für die Umwandlung in völlig kaolinisiertes Material, wie es unter der diskordanten Grenzfläche vorkommt, würde in dem darüber liegenden stark ferrallitischen Material ein enormer Kaolinitabbau notwendig sein. Die Frage, ob quantitativ wichtige Gibbsite massen mittels intermediärer Kaolinisierung und Kaolinitabbau oder direkt aus amorphen Umwandlungskolloiden der primären Mineralien gebildet werden (HARRISON: „primary lateritisation“), ist ein sehr stark diskutiertes Thema in der Lateritliteratur. Obwohl viele Autoren das Konzept der Gibbsitebildung durch Kaolinitabbau verwenden (HARRASSOWITZ, 1926; MARTIN und DOYNE, 1927; ROBINSON und HOLMES, 1924; TANADA, 1951; SEGALIN, 1957 u. a.), sind andere der Meinung, daß dieses Silikatmineral gerade während der lateritischen Umwandlung stabil ist (CLARKE, 1924; MOHR, 1948; WAEGEMANS, 1951; ERHART, 1956; MAIGNIEN, 1964).

Neue Beobachtungen zeugen davon, daß Kaolinit bei der ausgesprochen sauren Bodenreaktion und dem niedrigen Sättigungsgrad in einem tropisch-humiden Milieu tatsächlich extrem stabil ist (DE KIMPE und GASTUCHE, 1962). MAIGNIEN (1964) hat recht, wenn er bemerkt, daß die einzige positive Information bezüglich solchen Kaolinitabbaus aus den elektronen-mikrografischen Angaben von D'HOORE (1954) her stammt. Sie beweisen, daß die Kaolinitkristalle nach einer Waldbedeckung durch die Einwirkung von Herbaceen-Komplexen etwas angegriffen wurden. Diese Prozesse scheinen jedoch quantitativ von geringer Bedeutung zu sein und stehen in keinem Verhältnis zur Größenordnung der enormen Gibbsite massen, die in manchen lateritischen Böden angetroffen werden.

Die obengenannten Erwägungen können für die ferrallitische Verwitterung während des Tertiärs im Vogelsberg Anwendung finden, so daß angenommen werden kann, daß es keine direkte genetische Beziehung zwischen dem Material über und unter der diskordanten Grenzfläche gibt. Dennoch hat sich das hangende ferrallitische Material

wahrscheinlich direkt aus vulkanischen Lockerprodukten gebildet in Analogie zu anderen fossilen Latosolvorkommen. Darauf deutet auch die Anwesenheit teilweise verzerrter Schlackenbruchstücke hin. Auf die Übereinstimmung mit den Befunden im Profil VI wird hingewiesen.

Profil VIII

Ebenso wie im Profil V wurde dieses Profil im ziemlich flachen Gelände im Hauptterrassenniveau des „Vorderen Vogelsberges“ aufgenommen.

Auch hier ist das Ausgangsmaterial allochthon und war schon ferrallitisch verwittert, bevor es umgearbeitet wurde. Es wurden keine Indikationen für eine Lößbedeckung oder -vermischung angetroffen.

Das Bodenmaterial ist sehr reich an freien Sesquioxiden: das erweist sich schon aus dem d-pH-Wert, welcher im ganzen Profil negativ ist. Weiter scheint es eine gewisse negative Korrelation zwischen der Größe des d-pH-Wertes einerseits und den Werten

für die $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ - und $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ -Quotienten andererseits zu geben. Eine Ausnahme

macht Nr. 2 des Profils.

Die Texturanalyse zeigt:

- 1) einen ziemlich niedrigen Tongehalt, was teilweise einer unvollständigen Dispergierung zugeschrieben werden muß, weil sich zufolge der chemischen Daten auch das Material der gröberen Fraktionen fast ausschließlich nur aus sekundären, sesquioxidreichen Mineralien zusammensetzen muß;
- 2) das Fehlen einer deutlichen senkrechten Differenzierung des Gehalts an dispergiertem Ton.

Mineralogisch setzt sich die Tonfraktion hauptsächlich aus Gibbsit zusammen; daneben wurde auch etwas Hämatit und Kaolinit angetroffen. Der Ton der Probe 4 enthält außerdem Goethit.

Die chemische Differenzierung des Profils ist wenig betont. Der oberste Profiltail (Nr. 1 bis einschließlich 3) zeigt jedoch dieselbe, wenn auch viel schwächere Differenzierungstendenz wie die anderen Latosolprofile (mit Ausnahme des Profils VII), näm-

lich die Abnahme der $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ - und $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ -Quotienten mit der Tiefe durch eine

relative Akkumulation von Kieselsäure infolge der Auswaschung der Sesquioxide, besonders des Eisens.

Die Mobilisierung des Eisens ergibt sich außerdem aus folgenden Befunden:

- a) mit der Tiefe nimmt der $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient in der Tonfraktion ab;

b) beim Vergleich der $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -Verhältnisse findet man in der Tonfraktion eine Eisenanreicherung bezüglich des Titans, welche mit der Tiefe zunimmt.

An der Oberfläche ist der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient in der Tonfraktion etwas niedriger als der in den gröberen Fraktionen, woraus man schließen darf, daß eine Kieselsäureanreicherung im Rücklauf — wahrscheinlich in der Form des Kaolinitis — in den gröberen Fraktionen stattgefunden hat.

Wie verschiedene Faktoren andeuten, ist dieses Profil ein polygenes, d. h. die Substanz von Nr. 4 ist ursprünglich ein Oberflächenhorizont gewesen analog der Nr. 1:

Diese Faktoren sind:

1) Vom Horizont Nr. 3 nach Horizont Nr. 4 findet man eine abrupte Zunahme der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - Quotienten, die verbunden ist mit einer Abnahme des absoluten d-pH-Wertes, einer Zunahme des Tongehaltes und einer Änderung des Farbtons;

2) Im Horizont Nr. 4 ist der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient der gröberen Fraktionen etwas höher als der der Tonfraktion, so wie es im Horizont Nr. 1 auch der Fall ist (siehe oben).

Mit der Tiefe (von Nr. 4 nach Nr. 5) nehmen die in zu 1) genannten Verhältnisse wieder ab, während der absolute d-pH-Wert zunimmt.

3) Die Tonmineralzusammensetzung der Probe Nr. 4 zeigt eine kleine Abweichung durch die Anwesenheit des Goethits.

Aus dem polygenen Charakter dieses Profils ergibt sich, daß schon während der wahrscheinlich pleistozänen Umarbeitung des ferrallitischen Materials Podsolierungseinflüsse wirksam waren.

Profil IX

Dieser Paläosol kommt am Rande einer der in 300 — 400 m Höhe gelegenen präpleistozänen Rumpfflächen vor, welche durch einen tektonischen Graben, das Seental, vom Hauptmassiv (Vogelsberg) abgetrennt wurden. Obwohl das Material umgelagert ist, bildet es eines der wenigen erhalten gebliebenen Erosionsreste der fossilen Latosole, welche sich heute noch auf ihrem ursprünglichen Bildungsniveau befinden und außerdem keine späteren vulkanogenen Änderungen erfahren haben, die mit der Überdeckung durch einen Basaltstrom zusammenhängen. Wahrscheinlich ist dieser Paläosol nie von Basalt bedeckt gewesen. Da dieses Material nicht autochthon ist, wird kein Versuch unternommen, die ursprüngliche senkrechte Sukzession oder Differenzierung zu deuten. Die Proben Nr. 3 und 4 zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit den von KUBIENA (1953) und MÜCKENHAUSEN (1962) gegebenen Beschreibungen des „Braunlehm“ und „Gelblehm“. Es ist auffällig, daß trotz des hauptsächlich auf einen Farbunterschied beruhenden Habitusunterschieds der verschiedenen Proben die chemische Zusammensetzung ziemlich homogen ist. Das suggeriert eine genetische Korrelation.

Die fast vollständige Kaolinisierung fällt nicht mit der Rubifizierung zusammen, was um so mehr bestätigt, daß der zuletzt genannte Prozeß sekundär ist (Profil XVI).

Profil X

Dieses Material befindet sich ebenso wie das fossile Bodenmaterial des Profils IX auf der präpleistozänen Rumpffläche als Erosionsrest einer tertiären Bodenbedeckung. Die chemische Zusammensetzung ist ferrallitisch.

Profil XII

Dieses Profil wird hier hauptsächlich deshalb beschrieben, um den Effekt eines Lößlehmzusatzes auf verschiedene analytische Merkmale wie Korngrößenzusammensetzung und chemische Zusammensetzung zu demonstrieren. Das Paläosolmaterial ist wahrscheinlich umgearbeitet. Während dieser Umarbeitung wurde es im Oberboden mit Lößlehm vermischt.

Die leicht verwitterbaren Lößminerale, wie die meisten Silikate, müssen größtenteils schon umgewandelt gewesen sein, wie sich aus dem verhältnismäßig niedrigen CaO- und K₂O-Gehalt in der Totalanalyse des Oberbodens (Nr. 1 und 2) ergibt, so daß der wichtigste fremde Bestandteil der resistente Quarz sein muß. Der Lößeinfluß äußert sich wenig in der Texturanalyse: von einem höheren Schluffgehalt, der für die Lößbeimischung ein Kriterium bilden würde, ist gar keine Rede, und zwar teilweise infolge der Koagulationstendenz der freien Sesquioxide im Latosol. Die einzige Indikation für diesen fremden Einfluß könnte man in der senkrechten Differentiation des dispergierten Tongehaltes finden, obwohl dies in Anbetracht des obengenannten Verhaltens der freien Sesquioxide kaum wahrscheinlich ist. Der Zusatz ist sowohl in chemischer als auch in mineralogischer Hinsicht in der senkrechten Differenzierung der Tonfraktion kaum oder überhaupt nicht bemerkbar: der Ton trägt sogar auch im Oberboden einen deutlich latosolischen Charakter. In der chemischen Zusammensetzung der Totalproben und hauptsächlich in der der gröberen Fraktion ist der Einfluß des Lößlehmes dagegen deutlich bemerkbar durch einen viel höheren Kieselsäuregehalt; also eine starke aufwärts gerichtete Zunahme der SiO₂/Al₂O₃- und SiO₂/Fe₂O₃-Verhältnisse. Daß spätere Einflüsse diesen Effekt noch verstärkt haben, ist sehr wohl möglich; dabei kann eine Eluviation der Kolloidbestandteile, welche sich hauptsächlich aus freien Sesquioxiden und Kaolinit zusammensetzen, eine weitere Anreicherung der Quarzteilchen als Rückstand verursacht haben, namentlich im A₂-Horizont. Eine Illuviation der Kolloidbestandteile in dem Unterboden ist infolge des hohen dispersiblen Tongehaltes nicht ausgeschlossen. Das Vorkommen von Tonhäutchen deutet darauf hin.

Der Latosolcharakter der Paläosole

Bei der Behandlung der Frage, ob die roten Paläosole im Vogelsberg Latosole sind, d. h. das Produkt „einer Verwitterung, die in der Tonfraktion zu einer Mineralkonzentration geführt hat, die sich aus Sesquioxiden mit variierenden Mengen von Silikat-Tonen mit einem 1 : 1 Gitter zusammensetzt“ (7. Approximation Soil Classification, 1960), wird man sich zuerst fragen müssen, welche Merkmale für einen Latosol als

charakteristisch gelten. Nach KELLOGG (1950) besitzt der Latosol gewöhnlich u. a. die folgenden Charakteristika:

- 1) Ein niedriges $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis in der Tonfraktion.
- 2) Eine mäßige bis niedrige Kationen-Austauschkapazität der Mineralfraktionen bezüglich des Tongehaltes.
- 3) Einen niedrigen Gehalt an primären Mineralen, abgesehen von den sehr resistenten.
- 4) Einen niedrigen Gehalt an löslichen Bestandteilen.
- 5) Verhältnismäßig hohen Aggregat-Stabilitätsgrad (abgesehen von unreifen schweren tonigen Latosolen und gewissen Böden mit Übergängen zu intrazonalen Assoziationen).
- 6) Eine rote Farbe oder rote Nuance einer anderen Farbe.
- 7) Keine wesentlichen Akkumulationshorizonte durch Zufuhr (Latosole können Texturprofile infolge der Vererbung des Ausgangsmaterials, differentiale Tonbildung, Tonverlust des Oberbodens durch Zersetzung und Auflösung oder Verdünnung einer Oberflächenschicht durch Asche oder Staub haben. Latosole haben oft Konzentrationshorizonte aus Eisen- und Aluminiumverbindungen infolge der Auswaschung der Kieselsäure und anderer Elemente. Ein Latosol kann einen Akkumulationshorizont besitzen; dieser kann wesentlich sein für die Definition eines lokalen Bodentypus).
- 8) Einen gewöhnlich niedrigen Schluffgehalt in bezug auf die anderen Fraktionen.

Obwohl diese Daten ziemlich ausführlich sind, enthalten sie keine genauen quantitativen Normen.

In der „7. Approximation Soil Classification (1960)“ werden eine Anzahl Eigenschaften angegeben, die taxonomisch bezeichnend für die „Oxisols“ (i. e. Latosole) sind:

- 1) Als eine der wichtigsten Eigenschaften des „Oxic“-Horizontes, die charakteristisch für die „Oxisols“ sind, gilt der Dispergierungswiderstand der Tonfraktion: diese Tone können mittels der normalen Laboratoriumsmethoden selten vollständig dispergiert werden. Dies ergibt sich u. a. aus der mangelnden Übereinstimmung zwischen den Daten der festgestellten Prozentsätze des Tones und den Austauschkapazitäten, der Menge freier Sesquioxide usw. Der nicht dispergierte Ton geht gewöhnlich in die Feinschluff-Fraktion ein. Bei vollständiger Dispergierung dominieren in den Texturen der Latosole gewöhnlich die Sand- und Tonfraktionen, und es ist nur ein sehr niedriger Gehalt an primären Schluffteilchen vorhanden. Die Quantität an Quarz und kristallinen Körnern, die nicht zu den freien Sesquioxiden und dem Kaolinit in der Feinschluff-Fraktion (2 — 20 μ) gehören, beträgt gewöhnlich weniger als $1/10$ der totalen Tonfraktion; dieser Ton umfaßt den größten Teil der Schluff- und Tonfraktionen, welche bei den Laboratoriumsergebnissen angegeben werden.

- 2) „Oxic“-Horizonte sind gewöhnlich strukturlos oder besitzen eine schwache polyedrische Struktur. Es gibt verhältnismäßig viel sichtbare Poren.
- 3) Der Tongehalt muß mindestens 15 % betragen, wovon wenigstens 90 % eine Mischung aus freien Sesquioxiden und 1 : 1 Gittersilikaten darstellen.
- 4) Die Tonfraktion darf keinen meßbaren Montmorillonit-, Illit- oder Allophangehalt und höchstens eine Spur von Vermikulit enthalten.

Die Böden der Gruppe I und II, bei denen die ursprüngliche Situation nicht durch spätere vulkanische Einflüsse gestört worden ist, kommen in erster Linie für einen Vergleich mit den (sub)tropischen Latosolen in Frage.

Angesichts der erwähnten Kriterien ergibt sich nun das folgende Bild:

- 1) Das $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnis in der Tonfraktion variiert von 0,20 bis 1,88. Diese Größenordnung und Variationsbreite stimmt überein mit den Feststellungen nach den Analysendaten der Tonfraktionen tropischer Latosole verschiedener Herkunft (MOHR & VAN BAREN 1959, S. 377).
- 2) Die Kationen-Austauschkapazität (T-Wert): wenn man die in mval/100 g Boden festgestellten T-Werte umrechnet auf die Fraktion $< 2 \mu$, die zusammen mit der organischen Substanz für die Austauscherscheinungen als hauptsächlich verantwortlich angesehen wird, dann bekommt man, auch für Proben, bei denen der Einfluß der organischen Substanz nur sehr gering sein kann, Zahlen, die teilweise viel höher liegen als die T-Werte, welche gewöhnlich für den mittels Röntgendiffraktion festgestellten Tonmineralinhalt angegeben werden.

Wenn man den Alterungsgrad der Kolloide in diesen Böden berücksichtigt, so ist es ziemlich unwahrscheinlich, daß solch hohe T-Werte durch amorphe freie Sesquioxid-Hydrate (besonders Aluminiumoxid-Hydrat) oder Allophan verursacht sein könnten, wie es in verhältnismäßig jungen vulkanischen Aschböden oft der Fall ist (FIEDES et al. 1952). Wie jedoch nachgewiesen werden konnte, liegt die wichtigste Ursache dieses Phänomens im Dispergierungswiderstand des Tons, wodurch zu niedrige Werte für den Tongehalt durch die Texturanalyse erzielt wurden. Es empfiehlt sich deshalb, wie schon erwähnt wurde, den T-Wert aufgrund der Summe des Ton- und Schluffgehaltes zu berechnen. Auf diese Weise erhielt man Zahlen, welche die bei reinem Tonsilikatmineral (i. e. Kaolinit) festgestellten T-Werte (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1960) annähernd erreichen. Dabei muß man jedoch berücksichtigen, daß die natürliche mineralische Tonfraktion nie aus 100 % Kaolinit besteht und daß der Einfluß der organischen Verbindungen nicht ganz eliminiert werden kann. Für die Paläosolproben erhält man auf diese Weise T-Werte, die von 12 — 25 mval/100 g $< 20 \mu$ variieren. Das ist verhältnismäßig niedrig; man findet T-Werte, die unter dem von der „7. Approx. Soil Class.“ festgestellten Maximalwert von 20 mval/100 g $< 20 \mu$ bleiben, jedoch nur in Abschnitten der am stärksten verwitterten ferrallitischen Paläosole (Profile IV, VI, VII).

Eine verhältnismäßig hohe Austauschkapazität besitzen die Proben des Profils XIII. Sie erreicht einen Wert von 62 mval/100 g $< 20 \mu$. Dies ist der Tatsache

zuzuschreiben, daß dieser Boden ein junges Verwitterungsprodukt ist, in dem sich noch Teile des unverwitterten Ausgangsmaterials befinden und amorphe freie Sesquioxid-Hydrate und Allophan möglicherweise eine Rolle spielen.

- 3) Der primäre nonopake Mineralgehalt der Schwerefraktion erwies sich in den Proben der Gruppe I als sehr gering. In der Mehrzahl der Proben beläuft sich der Gehalt an opaken Mineralien auf mehr als 70 % des gesamten Schweremineralgehaltes, wovon sich wahrscheinlich gewöhnlich nur ein kleiner Teil aus primären Erzmineralien und der größte Teil aus sekundären Bestandteilen zusammensetzt. Unter den nonopaken Mineralien stehen die sehr resistenten wie Rutil, Titanit und Zirkon an erster Stelle.
Ebenso wie bei 2) bilden die Proben des Profils XIII (Gruppe II) hiervon eine Ausnahme, indem sie einen höheren primären nonopaken Mineralgehalt haben.
- 4) Was den Gehalt an löslichen Bestandteilen anbetrifft, so veranschaulicht schon der sehr niedrige Basengehalt (CaO und K_2O) in der Zusammensetzung der Gesamtprobe der Gruppe I den niedrigen Gehalt an löslichen Bestandteilen. Er macht es schließlich unmöglich, daß mehr als nur Spuren von primären Silikatmineralien wie Feldspäten usw. in der Leichtfraktion anwesend sind.
- 5) Die Aggregat-Stabilität kann bei Latosolen als eine Funktion des Peptisationswiderstandes des Tones aufgefaßt werden. Sie erweist sich aus den nachfolgenden Laboratoriumserfahrungen:
 - 1) Während des Suspensierens des Tons stellte sich in ziemlich allen Fällen heraus, daß es notwendig war, eine Peptisator-Lösung hinzuzufügen (i. e. eine $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ - Na_2CO_3 -Lösung).
 - 2) Einige Proben (III — 2, 3, 4) erforderten eine spezielle Vorbehandlung mit $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ in festem Zustand, um den Ton in Suspension zu bringen.

Wie schon bei der Behandlung der Austauschkapazität (sub 2) erwähnt wurde, bekommt man die zuverlässigsten T-Werte, indem man diese auf die Summe des Ton- und Feinschluffgehaltes bezieht (i. e. in $\text{mval}/100 \text{ g} < 20 \mu$). Berechnet man jedoch die T-Werte aufgrund des analytisch bestimmten Tongehaltes (i. e. in $\text{mval}/100 \text{ g} < 2 \mu$), dann stellt sich heraus:

- a) daß diese Werte in mehreren Fällen viel zu hoch sind;
- b) daß der Variationsbereich in diesen Zahlen unwahrscheinlich groß ist, wenn man in Betracht zieht, daß die Beschaffenheit der einschlägigen Tonsilikat-Mineralien in allen Fällen gleich ist, vielleicht bis auf gewisse Konzentrationsunterschiede. Diese Erscheinungen können der Ausflockungstendenz und der Aggregatbildung kolloider Bestandteile zugeschrieben werden, wodurch ein Teil von ihnen bei der üblichen mechanischen Analysenmethode trotz der Zufügung eines Peptisationsmittels doch als Schlufffraktion bestimmt werden. Diese Aggregatbildung scheint jedoch wenig Einfluß auf die Adsorptionskapazität zu haben.

Als Beispiel für die Stabilität sekundärer Aggregate kann die Bestimmung des Tongehaltes der Proben des Profils III dienen, bei der nach Scheitern der üblichen

Peptisationsmethode (A) (i. e. Zufügung von 10 ccm des flüssigen Peptisators) in den Proben Nr. 3, 4 und 5, der Ton mittels einer veränderten Methode (B) (i. e. Zufügung von 0,5 g festem $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ und intensiver Vermischung mit der feuchten Bodenpaste) in Suspension gebracht werden konnte (s. a.: LAMERIS, 1964). Die T-Werte, umgerechnet auf den nach beiden Methoden bestimmten Gehalt der Fraktionen $< 20 \mu$ und $< 2 \mu$, sind zum Vergleich beigelegt.

Peptisationsmethode:	Korngrößen-Zusammensetz.:	III-1	-2	-3	-4
A	$\left\{ \begin{array}{l} 20 - 2 \mu \\ < 2 \mu \end{array} \right.$	24,2 46,8	63,4 10,6	73,3 3,3	65,7 0,8
	Summe	71,0	74,0	76,6	66,5
	B	$\left\{ \begin{array}{l} 20 - 2 \mu \\ < 2 \mu \end{array} \right.$	— —	35,2 44,2	47,1 35,0
Summe		—	79,4	82,1	74,8
Umgerechnete T-Werte:					
A	$\frac{\text{mval}}{100 \text{ g } < 20 \mu}$	25	26	21	25
	$\frac{\text{mval}}{100 \text{ g } < 2 \mu}$	38	180	488	2 064
B	$\frac{\text{mval}}{100 \text{ g } < 20 \mu}$	—	24	20	22
	$\frac{\text{mval}}{100 \text{ g } < 2 \mu}$	—	43	46	49

Aus diesen Daten erweist sich:

- 1) die große Stabilität der Tonaggregate. Die elektrisch negativ geladenen Silikatmineralien (1:1 Gitter) werden wahrscheinlich hauptsächlich durch elektrisch positiv geladene freie Sesquioxid-Hydrate zu Pseudoaggregaten gebunden, die imstande sind, die üblichen Vorbehandlungen und Peptisationsmethoden zu ertragen, wodurch sie als Schlufffraktion bestimmt werden;
- 2) Wenn man für die Auswertung der T-Werte und anderer Eigenschaften der kolloiden Bestandteile vergleichbare Resultate bekommen möchte, empfiehlt es sich, die erhaltenen Zahlen auf die Summe des Ton- und Feinschluffgehaltes ($< 20 \mu$) als Basis umzurechnen;
- 3) Bei der neuen Peptisationsmethode (B) ist die Summe der Prozentsätze der Feinschluff- und Tonfraktionen verhältnismäßig wenig verändert bezüglich der übereinstimmenden Zahlen, die mittels der normalen Methode (A) bestimmt wurden; es hat jedoch eine bemerkenswerte Verschiebung von der Feinschluff- in die Tonfraktion stattgefunden.

Aus den auf die Fraktion $< 2 \mu$ umgerechneten T-Werten (B) geht hervor, daß die neu erhaltene Tongehaltzahl mehr mit der Quantität des aktiv an den Sorptionsprozessen teilnehmenden Tons übereinstimmt. Von diesem Standpunkt aus gesehen scheint der Ton auch in einigen anderen Proben eine sehr hohe Aggregatstabilität zu besitzen (VI — 1 bis einschließlich 3; II — 5; IX).

- 4) Im Profil III besteht eine mit der Tiefe zunehmende Tendenz zur Aggregatstabilität. Probe Nr. 1 ergab mit Hilfe der normalen Peptisationsmethode (A) einen befriedigenden Tongehalt von 46,8 %. Während in den Proben Nr. 2, 3 und 4 nach dieser Methode ein Tongehalt von 10,6, 3,3 und 0,8 % festgestellt worden ist, entsprechen dagegen die Werte von 24,0, 9,4 und 2,4 % dem nach Methode B bestimmten reellen Tongehalt.
- 5) Die Farbe variiert von dunkelrot über rot bis gelbrot. Der gelbe Farbton kommt besonders in den Übergangszonen zum weniger verwitterten Ausgangsmaterial vor, z. B. als Umhüllung von vulkanischen Schlacken oder in tiefer gelegenen Bodenschichten. Dies ist dem Vorherrschen der hydratisierten Formen von Ferri-Oxiden wie Goethit vor dehydratisierten Formen wie (Hydro-) Hämatit zuzuschreiben, bei der im übrigen gleichen chemischen Zusammensetzung.

Nach MÜCKENHAUSEN (1962) kann die „Gelberde“ die genetische Vorphase der „Roterde“ (i. e. Roter Latosol-)Bildung sein. Sie kann sich durch Alterung in die letztere verwandeln, wobei eine Dehydratation der Eisenverbindungen zu erwarten ist. Hiermit ist ein Farbumschlag nach rot verbunden.

Die „7. Approximation Soil Classification“ (1960) betrachtet die Farbe nicht als ein diagnostisches Kennzeichen für die „Oxic“-Horizonte.

- 6) Ein Akkumulationshorizont kann nach KELLOGG maßgeblich sein für die Definition eines lokalen Bodentypus. In den meisten Vogelsberg-Paläosolen der Gruppe I ist jedoch die textuelle und chemische Profildifferenzierung sekundär.
- 7) Was den Schluffgehalt anbetrifft, so stellte sich bei der Behandlung der Aggregatstabilität (s. 3) heraus, daß sich ein großer Teil der mittels der normalen mechanischen Analysenmethode bestimmten Schlufffraktion eigentlich aus sekundären Tonaggregatkörnern zusammensetzt, so daß für diese Fraktion gewöhnlich ein viel zu hoher Wert angegeben wird. Der niedrige Schluffgehalt als Latosolmerkmal wird daher als zweifelhaft angesehen, allein schon aufgrund der Tatsache, daß primäre Mineralien in der Schlufffraktion gewöhnlich weniger als 10 % von der Summe der Schluff- und Tonfraktion betragen (7. Approx. Soil Classification, 1960), was in den Zahlen also nie zum Ausdruck kommt. Ein genaues Studium der Mineralien der Schlufffraktion und ihrer gegenseitigen Beziehungen scheint für die Anwendung dieses Argumentes unbedingt notwendig zu sein; nach der 7. Approx. Soil Class. (1960) hat der Gehalt an primären Mineralien in der Schlufffraktion maßgeblich Bedeutung.

Aus dem Vorangehenden wird sich hinreichend erwiesen haben, daß nach den meisten Kellogg-Kriterien die Vogelsberg-Paläosole, die keine späteren vulkanogenen Ein-

flüsse erfahren haben (i. e. Gruppe I und II), zu den Latosolen gerechnet werden können.

Die Paläosole der Gruppe I und II werden nun im Hinblick auf die in der 7. Aprox. Soil Classification (1960) für den Latosol („Oxisol“) und den hierfür charakteristischen „Oxic“-Horizont angegebenen diagnostischen Merkmale geprüft, soweit diese nicht schon bei der Erörterung der Kellogg-Kriterien behandelt wurden.

- 1) Der Dispergierungswiderstand des Tons, der als eines der wichtigsten Merkmale des „Oxic“-Horizontes betrachtet wird, wurde als Paläosolmerkmal schon ausführlich behandelt (vgl. unter 5 der Kellogg-Kriterien).
- 2) Eine Struktur ist in den meisten Paläosolen mit Ausnahme in der Oberflächenschicht wenig ausgeprägt. Allgemein sichtbare Poren wurden namentlich in den stärker verwitterten Typen (i. c. Ferralliten) angetroffen (Profil IV, VII).
- 3) Der Tongehalt der Paläosole beträgt gewöhnlich viel mehr als 15 %. Wo dies nicht der Fall ist, gibt es Anzeichen dafür, daß infolge des Peptisationswiderstandes des Tons der ermittelte Prozentsatz zu niedrig ist (VI — 1 bis einschließlich 3).

Die Böden der Gruppe I haben Horizonte, worin die Summe der berechneten Gehalte an sekundären Mineralien in der Tonfraktion (i. e. Kaolinit, freie Sesquioxid-Hydrate und Ilmenit) mindestens 90 % beträgt.

- 4) Es stellte sich heraus, daß die Tonfraktion in allen Paläosolen dieser Gruppe fast ausschließlich nur Kaolinit als Silikatmineral enthielt.

Wahrscheinlich wurden in der Absicht, subjektive genetische Interpretationen bei der Klassifikation zu vermeiden, in den behandelten Schemata keine oder nur wenige chemisch-morphologischen Merkmale angegeben, durch die die dynamischen Prozesse, welche die Bildung des Latosols im allgemeinen und besonders die des „Oxic“-Horizontes veranlassen, schon angedeutet wären.

KUBIENA (1953) und MÜCKENHAUSEN (1960) betrachten die stabile Makro- und Mikrostruktur, die durch die Bildung und irreversible Alterung der Gele von wasserarmen Fe- und Al-Verbindungen entsteht, als eine der wichtigsten Merkmale der von ihnen als „Roterden“ bezeichneten roten Latosole.

Nach VAN SCHUYLENBORGH (1957, 1958) wird der Latosol durch einen ungefähr konstanten Tongehalt gekennzeichnet, wobei die Tonfraktion hauptsächlich Kaolinit enthält, die Sandfraktion einen hohen und beständigen Gehalt an Eisenkonkretionen hat, während der allgemein im Boden befindliche Gibbsite eine Tendenz zur Anreicherung in der Oberflächenschicht aufweist.

Das Eisen ist in Latosolen mobiler als das Aluminium (ROBINSON 1949). Für die Typusbezeichnung der Paläosole der Gruppe I und II wird die von ROBINSON (1949) eingeführte Nomenklatur verwendet, da diese eine größere Präzision als der Ausdruck Latosol ermöglicht, indem nämlich das Adjektiv „ferrisillitisch“ verwendet wird, wenn die Tonfraktion sich hauptsächlich aus Kaolinit zusammensetzt und der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient etwa 2 ist, und das Adjektiv „ferrallitisch“, wenn die Tonfrak-

tion nächst dem Kaolinit mehr als eine Spur von Gibbsit enthält und der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient < 2 ist. Diese Bezeichnungen treten also an Stelle der von HARRASSOWITZ verwendeten Ausdrücke „siallitisch“ und „allitisch“.

Die Bodenreaktion der fossilen Latosole

In einem der zwei am stärksten verwitterten Vogelsberg-Paläosole (VIII), von dem Bodenproben entnommen wurden, zeigt sich, daß der Unterschied zwischen dem pH (H_2O) und dem pH (KCl), der als d-pH bezeichnet wird, im ganzen Profil negativ ist. In dem anderen stark verwitterten Paläosol (VII) ist der d-pH örtlich negativ (Nr. 5, 6, 7), an anderen Stellen Null (Nr. 1) oder etwas positiv. In verschiedenen anderen ferrallitischen Paläosolen nimmt der d-pH-Wert mit der Tiefe bis zu einem positiven, aber niedrigen Wert ab (IV, V, VI).

In der Literatur gibt es einige Hinweise auf diese Erscheinung. In der „7. Approximation Soil Classification“ (1960) werden einige extrem verwitterte Latosole von Puerto Rico beschrieben, bei denen in tieferen Horizonten der pH (H_2O) niedriger ist als der pH (KCl)-Wert.

BENNEMA & VETTORI (1960) studierten in brasilianischen Latosolen u. a. dieses Phänomen und bemerkten dabei, daß es in tieferen Horizonten, in denen kaum ein Einfluß von störender organischer Substanz zu beobachten ist, eine Beziehung zwischen dem $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Quotienten und dem gegenseitigen Verhältnis der effektiven positiven und negativen Ladungen des mineralischen kolloidalen Bodenmaterials gibt. Die Basenaustauschkapazitäten im B-Horizont der Latosole nehmen bei niedrigeren $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Quotienten ab. Wahrscheinlich nimmt in dieser Richtung die Anionenaustauschkapazität zu.

Den Unterschied in der Reaktion des pH (H_2O) und des pH (KCl) kann man den Austauscherscheinungen mit der KCl-Lösung zuschreiben: bei niedrigerem $\text{SiO}_2/\text{R}_3\text{O}_2$ -Verhältnis ist der Austausch mittels Cl-Ionen am wichtigsten (i. e. netto positive Ladung); bei höherem $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Quotient dominiert dagegen der Austausch zwischen den K^+ - und Al^{+++} -Ionen. Die netto positive Ladung ist in derartigen Böden mit niedrigem $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Quotienten mittels Elektrophorese festgestellt (7. Approx. Soil Class.). Nach BENNEMA u. a. kann man den ziemlich großen Einfluß der kolloidalen Bodenmasse auf den Charakter der Bodenreaktion als ein spezifisches Kennzeichen der Latosole betrachten.

Diese Autoren beschreiben auch noch einige andere Erscheinungen, die mit dem Einfluß von elektro-positiven Ladungen in Verbindung stehen. Diese Phänomene wurden auch in den fossilen Latosolen im Vogelsberg beobachtet und sind wie folgt zu erwähnen:

- 1) Elektro-dialisierte Böden mit niedrigem $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Quotienten können hohe pH-Werte ausweisen, manchmal ganz unabhängig vom V-Wert.
- 2) Die sehr niedrige Kationen-Austauschkapazität in den Mineralien der Tonfraktion (s. S. 107).

Es scheint, daß sich nur aus sehr basischem Muttermaterial Böden dieses extremen Typs (mit negativen d-pH) bilden. Sie werden im allgemeinen auf älteren Landoberflächen gefunden. Ein humides Bodenklima sollte für seine Bildung maßgebend sein. Ist er jedoch einmal gebildet worden, so kann er während einer Klimaänderung intakt bleiben (7. Approx. Soil Classification, 1960). Einen negativen d-pH findet man aber auch in den allophanhaltigen jungen Ascheböden unter perhumidem Klima („Hydrol humic latosol“, Hawaii, s. S. 137).

Die Verbreitung der fossilen Latosole (Gruppe I)

Die fossilen Böden, die keinen späteren vulkanischen Einflüssen unterworfen waren und in denen also der ursprüngliche Latosolcharakter am besten erhalten geblieben ist (Gruppe I), haben im Vogelsberg ihre größte Verbreitung im Gebiet des „Vorderen Vogelsbergs“, westlich der Linie Grünberg - Laubach - Villingen - Hungen. Dieses Gebiet hat verhältnismäßig wenig Relief. Die Landschaft wird hauptsächlich durch die pleistozäne Periglazialmorphologie unter dem 300-m-Niveau bestimmt.

Die totale mit Latosolmaterial bedeckte Oberfläche ist auf dem Niveau der pleistozänen Terrassen (150 — 260 m) am größten, ganz besonders auf dem Hauptterrassenniveau (175 — 185 m).

Obwohl ein Teil der Latosole umgelagert ist, kann man es jedoch wegen der Bedingungen im Gelände als unwahrscheinlich ansehen, daß diese allochthonen Böden über große Strecken transportiert worden sind. Sie müssen vielmehr im wesentlichen in dem Gelände, in dem sie jetzt vorkommen, auch gebildet worden sein. Die Assoziation des wichtigsten Latosolvorkommens mit dem genannten Depressionsgebiet ist auffällig und führt zu der Vorstellung, daß es einen Kausalzusammenhang zwischen beiden Faktoren gibt.

Welches die allgemeine Position dieser Paläosole im paläomorphologischen Bild des Vogelsberg-Vulkans ist, könnte definitiv nur mit Hilfe einer detaillierten Kenntnis der morphotektonischen Vorgänge dieses Gebietes bestimmt werden.

Hieraus könnte man dann den Eindruck gewinnen von dem gegenseitigen Einfluß der Erosion und differentieller Bodensenkung. Es ist nämlich möglich, daß sich die Latosole im wesentlichen aus den reichlichen frühvulkanischen Ascheablagerungen, welche der Hauptphase des Basaltvulkanismus vorangingen, gebildet haben. Sie können jedoch auch aus spätvulkanischen Lockerprodukten entstanden sein.

Eine Überdeckung durch eine mächtige Basaltdecke wird nicht als wahrscheinlich angesehen, was sich aus folgenden Argumenten erweisen mag:

- 1) Wenn eine Überdeckung durch Basalt stattgefunden hätte, dann ist nicht ersichtlich, warum in den Latosolen der Gruppe I keine Spur neogenen Montmorillonits angetroffen wurde, während dieses Mineral in interbasaltischen Paläosolen, auch in solchen, von denen die Basaltdecke jetzt durch Erosion abgetragen ist, im allgemeinen anwesend ist.

- 2) Erosionsreste der Basaltdecken fehlen in dem erwähnten Gebiet fast ganz. Wo sie aber vorkommen, bedecken sie Paläosole des normalen interbasaltischen Typs (Profil XIV), während Lavadurchbruchsstellen nur in geringer Zahl in diesem Gebiet vorkommen und auch nur lokale Bedeutung haben (SCHENK, persönliche Mitteilung).
- 3) Fossile ferrallitische Böden müßten auch in der Tiefe des Vulkans selbst vorkommen, was sich jedoch bei den zahlreichen Tiefbohrungen nie herausgestellt hat. Böden mit Sesquioxid-(pseudo)konkretionen hat man nie unter einer Basaltdecke gefunden (SCHENK, mündliche Mitteilung).

SCHOTTLER und HARRASSOWITZ waren der Meinung, daß die Böden dieser Gruppe nachher von einem dicken Lavapaket überdeckt worden sind, welches später wieder wegerodiert wurde. Gegen die Annahme einer besonders starken Tiefenerosion, die nach den obengenannten Autoren die besondere Morphologie dieses Gebietes verursacht hätte, kann man anführen, daß die jetzt zur Verfügung stehenden Daten nur auf eine starke differentielle Einsenkung dieses Gebietes hindeuten. Dies widerspricht einer intensiven Tiefenerosion aufgrund folgender Feststellungen:

- 1) das Vorkommen einer Art von Rumpffläche („Peneplain“) in Haupt- und Mittelterrassenzeit ohne wesentliche Tiefenerosion;
- 2) das Fehlen von Erosionsresten der präpleistozänen Rumpfoberfläche, welche nördlich der Linie Grünberg - Gießen ausgedehnte Flächen einnimmt und auf der ebenfalls Reste der ursprünglichen Latosolbodenbedeckung vorkommen (Profil X, s. a. SCHENK 1964).

Hier fehlt auch das Hochterrassenniveau (etwa 260 m ü. NN). Aus alledem kann geschlossen werden, daß es möglich ist, daß die fossilen Latosole einen Teil der ursprünglichen, in diesem Gebiet postbasaltischen Bodenbedeckung auf den Hängen des Vogelsbergvulkans gebildet haben, was jedoch nicht ausschließt, daß sie eventuell durch spätere Ablagerungen vulkanischer Lockerprodukte bedeckt wurden und durch eine differentielle Bodensenkung dieses Gebietes mehr oder weniger vor der Erosion geschützt waren und erhalten geblieben sind.

Allgemeine Übersicht der Analyseergebnisse

Die Genese der fossilen Latosole hat sich in mindestens zwei Hauptphasen vollzogen:

- 1) bei der ursprünglich tertiären Verwitterung des frischen basischen Ausgangsgesteins;
- 2) durch die Einwirkung rezenter, wahrscheinlich quartärer Einflüsse, denen das ursprüngliche Verwitterungsmaterial ausgesetzt wurde, vielleicht nach einer Umlagerung.

Zu 1: Aus den chemischen Daten kann man nur auf die allgemeine Tendenz der Tertiärverwitterung schließen. Ein Vergleich der molaren Verhältnisse der chemischen Gesamtzusammensetzung der Paläosole — wobei man absieht von der Profildifferenzierung, die durch rezente Einflüsse verursacht sein könnte (zu 2) — mit den zugehörigen Durchschnitts- und Extremwerten in einer Anzahl von frischen Vogelsbergbasalten (S. 32) zeigt ein semiquantitatives Bild der gesamten chemischen Änderungen, welche der Verwitterung und Auslaugung zufolge aufgetreten sind. Hierbei ist anzunehmen, daß quantitativ gesehen die größten Änderungen in der gesamten chemischen Zusammensetzung während der ursprünglichen syn- und postvulkanischen Tertiärverwitterung (zu 1) stattgefunden haben müssen. Der obengenannte Vergleich zeigt für alle Paläosole einen Nettoverlust eines großen Teils der Basen (wovon Ca und K bestimmt wurden) und eines Teils der Kieselsäure. Ein Vergleich des $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses in den Paläosolen mit demjenigen in frischen Vogelsbergbasalten ergibt ferner für alle Paläosolprofile mit Ausnahme eines Profils (III) einen Wert, der unter dem Durchschnittswert für den übereinstimmenden Quotienten in frischem Basalt liegt, während in den meisten Profilen sogar das $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis teilweise oder ganz unter dem Minimumwert dieses Quotienten in frischen Basalten liegt (I, II, IV, V, VI, VII, VIII, IX). Man muß hierzu noch vermerken, daß sich dieser Minimumwert auf einen Leucitbasalt bezieht, welcher im Vogelsberg ein verhältnismäßig seltenes Gestein bildet. Aus dem Vorgehenden ergibt sich, daß während der Verwitterung der Nettoverlust an Aluminium fast allgemein größer gewesen sein muß als der des Eisens.

Wenn man als Ausgangsmaterial frischen basischen Vulkanit nimmt, so hat die Tertiärverwitterung also die folgenden allgemeinen chemischen Nettoänderungen herbeigeführt:

- a) Verlust eines großen Teils der Basen, eines Teils der Kieselsäure und eines sehr kleinen Teils des Aluminiums;
- b) relative Anreicherung der Sesquioxide und des TiO_2 , wobei Eisen etwas stärker als Aluminium akkumuliert wurde.

Analoge chemische Tendenzen wurden in Hinsicht auf die synvulkanische Verwitterung der interbasaltischen Paläosole (Gruppe II und III) angetroffen.

Die fossilen Böden zeigen verschiedene Entwicklungsstadien vom jungen quarzenthaltenden ferrsiallitischen Typ, der chemisch durch einen ziemlich hohen Kieselsäure- und Basengehalt und mineralogisch durch einen verhältnismäßig hohen Gehalt an primären Mineralien und einer anfangenden Kaolinitnythese (Profil I) gekennzeichnet ist, bis zu stark verwitterten Ferralliten mit hohem Sesquioxidgehalt (Profil VII, VIII).

Für eine detailliertere Zurückführung der ursprünglichen pedogenetischen Prozesse aus Analysendaten ist man auf indirekte Ableitungen angewiesen und auf die Differenzierung autochthoner Profile, wobei rezente Einflüsse soweit wie möglich ausgeschaltet werden müssen. Hierzu ist es notwendig, die zeitliche Beziehung der verschiedenen Prozesse, welche in den Paläosolen stattgefunden haben, festzustellen.

- a) Die zeitliche Beziehung zwischen Aluminiumverlagerung und Kaolinitzsynthese:
Die Tatsache, daß ein Nettoverlust des Aluminiums sowohl in den weniger verwitterten Ferralliten mit anfangender Kaolinitzsynthese (vgl. auch die interbasaltischen Paläosole) als auch in den stark verwitterten Ferralliten angetroffen worden ist, läßt schon vermuten, daß die Eluviation dieses Elementes in einem früheren Verwitterungsstadium angefangen hat. Dies konnte nun tatsächlich in den autochthonen Profilen I und II, in denen die Profildifferenzierung jetzt noch Zeuge einer gegenüber dem Eisen größeren Aluminiummobilität ist, nachgewiesen werden. In diesen Böden fand eine Verlagerung des Aluminiums vor oder gleichzeitig mit der Kaolinitzsynthese statt.

Verschiedene stark ferrallitisch umgearbeitete Böden enthalten Pseudokonkretionen aus Aluminiumerz (i. e. imprägnierte Lapilli und Schlacken, Profile VI, VII, VIII), die auf einer absoluten Anreicherung durch Illuviation hinweisen. Im Untergrund der obengenannten autochthonen Böden wurden auch Indikationen für eine Aluminiumilluviation gefunden. Es ist anzunehmen, daß alle diese Prozesse zur Tertiärverwitterung gehören.

- b) Die zeitliche Beziehung zwischen Aluminium- und Eisenverlagerung:
Aus der senkrechten Profildifferenzierung der Tonfraktionen ergibt sich bei den umgelagerten Ferralliten eine größere Mobilität des Eisens als des Aluminiums trotz des festgestellten größeren Nettoverlustes des zuletzt genannten Elements. Die Eisen-Mobilisierung ist deutlich jünger und wahrscheinlich (sub)rezenten Podsolierungsprozessen zuzuschreiben.

Zu 2: Rezente pedogenetische Prozesse haben in den meisten fossilen Latosolen erst nach einer Umarbeitung des schon verwitterten Materials stattgefunden.

Anzeichen für eine Umarbeitung in den fossilen Latosolen brauchen nicht unbedingt auf postpedogenetische Bewegungen zu deuten. Nach verschiedenen Autoren führt der kumulative Auslaugungseffekt der Umwandlungsprodukte und die Wiederaufteilung des residuären Materials oft zu deutlich ausgeprägten Verlagerungen größerer Materialmengen, zu Verschiebungen usw. (MAGNIEN 1964; SABOT 1954). Die Wirkung dieser Prozesse wird natürlich stärker, je nachdem, wie die Verwitterung fortschreitet. In verschiedenen fossilen Latosolen haben jedoch außerdem noch spätere Bewegungen stattgefunden, welche nicht mit der ursprünglichen pedogenetischen Entwicklung zusammenhängen, wie z. B. pleistozäne Solifluktion oder Erdrutsche, die oft durch das Vorkommen von Lößzusätzen und dergleichen erkennbar sind. Die Wirkung dieser Bewegungen ist jedoch analog. Sie führte nämlich zu einer Vermischung des fossilen Materials, so daß es einen verhältnismäßig homogenen Charakter bekam und in dieser Form das Ausgangsmaterial für die rezenteren, superponierte Pedogenese bildete. Außerdem sind viele der Paläosole vor, während oder nach dieser sekundären Bodenbildung durch Löß bedeckt gewesen, wobei in der Nähe der Grenzzone eine gewisse Vermischung aufgetreten sein kann.

Das Ausgangsmaterial, das den rezenteren Verwitterungseinflüssen unterworfen war, setzte sich also im allgemeinen mehr oder weniger aus einer homogenisierten Mischung

von überwiegend Sesquioxiden, Kaolinit und Titanmineralien (möglicherweise mit eingeschlossenen (pseudo) Konkretionen aus Al- und Fe-Erz) zusammen, wobei die einzelnen Anteile stark variierten.

Die Eisenverbindungen waren wahrscheinlich infolge der Alterung schon größtenteils ausgeflockt („Vererdung“; vgl. KUBIENA 1953; MÜCKENHAUSEN 1962), was sich aus der Tatsache ergibt, daß das $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis in diesen Latosolen im allgemeinen in dispergiertem Ton höher ist als in den gröberen Fraktionen. Auch in Ascheböden auf Hawaii sind Eisenverbindungen bei höherem Alter dehydratisiert und dadurch dispergierungsresistent. Der Titangehalt ist in den gröberen Fraktionen gewöhnlich ebenfalls weit höher als im Ton. Primäre Titanminerale wie Ilmenit sind sehr resistent gegenüber der Verwitterung. Wenn sie abgebaut werden, gelangt dieses Element fast nicht in die Tonfraktion, sondern bildet schwer dispergierbare Oxide (HOUGH u. a. 1941).

Infolge der superponierten pedogenetischen Einflüsse sind verschiedene Komponenten der fossilen Latosole von neuem mobil gemacht worden, was zur Bildung einer neuen sekundären Profildifferenzierung mithalf, und zwar aufgrund folgender Befunde:

- 1) Ein Teil der erforschten Böden hat ein textuelles Profil, das teilweise durch Tonverlagerung gebildet worden ist (II, IV, V, VII, XII). Analog ähnlicher Profilmorphologie in zonalen Lößparabraunerden können hierfür die jüngsten holozänen Milieufaktoren verantwortlich gemacht werden.
- 2) In allen Latosolprofilen (I — VII, XII) wurde mit Ausnahme des Profils VIII eine mehr oder weniger deutliche chemische Differenzierung gefunden, woraus u. a. eine relative Kieselsäureanreicherung im Oberboden durch Verlagerung der Kolloidbestandteile abgeleitet werden kann.

Diese Verlagerungskomponente setzt sich überwiegend aus freien Sesquioxiden und Kaolinit zusammen (Profil V), wobei das Eisen mobiler als das Aluminium ist (vgl. zu 1 b).

Es ist auffällig, daß die Sesquioxid-Illuviationshorizonte, soweit sie nachgewiesen werden können, nicht ganz mit den Zonen maximalen Tongehaltes übereinstimmen. In Anbetracht der unvollständigen Dispergierung während der mechanischen Analyse wird dieses Phänomen hauptsächlich der Koagulations- und Aggregatbildungstendenz der freien Sesquioxide in den Illuviationshorizonten zugeschrieben, was durch den Unterschied im Chemismus des Tons und der gröberen Fraktionen in diesen Zonen bestätigt wird. In reiferen ferrallitischen Böden setzen sich jedoch fast alle Teilchen letzten Endes aus sekundären Kolloiden zusammen, was HOUGH u. a. (1941) dazu veranlaßte, auf die textuelle Profildifferenzierung in derartigen Böden keinen großen Wert zu legen. Die senkrechte chemische Differenzierung ist in den gröberen Fraktionen ($> 2 \mu$) verschiedener Paläosole größer als in den Tonen (II, III, IV, V, XII). Dabei zeigt Kieselsäure im Oberboden ein selektives Vorherrschen in den gröberen Fraktionen, während im Unterboden dagegen Aluminium und Eisen einigermaßen in den gröberen Fraktionen angereichert sind. Man fragt sich deshalb, wie wäh-

rend der (sub)rezenten Prozesse in den umgelagerten Paläosolen eine senkrechte Kieselsäure-Aluminiumdifferenzierung entstehen konnte.

Wenn man von einem ferrallitischen Boden mit Kaolinit und Gibbsit als Aluminiummineralien ausgeht, wobei Kaolinitabbau aus verschiedenen Gründen für unwahrscheinlich gehalten wird (vgl. Profil IV; und S. 102), so bleiben nur wenige Möglichkeiten offen, nämlich:

- a) eine Verlagerung der Kolloidkomponente mit einem höheren Gehalt an freien Sesquioxiden hinsichtlich des Kaolinit (i. e. niedrigeres $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis) als der stabilen Komponente (Profil V).

Hierdurch kann eine relative Kaolinitanreicherung auftreten. Wie durch Röntgenanalyse gezeigt werden konnte, enthalten die Tonfraktionen verschiedener ferrallitischer Böden im Oberboden tatsächlich einen höheren Kaolinitgehalt.

- b) Es ist jedoch unmöglich, daß nach der hier beschriebenen Weise freier Quarz im Oberboden angereichert werden kann. Nach den chemischen Daten jedoch ist Kieselsäure hier anwesend, und zwar hauptsächlich in den gröberen Fraktionen und größtenteils in ungebundenem Zustand als Quarzteilchen, möglicherweise aber auch als primäres Silikatmaterial. Verursacht ist dies hauptsächlich durch einen Löß- und Basaltmineralzusatz im Oberboden (Profil XII). Die Tatsache, daß einige ausgesprochen ferrallitische Böden (VII, VIII) solche stärkste Differenzierung in den gröberen Fraktionen nicht zeigen, zeugt davon, daß hier fast keine Kontaminationseinflüsse gewirkt haben. Hauptsächlich dieser Tatsache verdanken diese Böden die Erhaltung ihres ursprünglichen, sesquioxidreichen Charakters im ganzen Profil.

In den beiden autochthonen, unreifen, ferrallitischen Böden (I, II) kann jedoch eine Sesquioxidverlagerung eine Anreicherung freier Kieselsäure im Oberboden verursacht haben.

Schließlich ist die Minderung des Sättigungsgrades im Oberboden eine Folge der rezenten Einflüsse.

Für die Erklärung der obengenannten superponierten textuellen und chemischen Differenzierungen hat die Auslaugung den Vorzug vor einer Podsolisierung. Obwohl eine Verlagerung der Sesquioxide stattfand, war hierfür kein vorangehender Tonabbau notwendig, weil das Ausgangsmaterial in der Tonfraktion gewöhnlich schon freie Sesquioxide enthielt. Um also die festgestellte rezente Sesquioxidverlagerung erklären zu können, genügt die Annahme einer Auslaugung der schon anwesenden Kolloidfraktion, wobei möglicherweise ein Vorrang der Sesquioxide, besonders des Eisens, vorlag.

Man darf also annehmen, daß die sekundäre Pedogenese in Richtung der Parabraunerde verlief (vgl. besonders Profil IV und V), was mit der allgemeinen zonalen Tendenz der Profilentwicklung in den heutigen Lößböden dieses Gebietes übereinstimmt.

J. Die zwischenbasaltischen Paläosole (Gruppe II und III)

Diskussion der Profilanalysen

Profil XIII

Das besondere Kennzeichen dieses in einer Baugrube aufgenommenen Profils ist die Tatsache, daß trotz der Bedeckung durch einen Basaltstrom, der an dieser Stelle wegerodiert wurde, aber nur wenige Meter von der Stelle der Probenentnahme entfernt den Paläosol noch bedeckt, sich die Tonfraktion fast ausschließlich aus Kaolinit zusammensetzt und frei ist von neogenem Montmorillonit, der gewöhnlich in den von einem Lavastrom bedeckten Paläosolen vorkommt. Hier liegt also der seltene Fall vor, daß ein innerbasaltischer Paläosol keine späteren chemischen und/oder mineralogischen Veränderungen erfahren hat, möglicherweise weil sich die Kolloidfraktion durch Alterung im Moment der Basaltbedeckung schon fast ausschließlich aus Kaolinit zusammensetzte. Daß hier ein ziemlich junges Latosolprofil ansteht, ergibt sich aus dem Auftreten teilweise verwitterter Schlackenfragmente, dem ferrsiallitischen Charakter des Bodens und seinem hohen Gehalt an dispergiertem Ton in Verbindung mit großer Dichte. Eine Vererdung ist kaum aufgetreten, zumindest nicht bei den kolloidalen Aluminiumsilikaten. Außerdem deuten die hohen T-Werte bei dem ausschließlich Kaolinit enthaltenden Ton darauf hin, daß die amorphe Komponente ziemlich frisch und wenig gealtert ist, d. h. ein Rotlehmcharakter des Bodens vorliegt. Die geringe Differenzierung in der Vertikalen, die schon bei der Beschreibung der Profilmorphologie zum Ausdruck gebracht wurde, wird durch die Analysendaten bestätigt (vgl. Nr. 1 und 3). Die Probe Nr. 1 weicht etwas ab, weil etwas von einer teilweise verwitterten Schlacke und der sich darum befindlichen Aureole in die Bodenprobe aufgenommen worden war.

In der mechanischen Analyse äußert sich die geringe Differenzierung durch einen erheblich höheren Sand- und etwas niedrigeren Tongehalt in der Probe 2, den etwas höheren T-Wert durch höheren CaO-Gehalt in der Gesamtprobe, die größeren $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten und den niedrigeren TiO_2 -Gehalt in den größeren Fraktionen der Nr. 2, die sich teilweise aus etwas weniger verwitterten Schlackenresten zusammensetzt. Außerdem zeigt die Mineralzusammensetzung der schweren Fraktion der Probe Nr. 2 einen höheren Gehalt an nonopaken primären Basaltmineralen als bei den Proben 1 und 3. Aus diesen Angaben folgt, daß die Schlackenreste eine Verwitterungstendenz in der Richtung zum Latosol aufweisen.

Die braune bis gelblich-rote Aureole rund um die Schlackenreste weist auf eine noch unvollständige Dehydratation der Eisenoxidhydrate hin, weil diese noch nicht in größerem Ausmaß bei der Verwitterung frei geworden waren.

Profil XIV

Dieses Profil ist das schönste aufgefundene Musterbeispiel für ein komplettes interbasaltisches Paläosolprofil im Vogelsberg. Es ist durch mindestens zwei superponierte, voneinander unabhängige genetisch wirksame Prozesse gebildet worden, und zwar

- a) durch Verwitterung des Ausgangsmaterials (basischer vulkanischer Asche) zu einem Boden;
- b) durch thermische Kontaktwirkung, die ein diesen Boden überdeckender Lavastrom ausübte.

Ferner findet man unverkennbare Spuren stofflicher Verlagerungen, möglicherweise unter dem Einfluß hydrothermalen Emanationen, die vom Basaltstrom oder von der Basaltschmelze, die in einem etwas tieferen Niveau als Sillbildung intrudierte, herühren.

Dadurch, daß diese superponierten vulkanogenen Einflüsse wichtige chemische und mineralogische Änderungen hervorgerufen haben, ist von der ursprünglichen chemischen Differenzierung des Profils durch die Verwitterung wenig zurückgeblieben. Für den Versuch, eine gewisse Trennung der bodengenethischen und der vulkanischen Prozesse vorzunehmen, ist das Profil in 2 Teile gegliedert worden:

- a) in einen unteren Teil (Nr. 3 bis einschließlich 6, 6 B), der frei ist von unmittelbaren thermischen Kontakteinflüssen und bei dem die Aufschlußverhältnisse auf eine in aufwärtiger Richtung progressive Verwitterung des Ausgangsmaterials deuten;
- b) in einen oberen Teil (Nr. 1 und 2), in dem der Charakter des Bodens hauptsächlich von der thermischen Kontaktwirkung der überdeckenden Basaltschmelze bestimmt ist.

Zu a: Die chemischen Analysen des Gesamtbodens und der Tonfraktionen zeigen verhältnismäßig große $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten, die kaum auf eine Verwitterungstendenz in Richtung auf einen Latosol hinweisen.

Das $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis im Gesamtboden und in der Tonfraktion zeigt außerdem noch eine gewisse Zunahme mit der Tiefe, während die $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten keine Differenzierungstendenz erkennen lassen.

Die chemische Analyse des Basaltbrockens, der in der Asche gefunden wurde (Nr. 11 B), zeigt typische Unterschiede zu der umgebenden Asche, nämlich:

Die $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten zeigen bedeutend niedrigere Werte als die entsprechenden Verhältnisse bei der Asche, wobei auch der $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient etwas kleiner ist.

Die $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse im Basaltbrocken sind außerdem kleiner als die Minimumwerte für die entsprechenden Verhältnisse bei frischen Basalten (vgl. S. 32).

Die Kalzium- und Kaliumgehalte sind im ganzen Profil bedeutend niedriger als durchschnittlich im frischen Basalt.

Der Ton setzt sich überwiegend aus Montmorillonit zusammen, wobei an der Basis des Profils auch noch etwas Quarz vorkommt. Für den erörterten Abschnitt des Profils können die folgenden Schlußfolgerungen gezogen werden:

- 1) Die Morphologie dieses Profils trägt alle Kennzeichen einer Bildung durch atmosphärische Verwitterung. In Übereinstimmung mit der allgemeinen Dynamik, welche die Paläosole des Vogelsberges ausweisen, darf man sagen, daß die Verwitterung auch an dieser Stelle hauptsächlich in Richtung einer Abfuhr der (Erd)Alkalien und Kieselsäure verlief. Ein Ausgangsmaterial, wie es hier vorlag, nämlich basische vulkanische Asche, verwittert überdies sehr schnell. Man kann also ruhig annehmen, daß die Kieselsäurekonzentration im ursprünglichen Verwitterungsprodukt niedriger war als es jetzt der Fall ist.
- 2) Auch nachdem der Verwitterungsprozeß abgebrochen war, haben wichtige stoffliche Verlagerungen stattgefunden, was in der Morphologie durch die mit sekundärem Montmorillonit ausgefüllten Adern und anderen Segregationen hervorgeht. Als wichtigste Konsequenz dieser stofflichen Verlagerungen ergibt sich ein Kieselsäure-Nettogewinn.
- 3) Wenn man berücksichtigt, daß der untersuchte Basaltbrocken (Nr. 6 B) weniger permeabel für infiltrierende Emanationen ist als die umgebende lose vulkanische Asche (Nr. 6), so kann man daraus schließen:
 - a) daß derartige Brocken jetzt besser als das Lockermaterial die ursprüngliche chemische Verwitterungstendenz wiedergeben; im Vergleich mit den korrespondierenden Werten des frischen Basaltes findet man eine gewisse relative Zunahme des Eisengehaltes durch Kieselsäureverlust;
 - b) daß ein Kennzeichen für die Art der späteren stofflichen Änderungen vorliegt, nämlich die Zufuhr von Kieselsäure und in geringerem Maße von Aluminium. Dieser Befund wird noch von der Feststellung gestützt, daß wie bereits unter 1) dargelegt, die Asche ursprünglich stärker als der Basaltbrocken verwittert gewesen sein muß, also einen kleineren $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten gehabt haben muß.

Zu b: Der obere Abschnitt des Profils besitzt unter der kompakten direkten Kontaktzone (Nr. 1) von konstanter Mächtigkeit einen Horizont, in dem die durch thermische Dehydratation verursachte Volumenabnahme die Bildung zahlreicher Trockenrisse verursachte, in denen sekundär Montmorillonit angereichert worden ist (Nr. 2). Die chemische Gesamtanalyse zeigt eine komplementäre Beziehung zwischen Si und Al einerseits und Fe und Ti andererseits. Dies ergibt sich aus der aufwärts gerichteten starken Zunahme der $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ -Quotienten, während in der unmittelbaren Kontaktzone (Nr. 1) auch das $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis zugenommen hat. Der $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient ist in der gefritteten Zone sogar weit höher als der Maximumwert für das entsprechende Verhältnis in frischen Basalten (vgl. S. 32). In der Tonfraktion sind dieselben Tendenzen in geringerem Maße vorhanden. Die Tonmineralzusammensetzung besteht hier ebenfalls überwiegend aus Montmorillonit. Daneben kommt auch Quarz und etwas Hämatit vor. Die schon in dem unteren Profilteil (zu a) erwähnten späteren chemischen Veränderungen treten in der Kontaktzone also noch mehr in den Vordergrund: nämlich durch eine Zufuhr von Kieselsäure und in geringerem Maße von Aluminium, die in der unmittelbaren Frittungs-

zone ihren Höchststand erreichen. Ein Vergleich der Zusammensetzung der Tonfraktionen mit der Zusammensetzung der Gesamtproben, gibt außerdem einen viel höheren Kieselsäuregehalt in den größeren Fraktionen, die wahrscheinlich eine bedeutende Menge freien Quarzes enthalten, zu erkennen.

Von dem in einem etwas tiefer liegenden Niveau intrudierten Basalt wurde eine Probe analysiert, um dadurch einen Einblick in die chemischen Veränderungen zu gewinnen, die während der autohydrothermalen Umwandlung von Basalt auftreten.

Der feste Basalt (Nr. 8) erwies sich als nicht ganz frisch. Wahrscheinlich wurden zuerst Alkalien abgeführt. Ein Vergleich der Analysen des festen Basaltes und der lockeren Umwandlungsprodukte (Nr. 7) beweist eine Abnahme der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten, d. h. eine relative Aluminium- und Eisenzunahme durch teilweise Abfuhr von Kieselsäure. Ferner stellte sich heraus, daß der CaO-Gehalt im Umwandlungsprodukt erheblich verringert ist.

Profil XV

Dieses Profil kann mit dem interbasaltischen Profil Nr. XVII verglichen werden. Die chemische Gesamtanalyse zeigt eine Abnahme des $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses und eine Zunahme des $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten mit der Tiefe, während der CaO-Gehalt oben hoch ist und mit der Tiefe sich verringert. Diese Differenzierung kann zum Teil oder sogar ganz einem Zersatz frischer Mineralien in Erdoberflächennähe zugeschrieben werden, denn wie die mineralogische Analyse der Schwerfraktion zeigt, ist der Gehalt an primären nonopakten Mineralien, hauptsächlich Augit, in der Oberzone am größten. Ferner können hydrothermale stoffliche Verlagerungen, wie in Profil XIV, eine Rolle gespielt haben.

Die Tonfraktion, welche sich mineralogisch hauptsächlich aus Montmorillonit zusammensetzt, zu der dann noch ein wenig Kaolinit und Hämatit hinzukommt, zeigt keine gerichtete chemische Differenzierung in der Vertikalen. Auffallend ist ferner, daß in den Proben Nr. 2 und 3 die $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse im Ton niedriger als in den Gesamtproben sind. Das findet man nur in denjenigen Paläosolen, die wegen einer Basaltdecke bis in die jüngste Zeit vor atmosphärischen Einflüssen geschützt waren, wie es auch in den unteren Abschnitten von Profil XIV und XVIII der Fall ist. Auch die Befunde im Profil XVI sind in dieser Hinsicht wichtig.

In allen Paläosolen, die (sub)rezenten atmosphärischen Einflüssen ausgesetzt waren, gleich, ob sie von Basalt überdeckt waren oder nicht, sind die erwähnten Quotienten im Ton größer als in den Gesamtproben. Ob der relative Eisenreichtum im Ton der interbasaltischen Paläosole durch die ursprüngliche Verwitterung oder durch spätere hydrothermale Einflüsse verursacht worden ist, kann an Hand der zur Verfügung stehenden Daten nicht entschieden werden, da ein montmorillonitfreies Paläosolprofil, das jetzt noch von Basalt bedeckt wird, bisher noch nicht gefunden wurde. Es ist jedoch sicher, daß die (sub)rezenten Einflüsse eine stark ausflockende Wirkung auf die sekundären Eisenverbindungen im Ton ausübten (vgl. MÜCKENHAUSEN 1962; KUBIENA 1953, „Vererdung“). Das Material des vorliegenden Paläosols ist wahrscheinlich umgelagert

worden, da aus einer örtlichen Bohrung hervorging, daß es hier eine Mächtigkeit von mehr als 18 m erreicht (mündliche Mitteilung des Steinbruchaufsehers).

Die Feststellung einer Differenzierung des Profils würde hier also keine entscheidende Bedeutung haben.

Ein Merkmal subtropischer Verwitterung ist die Anwesenheit von Kaolinit und freier Sesquioxidhydrate in der Tonfraktion. Das Vorkommen nicht ganz verwitterter Schlackenreste und der hohe Gehalt an primären nonopaken Mineralien deutet darauf hin, daß das Material verhältnismäßig jung oder verjüngt sein muß. Die Anwesenheit neogenen Montmorillonits, nicht nur im Paläosol, sondern auch in dem zwischen dem fossilen Boden und dem Deckbasalt eingeschalteten Basaltschlackenagglomerat besagt, daß das Auftreten dieses Minerals sich nicht auf die unmittelbaren Kontaktzonen beschränkt und daß es vorzugsweise poröse Partien des Bodens imprägnierte. Das Mineral oder seine Komponenten sind in großem Umfange migriert.

Profil XVI

Dieses Profil muß in zwei Teile gegliedert werden:

- 1) in das Mikroprofil, in dem die progressive Verwitterung von Schlacke zu Paläosolmaterial untersucht werden kann (Nr. 3KS — 3RS — 2);
- 2) in die Horizonte 2 und 1, in denen die Auswirkung rezenter atmosphärischer Einflüsse auf das Paläosolmaterial studiert werden kann.

Zu 1: In der Reihe 3KS — 3RS — 2 zeigt die Gesamtanalyse eine Abnahme des $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und des $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses und des K_2O -Gehaltes, während über dem Abschnitt 3RS — 2 eine kleine Abnahme des $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten auftritt. Der CaO-Gehalt zeigt in der Randzone der Schlacke (Nr. 3RS) ein deutliches Maximum. Seine Ursache ist unbekannt.

Mit Ausnahme des abweichenden CaO-Charakters zeigt das Mikroprofil das normale Bild einer progressiven Verwitterung in Richtung zum Latosol, und zwar wegen der Abfuhr von Kalium und Kieselsäure, und eine relative Anreicherung von Sesquioxid, besonders von Eisen. Dieses Mikroprofil ist mit dem des Profils XVII vergleichbar.

Zu 2: In der Reihenfolge von Nr. 2 nach Nr. 1 wurde eine Abnahme des pH festgestellt und in der Gesamtanalyse eine Zunahme des $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisses, was auf eine relative Kieselsäureanreicherung durch Eluviation von Sesquioxiden hindeuten kann. Hierbei zeigt die Kieselsäure eine Rekristallisierungstendenz. Der Unterschied zwischen den $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten im Ton einerseits und in den größeren Fraktionen andererseits ist in den Proben Nr. 1 weit größer als in der Probe Nr. 2, woraus hervorgeht, daß das Eisen in Nr. 1 in den größeren Fraktionen stärker konzentriert, also mehr ausgeflockt worden ist als in Nr. 2. Dies wird in der Schwerefraktion durch die Zunahme des Gehaltes, vor allem an sekundären opaken Mineralien von Nr. 2 nach Nr. 1, und durch den höheren Hämatit-

gehalt im Ton der Nr. 2 bestätigt. Diese Erscheinung ist eine Folge rezenter atmosphärischer Einflüsse („Vererdung“, vgl. XV, XIV). In der Tonmineralzusammensetzung der Proben Nr. 1 und 2 bildet neogener Montmorillonit den Hauptbestandteil, während daneben auch etwas Quarz, Kaolinit und Hämatit vorkommen.

Es ist auffällig, daß die hier gefundenen chemischen Veränderungen mit denen übereinstimmen, die in verschiedenen Paläosolprofilen festgestellt wurden, die (sub)rezente Verwitterungseinflüssen ausgesetzt waren.

Profil XVII

Wie schon aus den Verhältnissen im Gelände deutlich hervorgeht, ist dieser Paläosol von einem jetzt erodierten Basaltstrom bedeckt gewesen.

Den üblichen hydrothermalen Prozessen zufolge, welche diese Überdeckung begleiteten, fand eine Neogenese des Montmorillonits statt, so daß dieses Mineral jetzt das wichtigste Al-Silikat der Tonfraktion bildet. Durch die hydrothermalen Stoffverlagerungen ist eine ursprünglich vorhandene chemische Differenzierung des Profils teilweise verlorengegangen.

Wenn man von dem ziemlich frischen Kernmaterial der Schlacke (3) ausgeht, so findet man aufwärtsgehend — zum Paläosolmaterial an der Oberfläche (1):

- 1) eine Abnahme des Ca- und K-Gehaltes; es stellt sich heraus, daß ein wichtiger Teil davon schon aus der Randzone der Schlacke (2) herausgewaschen worden ist;
- 2) eine Abnahme des $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten. In den Proben Nr. 2 und Nr. 1 liegt er unter dem Minimumquotienten des frischen Basaltes.

Da der unter 1) genannte Faktor in Verbindung mit der Profilmorphologie und mit der Zusammensetzung der Schwerfraktion auf eine beginnende Verwitterung in einem jungen ferrisiallitischen Boden hindeutet, ist es wahrscheinlich, daß der unter 2) genannte Faktor durch eine Eluviation der Kieselsäure (Mikroprofil XIII) verursacht wurde. Anschließend erfolgte eine Überdeckung durch einen Basaltstrom. Nachdem dieser jedoch erodiert worden war, wurde an der Oberfläche ein Teil der Kationen aus dem Adsorptionskomplex ausgewaschen (vgl. die V-Werte).

Profil XVIII

Aus Geländebeobachtungen geht hervor, daß diese vulkanische Ablagerung von Basalt bedeckt gewesen ist. Jetzt ist diese Basaltbedeckung infolge der Erosion verschwunden.

Das Profil ist ganz bestimmt polygen, was sich nicht nur aus der Mineralzusammensetzung der Schwerfraktion ergibt, sondern auch aus der Morphologie des Profils. Der unterste Teil (Nr. 4, 5) wurde nach einiger Verwitterung von einem dünnen Lavaström und einem groben Schlackenagglomerat überdeckt, auf dem dann wieder feinkörnige vulkanische Asche abgelagert worden ist, die ebenfalls der Verwitterung aus-

gesetzt war. Aus der chemischen Zusammensetzung ergibt sich, daß über das ganze Profil eine Verwitterung stattgefunden hat. Obwohl die feine Schichtung der lockeren Eruptionsprodukte auf Eruptionen hinweist, die zeitlich von einander getrennt waren, ist die Mineralzusammensetzung in den verschiedenen dünnen Schichten desselben Profilverteiles verhältnismäßig homogen, so daß auch in chemischer Hinsicht keine großen primären Unterschiede zu erwarten sind.

Zwischen den beiden Profilverteilen (Nr. 1 — 3 und Nr. 4, 5) gibt es aber einen deutlichen Unterschied in der Mineralzusammensetzung. Der heutige Unterschied in der chemischen Zusammensetzung wird deshalb auch teilweise auf einen primären Unterschied in den chemischen Eigenschaften des Ausgangsmaterials zurückgeführt.

Das Profil wird also gegliedert in einen

- 1) oberen Teil (Nr. 1, 2, 3) und einen
- 2) unteren Teil (Nr. 4, 5).

Voneinander getrennt sind sie durch eine lithologische Diskordanz, die mit einer Lücke in der Verwitterung zusammenfällt.

Zu 1: Im oberen Teil zeigt die Gesamtanalyse:

- a) verhältnismäßig große $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten bei einer geringen Abnahme mit der Tiefe;
- b) die $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotienten sind im Ton größer als in den gröbereren Fraktionen und werden mit der Tiefe kleiner.

Die $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse sind im Ton jedoch niedriger als in den gröbereren Fraktionen und nehmen mit der Tiefe zu. Daraus ergibt sich, daß das Eisen in Oberflächennähe eine deutliche Ausflockungstendenz aufweist, während die Kieselsäure, wenn auch in geringerem Maße, in den gröbereren Fraktionen eine höhere Konzentration erreicht. Was das Eisen anbetrifft, so wird es durch einen höheren Gehalt an hauptsächlich sekundären opaken Mineralien in der Schwerfraktion bestätigt. Bei beiden Elementen nimmt der Konzentrationsunterschied zwischen Ton und gröbereren Fraktionen mit der Tiefe ab.

Zu 2: Im unteren Teil ergibt die Gesamtanalyse:

- a) kleinere $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse als der obere Teil.
Vermutlich war hier das Ausgangsmaterial basischer als im oberen Teil.
- b) Der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient ist im Ton größer als in den gröbereren Fraktionen, während die $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse im Ton mit der Tiefe stark abnehmen und in Nr. 5 viel kleiner sind als in den gröbereren Fraktionen. Hieraus ergibt sich, daß im Gegensatz zum oberen Teil des Profils das Eisen und — in geringerem Maße — die Kieselsäure in der Tonfraktion selektiv angereichert worden sind. Der Gehalt an primären nonopaken Mineralien ist in diesem Profilverteil viel größer als im oberen Teil.

Wie schon früher gezeigt wurde (Profile XIV, XV und XVI), ist die Ausflockung und Koagulation des Eisens eine Folge der (sub)rezenten Verwitterungseinflüsse.

Diese Beobachtung wird hier dadurch bestätigt, daß sie ganz oben im Profil am stärksten auftritt, während im unteren Teil, in dem die postbasaltische Verwitterung bisher fast noch nicht durchgedrungen ist, das Eisen in der Tonfraktion selektiv angereichert ist. Da auch die Kieselsäure, wenn auch in geringem Maße, dieselbe Tendenz zeigt, liegt die Erklärung nahe, daß im unteren Teil des Profils das Eisen als Relikt einer beginnenden subtropischen Rotlehmverwitterung (KUBIENA) durch die Schutzkolloidwirkung der Kieselsäure peptisiert worden ist. Es ist jedoch nicht nachweisbar, daß diese Erscheinung eine Folge der ursprünglichen Verwitterung ist, weil man hier nicht weiß, wie groß die Veränderungen infolge hydrothermalen Einflüsse sind. Die Tonmineralzusammensetzung besteht fast ausschließlich aus Montmorillonit. Außerdem wurde etwas Hämatit gefunden, während in den Nummern 4 und 5 äußerst schwache Kaolinitlinien beobachtet wurden. Die amorphe Kolloidfraktion hat wahrscheinlich wegen einer zu kurzen Zeitspanne der Exposition an der Atmosphäre fast noch keine Alterung und Umwandlung zu Kaolinit erfahren.

Profil XIX

Aus den Geländebeziehungen ergibt sich, daß dieser Boden von einem Basaltstrom bedeckt war, welcher später wegen der geomorphologischen Situation, möglicherweise in der Hochterrassenzeit, erodiert worden ist.

Aus der mechanischen Analyse ergibt sich eine Zunahme des gröberen Materials mit der Tiefe. Dies stimmt überein mit der beobachteten Zunahme der größtenteils verwandelten Schlacken in gleicher Richtung. Der hohe Schluffgehalt in der Oberflächenschicht (A₁-Horizont) muß größtenteils einer Kontamination durch Lößlehm zugeschrieben werden. Die starke Abnahme des C/N-Verhältnisses mit der Tiefe zu einem niedrigen Wert ist eine Folge der stagnierenden Dränierung.

Die Untersuchung der schweren Mineralien zeigt eine starke Abnahme der primären nonopaken Mineralien mit der Tiefe (Nr. 1 — 3) und einen sehr hohen Gehalt hauptsächlich an sekundären opaken Mineralien im unteren Teil des Profils (Nr. 3 — 6).

Die chemische Gesamtanalyse beweist folgende senkrechte Profildifferenzierung:

Im oberen Teil des Profils (A₁-A₃-B₂-Horizont) erfolgt eine starke Abnahme der SiO₂/Al₂O₃- und SiO₂/Fe₂O₃-Quotienten und eine Zunahme des Al₂O₃/Fe₂O₃-Verhältnisses mit der Tiefe. Dies ist teilweise durch den Lößzusatz verursacht. Im unteren Teil des Profils (B₂-B₃-Horizont) ist kaum eine Differenzierung in der Vertikalen festzustellen. Eine postvulkanische Differenzierung ist hier wegen der schlechten Dränierung auch nicht zu erwarten.

In der Tonfraktion ist eine gewisse Abnahme des SiO₂/Al₂O₃-Quotienten mit der Tiefe zu beachten. Dies stimmt überein mit der Zusammensetzung der Tonminerale. Obwohl Montmorillonit und Kaolinit im ganzen Profil nebeneinander vorkommen, herrscht im Oberboden der Montmorillonit vor. Es ist hier außerdem etwas Quarz vorhanden, während im Unterboden Kaolinit dominiert.

Die chemische Differenzierung der Kolloidfraktion in der Vertikalen ist wichtig. Sie kann nämlich wenig von der Kontamination beeinflusst sein und ist hauptsächlich der ursprünglichen Tertiärverwitterung zuzuschreiben. Es fällt auf, daß die $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse des Tons im Unterboden (B_2 - B_3 -Horizont) denen der größeren Fraktionen etwa gleich sind, obwohl natürlich die Konzentration beider Elemente im Ton größer ist. An der Oberfläche (A_1 -Horizonte) ist der $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient in der Tonfraktion viel niedriger als in den größeren Fraktionen, was auf eine Eisenanreicherung in der Tonfraktion hindeuten kann.

Es haben drei verschiedene Faktoren an der Bildung dieses Profils mitgewirkt:

- 1) die ursprüngliche synvulkanische Verwitterung im Tertiär;
- 2) vulkanische Einflüsse, welche eine Bildung von Montmorillonit verursachten;
- 3) postvulkanische, wahrscheinlich posttertiäre Verwitterung.

Wie aus der Profilmorphologie hervorgeht, ist dieser Boden autochthon. Genauso wie im Profil II geht hier der rote Paläosol mit zunehmender Tiefe in einen B_3 -Horizont über, der sich aus einem Schlackenagglomerat zusammensetzt. Dieses Schlackenagglomerat ist völlig umgewandelt zu einer weichen bräunlichen Substanz und kennzeichnet durch die Anwesenheit von Kaolinit als Tonmaterial ein verhältnismäßig kleines $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis, sowohl in den größeren Fraktionen als auch im Ton, einen niedrigen CaO- und K_2O -Gehalt, eine Reliktstruktur, durch die der blasige „Lungenstein“ charakter der Schlacken teilweise konserviert worden ist, einen niedrigen Gehalt an primären nonopaken Mineralien und schließlich den kaum dehydratisierten Zustand der Eisenoxidhydrate (dunkle Farbe).

Für die Umwandlungsweise dieses Materials sei auf Profil II (S. 91) verwiesen.

Zu 1: Von der ursprünglichen Tertiärverwitterung ist in diesem Boden nur noch die Profilmorphologie und die Anwesenheit von Kaolinit übrig geblieben. Die aderförmigen roten Partien zwischen den Schlackenresten des B_3 -Horizontes können eine Illuviation von stärker verwittertem feinkörnigen Material aus dem Oberboden andeuten. Auch diese ursprüngliche Verwitterung verlief wahrscheinlich mehr oder weniger parallel mit der in den Profilen I und II, wobei durch eine gewisse Aluminium-eluviation Kieselsäure in den amorphen Verwitterungskolloiden des Oberbodens relativ angereichert wurde.

Zu 2: Während der Bedeckung durch die heiße Basaltschmelze wurden die amorphen Kolloide in situ hauptsächlich zu Montmorillonit umgewandelt. Das Besondere an diesem Profil ist das gänzliche Fehlen vulkanogener Verlagerungsmerkmale des neugebildeten Tons oder seiner Komponenten, wie Montmorillonitadern und andere Montmorillonitseggregationen. Im Unterboden, wo die Bedingungen für die Kaolinit-synthese während der Verwitterung günstiger waren (vgl. S. 145) und wo die Tonfraktion dementsprechend kaum amorphe Kolloide enthielt, war die Montmorillonit-Neubildung quantitativ also viel geringer. Eine direkte thermische Kontaktzone, wie sie im Profil XIV angetroffen wurde, fehlt hier. Möglicherweise ist sie erodiert worden.

Zu 3: Nach der Erosion des überlagernden Basaltstroms haben wieder atmosphäri-

sche Einflüsse auf den Paläosol eingewirkt. Außerdem wurde dieser freigelegte Boden von einer Lößschicht bedeckt, die später ebenfalls abgetragen worden ist.

Wie aus verschiedenen Kennzeichen hervorgeht, hat eine oberflächliche Kontamination mit Lößlehm — und möglicherweise mit Basaltmineralien — stattgefunden. Es ist dadurch unmöglich geworden, einen (sub)rezenten Verwitterungseinfluß auf die Profildifferenzierung nachzuweisen. Es wurde jedoch eine Indikation für eine Mobilisierung des Eisens unter dem Einfluß organischer Säuren festgestellt. Diese ist also jüngeren Datums als die „Vererdung“ der Paläosole (Profil XV). In dem Kationenbelag des Adsorptionskomplexes findet man einen nach oben abnehmenden Sättigungsgrad, was auf zunehmende Auswaschung hinweist. Der stagnierende *senkrechte* Abfluß von Wasser wird dem Quellvermögen des Montmorillonits zugeschrieben. Er ist also eine sekundäre Erscheinung. Eine Folge davon ist, daß der untere Teil des Profils (B₂-B₃-Horizont) fast frei von (sub)rezenten Verwitterungseinflüssen sein muß. Daß sich keine Pseudogley-Kennzeichen bildeten, ist eine Folge des Reliefs (Waserscheide), das einen *lateralen* Abfluß ermöglichte.

Profil XX

Dieses Profil muß unter einem gewissen Vorbehalt betrachtet werden, da

- 1) die Möglichkeit besteht, daß es teilweise erodiert worden ist,
- 2) der A₁-Horizont durch Umarbeitung und Kontamination stark beeinflußt worden ist, was auch aus den Analysendaten hervorgeht, so daß sie eigentlich außer Betracht gelassen werden können.

Die mangelhafte Dränierung in diesem Boden äußert sich in dem kleinen mit der Tiefe abnehmenden C/N-Quotienten. Die Bodenreaktion ist mäßig.

Die Schwermineralanalyse zeigt folgende Besonderheiten:

- 1) eine Kontamination des A₁-Horizontes mit Basaltmineralien;
- 2) es tritt mit der Tiefe eine Zunahme (sekundärer) opaker Minerale auf.

Daß die Eisenausflockungstendenz hierbei eine sehr wichtige Rolle spielt, geht auch aus dem großen Unterschied zwischen den SiO₂/Fe₂O₃-Verhältnissen des Tons und der größeren Fraktionen im Unterboden hervor („Vererdung“). Die Anwesenheit von Kaolinit in der Tonfraktion des Unterbodens neben den noch nicht verwitterten primären Basaltmineralien (hauptsächlich Augit), die vorwiegend aus vulkanischen Schlackenresten des Unterbodens stammen müssen, zeigt, daß es ein verhältnismäßig junger ferrisiallitischer Boden ist.

Neben Kaolinit ist im Ton der IIB₂- und IIB₃-Horizonte auch Montmorillonit angetroffen worden, der hauptsächlich diffus im Paläosolmaterial auftritt, genauso wie das im Profil XIX der Fall ist. Wie aus den Geländebeobachtungen hervorgeht, war dieser Boden wahrscheinlich mit Basalt bedeckt.

Infolge der großen Ähnlichkeit der Analysendaten mit denen des Profils XIX muß auch die Bildungsweise eine ähnliche sein (s. dort).

Profil XXI

Dieses Profil zeigt das normale Bild eines interbasaltischen Paläosols, worin postpedogene mineralogische und möglicherweise auch chemische Veränderungen stattgefunden haben, die offenbar mit der Überdeckung durch einen Basaltstrom zusammenhängen.

Verbreitung. Allgemeine Übersicht der Analysenergebnisse

Die zwischenbasaltischen Paläosole (Gruppe II und III) sind auf der tertiären Rumpffläche des eigentlichen Vogelsbergmassivs, also über dem 300 m-Niveau, ganz allgemein verbreitet. Die Erosion hat hier nämlich, von einigen Resten abgesehen (Profil IX und X), die ursprüngliche tertiäre postbasaltische Bodenbedeckung schon vor langer Zeit entfernt. Durch den erosiven Anschnitt und tiefen Einschnitt in die Basaltdecken streichen die fossilen Böden, die von Basalt überlagert waren, an vielen Stellen aus. Sie werden sich im allgemeinen aus den zwischen dem Basalt eingeschlossenen lockeren Produkten gebildet haben. Dies geschah schon in der Periode, als der Vulkan aktiv war, so daß der Zeitraum, in dem die bodenbildenden Einflüsse einwirken konnten, durch die Eruptionen begrenzt war. Im allgemeinen muß dieser Zeitraum verhältnismäßig kurz gewesen sein (SCHOTTLER, HARRASSOWITZ).

Möglicherweise ist dies auch die Ursache der schon lange bekannten Tatsache, daß die lockeren vulkanischen Produkte und nicht der gegen Verwitterung widerstandsfähigere feste Basalt das allgemeine Ausgangsmaterial für die Paläosole bildete, und zwar ganz besonders für die zwischenbasaltischen Paläosole. Eine andere Folge des beschränkten Zeitintervalls zwischen den Eruptionen ist die Tatsache, daß trotz des geringeren Verwitterungswiderstandes des Ausgangsmaterials der höchste Verwitterungsgrad, den die zwischenbasaltischen Paläosole erreichten, der ferrisillitische ist und dies auch nur ausnahmsweise (Profil XIII). Auch von den Paläosolen, die bei Tiefbohrungen zwischen Basallagen angetroffen wurden, sind keine bedeutenden Sesquioxidkonzentrationen bekannt (SCHENK, freundliche, persönliche Mitteilung).

Schließlich ist es unwahrscheinlich, daß sich während einer verhältnismäßig schnellen Aufeinanderfolge von Eruptionen mit Lavaströmen, Ascheregen usw. im Zentralgebiet eine bedeutende Vegetationsdecke entwickeln konnte, so daß die Verwitterung also einen überwiegend atmosphärischen Charakter gehabt haben muß. Organische Reste sind also auch nicht, soweit dem Verfasser bekannt, in den zwischenbasaltischen Böden im Zentralgebiet, d. h. in großer Höhe des Vulkans, gefunden worden.

Die zwischenbasaltischen Paläosole sind nach der Art ihres Vorkommens in zwei Typen eingeteilt worden:

- a) Böden, welche jetzt noch mit Basalt bedeckt sind und dementsprechend keine postbasaltischen Verwitterungseinflüsse erfahren haben (XIV — XVI, XXI);

- b) Böden, die wie aus Geländebeobachtungen hervorgeht, mit Basalt bedeckt gewesen sind, der jedoch durch Erosion jetzt beseitigt ist. Diese Böden haben einen gewissen Einfluß der postbasaltischen Verwitterung erfahren (XIII, XVII, XVIII und XIX).

Ein gemeinschaftlicher Faktor in allen Böden der Gruppe III ist die Anwesenheit eines neugebildeten Minerals der Montmorillonitgruppe in der Tonfraktion. Dieses Tonmineral hat sich in Hohlräumen wie Blasen und Zwischenräumen der Schlackenagglomerate zu makroskopisch deutlich sichtbaren, hellgefärbten, käseartigen Segregationen konzentriert, die in trockenem Zustand meistens leicht zerbrechlich (spröde) sind und die das für Mineralien dieser Gruppe charakteristische Quellvermögen größtenteils verloren haben. In den Paläosolen selber ist das neugebildete Tonmineral jedoch meistens feinverteilt und diffus, so daß es nicht direkt wahrnehmbar ist. Wenn das Tonmineral jedoch mit Feuchtigkeit in Berührung kommt, wie es bei der Einwirkung atmosphärischer Einflüsse der Fall ist, dann stellt sich heraus, daß dieser fein verteilte Montmorillonit über ein bedeutendes Quellvermögen verfügt, was oft zu Wasserundurchlässigkeit, die die Perkolation hemmt, Veranlassung gibt (Profil XIX, XX). Diese allgemeine Eigenschaft der zwischenbasaltischen Paläosole ist ein Faktor, der eine sehr wichtige Rolle in der Hydrogeologie des Vogelsberggebietes spielt.

Nächst den deutlichen Montmorillonitlinien kann das Röntgendiffraktionsbild der Tone dieser Paläosolgruppe auch — meistens schwächere — Kaolinitlinien zeigen. Dies ist jedoch nicht immer der Fall. Es wurden hier nie Gibbsitlinien angetroffen.

Chemisch unterscheiden sich die Paläosole der Gruppe III von denen der Gruppe I, indem sie hauptsächlich eine höhere Kieselsäure- und Basen (CaO und K₂O)-Konzentration besitzen (Profil I bildet eventuell einen Anhaltspunkt — s. dort). Sie haben auch keine ferrisiallitische Zusammensetzung (mehr) und können nicht zu den Latosolen gerechnet werden, was aus der nun folgenden Auswertung bezüglich einiger KELLOGG-Kriterien hervorgeht.

- 1) Das SiO₂/R₂O₃-Verhältnis in der Tonfraktion liegt gewöhnlich über 2.
- 2) Die Kationen-Austauschkapazität (T-Wert) liegt in fast allen Bodenproben dieser Gruppe, in denen sie bestimmt wurde, über 70 mval/100 g < 20 μ.
- 3) Die Basenkonzentration (CaO und K₂O) ist als Funktion des Gehalts an löslichen Bestandteilen, wie schon erwähnt wurde, größer als in den Böden der Gruppe I.

Obwohl die Böden der Gruppe III also keine Latosole sind, können sie dennoch einige Merkmale, wie die rote Farbe, einen manchmal niedrigen Gehalt an primären nonopaken Mineralen in der Schwerfraktion (XVI, XVIII — 1, 2 und 3; XIX — 2, 3, 4, 5 und 6) nebst dem Kaolinit in der Tonfraktion gemeinsam haben. Das braucht einem nicht zu wundern, wenn man berücksichtigt, daß die synvulkanische Verwitterung ganz gewiß in Richtung der Latosolbildung (wie auf S. 106) definiert wurde) verlief. Auch chemisch sind hierfür einige Indikationen vorhanden:

- a) das SiO₂/Fe₂O₃-Verhältnis liegt gewöhnlich unter dem Minimalwert für frische Basalte (XIV — XXI), was auf einen Kieselsäure-Nettoverlust hindeutet.

- b) Der Basen (CaO und K_2O)-Gehalt ist im allgemeinen niedriger als durchschnittlich im frischen Basalt.
- c) Der $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient liegt meistens unter dem Durchschnittswert für frischen Basalt (XIV — XXI), während das $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis meistens über dem Minimalwert liegt (XIV, XV, XVII, XVIII, XIX, XXI). In Verbindung mit Punkt a) deuten diese Daten an, daß auch in den zwischenbasaltischen Paläosolen etwas Aluminium-Nettoverlust aufgetreten ist neben dem Nettoverlust an Basen und Kieselsäure, wie er auch bei den Latosolen (Gruppe I) festgestellt wird.

Ein Punkt, der nicht ganz aufgeklärt werden konnte, ist die Art und das Maß der vulkanogenen stofflichen Verlagerungen in den zwischenbasaltischen Paläosolen. Da die Montmorillonitbildung bei der Berührung einer Basaltschmelze mit mehr oder weniger verwitterten vulkanischen Lockerprodukten vor sich zu gehen scheint, ist es auch infolge von Erwägungen (S. 148), die später erörtert werden sollen, als wahrscheinlich zu betrachten, daß bereits im Paläosol anwesende wasserhaltige amorphe kolloidale Komponenten die hauptsächlichsten Bausteine für die Montmorillonitsynthese bildeten. Man kann sich einen derartigen Bildungsprozeß des Montmorillonits, vornehmlich in situ, leicht in den Fällen vorstellen, in denen er in fein verteiltem Zustand diffus im Paläosol vorkommt. In anderen Fällen, wie z. B. im Profil XIV, wurden jedoch Hinweise dafür gefunden, daß nach der Bodenbildung eine Zufuhr von Kieselsäure und möglicherweise auch von etwas Aluminium mit einem quantitativen Maximum in der unmittelbaren Kontaktzone stattgefunden hat.

Von den stofflichen Verlagerungen zeugen auch morphologische Kennzeichen, wie z. B. die Adern und Spalten, die über verhältnismäßig große Abstände Konzentrationen dieses Tonminerals enthalten, ebenso das allgemeine Vorkommen von Montmorillonit-segregationen, die auch in den Basaltlagen selbst als Füllung existierender Hohlräume auftreten. Hieraus muß man schließen, daß wässrige Lösungen zirkuliert haben mit einer hohen Konzentration der Komponenten, die für die Montmorillonitbildung erforderlich sind.

K. Rekonstruktion der Paläosolgenese

Zusammenfassung der Daten der Paläosole im Vogelsberg

1) Ausgangsmaterial

- a) Chemismus: basisch, übergehend von Olivin- und Leuzitbasalt in sauren Basalt (Trapp)
- b) Art: meistens vulkanische Lockerprodukte wie Asche, Schlackenagglomerate usw.

2) **Klima**

Subtropisch-humid im Unter-Miozän, möglicherweise mehr arid im Ober-Miozän (Salzablagerungen), wieder humid im Unter-Pliozän, gemäßigt-humid im Ober-Pliozän.

3) **Zeitabschnitt der Paläosolverwitterung**

Vom Anfang der Eruptionen (Unter-Miozän) bis ins Ober-Pliozän.

4) **Vegetation**

Unbekannt; wahrscheinlich subtropischer Regenwald während des Miozäns und Unter-Pliozäns im „Vorderen Vogelsberg“ und in der Wetterau; an verschiedenen Stellen hat man, eingelagert zwischen den Vulkaniten, kleine Braunkohlenflöze aus dieser Periode gefunden, die bisher jedoch nicht genau datiert sind. Das zentrale Eruptionsgebiet war wahrscheinlich fast ganz unbewachsen, zumindest während der Eruptionstätigkeit.

5) **Bodentypen**

I Suprabasaltische Paläosole: Latosole mit ferrisiallitischer bis ferrallitischer Zusammensetzung; die meisten Profile zeigen eine Differenzierung in senkrechter Richtung; verschiedene Profile zeigen örtlich Merkmale einer absoluten Sesquioxidanreicherung durch Illuviation.

II Intrabasaltische Paläosole: Böden mit einer nur ausnahmsweise ferrisiallitischen Zusammensetzung, nie ferrallitisch; meistens in mineralogischer und chemischer Hinsicht später durch vulkanische Einflüsse verändert.

6) **Chemische Netto-Änderungen infolge Verwitterung und Auslaugung**

In den Böden der 3 Gruppen (I, II und III) qualitativ gleich, quantitativ jedoch in den Böden der Gruppe I viel größer, nämlich durch Nettoverluste von Basen, Kieselsäure und in den meisten Fällen auch von etwas Aluminium.

Position hinsichtlich der rezenten Bodengese

An Hand eines Vergleiches der untersuchten Paläosole mit denen in der Literatur beschriebenen Bildungen rezenter Böden, deren Eigenschaften und Milieufaktoren soweit wie möglich mit denen der Paläosole übereinstimmen, wird man versuchen, eine Antwort auf die folgenden Fragen zu finden:

- 1) Stimmen die von den Paläosolen bekannten Daten überein mit denen rezenter Latosolbildung; oder anders gesagt, ist eine Verwitterung des bekannten Ausgangsmaterials bis zum bekannten Endprodukt möglich unter dem Einfluß des — teilweise aus anderen Einzelheiten abgeleiteten — Klimas zur Zeit der Verwitterung?
- 2) Ist es möglich, ein Bild von der Bildung der Paläosole zu rekonstruieren, das gleichzeitig einen Eindruck von den unbekanntem Faktoren wie Vegetation und organisches Milieu, Niederschlagsverteilung usw. vermittelt?

Der erste Punkt ist die Frage, ob ein basisches Ausgangsgestein in einem subtropischen Klima zu einem ferrallitischen Boden verwittern kann und, falls dies der Fall ist, unter welchen Umständen.

Rezente Bodenbildung unter analogen Bedingungen nach der Literatur

a) Klima

In der modernen Literatur über die lateritische Verwitterung besteht in zunehmendem Maße die Tendenz, dem Wasserhaushalt bzw. der Temperatur maßgebenden Einfluß zuzuschreiben. MAIGNIEN (1964) kam bei seinem Studium der Literatur zu der Überzeugung, daß die Beziehung zwischen Ausgangsgestein und Niederschlagsverteilung einen größeren Einfluß auf die Lateritbildung im weitesten Sinn hat als die Durchschnittstemperatur oder der Gesamtniederschlag. Über die Niederschlagsverteilung bemerkte er, daß bei gleichbleibendem Gesamtniederschlag ein Klima mit unscharf abgegrenzten Jahreszeiten aggressiver ist als ein tropisches Monsum-Klima. VAN SCHUYLENBORGH u. a. (1959) fanden z. B. in Böden auf andesitischen Aschen bei einem permanent-feuchten Klima in Indonesien in der Tonfraktion freie Aluminiumhydroxide; in ähnlichen Böden in einem Monsunklima dagegen nicht.

Sehr wichtig ist auch, daß die Regenperiode mit der warmen Jahreszeit korrespondiert (äquatoriale und semihumide tropische Klimata). Das subtropische Klima, wie z. B. das heutige mediterrane Klima, in dem der Niederschlag hauptsächlich in der kalten Jahreszeit fällt (KÖPPEN: Cs-Klima), scheint dagegen nicht zu einer Lateritisierung zu führen, sogar noch nicht einmal bei Temperaturen über 20° C. Andererseits kann bei guter Niederschlagsverteilung eine lateritische Verwitterung schon bei viel niedrigeren Temperaturen auftreten, wie aus verschiedenen Beispielen zu ersehen ist. So berichtet MAIGNIEN von dem Vorkommen sehr tiefer Latosole auf den hohen Plateaus von Madagaskar bei einer mittleren Jahrestemperatur von 18 — 20° C.

PRESCOTT fand Latosole in Kivu (Afrika) bei einer Temperatur von 15° C in mehr als 2000 m Höhe (in: MAIGNIEN 1964). DENISOFF (1959) fand ebenfalls Latosole bei einer mittleren Temperatur von 16° C in 2000 m Höhe in Ruanda-Urundi (Afrika). TAYLOR u. a. (1950) fanden in N.Auckland (Neu-Seeland) in einem subtropisch humiden Klima ohne große Saison-Unterschiede (KÖPPEN: Cf-Klima) mit einer mittleren Jahrestemperatur von 14° C und einem Niederschlag von 1250 — 1500 mm unter ursprünglich subtropischer Regenwaldvegetation auf rezentem Basalt einen stark verwitterten, ferrallitischen und braunen Boden, dessen SiO₂/Al₂O₃-Verhältnis in der Tonfraktion 0,5 beträgt.

b) Ausgangsmaterial

Daß basische Gesteine im allgemeinen besser zu einem ferrallitischen Boden verwittern als saure Gesteine, darf wohl als allgemein anerkannte Regel angenommen werden (MOHR & VAN BAREN 1959; MAIGNIEN 1964). Die Empfindlichkeit des Ausgangsmaterials der Paläosole (i. e. basische Vulkanasche und Schlacken) für eine Latosolverwitterung beruht allerdings nicht nur auf der chemischen Zusammensetzung, son-

dern auch auf den vorgegebenen spezifisch physikalischen Eigenschaften: nämlich große Porosität und/oder Feinkörnigkeit, eine hohe Permeabilität, wodurch die große innere und äußere Oberfläche der Bestandteile leicht zugänglich ist für die perkolierenden Lösungen, was gleichfalls die Verwitterung und Auslaugung in starkem Maße fördert.

MOHR & VAN BAREN (1954) geben ein Beispiel von einer starken Auslaugung, die bereits nach dem ersten Regenfall in einer frischen andesitischen Ascheablagerung auf Java festgestellt wurde.

c) Allgemeine Dränierung

Die große Bedeutung der lokalen Dränagebedingungen hat MAIGNIEN (1964) an Hand afrikanischer Böden anschaulich dargestellt. In den äquatorialen Waldgebieten mit einer mittleren Jahrestemperatur von etwa 25° C liegt das SiO₂/Al₂O₃-Verhältnis der Böden auf Granit etwas unter 2. Auf vergleichbaren Formationen auf Madagaskar mit ähnlichem Niederschlag, aber einer mittleren Jahrestemperatur von 18 — 20° C ist dieses Verhältnis oft niedriger als 1,0. Hier würde also eine negative Temperaturkorrelation bestehen, die durch eine geringere Wirkung der totalen Regenmenge verursacht ist.

d) Einfluß der Dränierung auf die Zusammensetzung der Kolloidfraktion

Welche große Bedeutung das Ausmaß des freien Wasserabflusses hat, ergibt sich u. a. aus der Abhandlung von CROMPTON (1960), der vorschlug, Verwitterung und Auslaugung als zwei mehr oder weniger voneinander unabhängige Prozesse zu betrachten. Als Beispiel nennt er das Vorkommen einer stark ausgelaugten Tonfraktion in Ascheböden, die im wesentlichen noch aus primären Andesitteilchen bestehen. Dies kennzeichnet eine extreme „Soluviation“ (i. e. Auslaugung von Basen und Kieselsäure), jedoch eine geringe Verwitterung unter der Bedingung eines extrem guten Wasserabflusses ohne nennenswerten Roh-Humus-Einfluß (z. B. infolge lateralen Abflusses). Auf diese Art und Weise entstehen junge Böden, deren Tonfraktion Kennzeichen besitzt, die geradezu charakteristisch für stark verwitterte Böden sind. Die Tonmineralbildung ist ein mit der Beziehung zwischen Verwitterungs- und Entwässerungsintensität eng zusammenhängender Faktor. Bei gleichbleibenden übrigen Faktoren besteht zwischen der Temperatur und der Verwitterungsintensität, die auch die Geschwindigkeit bestimmt, durch die die Umwandlungsprodukte gebildet wurden, eine positive Korrelation. Zwischen der Temperatur und der Entwässerungsintensität besteht allerdings bei gleichbleibenden anderen Bedingungen — u. a. Niederschlag — eine negative Proportion (infolge des Evapotranspirationsfaktors). Damit ist eingeschlossen, daß bei niedrigeren Temperaturen — wodurch die Menge der pro Zeiteinheit gebildeten Umwandlungsprodukte weniger groß ist — die Tonfraktion relativ weniger angereichert und ärmer an Basen und Kieselsäure sein wird als bei höheren Temperaturen. Bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen und intensiver Entwässerung kann die Kaolinitneubildung in der Tonfraktion quantitativ nur von untergeordneter Bedeutung sein.

Daß dieses Phänomen — sei es auch nur im Ausnahmefall — allerdings auch bei tropischen (i. e. äquatorialen) Temperaturen auftreten kann, haben MOHR & VAN BAREN (1954) bewiesen. Sie stellten fest, daß eine starke Auslaugung, die mit intensiver Verwitterung verbunden war, eine solche Abfuhr der Umwandlungsprodukte veranlassen kann, daß die Tonmineralsynthese hierdurch eingeschränkt wird, so daß der Kaolinitgehalt im Ton auffallend niedrig ist. VAN BAREN zeigte dies bei einem — in der regionalen Lage anormalen — Boden auf Sumatra.

Bei freier Entwässerung in basischen Vulkaniten zeigt sich, daß in den Böden gleichen Alters zwischen dem Niederschlag und dem Kieselsäure- und Basengehalt eine negative Korrelation besteht, sowie zwischen Niederschlag und Kaolinitgehalt in der Tonfraktion, wie es durch FOX u. a. (1962), TANADA (1944), HOUGH u. a. (1937, 1941) und DEAN (1947) an Böden auf Hawaii festgestellt worden ist. Auch rezentere Studien zeigen, daß die relativen Proportionen von Kaolinit und Gibbsit nicht sehr stark mit der Art des Muttergesteins verknüpft sind, sondern im wesentlichen eine Funktion der Entwässerungsbedingungen und des Ionengehaltes der perkolierenden Lösungen sind, während das Maß der Umwandlung von der Art des Muttergesteins abhängig ist (PECROT u. a. 1962; VAN SCHUYLENBORGH u. a. 1959).

Zusammenfassend kann man also hervorheben, daß die erwähnten besonderen Bedingungen, nämlich ein Ausgangsmaterial von basischer oder andesitischer glasreicher Vulkanasche oder Bimsstein, das in einem humiden Bodenklima mit intensiver (lateraler oder senkrechter) Entwässerung verwittert, in der Zusammensetzung der kolloiden Verwitterungsprodukte zum Ausdruck kommen. Diese kolloiden Verwitterungsprodukte bestehen in jüngeren Böden hauptsächlich aus Allophan, in älteren aber aus einer Mischung von Gibbsit, Goethit und/oder Hämatit und wenig Kaolinit. Die Bildung von Allophan als Tonmineral in den frühen Verwitterungsstadien dieser Vulkanite unter humiden Klimabedingungen scheint universell zu sein, ungeachtet der Temperaturen (polar bis tropisch) (7. Approx. Soil Class. U.S.D.A.). Solche allophanhaltigen Böden, die in dem auf genetischen Faktoren beruhendem U.d.S.S.R.-Klassifikationssystem (GUERASSIMOW 1962; in: MAIGNIEN 1964) als spezieller Bodentyp, als „Allophanite“ zusammengefaßt sind, besitzen besondere physikalisch-chemische Kennzeichen.

Ein Punkt, der noch wenig erforscht zu sein scheint, ist die Frage, ob im genannten großen Klimabereich das Allophan durch Alterung immer eine Mischung von freien Sesquioxiden und Kaolinit ergibt, deren gegenseitiges Verhältnis nur abhängig ist von der Zusammensetzung des amorphen Bestandteils.

Da es sehr wahrscheinlich ist, daß die Verwitterungsbedingungen der Vogelsberg-Paläosole dem obengenannten Bereich zugehören (s. S. 131), kann man annehmen, daß auch im Vogelsberg anfänglich Allophan das wichtigste kolloidale Verwitterungsprodukt war. Obwohl in den fossilen Böden selbstverständlich spätere Veränderungen wie Dehydratation, Alterung und Kristallisation der kolloidalen Komponenten aufgetreten sind, so zeigt sich nichts destoweniger an verschiedenen analytischen Punkten eine große Übereinstimmung mit rezenten allophanhaltigen Böden auf Vulkaniten, so daß die genetische Entwicklung der Paläosole mehr oder weniger parallel zu den erwähnten rezenten Böden verlaufen sein muß.

Zum Vergleich werden als Beispiel die wichtigsten Angaben über einige allophanhaltige Böden mitgeteilt, um dann genauer auf die Dynamik und Genetik dieser Typen eingehen zu können.

e) Beispiele

Allophanhaltige Böden auf vulkanischen Aschenablagerungen findet man u. a. auf der japanischen Inselgruppe, auf den Pazifischen Inseln, den Philippinen, Indonesien, Afrika, Madagaskar; Zentral- und Südamerika (MOHR & VAN BAREN 1954; THORP & SMITH 1949).

Hawaii

Die Angaben der zwei folgenden Profile wurden Beispielen entnommen, die in der „7. Approx. Soil Class.“ U.S.D.A. (1960) beschrieben sind.

Diese Böden sind durch starke bis extreme „Soluviation“ von basischer Vulkanasche auf Hawaii entstanden und besitzen u. a. folgende gemeinschaftliche Kennzeichen:

- 1) Das Material ist auf der ganzen Profiltiefe verarmt an Basen und Kieselsäure (bezogen auf durchschnittlichen frischen Basalt), wie es in gleicher Weise bei den Paläosolen des Vogelsberges festgestellt ist.
- 2) Es besteht eine Tendenz zur relativen Kieselsäureanreicherung an der Oberfläche durch eine gewisse Sesquioxidauswaschung (vgl. HOUGH u. a. 1941).
- 3) Es gibt in diesen Böden keine bedeutende Kaolinitbildung, was sich aus der Feststellung ergibt, daß die Tonfraktion im wesentlichen aus einer Mischung von Sesquioxiden und Kieselsäure (u. a. Allophan) besteht, bei der das $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis gewöhnlich kleiner als 2 ist.

Beispiel

Ein Andosol; Höhenlage etwa 1100 m ü. NN; mittlerer Jahresniederschlag: 1020 mm; Durchschnittstemperatur: 18° C.

Horizont:	A ₁₁	A ₁₂	B ₂₁	B ₂₂	B ₂₃	B ₂₄
Tiefe (cm):	0,5	5—12,5	12,5—20	20—57,5	57,5—87,5	87,5—115
pH H ₂ O	6,2	7,5	7,6	7,6	7,4	7,4
pH KCl	5,7	6,6	6,9	6,8	6,7	6,7
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,24	1,92	1,86	1,88	1,61	1,51
SiO ₂ /R ₂ O ₃	1,60	1,39	1,33	1,32	1,11	1,06
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	2,51	2,55	2,52	2,36	2,25	2,12
Freies Fe ₂ O ₃	8,2	10,7	12,2	12,3	13,2	14,2

Einzelheiten:

- a) Eisen scheint hier etwas mobiler als Aluminium zu sein;
- b) Vom B₂₁-Muster flocken sich Ton und Schluff zusammen, so daß keine mechanische Analyse möglich ist.

Beispiel 2

Ein „hydrol-humic latosol“ zeugt von extremer „Soluviation“ unter perhumidem Klima. Dieses Profil ist aus verschiedenen Ascheablagerungen entstanden, also polygen. Höhenlage: 120 m ü. NN; mittlerer Jahresniederschlag: 3 500 mm; Durchschnittstemperatur: 23° C.

Horizont:	A _p	B ₂₁	B ₂₂	A _{1b1}	B _{21b1}	B _{22b1}
Tiefe (cm):	0—40	40—52,5	52,5—57,5	57,5—65	65—75	75—80
ph H ₂ O	5,8	6,1	6,4	6,3	6,2	6,4
pH KCl	5,6	6,2	6,5	6,4	6,3	6,5
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,88	0,43	0,33	0,49	0,45	0,38
SiO ₂ /R ₂ O ₃	0,51	0,28	0,23	0,33	0,30	0,26
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	1,38	2,05	2,27	2,04	2,02	2,10
Freies Fe ₂ O ₃	22,0	23,2	26,9	22,8	25,0	26,0

Bemerkenswerte Kennzeichen in diesem Profil sind:

- die sehr schlechte Peptisierbarkeit des Tons; eine mechanische Analyse ist zwecklos; daher wird auch keine Korngrößenzusammensetzung angegeben;
- das sehr niedrige SiO₂/Al₂O₃- und SiO₂/R₂O₃-Verhältnis;
- der pH (KCl)-Wert ist meistens höher als der pH (H₂O)-Wert (nettopositiver Ladung zufolge);
- im Gegensatz zum obenerwähnten Profil (1) scheint Aluminium hier mobiler als das Eisen zu sein;
nach HOUGH u. a. (1941) findet bei sehr hohem Niederschlag bereits beim Beginn der Verwitterung eine Auswaschung von Aluminium statt.

Obwohl vor allem die Faktoren b) und c) taxonomische Kennzeichen für die „oxic“ Horizonte extrem verwitterter Latosole sind, scheinen sie unter geeigneten Bedingungen von äußerst starker Auslaugung eines porösen, feinkörnigen, nur zum Teil kristallinen basischen Ausgangsmaterial in jungen Böden auftreten zu können (CROMPTON, S. 134). Das junge Alter zeigt sich hier u. a. darin, daß Ascheknollen noch bis in den A_p-Horizont vorkommen. Obwohl dieses Beispiel ein extremer Fall ist, wird es hier erwähnt, da eine merkwürdige Ähnlichkeit dieser besonderen Kennzeichen mit den Eigenschaften der Paläosole besteht, ganz besonders bei Profil VII und VIII.

Madagaskar (BOURGAT u. a. 1964; SEGALIN 1967).

Die folgenden Beispiele sind Andosole des Typs, der regelmäßig auf Madagaskar in einer Höhenlage über 2000 m auf vulkanischem Material angetroffen wird. Für seine Entstehung ist ein hoher Niederschlag erforderlich, genauso wie relativ niedrige Temperaturen (10 — 15° C) für die Akkumulation organischer Substanz. Der Boden bleibt das ganze Jahr hindurch feucht. Das Bodenmaterial zeigt im Labor eine irreversible Austrocknung. Gemeinschaftliche Kennzeichen dieser Böden sind:

- 1) ein Verlust von Basen und Kieselsäure (bezogen auf frische Basalte);

- 2) im Gegensatz zu den Hawaii-Böden zeugt die Profilmorphologie von einer relativen Sesquioxidakkumulation durch Kieselsäureabfuhr. Dies schließt nicht ein, daß keine Sesquioxide ausgewaschen worden sind. Das niedrige $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis im Profil 1) läßt einen bestimmten Aluminiumverlust vermuten;
- 3) die Tonmineralzusammensetzung besteht aus Gibbsit im ganzen Profil und ferner aus einem Mineral der Kaolinitgruppe (Halloysit und/oder Kaolinit), das im oberen Teil des Profils fehlt, sowie aus Allophan, der vor allem im oberen und mittleren Profilteil vorherrscht. Diese Umwandlungsart vulkanischer Asche (i. e. Allophan — Halloysit — Kaolinit) scheint allgemein zu sein;
- 4) der T-Wert ist mäßig bis hoch, der V-Wert sehr niedrig;
- 5) der Gehalt an organischer Substanz ist sehr hoch, die Farbe gewöhnlich dunkel.

Die Tonmineralentwicklung (Faktor 3) zeigt hier deutlich die Tendenz, die auch in den Vogelsberg-Paläosolen existiert haben muß. Übrigens gelten für die Beziehung mit den Paläosolen die gleichen Bemerkungen wie bei den Hawaii-Böden.

Beispiel 1

Ort: Ankaratra Massiv; Niederschlag 2500 mm pro Jahr; höchster Niederschlag im Sommer, keine trockenen Monate (< 30 mm); Durchschnittstemperatur etwa 10°C ; Ausgangsmaterial: basaltische Asche und Lapilli; sehr gute Entwässerung.

Gibbsit ist hauptsächlich in kleinen Pseudokonkretionen (umgewandelten Lapillistückchen) konzentriert in 35 — 90 cm Tiefe im Profil (vgl. Paläosol-Profile Nr. VI, VII und VIII). Das Besondere am Profil ist, daß der d-pH-Wert im untersten Profilteil null ist.

Probe-Nr:	51	52	53	54	55	56	57
Tiefe (cm):	0 — 15	15 — 35	35 — 50	50 — 65	65 — 90	90 — 140	140 — 190
pH H_2O	5,0	5,1	5,2	5,2	5,2	5,2	5,5
pH KCl	4,6	4,6	4,5	4,8	5,0	5,2	5,5
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	0,8	0,7	0,8	1,2	2,2	2,2	2,1
$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	0,4	0,3	0,4	0,6	1,3	1,2	0,9
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,9	0,9	0,8	1,0	1,5	1,3	0,7
Freies Fe_2O_3	2,9	4,3	2,9	8,6	4,3	5,7	10,0

Beispiel 2

Ort: Ankaratra-Massiv; Niederschlag: über 2000 mm pro Jahr; Durchschnittstemperatur: $10 - 11^\circ\text{C}$; Ausgangsmaterial: vulkanische Asche; Vegetation: Prärie nach Walddegradation; die übrigen Faktoren stimmen mit Nr. 1) überein. Der d-pH-Wert ist hier lokal negativ.

Probe-Nr.	11	12	13	14	15
Tiefe (cm) :	0 — 6	6 — 35	35 — 70	70 — 90	90
pH H ₂ O	4,6	4,8	4,8	4,9	4,5
pH KCl	4,3	4,8	4,9	4,7	4,3
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,89	0,71	0,69	0,76	1,00
SiO ₂ /R ₂ O ₃	0,54	0,44	0,43	0,48	0,64
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	1,56	1,57	1,63	1,78	1,83
Freies Fe ₂ O ₃	9,50	10,50	12,61	11,97	6,14

In geringerer Höhe, in der die Durchschnittstemperatur über 15° C liegt und der Niederschlag weniger als 2000 mm pro Jahr beträgt, findet man auf basischer Vulkanasche ferrallitisch braunrote Böden, in denen der Kaolinit einen höheren Gehalt erreicht und besser als in den Andosolen kristallisiert ist. Diese Böden enthalten außerdem weniger organische Substanz.

Beispiel 3

Ort: Ankaratra-Massiv; Niederschlag 1900 mm pro Jahr; Durchschnittstemperatur 15,6° C; Höhe: 1500 m; Ausgangsmaterial: basische Asche.

Der T-Wert und V-Wert sind niedrig. Die Tonfraktion enthält gut kristallisierten Kaolinit in der ganzen Profiltiefe, außerdem auch Gibbsit.

Probe-Nr.	21	22	23	24	25
Tiefe (cm) :	0 — 12	12 — 30	30 — 80	80 — 130	> 130
pH H ₂ O	4,3	4,5	4,3	4,4	4,6
pH KCl	4,2	4,3	4,4	4,5	4,4
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,19	1,25	1,24	1,45	1,57
SiO ₂ /R ₂ O ₃	0,85	0,90	0,89	1,04	1,12
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	2,59	2,61	2,54	2,56	2,50
Freies Fe ₂ O ₃	8,54	7,86	8,54	6,48	2,03

Andere Vorkommen

FIELDER u. a. (1952, 1954) und BIRRELL (1952) fanden auf den Cook-Inseln beziehungsweise Neu-Seeland in unreifen Latosolen auf basischer und andesitischer Vulkanasche residuäre amorphe Oxidhydrate von Aluminium, Eisen und Titan im Ton. Verschiedene Eigenschaften (u. a. hohe T-Werte) deuten auf die Anwesenheit von Allophan hin. Der Kieselsäuregehalt im Ton liegt manchmal unter 1 %.

FRIPIAT u. a. (1954) fanden bei der Verwitterung von Vulkaniten in Kivu (Afrika), daß an Aluminium reiche Mineralien erst in hochkonzentrierte Al-Si-Gele (Allophan) umgewandelt werden, die sich dann später zu Kaolinit entwickeln.

VAN SCHUYLENBORGH (1958) fand in den Böden einer Toposequenz auf andesitischer Asche auf Java (Höhenbereich 0 — 1600 m, Durchschnittstemperatur 26,5 — 18,5° C) in der Tonfraktion neben Allophan eine variierende Menge Gibbsit und Kaolinit und ein wenig Montmorillonit.

Die Böden der niedrigen Gürtel enthalten außerdem Aluminium- und Eisenkonkretionen in der Sandfraktion.

DAMES (1955) verzeichnete das Vorkommen von — Andosolen verwandter — „humic brown soils“ in Indonesien, wo diese Böden unter Regenwald auf Vulkaniten in über 900 m Höhe zonal bei einer Temperatur von 8 — 20° C und einem Jahresniederschlag von 2500 — 5000 mm verbreitet sind. Der Niederschlag kann über die Jahreszeiten verteilt sein. In tief liegenden und bis zum Meeresspiegel reichenden Gebieten, in denen diese Böden lokal angetroffen wurden, werden sie als intrazonal betrachtet. Das Ausgangsmaterial ist hier immer junge feinkörnige Vulkanasche, oft reich an Bimsstein. Hierfür ist ein sehr großes Wasserhaltungsvermögen charakteristisch, welches unter natürlicher Vegetation ein permanent humides Bodenklima gewährleistet, auch bei einem Jahreszeitenwechsel im Makroklima. Diese wasserhaltende Eigenschaft und die unter günstigen Umständen irreversible Austrocknung der Kolloide — bei der Scheinkörner gebildet werden — lassen die Anwesenheit einer amorphen Substanz, wie etwa Allophan in der Kolloidfraktion (vgl. Madagaskar-Beispiele, S. 137) vermuten.

f) Genese und Dynamik

Auch wegen der Schwierigkeiten bei der Analyse im Labor ist über die Genese und Klassifikation von allophanhaltigen Böden (Andosole; hydrol-humic latosols; sols bruns ferrallitiques, usw.) noch wenig bekannt. Verschiedene der üblichen Laboratoriums-Bestimmungen, wie z. B. die Korngrößenverteilung, der Sättigungsgrad, haben nämlich für diese Böden wenig Sinn. Der Gehalt an organischer Substanz ist meistens scheinbar sehr hoch, da er nach Gewichtsbasis bestimmt wird. Hinsichtlich des niedrigen spezifischen Gewichts (0,3 oder weniger), das für dieses tuffige Ausgangsmaterial kennzeichnend ist, würde man ein reelleres Bild mit niedrigeren Werten bekommen, falls man den Gehalt organischer Substanz nach Volumenbasis bestimmt (USDA). Der $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotient im Ton ist meistens kleiner als 2.

Die Angaben über die Dynamik und Genese in diesen Böden wurden den Studien folgender Autoren entnommen: HOUGH, GILE & FOSTER (1941) führten ein vergleichendes Studium der Verwitterung in vulkanischen Böden auf den Hawaii-Inseln, anhand zweier unabhängig variabler Faktoren, Alter und Niederschlag, durch.

FIELDES & SWINDALE (1954) untersuchten Böden auf basischer vulkanischer Asche auf Neu-Seeland und den Cook-Inseln.

VAN SCHUYLENBORGH (1958) studierte eine Toposequenz von Böden aus andesitisch vulkanischer Asche unter tropisch-humiden Klimabedingungen auf Java (0 — 1600 m Höhe). Die Böden der Höhengürtel über 350 m haben einen hohen Allophangehalt in der Tonfraktion.

HOUGH u. a. unterschieden zwei Verwitterungsphasen:

- a) die Umwandlung von frischem Vulkanit in ein frisches Kolloid; und
- b) die Umwandlung von frischem Kolloid in ein verwittertes Kolloid.

Die globale quantitative Bewertung der Element-Verluste in beiden Phasen beweist, daß die Verluste in der ersten Phase deutlich mit dem Niederschlag variieren und möglicherweise abhängig sind von der Art des Ausgangsmaterials und daß das kolloidale Material, nachdem es gebildet wurde, erheblichen Verwitterungsverlusten unterlegen ist. Diese Verluste können bei ausreichender Zeitdauer genau so groß sein wie die, welche mit dem Abbau des Ausgangsmaterials zu kolloidalem Material verbunden sind. Hierbei wird in der ersten Phase (a) der größte Teil der Basen und eine — vom Niederschlag abhängige — Menge Kieselsäure ausgewaschen, gleichzeitig auch ein wenig Eisen und Titan; in der zweiten Phase (b) wird ein Teil des Aluminiums ausgewaschen, während Eisen und besonders Titan ziemlich stabil sind.

Was die Zusammensetzung der Tonfraktion in Böden auf basisch vulkanischer Asche anbetrifft, postulierte MATTSON (1931, 1935), daß sie die Folge von iso-elektrischem Niederschlag der aufgelösten Mineralbestandteile ist, wodurch amorphe amphotere Fe-Al-Si-Systeme entstehen, deren Zusammensetzung derartig angepaßt ist, daß sie — unter den herrschenden chemischen Bedingungen — dem iso-elektrischen Punkt dadurch näherkommen, indem jedes Übermaß an Kieselsäure und Sesquioxiden ausgewaschen wird.

FIELDES u. a. fanden:

- 1) bei experimentellen Bestimmungen hinsichtlich des iso-elektrischen Präzipitationsbereiches von Allophan, kolloiden Oxidhydraten und anderen amorphen Kolloiden Werte, die mit denen von MATTSON übereinstimmen;
- 2) daß die Tonfraktion unreifer tropischer Böden mit einem hohen Tongehalt, wie jene aus basischer vulkanischer Asche, aus amorphen mineralischen Kolloiden (von Fe, Al, Ti und Si) besteht, welche u. a., was die hohen T-Werte anbetrifft, dem Allophan gleichen;
- 3) daß die Tonfraktion reifer tropischer Böden aus dem gleichen Ausgangsmaterial hauptsächlich kristalline Oxidhydrate von Fe, Al, Ti und Kaolinit enthält. Bei der Alterung findet also eine Kristallisation und Kristallwachstum dieser Oxidhydrate zu Goethit, Gibsit, Boehmit und Anatas statt, während sich Mineralien der Kaolinitgruppe, abhängig vom Kieselsäuregehalt, durch Resilikation aus den amorphen Bestandteilen bilden können;
- 4) daß in diesen von Alterung modifizierten Verbindungen der iso-elektrische Punkt, der mit den von VAN SCHUYLENBORGH (1950) angegebenen Werten übereinstimmt, unter den Werten von MATTSON lag. Auch VAN SCHUYLENBORGH (1958) fand eine große Abhängigkeit der Zusammensetzung der amorphen Kolloidfraktion von den Milieufaktoren, daß nämlich verhältnismäßig kleine Unterschiede in der Durchschnittstemperatur der diversen Höhengürtel indirekt einen wichtigen Einfluß auf die Zusammensetzung der festen Lösungen von Al, Si und H₂O (i. e. Allophan) und Fe und also auch auf die Dynamik der Komponenten untereinander ausüben.

In der Literatur findet man verschiedene Mitteilungen über die Mobilität der Sesquioxide, ganz besonders über Aluminium bei der Verwitterung vulkanischer Asche (HOUGH u. a. 1941; FIELDS u. a. 1954; MOHR & VAN BAREN 1959; VAN SCHUYLENBORGH 1958). Wahrscheinlich besteht ein Kausalzusammenhang zwischen der Art der kolloidalen Fraktion in diesen Aschböden (i. e. Allophan) und der Empfindlichkeit für eine Verlagerung der Komponenten. Aluminium und Kieselsäure haben sich hier ja nicht zu einem Gittersilikat verbunden. Außerdem wurde, wie bereits bemerkt, die große Milieu-Abhängigkeit der Zusammensetzung der amorphen Kolloidfraktion durch mehrere Autoren festgestellt.

Die Feststellung von MAIGNIEN (1964) in seiner Synopsis der Laterit-Literatur, daß eine Verlagerung und absolute Akkumulation von Aluminium nur in Ausnahmefällen bei lateritischer Verwitterung vorkommt, macht es wahrscheinlich, daß in den beobachteten Ausnahmefällen besondere Bedingungen vorhanden gewesen sein müssen.

Gleichwohl sind trotzdem einige Hinweise dafür zu finden, daß Aluminium auch bei Latosolverwitterung von anderem Ausgangsmaterial als vulkanischer Asche beweglicher ist, als meistens angenommen wird; Podsolisierungskennzeichen in Latosolen wurden u. a. von nachfolgenden Autoren festgestellt: MARBUT (1930) und BENNEMA u. a. (1959): in Brasilien; SATAYANARAYANA u. a. (1961, 1962): Typokalität Buchanan-Laterit zu Malabar und South Kanara, India; BONIFAS (1959), SIVARAJASINGHAM u. a. (1962) und ALEXANDER u. a. (1962): u. a. Afrika; REYNDERS (1964): Neu-Guinea; PRESCOTT u. a. (1952), MOHR und VAN BAREN (1959), MAIGNIEN (1964): allgemein.

Zur Erklärung der Mobilisierung des Aluminiums, die bei diesen Prozessen auftritt, wird angenommen, daß anfänglich Kaolinit gebildet und später im Oberboden abgebaut wurde, wobei das frei gewordene Aluminium sich verlagerte. Dieser Prozeß unterscheidet sich also wesentlich von der Verlagerung des Aluminiums unmittelbar bei der Verwitterung des Ausgangsmaterials. Er vollzieht sich unter anderen Bedingungen. Da für die Verwitterung von vulkanischen Aschen ein Verlust von Aluminium gegenüber Eisen und Titan kennzeichnend zu sein scheint, wie dies auch in den Paläosolen festgestellt wurde, soll genauer auf die Bedingungen seiner Mobilisierung eingegangen werden. Die Formen der Mobilität des Aluminiums in Böden unter humiden Bedingungen können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- 1) bei pH-Wert 4 — 5 und niedriger als Kation;
- 2) als Hydroxide-sol, falls es stabilisiert wird mit organischen Verbindungen, wie Chelaten, bei schwach basischer bis schwach saurer Reaktion; Huminsäuren, bei unterschiedlichem pH-Wert (BLOOMFIELD 1953, 1954);
- 3) bei einer „Schutzkolloid“-Wirkung der Kieselsäure (KUBIENA 1948; SCHEFFER u. a. 1960).

Bei einer H^+ -Ionenaktivität ab pH 5,0 findet bei Anwesenheit von Allophan eine Auswaschung von Aluminium statt (HOUGH u. a. 1941; VAN SCHUYLENBORGH 1958). Bei seiner Diskussion über die relative Auflösbarkeit von Aluminium und Kieselsäure als Funktion der Wasserstoffionenkonzentration kam REYNDERS (1964) zu der inter-

essanten Feststellung, daß beim Sinken des pH-Wertes unter 5 zur Zeit der Verwitterung ohne Einfluß organischer Substanz (Mineralisation) der genetische Prozeß der Lateritisierung in Podsolisierung umgewandelt wird. Außerdem konnten bei Schwankungen des pH-Wertes um 5 — wie in sauren lateritischen Böden — große Mengen von Aluminium und Kieselsäure ausgelaugt werden. HOUGH u. a. (1941) wiesen darauf hin, daß basisches Ausgangsmaterial für eine bedeutende Kieselsäureauslaugung prädestiniert sein kann, auch wenn die Böden Kennzeichen der Podsolisierung besitzen, da das frische Material nur Kieselsäure in Silikatform enthält, die für Verwitterung und Auslaugung empfindlicher als freier Quarz ist.

Auch diese Autoren fanden, daß Aluminium in einem bestimmten Verwitterungsstadium mobiler als Eisen wird; es erwies sich, daß eine ziemlich scharfe Trennungslinie besteht bei einem pH-Wert der perkosierenden Flüssigkeit von 5,0 — 5,2. Bei höherer Azidität ist das Bodenmaterial gegenüber Eisen und Titan an Aluminium verarmt.

Der „tropische Podsol“, der bei den erwähnten Prozessen entstehen kann, unterscheidet sich morphologisch wesentlich vom Podsoltyp des gemäßigten Klimas dadurch, daß

- 1) Aluminium mobiler als Eisen ist;
- 2) der organische Zyklus ein völlig anderer ist, indem der Sesquioxidilluviationshorizont keinen erhöhten Humusgehalt aufweist;
- 3) der Sesquioxidverlagerung kein Abbau von Tonmineralen vorausgeht (VAN SCHUYLENBORGH 1958).

Ein verwandter Podsoltyp, bei dem Aluminium ebenfalls mobiler ist als Eisen, ist der „burozem“, der im Kaukasus unter subtropischem, semihumidem Klima (Durchschnittstemperatur 15° C, Niederschlag 1500 — 2500 mm) angetroffen wurde, und zwar in einer Höhe von 500 — 1200 m über NN (REYNDERS 1964; nach RODE).

HOUGH u. a. (1941) unterschieden anhand der vertikalen Differenzierung auf Hawaii zwei Profiltypen:

- 1) uniforme Profile;
- 2) Podsol-Profile.

Die ersten scheinen unter niedrigem Niederschlag mehr oder weniger stabil, jedoch unter höherem Niederschlag Übergangstypen zu sein; die letzteren sind reifer und (oder) stärker verwittert infolge höheren Niederschlags und manchmal aus den ersteren entstanden. Aus den Podsol-Profilen wird ersichtlich, daß das Aluminium ein wenig tiefer als das Eisen verlagert worden ist. Der ausgesprochene Podsoltyp entsteht erst ab pH-Wert 5,0.

Über den Einfluß der organischen Substanz bei diesen (sub)tropischen Podsolierungsprozessen besteht noch keine Gewißheit. Nach Meinung einiger Autoren würde eine schnelle und ziemlich vollkommene Mineralisation der organischen Substanz einen

verhältnismäßig hohen partiellen CO_2 -Druck ergeben, wodurch der pH-Wert herabgesetzt wird (SCHUYLENBORGH 1958; REYNDERS 1964).

Andere beobachteten allerdings keine Veränderungen von Bedeutung in der Art der kolloidalen Fraktion unter der Einwirkung von organischer Substanz. Diese Fraktion wird nach ihrer Ansicht ohne Ausnahme bestimmt durch die Art der perkolierenden Lösungen und der Dränierungsintensität (GASTUCHE u. a. 1962). Diese letzte Beobachtung scheint mehr mit den Verhältnissen bei den Andosoils übereinzustimmen, worauf der hohe Gehalt an organischem Material auf dessen geringen Abbau schließen läßt. Nach MAIGNIEN (1964) besteht dieses Material, abgesehen von unabgebauten Pflanzenresten, in diesen Böden ausschließlich aus organischen Verbindungen mit sehr hohem C/N-Verhältnis. Sicher ist, daß das organische Regime in diesen Böden nicht übereinstimmt mit dem in den Podsoilen des gemäßigten Klimatypus: eine Stabilisierung von Aluminium-Solen durch organische Verbindungen ist z. B. sehr unwahrscheinlich angesichts Punkt 2) der Kennzeichen des „tropischen Podsol“ (siehe oben).

Da in den Vogelsberger Paläosolen Gibbsit vorkommt

- 1) als Tonmineral
- 2) als Konkretion in der Sand- und Schlufffraktion und
- 3) als Pseudokonkretionen (Bauxitknollen),

soll genauer auf seine Bildungsweise eingegangen werden. Die nun folgenden Ergebnisse wurden hauptsächlich den Untersuchungen von HERBILLON & GASTUCHE (1962) entnommen, wie MAIGNIEN (1964) zitierte.

1) Gibbsit kann in einem alkalisch hydrolytischen Milieu in Kontakt mit dem Ausgangsmaterial gebildet werden: STEVENS & CARRON (1948) haben einen Abbau-pH variierend von 7 — 10 für die meisten primären Minerale gemessen. Im „Prä-Gibbsit“-Stadium, das zu Beginn der Depolymerisation auftritt, zeigt das Aluminogel eine exzeptionelle Flüssigkeit: das erklärt seine leichte Verlagerung und könnte Veranlassung geben zu lokaler Gibbsitbildung in den Geoden.

Illuviertes Aluminium könnte auf diese Weise in die lokale hydrolytische Umwandlungszone von beispielsweise verwitterten vulkanischen Schlacken zu Pseudokonkretionen immobilisiert und akkumuliert werden (Bauxitknollen; vgl. auch die Gibbsitpseudokonkretionen in Madagaskar-Profil Nr. 1, S. 138). Pseudokonkretionen, die aus teilweise umgewandelten und von Sesquioxiden imprägniertem Gestein bestehen, entstanden in großer Tiefe, im Gegensatz zu echten Konkretionen, die an der Oberfläche gebildet werden (MAIGNIEN 1964). Dieses Phänomen könnte man als ein Alternativ ansehen — das durch die Art des Ausgangsmaterials bestimmt ist — der gibbsitreichen „zone of primary lateritisation“ (HARRISON 1933), d. h. der hydrolytischen Umwandlungszone am Kontakt von verwittertem und festem basischen Gestein.

2) Falls Aluminogele in einem ionen-armen Milieu gebildet werden, so können sie ungeachtet des pH-Wertes zu Trihydraten kristallisieren. Eine solche Verarmung an Ionen kann durch intensive Auslaugung bei einer hohen Temperatur erreicht werden. Dies sind gerade die Bedingungen, die im lateritischen Umwandlungsmilieu herrschen.

Nach MAIGNIEN sind große Mengen von Gibbsit in tropischen Böden festgestellt worden, die 30 — 40 m über dem Grundwasserspiegel oder Ausgangsmaterial gebildet worden sind. Der pH-Wert des Dränwassers beträgt hier 4 — 5. Eine frühe Synthese ist deshalb meistens ausgeschlossen, so daß der Gibbsit auf die erwähnte Weise entstanden sein muß. Sie würde auch die Gibbsit-Kristallisation in den an Kieselsäure verarmten Eluviations-Horizonten der Paläosole erklären können (vgl. auch SCHUYLENBORGH, Darlegung über den Gibbsitgehalt in den podsolisierten Ascheböden).

Das Tonsilikat-Mineral, das in den fossilen Latosolen des Vogelsberges quantitativ vorherrscht, ist Kaolinit, über dessen Bildungsbedingungen nun einige Bemerkungen folgen sollen.

Leicht hydrolyisierbare basische Gesteine, die ein Kieselsäuredefizit besitzen, ergeben hauptsächlich Gibbsit, wenn die Entwässerung gut ist. Bei mäßiger Dränierung und permanenter Humidität lassen diese Gesteine allerdings nur eine Bildung von Kaolinit zu. Im ersten Fall ist also bei basischem Ausgangsgestein unter freier Dränierung der Kieselsäuregehalt der beschränkende Faktor bei der Kaolinit-synthese.

MAIGNIEN (1964) hat die Bedingungen der Kaolinit-synthese wie folgt zusammengefaßt:

- 1) Bildung aus präzipitierten Gelen in saurem Milieu, mit mäßigem Kieselsäuregehalt, jedoch stark verarmt an Ionen, dauernd humide.
- 2) Bildung aus Teilchen in Lösung: Anwesenheit eines Komplexes, der die 6-Koordination von Aluminium stabilisiert; saures, humides und kieselsäurereiches Milieu; bestimmte Abbauprodukte organischer Substanz müssen in diesem Falle die Prozesse beeinflussen, indem sie Aluminiumkomplexe bilden.

Diese Vorgänge könnten die Kaolinitbildung sowohl in den Katomorphosen-Zonen in der Tiefe als auch in den Horizonten nahe der Oberfläche erklären.

Der ersterwähnte Prozeß ist wahrscheinlich auch von Bedeutung für die Kaolinit-synthese in amorphen Kolloiden wie Allophan.

Er findet in vulkanischen Ascheböden statt und wurde in rezenten Böden durch o. a. FIELDS u. a. (1954), FRIPIAT u. a. (1954) und BOURGEAT u. a. (1964) festgestellt. Dieses wäre auch eine sehr gut annehmbare Erklärung für die Kaolinitgenese in den Paläosolen des Vogelsberges.

Wichtig ist, daß gezeigt wurde, daß kristallisierter Gibbsit keine Kieselsäure fixieren kann. Eine Resilikation eines einmal gebildeten Gibbsites zu Kaolinit ist unmöglich.

Die Anwesenheit von Montmorillonit in lateritischen Böden ist allerdings wiederholt beschrieben worden, jedoch nur als ein äußerst flüchtiges intermediäres Stadium unter der Bedingung einer langsamen Dränierung in einem basischen Milieu, das reich an Erdalkalien, im besonderen an Magnesium ist und — gemäß der experimentellen Synthese — einen pH-Wert von zumindest 7 hat. Das Mineral soll in der hydrolyti-

schen Zone von basischen Vulkaniten vorkommen, die einer lateritischen Umwandlung unterworfen waren (SHERMAN 1950; SEGALÉN 1957; BONIFAS 1959; FRIPIAT u. a. 1962).

Das Vorkommen großer Mengen von Montmorillonit in einer Anzahl von Paläosolen des Vogelsberges ist aber, wie auch aus anderen Kennzeichen hervorgeht, durch Einflüsse verursacht, die mit der Latosolverwitterung nicht in Verbindung stehen.

Die beiden Elemente, die sowohl in den Paläosolen als auch in den rezenten (sub-)tropischen Podsolen am stabilsten sind, sind Eisen und Titan. In den Paläosolen kommt Eisen hauptsächlich in Form von Hämatit vor, das diesen fossilen Böden die rote Farbe verleiht. Er kann auf folgende Weise entstehen:

- 1) durch Dehydratation von Goethit durch Hitze und Insolation (MOHR 1948);
- 2) durch Umwandlung von Magnetit und Ilmenit
- 3) durch Alterung von amorphen Ferrihydroxidgelen.

Zu 3: Es entsteht eine Mischung von Hämatit und Goethit, wie experimentell nachgewiesen worden ist (FRICKE & ACKERMANN 1934; zitiert durch MAIGNIEN 1964); ein niedriger pH-Wert würde die Bildung von Hämatit stimulieren (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1960).

Ein Punkt, der für die Darstellung Paläosolgenese durch Vergleich mit rezenten Ascheböden noch erläutert werden muß, ist das Farbproblem, das aufs engste mit der Hämatitbildung zusammenhängt. Es ist die Frage gestellt, welche Einflüsse nötig sind, um einen ursprünglich dunkelgefärbten allophanhaltigen Boden, der reich an organischer Substanz ist (andosol, „hydrol humic latosol“, „black volcanic dust soil“, etc.), in einen roten Boden umzuwandeln. Es sei daran erinnert, daß über den Einfluß besonderer Faktoren, wie Gehalt, Art und Zusammensetzung der organischen Substanz und anorganischer Kolloide auf die Farbe von tropischen Böden wenig bekannt ist. Bei einer Untersuchung der Ursache des Farbunterschiedes zwischen roten und schwarzen tropischen Böden kamen MOHR & VAN BAREN (1959) zu der Überzeugung, daß sie wahrscheinlich auf der Menge und Art der organischen Substanz beruht. Auf jeden Fall ist der Einfluß des hohen Gehaltes an organischer Substanz auf die Farbe der Andosole und verwandter Böden ein nicht zu vernachlässigender Faktor. Das nahezu gänzliche Verschwinden der organischen Substanz, wie möglicherweise in den Paläosolen, kann an und für sich bereits eine bedeutende Farbveränderung zustandegebracht haben.

Über die Art der Eisenverbindungen in den allophanhaltigen Ascheböden ist wenig bekannt. Es kann angenommen werden, daß sie sich außerhalb evtl. anwesender Konkretionen, hauptsächlich in amorpher Kolloidform, befanden. Die Bildung von Hämatit geschieht durch zwei Vorgänge:

- 1) Oxydation der freigewordenen Eisenverbindungen und
- 2) Dehydratation dieser Verbindungen.

Zu 1: Das Überwiegen von Ferri-Verbindungen in Ascheböden, die trotz des feuchten Bodenklimas infolge guter Dränierung gut durchlüftet sind, kann kaum in Zweifel gezogen werden (vgl. MOHR & VAN BAREN 1959, S. 300).

Zu 2: Die Dehydratation dieser Ferri-Verbindungen ist unter den gegebenen Verhältnissen weniger selbstverständlich. Eine Hämatitbildung („Rubifizierung“) findet nach KUBIENA (1953) im Wechsel von tropischem und subtropischem Klima mit heißen trockenen Zeiten statt. In Anbetracht der analogen Verwitterung von rezenten Ascheböden kommt hingegen ein feuchtes Klima ohne ausgesprochen trockene Jahreszeiten als Paläoklima für die Entstehung der fossilen Latosole eher in Betracht. Zur Deutung der Hämatitbildung in den Paläosolen bleiben dann folgende Möglichkeiten:

a) Durch Alterung (vgl. Punkt 3, S. 146) der in der Kolloidfraktion anwesenden freien Eisenoxidhydrate, die in ihr eine verhältnismäßig hohe Konzentration erreichen können (vgl. Hawaii-Profil Nr. 2). MOHR & VAN BAREN (1959) stellten Farbübergang durch Alterung der Eisenkolloide in basischen Ascheböden unter dem feuchten tropischen Klima auf Java fest und begründeten hiermit die Abgrenzung der beiden Verwitterungsstadien „viril“ und „senil“.

b) Durch eine nicht ausgeschlossene Fluktuation des Paläosolklimas.

Wie bereits berichtet wurde, besteht die Möglichkeit, daß das Klima im Unter-Pliozän einen mehr ariden Charakter gehabt hat (vgl. S. 23), wodurch eine allgemeine Dehydratation der Eisenkolloide möglich war. Der Einfluß eines etwas weniger feuchten Bodenklimas auf die Verwitterung von basischer vulkanischer Asche ist bekannt von den Böden auf Madagaskar unterhalb des Grenzbereichs der Verbreitung der Andosole (vgl. Beispiel 1 und 2 mit 3). Hier entsteht kein Andosol, sondern ein „sol brun-rouge ferrallitique“ mit geringerem Gehalt an organischer Substanz, braunroter Farbe und Kaolinit an Stelle von Allophan in der Tonfraktion. Man kann sich vorstellen, daß derartige Unterschiede nicht nur im Raum, sondern auch bei Klimafluktuationen in der Zeit auftreten können.

c) MOHR & VAN BAREN (1959) berichteten, daß die Ablagerung heißer vulkanischer Asche eine Dehydratation von Kolloiden verursachen kann, wodurch sich ihre braune Farbe in rot verändert.

Solche Asche kann später wieder leicht erodiert werden. Eine derartige vulkanogene Dehydratation der Eisenkolloide ist in den Paläosolen, die später von einem Lavaström bedeckt worden sind, fast sicher wirksam gewesen.

Die zwischenbasaltischen Paläosole des Vogelsberges (Gruppe II und III).

Die zwischenbasaltischen Paläosole sind ursprünglich den gleichen Verwitterungseinflüssen ausgesetzt gewesen wie die suprabasaltischen (Gruppe I). Sie unterscheiden sich jedoch von ihnen in folgenden Punkten:

1) Die Verwitterungsdauer war meistens viel kürzer (vgl. S. 129), es müssen also hauptsächlich viel jüngere Böden sein;

- 2) Es ist sicher, daß sie synvulkanisch entstanden sind und — insofern die bedeckende Basaltschicht nicht später abgetragen worden ist — durch Überlagerungen vor späteren atmosphärischen Einflüssen geschützt geblieben sind.
- 3) Sie sind meist erst später unter vulkanogene Einflüsse gekommen.

Die Verwitterung muß in den Böden dieser Gruppen die gleichen Tendenzen wie in Gruppe I gehabt haben, namentlich zur Auswaschung der Basen, der Kieselsäure und geringer Mengen Aluminium, und zur relativen Anreicherung der Sesquioxide, ganz besonders des Eisens und Titans, nebst der Bildung von Allophan und amorphen Eisenoxidhydraten als Verwitterungskolloide. Wie bereits dargelegt worden ist, kann in einer Mischung von wasserhaltigen Al- und Si-Gelen wie Allophan die Synthese von Montmorillonit bei geeignetem pH und Anwesenheit von Erdalkalien stattfinden, zumal in einem geschlossenen System bei erhöhter Temperatur und erhöhtem Druck (s. empirische Angaben von NOLL, S. 5). Da Montmorillonit nur bei den interbasaltischen Typen vorkommt, müssen gewisse mit der Überdeckung durch einen basischen Lavaström oder eine Intrusion verknüpfte Bedingungen, wie erhöhte Temperatur und möglicherweise hydrothermale Emanationen, einen stimulierenden Einfluß auf die Montmorillonit-Synthese ausgeübt haben. Wie aus der Literatur zu ersehen ist, entstehen bei der Alterung von Allophan in Ascheböden Gibbsit und Kaolinit, wobei für die Synthese des Kaolinit die Kieselsäure der Minimum-Faktor ist. Es fällt auf, daß Kaolinit in der Tonfraktion der interbasaltischen Paläosole meistens ein unwichtiger Nebenbestandteil, Montmorillonit dagegen der Hauptkomponent ist. Im Gegensatz zu den Böden der Gruppe I ist Kieselsäure hier also jetzt nicht der beschränkende Faktor der Kaolinit-Synthese. Daß allerdings eine kleine Stoffzufuhr stattgefunden haben muß, erscheint auch in Anbetracht des verhältnismäßig hohen Kieselsäuregehaltes in der Tonfraktion dieser Paläosole wahrscheinlich. Möglicherweise beruht diese Kieselsäurezufuhr auf der Wiederverteilung von bereits verlagerten, in tieferen Niveaus niedergeschlagenen Kieselsäuregelen (cf. das Verwitterungskonzept von Ascheböden; vgl. MOHR & VAN BAREN 1959, S. 300 usw.). Sicher ist, daß eine Verlagerung von Montmorillonit oder seiner Komponenten in diesen Böden stattgefunden hat. Das ist auch in dem Auftreten von Adern und anderen Segregationen des Montmorillonits ersichtlich (Profil XIV). Für diese Erklärung ist es wichtig, daß der Montmorillonit nicht durch Umwandlung von Kaolinit entstanden ist, obwohl der Kaolinit vorgegeben war, sondern daß die Bildung des Montmorillonits aus den amorphen kolloidalen Verwitterungsprodukten augenscheinlich durch die herrschenden physico-chemischen Bedingungen bestimmt worden ist. In einzelnen autochthonen interbasaltischen Böden (Profil XVII und XIX) wurde in der Tonfraktion des Oberbodens überwiegend Montmorillonit und ganz unten im Profil mehr Kaolinit gefunden. Nach obiger Beweisführung müßten diese Böden vor der Lavabedeckung im Oberboden überwiegend Allophan, ganz unten hauptsächlich Kaolinit in der Tonfraktion besessen haben. Das führt zu einer bemerkenswerten Übereinstimmung mit der tonmineralogischen Profildifferenzierung der Andosole auf Madagaskar (vgl. Beispiele 1 und 2, S. 138).

Ein anderer Faktor ist die Farbe. In den ursprünglich jungen Böden, also vor der Basaltbedeckung, muß die Farbe dunkler gewesen sein. Dafür bestehen folgende Gründe:

- 1) Die rezenten allophanhaltigen vulkanischen Böden, ganz bestimmt die weniger verwitterten jungen Typen unter einem humiden Klima, sind niemals rot, sondern durchweg sehr dunkel gefärbt.
- 2) Bei der Verwitterung von basisch vulkanischer Asche entstehen nach MOHR & VAN BAREN (1959) sogar unter dem humiden Tieflandklima in Indonesien bei den jüngeren Verwitterungsstadien („juvenil“ und „viril“) keine roten, sondern braune Farben. In den Gebirgen Indonesiens über etwa 1500 m trafen diese Autoren fast überhaupt keine roten Böden an. In den Ausnahmefällen aber haben wahrscheinlich azonale Faktoren eine Rolle gespielt. DAMES (1955) fand nämlich auf Java bereits in über 300 m Höhe allgemein braune lateritische Böden an Stelle von roten als Funktion der Temperatur und des Niederschlages.

Wenn in den Paläosolen das Vorhandensein von organischer Substanz ursprünglich für die Färbung maßgebend war, so verschwand diese möglicherweise infolge der thermischen Kontaktwirkung. Das häufige Vorkommen von Hämatit im Ton der zwischenbasaltischen Paläosole ist gleichfalls eine Folge thermischer Einflüsse, indem sie eine Dehydratation der Eisenkolloide bewirkten (s. Punkt 1, S. 146).

Aus dem obenerwähnten ergibt sich, daß es sehr wahrscheinlich ist, daß die rote Farbe, vor allem in den interbasaltischen Paläosolen, eine sekundäre Erscheinung und nur indirekt eine Folge der ursprünglichen Verwitterung ist.

In der Literatur sind nur vereinzelt zwischenbasaltische Paläosole beschrieben. BELLAIR u. a. (1965) studierten die auf den Kerguelen-Inseln zwischen Basaltlagern des Mittleren Tertiärs eingebetteten roten Bodenhorizonte, die eine durchschnittliche Mächtigkeit von einigen Dezimetern haben. Sie sind wahrscheinlich durch die Umwandlung von losen vulkanischen Aschen, Schlacken und Lapilli und dergleichen entstanden. Als Hohlraumfüllung kommen, wie in dem darunter liegenden Basalt, Zeolithe vor. Durch Röntgen-Analyse ergibt sich ein völliges Fehlen von Tonmineralien. Daraus ergibt sich, daß die roten Schichten hauptsächlich aus amorphen Hydroxiden von Eisen und Aluminium bestehen. Die chemische Analyse hat dies bestätigt.

Die Umwandlung, bei der Si und Mg am stärksten, Ca, Na und K dagegen in geringerem Maße verlagert wurden, ist nach Meinung dieser Autoren nicht die Folge einer Pedogenese. Sie fanden vielmehr, daß das Fehlen der Tonminerale die wichtigste Indikation gegen eine Bodenbildung ist, jedoch rechneten sie anscheinend nicht mit der Möglichkeit der Entstehung von amorphen Kolloiden wie Allophan, einem Prozeß, der auch in einem gemäßigten Klima stattfinden kann. Unter einem solchen Klima entstehen allerdings keine roten Böden. Die Rubifizierung ist genau wie die Neubildung von Mineralen (hier von Zeolithen in Hohlräumen) eine Folge der vulkanogenen Prozesse. GODARD u. a. (1961) studierten interbasaltische Böden in NW-Schottland, die wahrscheinlich dem Eozän angehören. Die Tonfraktion dieses Bodens enthält hauptsächlich Montmorillonit, neben dem auch Gibbsit manchmal vorkommt. Nach Meinung der Autoren besteht die Möglichkeit, daß die drei genannten Tonmine-

ralien auf hydrothermale Wege gebildet worden sind. Dagegen wird für andere interbasaltische Vorkommen mit dominierend oder ausschließlich Montmorillonit in der Tonfraktion und einer hellroten Farbe infolge von Hämatit eine Pedogenese aufgrund verschiedener Indikationen (u. a. Pflanzenreste) angenommen. Dabei soll auch das Fehlen von Kaolinit darauf hinweisen, daß keine normale lateritische Verwitterung stattgefunden hat, sondern daß diese tropisch eisenhaltigen Böden unter einem Wechselklima (Sudan-Typ) entstanden sind.

Die von EYLES (1952) beschriebenen interbasaltischen Profile in Irland aus der gleichen Periode zeigen allerdings sehr wohl deutliche Kennzeichen von lateritischer Verwitterung. Wenn man also annimmt, daß der Montmorillonit in den schottischen Paläosolen durch Verwitterung entstanden ist, so stößt dies bei der Korrelation mit den irischen Vorkommen unter anderem auf Schwierigkeiten paläoklimatologischer Art.

BARTH (1950) hat die Bildung der roten Schichten mit Montmorillonit im Basaltgebiet von Island auf hydrothermale Einflüsse zurückgeführt.

L. Schlußfolgerungen

Die roten Paläosole im Vogelsberg sind durch die Verwitterung von losen basischen vulkanischen Produkten unter einem humiden subtropischen bis gemäßigten Klima ohne ausgesprochene jahreszeitlichen Unterschiede in der Periode des Unter-Miozäns bis zum Ober-Pliozän entstanden. Die fossilen Latosole (Gruppe I), die nicht von Basalt überdeckt worden sind, zu denen meist die umgelagerte Roterde der vulkanischen Bodendecke des Vogelsberges gehört, sind unter starker Dränierung und Auslaugung gebildet worden, wobei die Basen, ein großer Teil der Kieselsäure und etwas Aluminium ausgewaschen worden sind. Hierdurch entstand ein sesquioxidreicher Rückstand, in dem hauptsächlich Eisen und Titan relativ angereichert sind. Mineralogisch entstanden als kolloidale Verwitterungsprodukte anfänglich und hauptsächlich Allophan und amorphe Eisenoxidhydrate. Infolge der Alterung, möglicherweise mit einer durch Klimaschwankungen verursachten Dehydratation, entstand hieraus schließlich das Gemisch von Gibbsit, Kaolinit, Hämatit und Titanmineralien mit untereinander variierenden Verhältnissen. Sie bestimmen im wesentlichen den Charakter der roten ferrallitischen Paläosole (Gruppe I), die jetzt vorliegen.

Da nach dem Schrifttum über den Einfluß der organischen Welt auf die rezente Verwitterung von vulkanischen Ascheablagerungen nur unzulängliche Kenntnisse vorliegen, kann auch über das Auftreten und die Art solcher Einflüsse auf die ursprüngliche Verwitterung der Paläosole wenig gesagt werden. Es steht jedoch wohl fest, daß — wenn eine Vegetationsdecke vorhanden war, was jedenfalls für die Paläosole der Gruppe I als sehr wahrscheinlich anzusehen ist —, der Einfluß von Huminsäuren (i. e. einer Humifizierung) von geringer Bedeutung gewesen sein muß. Die augenblicklich

in den autochthonen Paläosolen angetroffenen morphologischen und chemischen Profildifferenzierungen können teilweise ein Relikt der ursprünglich tertiären Verwitterung sein. Sofern sie eine Podsol-Dynamik anzeigten, bei der Aluminium mobiler war als Eisen (vgl. „tropischer Podsol“, VAN SCHUYLENBORGH 1958; HOUGH u. a. 1941), ist diese Möglichkeit keineswegs ausgeschlossen. In Anbetracht der späteren Einflüsse und Umlagerungen ist allerdings äußerste Vorsicht geboten. In den Profilen in umgelagerten Böden, die den größten Teil dieser Gruppe ausmachen, ist die Differenzierung selbstverständlich heutigen Datums.

Die Paläosole, die später von einem Basaltstrom überdeckt worden sind (Gruppe II und III) und in die oft basische Sills intrudierten, sind infolge der Verwitterung qualitativ den gleichen chemischen Veränderungen wie die fossilen Böden der Gruppe I unterworfen gewesen, jedoch ist die Umwandlung in quantitativer Hinsicht weniger scharf. Dieses ist einer schnellen Aufeinanderfolge von vulkanischen Eruptionen zuzuschreiben, durch die atmosphärische Einflüsse nur kurze Zeit einwirken konnten. In den meisten interbasaltischen Paläosolen (Gruppe III) fand durch hydrothermale Prozesse, die bei dem Kontakt mit der basischen Schmelze auftraten, eine Neubildung von Montmorillonit statt, wozu wasserreiche amorphe Verwitterungskolloide im wesentlichen die Stoffe geliefert haben. Dieser Prozeß kann möglicherweise mit stofflichen Verlagerungen in großem Umfang verbunden gewesen sein. Außerdem wurden Eisenoxidhydrate in Hämatit umgewandelt, das die Rubifizierung herbeiführte.

An anderen Stellen in Deutschland kommen kaolinitreiche Paläosole aus dem Tertiär vor, wie z. B. in der Eifel auf devonischen sedimentären Formationen (MÜCKENHAUSEN 1953). Daß die Verwitterung im Vogelsberg das ferrallitische Stadium erreichte, das nach den geltenden Vorstellungen einem höheren Grad der Verwitterung entspricht als die ferrisiallitische Phase, wird den besonderen Eigenschaften des Ausgangsmaterials im Vogelsberg zugeschrieben. Dies kann schließlich außerdem als eine Indikation dafür angesehen werden, daß Kaolinit meistens ein stabiles Endprodukt der Verwitterung ist, mit anderen Worten, daß die Kaolinisierung ein Klimax-Stadium und nicht eine intermediäre Phase bei der ferrallitischen Verwitterung ist.

Zusammenfassung

Das Basaltmassiv des Vogelsberges hat sich zur Zeit des oberen Miozäns und unteren Pliozäns gebildet. Während dieser vulkanischen Tätigkeit und z. T. auch später hat unter dem Einfluß des herrschenden Paläoklimas eine Verwitterung stattgefunden, welche die Bildung von Böden veranlaßt hat, von denen jetzt fossile Rückstände im Vogelsberg vorliegen. Die Untersuchung der Genetik dieser Paläosole war der Zweck dieser Doktorarbeit. Der Verfasser hat hierzu während der Periode vom Mai bis einschließlich Oktober 1963 Geländearbeiten ausgeführt, wobei mit einer allgemeinbodenkundlichen Kartierung eines Teils des Abflußgebietes des Horloff-Flusses angefangen wurde. Nachher wurde ein spezielles Studium der roten Paläosole betrieben. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in dieser Darstellung wiedergegeben.

Die Faktoren, von denen die Bodenbildung beeinflusst worden ist, und die bei der Rekonstruktion der ursprünglichen genetischen Bedingungen verwendet werden können, werden in den Kap. B. Geologie, C. Geomorphologie und D. Klima und Vegetation, vom Miozän an bis zur Gegenwart behandelt. Im Kap. E wird eine kurze Erläuterung zur Bodenkarte gegeben. In den Kap. F—K wird auf die Problematik der Genese der Paläosole eingegangen, wobei Kap. F eine Einleitung und eine Diskussion des Ausgangsmaterials enthält, in den Kap. G, H und J analytische Daten, Profilaufnahmen und Diskussionen der Analysenergebnisse gegeben werden. In Kap. K wird schließlich der Versuch gemacht, anhand der Literaturdaten aufgrund ähnlicher heutiger Bodentypen eine Rekonstruktion der Bedingungen zu erzielen, unter denen sich die Paläosole gebildet haben. Im Kap. L werden die Schlußfolgerungen dargelegt, zu denen diese Untersuchungen geführt haben. Nachfolgend sind sie zusammengefaßt.

Die Paläosole des Vogelsberges wurden bei der Verwitterung basischer vulkanischer Lockerprodukte gebildet unter einem feuchten, subtropischen bis gemäßigten Klima ohne ausgeprägte jahreszeitliche Unterschiede. Die fossilen Böden, die nicht von Basalt überdeckt worden sind, und deren meist umgelagertes Material jedenfalls zum Teil zu der postbasaltischen Bodendecke des Vulkans gehörte, zeigen einen Latosolcharakter: sie wurden unter Bedingungen intensiver Entwässerung und Auslaugung gebildet, wobei die Basen, ein großer Teil der Kieselsäure und ein wenig Aluminium ausgewaschen worden sind. Hierdurch entstand ein sesquioxidreiches Residuum. In mineralogischer Hinsicht bildeten sich anfänglich als kolloide Verwitterungsprodukte wahrscheinlich Allophan und amorphe Eisenoxidhydrate. Durch Alterung wurde hieraus schließlich ein Gemisch von Gibbsit, Kaolinit, Hämatit und Titanmineralien, aus dem die Böden heute im wesentlichen bestehen.

Die vertikale Differenzierung, die jetzt in den autochthonen Profilen zu beobachten ist, mag zum Teil ein Relikt der ursprünglichen tertiären Verwitterung sein. In den Böden, die aus umgelagertem fossilen Verwitterungsmaterial hervorgingen, ist die heutige Differenzierung jedoch jüngeren Alters. Im letzten Fall läßt sich die Dynamik auf eine Tondurchschlammung ähnlich wie in den zonalen Parabraunerden aus Löß zurückführen.

Die Paläosole, die nachher von Basalt überdeckt wurden, haben durch die Verwitterung ähnliche qualitative Änderungen erfahren wie die schon erwähnten Böden. Quantitativ ist die Umwandlung jedoch weniger scharf ausgeprägt gewesen. Dies wird zurückgeführt auf eine schnelle Aufeinanderfolge der vulkanischen Eruptionen. Infolgedessen haben die atmosphärischen Einflüsse nur kurze Zeit einwirken können.

In den meisten zwischenbasaltischen Paläosolen hat durch hydrothermale Prozesse, die infolge des Kontaktes mit der Basaltschmelze auftraten, eine Neubildung von Montmorillonit stattgefunden. Die Bestandteile hierzu wurden hauptsächlich von den wasserreichen amorphen Verwitterungskolloiden geliefert. Dieser Vorgang kann mit einer umfangreichen Stoffverlagerung verbunden gewesen sein. Er kann aber auch ohne sie erfolgt sein. Hierbei wandelten sich außerdem die amorphen Eisenoxidhydrate in Hämatit um. Die rote Farbe des Bodens ist demnach ein sekundäres Merkmal.

Schriftenverzeichnis

- ALEXANDER, L. T. & CADY, J. G. 1962: Genesis and hardening of laterite in soils. — U. S. D. A. Techn. Bull. no. 1282.
- ALLEN, V. 1948: Formation of bauxite from basaltic rocks in Oregon. — Econ Geol. 43, no. 8, p. 619.
- BARTH, T. F. W. 1950: Volcanic Geology, Hot Springs and Geysers of Iceland. — Carnegie Inst. Washington, publ. 587.
- BEHRMANN, W. 1944: Das Klima der Praeglacialzeit auf der Erde. — Geol. Rundsch. 34, 763, Berlin.
- BELLAIR, P., CARRON, J. P., NOUGIER, J. & TRICHET, J. 1965: Niveaux intercalaires dans les strates de basalte des plateaux de l'Archipel des Kerguelen. — 55. Réunion annuelle Géochimie, Univ. de Strassbourg, Lab. de Géol. et de Paléont. Strassbourg.
- BENNEMA, J., LEMOS, R. C. & VETTORI, L. 1959: Latosols in Brazil. — 3. Conf. Interafr. des Sols, Dalaba, Vol. I C. C. T. A. Publ. no. 50.
- BENNEMA, J. & VETTORI, L. 1960: The influence of the carbon/clay and silica/sesquioxides ration on the pH of Latosols. — 7. Intern. Congr. Soil Sci. Madison, U. S. A. Vol. 34.
- BIRRELL, K. S. & FIELDS, M. 1952: Allophane in volcanic ash soils. — J. Soil Sci. Vol. 3.
- BLANCK, E. 1943: Untersuchungen über recente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands. — Chemie d. Erde, Jena, 15.
- BLOOMFIELD, C. 1953: A study of podsolization I. The mobilization of Iron and Aluminium by Scots Pine needles. — Journ. Soil Sci. Vol. 4 no. 1 pp 5.
- 1953: A study of podsolization II. The mobilization of Iron and Aluminium by leaves and bark of *Agathis Australis* (Kauri). — Journ. Soil Sci. Vol. 4 no. 1 pp 17.
- 1954: A study of podsolization III. The mobilization of Iron and Aluminium by Rimu (*Dacrydium cupressinum*). — Journ. Soil Sci. Vol. 5 no. 1 pp 39.
- 1954: A study of podsolization IV. The mobilization of Iron and Aluminium by picked and fallen Larch needles. — Journ. Soil Sci. Vol. 5. no. 1 pp 46.
- 1954: A study of podsolization V. The mobilization of Iron and Aluminium by Aspen and Ash leaves. — Journ. Soil Sci. Vol. 5. no. 1. pp 50.
- BONIFAS, M. 1959: Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. — Mém. Serv. Carte géologique d'Alsace et de Lorraine. no. 17. Strassbourg.
- BOURGEAT, F., HERVIEU, J. & RIQUIER, J. 1964: Colloque Unesco — Présentation de quelques profils de Sols ferrallitiques — Etude du milieu pédogénétique dans les environs de Tananarive. — O. R. S. T. O. M. Inst. de Rech. Sci. à Madagascar.
- BRINDLEY, G. W. 1951: X-ray identification and crystal structures of Clay Minerals. — Mineralogical Society, London.
- BROWN, G. 1961: The X-ray identification and Crystal structures of Clay Minerals. — Mineralogical Society, London.
- CADY, J. G. 1960: Mineral occurrence in relation to soil profile differentiation. — 7. Intern. Congr. Soil Sci. Madison, U. S. A.

- CHELIUS, C. (ca. 1920): Geologischer Führer durch den Vogelsberg. — Roth's illustr. Führer no. 6. Giessen.
- CLOOS, H. 1936: Einführung in die Geologie. Bornträger, Berlin.
- CROMPTON, E. 1960: The significance of the weathering/leaching ratio in the differentiation of mayor soil groups. — 7. Intern. Congr. Soil Sci. Madision, U. S. A. Vol. 57.
- DAMES, T. W. G. 1955: The Soil of East Central Java. — Contr. Gen. Agri. Res. St. no. 141. Bogor.
- DEAN, L. A. 1947: Differential thermal analysis of Hawaiian soils. — Soil Sci. 63, p. 95—105.
- DENISOFF, I. 1959: Le concept de la zonalité verticale appliqué à quelques sols caractéristiques du Ruanda-Urundi. — C. R. 3. Conf. Inter. Afric. Sols, Doloba, no. 50, 1, pp 313 — 6.
- D'HOORE, J. L. 1953: De accumulatie van vrije sesquioxiden in tropische gronden. — Doct. Thesis, Gent. (l'Accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. Publ. I. N. E. A. C. Ser. Sci. 62.)
- 1954: Clay minerals and gibbsite crystals as clues to the mode of formation of ancient sesquioxide accumulation zones. — 5. Intern. Congr. Soil Sci. Vol. IV, V. 7.
- 1964: La carte des sols d'Afrique. — Mém. explicatif Comm. de Coopération techn. en Afrique. Publ. no. 93. Lagos. Proj. Conj. no. 11.
- D'HOORE, J. L., FRIPIAT, J. J. & GASTUCHE, M. C. 1954: Les argiles tropicales et leur oxyde de fer de recouvrement. — 2. Conf. Interafr. des Sols. Vol. I doc. 13.
- DIEHL, O. 1930: Über das Braunkohlenvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. Ver. f. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt. (V) 12.
- EDELMAN, C. H. 1950: The isoelectric formation of lateritic soils. — 4. Intern. Congr. Soil Sci. Vol. I. Sect. VI, no. 77.
- ELLIS, B. S. 1952: Genesis of a tropical red soil. — J. Soil Sci. Vol. 3.
- ESKOLA, P. 1939: Die Entstehung der Gesteine (Barth, Correns, Eskola). Springer, Berlin.
- EYLES, V. A. 1952: The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites. — Mem. Geol. Surv. Belfast.
- FIELDES, M., SWINDALE, L. D. & RICHARDSON, J. P. 1952: Relation of colloidal hydrous oxydes to the high cation exchange capacity of some tropical soils of the Cook Islands. — Soil Sci. Vol. 74.
- FIELDES, M. & SWINDALE, L. D.: Chemical weathering of silicates in soil formation. — New Zealand. J. of Sci. and Techn. Vol. 36 B.
- FOX, C. S. 1923: The bauxite and aluminous laterite occurrences of India. — Mem. Geol. Surv. India Vol. XLIX part 1.
- FOX, R. L., DE DATTA, S. K. & SHERMAN, G. D. 1962: Phosphorus solubility and availability to plants and the aluminium status of Hawaiian soils as influenced by liming. — Int. Soil Conference New Zealand, Francetown.
- FRIPIAT, J. J. et al. 1954: Nature de la fraction argileuse des sols du Congo Belge et du Ruanda-Urundi. — C. R. 5. Congr. Intern. Sc. Sol. II, 25, pp. 9.
- GASTUCHE, M. C., FRIPIAT, J. J. & DE KIMPE, C. 1962: La genèse des minéraux argileux de la famille du Kaolin. Genèse et Synthèse des Argiles. — Coll. Int. no. 105. C. N. R. S. Paris. p. 57—65.

- GASTUCHE, M. C. & HERBILLON, A. 1962: Etude des gels d'alumine: cristallisation en milieu désionisé. — Bull. Soc. Chim. Franc. pp. 1404—12.
- GELLERT, J. F. 1958: Grundzüge der physischen Geographie von Deutschland. Bd. I. Geologische Struktur und Oberflächengestaltung. Berlin.
- GODARD, A., PAQUET, H. & MILLOT, G. 1961: Contribution à l'étude de quelques paléosols du Nord de l'Ecosse. — Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr. t. 14. fasc. 4, p. 101—109. Strassbourg.
- HARRASOWITZ, H. 1922: Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges. 73/1921 M.-Ber.
- 1926: Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. — Fortschr. Geol. u. Palaeontol., 14.
- 1930: Fossile Verwitterungsdecken. In: E. Blanck's: Handbuch der Bodenlehre. Bd. 4. Berlin.
- HARRISON, J. B. 1934: The Katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. — Ed. F. Hardy. Imp. Bur. Soil Sci. Harpenden pp. 79.
- HEER, O. 1878: Fossil plants discovered in Grinnell land by Capt. H. W. Feilden, Naturalist of the English North Polar Expedition. — Quart. J. Geol. Soc. 34, 66. London.
- HERBILLON, A. & GASTUCHE, M. C. 1962: Synthèse et genèse de l'hydrargillite. — C. R. Ac. Sci. Minéralogie.
- HOUGH, G. J. & BYERS, H. G. 1937: Chemical and physical studies of certain Hawaiian soil profiles. — U. S. D. A. Tech. Bull. no. 584 pp 26.
- HOUGH, G. J., GILE, P. L. & FOSTER, Z. C. 1941: Rock weathering and Soil Profile Development in the Hawaiian Islands. — U. S. D. A. Techn. Bull. no. 752.
- IDENBURG, A. G. A. 1937: Systematische grundkartierung van Zuid-Sumatra. — Doct. thesis Wageningen.
- JACKSON, M. L. 1960: Soil chemical analysis. — Englewood Cliffs. N. I.
- KELLOGG, C. E. 1950: Tropical soils. 4. Intern. Congr. Soil Sci. Vol I Sect. VI no. 66.
- KIRCHHEIMER, F. 1955: Die Karpolithen-Kohle von Salzhausen im Vogelsberg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 83, S. 47—70, 2 Abb., Taf. 3—4, Wiesbaden.
- Klima-Atlas von Hessen. 1950. Bad Kissingen.
- KLÜPFEL, W. 1953: Basaltgeologie. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Basalte. — Z. Deutschen Geol. Ges. Bd. 104.
- KNAPP, R. 1954: Natürliche und wirtschaftlich bedingte Pflanzengesellschaften und Wuchs-Räume. In: E. Schönhals: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 2.
- KÖPPEN, W. & WEGENER, A. 1924: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin.
- KUBIENA, W. L. 1948: Entwicklungslehre des Bodens. Wien.
- 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart.
- 1954: Micromorphology of laterite formation in Rio Muni (Spanish Guinea). — 5. Intern. Congr. Soil Sci. Vol IV. V. 14.
- 1962: Die taxonomische Bedeutung der Art und Ausbildung von Eisenoxidhydratmineralien in Tropenböden. In: Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens. — Sonderabdr. Zschr. f. Pflanzennahrung, Düngung, Bodenkunde.

- LAMÉRIS, C. L. 1964: The mechanical analysis of soils in general and the effect of anions on the dispersibility of lateritic soils in particular. — *Netherl. Journ. of Agric. Sci.* Vol. 12 no. 1.
- LAPLANTE, A. 1954: Les sols rouges latéritiques formés sur les basaltes anciens du Cameroun. — 5. Intern. Congr. Soil Sci. Vol. IV. V. 26.
- LAUTZ, I. 1960: Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft „Louise“ bei Merlau, Oberhessen. — Inaug. Diss. Rhein. Friedr. Wilhelms-Universität, Bonn.
- MÄDLER, K. 1939: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. — *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.* 446 p. 1—202.
- MAIGNIEN, R. 1958: Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale). — *Extr. Mém. Serv. Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine* no. 16.
- 1964: Survey of Research on Laterites. — *Humic Tropics Research Programme. UNESCO/NS/HT/125.*
- MARBUT, C. F. 1930: Morphology of laterites. — *Proc. 2. Intern. Congr. Soil Sci. Comm. V. Moscow.*
- MATTSON, S.: The Laws of soil colloidal behaviour.
 1930. III Isoelectric precipitates. — *Soil Sci.* XXX.
 1931. IV Isoelectric precipitates. — *Soil Sci. Vol.* XXXI.
 1931. V Iron adsorption and exchange. — *Soil Sci. Vol.* XXXI-311 — XXXIV-3.
- MERWE, C. R. VAN DER 1950: Red and yellow earth. — *Trans. 4. Intern. Congr. Soil Sci.* 2, 169—172. Amsterdam.
- 1950: Groundwater lateritic soils („Ouklip“ soils). — 4. Intern. Congr. Soil Sci. Vol. II. Amsterdam.
- MILLOT, G. 1961: Silifications et néoformations argileuses. Problèmes de genèse. — *Coll. Int. C. N. R. S. Genèse et Synthèse des Argiles* pp. 167—76.
- MOHR, E. C. J. 1948: The soils of Tropical Regions with special reference to the Netherlands East Indies. (H. L. Pendleton Transl.) Edwards, Ann. Arbor. Michigan.
- MOHR, E. C. J. & BAREN, F. A. VAN 1954: Tropical Soils. The Hague and Bandung.
- MOREY, S. W. & CHEN, W. T. 1955: The action of hot water on some feldspars. — *Am Min.* Vol. 40 pp. 996—1000.
- MÜCKENHAUSEN, E. 1953: Fossile Böden in der nördlichen Eifel. — *Geol. Rundschau* 41.
- 1957: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. — *Wissenschaftl. Schriftenreihe d. A. I. D. Heft XIV. Bad Godesberg.*
- 1962: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. D. L. G. Verlag, Frankfurt.
- Munsell Soil Color Charts. Munsell color Cy. Baltimore.
- NOLL, W. 1936: Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit und Analcim. — *Min. Petr. Mitt. N. F.* 48 pp 210—247.
- NORTON, F. H. 1939: Hydrothermal formation of clay minerals in the laboratory. Part I. — *Am. Min.* 24, pp. 1—17.
- PAAS, W. 1961: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 12.

- PIETZSCH, K. 1925: Die Braunkohlen Deutschlands. Handb. d. Geol. u. Bodensch. Deutschl. Abt. III Berlin.
- PRESCOTT, J. A. & PENDLETON, R. L. 1952: Laterite and lateritic Soils. — Comm. Bur. Soil Sci. Techn. Commun. no. 47.
- REYNDERS, J. J. 1964: A pedo-ecological study of soil genesis in the tropics from sea level to eternal snow. — Doct. thesis. Brill. Leiden.
- 1964: Toepassing van de röntgenspectrografie in de bodenkunde en geologie. — Chemisch weekblad no. 2 deel 60.
- RITTMANN, A. 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.
- ROBINSON, G. W. 1949: Soils, their origin constitution and classification. — London. 3. edit. Th. Marby and Co.
- SABOT, J. 1954: Les latérites. — C. R. 19. Congr. Int. Geol. Alger. A. S. G. A. fasc. XXI.
- SATAYANARAYANA, K. V. S. & THOMAS, P. K.: Studies on laterites and associated Soils.
1961. I Journal Indian Soc. Soil Sci. Vol. 9 no. 2.
1962. II Journal Indian Soc. Soil Sci. Vol. 10 no. 3.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 1960: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. Teil I Bodenkunde. F. Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHENK, E. 1950: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 259—268, Wiesbaden.
- 1952: Die Wetterauer Braunkohlen, ihre Stratigraphie und Tektonik und die sich daraus ergebenden Konsequenzen für den Bergbau. Vortrag Wiesbaden, 24 — 1 — '52. Monatsversammlungen. — Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 104.
- 1955: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 13, Wiesbaden.
- 1959: Corbículaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 85, S. 224—254, Wiesbaden.
- 1964: Basalt-Vulkanismus und Aquitan bei Allertshausen im Lumdatal nordöstlich von Gießen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 92, S. 223—249, 4 Abb., Taf. 13, Wiesbaden.
- 1964: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 46, 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., Wiesbaden.
- 1965: Zur Entwicklung der Basalteisensteinlagerstätten im Vogelsberg (Hessen) im Pleistozän aus den Lateritdecken des Tertiärs. — 55. Réunion annuelle — Univ. de Strassbourg.
- SCHÖNHALS, E. 1954: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., Heft 2.
- SCHOFIELD, R. K. & SAMPSON, H. R. 1953: The deflocculation of kaolinite suspensions and the accompanying change-over from positive to negative chloride adsorption. — Clay Minerals Bull. Vol. 2, no. 9.
- SCHOTTLER, W.: Erl. geol. Kte. d. Großherzogtums Hessen 1 : 25 000.
1913. Bl. Gießen, Darmstadt.
1918. Bl. Laubach, id.
1921. Bl. Hungen, id.
1924. Bl. Nidda u. Schotten, Darmstadt.
1920. Der Vogelsberg, sein Untergrund und Oberbau.
1931. Der Bau des Vogelsberges. — Notizbl. Erdk. u. hess. geol. L. A. (VI), 13.

- SCHUYLENBORGH, J. VAN 1950: The electrokinetic behaviour of the sesquioxide hydrates and its bearing on the genesis of clay minerals. — Trans. 4. Int. Congr. Soil Sci. 1, 89—92.
- 1957: Investigations on the classification and genesis of soils, derived from acid tuffs under humid tropical conditions. — Netherl. Journ. Agric. Sci. Vol. 5 no. 3.
- 1958: On the genesis and classification of soils, derived from andesitic tuffs under humid tropical conditions. — Netherl. Journ. Agric. Sci. Vol. 6 no. 3.
- 1959: On the classification and genesis of soils, derived from andesitic volcanic material under a monsoon climate. — Netherl. Journ. Agric. Sci. Vol. 7, no. 1.
- SCHWARZBACH, M. 1961: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.
- SEGALEN, P. 1957: Etude des sols dérivés des roches volcaniques basiques à Madagascar. — Mém. Inst. Sc. Madagascar Série D T. VIII.
- SHERMAN, G. D. 1950: The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts. — Pac. Sci. 4, pp 315—22.
- SIMONETT, D. S. 1960: Soil genesis on basalt in North Queensland. — 7. Intern. Congr. Soil Sci. Madison, U. S. A. V. 33.
- SIVARAJASINGHAM, S., ALEXANDER, L. T., CADY, J. G. & CLINE, M. G. 1962: Laterite. — Adv. in Agronomy, Vol. 14.
- Soil Survey Staff. Soil Classification. A comprehensive system. — 7. Approximation. U.S.D.A. 1960.
- STEVENS, (R. E.) & CARRON, M. K. 1948: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion. — Am. Min. vol. 33 pp. 31—50.
- SYS, CH. 1954: Quelques propriétés des sols dérivant de roches diabasiques sous les tropiques. — 2. Conf. Interafr. des Sols Doc. 19.
- TANADA, T. 1944: Hawaiian Soil Colloids. — Rep. Univ. Hawaii Agric. Exp. Stat. Bienn. 1942—1944. 56—57.
- TAYLOR, N. H., DIXON, J. K. & SEELYE, F. T. 1950: The soils of North Auckland Peninsula, New Zealand. — 4. Int. Congr. Soil Sci. Vol I A'dam.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. 1960: Igneous and metamorphic petrology. — Mc Graw-Hill Book Cy, New York, 2. Ed.
- TYRRELL, G. W. 1955: The Principles of Petrology. Methuen and Co. Ltd. London.
- WAEGEMANS, G. 1951: Laterites et Bauxites. — Bull. agr. du Congo Belge Vol. XLII no. 3.
- WAGNER, W. 1959: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 87, S. 376—397, Wiesbaden.
- WENZ, W. 1922: Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. — Ber. wetterauische Ges. ges. Naturk. Hanau, 1909—1921, S. 1—82, 3 Taf., Hanau.
- WOLDSTEDT, P. 1950: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Koehler, Stuttgart.
- ZAKOSEK, H.: 1962: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., Heft 37.

Anschrift des Autors:

Dr. RUDOLF WIRTZ
van Dijklaan 4
Naarden (Holland)

Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER
Regierungsdirektor im Hessischen Landesamt für Bodenforschung
62 Wiesbaden, Leberberg 9

Heft 20: PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf.	9,80 DM
Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf.	30,—DM
Heft 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.	20,—DM
Heft 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb.	8,—DM
Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab.	14,—DM
Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf.	20,—DM
Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf.	10,—DM
Heft 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf.	5,60 DM
Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf.	15,—DM
Heft 29: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von BAUER, FENCHEL, MÜLLER, PAHL, PAPROTH, PILGER, REICHENBACH, SCHMELCHER, WENTZLAU. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf.	36,—DM
Heft 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf.	8,60 DM
Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf.	8,—DM
Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf.	11,—DM
Heft 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.	14,80 DM
Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.	14,—DM
Heft 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab.	7,60 DM
Heft 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.	9,—DM
Heft 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab.	6,80 DM
Heft 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.	22,60 DM

Heft 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.	11,60 DM
Heft 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf.	9,— DM
Heft 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf.	12,— DM
Heft 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf.	7,60 DM
Heft 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.	7,60 DM
Heft 44: JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf.	12,— DM
Heft 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferen-Fauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf.	9,40 DM
Heft 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf.	7,60 DM
Heft 47: HÖLTING, B. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf.	5,60 DM
Heft 48: DIEDERICH, G., LAEMMLEN, M. & VILLWOCK, R.: Das obere Biebortal im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte.	7,20 DM
Heft 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf.	6,60 DM
Heft 50: ZAKOSEK, H. u. a.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas	10,— DM
Heft 51: MATTHESS, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab.	10,— DM
Heft 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere <i>Asiatosuchus</i> und aff. <i>Sebecus?</i> , aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf.	11,20 DM
Heft 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab.	7,— DM
Heft 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclotomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf.	5,— DM
Heft 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf.	15,— DM
Heft 56: HORST-FALKE-Festschrift. Mit Beiträgen von BANK, ENGELS, FÜRST, HEIM, JOSTEN, KONRAD & SCHWAB, KUTSCHER, MACHENS, NEGENDANK, RÉE, REINECK, ROTHAUSEN, THEWS, TOBIEN, WACHSMUTH. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild	14,— DM
Heft 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese - Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab.	11,— DM
Heft 58: MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf.	12,— DM
Heft 59: SOLLE, G.: <i>Brachyspirifer</i> und <i>Paraspirifer</i> im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf.	30,— DM