

Zum Schluß möchte ich nicht versäumen, den Herren Dr. Bultot, Institut Royal Météorologique de Belgique, Brüssel und Dr. Collmann, Observatorium des Deutschen Wetterdienstes, Hamburg, meinen besonderen Dank auszusprechen, die mir die Daten von Yagambi und Hamburg zugänglich gemacht haben.

Literatur

- ALBRECHT, F.: Untersuchungen des Wärme- und Wasserhaushaltes der südlichen Kontinente. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 99, 1965.
- BERLIAND, T. G. (Hrsg.): Solar radiation and radiation balance data, Annual Data 1964–1968, Leningrad 1970.
- BERNHARDT, F. und PHILIPPS, H.: Die räumliche und zeitliche Verteilung der Einstrahlung, der Ausstrahlung und der Strahlungsbilanz im Meeresniveau. Abh. Meteorol. Dienstes der DDR, Nr. 77, 1966.
- BUDYKO, M. I. (Hrsg.): Atlas teplovogo balansa zemnogo shara, Moskau 1963.
- CHANG, J.: Global distribution of net radiation according to a new formula. Annals Assoc. American Geographers, Vol. 60, 1970.
- COLLMANN, W.: Diagramme zum Strahlungsklima Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 42, 1958.
- DUPRIEZ, G. L.: Contribution à l'étude du bilan du rayonnement total et de ses composantes en région équatoriale africaine. Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer, Bulletin des Scéances 1964.
- FLOHN, H.: Produzieren wir unser eigenes Klima? Meteorol. Rundschau 23. Jg., 1970.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1961.
- KESSLER, A.: Globalbilanzen von Klimaelementen. Ein Beitrag zur allgemeinen Klimatologie der Erde. Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Technischen Universität Hannover Nr. 3, 1968.
- LETTAU, H.: Evapotranspiration climatology. Monthly Weather Review, Vol. 97, 1969.
- PAFFEN, K. H.: Die täglichen Temperaturschwankungen als geographisches Klimacharakteristikum. Erdkunde Bd. 20, 1966.
- : Das Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung. Erdkunde Bd. 21, 1967.
- ROBINSON, G. D.: Surface measurements of solar and terrestrial radiation during the IGY and IGC. Annals of the Intern. Geophys. Year Vol. 32, 1964.
- SCHWERDTFEGER, W.: The Climate of the Antarctic. World Survey of Climatology Vol. 14, 1970.
- SVERDRUP, H. U.: Oceanography for meteorologists, New York 1943.
- TERJUNG, W. H.: Toward a climatic classification based on net radiation. Proceedings Association American Geographers Vol. 2, 1970.
- TROLL, C.: Thermische Klimatypen der Erde. Petermanns Geogr. Mitteilungen Jg. 1943.
- u. PAFFEN, K. H.: Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. Erdkunde Bd. 18, 1964.
- USSR Chief Administration of the Hydro-Meteorol. Service, Voeikov Main Geophys. Observatory: Solar radiation and radiation balance data, 1964 ff.

UNTERSUCHUNGEN ZUR JUNGTERTIÄREN FLÄCHENBILDUNG, VERWITTERUNG UND KLIMAENTWICKLUNG IM SÜDÖSTLICHEN TAUNUS UND IN DER WETTERAU*)

Mit 3 Abbildungen

ERHARD BIBUS

Summary: Research into the formation of young tertiary flattened levels, weathering and climatic development in the southeastern region of the Taunus and the Wetterau.

Starting from the findings of other workers, the author presents as a result of his research in the southeastern periphery of the Rhine Massif, a contribution to the question of weathering and the formation of flattened levels in the late Tertiary. The levels were not formed as a result of valley filling but by continual, phased, incision processes with transport of residual debris over largely decomposed

rock. The autochthonous weathering relicts preserved on the levels differ from fresh rock in their high rate of kaolinite re-formation, SiO₂ enrichment and their Fe and Al losses. Pedological, claymineralogical and chemical investigations showed, for a weathering profile on Devonian clay slates and Middle Upper Miocene basalt, that deep-reaching, lateritic weathering was possible in the late Tertiary. The data were confirmed by several deep borings and could be extrapolated on a supra-regional basis. A weathering-intensive and at least occasionally damp and warm subtropical climate must be regarded as the context for the creation of late Tertiary paleosoils. Appropriate conditions can—in spite of some objections—be shown to have existed in the study area on the basis of paleobotanical investigations. The results reported here stand in partial contradiction to the opinions of J. BIRKENHAUER (1970/1971) a fact which becomes clear in a closing comparison.

*) Herrn Dr. Johanning vom Geologischen Institut der Universität Frankfurt a. M. möchte ich an dieser Stelle für die Anfertigung sämtlicher Röntgenanalysen sowie Frau Kullmann für die Durchführung eines Teiles der chemischen Analysen recht herzlich danken.

1. Problemstellung

Im Zuge der geomorphologischen Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges nahm in der Vergangenheit die Untersuchung der tertiären Formenrelikte einen großen Raum ein. Während man in älteren Arbeiten vorwiegend um eine Bestandsaufnahme und Gliederung der Flächensysteme bemüht war, trat in jüngeren Arbeiten häufig – angeregt durch klimamorphologische Untersuchungen in den wechselfeuchten Tropen – die Frage nach den Ursachen und der Klimaabhängigkeit der Flächenbildung in den Vordergrund der Betrachtungen. Eine weiträumige Untersuchung zu dem angeschnittenen Themenkreis wurde zuletzt von J. BIRKENHAUER (1970, 1971) aus dem Rheinischen Schiefergebirge mit dem Versuch einer überregionalen Ausdeutung vorgelegt. Angeregt durch diese Arbeit möchte ich meine am südöstlichen Taunusrand und in der Wetterau gewonnenen Ergebnisse darlegen, um damit die Möglichkeit eines kritischen Vergleiches zu geben. Bewußt habe ich meine Schlußfolgerungen auf das Untersuchungsgebiet beschränkt, obwohl einige Ergebnisse zweifellos auch für das übrige Rheinische Schiefergebirge Gültigkeit haben.

In einem ersten Ansatz versuchte O. JESSEN (1938), durch einen aktualistischen, klimamorphologischen Vergleich mit rezenten Tropen zu einer weiterführenden Deutung der Rumpfflächenreste und des Tertiärklimas in unseren Mittelgebirgen zu gelangen. Neben floristischen und faunistischen Klimaindikatoren aus den Braunkohlenlagern berücksichtigte O. JESSEN auch die Ausbildung der Paläoböden, indem er auf Untersuchungen von B. v. FREYBERG (1932), H. HARRASSOWITZ (1930) und K. KEILHACK (1930) zurückgriff. Für das jüngere Tertiär kam er zu dem Ergebnis, daß zwischen dem Oberoligozän und dem Unterpliozän ein warmes, subtropisches Feuchtsteppenklima vom Cw-Typ herrschte, welches erst im Oberpliozän zu feucht temperierten Verhältnissen vom Cf-Typ umschlug.

Bezüglich der Verwitterungsdecken erkannte O. JESSEN (1938, S. 41), daß sich die jungtertiären Paläoböden auf den Verebnungen und in den Sedimentationsräumen in Intensität, Mächtigkeit und Ausbildung nicht wesentlich von den alttertiären unterscheiden.

Eine stärkere Untergliederung des Tertiärs in aridere und humidere Abschnitte wurde von M. SCHWARZBACH (1961, S. 149) im Vergleich mit den Braunkohlenzeiten und den salinaren Ablagerungen in Deutschland durchgeführt.

Ein gegenüber O. JESSEN und M. SCHWARZBACH weitgehend abgewandelter Klimagang wird dagegen von J. BIRKENHAUER (1970) für die Zeit nach dem Mitteloligozän vertreten.

J. BIRKENHAUER (1970) geht bei seinen Untersuchungen von dem Auftreten leichter verwitterbarer Fragmente in den tertiären Sedimenten aus. Aus den

dargelegten Beobachtungen werden weitreichende Folgerungen für die tertiäre Rumpfflächenbildung und Klimaentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge gezogen.

Weiterhin wird versucht, die rekonstruierten Klimaverhältnisse durch mineralogische Untersuchungen und eine Auswertung der Befunde zu belegen.

BIRKENHAUERS Thesen (1970, 1971) lassen sich in folgende Hauptpunkte zusammenfassen:

a) Die Zeit der „tropoiden Erde“ sei spätestens im Unteroligozän beendet gewesen. Zwischen Mitteloligozän und Oberpliozän herrschte ein gleichbleibendes „intermediäres Klima“, in dem es zu keiner tiefgründigen Zersetzung und Lateritisierung der Gesteine gekommen sei (1970, S. 271).

b) Sämtliche Flächen im Rheinischen Schiefergebirge sollen daher zwischen Mitteloligozän und Oberpliozän nicht auf Gesteinszersatz, sondern aus klimatischen Gründen als „Felsflächen“ im unverwitterten, frischen Gestein entstanden sein (1970, S. 271).

c) Ursache der Flächenbildung sei eine mehrfache tektonische Schaukelbewegung des Rheinischen Schiefergebirges, wobei in Senkungszeiten die Felsflächen als lateral sich verbreiternde Aufschüttungsebenen entstanden sein sollen (1971).

Die Flächen lassen sich in ein im obersten Oligozän entstandenes 400 m-Niveau, eine ältere, aber tiefer liegende mitteloligozäne Fläche in 340–370 m und eine oberpliozäne 300 m-Verebnung unterteilen (S. 269–270).

Neben Übereinstimmungen haben die eigenen Untersuchungen am südöstlichen Rand des Rheinischen Schiefergebirges auch abweichende Ergebnisse zu den Auffassungen von J. BIRKENHAUER erbracht. Die in den folgenden Kapiteln dargelegten Befunde scheinen in mancherlei Hinsicht für die Vorstellung von O. JESSEN zur tertiären Reliefentwicklung zu sprechen.

2. Jungtertiäre Flächenreste im südöstlichen Taunus

Unter den Rumpfflächenresten in 500 m und 450 m ü. NN liegen im näher untersuchten Gebiet des Usinger Beckens noch weitere Verebnungsrelikte, die sich in folgende 3 Hauptniveaus untergliedern lassen:

1) Eine in 420–400 m liegende Trogfläche, die an der Wende Oligozän/Miozän entstanden ist und bis in das Aquitan ausgestaltet wurde (T-Fläche),

2) eine wahrscheinlich im Übergang vom Obermiozän zum Unterpliozän entstandene, von 360 m auf 330 m abfallende Beckenfläche (B-Fläche)

3) und ein pliozänes, schon terrassenähnliches 300 m-Niveau (FT-Fläche).

(Zur Gliederung und Datierung der Flächen vgl. E. BIBUS 1971. Ältere morphologische Untersuchungen: W. PANZER 1923; TH. GEISEL 1937.)

Sämtliche Verebnungsreste kappen Gesteine verschiedener morphologischer Härte, wie z. B. Quarzit, Sandstein, Tonschiefer und Quarzgänge, die in einem mosaikartigen Wechsel den Untergrund bilden. Die Verebnungen müssen daher als Reste ehemaliger Rumpfflächen bezeichnet werden. Trotz intensiver Begehung konnten auf den Trog- und Beckenflächen und auf den Hängen zwischen diesen keine Hinweise einer ehemaligen stärkeren Sedimentbedeckung gefunden werden. Allein auf der pliozänen Flächenterrasse tritt lokal eine Schotterstreu und in einem Fall der Rest eines geringmächtigen Quarzschotterkörpers auf. Bei diesen Schottern handelt es sich jedoch mit Sicherheit nicht um ehemals mächtigere Sedimente, sondern um Akkumulationen vom Typ einer Durchgangsaufschüttung, die bei stärkerer Wasserführung als Ganzes fortbewegt wurde. Das völlige Fehlen einer Sedimentbedeckung über 310 m ü. NN, selbst in erosionsgeschützter Lage im Usinger Becken und auf der Bekkenumrahmung, verbietet die Annahme einer Sedimentverschüttung, wie sie für das Rheinische Schiefergebirge von H. LOUIS (1953) und J. BIRKENHAUER (1970) angenommen wird.

Im südöstlichen Taunus muß dagegen für die Landschaftsentwicklung eine phasenhafte, kontinuierliche Eintiefung mit Ausbildung ineinandergeschachtelter Flächen ohne dazwischenliegende größere Überschüttungszeiten angenommen werden. Da durch den Beginn der Taphrogenese der Mittelmeer-Mjösenzzone und die Ablagerung grobklastischer Sedimente nach der savischen Phase (W. PLASS 1964, 1965; A. GOLWER 1968, S. 147; E. BIBUS 1971) sowie die spätere Verstellung der aquitanen Sedimente (E. SCHÖNHALS 1936; J. ANDERLE 1970) und der mittel- bis obermiozänen Basalte der Wetterau Hinweise für tektonische Verstellungen vorliegen, kann eine enge Beziehung zwischen der relativen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges und den Einschachtelungsphasen der Flächen vermutet werden. Außerdem ist im einzelnen Fall die Möglichkeit nicht völlig auszuschließen, daß Flächenbildungszeiten auch durch Klimaänderungen eingeleitet wurden, wie dies u. a. von H. MENSCHING (1970) und H. ROHDENBURG (1970) vertreten wird.

3. Verwitterungsbildungen auf den jungtertiären Flächen

Ein entscheidender Aussagewert für die Morphodynamik der Rumpfflächenbildung und die jungtertiären Klimaverhältnisse kommt den Verwitterungsbildungen auf den Flächen zu. In der Frage der Verwitterungsvorgänge im jüngeren Tertiär gehen die Ansichten der verschiedenen Autoren bekanntlich stark auseinander. So nimmt z. B. J. BÜDEL (1957) noch eine Entstehung der Rumpfflächen in unseren Breiten nach dem Modell der „doppelten Einebnungsfläche“ auf tiefgründig zersetztem Gestein bis in das Oberpliozän an (ähnlich auch O. JESSEN 1938), während J. BIR-

KENHAUER (1970) – wie schon erwähnt – eine Rumpfflächenbildung seit dem Mitteloligozän aus klimatischen Gründen auf anstehendem Fels vertritt.

Durch zahlreiche Handbohrungen und temporäre Aufschlüsse konnte im südöstlichen Taunus folgender Nachweis geführt werden:

Sämtliche erwähnten Niveaus (Trogfläche, Beckenfläche, Flächenterrasse) tragen noch heute lokal intensive, tertiäre Verwitterungsbildungen.

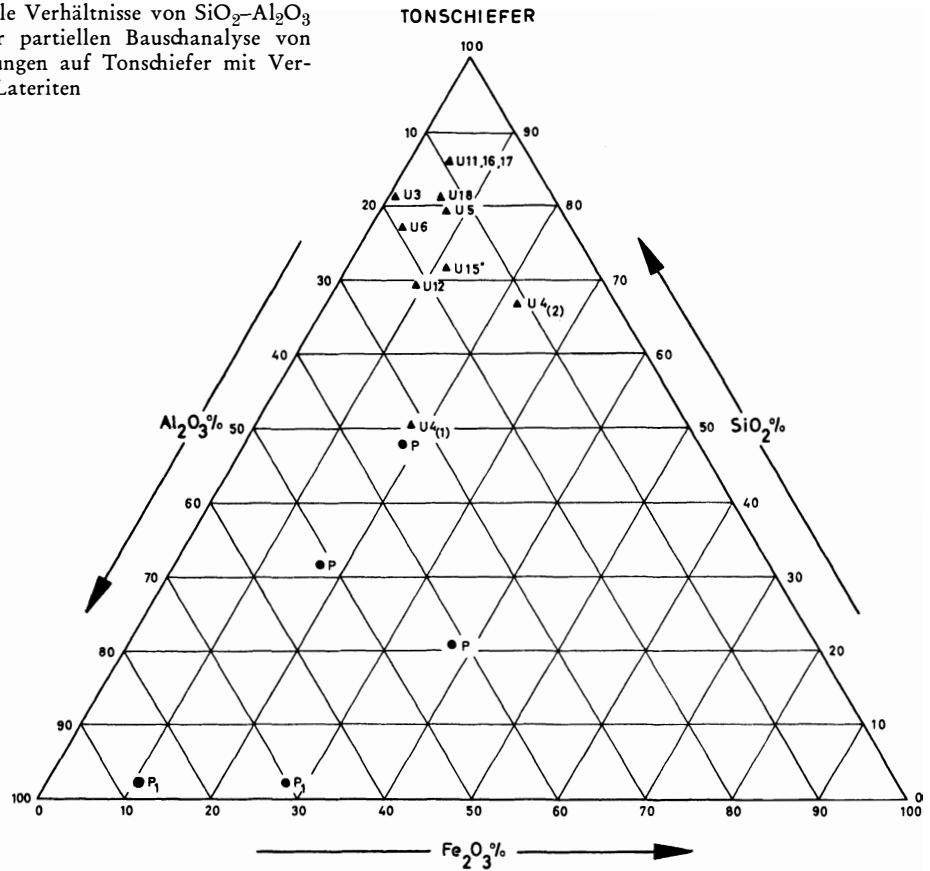
Es handelt sich hierbei um einen hellgrauen bis weißlichen Gesteinszersatz, der stellenweise auch rötlich bis gelblich getönt sein kann. Äußerlich ist zu meist noch die SS-Flächenstruktur der Tonschiefer und Sandsteine erhalten. Beim Reiben zwischen den Fingern zerfällt das zersetzte Gestein zu einem fettigen Ton. In vereinzelt Aufschlüssen, wie z. B. auf der 300 m-Verebnung bei Usingen, war auch die Gesteinsstruktur innerhalb des Zersatzes nicht mehr erkennbar.

Um die pedochemischen Veränderungen, die sich durch die Verwitterung in dem zersetzten Material abgespielt haben, rekonstruieren zu können, soll zunächst die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins näher betrachtet werden. Da in den meisten Fällen das frische Ausgangsgestein nicht unmittelbar unter dem Solumbereich zugänglich ist, müssen Gesteinsanalysen, die nicht in direkter Beziehung zur untersuchten Bodenbildung stehen, herangezogen werden. Ein Vergleich von verschiedenen Analysen unterdevonischer Tonschiefer (z. B. E. BLANCK & R. MELVILLE 1940/41; P. PFEFFER 1938; E. BIBUS 1971) läßt jedoch eine durchaus vergleichbare Zusammensetzung der Tonschiefer in ihrem Fe_2O_3 -, Al_2O_3 - und SiO_2 -Gehalt erkennen. Die Probe U 15 von einem frischen Tonschiefer nördlich von Ober-Mörlen mit einem Gehalt von 65,7% SiO_2 , 10,8% Al_2O_3 und 15,0% Fe_2O_3 kann daher mit einem gewissen Vorbehalt als repräsentativ angesehen werden.

Nach Untersuchungen von R. MOSEBACH (1954, S. 242) an unterdevonischen Schiefen im Hunsrück bestehen die Schiefer dort durchschnittlich aus 30,2 Vol % Quarz, 42,6 Vol % Muskovit und 25,2 Vol % Chlorit sowie anderen akzessorischen Gemengteilen. Eine orientierende, tonmineralogische Untersuchung der Probe U 15 ergab ebenfalls einen hohen Chlorit- und Illit-Glimmeranteil, während Kaolinit und Montmorillonit fehlen.

Die partiellen Bauschanalysen von den Zersatzzonen der verschiedenen Flächensysteme erbrachten im Vergleich mit dem frischen Gestein übereinstimmende Merkmale. Die Ergebnisse können deshalb gemeinsam diskutiert werden. In sämtlichen Verwitterungsbildungen läßt sich im Totalaufschluß als hervorstechende Veränderung ein sprunghafter Anstieg des Kieselsäureanteils gegenüber dem frischen Gestein feststellen (vgl. Abb. 1). Einen Maximalwert erreicht die Kieselsäurezunahme in der Probe U 16 von der

Abb. 1: Relative prozentuale Verhältnisse von SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 nach einer partiellen Bauschanalyse von Verwitterungsbildungen auf Tonschiefer mit Vergleichswerten von Lateriten



- U 15 Frischer Tonschiefer, Galgenberg Ober-Mörlen
- U 12 Quartärer Verwitterungslehm auf Tonschiefer, Oberreifenberg
- U 16 Tonschieferzersatz T1-Fläche (Untermiozän), Merzhausen
- U 6 Tonschieferzersatz im Kontakt zu untermiozänen Sedimenten, Köppern
- U 11 Verwitterungston B-Fläche (Mio-/Pliozän), Rod a. Berg
- U 18 Verwitterungstasche B-Fläche (Mio-/Pliozän), Usingen
- U 3 Verwitterungston Flächenterrasse (Pliozän), Usingen

Lateritische Verwitterung auf Tonschiefer, Autobahnauffahrt Bad Nauheim

- U 4 (1, 2) Fleckzone
- U 5 Bleichzone
- U 17 Zersatzzone (20-m-Bohrung)

Vergleichswerte nach PRESCOTT and PENDLETON (1952)

- P Aluminiumlaterit, West-Australien
- P 1 Extrem hoher Aluminiumlaterit

Diagram showing relative proportionate figures of SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 according to a partial Bauschanalyse of soils on shale and comparative figures of laterites

- U 15 Unweathered shale, Galgenberg Ober-Mörlen
- U 12 Quaternary weathering loam on shale, Oberreifenberg
- U 16 Shale-lithomarge from the Lower Miocene plain, Merzhausen
- U 6 Lithomarge of shale under Lower Miocene sediments, Köppern
- U 11 Weathering clay Basin-plain (Mio-/Pliocene), Rod a. Berg
- U 18 Weathering clay Basin-plain (Mio-/Pliocene), Usingen
- U 3 Weathering clay from the Pliocene plain, Usingen

Lateritic weathering on shale, motorway exit Bad Nauheim

- U 4 (1, 2) Mottled clay horizon
- U 5 Pallid zone
- U 17 Lithomarge (20m-well)

Proportionate figures according to PRESCOTT & PENDLETON (1952)

- P Aluminiumlaterite, Western-Australia
- P 1 Extremely high Aluminiumlaterite

oligozänen Troglfläche mit einer Steigerung um 15% gegenüber dem frischen Gestein. Im Gegensatz zu der starken Kieselsäurezunahme hat der Fe_2O_3 -Gehalt in den Zersatzzonen durch die tertiären Verwitterungsvorgänge um mehrere Prozent abgenommen (vgl. Abb. 1). Der Aluminiumgehalt ist dagegen annähernd konstant geblieben. Dieses Ergebnis besagt allerdings nicht, daß das Aluminium im zersetzten Gestein noch in der gleichen Verbindung wie im frischen Tonschiefer vorliegt. Die nachweisbare Abnahme des HCl- und NaOH-löslichen Aluminiumanteils in den Zersatzzonen weist auf eine Überführung des Aluminiums in andere, stabilere Verbindung hin. Sieht man dieses Ergebnis in Beziehung zu der starken SiO_2 -Zufuhr, so kann auf eine Neubildung von Alumosilikaten geschlossen werden. Diese Vermutung wird durch die Tonmineralanalysen voll bestätigt, da in sämtlichen Zersatzzonen eine deutliche Kaolinitdominanz auftritt. Der hohe Chloritanteil des frischen Tonschiefers ist dagegen durch die tertiären Verwitterungsvorgänge vollkommen abgebaut worden. Ähnliche Mineralumwandlungen sind auch von J. ECKHARDT (1960) in einer Bohrung auf tertiär zersetzten Tonschiefern erkannt worden.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich die silicatischen Verwitterungsreste auf den verschiedenen hohen Flächen nicht unterscheiden. Ihre Entstehung dürfte daher auf ähnliche Umwandlungen zurückzuführen sein. Eine Differenzierung verschieden alter Flächen anhand der erhaltenen Verwitterungsrelikte scheint daher nach den bisher vorliegenden Untersuchungen nicht möglich zu sein. Besonders sollte hervorgehoben werden, daß auch auf den pliozänen Flächenresten kaolinitische Zersatzzonen gefunden wurden. Die Beobachtungen von J. P. BAKKER & TH. W. M. LEVELT (1964), wonach die Kaolinitbildung im Pliozän stark zurückgetreten sei, können somit für das Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden. Auch am südwestlichen Taunusrand und in der Idsteiner Senke treten tiefgründige, grauweiße, kaolinitische Verwitterungstone auf dem pliozänen 300 m-Niveau auf (vgl. W. ANDRES 1967, S. 59ff.; A. SEMMEL 1971, S. 18).

Durch Bohrungen und Aufschlüsse konnte in einzelnen Fällen auf der pliozänen Fläche im Raum Usingen der Nachweis geführt werden, daß sich die Zersatzzonen nur auf die Verebnungsreste beschränken und auf den darüberliegenden Rumpfstufen und den darunterliegenden pleistozänen Talhängen nicht auftreten. Es kann daher für das pliozäne Flächensystem mit einer genetischen und zeitlichen Beziehung zwischen Flächenentstehung und Bildung der Verwitterungstone gerechnet werden. Dagegen kann in anderen Fällen die Möglichkeit nicht vollkommen ausgeschlossen werden, daß einstmals auf älteren Flächen angelegte Verwitterungsprofile im Zuge der allgemeinen Tieferlegung der Landschaft von jüngeren Flächen gekappt wurden.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß auf den Vereb-

nungsflächen heute neben tertiären Verwitterungsbildungen auch frischeres Gestein anzutreffen ist. Die heutigen Verhältnisse können jedoch nicht als repräsentativ für die tertiären Bildungsbedingungen angenommen werden, da die Verwitterungsprofile mit Sicherheit durch die jahrmillionenlange spätere Abtragung erodiert wurden. Das häufige Auftreten der näher untersuchten, kaolinitischen Zersatzzonen auf den jungtertiären Flächenrelikten belegt für das jüngere Tertiär eindeutig zumindest abschnittsweise intensiv feuchte und warme Klimaverhältnisse.

4. Klimamorphologische Rückschlüsse aus den korrelativen Sedimenten

Als Beweis für eine Entstehung der Rumpfflächen als Felsflächen werden von J. BIRKENHAUER (1970, S. 269) die „Vallendarer Schotter“ und das Auftreten von „Scherben völlig unverwitterten Devons“ in diesen Ablagerungen genannt. Eine Reihe von Bohrungen und Aufschlüssen haben aber im Taunus gezeigt, daß Quarzgänge selbst in 20 m tief zersetztem Tonschiefer kaum angegriffen wurden (vgl. auch J. AHLBURG 1915, S. 280). Das Auftreten von Quarzschottern kann damit nicht unbedingt als ein Gegenbeweis für Tiefenverwitterung gewertet werden, sondern zeigt m. E. zunächst nur eine verstärkte Abtragungsintensität und eine oberflächliche Anreicherung der schwer verwitterbaren Residualkomponenten an. Solche Erscheinungen sind auch für gewisse Teile der wechselfeuchten Tropen typisch, da z. B. nach den Beobachtungen von H. FÖLSTER (1964) und H. ROHDENBURG (1970) gerade das oberflächennahe Auftreten von Schwemmschuttsteinlagen über verwittertem Gestein als ein Hauptkriterium aktiver Rumpfflächenbildung gewertet wird.

Für die mächtigeren tertiären Aufschüttungen im Rheinischen Schiefergebirge belegt der so oft betonte Residualcharakter der Schotter, daß auf der Landoberfläche frisches Gestein nicht weiträumig abgetragen wurde. Berücksichtigt man selbst einen teilweisen Zerfall der verwitterungsanfälligen Tonschiefer während des Transportes, bzw. eine nachträgliche, oberflächennahe Verwitterung in dem Sediment, so müßte man nach dem Verhältnis von Quarz zu Tonschiefer in den devonischen Gesteinen zumindest im basalen Bereich der Aufschüttungen einen sehr hohen Tonschieferanteil erwarten. Entsprechende Beobachtungen sind allerdings bislang noch nicht gemacht worden. Die genannte Forderung kann auch nicht durch das Auftreten einzelner „Gesteinsscherben von Devon“ (J. BIRKENHAUER 1969, S. 269) entkräftet werden, zumal durch eine solche Kennzeichnung nicht ausgesagt ist, ob es sich bei den Gesteinsfragmenten um echte Tonschiefer und Sandsteine oder um geschieferte Quarzite handelt, die sehr verwitterungsresistent sein können.

Im südöstlichen Taunusvorland sind jungtertiäre Sedimente weiträumig verbreitet. Sie lassen sich al-

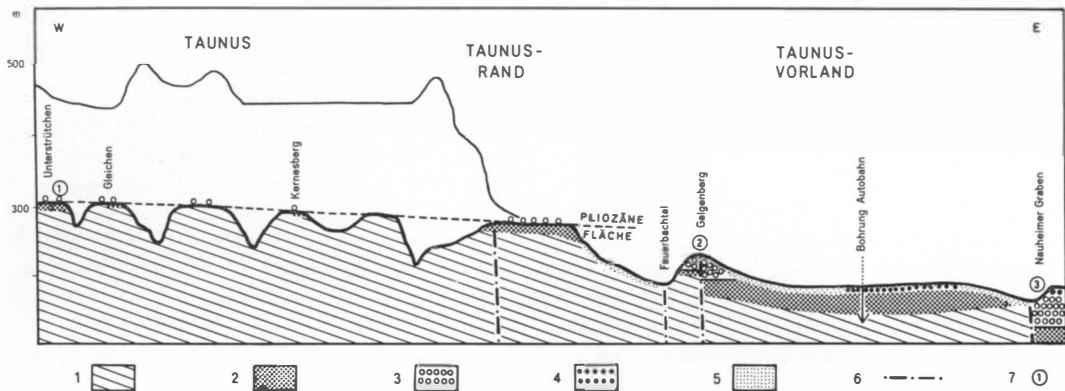


Abb. 2: Geologisch-morphologisches Profil über die Flächen terrasse zwischen Usinger Becken und Nauheimer Graben
Aufschluß 1 Quarzbruch am Unterstrütchen; Aufschluß 2 Kiesgrube am Galgenberg, Ober-Mörlen; Aufschluß 3
Kiesgrube, Nieder-Mörlen

1 devonische Gesteine; 2 tertiäre Verwitterung; 3 tertiäre Kiese; 4 altpleistozäne Kiese; 5 Löss; 6 Verwerfungen; 7 Aufschluß

Geological-morphological profile across the Pliocene plain between the Usinger Becken and the Nauheimer Graben
Exposure 1 quartz-quarry Unterstrütchen; 2 gravel-pit Galgenberg Ober-Mörlen; 3 gravel-pit Nieder-Mörlen

1 devonic rocks; 2 tertiary soils; 3 tertiary gravels; 4 old pleistocene gravels; 5 loess; 6 fault; 7 exposure

tersmäßig durch ihre Ausbildung und ihre Lage zu den randlichen Basaltdecken des Vogelsberges gliedern (E. BIBUS 1971; E. BIBUS & E. KÜMMERLE 1971).

Bei den präbasaltischen Ablagerungen handelt es sich um sandige bis sandig-kiesige Sedimente, für die W. STEGEMANN (1963, 1964) zwischen Rockenberg und Griedel und E. BIBUS & E. KÜMMERLE (1971) auf Blatt Friedberg ein aquitanes Alter nachweisen konnten. Die größeren Bestandteile der präbasaltischen Serie (Södeler Rundschotter) sind kleine, extrem abgerundete Quarzkiese und bis kopfgroße, aus einem harten glasigen Quarzit bestehende Rundschotter (vgl. E. SCHÖNHALS 1936; E. BIBUS 1971). Die Sedimente stammen vorwiegend aus dem Taunus, was von P. STÄHLIN (1968) in einzelnen Aufschlüssen durch mineralogische Untersuchungen bewiesen wurde. Im Untersuchungsgebiet konnte in den zahlreichen Aufschlüssen kein einziges Geröll gefunden werden, welches eine Deutung als Tonschiefer oder Sandstein zuließ. Da sich das angrenzende Hochgebiet aber vorwiegend aus solchen Gesteinen aufbaut, läßt das völlige Fehlen der leichter verwitterbaren Komponenten den Schluß zu, daß diese Gesteine nicht in den näher untersuchten Sedimentationsraum gelangten. Weil aber andererseits das Auftreten der Quarzkiese eine deutliche Abtragungsleistung anzeigt, können als Grund für das Fehlen der Tonschiefer und Sandsteine m. E. nur klimatische Ursachen mit starker chemischer Verwitterung verantwortlich gemacht werden.

Die jungen, postbasaltischen Ablagerungen, die nach E. SCHÖNHALS (1936) als „Nauheimer Kantkies“ bezeichnet werden, sind nach neueren Untersuchungen in das Pliozän zu stellen (E. BIBUS 1971; E. BIBUS & E. KÜMMERLE 1971). Die Sedimente lassen sich vom Ausgang des Usinger Beckens im Gebirge (Aufschluß

Unterstrütchen R 346868 H 557943) über das pliozäne 300 m-Niveau bis zum Gebirgsrand und von dort über staffelförmig abgesunkene Schollen (Aufschluß Galgenberg R 347678 H 558290) in den Hauptsedimentationsraum des Nauheimer Grabens (Kiesgrube Nieder-Mörlen R 348156 H 558332) verfolgen (vgl. Abb. 2).

Die kiesigen Akkumulationen wurden in den erwähnten Aufschlüssen einer petrographischen Schotteranalyse unterzogen (es wurden jeweils 500 Schotter $\phi > 1,5$ cm bestimmt). In den drei Aufschlüssen ergab sich ein Quarzschotteranteil zwischen 90,2 und 94%. Die restlichen Komponenten setzten sich ebenfalls aus verwitterungsresistenten Gesteinen, wie z. B. Kiesel-schiefern, Eisenkiesel und angewitterten, mürben Quarziten zusammen. In keiner Analyse konnte Tonschiefer und devonische Sandsteingerölle nachgewiesen werden, obwohl sich beispielsweise das Einzugsgebiet am Aufschluß Unterstrütchen fast ausschließlich aus den leichter verwitterbaren Gesteinen zusammensetzt. Auch für die pliozäne Landoberfläche muß deshalb nach der Ausbildung der korrelierten Sedimente eine weiträumige Bedeckung mit einer Verwitterungsdecke angenommen werden, was weiter oben schon direkt bewiesen wurde. Als Abschwemmungsprodukte der zersetzten Tonschiefer und Sandsteine sind die den Kiesen häufig eingelagerten kaolinitischen Tone und Lehme zu deuten.

Nach den dargelegten Ergebnissen soll aber nicht gefordert werden, daß es im Jungtertiär im Taunus in keinem Fall zu einem Transport leichter verwitterbarer Gesteine gekommen sei. Aus den wechselfeuchten Tropen liegen nämlich Beobachtungen vor, daß trotz intensiver Verwitterung auf den Rumpfflächen frisches Gestein partienweise ansteht und im Zuge der

allgemeinen flächenhaften Abtragung im Niveau der Rumpffläche tiefer geschaltet wird (H. LOUIS 1968, S. 439). Dabei kann es vereinzelt auch zu einem kurzstreckigen Transport größerer, verwitterungsanfälliger Gerölle kommen (O. JESSEN 1936, S. 252, 290; A. SEMMEL 1968, S. 439). Ein lokales Auftreten leichter verwitterbarer Schotter in den Sedimenten widerspricht daher nicht unbedingt der Formungsdynamik von Rumpfflächen unter wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen und ist deshalb als Klimaindiz nicht verwertbar. Besondere Lagerungsverhältnisse oder verstärkte Abtragung infolge tektonischer Heraushebung können ebenfalls zu ähnlichen Erscheinungen führen.

Mir selbst sind aus dem Taunus und seinem südlich angrenzenden Sedimentationsraum drei Beispiele bekannt, in denen in tertiären Sedimenten Tonschiefergerölle auftreten. So konnten in den mächtigen Aufschüttungen der Hofheimer Kiese, die nach neueren Untersuchungen (E. KÜMMERLE 1969, S. 38) zu einem Großteil in das ausgehende Oberoligozän gehören, in einem Aufschluß südlich Langenhain (R 345784 H 555240, Ostwand) in den Sedimenten eine wieder ausgefüllte Erosionsrinne gefunden werden, deren Füllung bis zu 60% aus z. T. recht frischen Tonschiefergeröllen bestand. Die sandig-kiesigen Schichten im Hangenden und Liegenden der Rinne führten bezeichnenderweise keine Tonschiefer. Da der Hofheimer Kies zwar heute am Südrand des Eppsteiner Horstes auftritt, aber einstmals in ein Tiefgebiet unmittelbar am Taunusrand geschüttet wurde, dürften für die Tonschiefersedimentation tektonische Ursachen verantwortlich sein.

Im zweiten Fall treten kantige Tonschieferbröckchen am Wingertsberg bei Griedel vereinzelt in tertiären Sanden in engem Kontakt zu einer Devonsholle auf (vgl. R. WEYL 1967, S. 133). Hier sind die Tonschiefer mit großer Wahrscheinlichkeit unmittelbar an der Küste aufgearbeitet und sofort eingesedimentiert worden.

Im dritten Beispiel konnten zersetzte Tonschieferbröckchen und Schollen in einer mit Vallendarer Schottern verstärzten Doline auf mitteldevonischem Kalk bei Mudershausen nachgewiesen werden. Da die Kalke an dieser Stelle von völlig zersetztem Tonschiefer überlagert werden, dürften die Tonschiefer beim Verstürzen der Doline in das Sediment gerutscht sein. Diesen Ausnahmen steht die große Anzahl der Aufschlüsse gegenüber, in denen die „Vallendarer“, „Arenberger“ und jungtertiären Ablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge keine Tonschiefer führen und eindeutig Residualcharakter besitzen (vgl. z. B. C. MORDZIOL 1908, S. 275; J. AHLBURG 1915, S. 289; H. LOUIS 1953, S. 10, 39; G. MARTIN 1962, S. 241; F. MICHELS 1969, S. 32; H. W. QUITZOW 1969, S. 32), was bei einer allgemeinen Klimarekonstruktion zu beachten ist.

Bemerkenswert für die morphodynamische Ausge-

staltung der jungtertiären Formen ist überhaupt das Auftreten von Geröllen, während z. B. J. BÜDEL (1957, S. 101ff., 1965, S. 28f.) nach Untersuchungen in Südin Indien wegen der intensiven Zersetzung der Gesteine einen Schottertransport auf Rumpfflächen ausschließt. BÜDELS Ergebnisse können somit nicht ohne Einschränkung auf die tertiären Flächenbildungen in unseren Mittelgebirgen übertragen werden (vgl. auch J. KULIK & A. SEMMEL 1967; G. WENZENS 1969). Seine Beobachtungen scheinen nur für Gebiete zuzutreffen, in denen keine verwitterungsresistenten Gesteine vorkommen. Treten jedoch Gangquarze, Kieselschiefer u. a. auf, dann kann es beim Abtransport des Verwitterungsdetritus auch zu einer oberflächlichen Anreicherung und bei stärkerer Wasserführung zu einem Transport der Residualkomponenten kommen. Das im flächenhaft abfließenden Wasser mitgeführte Kiesmaterial dürfte neben der Feinmaterialabschwemmung einen entscheidenden Einfluß auf die denudativ wirkende Abtragung besessen haben.

5. Jungtertiäre Paläoböden in der Wetterau

Im Gegensatz zu den gekappten Profilen auf den Flächen treten am Rande der Wetterau vereinzelt fast vollständige Verwitterungsprofile auf. Genauere Untersuchungen der Verwitterungstiefe, Intensität und typologischen Ausbildung der Böden versprechen weitere Klimahinweise zu geben.

5.1. Untersuchungen an einem lateritischen Boden auf Tonschiefer

Ein fossiler Boden auf Tonschiefer konnte an der Autobahnauffahrt Bad Nauheim am südexponierten Talhang der Usa durch Aufgrabungen, Autobahnaufschlüsse und Tiefbohrungen genauer untersucht werden. Das Verwitterungsprofil zeichnet sich durch eine sehr große Solummächtigkeit (mindestens ca. 35 m) und deutliche Horizontierung aus. Nach der Horizontausbildung und einem synoptischen Vergleich des Materials mit Verwitterungsbildungen aus den rezenten Tropen kann aufgrund der makroskopischen Ausbildung vermutet werden, daß es sich bei dem Boden um typische Horizonte eines Laterites mit einer wahrscheinlich gekappten Eisenanreicherungszone, einer Fleckenzone (mottled clay) und einer Bleichzone handelt. Der Boden stand einstmals auf einer jungtertiären Landoberfläche an, da er in nächster Nähe von altpleistozänen und pliozänen Kiesen unmittelbar überlagert wird. Die deutliche Horizontierung sowie die weiträumige Verbreitung längs der Autobahntrasse spricht für eine Oberflächenverwitterung und gegen eine Entstehung durch hydrothermale Zersetzung.

Untersuchung der Horizonte:

Die chemischen und tonmineralogischen Analysen von der Bleichzone (ca. 35 m–10 m unter der Boden-

oberkante) ergaben eine vergleichbare Zusammensetzung mit den siallitischen Zersatzzonen auf den Flächen. Wie verwandt die Verwitterungsbildungen sind, zeigt die Tatsache, daß der unterste Bereich der Bleichzone in seiner chemischen Zusammensetzung identisch mit den Zersatzzonen auf der Trogfläche und der Beckenfläche ist (vgl. Abb. 1), was allerdings ein Zufall sein dürfte. Als Tonmineral tritt in der Bleichzone vorwiegend Kaolinit auf. Die Zusammensetzung änderte sich jedoch sprunghaft von der Bleichzone zu der darüberliegenden Fleckenzone des lateritischen Bodens. Hier steigt der Al_2O_3 - und der Fe_2O_3 -Gehalt ungefähr auf das Dreifache gegenüber der Bleichzone an, während der Kieselsäureanteil um ca. 20% abnimmt. Die tertiären Verwitterungsvorgänge sind somit durch eine Kieselsäureverminderung und eine Sesquioxidanreicherung im Fleckenhorizont und eine entgegengesetzte Veränderung in der Bleichzone charakterisiert, was als typische Merkmale einer Lateritisierung anzusehen ist (H. HARRASSOWITZ 1926, S. 345ff.; E. C. J. MOHR & F. A. v. BAREN 1954, S. 353; A. FINCK 1963, S. 45; F. SCHEFFER & P. SCHACHTSCHABEL 1970, S. 339). Neben einer relativen Anreicherung der Sesquioxide durch Wegfuhr der Kieselsäure muß zudem eine absolute Zufuhr erfolgt sein. Der HCl-lösliche Anteil des Eisens steigt nämlich in der Fleckenzone auf das Dreifache, der NaOH-lösliche Anteil des Aluminiums sogar auf das Zehnfache gegenüber den Zersatzzonen an.

Das Eisen liegt in der Fleckenzone nach den Röntgenanalysen als Goethit und Hämatit vor. Der hohe lösliche Anteil des Aluminiums könnte auf eine Gibbittbildung hinweisen, was allerdings durch die Tonmineralanalysen nicht bestätigt wurde. Das Aluminium dürfte daher als ein röntgenamorphes Aluminiumgel vorhanden sein.

Die im oberen Bereich der Fleckenzone auftretenden karminroten Eisenkonkretionen bestehen vorwiegend aus Goethit und möglicherweise wenig Hämatit. Weiterhin tritt in diesem Bereich Kaolinit, Illit, Montmorillonit und ein wenig Mixed Layer auf.

Die Untersuchungen des lateritischen Bodens zeigen somit wechselnde chemische und tonmineralogische Zusammensetzungen der verschiedenen Horizonte, was bei einem Vergleich erodierter Profile unbedingt zu beachten ist¹⁾. Beim Vergleich verschieden stark gekappter Profile müssen daher Unterschiede im Tonmineralgehalt und in der chemischen Zusammensetzung nicht unbedingt veränderte klimatische Bildungsbedingungen anzeigen.

5.2. Bisherige Untersuchungen auf den Basalten des Vogelsberges und der Wetterau

Eine genauere Datierung jungtertiärer Tiefenverwitterung läßt sich auf den Basalten der Wetterau durchführen. Nach jüngeren Fossilfinden im Liegenden des Basaltes (E. SCHENK 1957; W. STEGEMANN 1963, 1964; E. BIBUS & E. KÜMMERLE 1971) sowie in interbasaltischen Lagen (H. TOBIEN 1955; F. KIRCHHEIMER 1955) kann für die Basaltförderung eine Zeitspanne zwischen Burdigal und oberem Miozän angenommen werden. Jüngere Förderungszeiten sind lokal nicht auszuschließen. Eine radiometrische Altersbestimmung an einem der häufig als pliozän angesehenen Trappe ergab allerdings auf Blatt Friedberg mit 17,5 m. y. ein noch jungmiozänes Alter (vgl. E. BIBUS 1971, S. 114). Für die tertiären Paläoböden auf den randlichen Vogelsbergbasalten kann somit ein obermiozänes bis pliozänes Alter angenommen werden.

Die von Konkretionshorizonten durchsetzten rot-lehm- bis roterdeartigen Verwitterungsbildungen sind seit dem letzten Jahrhundert mehrfach Gegenstand intensiver Bearbeitung gewesen (A. LIEBRICH 1891; H. HARRASSOWITZ 1926; R. WIRTZ 1964). A. LIEBRICH deutete die Paläoböden als Bauxite, während H. HARRASSOWITZ (1926, S. 440, 456) die Vorkommen zunächst als umgelagerte allitische Laterite bezeichnete. Nach einer späteren Deutung (H. HARRASSOWITZ 1930, S. 279) soll es sich bei den Lagerstätten um zusammengeschwemmte Allitgerölle aus Gesteinsersatz handeln, die von einer Roterdebildung überprägt sind. Eine vollständige Lateritisierung hat es nach der jüngeren Auffassung des Autors aus klimatischen Gründen nicht mehr gegeben, da die Roterdedecken keine Anreicherungszone tragen sollen.

Neben den Roterdebildungen treten im Vogelsberg im tieferen Bereich der Zersatzzonen, oft im engeren Kontakt zum frischen Gestein, Eisenerzausfällungen auf (H. HARRASSOWITZ 1926, S. 427). Eine in zwischenbasaltischer Lage auftretende Brauneisensteinbildung in kugelig verwittertem Basaltersatz wurde von I. FRIEDRICH-LAUTZ (1963, S. 315) anhand eingehender mineralogischer Untersuchungen als Lateritisierung gedeutet. Zwei weitere Profile zwischen Gesteinsersatz und oberflächennaher Roterde wurden von W. SCHELLMANN (1966, S. 324) als Bildungen eines schwächeren Grades lateritischer in situ-Verwitterung erkannt.

Ein Laterit im engeren Sinne wurde erstmals aus Nordhessen (Obervorschütz) auf Rupelton bekannt, der im oberen Teil nach Dünnschliffuntersuchungen Basaltreste führte. Von E. BARGON und D. RAMBOW (1964, S. 1018) wurde daher für diesen Boden eine postbasaltische Entstehung im obersten Miozän (bis Wende Miozän/Plioizän) angenommen. In einer späteren Bearbeitung von H. GEBHARDT, M. KING und

¹⁾ Vgl. zu diesem Problemkreis auch die Untersuchungen von A. SEMMEL (1961, S. 457) an einem Tiefenersatzprofil auf Granit.

B. MEYER (1969) bei vorangeschrittenem Abbauzustand wurden allerdings die Basaltrelikte nicht mehr erwähnt. Vollkommene Laterite mit einer oberflächennahen Eisen- und Aluminiumanreicherungszone waren nun erstmals an Verebnungen gebunden bei Gambach (TK 1: 25 000 Blatt 5518 Butzbach) und im südlichen Neubaugebiet von Hungen (TK 1: 25 000 Blatt 5519 Hungen) aufgeschlossen.

5.3. Profilbeschreibung und mineralogisch-chemische Untersuchung des Laterites von Gambach

Während der Bauarbeiten am Gambacher Autobahn-Kreuz konnte am 24. 9. 1965 von A. SEMMEL nachfolgendes Profil aufgenommen werden, welches mir dankenswerterweise überlassen wurde.

- 0,2 m A_p
 0,6 m brauner Lößlehm (B_t) mit Kieselschiefer-, Quarz- und anderen Taunusgeröllen ($\phi < 5$ cm, kein Schiefer); kleine schwarze Fe-Mn-Konkretionen (Pseudovergleyung)
 1,2 m brauner, weißgeflammt (verwürgt) toniger Lehm (Solifluktionsschutt) mit roten und schwarzen Bruchstücken von Eisenkrusten, mehr Eisenstücke als Lehm
 2,0 m grauweiß- und rotgeflammt Lehm, einzelne CaCO₃-Konkretionen, die weißen Flecken haben rostige Säume
 Liegendes: weißgrauer Schiefer(?) -Zersatz; im Südosten Andeutung von Schichtung in basaltischem Tuff, dann anstehender blockig verwitterter Basalt

Das Profil entspricht in seinem Aufbau völlig dem Profil Obervorschütz.

Im Sommer 1971 wurde der fossile Paläoboden zwecks Probenentnahme abgebohrt und im Übergangsbereich zwischen hangenden quartären Schichten und autochthonem Verwitterungssubstrat bei R 348048 H 559282 in ca. 308 m ü. NN mehrfach aufgedigelt (vgl. Abb. 3).

Unter einer Deckschicht aus kalkhaltigem Löß (0–3,7 m; Probe G 1) folgt ein 60 cm mächtiger Schwemmschutt (Probe G 2) aus Quarz- und Bauxitgeröllen, der lokal von Fe-Mn-Konkretionen vollkommen verfestigt ist. Unterlagert wird diese Schicht zwischen 4,3–4,9 m u. Fl. von einer braunroten, von senkrecht marmorierten Schwundstreifen durchzogenen Solifluktionsdecke, in welcher Quarzkiese, Bauxitknollen und reichlich Roterde aufgearbeitet wurden. Die Solifluktionsschicht zeigt eine Kappung des liegenden tertiären Bodens an. Bodentypologisch handelt es sich bei dem Schwemmschutt und der Fließerde um den S_w- und S_a-Horizont eines Pseudogleys. Erst unter diesen allochthonen Deckschichten folgt ab 4,9 m u. Fl. der autochthone tertiäre Boden mit einem rotbraunen, erdigen Ton (Probe G 4). Im oberen Ab-

schnitt ist ein pisolithischer AnreicherungsHorizont ausgebildet, in welchem sich makroskopisch folgende Konkretionen unterscheiden lassen:

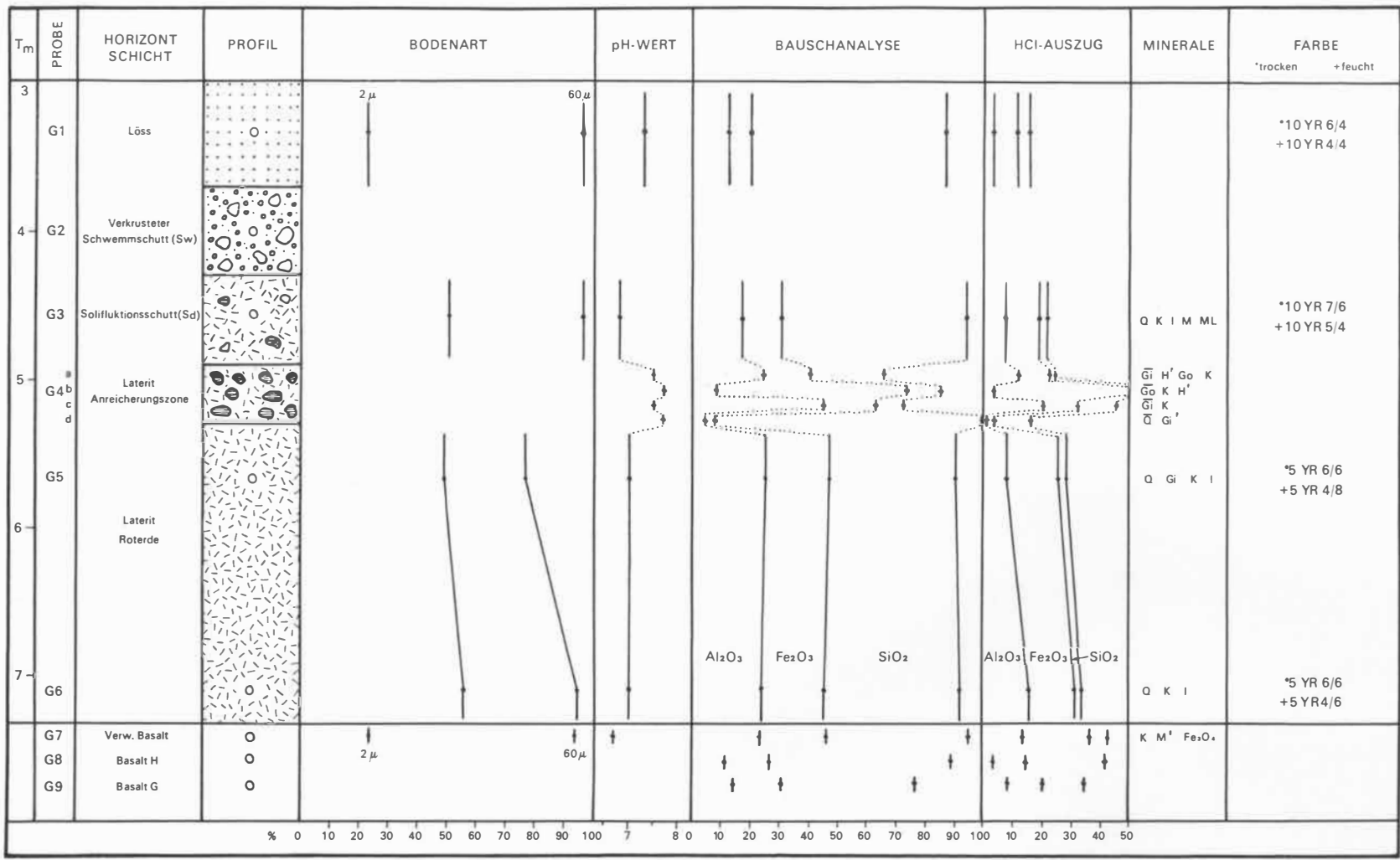
- Hellrote bis violette Knollen ($\phi < 8$ cm) mit kavernöser Oberfläche; Bauxitknollen (Probe G 4a)
- Braunschwarze Eisenkonkretionen und Bruchstücke (Probe 4b)
- Hellbraune, z. T. weiß gesprenkelte Knollen mit kugelig-schaligem Bruch, innen teilweise grusend (Probe 4c)
- Hellbraune lösskindlähnliche Kalkausfällungen; im Inneren z. T. mit Fe-Konkretionen (Probe 4d)

Im tieferen Bereich des Verwitterungsprofils (5,3–7,1 m u. Fl.) fehlen größere Komponenten. Hier tritt ein braunroter, lokal auch weiß gefleckter schluffiger Ton mit erdigem Krümelgefüge auf.

Die Proben G 1–G 7 wurden chemisch, tonmineralogisch und nach ihrer Korngrößenzusammensetzung untersucht (vgl. Abb. 3). Da sich der tertiäre Boden an dieser Stelle mit großer Wahrscheinlichkeit auf vulkanischem Gestein ausgebildet hat, wurden außerdem Proben von frischem und angewittertem Basalt aus den Steinbrüchen Gambach und Holzheim in die Untersuchungen miteinbezogen. Die Basalte weisen in beiden Aufschlüssen eine z. T. säulige Absonderung auf und zeigen im oberen Bereich Bleichungs- und Zersetzungerscheinungen. Im Gegensatz zu den Analysen von W. SCHOTTLER (1908, S. 454, No. 11, S. 466, No. 38) aus der Umgebung von Gießen zeichnet sich der frische Basalt im Steinbruch Holzheim durch einen hohen SiO₂-Gehalt (ca. 60%) aus, während der Basalt von Gambach mit den chemischen Analysen von SCHOTTLER vergleichbar ist. Das Röntgendiagramm ergibt für den frischen Basalt ein äußerst linienreiches Bild mit den typischen basaltischen Mineralien, auf deren Bestimmung im einzelnen verzichtet wurde. Außer einem untergeordneten Anteil an Glimmer enthält das frische Gestein keine weiteren Bestandteile im Tonmineralbereich.

Die Probe G 7, ein kugelig angewitterter, grauer Basalt aus dem oberen Bereich des Basaltbruches Holzheim, läßt deutliche Veränderungen erkennen:

Der Kieselsäureanteil hat in dem zersetzten Gestein um 10% abgenommen, während der Fe₂O₃-Gehalt um 8%, der Al₂O₃-Gehalt sogar um 10% zunimmt. Anhand der Röntgenuntersuchung wird deutlich, daß trotz äußerer Erhaltung der Basaltstruktur der ursprüngliche Mineralbestand vollkommen abgebaut wurde. Das linienarme Diagramm weist nur im Bereich des Basisreflexes 0,001 von Kaolinit einen sehr schwachen, aber breiten Reflex auf. Möglicherweise tritt in dieser Probe untergeordnet Montmorillonit auf, was als Anzeichen eines schwächeren Verwitterungsgrades gedeutet werden könnte. Das Fehlen einer hohen Montmorillonitkomponente spricht gegen eine hydrothermale und vulkanotherme Zersetzung, da diese zumeist durch eine sehr starke Montmorillonit-



Erläuterungen zur Spalte Minerale: Q = Quarz K = Kaolinit ML = Mixed Layer M = Montmorillonit Go = Goethit H = Hämatit Gi = Gibbsit I = Illit
 K' = wenig K = vorhanden K̄ = viel

Abb. 3: Analysen-Diagramm Profil Gambach / Diagram of analysis of the profile Gambach

neubildung gekennzeichnet sein soll (vgl. z. B. E. SCHENK 1957, S. 5; A. SEMMEL 1964, S. 479; G. JARITZ 1966, S. 131).

Der unterste erbohrte Bereich des Paläobodens am Autobahndreieck Gambach (Probe G 6) besitzt eine vergleichbare chemische Zusammensetzung wie der Basaltzersatz aus dem Steinbruch Holzheim. Trotz dieser Übereinstimmung läßt sich der verstärkte Verwitterungsgrad in der Probe G 6 in dem unterschiedlichen Korngrößenspektrum erkennen. Während der angewitterte graue (tr. 10YR6/3; n. 10YR4/2) Basalt beim leichten Mörsern einen schwach tonigen Schluff (Tongehalt: 23,6%; Schluff: 70,0%; Sand: 6,0%) ergibt, liegt im untersten erbohrten Bereich im Profil Gambach ein rotbrauner (tr. 5YR6; n. 5YR4/6), schwach schluffiger Ton (Ton: 55,6%; Schluff: 38,4%; Sand: 3,6%) vor. Die Färbung des Verwitterungsdetritus ist nach den Röntgenanalysen auf eine Überführung des Eisens in Hämatit und Goethit zurückzuführen. Außerdem läßt sich durch die Magnetprobe Magnetit nachweisen. Als Tonminerale treten weiterhin ein kleiner Anteil an Illit sowie ein Kaolinitmineral auf. Der Kaolinit weist einen schlechten Ordnungsgrad auf und besitzt gegenüber der Bande bei $d = 4,42 \text{ \AA}$ nur schwach ausgeprägte Basisinterferenzen (001 und 002). Entsprechende Tonminerale Neubildungen sind von W. SCHELLMANN (1966, S. 332) in Roterden des Vogelsberges beobachtet und in den Bereich Fireclay-Metahalloysit eingestuft worden. Außerdem tritt in dem Verwitterungsprofil Gambach (Proben G 3, 5, 6) in den Röntgendiagrammen eine deutliche Quarzkomponente auf, während Quarz im frischen und angewitterten Basalt nicht nachweisbar war. Dieser Sachverhalt ist um so überraschender, da die ständige Abnahme des SiO_2 -Gehaltes von unten nach oben im autochthonen Profil eine für die Lateritisierung typische Entkieselung anzeigt. Als Ursache für den Quarzanteil könnte man ein quarzhaltiges Ausgangsgestein, z. B. einen Tuff annehmen. Andererseits sind von W. SCHELLMANN (1966, S. 335) bei der Untersuchung von Roterden sekundäre Quarzausfällungen in Porenräumen nachgewiesen worden. Obwohl solche Quarzneubildungen in tropischen Profilen häufig nicht beobachtet wurden, so macht W. KUBIENA (1957, S. 53, 54) darauf aufmerksam, daß „das Vorkommen von Chalzedon und sekundärem Quarz bestimmter Formausbildung für lateritische Bildungen außerordentlich typisch sei“. Eine sekundäre Quarzbildung scheint daher bei einer deutlichen Entkieselungstendenz den Vorgängen der Lateritbildung nicht unbedingt zu widersprechen.

In der Probe G 5, dicht unter dem Konkretionshorizont, lassen sich die schon im unteren Profilverbereich nachgewiesenen Veränderungstendenzen mit einer weiteren Kieselsäureabnahme auf 41,8% und einer geringfügigen Zunahme des Fe_2O_3 -Gehalts auf 25,5% erkennen. Der HCl-lösliche Anteil des Al_2O_3 fällt dagegen überraschenderweise von 15% auf 7,4% ab.

Dieser Befund läßt schon in der chemischen Analyse erkennen, daß das Aluminium im oberen Profilverbereich teilweise in einer anderen Verbindung vorliegt. Nach der Röntgenanalyse handelt es sich um Gibbsit, welcher von den meisten Autoren als die charakteristische Aluminiumbindung der Lateritisierung angesehen wird (vgl. z. B. W. KUBIENA 1957, S. 54; I. VALETON 1967, S. 74; F. SCHEFFER & P. SCHACHTSCHABEL 1970, S. 340).

Für die schon makroskopisch gut zu unterscheidenden Konkretionen der Anreicherungszone ergaben sich nachfolgende Ergebnisse (vgl. Profilbeschreibung):

Probe G 4a: Die orangeroten, porösen Bauxitknollen bestehen vorwiegend aus Gibbsit, daneben Hämatit (sehr wenig), Goethit und ferner aus Metahalloysit. Die chemischen Analysen erbrachten mit Werten um 47% Al_2O_3 die höchste Aluminiumanreicherung. Gegenüber dem frischen Basalt aus der Umgebung des fossilen Bodens ist der Aluminiumgehalt in den Konkretionen vergleichsweise auf das 4fache angestiegen.

Neben den karminrot und gelbrot gefärbten Ausbildungen konnten auch gelblichweiße Varianten gefunden werden, die sich aber in ihrer Zusammensetzung nur durch einen geringeren Eisengehalt von den rötlichen Bauxitknollen unterscheiden. Das Eisen liegt in den hellen Knollen vorwiegend als Goethit vor.

Probe G 4b: Die pisolithischen Eisenkonkretionen bestehen vorwiegend aus Goethit und höchstens sehr wenig Hämatit. Ähnliche Beobachtungen sind auch bei Lateriten in den rezenten Tropen gemacht worden. Goethit wird als das wesentlichste und stabilste Fe-Oxid bei der Lateritisierung angesehen, während Hämatit in Lateriten gewöhnlich nur untergeordnet auftreten soll (F. SCHEFFER & P. SCHACHTSCHABEL 1970, S. 340). Die Bauschanalyse erbrachte einen Anteil von 64,8% Fe_2O_3 in der untersuchten Konkretion, welcher insgesamt im HCl-Auszug löslich war.

Neben dem hohen Eisenanteil ist in der Konkretion noch Metahalloysit vorhanden, allerdings nach den Röntgenanalysen zu schließen nur etwa halb soviel wie in den Bauxitknollen.

Probe G 4c: Nach der schaligen Struktur und den an verfestigten Basaltgrus erinnernden Kern der Knollen lag die Vermutung nahe, daß es sich hierbei um inkrustierte Partien mit Basaltreliktgefüge handele. Andererseits kann eine Deutung als reine Verwitterungsneubildung nicht vollkommen ausgeschlossen werden. Nach der Röntgenuntersuchung bestehen die Knollen hauptsächlich aus Gibbsit, daneben treten Goethit, Hämatit (höchstens wenig), Magnetit und Ilmenit auf. Trotz der makroskopisch andersartigen Ausbildung besitzen die Knollen nach den partiellen Bauschanalysen eine durchaus vergleichbare Zusammensetzung mit den Bauxitknollen der Probe G 4a. Der HCl-lösliche Anteil des Al_2O_3 liegt allerdings mit 20% gegenüber den Bauxitknollen mit ca. 7–10% sehr hoch. Möglicherweise weisen diese Unterschiede

auf eine andere Bindung des Aluminiums als in den Bauxitknollen hin. Auffallend ist auch das Fehlen einer kaolinitischen Mineralkomponente, da eine solche in sämtlichen anderen Konkretionen nachweisbar war.

Probe G 4d: Bei der chemischen mineralogischen Untersuchung ergab sich für die Hornsteinen ähnelnden Konkretionen als Hauptbestandteil Kieselsäure (94,20%) bzw. Quarz. Daneben tritt untergeordnet, aber einwandfrei nachweisbar, Aluminium (Al_2O_3 : 4,20%) in Form von Gibbsite, Eisen (Fe_2O_3 : 2,40%) und möglicherweise Calcit auf.

Über der Konkretionszone setzt ein sprunghafter Anstieg der Kieselsäure auf 61,80% und eine starke Abnahme der Sesquioxide (jeweils ca. 10%) ein (Probe G 1). Die Veränderungen könnten auf eine rückläufige Lateritisierung hindeuten. Nach den Untersuchungen von W. SCHELLMANN (1966, S. 169) (vgl. auch F. SCHEFFER und P. SCHACHTSCHABEL 1970, S. 340) sollen solche schwächeren Verwitterungsgrade im oberflächennahen Bereich von Lateriten durch eine „inverse Lateritisierung“ primäre Erscheinungen sein. Das Auftreten von Kiesen in dieser Zone im Profil Gambach sowie der Nachweis von Feldspäten, die im gesamten Lateritprofil nicht auftraten, im hangenden Schwemmschutt und vor allem im darüberlagernden Löß häufig sind, läßt jedoch den Schluß zu, daß es sich bei dieser Zone um eine allochthone Solifluktsionsdecke mit aufgearbeitetem Roterdematerial, Schwemmschutt und Löß handelt.

Nach den dargelegten Befunden kann kein Zweifel bestehen, daß es sich bei dem Profil Gambach aufgrund der Verwitterungsintensität, der konkretionären Anreicherung sowie den mineralogischen Umwandlungen und Neubildungen um einen pisolithischen Laterit im engeren Sinne handelt²⁾.

5.4. Maximale Verwitterungstiefen auf den Wetteraubasalten

Neben der typologischen Ausbildung der Paläoböden ist für eine allgemeine Klimarekonstruktion die Verwitterungstiefe von Bedeutung.

Genauere Anhaltspunkte über die einstmalige Zersatzmächtigkeit lassen sich in den Senkungsgebieten der Wetterau finden, da hier die jungtertiären Böden durch Decksedimente fossilisiert wurden. Eine Anzahl von Bohrungen, vor allem im Bereich der Braunkohlenreviere des Horloffgrabens, haben gute Hinweise für die tertiäre Basaltverwitterungsdecke erbracht.

Eine auf der ehemaligen Grube Römerstraße (Braunkohlenrevier Wölfersheim) in den Basistonen unmittelbar über dem Basaltzersatz gefundene Fauna läßt eine Datierung der abgesunkenen Landoberfläche in das oberste Pliozän zu (H. TOBIEN 1953, S. 191). Eine ebenfalls im Revier der ehemaligen Grube Römerstraße niedergebrachte Tiefbohrung durchfuhr das gesamte liegende Basaltfundament der Braunkohle und erreichte die präbasaltischen aquitanen Sedimente (vgl. E. SCHENK 1957, S. 228)³⁾.

Unter einem nur 20 cm mächtigen Flöz folgt in der Bohrung Römerstraße in 24,90 m u. Fl. ein violetter, schluffiger Ton, der nach den Angaben von E. SCHENK bis faustgroße Basaltsteine und braune glänzende Konkretionen führt. Darunter treten mächtige violett bis grünlich getönte, graue Tone auf. Diese wechseln zwischen 34,00 und 38,10 m u. Fl. in eine gesprenkelte, rot-weiß-gelb geflamme Fleckenzone über. Zwischen 38,10 m und 51,40 m folgt die Zersatzzone mit teilweise erkennbarer Basaltreliktstruktur und wässriggrünen bis weißlichen Ausfällungen. Außerdem treten in der Zersatzzone gebleichter Basalt, Brauneisenvererzungen und Braunlehmeinschaltungen auf.

Da der kernfrische, sehr harte Olivinbasalt bei 57,85 m u. Fl. angefahren wurde, ergibt sich für das erhaltene Verwitterungsprofil eine Gesamtmächtigkeit von 32,95 m.

Besonders gute Hinweise über die Ausbildung und die Tiefe der Basaltverwitterungsdecke konnten in der ehemaligen Grube Weckesheim-Südwest gefunden werden, da dort ein intensiv zersetzter Basaltrücken zwischen zwei Flözen erbohrt und später in einer Verbindungsstrecke 50 m unter Tage durchstoßen wurde. Beim Streckenvortrieb und in den Bohrungen ergab sich, daß der feste Basaltkern des Rückens von einem mindestens 35 m mächtigen Verwitterungsmantel aus bunten Tönen umgeben wird, die trotz engräumigen Wechsels eine systematische Abfolge erkennen ließen.

Unter einer teilweise rötlich gefärbten, sehr steinigen Oberschicht folgt wie im Profil Römerstraße ein mehrere Meter mächtiger grauer Ton. Im mittleren Teil des Profils treten rotbraune bis violette Horizonte auf, die häufig weißgelb und rot gesprenkelt sind und abschnittsweise hellrote und graue Flecken besitzen. Basal folgen braune Tone mit hellen Sprenkeln über dem festen Basalt.

Aus der westlichen Wetterau liegen Anhaltspunkte für die jungtertiäre Tiefenverwitterung aus der Bohrung Zuckerfabrik Friedberg vor. Über sandig-kiesigen Sedimenten, deren eingeschaltete Mergelschichten Mikrofossilien aus dem jüngeren Aquitan führen, liegt

²⁾ Im Gegensatz dazu nehmen H. D. PFLUG & L. WERDING (1964, S. 131) nach Untersuchungen eines obermiozänen Kalksteinrotleumes wegen des fehlenden hohen Hämatitgehaltes und dem Auftreten von Quarz für das Obermiozän mediterrane Bodenbildungen im Untersuchungsgebiet an. Die Rotfärbung wurde nicht als Klimaindiz angesehen (vgl. dagegen M. SCHWARZBACH 1966, S. 54).

³⁾ Dankenswerterweise wurden mir die Probenreste sowie eine Anzahl von Tiefbohrungen von Herrn Dir. Skrock und Herrn Dipl. Ing. Grünhaldt von der Preag Wölfersheim überlassen.

eine Basaltdecke von ca. 55 m Mächtigkeit, welche ca. 38 m tief zersetzt ist (vgl. E. BIBUS & E. KÜMMERLE 1971).

Durch Bohrungen und durch den Abbau auf den Bauxiten im westlichen Vogelsberg sind ebenfalls Verwitterungstiefen zwischen mindestens 10 m und 50 m (H. HARRASSOWITZ 1926, S. 416) bekannt geworden.

6. Klimatische Aussagewerte der jungtertiären Paläoböden und Fossilfunde

Für die an das Rheinische Schiefergebirge angrenzende Wetterau konnte auf den mittel- bis obermiozänen Basalten sowie auf den devonischen Tonschiefern jungtertiäre, lateritische Tiefenverwitterungen nachgewiesen werden. Eine genaue Rekonstruktion der klimatischen Bildungsbedingungen fällt deshalb schwer, weil nach den Beobachtungen der verschiedenen Autoren in den rezenten Tropen nicht hinreichend geklärt ist, inwieweit es sich bei den dort untersuchten Lateriten um Vorzeitbildungen oder rezente Vorkommen handelt. Wenn anschließend dennoch kurz die Bildungsbedingungen von Lateriten aufgrund der Äußerungen verschiedener Autoren zusammengestellt werden, so soll damit keinesfalls eine allzu enge Übertragung der klimatischen Verhältnisse auf die Entstehung der jungtertiären Paläoböden angestrebt werden. Dies kann schon deswegen nicht erfolgen, weil m. E. nicht hinreichend geklärt ist, ob die jungtertiären Klimaverhältnisse den heutigen, wechselfeuchten Tropen entsprechen. Nach J. A. PRESCOTT & R. L. PENDLETON (1952) sind Laterite in Afrika zwischen 15° nördl. und 15° südl. Breite vorhanden und liegen damit vorwiegend in den tropischen Regenklimate (A-Klimate) der Klimaklassifikation von V. KÖPPEN (J. BLÜTHGEN 1964, S. 486).

In Vorderindien treten Laterite wesentlich nördlicher und in Australien südlicher als in Afrika auf, doch soll es sich bei diesen Vorkommen ausschließlich um fossile Laterite handeln (I. VALETON 1967; J. WALTHER 1915). Nach Auffassung von I. VALETON (1967, S. 87) sind die einzig nachweisbaren Laterite mit datierbarem Verwitterungsbeginn die Profile auf den Basalten von Kauai (Hawai-Inseln) mit einer Verwitterungstiefe zwischen 18 und 30 m und einem maximalen Alter von 10 000 Jahren.

„Sie beweisen kurze Lateritisierungszeiten auf morphologisch schwach gegliederten Flächen in einem wechselfeuchten Subtropenklimate mit hohen Jahresniederschlägen (500–2700 mm/a)“ (S. 189).

Wechselfeucht tropische Bildungsbedingungen werden auch von den meisten anderen Autoren für die Lateritbildung angenommen (vgl. z. B. H. HARRASSOWITZ 1926; E. C. J. MOHR & F. A. v. BAREN 1954; I. VALETON 1967; E. SCHEFFER & P. SCHACHTSCHABEL 1970, S. 341 u. a.).

SCAETTA (1941) nahm an, daß die Bildung von La-

teritkrusten durch den akzentuierten Wechsel von zwei langen Regenzeiten und zwei Trockenzeiten charakterisiert sei (10°–14° nördl. Breite in Afrika). AUBRÉVILLE (zitiert nach E. C. J. MOHR & F. A. v. BAREN 1954, S. 374) gibt dagegen nur eine scharfe Trockenzeit bei einem Gesamtniederschlag von ca. 1500 mm/a an. Ein bevorzugtes Gebiet der Lateritkrustenbildung scheint die tropische Savanne zu sein, da in ihr durch die Vegetation die besten Voraussetzungen zur Sesquioxidmobilisation und Anreicherung vorhanden sind (A. FINCK 1963, S. 47). Nach der Auffassung von W. KUBIENA (1957, S. 56) ist der Laterit als Klimaxboden der tropischen Savanne und des tropischen Regenwaldes anzusehen, während M. SCHWARZBACH (1961) die bevorzugte Lateritbildung im Grenzbereich der beiden Vegetationsgürtel annimmt. Einige Autoren sehen die Lateritbildung als eine Alterung tropischer Bodenbildung an, welcher die Rubefizierung vorausgegangen sei (E. C. J. MOHR & F. A. v. BAREN 1954; W. KUBIENA 1957).

Nach den dargelegten Befunden können für die jungtertiäre Lateritisierung ganz allgemein wechselfeucht tropische Klimabedingungen angenommen werden. Die große Tiefenverwitterung zwischen 25 und 50 Metern, die klare Horizontierung der Laterite sowie die Gibbsite Neubildung im oberen und Kaolinitneubildung im gesamten unteren Bereich weisen auf ein zumindest abschnittsweise verwitterungsintensives Klima hin. Die untersuchten Paläoböden und ihre Relikte können keinesfalls unter „subtropisch-intermediären“ Klimabedingungen im Sinne von J. BIRKENHAUER (1970, S. 271) entstanden sein, da diese durch fehlende Verwitterungsbildungen auf den Gesteinen charakterisiert sein sollen⁴⁾.

Die jungtertiären Florenfunde in dem näher betrachteten Gebiet zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Vogelsberg geben folgende Klimahinweise:

Die reichhaltige Flora des aquitanen Münzenberger Blättersandsteins weist mit Vorkommen von Sabal, Cinnamomum und Ficus auf ein intensiv feuchtes und warmes Klima während der Ablagerung des Sandsteines hin (R. WEYL u. a. 1967, S. 135). Daneben treten jedoch auch Formen auf, die einerseits für die feuchten Tropen und andererseits für die rezenten feuchtemäßigsten Breiten klimaspezifisch sind (W. BLIND 1967, S. 47f.).

Für das Obermiozän leitete H. HARRASSOWITZ (1926, S. 353–358) nach dem Florenbild der jüngsten zwischenbasaltischen Ablagerungen des Vogelsberges eine jährliche Durchschnittstemperatur von 23°–24° C ab. Nach Auffassung von F. KIRCHHEI-

⁴⁾ Jungtertiäre Bodenbildungen mit teilweise lateritischem Charakter sowie entsprechende korrelierte Bodensedimente wurden übrigens von G. JARITZ (1966, S. 42–72) selbst im engeren Arbeitsgebiet von J. BIRKENHAUER (Westerwald) eingehend untersucht.

MER (1955, S. 54) dürfte dieser Klimawert zu hoch liegen, da die Fossilfunde des oberen Miozäns von Bad Salzhausen mit *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Cinnamomum*, *Juglans*, *Magnolia*, *Meliosma*, *Myrica*, *Nyssa*, *Prunus*, *Styrax*, *Symplocos*, *Vitis* und einzelnen Palmen auf eine Pflanzengemeinschaft hinweisen, die sich in Südost-Asien mit einer mittleren Jahreswärme von 16° – 17° begnügt. Allerdings unterliegen die Gesteine in Südost-Asien keiner lateritischen Verwitterung.

Aufgrund von Krokodilfunden in den mittel- bis obermiozänen Kiesgurlagerstätten von Beuren (H. TOBIEN 1963, S. 7) kann nach D. E. BERG (1965, S. 332) eine Durchschnittstemperatur des kältesten Monats von mindestens 10° – 15° abgeleitet werden.

Die reichhaltige unterpliozäne Frankfurter Klärbeck flora weist nach K. MÄDLER (1939, S. 176) auf ein „feuchtwarmes Klima hin, dessen Wärmefaktor dem des nördlichen Mittelmeeres entsprach, dessen Niederschläge aber reichlicher waren“.

Die oberpliozänen Braunkohlen des Horloffgrabens zeigen schon gemäßigte Bedingungen an, da in ihnen die quartären Elemente deutlich zunehmen (G. LESCHIK 1956). Im unteren Bereich der Braunkohle herrschen allerdings noch *Sequoia*- und *Nyssapollen* vor. Die Verbreitungsgrenze von *Sequoia sempervirens* und *Nyssa aquatica* liegt heute in Nordamerika in der Nähe der 5° Januarisotherme (S. 54).

Nach den dargelegten Befunden lassen sich aus dem jungtertiären Florenbild Hinweise für zumindest abschnittsweise wechselfeucht tropische Klimaverhältnisse ableiten. Allerdings ergibt die häufige Mischflora einen gewissen Widerspruch zu den Pflanzengesellschaften der heutigen Klimagürtel. H. BLIND (1967, S. 52) führt diesen Gegensatz für die Zeit des Münzenberger Blättersandsteins auf kurzfristige Klimawechsel in Unterabteilungen des Tertiärs zurück. Nach R. POTONIÉ (1952) ist die Vermischung der klimaspezifischen Elemente nicht auf Klimaschwankungen, sondern auf langfristige rhythmische Absenkungen zurückzuführen, da gemäßigte oder wärmere Elemente in der Kohle verschiedenen Moorbildungsstadien entsprechen sollen. Nach seiner Auffassung bilden sich die Klimazonen erst im Laufe des Tertiärs heraus, die Flora muß jedoch noch lange als zumindest subtropisch angesehen werden (R. POTONIÉ 1952, S. 92).

7. Zusammenfassende Diskussion

Die Untersuchungen am Rand des südöstlichen Taunus zeigen neben übereinstimmenden Ergebnissen auch deutliche Unterschiede zu den von J. BIRKENHAUER (1970; 1971) wiedergegebenen Befunden und Deutungen. Besonders gilt dies für die genetische Interpretation der jungen Flächen und der jungtertiären Verwitterungsbildungen und damit auch zwangsläufig für die Klimaverhältnisse.

Das Fehlen einer mächtigen Sedimentbedeckung auf und zwischen den Verebnungsrelikten im südöstlichen Taunus spricht für eine kontinuierliche, phasenhafte Einschachtelung der Flächen ohne zwischengeschaltete größere Sedimentverschüttungen. Eine solche läßt sich nur in den tektonisch abgesunkenen Vorländern nachweisen. Auf den Flächen selbst ist es dagegen nur zu einem Durchgangstransport von Residualschottern über kaolinitisch zersetztem Gestein gekommen. Als Ursache für die tertiäre Reliefverjüngung dürfte in den meisten Fällen tektonisch bedingte Vergrößerungen der Basisdistanz möglicherweise auch temporäre Klimaänderungen von feuchteren zu arideren Klimabedingungen verantwortlich sein.

Gegen die Vorstellung einer mächtigen Talverschüttung sind schon von mehreren Seiten Einwände erhoben worden (z. B. G. SOLLE 1959; K. O. KOPP 1962; G. MARTIN 1962 S. 244; H. W. QUITZOW 1969; A. SEMMEL 1971 S. 27). Die mächtigeren Aufschüttungen halten sich nämlich häufig nur an nachweisliche tektonische Senkungsgebiete (z. B. Wittlicher Senke, Idsteiner Senke, Limburger Becken). Für manche Vorkommen läßt sich, wie z. B. im Bereich der Idsteiner Senke, zeigen, daß die Tertiärauflagerungsbasis keine Verbindung zu den Sedimentationsräumen am Gebirgsrand besitzt (vgl. W. PANZER 1967 S. 5; A. SEMMEL 1971 S. 27). In solchen Fällen handelt es sich mit Sicherheit nicht um verschüttete Täler, sondern um Aufschüttungen über tektonisch abgesunkene Schollen.

Bezüglich der Flächengenese scheint die von J. BIRKENHAUER (1970 S. 269) vertretene Deutung der als mitteloligozän angesehenen 360 m-Fläche im Rheinischen Schiefergebirge besonders problematisch zu sein. Diese Fläche müßte nämlich nach einer 40–60 m mächtigen Verschüttung durch die spätere Ausräumung wieder genau in ihrem alten Zustand freigelegt worden sein. Nun ist nicht einzusehen, warum die Flüsse, nachdem sie am Ende der Talverschüttung lateral kilometerweit über dem devonischen Sockel Flächen ausgebildet hatten, sich in der darauffolgenden Erosionsphase wieder epigenetisch in ihre alten, verschütteten Talläufe einschneiden und mit ihrer Abtragsleistung genau beim Erreichen der alten Landoberfläche aussetzen. Selbst wenn die devonische Auflagerungsfläche durch Abtrag der mächtigen Kiesaufschüttung flächenhaft freigelegt worden wäre, so hätte die Abtragung auf den aufgedeckten Verebnungen um so stärker voranschreiten müssen, da doch die wasserundurchlässigen, zu oberflächlichem Abfluß führenden Tonschiefer gegenüber den locker gelagerten, wasserwegsamem Grobkiesen als ein morphologisch weiches Gestein anzusehen sind. Die von J. BIRKENHAUER (1970 S. 269/270) als Indiz für eine Verschüttung herangezogene oberflächliche Kiesstreu an den Talhängen kann m. E. außerdem nicht ohne weiteres als Beweis für eine mächtige Talverschüttung gewertet werden. Aus den erwähnten Beispielen läßt sich nämlich

nicht entnehmen, inwieweit es sich hierbei tatsächlich um ein in situ liegendes Verschüttungssediment oder um allochthones, in Soliflukionsdecken von höheren Landschaftsteilen aufgearbeitetes Kiesmaterial handelt. Für die meisten Hänge der Mittelgebirge läßt sich zumindest zeigen, daß sie durch mehrere Dezimeter mächtige, oft mehrgliedrige Schuttdecken verkleidet sind (vgl. A. SEMMEL 1968).

Zur Frage der jungtertiären Verwitterung konnte im Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden, daß sich die vorhandenen jungtertiären Paläoböden durch eine hohe Verwitterungsintensität auszeichnen. Nach Untersuchungen an einem Verwitterungsprofil auf Tonschiefer und einem fossilen Boden auf Basalt handelt es sich um Stufen einer lateritischen Bildung im engeren Sinne. Entsprechende Böden können nicht unter einem „intermediären Klima“ ohne Tiefenverwitterung entstanden sein, wie es von J. BIRKENHAUER für das Jungtertiär angenommen wird. Ohnehin tritt zu dieser Frage in J. BIRKENHAUERS (1970) Arbeit ein gewisser Widerspruch auf.

So wird einerseits behauptet, daß die Flächen seit dem Mitteloligozän ausnahmslos wegen der fehlenden tiefgründigen Zersetzung und Lateritisierung (1970 S. 271) als Felsflächen in einem „intermediären Klima“ entstanden seien, andererseits werden „kurze Lateritisierungsphasen im Miozän und Pliozän“ (S. 278, 279) erwähnt. Zudem sind die zur Rekonstruktion des jungtertiären Klimas ausgewerteten mineralogischen Untersuchungen nicht unbedingt aussagekräftig, da nur oligozäne und oberpliozäne Sedimente untersucht wurden. Für fast das gesamte Jungtertiär liegen somit keine Anhaltspunkte vor, obwohl nach Auffassung von J. BIRKENHAUER (1965 S. 62) die Aufschüttung der Vallendarer Kiese, durch Vorkommen belegt, bis in das Obermiozän erfolgt sein soll.

Nach den Verwitterungsbildungen auf den Flächenresten im Taunus und im Vorland zu schließen, scheint im Jungtertiär zumindest abschnittsweise ein intensives wechselfeuchtes Klima geherrscht zu haben. Die Intensität des Klimas spiegelt sich letztlich auch in den Verwitterungstiefen der Paläoböden wider, die nach aufgenommenen Tiefbohrungen Mächtigkeiten zwischen 30–50 m erreichen können. Hinweise auf feuchtwarme Klimabedingungen lassen sich aus den jungtertiären Fossilfunden ableiten, obwohl die deutliche Mischflora einen gewissen Widerspruch in sich birgt.

Insgesamt scheinen die Untersuchungen im weitesten Sinne die von O. JESSEN eingangs zitierte Ansicht zu bestätigen, wonach sich die jungtertiären Paläoböden nur graduell von den alttertiären unterscheiden.

Literatur

AHLBURG, J. 1915: Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., Bd. XXXVI, Teil I, H. 2, Berlin.

ANDERLE, H.-J. 1970: Outlines of the Structural Development at the Northern End of the Upper Rhine Graben – Graben Problems, International Upper Mantel Project. Scientific Report No. 27, p. 97–102, Stuttgart.

ANDRES, W. 1967: Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke – Rhein-Main. Forsch., H. 61, Frankfurt a. M.

BAKKER, J. P. & LEVELT, Th. W. M. 1964: An Inquiry into the Probability of Polyclimatic Development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period – Publ. Serv. Géol. du Lux., 14, p. 27–75, Luxemburg.

BARGON, E. & RAMBOW, D. 1966: Ein lößbedecktes Lateritprofil in Nordhessen – Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, Bd. 116, S. 1014–1019, Hannover.

BERG, D. E. 1965: Krokodile als Klimazeugen – Geol. Rdsch., Bd. 54, S. 328–333, Stuttgart.

Bergbau im Hessenland Jg. 3, Nr. 3, S. 4, 13, Kassel 1953.

BIBUS, E. 1971: Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes – Rhein-Main. Forsch., H. 74, Frankfurt a. M.

BIBUS, E. & KÜMMERLE, E. 1971: Alter und Ausbildung der „Nauheimer Kantkiese“ und „Södeler Rundsotter“ der Wetterau – Jb. Nass. Ver. Naturk., Bd. 102, Wiesbaden.

BIRKENHAUER, J. 1965: Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn – Erdkunde, Bd. XIX, S. 58–66, Bonn.

– 1970: Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns – Erdkunde, Bd. XXIV, S. 168–284, Bonn.

– 1971: Modelle der Rumpfflächenbildung und die Frage ihrer Übertragung auf die deutschen Mittelgebirge am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges – Vortrag 28. Deutsch. Geographentag, Erlangen am 4. 6. 1971.

BLANCK, E. & MELVILLE, R. 1940/41: Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der alten Landoberflächenbildung der deutschen Mittelgebirgsländer – Chemie der Erde, Bd. 13, Teil I, H. 2, S. 99–191; Teil II, H. 3, S. 235–315; Teil III, H. 4, S. 387–471, Jena.

BLIND, W. 1950: Die Wetterau – Strukturelement und Lebensraum – Natur u. Mus., Bd. 97, S. 45–52, Frankfurt a. M.

BLÜTHGEN, J. 1964: Allgemeine Klimageographie – Lehrbuch der Allg. Geographie, Bd. 2, Berlin.

BÜDEL, J. 1957: Grundzüge der klima-morphologischen Entwicklung Frankens – Würzb. geogr. Arb., H. 4/5, Würzburg.

– 1965: Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras – Coll. Geographicum, Bd. 8, Bonn.

ECKHARDT, F. J. 1960: Die Veränderungen eines devonischen Tonschiefers durch Mineralumwandlung infolge tertiärer Zersetzung – Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 112, S. 188–196, Hannover.

FINCK, A. 1963: Tropische Böden, Hamburg.

FÖLSTER, H. 1964: Morphogenese der südsudanesischen Pediplane – Z. f. Geomorph. N. F., Bd. 8, S. 393–423, Berlin.

- FREYBERG, v. B. 1932: Die tertiäre Landoberfläche in Thüringen – Fortschr. Geol. u. Paläont., H. 6, Berlin.
- FRIEDRICH-LAUTZ, I. 1963: Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 91, S. 277–317, Wiesbaden.
- GEBHARDT, H., KING, M. T. & MEYER, B. 1969: Mineralogisch-chemische Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung in Kalkstein-Rotlemm und fossilem Laterit in Nordhessen – Gött. bodenkundl. Ber. 9, S. 65–124, Göttingen.
- GEISEL, TH. 1937: Das Usinger Becken und seine Randgebiete – Jb. nass. Ver. Naturk., Bd. 84, S. 80–205, Wiesbaden.
- GOLWER, A. 1968: Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 96, S. 157–184, Wiesbaden.
- HARRASSOWITZ, H. 1926: Laterit – Fortschr. Geol. u. Paläont., Bd. IV, H. 14, S. 253–566, Berlin.
- 1930: Fossile Verwitterungsdecken – In: Blanck, E., Handbuch der Bodenlehre, Bd. IV, S. 225–305, Berlin.
- JARITZ, G. 1966: Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes – Diss., Bonn.
- JESSEN, O. 1936: Reisen und Forschungen in Angola – Berlin.
- 1938: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie – Z. d. Ges. f. Erdk., S. 36–49, Berlin.
- KEILHACK, K. 1930: Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch-erzgebirgischen Fastebene im Untergrunde von Franzensbad in Böhmen – Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 82, S. 368–374.
- KIRCHHEIMER, F. 1934: Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau – Wetterauische Ges. f. d. ges. Naturk., Hanau.
- 1955: Die Karpolithen – Kohle von Salzhausen im Vogelsberg – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 83, S. 47–70, Wiesbaden.
- KOPP, K. O. 1961: Zur oligozänen Aufschüttung im Moselgebiet – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 5, S. 250–261, Stuttgart.
- KUBELLA, K. 1951: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 3, Wiesbaden.
- KUBIENA, W. 1957: Neue Beiträge des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas – Stuttg. Geogr. Arb., Bd. 69, S. 50–64.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. 1969: Erläuterungen zur Geol. Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5916 Hochheim a. M., Wiesbaden.
- KULICK, J. & SEMMEL, A. 1967: Geomorphologische Untersuchungen in der Gegend von Korbach – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 95, S. 148–157, Wiesbaden.
- LESCHIK, G. 1956: Die Entstehung der Braunkohle der Wetterau und ihre Mikro- und Makroflora – Palaeontographica, Bd. 100, Abt. B, S. 26–64, Stuttgart.
- LIEBRICH, A. 1891: Beitrag zur Kenntnis des Bauxites vom Vogelsberg – Inaug. Diss., Zürich.
- LOUIS, H. 1953: Über die ältere Formentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet – Münchner Geogr. Hefte, H. 2, München.
- 1968: Über Spülmulden und benachbarte Formenbegriffe – Z. f. Geomorph., Bd. 12, H. 4, S. 490–501, Berlin.
- MÄDLER, K. 1939: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main – Abh. senck. naturf. Ges., 446, Frankfurt a. M.
- MARTIN, G. 1962: Die oligozänen Vallendarschotter der Südwesteifel – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 90, S. 240–254, Wiesbaden.
- MENSCHING, H. 1970: Flächenbildung in der Sudan- und Sahelzone (Ober-Volta und Niger) – Z. f. Geomorph., Supplementbd. 10, S. 1–29, Berlin, Stuttgart.
- MICHEL, F. 1969: Über das Alter der fluviatilen Quarzschotter („Vallendarer Schotter“) des terrestrischen Tertiärs im Lahnggebiet südlich des Westerwaldes – Zum Gedenken W. Ahrens – Jb. nass. Ver. Naturk., Bd. 100, S. 32–35, Wiesbaden.
- MORDZIOL, C. 1908: Beiträge zur Entstehung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge – Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 60, S. 70–84, Berlin.
- MOSEBACH, R. 1954: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 82, VI. Folge, H. 5, S. 234–246, Wiesbaden.
- PANZER, W. 1923: Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus – Ber. naturf. Ges. Freib., Bd. 23, S. 1–48, Freiburg i. Br.
- 1967: Einige Grundfragen der Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Erforschung – Die Mittelrheinlande, Festschr. XXXVI Deutsch. Geogr.-Tag, Bad Godesberg 1967, S. 1–15, Wiesbaden.
- PFEFFER, P. 1938: Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges – Jb. Preuß. Geol. L.-Amt, Bd. 59, S. 176–196, Berlin.
- PFLUG, H. D. & WERDING, L. 1964: Kalksinter und Rotlehm in Karstpalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Blatt 5518 Butzbach) – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 92, S. 126–138, Wiesbaden.
- PLASS, W. 1964: Das Tertiär des Eisenberger Beckens und Grünstadter Berge (Nordpfalz), Diss., Mainz.
- 1965: Zur Chatt/Aquitain-Grenze im Mainzer Becken und Rheintal-Graben – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1965, H. 1, S. 55–57, Stuttgart.
- POTONIÉ, R. 1952: Gesichtspunkte zu einer paläobotanischen Gesellschaftsgeschichte (Soziogenese) – Beih. geol. Jb., H. 5, Hannover.
- PRESCOTT, J. A. & PENDLETON, R. L. 1952: Laterite and lateritic soils – Techn. Comm. No. 47, Commonw. Bur. Soil Sci., Rothamsted Experimental Station, Harpenden, Leicester.
- QUITZOW, H. W. 1969: Die Hochflächenlandschaft zwischen Schweich und Cochem – Beih. geol. Jb., H. 82, Hannover.
- ROHDENBURG, H. 1970: Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen – Z. f. Geomorph., Bd. 14, H. 1, S. 58–78, Berlin.
- SCAËTTA, H. 1941: Limites boréales de latéritisation actuelle en afrique occidentale – C. R. Acad. Sci. 212, S. 129–130.

- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 1970: Lehrbuch der Bodenkunde – Stuttgart.
- SCHELLMANN, W. 1964: Zur lateritischen Verwitterung von Serpentin – Geol. Jb., Bd. 81, S. 645–687, Hannover.
- 1966: Die Bildung von Roterden und Bauxitknollen im Vogelsberg – N. Jb. Miner., Mh. 11, S. 321–341, Stuttgart.
- 1966a: Die lateritische Verwitterung eines marinen Tones in Südost-Kalimantan – Geol. Jb., Bd. 84, S. 163–187, Hannover.
- SCHENK, E. 1957: Corbículaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau) – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 85, S. 224–254, Wiesbaden.
- 1964: Die geologische Erscheinung der Subfusions des Basaltes – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 46, Wiesbaden.
- 1965: Das Alter der Lateritdecken und Eisenerzlagerstätten im Vogelsberg – Z. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, Bd. 18, H. 7, S. 352–353, Stuttgart.
- 1965a: Tuffe, Basalt und Laterit am Oele-Berg bei Großen-Buseck, Kr. Gießen – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 93, S. 292–303, Wiesbaden.
- SCHÖNHALS, E. 1936: Geologie der Umgebung von Bad Nauheim und Friedberg (Oberh.) unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärablagerungen – Diss., Gießen, Erschienen in: Abh. hess. geol. L.-Anst. zu Darmstadt, Bd. IX, H. 1, Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. 1908: Die Basalte der Umgebung von Gießen – Abh. großherzogl. hess. geol. L.-Amt, 4, S. 315–491, Darmstadt.
- SCHWARZBACH, M. 1961: Das Klima der Vorzeit – (2. Aufl.) Stuttgart.
- 1968: Das Klima des rheinischen Tertiärs – Z. dt. geol. Ges., 118, S. 33–68, Hannover.
- SEMMEL, A. 1961: Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald – Frankf. Geogr. Hefte, H. 37, S. 425–492, Frankfurt a. M.
- 1963: Intramontane Ebenen im Hochland von Godjam (Äthiopien) – Erdkunde, 17, S. 173–189, Bonn.
- 1964: Beitrag zur Kenntnis einiger Böden des Hochlandes von Godjam (Äthiopien) – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 8, S. 474–487, Stuttgart.
- 1968: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen – Frankf. Geogr. Hefte, H. 45, Frankfurt a. M.
- 1972: Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland – Beih. geogr. Z., Erkundl. Wiss., H. 30, Wiesbaden.
- SOLLE, G. 1959: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 87, S. 398–407, Wiesbaden.
- STÄHLIN, P. 1964: Die Herkunft der miozänen Sande zwischen Vogelsberg und Schiefergebirge – Unveröffentl. Diplomarbeit, Gießen.
- STEGEMANN, W. 1963: Paläontologie und Stratigraphie der Tertiärschichten von Ostheim, Griedel und Niederkleen (Wetterau) – Unveröffentl. Diplomarbeit, Gießen.
- 1964: Zur Datierung der Rockenberger und Ostheimer Schichten in der Wetterau und Allgemeines zur Sporenstratigraphie im Chatt/Miozän Hessens – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 92, S. 139–153, Wiesbaden.
- 1964a: Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg – Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., Naturwiss. Abt. N. F., 33, 4, S. 251–279, Gießen.
- TOBIEN, H. 1953: Die oberpliozäne Säugerfauna von Wölfersheim/Wetterau – Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 104, S. 191, Hannover.
- 1955: Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges – Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 105, S. 588, Hannover.
- 1963: Dorcatherium KP. und Heteroprox ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgur-Lagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Kr. Gießen) – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 91, S. 7–15, Wiesbaden.
- VALETON, I. 1967: Laterite und ihre Lagerstätten – Fortschr. Miner., Bd. 44, H. 1, S. 67–130, Stuttgart.
- WALTHER, J. 1915: Laterite in Westaustralien – Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 67, Nr. 4, S. 114–140, Berlin 1916.
- WENZENS, G. 1969: Morphologie des Sontraer Beckens – Rhein-Main. Forsch., H. 68, Frankfurt a. M.
- WEYL, R. (Hrsg.) 1967: Geologischer Führer durch die Umgebung von Gießen, Gießen.

TENDENZEN DER STADT GEOGRAPHISCHEN FORSCHUNG IN DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND

Grundlinien zu einer Forschungsbilanz der Kommission Processes and Pattern of Urbanization der
International Geographical Union

PETER SCHÖLLER

Summary: Research trends in urban geography in the Federal Republic of Germany

A review of the subjects covered by German-language publications in urban geography during the years 1952–70 reveals a number of major research themes. These include studies of individual cities, urban groups, urban types and the internal functional divisions of cities; research into the spatial organisation of central places; and the general theme

of urban agglomerations and city regions. Since the war, the emphasis in urban geography has increasingly moved from monograph-type studies to problem-oriented work.

The success of the social geography emphasis in problem formulation and research method has been the most important advance in analytical urban research over the last decades. As subject matter becomes more specialised, small-area studies and case analyses with a quantitative basis are becoming more frequent. In this way research is becoming