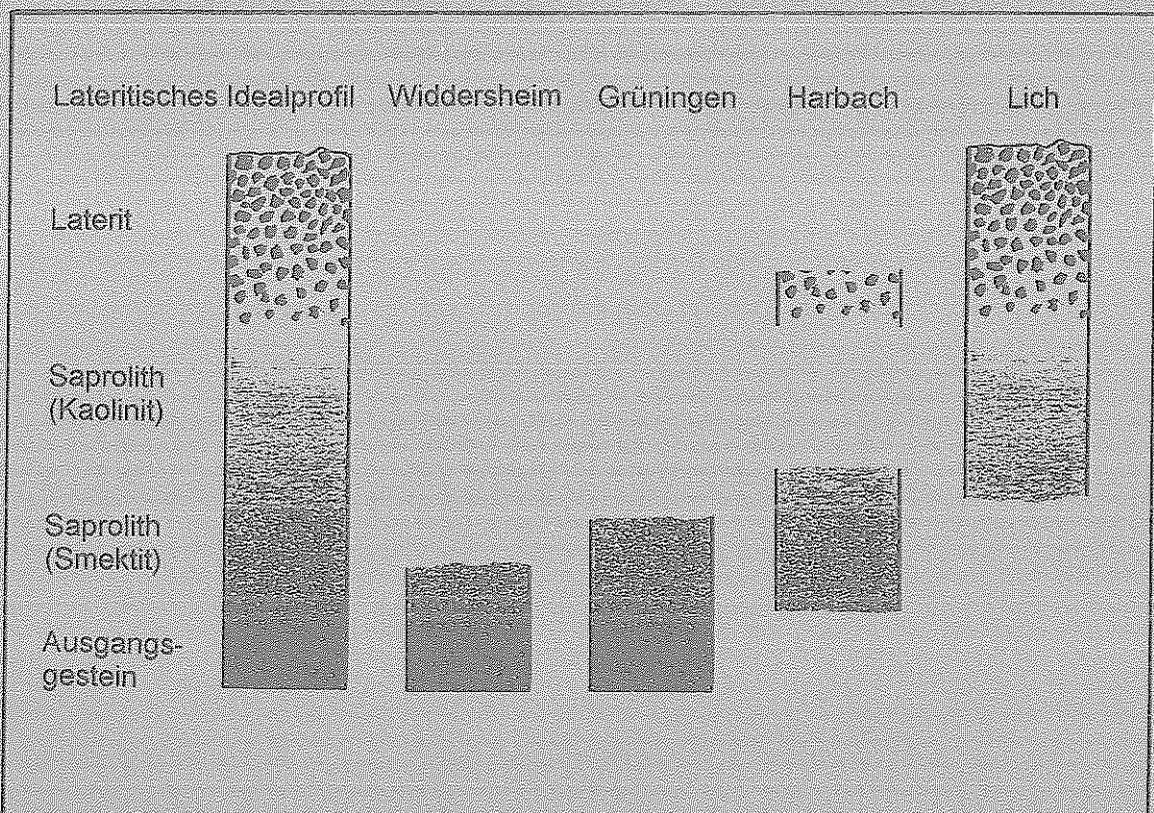


# 12.Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

vom 20.- 22. Mai 1993 in Gießen

## Bodenbildung und tertiäre Verwitterung auf den Basalten des Vogelsberges

T. Schwarz, K.-H. Emmerich,  
K. Moldenhauer, T. Vorderbrügge



Berlin, 1993

## Programm

### **Do 20.5.92: Vorträge und Sitzung des Arbeitskreises Paläopedologie**

17.30 Uhr Stremme: Begrüßung und Einleitung

17.45 Uhr Schwarz: Laterit und Bauxit als Relikte tropischer Verwitterung im Miozän Oberhessens

18.00 Uhr Reichmann: Prozesse der periglazialen Überprägung und Einflußfaktoren der holozänen Bodeneigenschaften

18.15 Uhr Altemüller: Mikromorphologische Ansätze zur Rekonstruktion tertiärer Umwandlungsprozesse im Aufschluß "Eiserne Hose" bei Lich / Oberhessen

18.45 Uhr Poetsch: Mikromorphologisch-mineralogische Untersuchungen zur Basaltverwitterung am Beispiel der Lokalität Dreihausen

19.00 Uhr Zeese: Rheinischer Schild und Nigerianischer Schild, Gemeinsamkeiten der pedogenen Entwicklung im Tertiär

19.15 Uhr Arbeitskreissitzung

### **Fr. 21.5.92: Busexkursion Teil I: "prä-basaltische Verwitterung, Basalt und Saprolith sowie quartäre Überprägung"**

8.00 Uhr Abfahrt ab Hotel Köhler, Westanlage 35

Ortenberg: Kaolinisierter Buntsandstein als Relikt der mesozoisch-alttertiären Verwitterungsdecke

Blindsachsen: Forschungsvorhaben "Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen")

Gedern: Trappbasalt-Decken, Sohl- und Dachsclacken, Edaphoide, Barrancos

Michelnaun: Kraterwall aus roten Schweißschlacken

Hungen-Langd: Vulkankrater mit Deckenbasalten, Tuffen und Schlotbrekzien

Oberwiddersheim: Basaltdecken, Tuffe, Saprolith im Anfangsstadium

Häuserhof: Saprolith aus Trachyt

### **Sa. 22.5.92: Busexkursion Teil II: "miozäne Verwitterung: Saprolith, Laterit, Bauxit"**

8.00 Uhr Abfahrt ab Hotel Köhler

Grüningen: Schlotbasalt, Übergang Basalt-Saprolith

Harbach: Saprolith aus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen

Lich (ehem. Bauxitgrube "Eiserne Hose"): Saprolith, Bauxitkonkretionen, Laterit, Solifluktion

bis 13.00 Rückkehr nach Gießen, Bahnhof

## Teilnehmer

- Altemüller, Prof. Dr., H.-J., Platanenweg 8, D - 3303 Vechelde.  
Altermann, Dr., M., Kefersteinstr. 3, O - 4020 Halle.  
Artmann, Susanne, Prinz-Rupprecht-Str. 17, D - 8400 Regensburg.  
Bargon, Prof. Dr., Ernst, Adalbert-Stifter-Str. 5, D - 6200 Wiesbaden.  
Bibus, Prof. Dr., Erhard: Universität Tübingen, Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, D - 7400 Tübingen.  
Bidow, Irena, Bultstr. 1a, D - 3000 Hannover 1.  
Bischoff, Ralf, Schubertstr. 12, D - 7519 Eppingen.  
Dahm, Dr., Hans-Dieter.  
Eiberweiser, Dipl.-Geogr., Martin: Univ. Regensburg, Phys. Geographie, Universitätsstr. 31, 8400 Regensburg.  
Emmerich, Dr., Karl-Heinz: Hess. Landesamt für, Bodenforschung, Leberberg 9, D - 6200 Wiesbaden.  
Ertz, Kathrin, Landrat-Trimborn-Str. 38, W - 5653 Leichlingen 1.  
Eurich, Brigitte: Universität Gießen, Inst. f. Bodenkunde und Bodenerhalt., Wiesenstr. 3-5, D - 6300 Gießen.  
Felix-Henningsen, Prof. Dr., P.: W. W. Universität, Inst. für Geographie, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster.  
Fiedler, Prof. Dr., H.J.: T.U. Dresden, Inst. f. Bodenk. und Standortslehre, Piennnerstr. 7, O - 8223 Tharandt.  
Fränzle, Prof. Dr., O.: Universität Kiel, Geographisches Institut, Ludewig-Meyn-Str. 14, D - 2300 Kiel 1.  
Frechen, Dr., Manfred: Universität Köln, Geol. Institut, Abt. Quartärgeologie, Zülpicher Str. 49, D - 5000 Köln.  
Gehrt, E.: NLFb, Stilleweg 2, D - 3000 Hannover 51.  
Gortner, Edda: Universität Gießen, Inst. f. Bodenkunde und Bodenerhalt., Wiesenstr. 3-5, D - 6300 Gießen.  
Grottenthaler, Walter: Bayerisches Geol. Landesamt, Heßstr. 128, D - 8000 München 40.  
Grunert, Prof. Dr., Jörg W.: Universität Bonn, Geographisches Institut, Meckenheimer Allee 166, 5300 Bonn 1.  
Hagemeyer, Birgit, Prinz-Rupprecht-Str. 8, D - 8400 Regensburg.  
Hoffmann, Gerhard, Geologisches Landesamt NW, De Greiff-Str. 195, D - 4150 Krefeld.  
Hofmann, Dr., Walter: T.U. Dresden, Inst. f. Bodenk. und Standortslehre, Piennnerstr. 7, O - 8223 Tharandt.  
Hoselmann, Dipl.-Geol., Christian: Univ. Köln, Geol. Inst., Abt. Quartärgeologie, Zülpicherstr. 49, 5000 Köln 1.  
Keil, Dr., Bernhard, Oberfinanzdirektion Frankfurt/Main, Adickesallee 32, D - 6000 Frankfurt 11.  
Klein, Thilo, Stephanstr. 37, D - 6300 Gießen.  
Klessinger, Hannes, Prinz-Rupprecht-Str. 17, D - 8400 Regensburg.  
Kösel, Dr., M., Geologisches Landesamt, Albertstr. 5, D - 7800 Freiburg i. Br..  
Krumb, Dipl.-Geol., Jens: T.U. Berlin / BH 4, FG Lagerstättenforschung, Ernst-Reuter-Pl. 1, D - 1000 Berlin 12.  
Leßmann-Schoch, Ulrike, Siemensstr. 41, D - 5000 Köln 30.  
Linnemann, Dr., U.-G., Inst. f. Bodenk. und Standortslehre, Piennner Str. 7, O - 8223 Tharandt.  
Mahr, Andrea: Universität Regensburg, Physische Geographie, Universitätsstr. 31, D - 8400 Regensburg.  
Moldenhauer, Dr., Klaus: Hess. Landesamt für, Bodenforschung, Leberberg 9, D - 6200 Wiesbaden.  
Moselmann, Dipl.-Geol., Christian: Univ. Köln, Geol. Inst., Abt. Quartärgeologie, Zülpicherstr. 49, 5000 Köln 1.  
Ott, Thomas, Prüfening Str. 44 A, D - 8400 Regensburg.  
Partz, Dipl.-Geogr., Alois, Schloßstr. 17, W - 6624 Karlsbrunn.  
Poetsch, Dr., T.: Institut für Geographie der, Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D - 2000 Hamburg 13.  
Rau, Dr., Dietrich, Ammerbacher Str. 98 c, O - 6901 Jena-Ammerbach.  
Reichmann, Dr., Helmut: Hess. Landesamt für, Bodenforschung, Leberberg 9, D - 6200 Wiesbaden.  
Rösner, Dr., Ulrike: Universität Erlangen-Nürnberg, Inst. f. Geographie, Kochstr. 4, D - 8520 Erlangen.  
Rogaar, Ir.H.: Landbouuniversiteit Wageningen, P.O.B. 37, NL - 6700 AA Wageningen.  
Sabel, Dr., Karl Josef: Hess. Landesamt für, Bodenforschung, Leberberg 9, D - 6200 Wiesbaden.  
Scheven, Esther, Cordierstr. 19, D - 6000 Frankfurt /M..  
Scholten, Dipl. Geogr., Th.: Wilhelms-Universität, Inst. für Geographie, Robert-Koch-Str. 26, D - 4400 Münster.  
Schröder, Prof. Dr., Dietmar: Universität Trier, Institut für BodenkundeTrier.  
Schwartz, Wilhelm, Sophienstr. 19, D - 3352 Einbeck.  
Schwarz, Dr., Torsten: T.U. Berlin / BH 4, FG Lagerstättenforschung, Ernst-Reuter-Platz 1, 1000 Berlin 12.  
Seidenschwann, Dr., Günter, Brehmstr. 6, W - 6455 Erlensee.  
Simmel, Prof. Dr., Arno, Theod. Körner Str. 6, D-W - 6238 Hofheim a. Ts..  
Senft, Dipl.-Geogr., Bernd: Univ. Regensburg, Physische Geographie, Universitätsstr. 31, D - 8400 Regensburg.  
Skowronek, Prof. Dr., Armin: Friedrich-Wilhelm-Univ. Bonn, Inst. für Bodenkunde, Nußallee 13, 5300 Bonn 1.  
Spies, Dr., E.: Geologisches Landesamt, Rheinland-Pfalz, Emmeranstr. 36, D - 6500 Mainz.  
Stephan, Dr., S.: Inst. f. Bodenkunde, Nußallee 13, D - 5300 Bonn 1.  
Stremme, Prof. Dr., Helmut E., Bartelsallee 14, D - 2300 Kiel.  
Strunk, Dr., Horst.  
Thon, Dr., Bernd, Kirchstr. 48, D - 5580 Traben-Trarbach.  
Traidl, Dipl.-Geogr., Robert: Univ. Regensburg, Phys. Geographie, Universitätsstr. 31, D - 8400 Regensburg.  
Trippner, Christian: Universität Regensburg, Geographisches Institut, Universitätsstr. 31, D - 8400 Regensburg.  
van der Plas, Prof. Dr., L.: Univ. Wageningen, Bodenkde und Geol., Postfach 37, NL - 6700 AA Wageningen.  
Veit, Dr., Heinz: Universität Bayreuth, Lehrstuhl für Geomorphologie, Postfach 10 12 51, D - 8580 Bayreuth.  
Völkel, Dr., Jörg: Universität Regensburg, Geographisches Institut, Universitätsstr. 31, D - 8400 Regensburg.  
Vogg, Dr., Reiner: Universität Stuttgart, Geographisches Institut, Silberstraße 9, D - 7000 Stuttgart 10.  
Vorderbrügge, Dr., Thomas: Hess. Landesamt für, Bodenforschung, Leberberg 9, D - 6200 Wiesbaden.  
Weidenfeller, Dr., Michael: Geologisches Landesamt, Rheinland-Pfalz, Emmeranstr. 36, D - 6500 Mainz.  
Zakosek, Prof., H., Semürner Str. 4, D - 5300 Bonn 1.  
Zeese, Dr., Reinhard: Universität Köln, Geographisches Institut, Albert Magnus Platz, D - 5000 Köln 41.  
Ziehen, Dr., Wolfgang, Georg-Philipp-Gail-Str. 11, D - 6300 Gießen.

# Inhalt

Vorwort	4
<b>1. Einleitung</b>	<b>4</b>
1.1 Prä-basaltische Verwitterung	4
1.2 Basalt	5
1.3 Verwitterung auf Basalt	7
1.4 Quartäre Prozesse und Sedimente *)	9
1.5 Holozäne Bodenbildung *)	9
1.6 Naturräumlicher Überblick *)	10
<b>2. Exkursionspunkte</b>	<b>12</b>
2.1 Prä-basaltische Verwitterung	14
2.1.1 Ortenberg: Saprolith auf Sandstein	14
2.2 Basalt	16
2.2.1 Gedern: Trappbasalt-Decken	16
2.2.2 Michelau: Kraterwall	16
2.2.3 Hungen-Langd: Vulkankrater mit Lavasee	17
2.3 Verwitterung auf Basalt	18
2.3.1 Oberwiddersheim: Saprolith im Anfangsstadium	19
2.3.2 Häuserhof: Saprolith aus Trachyt	20
2.3.3 Grüningen: Übergang Basalt-Saprolith	21
2.3.4 Harbach: Saprolith aus diversen Ausgangsgesteinen	23
2.3.5 Lich: Saprolith, Bauxitkonkretionen, Laterit	24
2.4 Einfluß tertiärer Paläoböden auf die holozänen Bodeneigenschaften *)	30
2.4.1 Standortkundliche Eigenschaften der Böden im Projektgebiet *)	30
2.4.2 Bindsachsen: Forschungsvorhaben "Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen" *)	38
<b>3. Detailfragen</b>	<b>44</b>
3.1 Supergene vs. hydrothermale Kaolinisierung	44
3.2 Edaphoide	45
3.3 Ältere Theorien zum Vogelsberg-Bauxit	46
3.4 Bildung von Bauxitkonkretionen ("Knollen")	47
3.5 Basalteisenstein	48
3.6 Paläoklima	50
3.7 Bauxitbergbau im Vogelsberg	52
3.8 Saprolith - Saprolit	57

\*) Beiträge von EMMERICH, MOLDENHAUER & VORDERBRÜGGE

## Vorwort

Im Bereich des heutigen Vogelsberges konnten sich im Jungtertiär durch das Zusammentreffen mehrerer Faktoren (i.W. tropische Klimabedingungen und basaltisches Ausgangsgestein) durch intensive chemische Verwitterung Bauxit und Laterit bilden, Gesteine in deren Untersuchung Geologen, Bodenkundler und Lagerstättenforscher vereint sind.

Die jungtertiäre Phase tiefgründiger chemischer Verwitterung, die den Schwerpunkt der diesjährigen Exkursion des AK Paläoböden bildet, steht im Anschluß an eine ältere, mesozoisch-alttertiäre Verwitterungsphase, deren Produkte im Rheinischen Schiefergebirge Ziel der Exkursionstagung 1991 waren (FELIX-HENNINGSEN et al. 1991). Von dieser ersten Phase der Verwitterung ist lediglich die flächenhafte Verbreitung von Saprolith erhalten geblieben, während in der zweiten, jungtertiären Verwitterungsphase zu tropischen Klimabedingungen noch der zweite für die Bauxitbildung essentielle Faktor hinzukam, das geeignete Ausgangsgestein - in diesem Fall Basalt.

Die Gliederung des Exkursionsführers orientiert sich nun an diesen geologischen Marken, der zeitlichen Abfolge von prä-basaltischer Verwitterung, Basaltextrusion im Miozän und der lateritischen Verwitterung auf basaltischen Ausgangsgesteinen (SCHWARZ) sowie pleistozäne Prozesse und holozäne Bodeneigenschaften auf den tertiären Verwitterungs substraten (EMMERICH, MOLDENHAUER, VORDERBRÜGGE). In der Beschreibung der Exkursionspunkte werden nur die jeweiligen Lokalitäten spezifischen Informationen geliefert. Die Diskussion einzelner, wissenschaftlich interessanter Detailfragen erfolgt im dritten Teil des Exkursionsführers.

## 1. Einleitung

### 1.1 Prä-basaltische Verwitterung

In ganz Mitteleuropa finden sich Zeugen einer mesozoisch-tertiären Verwitterungskruste, deren Relikte sich von der Bretagne (ESTELOULE-CHOUX 1983) über das Rheinische Schiefergebirge (FELIX-HENNINGSEN 1990) und die Böhmisches Masse (STÖRR et al. 1978) bis in die Ukraine (RUSKO 1987) und nach Kasachstan erstrecken (PETROV 1991). Möglich war diese tiefgründige Verwitterung durch eine lang anhaltende Festlandsphase im Mesozoikum und Tertiär sowie global warmfeuchte Klimabedingungen in Oberkreide und Alttertiär (FRAKES 1979). In Hessen äußert

lag im Torton (STEGEMANN 1964, PFLUG 1966, 1976, HOTTENROTT 1985). Während dieses ganzen Zeitraums sind tholeiitische und alkalibasaltische (einschließlich trachytische) Laven sowie auch alkalibasaltische Tuffe in unregelmäßigem Wechsel übereinander abgelagert worden. Auch alkalibasaltische und trachytische Intrusionen sind mehrfach erfolgt (EHRENBERG & HICKETHIER 1985).

Mit 2500 km Vulkanitbedeckung ist der Vogelsberg das größte geschlossene Vulkangebiet Mitteleuropas. SCHOTTLERs (1937) Annahme einer Horstscholle mit nur geringmächtiger Vulkanitbedeckung im Bereich des Hohen Vogelsbergs sind durch die in der Bohrung Hasselborn (EHRENBERG et al. 1979) bei 490 m noch nicht durchteuften Basaltdecken widerlegt. Widerlegt ist auch die Annahme einer großen Caldera (BRINKMANN 1968), die den heutigen, rundlichen Umriss des Vogelsbergs erklärt hätte. Vielmehr ist das vulkanische Deckgebirge - wie auch der bruchtektonisch beanspruchte Untergrund (jedoch deutlich schwächer) - in Schollen zerlegt, die zum zentralen Vogelsberg hin, mehr oder weniger staffelförmig, einsinken (WIEGAND 1977, Abb. 1). Bei der Auswertung der Höhenlage der Basaltbasis durch EHRENBERG & HICKETHIER (1985) zeigte sich ein Muster unterschiedlich hoch liegender "Niveauschollen". Die tiefste - die SW-NE gestreckte Hungen-Schotten-Tiefscholle - liegt etwa 98 m unter NN (größte bekannte Tiefe).

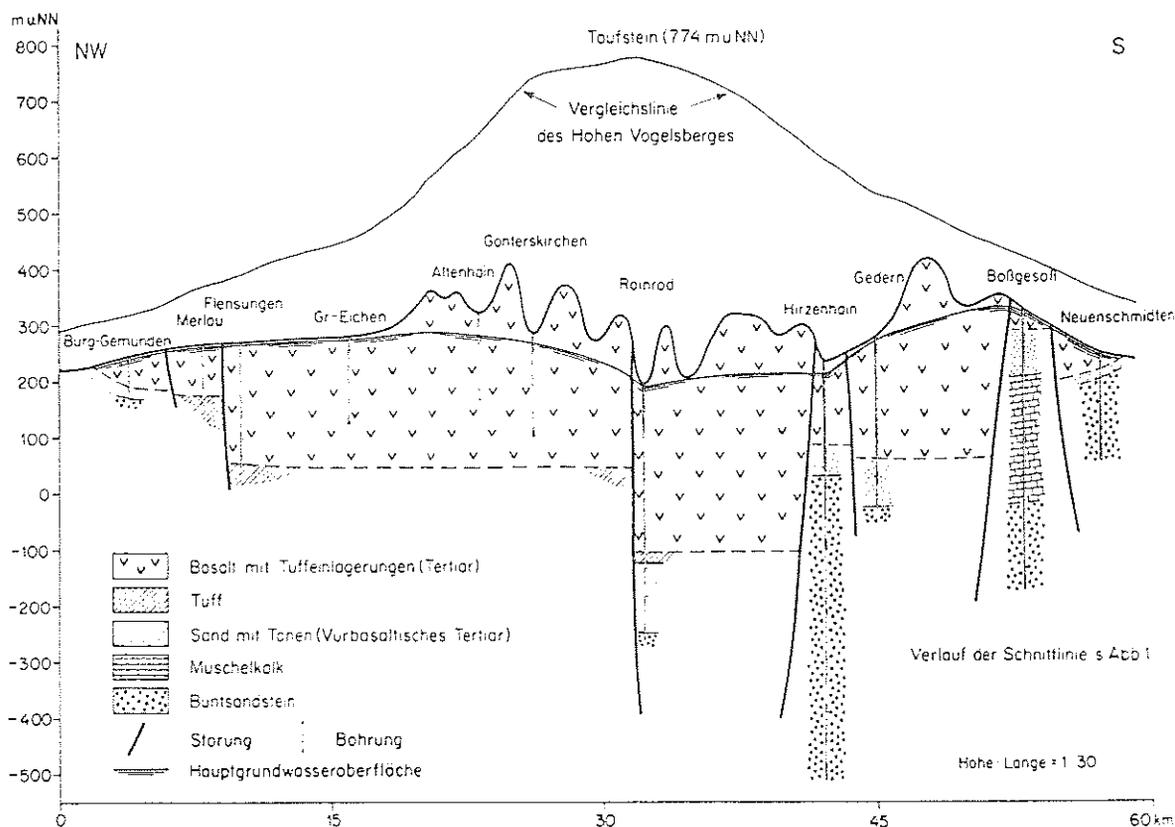


Abb. 1: Schematischer Schnitt durch den westlichen Vogelsberg (aus WIEGAND 1977).

Ebenfalls als überholt kann danach SCHENKs (1974) Annahme einer Fortsetzung des Oberrheintalgrabens unter dem Vogelsberg angesehen werden. Für die Entstehung der basanitischen Magmen nimmt WEDEPOHL (1985) in Nordhessen eine Bildungstiefe von 75 - 90 km an, wo es bei ca. 1200 °C zu einer etwa 6 %-igen Aufschmelzung eines spinell-peridotitischen Ausgangsgesteins kam. Magmenkammern sind nach vorherrschender Meinung nicht gebildet worden.

### 1.3 Verwitterung auf Basalt

Gegen Ende sowie nach der Förderung der Vulkanite setzte deren intensive chemische Verwitterung ein (SCHRICKE 1986). Hierbei wurde vulkanisches Gestein bis in eine Teufe von 50 m zu Saprolith zersetzt (SCHOTTLER 1921). Weiterhin bildeten sich Anreicherungen von Sesquioxid-reichen Sedimenten, die heute in Form flächenhafter Roterdedecken mit eingelagerten Bauxitknollen vorliegen. Schnurartige Brauneisen-Vererzungen bildeten sich bevorzugt in Saprolith und untergeordnet in Bauxit-schottern.

Die Verbreitung lateritischer Roterden hat in den flächenhaften Vorkommen im westlichen Vogelsberg, insbesondere in der Umgebung von Lich, ihren Schwerpunkt (Abb. 2). Es sind jedoch auch Roterde mit Bauxitknollen aus dem Raum Ostheim-Rüdigheim N' Hanau (36 km SSE' von Lich) von HEIM (1971), Bauxitknollen und Roterde bei Flieden (48 km ESE' von Lich) von LAEMMLEN (1970), sowie Bauxitknollen zwischen Alsfeld und Lauterbach (42 km NE' von Lich) von ZULAUF (1987) und bei Großenlüder von DIEHL (1935) beschrieben worden.

Lateritische Verwitterungsprodukte werden von WENZ (1924) auf oberpliozänen (nach SCHOTTLER 1921) tholeiitischen Basalten SW' Hanau (45 km S' des Exkursionsgebiets) beschrieben, Latosole S' Mainz (79 km SW' von Lich) von STÖHR (1974), sowie "lateritartige" Bodenbildungen (PLASS 1974) im Mainzer Becken, die auch schon von WENZ (1924) beobachtet worden sind.

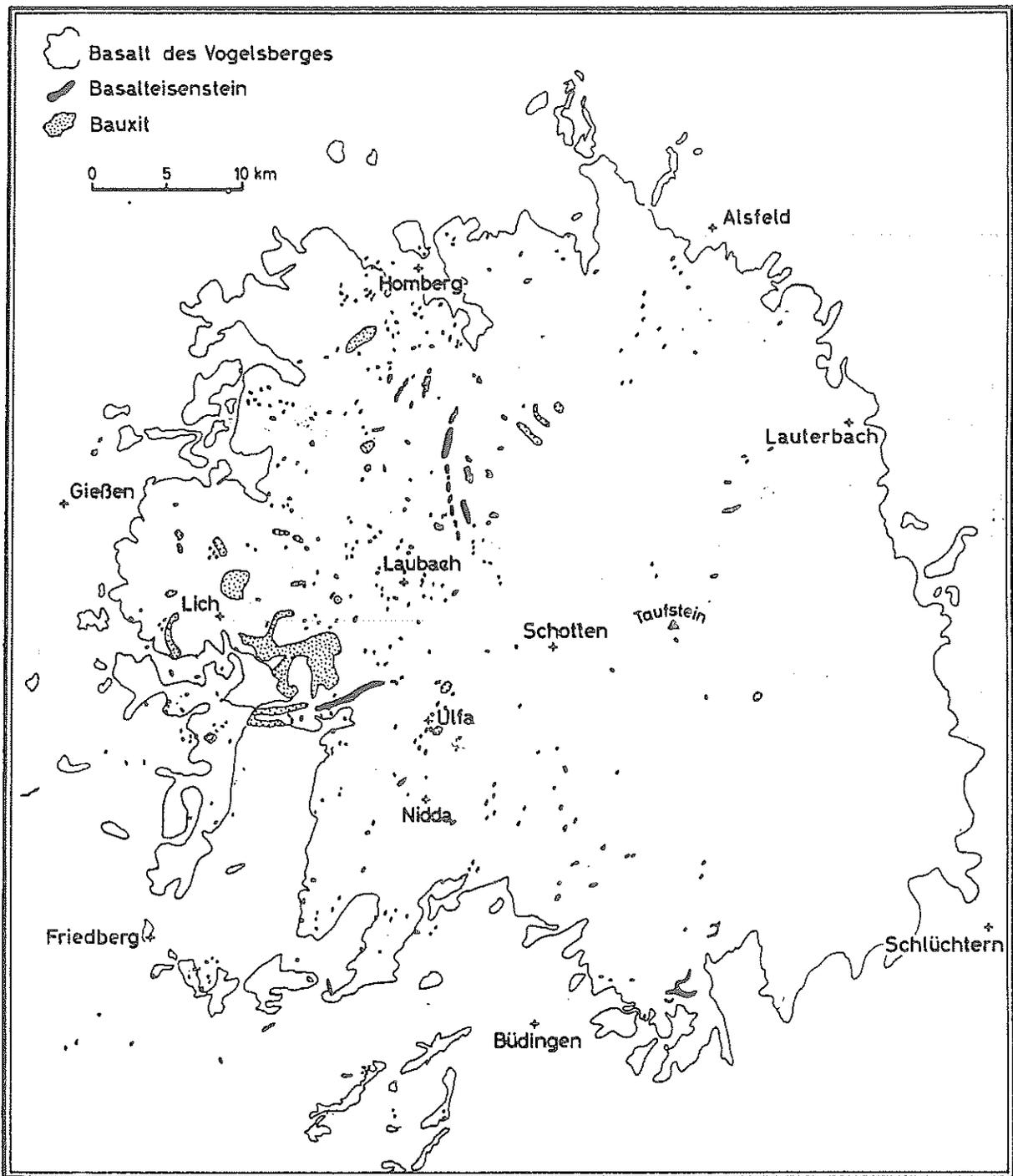


Abb. 2: Verbreitung von Roterde (Bauxit) und Basalteisenstein im Vogelsberg (aus SCHWARZBACH 1966).

## 1.4 Quartäre Prozesse und Sedimente

Mit Ausnahme einiger stark exponierter Klippen und Steilhänge, werden die tertiären Gesteine und Verwitterungsbildungen fast überall von lößlehmhaltigen Solifluktionsschuttdecken überlagert, in die mehr oder minder große Anteile von Basalt- oder auch Plastosolmaterial eingemischt sind. Größere Mächtigkeiten erreichen diese pleistozänen Lockergesteine vor allem dort, wo die präquartäre Reliefsituation eine stärkere Lößakkumulation begünstigte. Holozäne Sedimente finden sich in Form von Kolluvien und Auenlehm bevorzugt in den Bereichen, in denen Talschlußmulden und die Auen kleinerer Fließgewässer in die Untersuchungsflächen eingreifen.

Die geomorphologischen Prozesse im Pleistozän wurden durch das periglaziale Klima bestimmt, wobei sich Höhen- und Reliefunterschiede bei der Verteilung der Sedimente deutlich bemerkbar machen. Löß wurde im gesamten Vogelsberg abgelagert, überwiegend jedoch in den tiefergelegenen und schwach geneigten Bereichen des Vorderen und Unteren Vogelsbergs. Mit zunehmender Höhe gewinnen kryoklastische, krypturbate und solifluidale Prozesse an Bedeutung, bedingt durch kälteres Klima und stärkere Reliefenergie. Der Aufbau der dadurch entstandenen Sedimente hängt nicht nur von den lithologischen Verhältnissen des Herkunftsgebietes ab, sondern auch vom Anteil lößbürtigen Fremdmaterials und dessen makro- und mikrorelief bedingter Verteilung. Üblicherweise wird eine Dreiteilung vorgenommen, und zwar in Basisschutt, Mittelschutt und Deckschutt bzw. -sediment (SEMMELE 1968).

## 1.5 Holozäne Bodenbildung

Dort wo Löß das Ausgangsgestein der Bodenbildung bildet haben sich im Holozän Parabraunerden entwickelt, die je nach Höhenlage und Relief mehr oder weniger pseudovergleyt sind. Kalkhaltigen Löß findet man jedoch nur noch in den westlichen Randgebieten. Meist handelt es sich um umgelagerten Lößlehm.

Mit abnehmendem Lößanteil und zunehmendem Skelettanteil im Decksediment treten auf nicht erodierten Standorten Braunerden meist mittlerer Gründigkeit auf. Wo das Decksediment erhöhte Tuffgehalte aufweist, haben sich charakteristische Lockerbraunerden entwickelt.

Vielfach hat die pleistozäne Solifluktion tertiäre Reliktböden aufgearbeitet, hier kommen plastosol- und latosolähnliche Böden vor. Häufig sind die Böden über tertiären, tonigen Bodenresten stauwassergeprägt. Dieser Prozess wird durch die relative Ebenheit der tertiären Flächenreste und die mit der Höhe zunehmenden Niederschläge noch verstärkt.

Infolge der mittelalterlichen, intensiven Ackernutzung und der damit verbundenen Terrassierung und Bodenerosion sind ungestörte Bodenprofile selten. Regosole und Kolluvien sind weit verbreitet. Durch die Bodenerosion bilden tertiäre Bodenrelikte örtlich die Oberflächenböden.

## 1.6 Naturräumlicher Überblick (Relief und Klima)

Der Vogelsberg ist die dominierende naturräumliche Einheit Mittelhessens. Er wird in den Vorderen-, Unteren- und Hohen Vogelsberg (349, 350, 351 Abb. 3) unterteilt. Das morphologisch sehr differenzierte Mittelgebirge stellt mit ca. 2500 km<sup>2</sup> das größte geschlossene Basaltgebiet des europäischen Festlands dar.

Der Vogelsberg ist morphologisch durch mehr oder weniger große Verebnungsflächen und im zentralen Bereich durch ein radiales Talsystem gekennzeichnet. Die Umrandung des Vogelsbergs bilden, wie Abb. 3 zeigt, überwiegend Becken und Senken.

Der Vogelsberg wurde in postbasaltischer Zeit mehrmals um unterschiedliche Beträge gehoben. Dabei kam es unter "tropischen" Klimabedingungen zur Ausbildung verschiedener Flächenstockwerke. Der Hohe Vogelsberg weist oberhalb ca. 720 m NN den größten einheitlichen Rest der wahrscheinlich altpliozänen Abtragungsfläche auf. Um den Oberwald schließen sich elliptisch angeordnete Abdachungsstufen an und gehen in die tiefergelegene mittel- bis jungpliozäne Hauptverebnungsfläche des Unteren- und Vorderen-Vogelsbergs über (SCHÖNHALS 1973). Die tiefste tertiäre Verebnungsfläche liegt im westlichen Vogelsberg zwischen 190-165 m NN (BIBUS 1973).

Die starken Höhen- und Reliefunterschiede spiegeln sich auch im Klima wider. Die Niederschlagssummen weisen regional große Unterschiede auf, sie werden nicht nur von der Meereshöhe, sondern auch von der elliptischen Form des in NNW-SSE-Richtung orientierten Hohen-Vogelsbergs bestimmt. Bedingt durch Westwindsteigungsregen erhalten Orte an der SW-Seite (z.B. Schotten 272 m NN, 855 mm/J) wesentlich höhere Niederschläge als Orte im Regenschatten auf der NE-Seite in gleicher Höhe (z.B. Lauterbach 291 m NN, 627 mm/J).

Das Projektgebiet gehört zur naturräumlichen Einheit des Unteren-Vogelsbergs. Die Niederschläge liegen zwischen 700 und 850 mm/J, die Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei 8,0-8,5 °C. Das Gebiet gehört nach KNAPP (1958) zur Oberen Buchenmischwald-Zone.

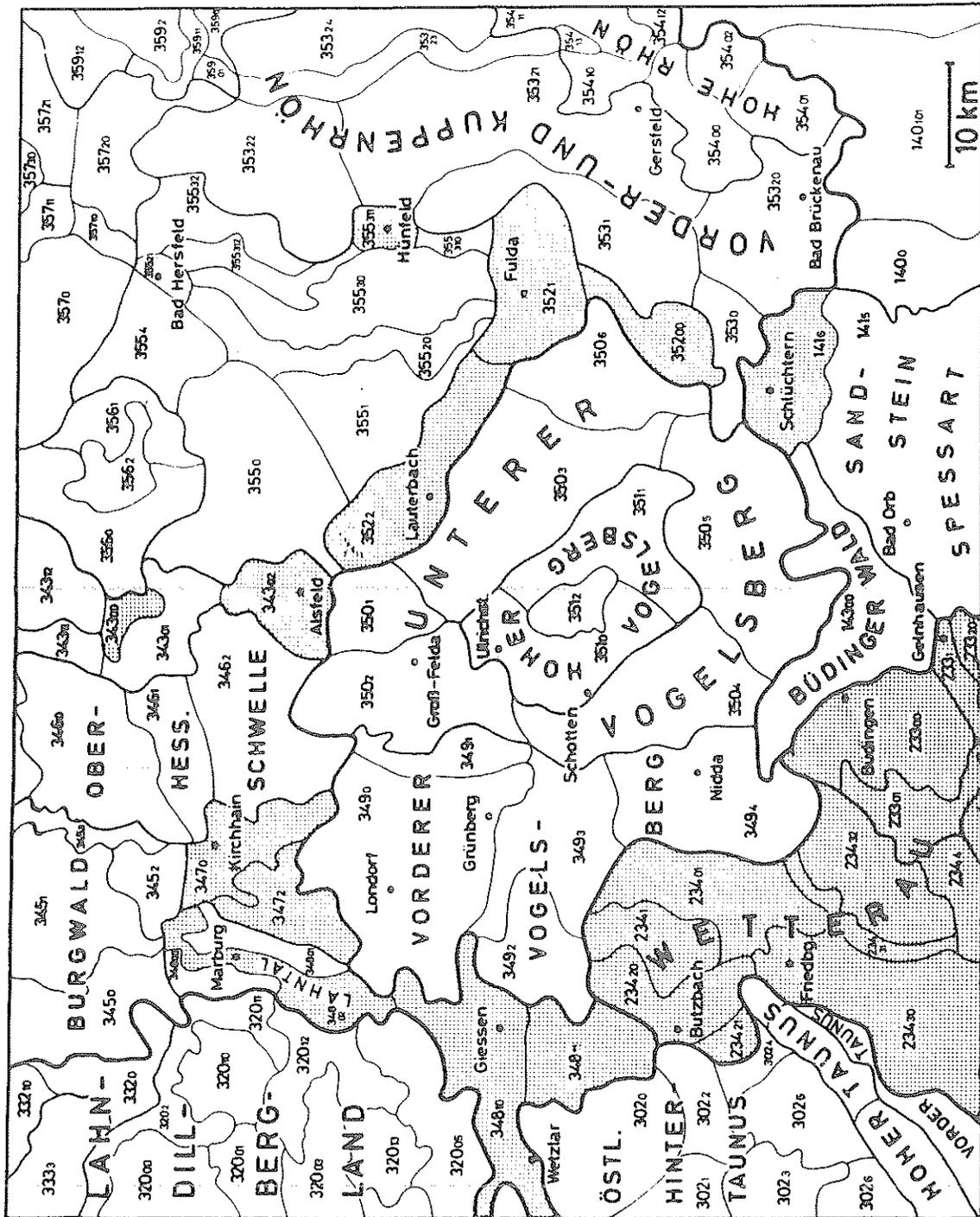


Abb. 3: Die naturräumlichen Einheiten im mittleren Hessen.

## 2. Exkursionspunkte

Die Exkursion beginnt bei Ortenberg, und verläuft weiter über Gedern, Nidda und Hungen. Am nächsten Tag wird die weitere Umgebung von Lich angefahren (Abb. 6).

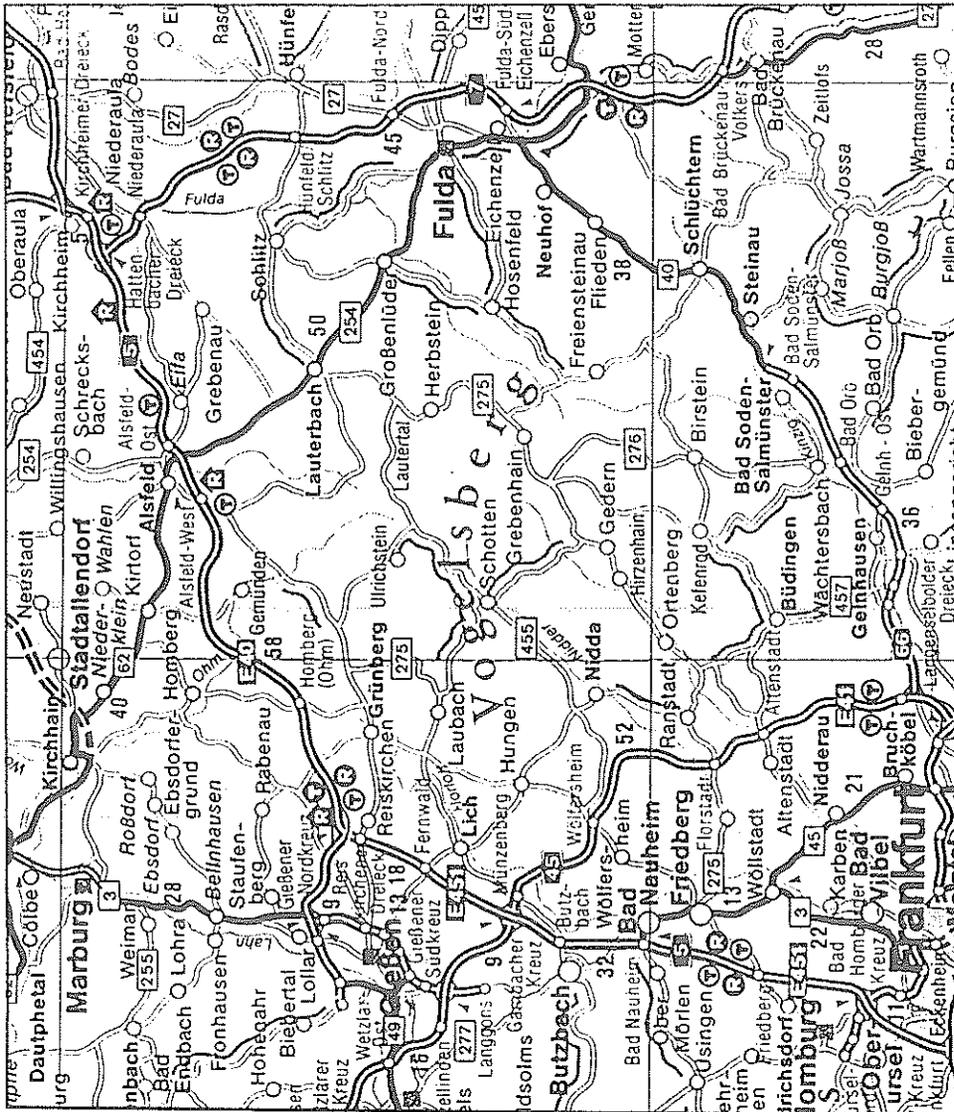


Abb. 4: Topographische Übersicht des Exkursionsgebiets.

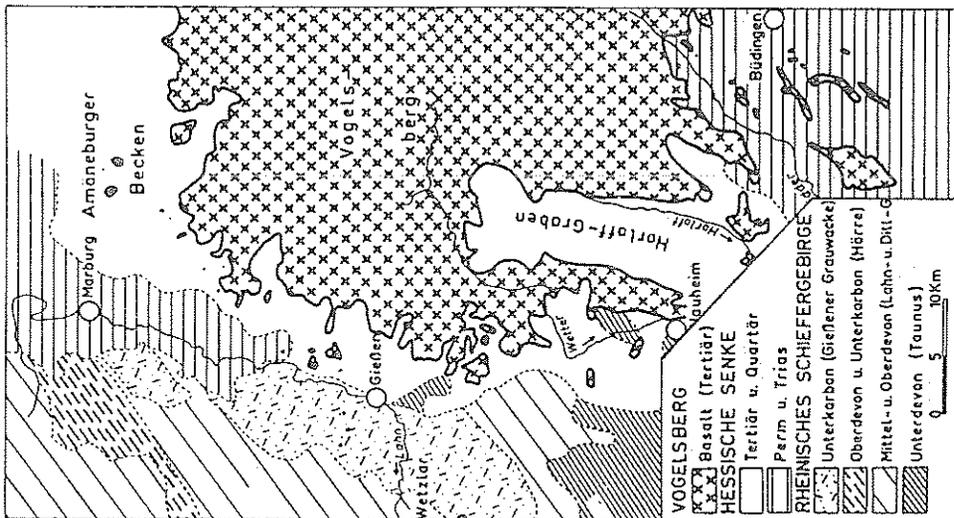


Abb. 5: Geologische Übersicht des Exkursionsgebiets (aus WEYL 1980, entspricht dem linken Bereich von Abb. 4).

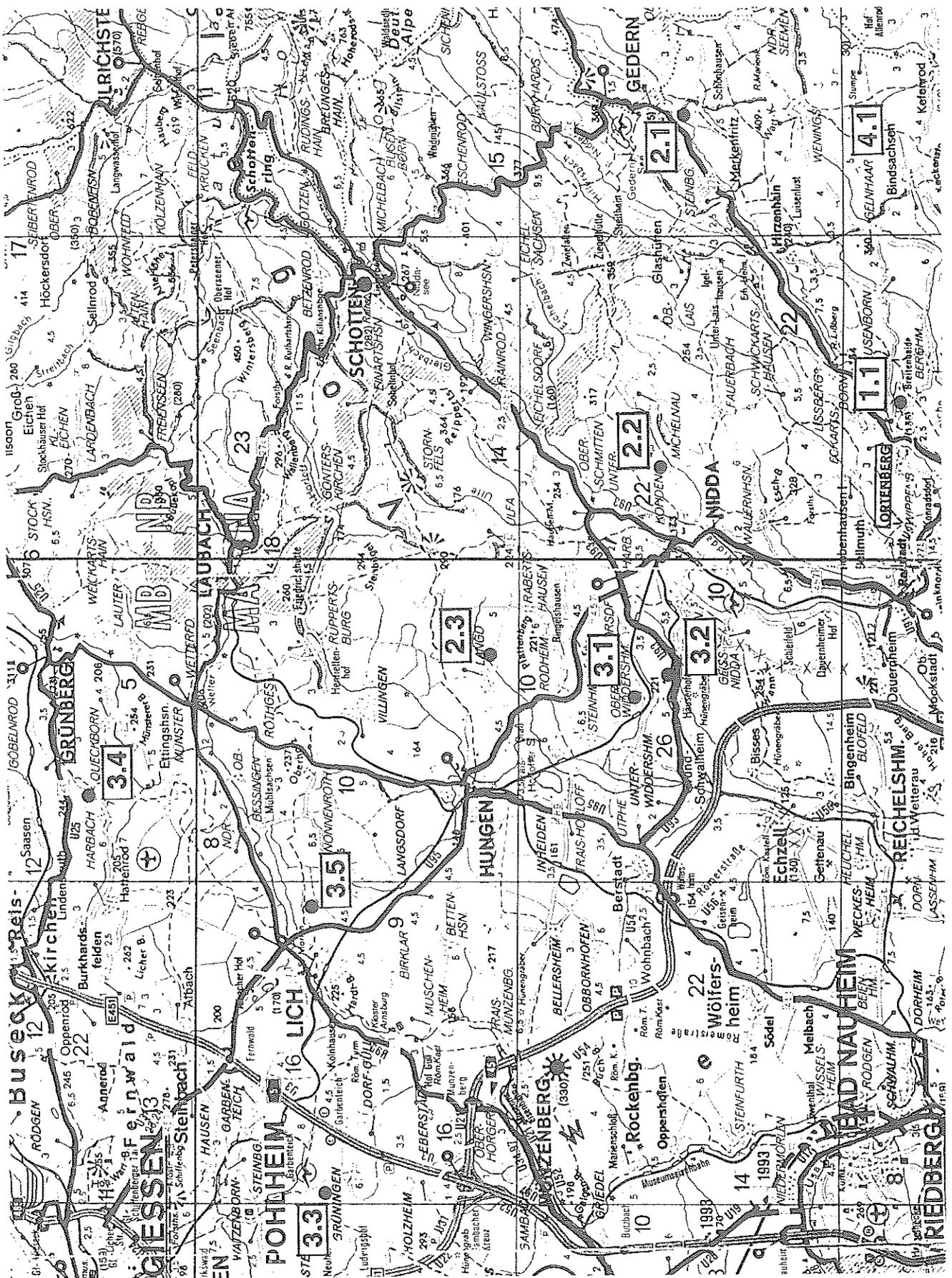


Abb. 6: Lage der Exkursionspunkte, die Nummern entsprechen den jeweiligen Kapitelendziffern des vorliegenden Exkursionsführers.

## 2.1 Prä-basaltische Verwitterung

### 2.1.1 Ortenberg: Saprolith auf Sandstein

Östlich von Ortenberg stehen in einer aufgelassenen Sandgrube intensiv kaolinisierte und gebleichte, überwiegend sandige Sedimente der Volpriehausen-Wechselfolge (Buntsandstein) an. Die Grube liegt am Südrand des basaltischen Vogelsberg an der Grenze zu den staffelförmig nach Norden hin absinkenden Buntsandsteinschollen des Büdinger Walds. Bei den im Bereich der Grube anstehenden Gesteinen handelt es sich nach STÄHLIN (1964) um eine abgesunkene Buntsandsteinscholle, die von ungebleichtem Buntsandstein umgeben wird.

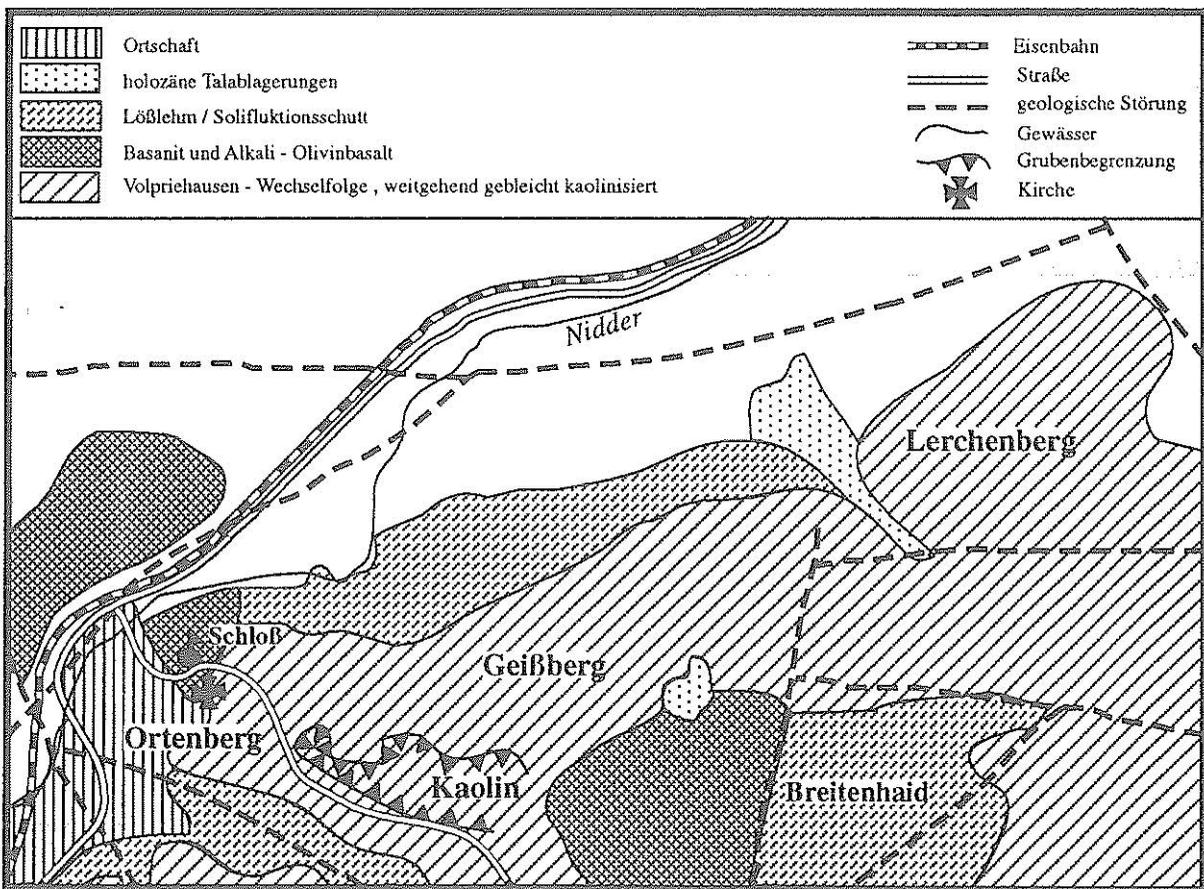


Abb. 7: Geologische Kartenskizze der Umgebung von Ortenberg.

Die Kaolinisierung ist vor Beginn des Basaltvulkanismus erfolgt, wie aus den Lageverhältnissen sowie aus dem Auftreten von Xenolithen kaolinisierten Sandsteins in Basalt hervorgeht. Auch der hier nicht aufgeschossene, überlagernde Detfurth-Sandstein ist im Blattgebiet Ortenberg meist stark kaolinisiert (EHRENBERG & HICKE-THIER 1978).

Eine Probe der aufgeschlossenen Sedimente ergab folgende Kornverteilung:

Sand: 85 %

Silt: 4 %

Ton: 11 %

Bei der mineralogischen Zusammensetzung dominiert Quarz, daneben treten Kaolinit sowie untergeordnet Illit auf. Die Quarze sind schlecht gerundet bis kantengerundet und fast immer von Kaolinitfäden umgeben. Fünf verschiedene Kaolinittypen können unterschieden werden (SCHIRRMESTER et al. im Druck):

- separate Kaolinittafeln
- kleine Stapelpakete aus ca. 10 Lagen
- Kaolinitbooklets und -würmer
- Hüllen um Quarzkörner
- schmale Kaolinitgirlanden

Die Bestimmung des Hinckley-Index ergab Werte zwischen 1,2 und 1,4, was auf einen gut kristallisierten, also wenig fehlgeordneten Kaolinit hindeutet.

Geochemisch ergibt sich eine relativ monotone Zusammensetzung mit hohem SiO<sub>2</sub>-Gehalt sowie 14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, während Alkalien und Erdalkalien abgeführt sind (Tab. 1). Die Spurenelementgehalte bewegen sich in einem Bereich, wie er für supergene Kaoline normal ist (vgl. Kap. 3.1).

Tab. 1: Haupt- und Spurenelementzusammensetzung kaolinisierter Sedimente bei Ortenberg (n=7).

Element	Mittel	Std.-Abw.	Element	Mittel	Std.-Abw.
SiO <sub>2</sub> [M.-%]	80,91	22,64	Ni [ppm]	15	16
TiO <sub>2</sub> [M.-%]	0,48	0,72	Co [ppm]	2	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [M.-%]	14,28	16,24	Zn [ppm]	18	23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [M.-%]	0,30	0,25	Rb [ppm]	32	27
MnO [M.-%]	0,01	0,01	Sr [ppm]	91	134
MgO [M.-%]	0,18	0,20	Y [ppm]	19	14
CaO [M.-%]	0,06	0,02	Zr [ppm]	135	100
Na <sub>2</sub> O [M.-%]	0,01	0,01	Nb [ppm]	8	9
K <sub>2</sub> O [M.-%]	0,80	0,70	Ba [ppm]	219	170
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> [M.-%]	0,07	0,07	Ce [ppm]	79	95
V [ppm]	32	32	Pb [ppm]	21	32
Cr [ppm]	22	19	Th [ppm]	30	26

Im südlichen Bereich der Grube fallen einige härtere Bänke auf, die stellenweise stark verkieselt sind. Örtlich finden sich auch Verkieselungserscheinungen, die von Klüften ausgehen. Bei den bankig auftretenden Quarziten handelt es sich wahrscheinlich um Grundwassersilcretes, die sich im Zusammenhang mit der supergenen Alteration und damit einhergehenden Kieselsäuremobilisierung gebildet haben.

## 2.2 Basalt

### 2.2.1 Gedern: Trappbasalt-Decken

Östlich des Orts wird in einem schon von weitem am Talhang sichtbaren Steinbruch Basalt als Straßenbaumaterial abgebaut. Aufgeschlossen sind bis zu sieben flach übereinanderliegende und zum Teil auskeilende, basanitische Lavaströme mit wechselnd mächtigen Dachsclacken (EHRENBURG 1986). Im Nordteil des Steinbruchs ist an einer Wand ein durch die erodierende Wirkung flüssiger Lava entstandenes Tal (Barranco) aufgeschlossen.

Örtlich ist zwischen die Basaltdecken eine rötliche Aschentufflage eingeschaltet. Hier sowie entlang der Grenzen zwischen zwei Lavaströmen sind eine Reihe von Alterationsphänomenen erkennbar, die Verwitterungsbildungen ähnlich sind (vgl. Kap. 3.2). Produkte tiefgründiger chemischer Verwitterung sind aus dem Steinbruch nicht bekannt. Vielmehr handelt es sich bei dem hier aufgeschlossenen Basalt um das unverwitterte Ausgangsgestein, wobei auffällt, daß die Lithologie aufgrund der Lagerungsverhältnisse auf kurze vertikale Distanzen (z.T. nur 50 cm Mächtigkeit der Basaltdecken) stark varriieren kann. Die chemische Zusammensetzung des untersten Lavastroms ist in Tab. 2 wiedergegeben.

Tab. 2: Chemische Zusammensetzung (in M.-%) des untersten Lavastroms bei Gedern (aus EHRENBURG 1986).

SiO <sub>2</sub>	43,30	FeO	5,66	Na <sub>2</sub> O	2,10
TiO <sub>2</sub>	2,37	MnO	0,19	K <sub>2</sub> O	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	MgO	13,10	H <sub>2</sub> O+	3,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,35	CaO	11,18	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52

### 2.2.2 Michelnau: Kraterwall

Oberhalb des Orts sind in einem kleinen Steinbruch mächtige, geschichtete Schlackentuffe ("Schlackenagglomerat") aufgeschlossen, die als Fassadenplatten abgebaut werden. Dabei ist ein Schnitt quer durch einen Kraterwall aufgeschlossen, der wegen der Abbaumethode - Heraussägen großer Blöcke - hervorragend aufgeschlossen ist. Die Schlackentuffe bestehen überwiegend aus intensiv geröteten, extrem blasigen Wurfslacken, die miteinander verschweißt oder durch Zeolithe verkittet sind. Vereinzelt sind Bomben alkali-olivinbasaltischer Zusammensetzung eingelagert (EHRENBURG 1986).

Der in den Steinbruch führende Einschnitt zeigt ein Einfallen der Schichten mit etwa  $30^\circ$  nach Süden, während im Bruch selbst die Schlacken mit bis zu  $50^\circ$  nach Norden einfallen. Man befindet sich also genau im Bereich des Schlackenwalls eines einstigen Kraters.

### 2.2.3 Hungen-Langd: Vulkankrater mit Lavasee

Kurz hinter dem östlichen Ortsende von Langd bietet sich in einem aufgelassenen Basaltsteinbruch ein imposanter Querschnitt durch einen ehemaligen Vulkankrater (Abb. 8). Als große Seltenheit im Vulkangebiet des Vogelsbergs sind hier sowohl Teile des Kraterrandes als auch der Füllung eines tertiären Vulkankraters aufgeschlossen (EHRENBERG 1981).

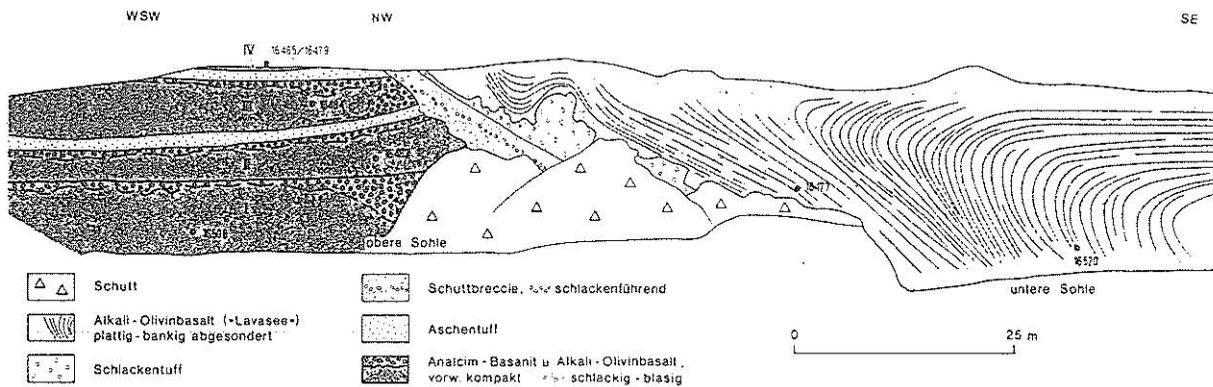


Abb. 8: Schnitt durch einen ehemaligen Vulkankrater bei Hungen-Langd (aus EHRENBERG 1981).

Der im westlichen Bereich des Steinbruchs aufgeschlossene Kraterrand besteht aus vier 5-8 m mächtigen basanitischen Lavaströmen mit Aschentuffzwischenlagen. Er wird im mittleren Bereich des Steinbruchs durch eine mit  $40-45^\circ$  nach SE geneigte Fläche diskordant gekappt. Entlang dieser Kraterrand-Abbruchfläche sind wenig geschichtete und weitgehend unsortierte Schuttbreccien aufgeschlossen. Im südöstlichen Teil des Bruchs ist ein plattig-bankig absondernder Alkali-Olivinbasalt aufgeschlossen, bei dem es sich um die erstarrte Lavafüllung eines ehemaligen Kratersees handelt. Geomagnetische Messungen zeigen sehr schön die Ausdehnung dieses Lavasees (SCHMIDT & ZULAUF 1991)

Neben seiner geologischen Bedeutung ist Langd ein interessanter Fundort für Zeolithminerale. Es treten Chabasit, Phillipsit, Harmotom, Natrolith, Faujasit, Thomsonit, Erionit-Offretit sowie eine Vielzahl weiterer Mineralien auf (WILKE 1981).

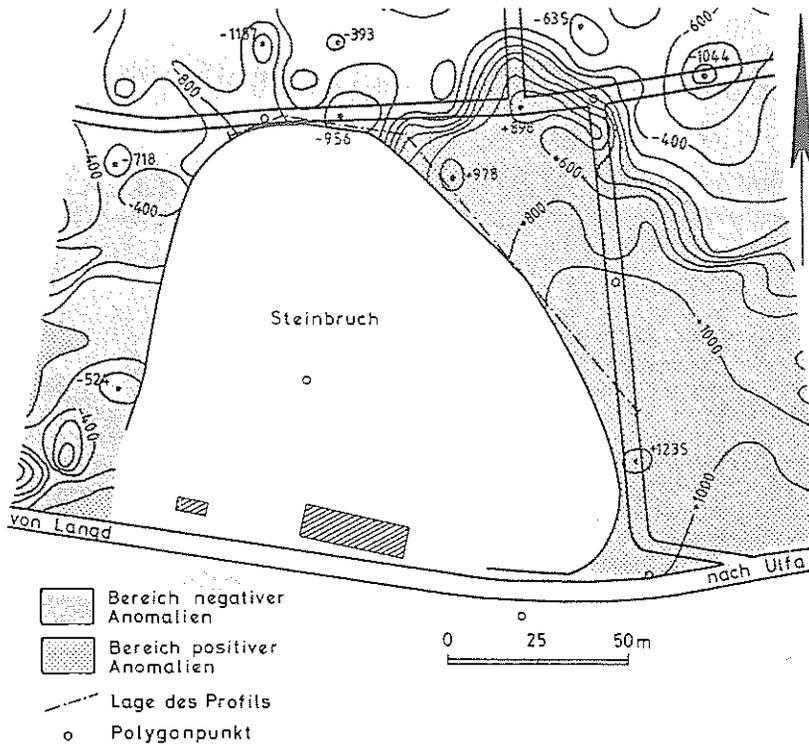


Abb. 9: Ausdehnung des Lavasees bei Langd als Bereich positiver magnetischer Anomalie (aus SCHMIDT & ZULAUF 1991).

### 2.3 Verwitterung auf Basalt

An dieser Stelle werden verschiedene Aufschlüsse beschrieben, bei denen jeweils unterschiedliche Ausschnitte aus einem lateritischen Idealprofil aufgeschlossen sind, das in seiner Gesamtheit leider nicht sichtbar ist (Abb. 10).

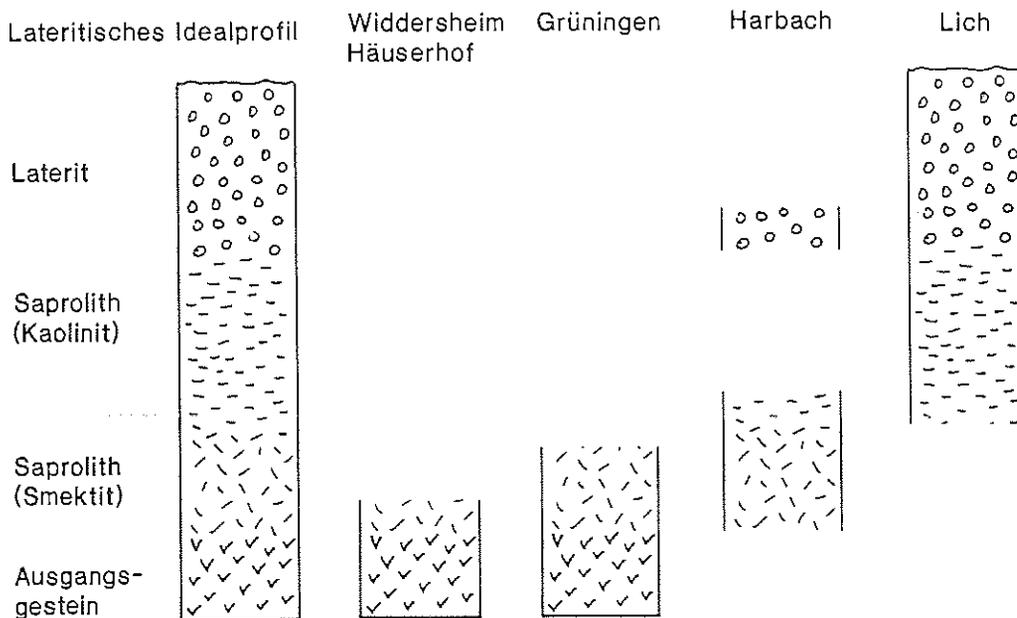


Abb. 10: Schematische Darstellung der in den jeweiligen Aufschlüssen angeschnittenen Ausschnitte aus einem idealen Verwitterungsprofil.

### 2.3.1 Oberwiddersheim: Saprolith im Anfangsstadium

Nördlich des durch die Basaltgewinnung und -verarbeitung ("Basalt-Nickel") geprägten Orts ist auf einer Höhe von 65 m eine Folge von zwei, lokal sogar drei Basaltlaven aufgeschlossen, die durch sehr gut geschichtete Aschen- und Lapillituffe getrennt sind.

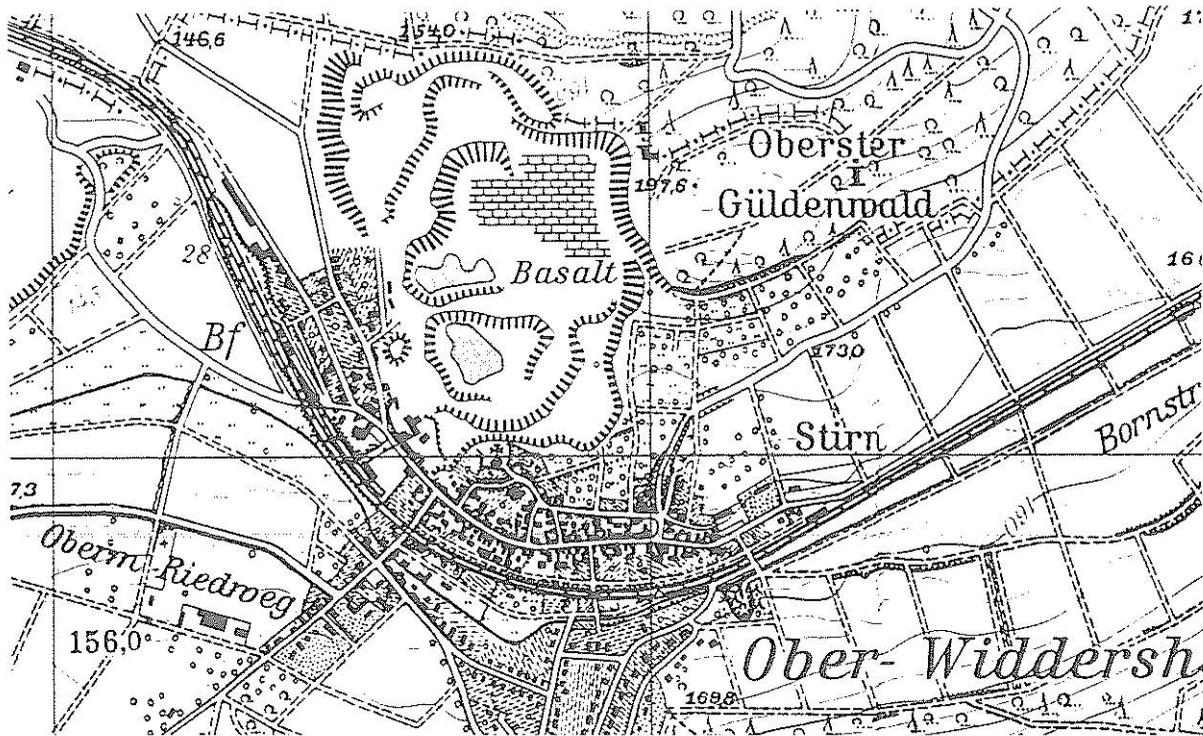


Abb. 11: Nähere Umgebung des Basaltsteinbruchs Oberwiddersheim.

Im oberen Bereich der Abfolge erreichen die Tuffe eine Mächtigkeit von zehn Metern. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von meist stark montmorillonitischen Aschen- und Lapillilagen, die neben Basaltfragmenten auch Quarzkörner enthalten. Im unteren Bereich der Tuffe wurden auch Pflanzenabdrücke gefunden (EHRENBERG 1986).

Überlagert werden die Tuffe von einer basanitischen Lava, die zu einer intensiven Fritung der Tuffe geführt hat. Dieser Analcim-Basanit (Alkali-Olivinbasalt) ist in seinem oberen Bereich zum Teil mürbe und in feuchtem Zustand mit dem Messer schneidbar. Es handelt sich hier um den basalen Teil eines Saproliths im Übergang zum unverwitterten Ausgangsgestein - in diesem Fall Basanit.

Der Saprolith besteht überwiegend noch aus nur wenig zersetztem Feldspat und Resten von Augit, daneben jedoch zunehmend aus Smektit-Mineralen, die charakteristisch für dieses tiefere Niveau der Verwitterung sind (Abb. 12). Die Titanomagnetite zeigen keinerlei Alterationsphänomene. Olivine sind durchgehend iddingsitisiert.

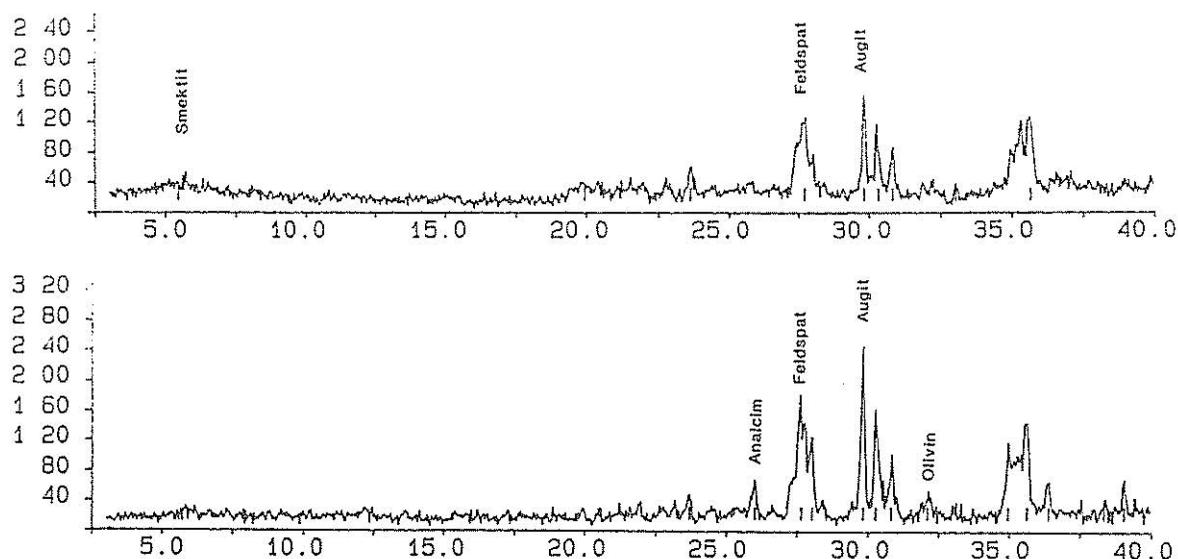


Abb. 12: Vergleich der Röntgendiffraktogramme von Basanit (unten) und Saprolith (oben) von Oberwiddersheim.

### 2.3.2 Häuserhof: Saprolith aus Trachyt

SSW von Oberwiddersheim ist bei Häuserhof ein kleines Trachytvorkommen (z.T. als "Phonolith" bezeichnet) in einem ehemaligen Steinbruch aufgeschlossen.

Das helle, plattig absondernde Gestein hat ein K/Ar-Alter von 18,0 +/- 0,6 Ma (LIPPOLT et al. 1973). Mineralogisch besteht es aus einer Grundmasse mit Fluidalgefüge, in dem im unverwitterten Zustand vereinzelt Augiteinsprenglinge erkennbar sind. Auffällig auch im Handstück sind große, idiomorphe Sanidineinsprenglinge. Neben Sanidin tritt Albit, sowie als Erzkomponente Titanomagnetit auf.

Im hinteren Bereich des ehemaligen Steinbruchs ist nach oben hin der Übergang zu leicht verwittertem Material zu sehen. Es handelt sich hier um die ehemalige Basis des Saproliths, dessen oberer Bereich heute erodiert ist. Grundsätzlich würde dieses Gestein ein gutes Ausgangsgestein für die Bauxitbildung ergeben, da hier schon primär hohe Al- und niedrige Fe-Gehalte auftreten.

Geochemisch zeigt sich, daß insbesondere Alkalien und Erdalkalien abgeführt worden sind, wobei die in Tab. 3 angegebenen Anteile, die durch Lösung abgeführt worden sind (letzte Spalte) eher als zu hoch anzusehen sind (entweder Fehler der Volumenbestimmung, oder - wahrscheinlicher - primäre Inhomogenitäten zwischen Ausgangsgestein und angenommenem Verwitterungsprodukt). Interessant ist, daß fast alles Mg in Lösung gegangen ist, während die an Feldspäte gebundenen Elemente Na und K weniger verarmt sind.

Tab. 3: Vergleich von Ausgangsgestein und Saprolith bei Häuserhof (erste Spalte aus EHRENBERG 1986).

	Trachyt M.-%	Trachyt M.-%	Saprolith M.-%	Saprolith Vol.-%	Differenz rel. %
SiO <sub>2</sub>	60,65	60,45	61,54	46,03	-23,8
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,51	0,57	0,43	-15,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,38	19,02	20,62	15,42	-18,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	2,51	2,77	2,07	-17,5
FeO	1,09				
MnO	0,16	0,16	0,17	0,13	-18,8
MgO	0,44	0,40	0,07	0,05	-87,5
CaO	1,37	1,14	0,68	0,51	-55,3
Na <sub>2</sub> O	5,84	4,73	4,38	3,28	-30,6
K <sub>2</sub> O	6,35	6,21	6,32	4,73	-23,8
H <sub>2</sub> O+	1,95	1,65	2,23	1,67	+ 1,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,06	0,03	0,02	-66,6
Zr [ppm]		649	645	861	-32,6
Porenraum			25,62		
Summe	99,53	96,86	99,43	100,0	

### 2.3.3 Grüningen: Übergang Basalt-Saprolith

In Grüningen ist ein feinkörniger Analcim-Basanit (Alkali-Olivinbasalt) als Schlotfüllung aufgeschlossen, der sich von dem Material in Oberwiddersheim nur unwesentlich unterscheidet. Im südlichen Bereich des Steinbruchs ist der Basalt stark verwittert, was sich neben dem dumpfen Klang beim Anschlagen darin äußert, daß das Material im feuchten Zustand mit dem Messer bearbeitet werden kann. Hier ist die Umwandlung sehr viel weiter fortgeschritten, als in den bisher beschriebenen Lokalitäten.

Der Saprolith besteht überwiegend noch aus nur wenig zersetztem Feldspat, der zum Teil poikilitisch entwickelt ist und von Klüften her zunehmend smektitisiert wird. Daneben finden sich Reste von idiomorphen Augiteinsprenglingen, die zum Teil in smektitischer Grundmasse schwimmen. Die Titanomagnetite zeigen keinerlei Alterationsphänomene. Olivine sind durchgehend iddingsitisiert, wobei in wenigen Fällen noch ein reliktscher, jedoch zerfranster Kern erhalten ist.

Bei der geochemischen Betrachtung unter Berücksichtigung des freiwerdenden Porenraums - die Dichte von Basanit beträgt 2,74, die des Saproliths 2,20 - spiegelt deutlich die bei der Saprolithisierung ablaufenden Prozesse der Abfuhr von Alkalien, Erdalkalien und Kieselsäure wider.

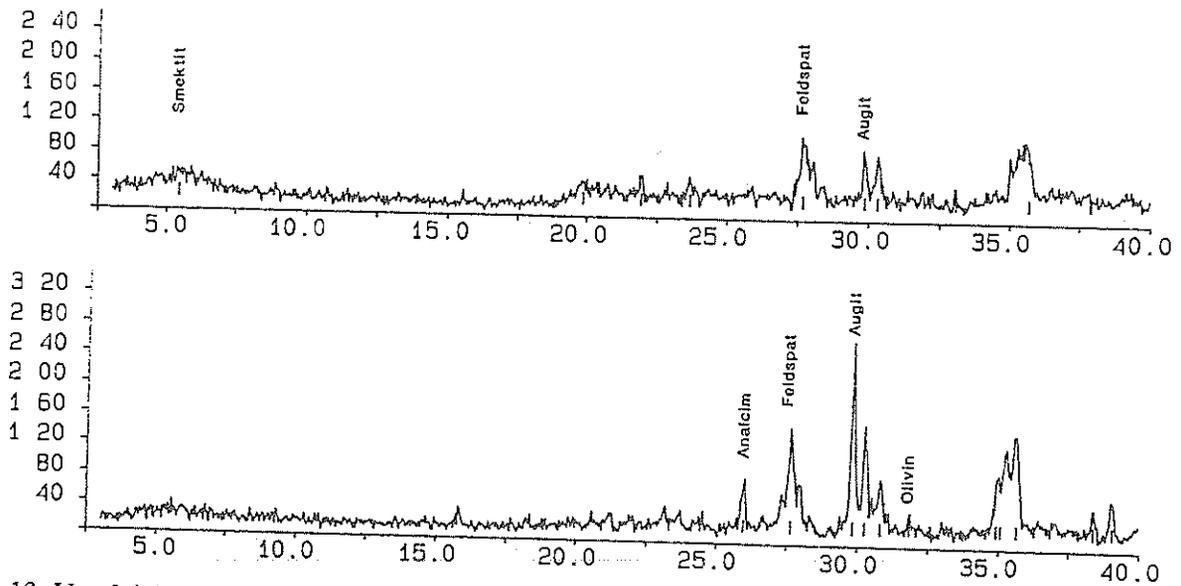


Abb. 13: Vergleich der Diffraktogramme von Basalt (unten) und Saprolith (oben) von Grünigen.

Tab. 4: Vergleich der geochemischen Zusammensetzung von unverwittertem Basanit (erste Spalte aus EHRENBURG 1986) und Saprolith

	Basanit Widdersh.	Basanit Grünig.	Saprolith M.-%	Saprolith Vol.-%	Differenz rel. %
SiO <sub>2</sub>	43,57	44,25	41,30	34,62	-21,8
TiO <sub>2</sub>	2,65	2,86	3,40	2,85	-0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,90	13,47	15,51	13,00	-3,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,85	11,34	14,34	12,05	+6,3
FeO	7,30				
MnO		0,19	0,21	0,17	-13,3
MgO	10,70	7,01	4,92	4,12	-41,2
CaO	10,62	10,07	5,47	4,58	-54,5
Na <sub>2</sub> O	2,97	2,73	0,97	0,81	-70,3
K <sub>2</sub> O	1,36	1,08	0,63	0,53	-50,9
H <sub>2</sub> O+	4,53	4,00	7,70	6,45	+61,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,73	0,89	1,11	0,93	+4,5
Zr [ppm]		265	312	262	-1,1
Porenraum				19,7	
Summe	100,27	98,12	95,80	100,00	

### 2.3.4 Harbach: Saprolith aus diversen Ausgangsgesteinen

Nördlich von Harbach ist an der etwa 4 m hohen Wand eines ehemaligen Steinbruchs ein Saprolith aufgeschlossen, der unterschiedliche Ausgangsgesteine erkennen läßt. Die Abfolge beginnt unten mit einem Saprolith aus kompakten Basalt, bei dem das ophitische Gefüge auf einen tholeiitischen Basalt als Ausgangsgestein deutet. Ilmenit und Magnetit sind unverwittert, Olivin vollständig iddingsitisiert, während Plagioklas und Augit zum Teil noch in Relikten erhalten sind. Auffällig ist, daß es neben der pseudomorphen Bildung von Smektit bzw. Halloysit auch zu kollomorphen Neubildungen in Lösungshohlräumen kommt.

Über diesem kompakten Basalt ist ein Band mit wahrscheinlich Tuff-derivatem Material aufgeschlossen, das von einem stark blasigen Basalt bzw. dessen saprolithischem Verwitterungsprodukt überlagert wird. Darüber wiederum ist ein kantig brechender kompakter Saprolith entwickelt, der neben Smektit auch Kaolinit als Neubildungsphase enthält.

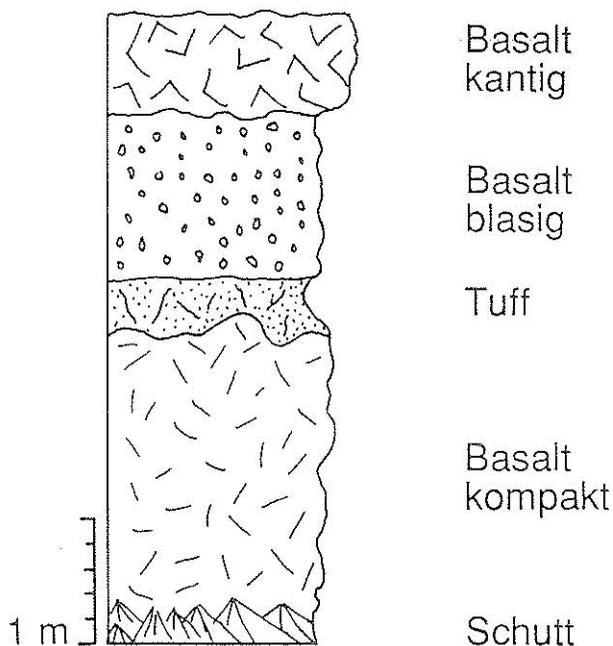


Abb. 14: Schematisches Profil der unterschiedlichen Ausgangsgesteine des bei Harbach aufgeschlossenen Saproliths.

Es handelt sich bei diesem Vorkommen um den unteren Bereich des Saproliths, jedoch oberhalb des Übergangs zum unverwitterten Gestein und schon im Kaolinit-führenden Bereich des Saproliths. Etwas weiter nördlich und morphologisch oberhalb des Aufschlusses sind in einem kleinen Wäldchen noch Reste des obersten, lateritischen Verwitterungshorizonts in Form von Roterde und Bauxitknollen zu sehen.

### 2.3.5 Lich: Saprolith, Bauxitkonkretionen, Laterit

Der Tagebau "Eiserne Hose" (nach der Flurbezeichnung "Auf den Eisernen Hosen") 2 km östlich von Lich ist der einzige Aufschluß im westlichen Vogelsberg, in dem Laterit ("Roterde") und Saprolith ("Basaltzersatz") gemeinsam aufgeschlossen sind (Abb. 15).

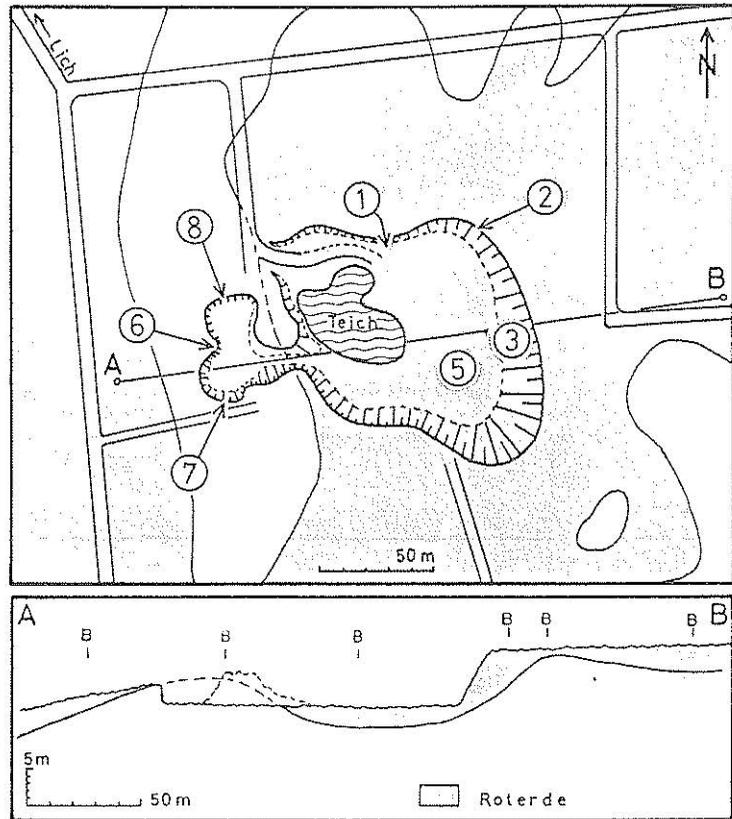


Abb. 15: Lageplan und Profilschnitt der Grube "Eiserne Hose" (weiß=Saprolith, B=Bohrpunkt).

Unverwittertes Ausgangsgestein wurde in den 30 m tief reichenden Bohrungen nicht angetroffen. Etwas unterhalb der Grube ist frischer Basalt aufgeschlossen (Abb. 17), wobei es sich bei diesem Analcim-Basanit jedoch nicht um das Ausgangsgestein des Saproliths handelt, wie CABRAL (1973) vermutete. Der Saprolith ist vielmehr im Gefüge identisch mit dem stratigraphisch jüngeren tholeiitischen Basalt (Abb. 16, 17)

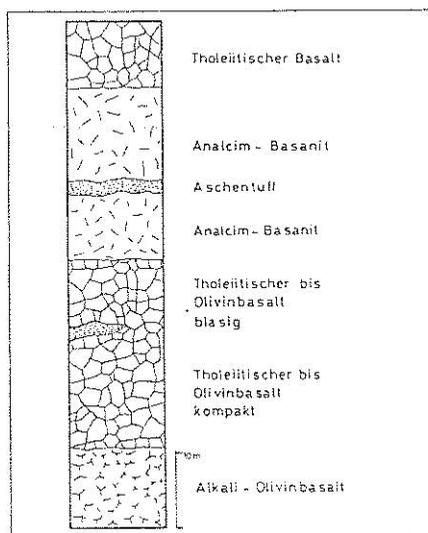
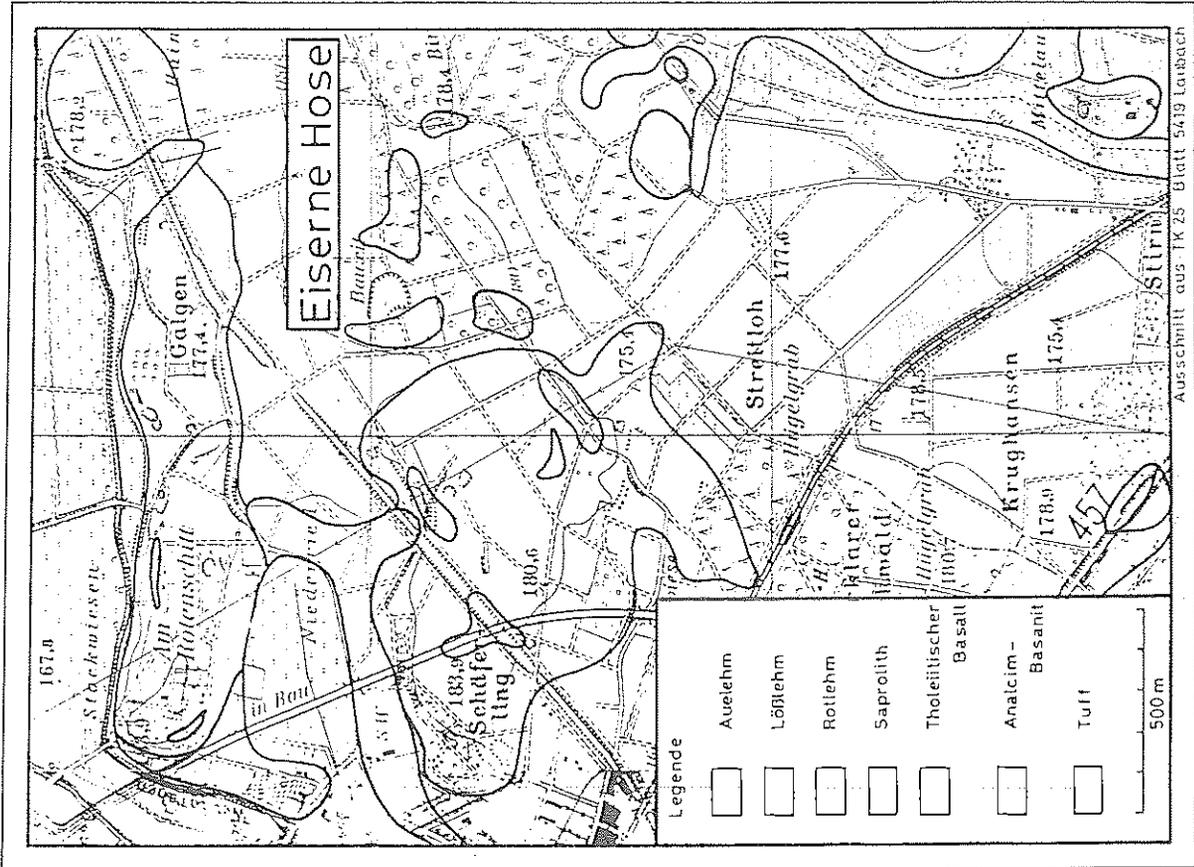
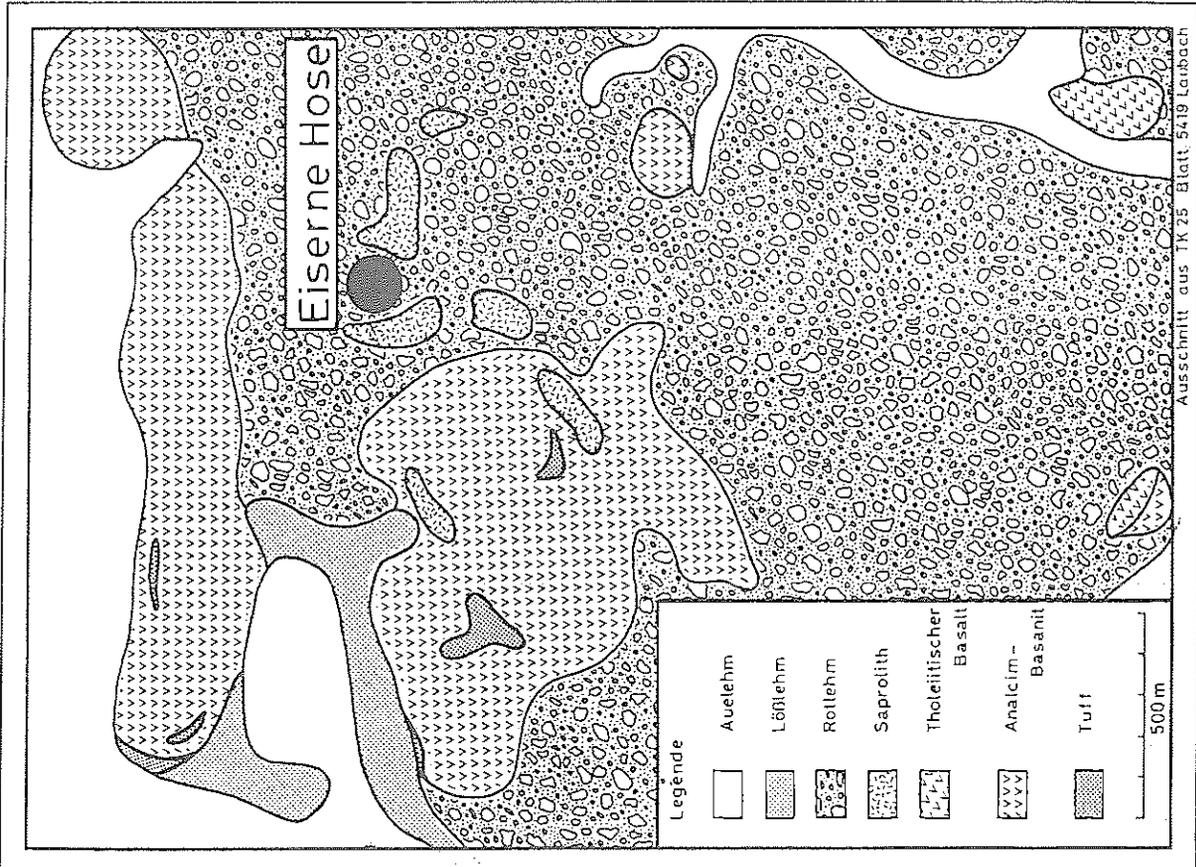


Abb. 16: Schichtenfolge der in der Umgebung der Grube "Eiserne Hose" auftretenden Basaltströme.



Ausschnitt aus TK 25 Blatt 5419 Leunbach



Ausschnitt aus TK 25 Blatt 5419 Leunbach

Abb. 17: Geologische Karte der näheren Umgebung der Grube "Eiserne Hose"

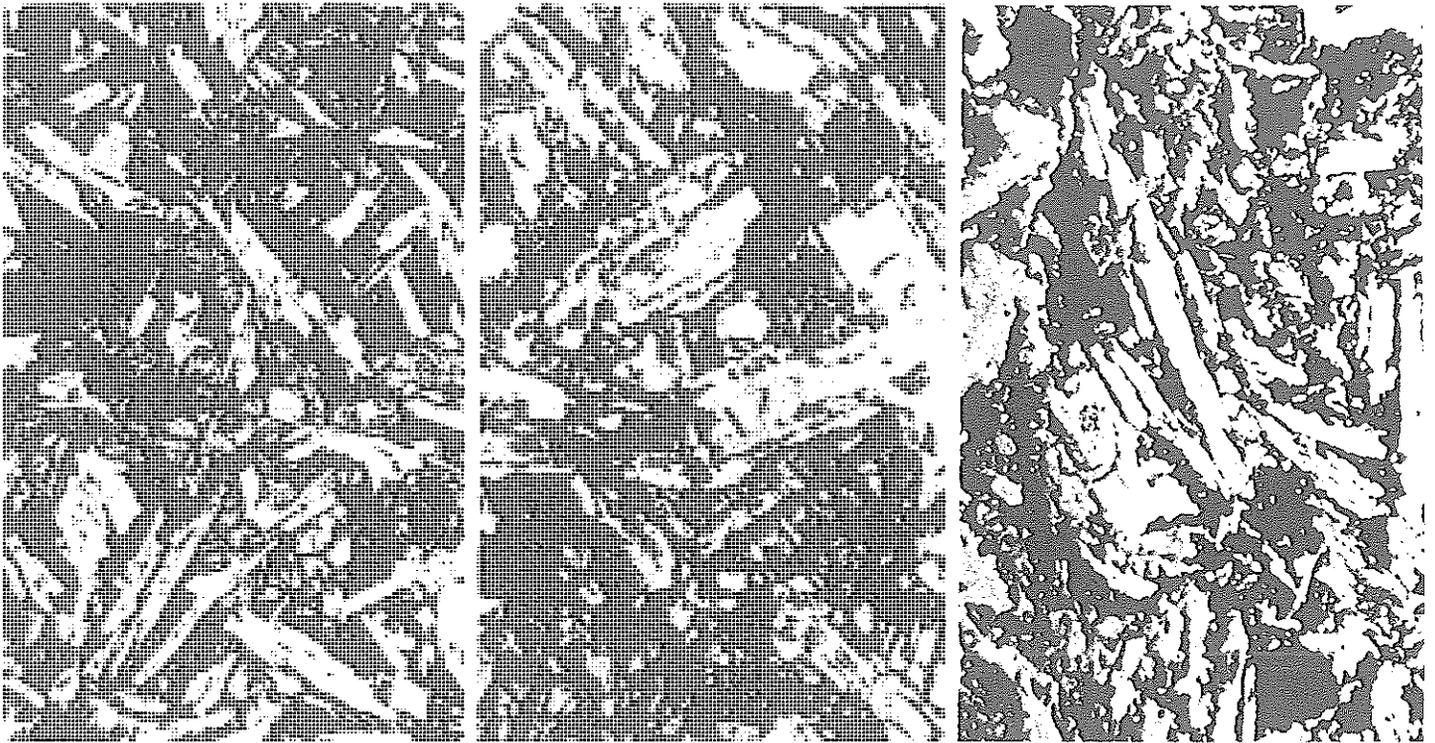


Abb. 18: Dünnschliffphotos von tholeiitischem Basalt (links) mit ophitischem Gefüge und großen Feldspatleisten, Saprolith (Mitte) mit kaolinisierten Feldspatleisten und Bauxit, in dem die Leisten nun aus Gibbsit bestehen (Bildbreite jeweils 1,5 mm).

Die Zusammensetzung des Saproliths unterliegt keinen großen Schwankungen, schlecht kristallisierter, b-Achsen-fehlgeordneter Kaolinit (Halloysit) ist die Hauptkomponente, daneben tritt Goethit (sowohl feinverteilt durch Pyroxenverwitterung, als auch in Pseudomorphosen nach Olivin "Iddingsit"). Die Zusammenstellung eines Profils (Abb. 20) basiert auf einem etwas härteren Leithorizont in Teilprofil 6 (oben) und Teilprofil 7 (unten) sowie einem Horizont, der durch das Auftreten faustgroßer Gibbsitkonkretionen charakterisiert ist.

Die Gibbsitkonkretionen stellen eindrucksvolle Zeugen der Absolutanreicherung von Aluminium, also Al-Transport in Lösung, dar, wie er durch die Gibbsitneubildung in Hohlräumen (Abb. 21) sowie in der isovolumetrischen Darstellung der Elementgehalte deutlich zum Ausdruck kommt (Abb. 19). Hier zeigt sich bei der Umwandlung von Basalt in Saprolith auch deutlich der Charakter der Relativanreicherung infolge der Lösungsabfuhr von Alkalien, Erdalkalien und  $\text{SiO}_2$ .

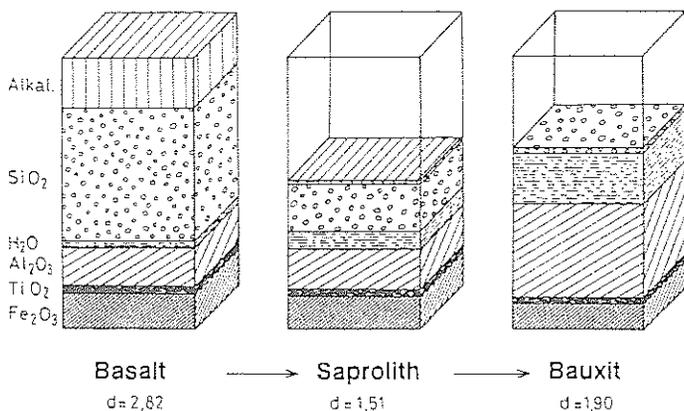


Abb. 19: Isovolumetrische Darstellung der Elementgehalte von Basalt, Saprolith und Bauxit.

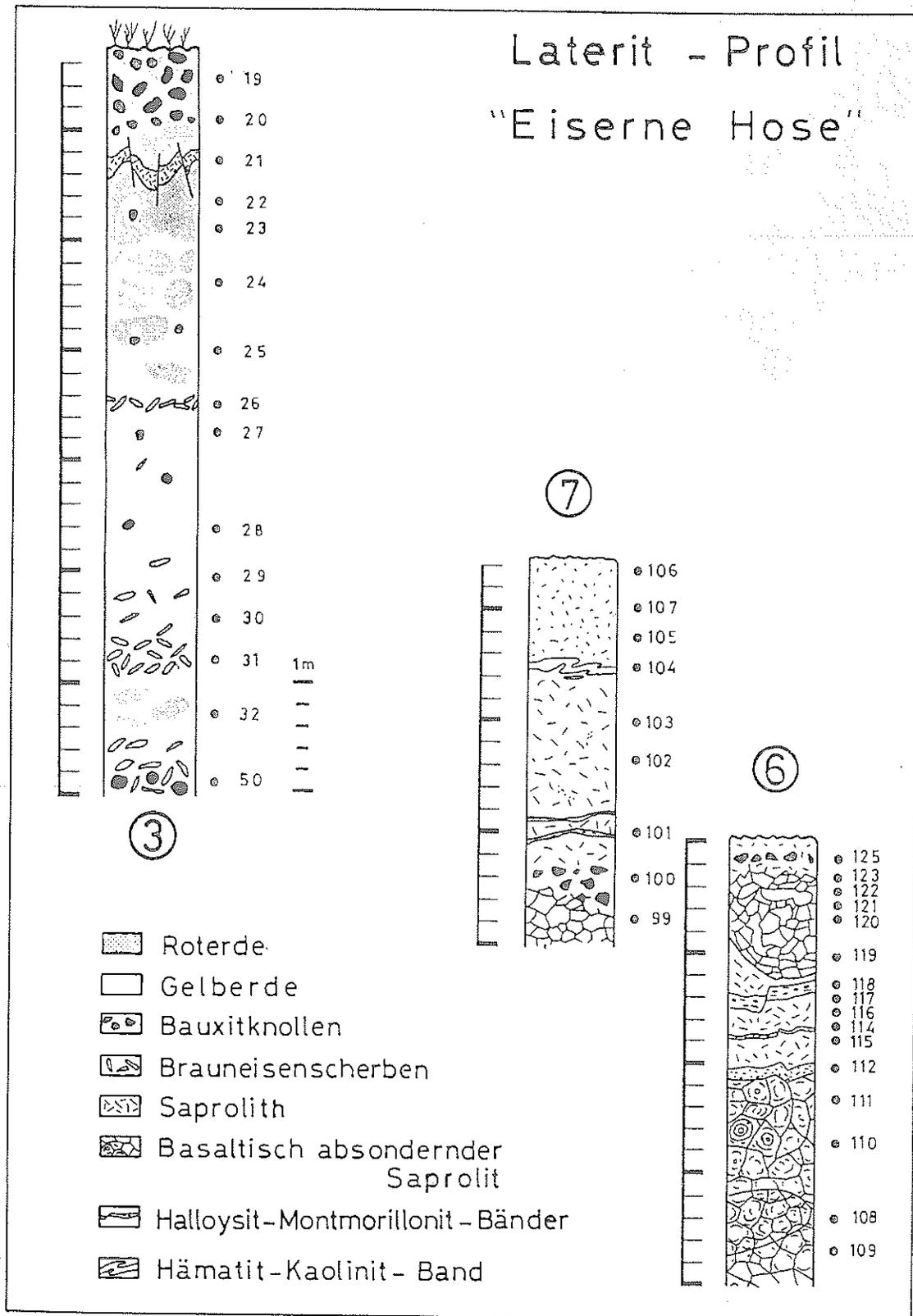


Abb. 20: Zusammengesetztes Verwitterungsprofil der Grube "Eiserne Hose", wobei der Laterit (3) umgelagert ist (Lage der Einzelprofile in Abb. 15).

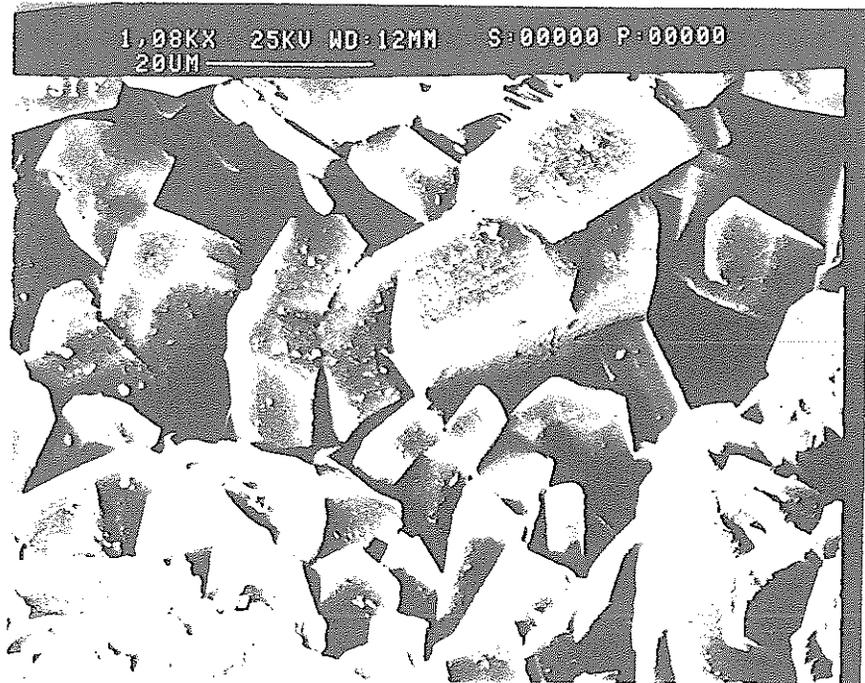


Abb. 21: Gibbsitkristalle auf Hohlraumwänden in einer Bauxitkoncretion im Saprolith.

Die Abfolge der mineralogischen Zusammensetzung von unverwittertem Basalt bis hin zu böhmiführendem Bauxit ist schematisch in Abb 22 gezeigt.

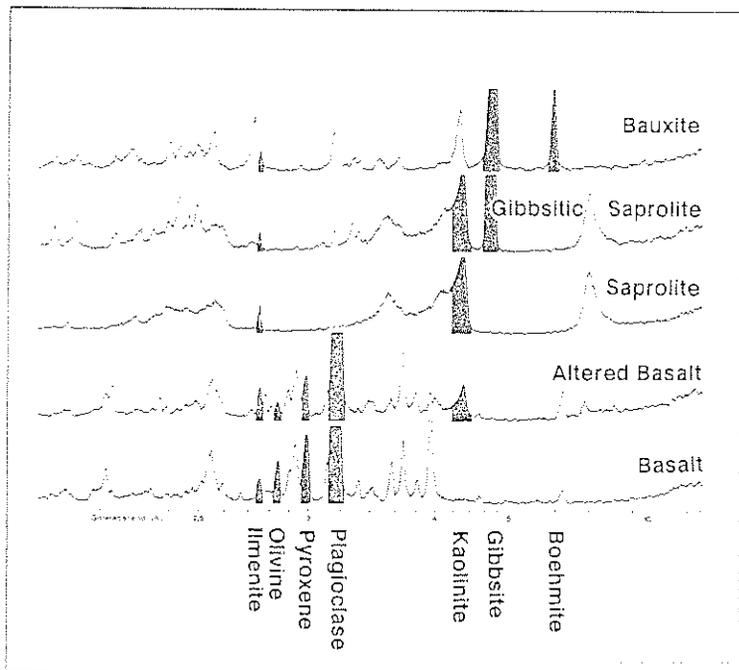
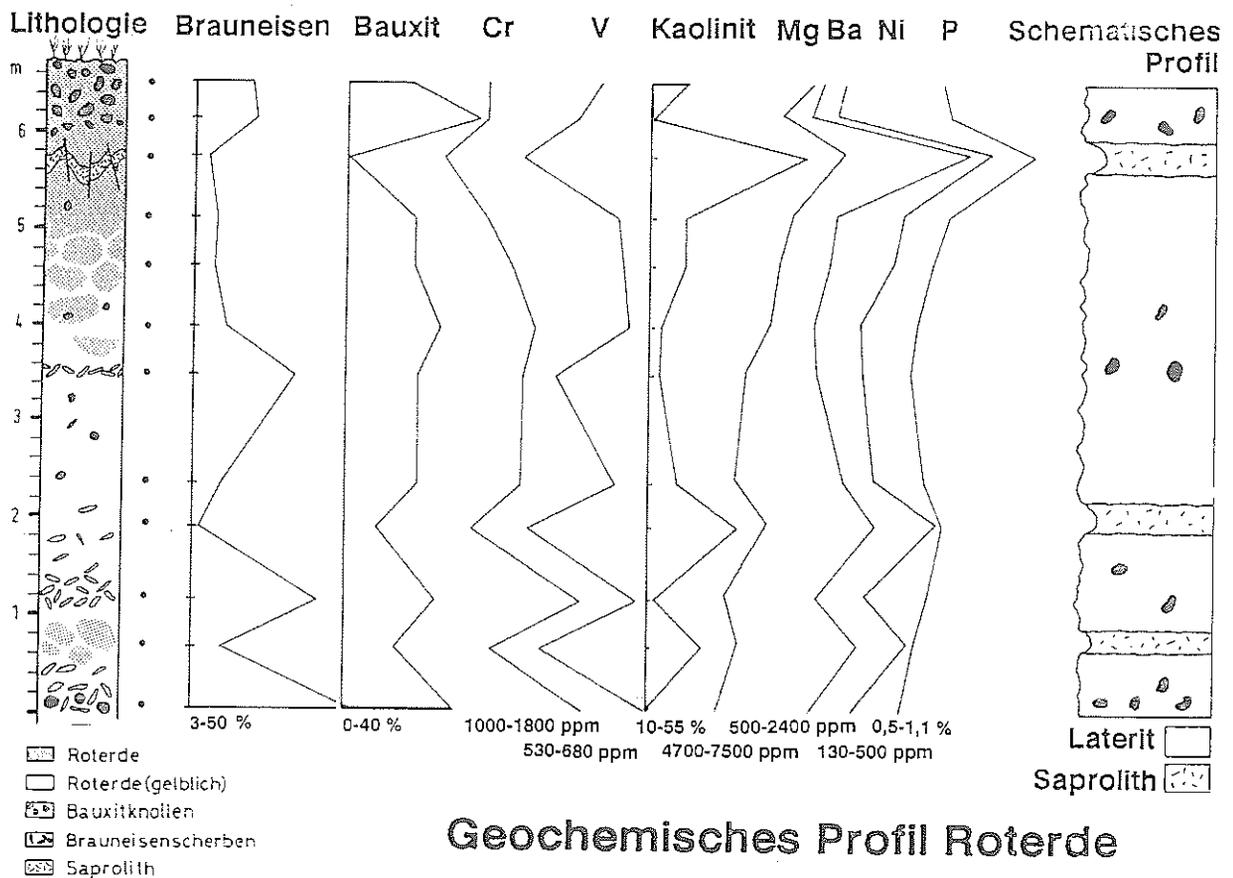
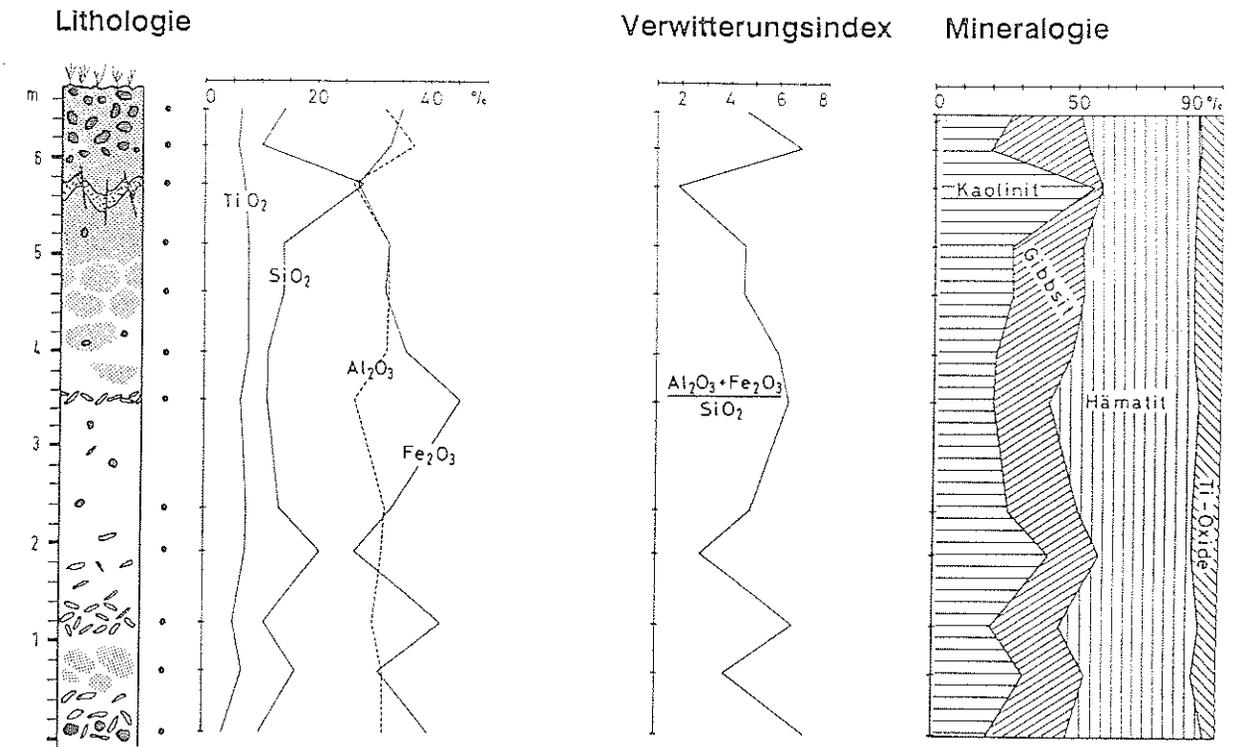


Abb. 22: Mineralogische Zusammensetzung von Basalt und seinen Alterationsprodukten anhand von Röntgendiffraktogrammen.

Bei dem überlagernden Laterit handelt es sich "leider" nicht um in-situ-Material eines Verwitterungsprofils, sondern um umgelagertes Material. Dies zeigt sich neben der unterschiedlichen Klassierung und der Einarbeitung von Brauneisengeröllen an den Saprolith-dominierten Zwischenlagen, die sowohl in der Spuren- wie auch der Hauptelementzusammensetzung deutlich zum Ausdruck kommen (Abb. 23).



### Geochemisches Profil Roterde

Abb. 23: Mineralogische Zusammensetzung und Haupt- bzw. Spurenelementgehalte des umgelagerten Laterits der Grube "Eiseme Hose".

## 2.4 Einfluß tertiärer Paläoböden auf die holozänen Bodeneigenschaften

### 2.4.1 Standortkundliche Eigenschaften der Böden im Projektgebiet

Die basale periglaziale Solifluktionsschuttdecke erreicht auf den Untersuchungsflächen Mächtigkeiten von 2-5 dm. Im Regelfall ist sie aus schluffig bis sandig verwittertem, graubraunem Basaltzersatz aufgebaut, so daß die Tongehalte im Feinboden 45% nicht übersteigen. Dabei überwiegt in der Skelettfraction der Grus, dessen Volumenanteile sich zwischen 10 und 30% bewegen. Stellenweise kann dieser Basisschutt aber auch sehr grobblockig ausgebildet sein, wodurch er bei Bohrungen nicht immer zweifelsfrei vom unterlagernden Anstehenden zu trennen ist.

Sind hingegen lehmig-tonige Paläosolrelikte in die Basislage eingemischt, so erreichen die Tongehalte der Feinbodenfraktion bei zurücktretenden Skelettanteilen Werte zwischen 45 und 65%.

Kleinflächig finden sich solche Paläosolvorkommen aber auch als vermutlich wenig umgelagerte, kräftig entwickelte Rotlehme. Die Basislagenmächtigkeit dieser extrem tonigen (Tongehalt > 50%) und praktisch steinfreien Plastosole übersteigt hier regelmäßig 5 dm.

Eine zwischen Deck- und Basislage eingeschaltete lößlehmreiche Mittellage ist dort entwickelt, wo durch die Paläoreliefssituation offenbar günstigere Bedingungen für eine stärkere Lößakkumulation geherrscht haben. Mittellagenstandorte nehmen daher nur rund 1/5 der gesamten Beprobungsfläche ein, wobei örtlich Mächtigkeiten von 9 dm erreicht werden. Diese schluffreichen, schwach sandigen und skelettarmen Lockersedimentablagerungen weisen im Vergleich zur Basislage niedrigere Tongehalte auf. Ursache für die geringen Skelettgehalte ist der primär hohe Lößanteil und der starke Zersetzungsgrad des eingemischten Basaltmaterials, dessen Anteil am Stoffbestand hier zwischen 10 und 30% ausmacht.

FLÄCHE: MÄCHTIGKEIT [dm]		VOGELSBERG	
Decklage		3-6	
Mittellage		2-9	
Basislage		2->5	
FEINBODENART			
Decklage		UI3	
Mittellage		Lu-Ltu	
Basislage		Lt-Ltu	
SKELETTGEHALT [%]			
Decklage		x1-2; gr1-2	
Mittellage		x1 ; gr1-2	
Basislage		x2; gr3	
STOFFLICHE ZUSAMMENSETZUNG			
[n. KA 3]		Löl	Ba
Decklage		5	3-4
Mittellage		5-6	2-3
Basislage		/	6

Tab. 5: . Durchschnittliche Ausprägung und Zusammensetzung der Quartären Deckschichten im Arbeitsgebiet Vogelsberg.

Unter ungestörten Verhältnissen ist eine jüngere, stark lößhaltige pleistozäne Solifluktionsschuttdecke mit einer relativ konstanten Mächtigkeit von 3-6 dm flächenhaft im Hangenden von Mittel- bzw. Basislage vorhanden. Im Arbeitsgebiet ist diese Decklage jedoch vielfach durch anthropogene Eingriffe mehr oder minder stark umgelagert; stellenweise sogar völlig erodiert, so daß die Mittel- bzw. Basislage oberflächlich ansteht. Eine sichere Trennung zwischen einer in situ vorliegenden

Decklage und den als Holozänlage (M, Kolluvium) bezeichneten Umlagerungsprodukten, läßt sich nur vornehmen, wenn das Material deutlich humos ist, denn das Korngrößenspektrum der Kolluvien entspricht aufgrund ihrer Genese weitgehend demjenigen der Decklage.

Aufgrund der langandauernden intensiven agrarischen Nutzung sind anthropogen überprägte Böden im Untersuchungsgebiet sehr weit verbreitet. Die korrelaten Sedimente der Bodenerosion finden sich in Form von mächtigen Kolluvien aus Solummaterial bevorzugt an Unterhängen und in Dellen (Kolluvium-Normalprofil), während viele stark geneigte und heute aufgeforstete Flächen durch die Anlage von Ackerterrassen umgestaltet sind. Diese Terrassierung, mit Kantendistanzen von teilweise < 5m, führt zu einem derart engräumigen Wechsel von Erosions- und Akkumulationsstandorten, daß beim gegebenen Kartenmaßstab die Zusammenfassung solcher Bereiche zu einer Kartiereinheit angebracht erschien. Durch ackerbauliche Aufarbeitung der reliktschen Plastosole sind die Oberböden (rAp, M, Ah) oft schwerer (Tl-Lt) als die liegenden Schuttdecknreste mit Lößlehimengungen.

Die Kuppenlagen werden in der Regel von flachgründigen Regosolen aus schluffig-sandig verwittertem Basalt eingenommen, die mit zunehmender Mächtigkeit der lößlehmhaltigen Decklage in Braunerde-Regosole und schließlich in skelettarme Braunerden übergehen. Dort, wo die Zusammensetzung der Basislage von tertiären Verwitterungsresiduen bestimmt wird, erfährt diese Pedosequenz durch das Auftreten von Plastosolen und plastosolähnlichen Böden eine örtliche Modifikation. Dabei kommen, im Gegensatz zu den vergleichsweise weit verbreiteten Braunplastosol-Braunerden, Relikte kaolinitischer Rotplastosole auf beiden Flächen nur untergeordnet vor.

Infolge der starken Bodenerosion blieben die an lößreiche Mittellagen gebundenen Parabraunerden lediglich auf einigen kleineren Arealen in erosionsgeschützten, schwach reliefierten Sattelpositionen erhalten. Lokal erhöhte Basalttuffbeimengungen verändern das Gefüge und setzen die Lagerungsdichte herab, dort treten anstelle von Parabraunerden humus- und eisenoxidreiche Lockerbraunerden auf (z.B. am "Herzberg").

Andererseits kann die leicht dispergierbare Tonfraktion des in die Schuttdecken eingemischten Plastosolmaterials eine Dichtlagerung des Unterbodens bewirken, weshalb einige Parabraunerdestandorte und vor allem die kolluvial verfüllten Unterhang- und Talmuldenbereiche oftmals stark pseudovergleyt sind (vgl. SABEL 1988).

Tab. 6: Korngrößenverteilung in drei typischen Böden; Braunerde-Rotlastosol, Parabraunerde und Braunplastosol über Saprolith (Vogelsberg)

	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Bodenart
kolluvial bedeckter Braunerde-Rotlastosol										
M	17	37	119	173	30	164	105	299	528	Tl
Bv	16	38	190	244	163	142	122	428	329	Lt2
llBv	0,4	1,8	5,4	7,6	14,7	12,7	7,9	35,3	57,1	Tl
erodierte Parabraunerde aus Decklage über Mittellage										
Ah	1,5	3,2	13,1	17,9	4,9	14,8	4,9	24,7	57,5	Tl
AhBv	2,0	3,5	14,2	19,5	9,1	9,1	6,8	25,1	53,4	Tl
Af	1,6	4,1	15,4	21,1	30,0	14,2	18,9	63,1	15,8	Lts
llBv	1,4	5,1	17,4	23,9	28,4	12,6	12,6	33,7	23,4	Lu
Braunplastosol über Saprolith, Erostenprofil, die pleistozänen Schutdecken fehlen										
Bv	0,8	1,6	8,8	11,2	11,0	13,1	17,1	43,2	43,6	Tl
Cv	0,9	2,8	12,6	16,2	12,9	18,9	7,0	37,8	46,0	Tl

Die Verbreitung semiterrestrischer Böden, die sich in Verbindung mit ganzjährig hohen Grundwasserständen in den holozänen Auensedimenten entwickelt haben, bleibt auf die unmittelbare Umgebung der Fließgewässer beschränkt.

Die Roten Reliktböden des Vorderen Vogelsbergs sind in den zurückliegenden Jahrzehnten oftmals Gegenstand geologischer, mineralogischer und bodenkundlicher Untersuchungen gewesen. Wenige wissenschaftliche Erkenntnisse liegen bisher aber über die bodenphysikalischen Eigenschaften der Plastosole und Latosole, vor allem unter dem Aspekt des Ertragspotentials dieser Standorte vor.

Hierbei kommt den periglazialen, lößlehmhaltigen Deckschichten eine besondere Bedeutung zu, wie sich am Beispiel einer Pseudogley - Parabraunerde gut verdeutlichen läßt.

Tab. 7: Porengrößenverteilung und gesättigte Wasserleitfähigkeit der Pseudogley - Parabraunerde

cm	SB	GPV	FP	eMP	wMP	eGP	mGP	wGP	sGP	>50	>30	>10	KF
0-10		141	46,8	15,2	19,1	1,4	4,9	0,4	2,0	5,4	7,4	7,8	11,8
10-20		130	42,0	13,7	18,6	0,2	1,6	0,2	1,1	4,0	4,6	4,4	10,5
20-30		119	37,7	12,7	14,4	0,1	0,7	0,3	0,8	3,4	3,7	3,4	9,4

GPV = Gesamtporenvolumen, FP < 0,2 m, eMP 0,2 - 30 m, wMP 30 - 100 m, eGP 0,2 - 30 m, mGP 30 - 50 m, wGP 50 - 100 m, sGP > 100 m.  
 KF = Wasserdurchlässigkeit in cm/Tag (geres. Mittel)

Bedingt durch die Deckschicht, die aus umgelagerten Lößlehm und Basaltzersatz besteht, verfügt dieser Standort mit 200 mm über eine hohe nutzbare Feldkapazität (pF 4.2 - 2.5) im durchwurzelbaren Bodenraum. Mit ca. 17 mm ist der Anteil an Mittelporen und eGP (0.2-30 m) selbst im BtBj noch erstaunlich hoch. Der Horizont ist, bedingt durch den hohen Tonanteil, desweiteren gekennzeichnet durch einen sehr hohen Anteil an FP (< 0.2 m).

Die Wasserleitfähigkeit ist als mittel bzw. gering anzusprechen. Die deutliche Abnahme der KF-Werte zur Tiefe hin, wird durch den zunehmenden Anteil an plastischem Basaltzersatz im IIIBtBj hervorgerufen und ist Ausdruck des erstaunlich geringen Anteils an Poren > 30 m. Beim vorgestellten Profil wurde der Basaltzersatz im IVBj bodenphysikalisch nicht untersucht.

Bei Arbeiten des Instituts für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Universität Giessen im Jahre 1985 wurde der Einfluß des Bodengefüges von Plastosolen und Latosolen auf Durchwurzelung und die Ertragsbildung, unter Berücksichtigung der Nährstoffversorgung, untersucht (DREESMANN 1986).

Die damals beprobten Standorte in der Nähe von Lich und Langsdorf verfügen über sehr ähnliche bodenphysikalische Kennwerte, wie die auf der Exkursion vorgestellten. In der Tabelle sind sie für Böden aus Basaltzersatz dargestellt, sodaß eine vergleichende Bewertung möglich ist.

Tab. 8: Porengrößenverteilung typischer Plastosol- bzw. Latosolhorizonte

	nB	CPV	FP	eMP	wMP	eGP	mGP	wGP	seGP	>50	>30	
Plastosol:												
Bj	1,47	47,8	35,5	2,4	0,7	2,5	1,1	2,0	3,7	5,7	6,7	9,2
BjCv	1,27	35,4	38,2	7,6	1,4	1,5	0,4	1,7	4,5	6,2	6,7	8,1
Cv	1,17	59,2	34,0	10,6	3,9	1,8	0,7	1,3	6,9	8,2	8,8	10,6
Latosol:												
Bu	1,38	57,8	23,0	7,7	2,6	1,8	0,8	2,4	16,9	19,3	20,1	21,8
BuCv	1,30	53,9	37,0	5,5	1,1	1,1	0,5	1,8	6,8	8,6	9,2	10,3

CPV=Gesamtporenvolumen, FP <0,2 m, eMP 0,2 - 30 m, wMP 30 - 10 m  
eGP 10 - 30 m, mGP 30 - 50 m, wGP 50 - 120 m, seGP >120 m

Bedingt durch die hohen Tonanteile, sind die Profile durch vergleichsweise hohe Anteile an Feinporen gekennzeichnet. Der Anteil an Mittelporen in den Bj und den Bu-Horizonte ist gering, wodurch auch der Anteil des pflanzenverfügbaren Wassers im durchwurzelbaren Boden auf solchen Standorten mit 50 bis 120 mm sehr gering ist. Der Cv-Horizont verfügt dagegen über erstaunlich hohe Gehalte an Mittelporen. Der Anteil an Grobporen gewährleistet i.d.R. einen guten Gasaustausch, zumal es sich um Poren mit hoher Kontinuität handelt.

Die Bodenschätzung bewertete daher solche Standorte mit LT 5 V 40-50/40-50, was sicherlich ein Ausdruck des geringen Wasserspeichervermögens dieser Standorte ist.

Die Ermittlung der Durchwurzelung erfolgte für die Profile mit der Profilwandmethode nach BÖHM. Die Profile wurden vom Winterweizen bis in ca. 1m Tiefe durchwurzelt, es wurden Wurzellängen von 11 bis 14 km/m<sup>2</sup> ermittelt. Überraschend günstig für die Durchwurzelung war das Bodengefüge im stark verwitterten Basaltzersatz.

Wird die Durchwurzelung nicht durch mit der Bewirtschaftung einhergehende Verdichtungen (Pflugsohle, etc.) im Übergangsbereich Krume/Unterboden behindert, so wird sowohl der plastische als auch grusige Zersatz tlw. sehr intensiv durchwurzelt. Die ermittelten Kornerträge lagen auf diesen Standorten zwischen 55 und 65 dt/ha.

Die unter dem Aspekt des Ertragspotentials bodenphysikalisch näher untersuchten Standorte wiesen als limitierende Größe vor allem eine geringe nFKdB (nutzbare Feldkapazität im durchwurzelbaren Bodenraum) auf, wobei eine Unterversorgung an den Hauptnährstoffen war i.d.R nicht festzustellen war.

Auflagen aus umgelagerten Lößlehm bzw. Lößlehm mit Basaltzersatz erhöhen die nFKdB der Standorte und damit das Ertragspotential. Im Exkursionsgebiet sind aber auch häufig flächenhaft Standorte mit geringer bzw. fehlender Lößlehmauflage anzutreffen. Die limitierende Größe für diese Standorte ist somit die geringe nFKdB. In Jahren mit günstiger Niederschlagsverteilung wird sie allerdings durch die höheren Niederschläge kompensiert.

Die pH-Werte der basaltisch geprägten Basislagen bewegen sich recht konstant um 6,0. Dabei ist es einerlei ob die Zusammensetzung der Basislage von Rotlehm, Braunlehm oder schluffigem Basaltzersatz dominiert wird. Auch bei Böden, die in lößlehmreichen Mittellagen entwickelt sind, werden pH-Werte von etwa 6,0 erreicht. Deutliche, nutzungsbedingte Unterschiede lassen sich hingegen bei den Oberböden nachweisen. Durch anthropogen verursachte Schadstoffimmissionen zeigen die Ah-Horizonte von Forststandorten mittlerweile nur mehr pH-Werte von 3,5 - 5,0. Auf den benachbarten agrarisch genutzten Flächen wird der zunehmenden Versauerung durch sekundäre Aufkalkung begegnet, sodaß die pH-Werte hier etwa um 6,0 liegen. Niedrige pH-Werte spiegeln sich auch in hohen Anteilen von  $Al^{3+}$  bei den austauschbaren Kationen wider, wie die bodenchemischen Kennwerte der erodierten Parabraunerde zeigen.

Tab. 9: Bodenchemische Kennwerte dreier typischer Böden; Braunerde-Rotlastosol, Parabraunerde und Braunplastosol über Saprolith (Vogelsberg)

	pH <sup>1</sup>	pH <sup>2</sup>	C <sub>org</sub>	Fe <sub>0</sub>	Fe <sub>d</sub>	AK	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	DK	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
kolluvial bedeckter Braunerde-Rotlastosol										
M	4,3	5,8	1,3	871	5001	0,28	51,7	18,5	1,8	14,8
Bv	3,4	6,2	0,4	727	3979	0,18	38,1	26,0	1,5	20,2
IIbJ	5,0	6,0	0,5	690	4533	0,15	39,5	25,9	1,5	21,3
endogene Parabraunerde aus Decklage über Mittelage										
Ah	3,5	4,3		748	3369	0,22	51,0	15,8	3,2	15,4
AhBv	4,4	5,1		753	3569	0,21	30,3	16,3	3,1	16,3
Al	4,7	5,3		717	3424	0,21	49,5	17,1	2,8	16,2
IIbI	5,2	5,9		766	3424	0,23	49,4	17,8	2,8	15,2
Braunplastosol über Saprolith, Erodierprofil, die pleistozänen Schutdecken fehlen										
Bj	5,1	5,9	0,9	801	4366	0,18	40,7	24,3	1,7	19,3
Cv	5,3	6,2	0,4	763	4533	0,17	38,1	23,8	1,5	21,2
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	H+	Al <sub>e</sub>	
M	92,2	72,5	0,2	3,5	1,4	1,6	<0,1			
Bv	108,9	86,1	0,8	2,3	<0,1	1,1	<0,1			
IIbJ	148,7	114,8	1,3	2,2	<0,1	1,4	<0,1			
Ah	73,7	35,3	0,3	7,1	36,5	3,7	<0,1			
M	92,4	51,8	0,7	3,2	3,8	1,9	<0,1			
Al	98,7	57,4	1,2	3,8	1,7	1,4	<0,1			
IIbI	117,2	71,6	1,6	2,4	<0,1	1,1	<0,1			
Bj	120,8	72,0	1,2	1,9	<0,1	0,8	<0,1			
Cv	145,0	89,6	2,6	1,7	<0,1	0,8	<0,1			

pH<sup>1</sup> = StandardpH-Wert (25°C, 1:100), pH<sup>2</sup> = StandardpH-Wert (25°C, 1:10), C<sub>org</sub> = organische Kohlenstoffgehalt, Fe<sub>0</sub> = Fe<sub>0</sub>, Fe<sub>d</sub> = Fe<sub>d</sub>, AK = AK, SiO<sub>2</sub> = SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, DK = DK, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ca<sup>2+</sup> = Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> = Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> = Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> = K<sup>+</sup>, Al<sup>3+</sup> = Al<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup> = Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> = Fe<sup>2+</sup>, H<sup>+</sup> = H<sup>+</sup>, Al<sub>e</sub> = Al<sub>e</sub>.

## 2.4.2 Bindsachsen: Forschungsvorhaben "Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen"

Im Rahmen des vom Umwelt Bundesamt geförderten Forschungsvorhabens der geologischen Landesämter "Empfindlichkeit der Böden gegenüber Schwermetallen unter Berücksichtigung geogener Grundgehalte sowie anthropogener Zusatzbelastung" wurden vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung umfangreiche bodenkundliche Untersuchungen in Böden über verschiedenen Ausgangsgesteinen durchgeführt, um so Gesetzmäßigkeiten der Schwermetallverteilung in typischen Bodenlandschaften des Mittelgebirges zu erfassen. In den drei hierfür ausgewählten Projektgebieten Taunus, Vogelsberg und Spessart wurden ausgewählte Testflächen mittels Rammkernsonde mit 50 Einschlügen pro km engmaschig sondiert und die jeweils rund 300 aufgenommenen Bodenprofile im Abstand von ca. 10-15 cm horizontbezogen beprobt. So liegen aus jedem Gebiet rund 2000 Proben vor, die von der BGR auf ihren Schwermetallgehalt hin untersucht wurden. Ergänzend hierzu, erfolgte unmittelbar im Gelände an jeder Probe eine quantitative Abschätzung der petrographischen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials und eine detaillierte Aufnahme der pedogenen Überprägung.

Wie die Ergebnisse aus dem Vogelsberg zeigen, verfügen Basalte und ihre Verwitterungsbildungen im Vergleich zu anderen Festgesteinen über deutlich erhöhte geogene Schwermetallgehalte. Dies betrifft vor allem die Elemente Eisen, Nickel, Kobalt und Kupfer. Dabei hat der Zersetzungsgrad der fremdmaterialfreien Basislagen offenbar keinen Einfluß auf den Schwermetallgehalt, wie sich anhand einer statistischen Auswertung von über 700 Basislagenhorizonten zeigen läßt. Unabhängig von der jeweiligen Ausprägung der Basaltverwitterung ist für keines der untersuchten Schwermetalle ein signifikanter Gehaltsunterschied feststellbar (vgl. Abb. 24).

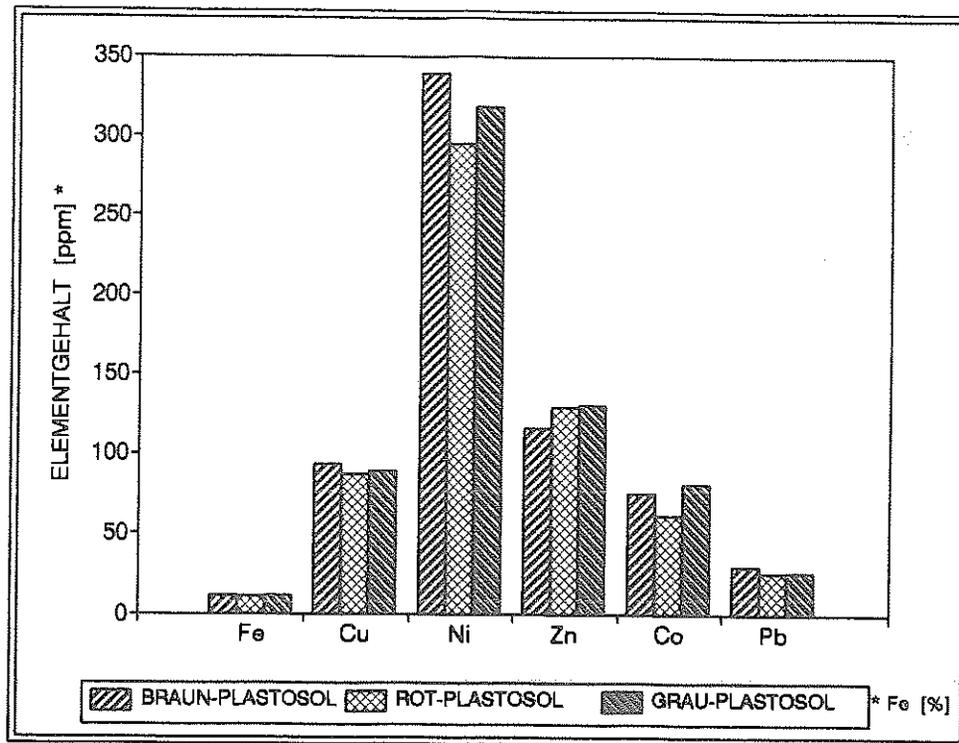


Abb. 24: Schwermetallgehalte von Basislagen aus Basaltzersatz

Für die vertikale Verteilung der Schwermetalle in Böden auf Basalt lassen sich hingegen sehr deutliche Gehaltsdifferenzen feststellen. Aufgrund einzelner Profiluntersuchungen wurden derartige Tiefengradienten bislang vornehmlich auf pedogenetische Translokationsprozesse zurückgeführt.

Wie im Rahmen des Forschungsvorhabens nachgewiesen werden konnte, ist die Ursache hierfür aber vor allem im starken Einfluß der periglazialen Deckschichten zu suchen, in denen die holozäne Bodenbildung stattgefunden hat. Unabhängig von der örtlichen Horizontierung, lassen sich allein auf Basis der stratigraphischen Position der einzelnen Deckschichten deutliche Unterschiede im Schwermetallgehalt feststellen (vgl. Tab. 10).

Tab. 10: Haupt- und Spurenelementgehalte in der Decklage, Mittellage und Basislage von Böden auf Basalt (Vogelsberg)

LAGE	Fe	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Li	Mn	Cd	As	Sb	Hg
DL	5.8	38	36	116	141	40	16	1355	0.4	2.9	0.3	38
ML	5.5	31	37	93	137	35	26	1071	0.3	5.4	0.3	20
BL	9.3	29	71	144	303	59	12	1396	0.3	1.7	0.3	20

Anzahl der Proben: Decklage (DL) = 391, Mittellage (ML) = 239, Basislage (BL) = 741, geometrische Mittelwerte in ppm, außer Fe in ‰ und Hg in ppb.

Die höchsten Gehalte von Eisen, Kupfer, Zink, Nickel, Kobalt und Mangan sind in der Basislage zu beobachten. In der Mittellage nehmen die Konzentrationen dieser Elemente deutlich ab, was plausibel durch den höheren Lößanteil in der Mittellage erklärt werden kann, denn Löß weist im Unterschied zu Basalt deutlich niedrigere Gehalte an Eisen, Kupfer, Zink, Nickel, Kobalt und Mangan auf (HINDEL & FLEIGE 1991). Für die im Löß primär höher konzentrierten Elemente Lithium und Arsen ergibt sich ein inverses Bild. Ihre Konzentration nimmt in der lößreicheren Mittellage gegenüber der lößfreien Basislage zu. In der Decklage ist wiederum ein Anstieg der Konzentrationen von Eisen, Kupfer, Zink, Nickel, Kobalt und Mangan bei gleichzeitiger Abnahme der Lithium- und Arsengehalte zu verzeichnen, was auf einen steigenden Anteil an Basaltzersatz und sinkenden Lößanteil in der Decklage hindeutet. Damit ist offenbar die primäre lithologische Zusammensetzung des bodenbildenden Ausgangsmaterials für die vertikalen Differenzen des Schwermetallgehaltes im Bodenprofil bestimmend.

Um diesen Sachverhalt verifizieren zu können, wurde der abgeschätzte Materialbestand der Bodenproben in fünf Gehaltsklassen gruppiert und statistisch bearbeitet. Mittels dieser Klassifizierung kann unter Einbeziehung der stratigraphischen Position der Proben, der Fremdmaterialgehalt (überwiegend Löß und Lößderivate) gegen die gemessenen Schwermetallgehalte aufgetragen werden. In Abbildung 25 ist eine solche Korrelation am Beispiel des Schwermetalls Nickel wiedergegeben.

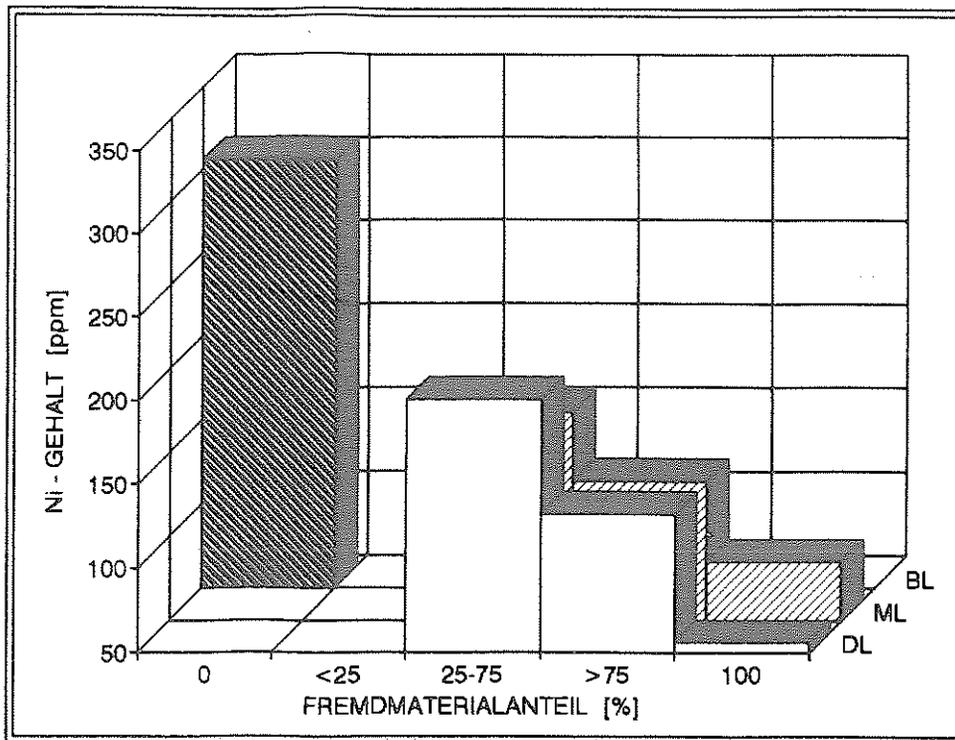


Abb. 25: Veränderung geogener Nickelgehalte in Verwitterungsmaterial aus Basalt in Abhängigkeit vom Fremdmaterialanteil

Wie aus der Abbildung zu entnehmen ist, ergeben sich typische Kombinationen von Stoffbestand und Stratigraphie, weshalb die fremdmaterialfreie Basislage nur mit einer Gehaltsklasse vertreten ist, während sich für die oftmals sehr fremdmaterialreichen Mittel- und Decklagen mehrere Gehaltsklassen bilden lassen. Obwohl die Berechnungen für jede Lage getrennt durchgeführt wurden, weisen gleiche Stoffgehaltsklassen auch vergleichbare Schwermetallgehalte auf.

Wie am Beispiel des Nickels deutlich wird, verursacht der zunehmende Anteil an Fremdmaterial im bodenbildenden Ausgangsgestein bei geogen höher konzentrierten Elementen einen Verdünnungseffekt. Umgekehrt führen Elemente, die primär dem Fremdmaterial entstammen, zu einer relativen Anreicherung mit Schwermetallen. Da pedogene Translokationsprozesse durch solche ubiquitären Verteilungsmuster maskiert werden können, sollten solche lithogenetisch bedingten Tiefenfunktionen bei der Interpretation von Schwermetallgehalten in Böden künftig stärker Berücksichtigung finden.

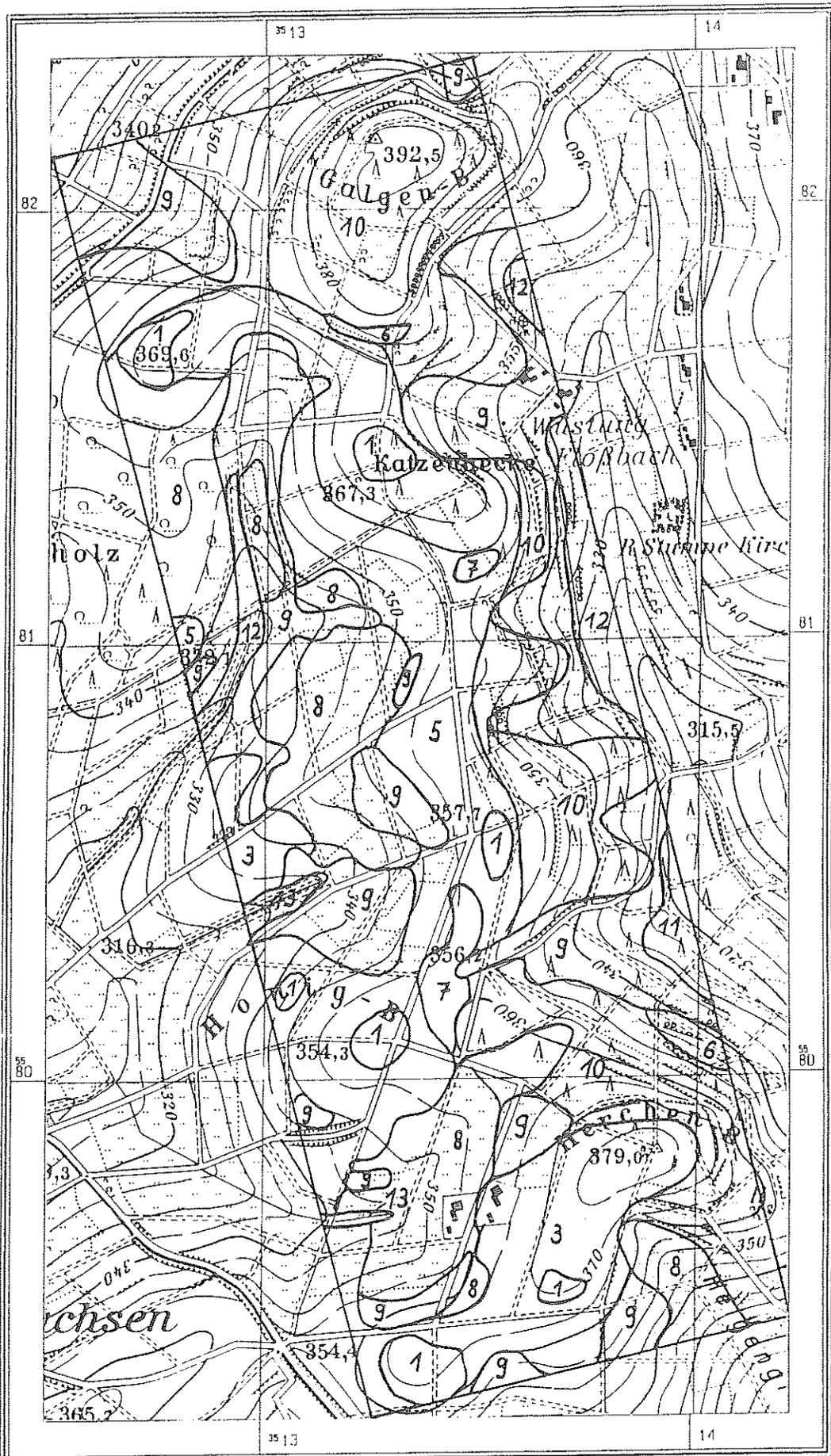


Abb. 26: Bodenkarte des Projektgebiets VOGELSBERG

## Legende zur Bodenkarte Projektgebiet VOGELSBERG

---

- 1 Regosol aus löblehmhaltigem mittel bis stark steinigem Solifluktionsschutt über Basaltschutt, oder -tuff
- 2 Braunerde-Regosol aus löblehmhaltigem Solifluktionsschutt über Basaltschutt oder -zersatz
- 3 Braunerde aus löblehmhaltigem Solifluktionsschutt mit stark wechselnden Entwicklungstiefen über Basaltschutt oder -zersatz
- 4 Lockerbraunerde-Braunerde aus löblehmhaltigem Solifluktionsschutt mit Tuffbeimengungen über Basaltschutt oder -zersatz
- 5 Braunplastosol-Braunerde, bzw. stark erodierte Parabraunerde, aus löblehmhaltigem Solifluktionsschutt mit teilweise stark wechselnden Mächtigkeiten über Basaltzersatz (Rot-, Braun-, z.T. auch Gelb- und Grauplastosol)
- 6 Rotplastosol aus gering- bis mittelmächtigen löblehmhaltigem Solifluktionsschutt über Basaltzersatz (Rotplastosol)
- 7 Parabraunerde, stellenweise erodiert, örtl. mit pseudogleymerkmalen aus Lösslehm bzw. löblehmreichem Solifluktionsschutt über Basaltschutt, -tuff oder -zersatz
- 8 Pseudogley aus umgelagertem Lösslehm mit großer Entwicklungstiefe, stellenweise mit kolluvialer Überdeckung, örtl. auch Pseudogley-Parabraunerde
- 9 Rotplastosol, z. T. Kolluvien aus umgelagertem Lösslehm oder Basaltschutt, örtl. auch Basaltzersatz, (Rot-, Braun-, Grauplastosol)
- 10 Kolluvium aus z.T. umgelagertem Lösslehm über Basalt, Basaltschutt, örtl. auch -zersatz (Rot-, Braun-, Grauplastosol), mit z.T. kleinräumig stark wechselnden Profilmächtigkeiten durch anthropogene Nutzung (Ackerterrassen)
- 11 Pseudogley-Kolluvium aus z.T. umgelagertem Lösslehm über Basalt, oder auch Basaltschutt, örtl. -zersatz (Rot-, Braun-, Grauplastosol) mit deutlichen Pseudogleymerkmalen
- 12 Gley-Kolluvium aus z.T. umgelagertem Lösslehm über Basalt, Basaltschutt, örtl. auch -zersatz (Rot-, Braun-, Grauplastosol), im tieferen Profilverteil vergleyt
- 13 Gley, überwiegend Auengley, mit abgesenkter Grundwasseroberfläche aus Auensedimenten oder Kolluviallehm an den Talrändern

### 3. Detailfragen

#### 3.1 Supergene vs. hydrothermale Kaolinisierung

Weltweit gibt es sowohl Kaolinlagerstätten hydrothermalen Ursprungs als auch solche, die durch Verwitterungsprozesse entstanden sind, wobei in manchen Fällen auch die Interaktion beider Prozesse postuliert wird (MURRAY 1988). Indikativ ist hierbei häufig die Mineralassoziation, wobei die Minerale Dickit, Nakrit, Alunit, Pyrophyllit und Opal-CT fast ausschließlich an hydrothermale Kaoline gebunden sind und in verwitterungsderivaten Kaolinlagerstätten fehlen. In Deutschland hat KÖSTER (1974) für den Kaolin von Tirschenreuth dessen Entstehung durch Verwitterungsprozesse geochemisch nachgewiesen, indem er zeigen konnte, daß es gegenüber dem Ausgangsgestein zu keinerlei Stoffzufuhr gekommen ist. Für tschechische Kaoline hat KONTA (1969) unter anderem aufgrund der mit der Teufe abnehmenden Kaolinitgehalte darauf geschlossen, daß es sich dort um ein Verwitterungsprofil handelt. Beide Indizien sind nicht ohne weiteres auf die Situation im Vogelsberg übertragbar, da das sedimentäre Ausgangsgestein sehr heterogen aufgebaut ist, so daß es kein einheitliches Ausgangsgestein als geochemisches Referenzmaterial gibt und eventuelle geochemische Gradienten eines Verwitterungsprofils von den primären lithologischen Unterschieden überdeckt werden.

Grundsätzlich jedoch sind im Vogelsberg die Voraussetzungen für beide Alterationsprozesse gegeben. So sind autohydrothermale Umwandlungen von Basalt, sogenannte Edaphoide, bekannt (s. Kap. 3.2), bei denen es jedoch zur Neubildung von Smektit- und weniger von Kaolinitmineralen kommt (JARITZ 1966). Die aszendente Alteration durch CO<sub>2</sub>-reiche hydrothermale Lösungen entlang von Störungen könnte mit der auflebenden Tektonik, dem damit verbundenen Aufreißen von Spalten sowie dem Vulkanismus seit Beginn des Miozäns in Verbindung stehen (EHRENBERG & HICKETHIER 1988). Ebenso ist es jedoch auch möglich, daß die Kaoline von Ortenberg Bestandteil einer in ganz Mitteleuropa verbreiteten, tertiären Verwitterungskruste sind.

Bei der Kartierung der Blätter Ortenberg und Wenings kommen EHRENBERG & HICKETHIER (1978, 1988) zu dem Schluß, daß die Kaolinisierung in Ortenberg überwiegend auf aszendente Alterationsprozesse zurückzuführen ist, da eine starke Bindung an hercynische Störungen zu beobachten ist. KELLER (1970) nennt als Merkmale einer verwitterungsbedingten Kaolinisierung deren flächenhafte Verbreitung, einen mit der Teufe abnehmenden Kaolinisierungsgrad sowie die Erhaltung von Relikten solcher Verwitterungskrusten in abgesenkten Blockschollen. Von einer flächenhaften Verbreitung kaolinisierten Buntsandsteins kann in Hessen ausgegangen werden, wobei SCHENK (1961) Mächtigkeiten bis 100 m beschreibt. In keinem Fall

treten ungebleichte über gebleichten Sandsteinen auf, vielmehr werden die kaolinisierten Bereiche überwiegend durch oligozäne Sedimente überlagert, so daß davon ausgegangen werden kann, daß es sich um gekappte Verwitterungsprofile handelt. Die beobachtete Bindung an Störungen erklärt sich dadurch, daß es sich hier um Bereiche erhöhter Permeabilität handelt, so daß dort die Verwitterung in größere Tiefen reicht. Analoge Beobachtungen wurden auch an kaolinisierten Tonschiefern im rheinischen Schiefergebirge gemacht, bei denen der Verlauf der Verwitterungsfront in starkem Maße von Störungen kontrolliert ist (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Unter Bezugnahme auf eine Kartierung durch STÄHLIN (1964) kommt WEYL (1980) zu dem Schluß, daß es sich bei dem Ortenberger Kaolinvorkommen um eine abgesunkene Buntsandsteinscholle handelt, die von ungebleichtem Buntsandstein umgeben wird.

Die Ergebnisse neuerer mineralogischer und geochemischer Untersuchungen (SCHIRRMEISTER et al. im Druck) erlauben eine indirekte Beantwortung der Frage einer endogenen oder exogenen Kaolinisierung des Buntsandsteins von Ortenberg. So konnten keine sicheren Indikatoren für eine hydrothermal beeinflusste Kaolinisierung gefunden werden. Sowohl die Spurenelementgehalte als auch die Mineralassoziationen sprechen dagegen. Auch konnte keines der für hydrothermal gebildete Kaoline typischen Minerale, wie Dickit, Nakrit, Alunit oder Pyrophyllit in Ortenberg nachgewiesen werden. Die Ergebnisse der isotopengeochemischen Untersuchungen lassen zwei Möglichkeiten offen: entweder eine supergene Bildung (290°C) oder die Entstehung im niedrigtemperierten hydrothermalen Bereich (ca. 100°C). Der häufig als Argument für eine hydrothermale Beeinflussung angeführte geringe Fehlorderungsgrad des Kaolinites kann Ergebnis einer weiteren pedogenen Überprägung sein, wodurch die primären Kaolinite Eisen freisetzen und zu größeren Kristalliten und Aggregaten zusammenschwanden. Zusammen mit den geologischen Befunden - ganz normales Tieferreichen der Alteration an Störungen sowie generell eine Abfolge mit stärkerer Alteration oben und weniger starker unten - läßt sich feststellen, daß eine supergene Entstehung des Ortenberger Kaolins als Teil einer in ganz Europa verbreiteten mesozoisch-tertiären Verwitterungskruste als die wahrscheinlichste angesehen werden kann.

### 3.2 Edaphoide

Wegen ihrer ziegelroten Farbe leicht mit Roterde zu verwechseln sind vulkanisch gebildete "Edaphoide" (JARITZ 1966). Dies sind leuchtend rot gefärbte Oberflächen von Basaltströmen. Diese Rotfärbung entsteht durch Martitisierung von feinstverteiltem Magnetit, also Umwandlung in Hämatit an den heißen Stromoberflächen. Ansonsten entspricht die mineralogische Zusammensetzung theoretisch der des Ausgangsgesteins. Da es sich jedoch um Stromoberflächen handelt, die durch Nieder-

schlagswasser durchfeuchtet sein können, finden bei erneuter Überföhrung durch einen Lavastrom wiederum Mineralumbildungen statt. Deshalb findet sich in Edaphoiden häufig Montmorillonit, während Roterden meistens Gibbsit sowie als Tonmineral Kaolinit enthalten.

Ältere Annahmen von intrabasaltischen Verwitterungsbildungen (u.a. SCHENK 1964 und 1965) beziehen sich in vielen Fällen auf Edaphoide (s.o.) sowie auf Aschentuffe, bei denen zu ihrer syngenetischen Rotfärbung (Martitisierung von feinstem Magnetit) bei basaltischer Überföhrung leuchtend ziegelrote Farben hinzukommen (JARITZ 1966).

Lediglich eine intrabasaltische "lateritische Lage" im unteren Teil der Tiefbohrung Rainrod scheint erwiesen zu sein (ERNST 1970, KREUZER et al. 1974), vergleichbare Beobachtungen fehlen (EHRENBERG & HICKETHIER 1985). Bei einem kleinen Vorkommen eines Cordieritfelsens bei Birstein scheint es sich den geochemischen Befunden (Spurenelementzusammensetzung) nach um einen kontaktmetamorph überprägten Laterit zu handeln (EHRENBERG 1986).

### 3.3 Ältere Theorien zum Vogelsberg-Bauxit

Bereits WILL (1883) und LANG (1884) erkannten, daß Bauxit durch die Verwitterung von Basalt entsteht. In seiner ausführlichen Arbeit weist LIEBRICH (1891, 1892) nach, daß die von ihm untersuchten Roterden durch die Verwitterung basaltischer Gesteine entstanden sind, ebenso wie die darin gefundenen Knollen, an denen er im Dünnschliff "anamesitisches" ("Anamesit" entspricht dem tholeiitischen Basalt der heutigen Nomenklatur) Gefüge erkennt sowie durch Analysen "Thonerde als Hydrat" findet.

HARRASSOWITZ, der bis zu seiner Emigration 1933 in Gießen lehrte, hat sich in ausführlichen Untersuchungen mit den Verwitterungsprodukten im Vogelsberg beschäftigt. Er stellte anhand seiner Beobachtungen im Vogelsberg im Vergleich mit vorderindischen Lateriten ein - in dieser Weise heute nicht mehr zugängliches Idealprofil auf (HARRASSOWITZ 1926):

Roter Ton	Roterde
Anreicherungszone	Eisenkruste Allit (Bauxit)
Zersatzzone	Siallitischer Zersatz grau, allitisch
Frisches Gestein	Basalt

HARRASSOWITZ (1922) betont, daß die heute im Vogelsberg vorgefundenen Bauxite sich in sekundärer Lagerung befinden. Sie sollen Abtragungsprodukte einer bisher im Vogelsberg an keiner Stelle gefundenen primären Verwitterungsrinde darstellen und auf Vorkommen auf flachen Mulden beschränkt sein. In diese sind die Bauxite durch Bodenfließen, untergeordnet auch unter Beteiligung von Auswaschungsprozessen (Bildung von "Rollagern") transportiert worden. Als Entstehungsort der Bauxite nennt er "flache Höhen einer offenen Tropenlandschaft" (HARRASSOWITZ 1922 S.182), wo sie jedoch "keine gleichmäßige Decke dargestellt haben" (HARRASSOWITZ 1922 S.183). Einen Zusammenhang mit der Entstehung von Saprolith sieht er als gegeben, deutet aber die Bauxitknollen als Relikte einer ehemaligen Bauxitdecke in der Roterde (HARRASSOWITZ 1921).

SCHELLMANN (1966) belegt, daß eine solche Lösungsverwitterung eines vorher durch Anreicherung entstandenen Bauxits recht unwahrscheinlich ist und stellt, in Übereinstimmung mit aus den Tropen bekannten Profilen, HARRASSOWITZ' Hypothese auf den Kopf: Nicht die Roterde hat sich aus Bauxit, sondern der Bauxit wurde in der Roterde gebildet, wie er in einem heute verschütteten Aufschluß bei Hungen nachweist.

Zur Untermauerung dieser These führt er unter anderem an, daß "trotz der intensiven Bearbeitung des Vogelsberges und seiner guten Erschließung durch Bergbau, Bohrungen und Baugruben nirgends Reste einer anstehenden Bauxitdecke gefunden worden sind" (SCHELLMANN 1966 S.325). An dieser Stelle sei auf SCHRICKE (1975 und 1986) hingewiesen, der sich sehr ausführlich mit Arbeiten zur Laterit-Entstehung auseinandersetzt.

### 3.4 Bildung von Bauxitkonkretionen ("Knollen")

Charakteristisch für die Bauxitvorkommen des Vogelsbergs ist das Auftreten von Gibbsit und Böhmit in Form von "Knollen" in Roterde. HARRASSOWITZ (1921) deutet die Bauxitknollen als Reliktformen in der Roterde, wobei er als Beweis die teilweise unregelmäßigen, "zerfressen und schlackig" (HARRASSOWITZ S. 70) aussehenden Oberflächen der Knollen sowie eingeschlossene rote Tone (beginnende Roterdebildung) anführt.

SCHELLMANN (1966 S.32) erklärt zwanglos eine lateritische Verwitterung des Saproliths zu Roterde, in der sich durch Lösungszufuhr konkretionär Bauxitknollen bilden. Bezogen auf einen Aufschluß in Hungen betont SCHELLMANN 1966 S.28), daß "nie eine Bauxitknolle im Basaltzersatz selber angetroffen wurde". Auch

CABRAL (1973) schließt sich dieser Annahme der konkretionären Bildung von Bauxitknollen innerhalb der Roterde an.

Das charakteristische Auftreten von Bauxit in Form von Knollen ist auch an anderen Orten beobachtet worden, so in Malaysia, wo dieser Bauxit auch abgebaut wird. Von Ribeirao Preto (500 km ENE' Rio de Janeiro) beschreiben CARVALHO et al. 1983) "lithorelictual gibbsitic nodules", Gibbsitknollen mit reliktsch erhaltenem Gefüge des Ausgangsgesteins, eines Basalts, in einer "strukturierten Roterde" (Terra Roxa Estruturada). Die Entstehung dieser am Hangfuß auftretenden Erscheinung wird mit in-situ-Alteration von Basaltschutt zu Gibbsit erklärt.

Einen umgelagerten Saprolith mit "transported bauxite nodules" mit Reliktgefügeerhaltung beschreibt PRASAD (1987) aus den Moka Hills in Sierra Leone. Neben den Geröllen kommt Gibbsit dort auch in einem Horizont direkt auf dem Ausgangsgestein einem Gabbro - vor, aus dem er ohne saprolithischen Übergang gebildet wurde, wobei es zu einer Resilifizierung zu Kaolinit entlang von Klüften kommt.

Übersehen wurde bei den bisherigen Untersuchungen im Vogelsberg, daß durchaus Bauxitknollen auch in-situ im Saprolith auftreten. Sie bilden sich dort konkretionär durch Absolutanreicherung von Aluminium, das zum Teil in Form von idiomorphen Gibbsitkristallen Hohlräume auskleidet (SCHWARZ 1988). Anhand der oft hervorragend erhaltenen Reliktgefüge läßt sich oft das genaue basaltische Ausgangsgestein der Bauxite bestimmen.

### 3.5 Basalteisenstein

Eisenkrusten, die als oberflächennaher Horizont in vielen tropischen Latosolen beschrieben werden, kommen in dieser Form im Vogelsberg nicht vor. In Form von "Krusten" oder "Schwarten" treten jedoch Brauneisen-Ausfällungen entlang von Klüften im Saprolith auf (Abb. 27). Diese werden als Basalteisenstein bezeichnet.

Diese Bildungen auf Klüftflächen im Saprolith entsprechen nicht den in tropischen Latosolen gefundenen Eisenpanzern. Solche in den rezenten Tropen durch Erosion als Geländekanten hervorstehende Horizonte wurden im Vogelsberg bisher nicht gefunden. Aufgrund der intensiven Erforschung dieses Gebiets kann deshalb davon ausgegangen werden, daß solche Bildungen nicht vorhanden sind.

Die älteste Theorie zur Genese des Basalteisensteins stammt von LIEBKNECHT aus dem Jahr 1730. Er schloß sich der zu dieser Zeit verbreiteten Annahme sedimentärer

Lagerstätten als Folge der Sintflut an. Die Bindung der langgestreckten Lagerstättenzüge (Abb. 29) an N-S gerichtete Störungen veranlaßten CHELIUS (1905), eine Lagerstättenbildung durch ascendente postvulkanische Lösungen zu postulieren. Letzter prominenter Verfechter dieser Theorie war der in Gießen lehrende KLÜPFEL (1953).

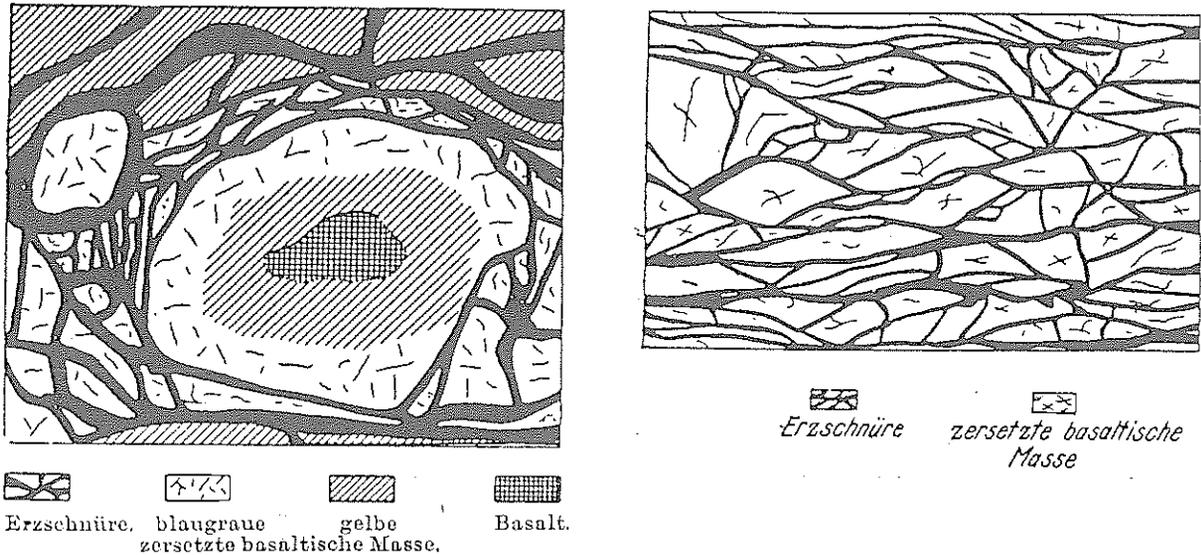


Abb. 27: Formen des Auftretens von Basalteisenstein (aus KÖBRICH 1914).

Mittlerweile herrscht die Auffassung vor, daß es sich bei den Erz-bringenden Lösungen um deszendente Wässer handelt. Der Zusammenhang mit lateritischer Verwitterung ist nach übereinstimmender Meinung (HARRASSOWITZ 1926, FRIEDRICH-LAUTZ 1963) durch den Bildungsort - Saprolith - gegeben.

Nach HARRASSOWITZ (1926) hat die Erzbildung in Tälern mit Galeriewäldern und Sümpfen stattgefunden. Dies begründet er unter anderem mit dem N-S-Verlauf der schmalen, langgestreckten Lagerstättenzüge. Nach HUMMEL (1940) gehören jedoch die N-S-Täler zu einer nachträglichen Störung einer alt- bis mittelplozänen Hochfläche (mit Bildung des radialstrahligen Urgewässernetzes des Vogelsbergs), auf der ihm zufolge auch die Lateritbildung stattfand.

FRIEDRICH-LAUTZ (1963) führt als Beleg für den genetischen Zusammenhang zwischen Basalteisenstein und lateritischer Verwitterung außer dem saprolithischen Nebengestein nur das akzessorische Auftreten von Hämatit in den Brauneisenerzen an. HARRASSOWITZ (1921) konnte in mehreren Fällen Bauxitgerölle finden, die nachträglich durch Brauneisen verkittet waren.

SCHENK (1965) schließt aus den von ihm beobachteten Brauneisenvererzungen in pleistozänem Frostschtutt auf eine interglaziale Bildung. Auch KÖBRICH (1914 S.42)

beschreibt interglaziale (prä-Löß) brauneisenvererzte "Knollen, Wurzelröhren und Hölzer", sowie im Löß selbst eine "sehr häufig zu findende horizontale Platte von prächtigem Eisenstein". WIRTZ (1972) sieht zwischen der Bildung der von ihm untersuchten Roterden und den Basalteisensteinen, die er für jünger hält, keinen Zusammenhang. Als Ausgangsgestein für die Roterdebildung nimmt er ausschließlich basaltisches Lockermaterial an, wie Tuffe oder Schlackenagglomerate.

### 3.6 Paläoklima

Die Bildung lateritischer Verwitterungsprodukte im Vogelsberg ist an drei Bedingungen geknüpft:

- Das Vorhandensein basaltischen Ausgangsmaterials:

Lateritische Verwitterungsprodukte werden, trotz ähnlicher klimatischer Voraussetzungen während des Oligozäns, ausschließlich auf dem miozänen basaltischen Ausgangsmaterial beobachtet.

- Ausreichend lange Exposition an der Erdoberfläche:

Intrabasaltische Laterite sind auf sehr vereinzelte, kleine Vorkommen beschränkt; die Zeitspannen zwischen zwei Ergüssen sind kürzer als bisher allgemein angenommen (SCHRICKE 1975).

- Feuchtwarme Klimabedingungen:

Ausgehend von tropischen und subtropischen Klimabedingungen im Oligozän (BIRKENHAUER 1970) vollzieht sich im Tertiär ein Klimawandel zu periglazialen Verhältnissen im Pleistozän.

Die Ablagerung mächtiger basaltischer Decken "in einer Zeitspanne von wahrscheinlich weniger als 1 Ma" (HARRE et al. 1975 S.75) findet in der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes mit der Förderung tholeiitischer Basalte, die nach der K/Ar-Methode auf 15,5 Ma (maximaler Wert 16,2) datiert werden (HARRE et al. 1975), ihren Abschluß. Dieser tholeiitische Basalt stellt das Ausgangsmaterial des in der Grube "Eiserne Hose" anstehenden Saproliths dar. Relevant für die Verwitterungsprozesse ist demnach die paläoklimatische Entwicklung nach der Basaltextrusion bis hin zu den letzten Phasen tropischer Klimabedingungen in Hessen.

Das Pollenbild der "Karpolithenkohle" von Salzhausen (15 km SE' Lich) stellt das "jüngste Miozän, das bisher im Vogelsberg angetroffen wurde" dar (HOTTENROTT 1985 S.80). Schon von KIRCHHEIMER (1955) wurde dieses von ihm eingehend bearbeitete Vorkommen ins Torton gestellt. Im Vergleich mit Vorkommen in der DDR (MAI 1967) entspricht das Pollenspektrum den jüngsten Zonen mit subtropischem Charakter, die im Tertiär vorkommen.

Nur "geringfügig älter" (HOTTENROTT 1985 S.80) ist die Kieselgur-Kraterfüllung von Beuern (12 km N' Lich), die von einem 1,5 m mächtigen Braunkohlenflöz überlagert wird. In der von SCHENK (1950) beschriebenen Grube fand KIRCHHEIMER (1930) Blätter von Eiche, Ahorn, Weide, Magnolie und Zimtbaum. Zimtbäume stellen neben hier schon nicht mehr vorkommenden Sabal (Palmenart) tropische bis subtropische Formenelemente dar. TOBIEN (1963) beschreibt Frösche, Molche, Karpfen sowie Krokodile, die zusammen mit Mastodon und Rhinoceros auch in dem fast altersgleichen Vorkommen 3 km N' bei Climbach gefunden wurden.

BIRKENHAUER (1970) spricht nach einer ausführlichen Bearbeitung von Klimazeugen im Rheinischen Schiefergebirge von einem "im ganzen jüngeren Tertiär seit dem Mitteloligozän insgesamt subtropisch intermediären Klima, das sich allmählich auf ein sicher noch warmgemäßigtes Klima im Oberpliozän hin abkühlt" (BIRKENHAUER 1970 S.278). Noch im Obermiozän kommt es im Bereich des Mainzer Beckens auch zur Bildung von Evaporiten, was jedoch eine von paläogeographischen Faktoren beeinflusste lokale Erscheinung sein dürfte.

In der pliozänen Flora des Frankfurter Klärbeckens fehlen tropische und subtropische Gewächse wie Palmen und Zimtbäume gänzlich (MÄDLER 1939). Auch den oberpliozänen Braunkohlen des Horloff-Grabens (BOENIGK et al.1977) fehlen diese beiden tropischen Elemente. Im Liegendton der Braunkohle, der ins tiefere Oberpliozän gestellt wird (Beginn der magnetischen Gaus-Epoche), überwiegen quartäre Florenelemente, ein Eichenmischwald bedeckte die Umgebung. In der hangenden Braunkohle hingegen treten neben diesen quartären Formenelementen bevorzugt pliozäne Pollen in Erscheinung. Wechselnde Wasserstände - oder veränderte klimatische Bedingungen - dokumentieren sich in der Abfolge Erlenbruchwald - Pinienhochmoorwald - Sequoiatrockenmoorwald (BOENIGK et al.1977).

Aufgrund der Untersuchung von Paläoklima-Indikatoren im Nordatlantik belegen SCHAEFFER & SPIEGLER (1986) zwei Vereisungsphasen im Ober-Miozän (vor 10-9 Mio. J.) sowie im Ober-Plio-Pliozän (vor 3,4 Mio. J.) mit Übergang zu den pleistozänen Vereisungen. POORE (1981) stellt, ebenfalls bei Untersuchungen im Nordatlantik, das Überlappen subpolarer und subtropischer Faunenprovinzen fest und deutet sie als "klimatische Oszillationen mit einer Periode von etwa 1 Mio. Jahren" (POORE 1981 S.610), wobei der erste Kälteeinbruch vor 9,8 Mio. Jahren begann.

Ab Beginn des Oberpliozän erfolgte dann nach SCHAEFFER & SPIEGLER (1986 S.550) eine "drastische Klimaverschlechterung, die mit gegenüber heute deutlich kühleren Temperaturen in die pleistozänen Vereisungen (...) einmündete".

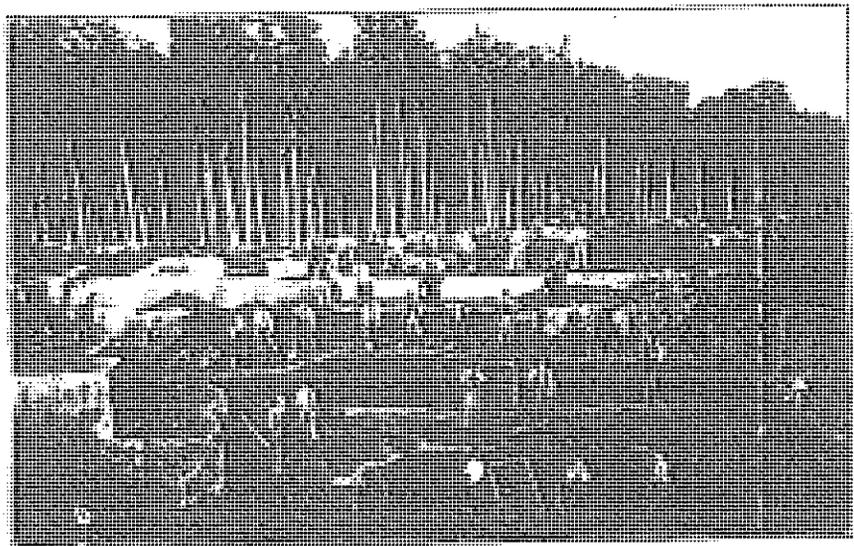
### 3.7 Bauxitbergbau im Vogelsberg

Über neunzig Jahre lang ging im westlichen Vogelsberg der Bergbau auf Bauxit um. In der Grube "Eiserne Hose" wurde 1975 der letzte deutsche Bauxit von der Mannesmann A.G. als Flußmittel für die Stahlherstellung abgebaut.

Bis etwa 1880 sah man im Vogelsberg-Bauxit nur einen aluminiumreichen, wegen seiner schlechten Schmelzbarkeit unverwendbaren Basalteisenstein. Von da an wurde er in geringem Umfang für die chemische Industrie abgebaut (WILL 1883). Für die Aluminiumherstellung war er wegen zu geringer  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte nicht wettbewerbsfähig.

Zu größerer wirtschaftlicher Bedeutung gelangte der Bauxitbergbau erst, als es im Laufe des Ersten Weltkriegs zu einer steigenden Aluminiumnachfrage und gleichzeitig einem Exportstop Frankreichs gegenüber seinem Hauptabnehmer, dem Deutschen Reich kam. Neben den Bauxiten der Lagerstätte Bihar im nördlichen Slesien (55 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  gegenüber 63 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  der französischen Bauxite) wurde auch der minderwertige Bauxit (46-48 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) im Vogelsberg in größeren Mengen zur Aluminiumherstellung gefördert. Zeitweise waren im Vogelsberg über zwanzig Bauxitgruben in Betrieb (Abb. 28, 29), die jedoch im Zuge der Inflation fast alle wegen Absatzschwierigkeiten wieder stillgelegt wurden (KÖBRICH 1928).

Abb. 28: Bauxitgewinnung im Tagebau (aus KÖBRICH 1914)



Einen Aufschwung erlebte der Bauxitbergbau noch einmal während des Dritten Reichs durch die Verwendung von Bauxit als Zement- und Schleifmittelrohstoff. Noch bis 1975 wurde bei Lich Bauxit, als Flußmittel für die Stahlerzeugung gefördert. Seitdem wird kein Bauxit, sondern nur noch Saprolith als keramischer Rohstoff abgebaut.

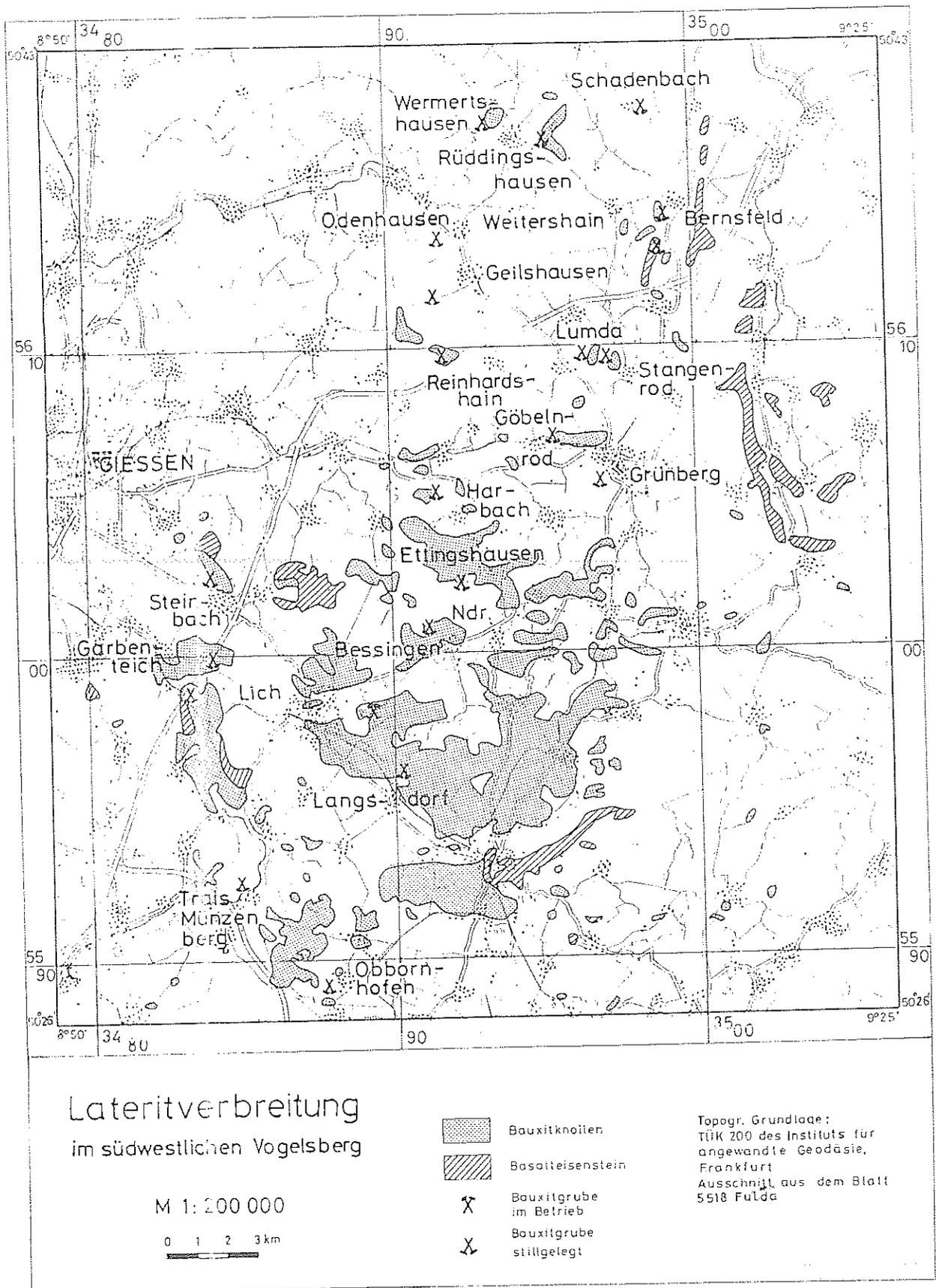


Abb. 29: Verbreitung von bauxitischem Laterit und Basalteisenstein im Vogelsberg

Die Mächtigkeit der Roterde-Lager schwankte zwischen einem und acht Metern, stellenweise auch bis 15 Meter (HÜFFNER 1920). Schon auf kürzesten Distanzen innerhalb der taschenförmigen Lagerstätten traten zum Teil extreme Mächtigkeitsschwankungen auf. Die Gehalte an Bauxitknollen in der Roterde betragen zwischen 5 und 20 %, stellenweise auch 30 % (HÜFFNER 1920). Aus Abbauerfahrungen werden nach BOTTKE (1963) folgende Gehalte an Bauxitknollen über 2 cm Korndurchmesser angegeben:

Ettingshausen	17 %
Langsdorf	16 %
Trais-Münzenberg	9 %

Anfänglich wurde der Bauxit durch Aufklauben der auf den Äckern liegenden Knollen gewonnen. Später wurde dann in offenen Gruben abgebaut, wobei das weiche Material im Handbetrieb mit Schaufeln gewonnen und mit Förderwagen zur Aufbereitung transportiert wurde. Später wurde stellenweise im Trichterbau abgebaut. Vereinzelt wurde Bauxit auch im Tiefbau gewonnen, wenn die Überdeckung durch Lößlehm zu mächtig war. Dazu wurden einfachste Schächte 6-10 Meter tief abgeteuft, wobei jedoch Abbauverluste von 60-65 % hingenommen werden mußten. Immer wieder wurden Bauxitknollen auch durch Klauben von den Äckern gewonnen.

Zur Erhöhung der Aluminiumgehalte des Erzkonzentrats mußten die Gibbsit-Knollen möglichst effektiv von der  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -reichen Roterde getrennt werden. Dies geschah früher durch einfaches Absieben direkt am Abbau, später wurde dies durch mechanische Siebung ersetzt. "Dazu bedient man sich großer Metallsiebe verschiedener Maschenweite, auf die die aus der Grube kommende Roh-Lagermasse wiederholt, meist 3-4 mal, gebracht wird. Neuerdings läßt man auf die Siebung noch eine Waschung in einer rotierenden Trommel folgen, in der widersinnig sich drehende Widerstände das Material dauernd in Bewegung halten." (HÜFFNER 1920) Gegen Ende des Ersten Weltkriegs wurde bei Münster eine Zentralwäsche errichtet, die mit vorgesiebttem Material beliefert wurde. Damit wurde den Forderungen der Verbraucher nach größeren und konstanteren Lieferungen mit gleichbleibender Qualität entgegengekommen. Das Erzkonzentrat enthielt 46-48 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 5-6 %  $\text{SiO}_2$  und 20 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Die anfallenden Schlämme wurden in Setzteiche geleitet.

Bei der Analyse der Siebdurchgänge zeigte sich jedoch, daß deren  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte nicht wesentlich unter denen des Rohbauxits lagen, so daß bei geringeren Qualitätsanforderungen den hohen Waschverlusten (7-20 % Ausbringen) durch Verwendung des nicht aufbereiteten Förderguts begegnet werden konnte. Im Jahr 1938 wurde daher die Förderung von gewaschenem Bauxit eingestellt (BOTTKE 1963). Bei der Betrachtung der Mengenangaben über geförderten Bauxit ist daher zu beachten, daß diese ganz entscheidend vom Anteil gewaschenen Bauxits abhängen. So wurden zum Beispiel 1935 von 21.305 t bergfeuchtem Fördergut 2820 t (entspricht 1513 t

Trockengewicht) als Rohbauxit verwendet, während 18.485 t zu 3740 t Waschbauxit aufbereitet wurden, was 3179 t Trockenerz mit 50 %  $Al_2O_3$  entspricht.

Bis zum Ersten Weltkrieg war die chemische Industrie Hauptabnehmer des oberhessischen Bauxits. Er wurde zur Herstellung von Alaun und Soda, ferner von feuerfesten Materialien und zur Papierfabrikation benutzt (WILL 1883).

Für die Aluminiumherstellung wurden Waschkonzentrate verwendet, jedoch standen trotz aufwendiger Aufbereitungsverfahren die oberhessischen Bauxite jenen aus Frankreich und vom Balkan immer in der Qualität nach. Dies verbunden mit den begrenzten Vorräten der Lagerstätten und starken Qualitätsschwankungen machte die Bauxite des Vogelsbergs unrentabel für die Aluminiumherstellung. Daß trotzdem große Mengen zu diesem Zweck abgebaut wurden, ist das Ergebnis wirtschaftspolitischer Zwänge während und nach dem Ersten Weltkrieg.

Zur Versorgung der Kriegsindustrie mit Aluminium wurden für die von Frankreich und den Vereinigten Staaten boykottierten Mittelmächte auch unwirtschaftliche Bauxitvorkommen plötzlich interessant, so daß viele neue Betriebe eröffnet wurden (Lagerstätten-Chronik 1916).

Während des Krieges wurde in fast allen europäischen Staaten mit dem Bau von Fabriken zur Aluminiumherstellung begonnen. In Deutschland wurde Ende 1918 das Lautawerk in der Lausitz in Betrieb genommen. Die Absperrung vom Weltmarkt brachte es mit sich, daß auch den oberhessischen Bauxiten Beachtung geschenkt wurde (HÜFFNER 1920).

Vogelsberg-Bauxit wurde als Zuschlag zu qualitativ höherwertigem ungarischem Bauxit (Siebenbürgen) verwendet. Deutschland war 1918 zweitgrößter Aluminiumproduzent nach den USA, während es mit

14350 t an vierter Stelle der Weltproduktion an Bauxit stand (HARRASSOWITZ 1924). Die Blütezeit des oberhessischen Bauxitbergbaus war kurz vor der Inflation mit etwa 20 Gruben und zeitweise 400 Beschäftigten erreicht (KÖBRICH 1928). Es folgte die Stilllegung fast aller Gruben. Bis zu diesem Zeitpunkt waren etwa 100.000 t Bauxit im Vogelsberg gefördert worden (MOLDENHAUER 1935).

Um einen Eindruck von Größenordnung und Entwicklung des Bauxitbergbaus im Vogelsberg zu bekommen, folgt die Darstellung der deutschen Bauxitförderung 1913-1975 in Tab. 11). Die Abbauzahlen (alle in 1000 t) sind der "Metallstatistik" ab Bd. 29 (1928) entnommen.

Tab. 11: Deutsche Bauxitproduktion 1913-1975 (in 1000 t)

1913	10.0	1938	19.4	1959	4.5
1920	13.4	1939	15.4	1960	3.8
1921	10.1	1940	10.0	1961	4.2
1922	15.2	1941	12.0	1962	4.7
1923	6.7	1942	16.3	1963	4.3
1924	3.1	1943	12.3	1964	4.2
1925	1.8	1944	12.0	1965	3.9
1926	0.3	1945	0.1	1966	3.7
1927	2.4	1946	0.8	1967	2.3
1928	5.0	1947	0.3	1968	3.3
1929	2.0	1948	2.1	1969	3.2
1930	0	1949	2.4	1970	3.0
1931	0	1950	4.2	1971	2.9
1932	0.4	1951	5.4	1972	2.0
1933	1.7	1952	7.2	1973	1.6
1934	6.6	1953	7.8	1974	1.4
1935	8.3	1956	4.9	1975	0.8
1936	12.6	1957	4.7		
1937	19.9	1958	3.8		

Diese Zahlen beziehen sich auf die **Bauxitproduktion**, die bis um 1938 durch eine verlustreiche Aufbereitung von ungleich größeren Mengen **Bauxitfördergut** gewonnen wurden. Die einzigen bekannten Förderzahlen für Rohbauxit liegen für 1935-38 vor (Die Fundgrube 1936-39) mit 21.305, 63.445, 93.000 und 99.409 t. Dies ist zu beachten, da sich die Nachkriegszahlen auf Rohbauxit (Roterde) beziehen. Ein Vergleich der höchsten Jahresfördermengen von Rohbauxit (Roterde) in der jeweiligen Epoche soll die Dimensionen verdeutlichen:

1922:	117.000 t
1938:	99.409 t
1953:	7.800 t

Nachdem der oberhessische Bauxit bei der Aluminiumerzeugung durch die Verfügbarkeit preiswerter, qualitativ besserer importierter Bauxite wieder verdrängt war, wurden während des Dritten Reichs vor allem bei Bernsfeld große Mengen zur Herstellung von Feuerfeststeinen und Bauxitzement, einem schnell abbindenden, chemisch resistenten Zement abgebaut. Ferner diente er zur Herstellung von Elektrokorund, wobei auch hier Schwierigkeiten mit der nicht gleichbleibenden Qualität sowie zu geringer Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>Gehalte auftraten. Vereinzelt kam auch der Siebrückstand der Waschkonzentrate zur Verwendung zur Ziegelherstellung und für Farb- und Polierzwecke.

Nach dem Zweiten Weltkrieg wurden bis 1975 100.000 t Rohbauxit abgebaut, die zum überwiegenden Teil bei der Stahlerzeugung als Flußmittel für stärker basische Schlacken Verwendung fanden. Seitdem wird nur noch der Saprolith für elektrokeramische Verwendungszwecke abgebaut, bis sich vielleicht eines Tages wieder ein spezieller Anwendungsbereich für die verbliebenen etwa 50.000 t oberhessischer Roterde ergibt.

### 3.8 Saprolith - Saprolit

Gegenwärtig gibt es im deutschen Sprachraum keine einheitliche Schreibweise für intensiv verwittertes Gestein mit Gefügearhaltung (engl.: saprolite), das entweder als Saprolith oder als Saprolit geschrieben wird. Für "Saprolith" spricht neben der griechischen Herkunft (saprós=faul, líthos=Stein) die Analogie zu anderen auf -lith endenden Gesteinen (Oolith, Pisolith, Phonolith, usw.). Für "Saprolit" spricht die ansonsten mögliche Verwechslung mit dem Saprolith, der u.a. bei MURAWSKI (1992) als Synonym für Sapropelit genannt wird.

Die erste Erwähnung fand "saprolite" als Verwitterungsgestein durch BECKER (1895). Kurz danach, 1908 führte H. POTONIÉ bei seiner Klassifikation der Kaustobiolithe den Begriff "Sapropel" (gr.: saprós=faul, pelós=Schlamm) für Faulschlamm und Sapropelit als Oberbegriff für Faulschlammgesteine ein. Sowohl MURAWSKI (1992) als auch ein AUTORENKOLEKTIV (1962) zitieren jedoch H. POTONIÉ (1908) als Urheber des Begriffs "Saprolith" als Synonym für Sapropelit. H. POTONIÉ jedoch verwendet den Begriff "Saprolith an keiner Stelle. Er schreibt (1910): "Sapropelite heißen alle (...) Gesteine einschließlich des Sapropels selbst, wenn sie reich an Sapropel sind, daß ihnen dadurch wesentliche Eigenschaften verliehen werden, gleichgültig, ob sie sich noch im Schlammzustande befinden, oder ob sie subfossil gallertartige Konsistenz angenommen haben, oder endlich fossil bereits vollständig erhärtet sind". Auch sein Sohn verwendet in seiner "Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie" das Wort "Saprolith" an keiner Stelle (1924). Ebenso taucht auch in STACH's "Coal Petrology" (1982) der Begriff Saprolith nicht auf.

Während die Verwendung von "saprolite" im Sinne eines Verwitterungsprodukts im angelsächsischen Sprachraum recht verbreitet ist (u.a. BATES & JACKSON 1987, BARDOSSY & ALEVA 1990, NAHON 1991, BUTT & ZEEGERS 1992, etwas älter: HENDRICKS & WHITTIG 1968), findet sich der Begriff in diesem Sinne im Deutschen weder im "Lehrbuch der Bodenkunde" (SCHACHTSCHABEL et al. 1991) noch im "Geologischen Wörterbuch" (MURAWSKI 1992). VALETON schreibt 1983: "Als 'Saprolith' werden Bereiche in Boden- und Verwitterungsprofilen bezeichnet, die gute Erhaltung der Reliktgefüge der Ausgangsgesteine bei gleichzeitiger Mineralneubildung zeigen". Erwähnung findet der Begriff "Saprolith" auch in dem umfangreichen Lehrbuch "Sedimente und Sedimentgesteine" von FÜCHTBAUER (1988) sowie in dem posthum zusammengestellten Buch von KUBIENA (1986) "Grundzüge der Geopedologie und der Formenwandel der Böden.

Da es sich bei der Bezeichnung "Saprolith" als Synonym für Sapropelit offensichtlich um eine Verwechslung handelt, erscheint es sinnvoll, den Begriff in dieser Schreibweise (von líthos=Stein analog zu Oolith, Pisolith, Phonolith, usw.) im Deutschen entsprechend der Definition von VALETON (1983) bzw. BATES & JACKSON (1990) zu übernehmen.

## Literatur

- ALTEMÜLLER, H.J. & POETSCH, T. (1984): Zur Mikromorphologie der Bodenbildung aus basaltischem Zersatzmaterial.- Mitt. dtsh. Bodenkdl. Ges., 39, 61-66, Bonn.
- AUTORENKOLLEKTIV (1962): Die Entwicklungsgeschichte der Erde - Mit einem ABC der Geologie.- 772 pp., Hanau (Dausien).
- BARDOSSY, G. & ALEVA, G.J.J. (1990): Lateritic Bauxites.- Developments in Economic Geology, Vol. 27, 624 pp., Amsterdam - Oxford - New York - Tokyo (Elsevier).
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1987): Glossary of Geology.- 788 pp., Alexandria (American Geol. Inst.).
- BECKER, G.F. (1895): Reconnaissance of the gold fields of the southern Appalachians.- U.S. Geological Survey, Annual Report, 16, 251-331,.
- BIBUS, E. (1975): Eigenschaften tertiärer Flächen in der Umrahmung der nördlichen Wetterau (Taunus- und Vogelsbergtrand). - Z. Geomorph.N.F. Suppl. 23: 49-61; Berlin-Stuttgart.
- BIRKENHAUER, J. (1970): Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns.- Erdkunde, 24, 268-284, Bonn.
- BLANCK, E., MELVILLE, R. & WELTE, E. (1942): Roterdebildung auf Zechsteinkalk und devonischem Massenkalk im Gebiet West-Deutschlands.- In: BLANCK, E. & MELVILLE, R. (eds.), Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der alten Landoberflächenbildungen der deutschen Mittelgebirgsländer, Chem. Erde, Vol. 14, 272-311, Jena.
- BOENIGK, W., VON DER BRELIE, G., BRUNNACKER, K., KEMPF, E.K., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R. & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg.- Abh. Hess. L. - Amt Bodenforsch., 75, 80 pp., Wiesbaden.
- BOTTKE, H. (1963): Geologisches Gutachten zur Geologie und den Vorräten der Bauxitlagerstätten (Laterite) der Mannesmann AG im Vogelsberg (Oberhessen).- 39 pp., (unpubl.).
- BRINKMANN, R. (1968): Gefüge und Vulkanotektonik im Vogelsberg (Niederhessen).- Geol. Rdsch., 57, 148-165, Stuttgart.
- BÜHMANN, D. (1974): Die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten der Niederhessischen Senke als Indikator festländischer Verwitterung und brackisch-mariner Tonmineralneubildung.- 60 pp., Univ. Göttingen (thesis).
- BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (1992): Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains.- In: GOVETT, G.J.S. (ed.), Handbook of Exploration Geochemistry, Vol. 4, 630 pp., Amsterdam (Elsevier).
- CABRAL, C. (1973): Die tertiären Laterite des westlichen Vogelsberges und ihre Eignungen als Steine und Erden-Rohstoffe.- Clausthaler Geol. Abh., 16, 153 pp., Clausthal-Zellerfeld.
- CARVALHO, A., CHAUVEL, A. & GONÇALVES, N.M.M. (1983): Alteration of basalt and formation of kaolinitic and gibbsitic material in the region of Ribeirão Preto (SP), Brazil.- In: MELFI, A.J. & CARVALHO, A. (eds.), Lateritisation Processes, Proceedings of the International Seminar, Sao Paulo 1982, 477-489, Univ. of Sao Paulo Brazil.
- CHELIUS, C. (1904): Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen.- Z. prakt. Geol., 12, 356-362, Berlin.
- DIEHL, O. (1935): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen.- Blatt 5322 Lauterbach.- 107 pp., Darmstadt (Hessischer Staatsverlag).
- DREESMANN, S., (1986): Begrenzende Faktoren der Ertragsbildung auf roten Reliktböden im Vorderen Vogelsberg. Diplomarbeit (unveröffentlicht) am Inst. f. Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig- Universität Gießen
- EHRENBERG, K.-H. (1981): Ein tertiärer Vulkankrater bei Hungen-Langd (Vogelsberg).- Geol. Jb. Hessen, 109, 103-113, Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.H. & HICKETHIER, H. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5620 Ortenberg.- 351 pp., Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Bodenforschung).

- EHRENBERG, K.H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg.- Geol. Jb. Hessen, 113, 97-135, Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.H. & HICKETHIER, H. (1988): Tertiär.- In: DIEDERICH, G., EHRENBERG, K.H. & HICKETHIER, H. (eds.), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5621 Wenings, 43-51, Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Bodenforschung).
- EHRENBERG, K.H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. Exkursion A1 der DGM-Tagung in Mainz.- Fortschr. Miner., 64, 1-34, Stuttgart.
- EHRENBERG, K.H., FROMM, K., GRUBBE, K., HARRE, W., HENTSCHEL, G., HÖLTING, B., HOLTZ, S., KREUZER, H., MEISL, S., NÖRING, F., PLAUMANN, S., PUCHER, R., STRECKER, G., SUSIC, M. & ZSCHAU, H.J. (1979): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn).- Geol. Abh. Hessen, 81, 166 pp., Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.H., HENTSCHEL, G., SCHRICKE, W. & STRECKER, G. (1982): Vogelsberg-Vulkanismus.- Fortschr. Mineral., 60, 17-42, Stuttgart.
- ERNST, T., KOHLER, H., SCHÜTZ, D. & SCHWAB, R. (1970): The volcanism of the Vogelsberg (Hessen) in the north of the rhinegraben rift system.- Graben Problems, Int'l Upper Mantle Project, Sci. Rep., 27, 143-146, Stuttgart.
- ESTEOULE-CHOUX, J. (1983): Kaolinitic weathering profiles in Brittany: Genesis and economic importance.- In: WILSON, R.C.L. (ed.), Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials, 33-38, Oxford (Blackwell).
- FELIX-HENNINGSSEN, P., SKOWRONEK, A. & SCHIRMER, W. (1991): Genese und quartäre Überprägung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge.- 10. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Bonn 1991, 83 pp., Münster - Bonn - Düsseldorf.
- FELIX-HENNINGSSEN, P.F. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überdeckung.- Relief Boden Paläoklima.- Vol. 6, 192 pp., Berlin - Stuttgart (Borntraeger).
- FRAKES, L.A. (1979): Climates Throughout Geological Time.- 310 pp., Amsterdam - Oxford - New York (Elsevier).
- FRIEDRICH-LAUTZ, I. (1963): Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen.- Notizbl. hess. L. - Amt Bodenforsch., 91, 277-317, Wiesbaden.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- 1141 pp., Stuttgart (Schweizerbart).
- FUNDGRUBE, DIE (1926-1943): Mitteilungen für und über den hessischen Tagebau.- 430 pp., Darmstadt (Roetherdruck).
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän.- Notizbl. hess. L.- Amt Bodenforsch. /Wiesbaden, 96, 157-184.
- GRAMANN, F. (1966): Das Oligozän der Hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordseebecken und Rheintalgraben.- Z. dt. geol. Ges., 115, 497-514, Hannover.
- HARRASSOWITZ, H. (1921): Die Bauxitlagerstätten des Vogelsberges.- Metall und Erz, N.F., 9, 567-576, Halle/S.
- HARRASSOWITZ, H. (1922): Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung.- Z. dt. geol. Ges., 73, 179-192, Hannover.
- HARRASSOWITZ, H. (1924): Aluminium-Lagerstätten.- Metall und Erz, NF XII, 42-48, Halle.
- HARRASSOWITZ, H. (1926): Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Deutung.- Fortschr. Geol. Palaeontol., 4, 253-566, Berlin.
- HARRE, W., KREUZER, H., MÜLLER, P., PUCHER, R. & SCHRICKE, W. (1975): Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik.- Erl. geol. Karte Hessen 1:25 000, Blatt 5319 Londorf.- 67-73, Wiesbaden.
- HEIM, D. (1971): Lateritische Basaltverwitterung und Bauxit im Bereiche der Wetterau-Schwelle.- Abh. hess. L. - Amt Bodenforsch., 60, 251-257, Wiesbaden.

- HENDRICKS, D.M. & WHITTIG, L.D. (1968): Andesite weathering, I. Mineralogical transformation from andesite to saprolite, II. Geochemical changes from andesite to saprolite.- J. Soil Sci., 19, 135-153, Madison.
- HINDEL, R. & FLEIGE, H. (1991): Schwermetalle in Böden der Bundesrepublik Deutschland - geogene und anthropogen Anteile. - UBA Texte 13/91 FB 91/020: 137 S.; Berlin.
- HOTTENROTT, M. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhausen.- Geol. Jb. Hessen, 113, 75-82, Wiesbaden.
- HÜFFNER, E. (1920): Der Bauxitbergbau in Oberhessen.- Chemiker Zeitung, 44, 785-786, Nöthen.
- HUMMEL, K. (1940): Landoberflächen und Täler des Vogelsberges in der Pliozänzeit.- Geol. Rdsch., 31, 8-50, Stuttgart.
- HUNDT, G. (1938): Hessische Erzvorkommen, Teil II, Eisenerze, Manganerze und Bauxit, Abt. B, Fundbuch der Eisenerze.- Handb. hess. Bodenschätze, 4, 152 pp., Bad Nauheim.
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes.- 152 pp., Univ. Bonn (thesis).
- KELLER, W.D. (1970): Discussion of J. Konta: Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe.- Proceed. of the Internat. Clay Conf., Tokyo 1969, Vol. 2, 91-93, Jerusalem (Israel Univ. Press).
- KIRCHHEIMER, F. (1930): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora des Vogelsberges und der Wetterau.- Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. Geol. L. -A. (V), 12, 105-123, Darmstadt.
- KIRCHHEIMER, F. (1955): Die Karpolithenkohle von Salzhausen im Vogelsberg.- Notizbl. hess. L.- Amt Bodenforsch., 83, 47-70, Wiesbaden.
- KLÜPFEL, W. (1953): Basaltgeologie.- Z. dt. geol. Ges. /Hannover, 104, 326-353,.
- KÖBRICH, C. (1914): Der Bergbau des Großherzogtums Hessen.- 92 pp., Darmstadt (Staatsverlag).
- KÖBRICH, C. (1928): Rückblick auf die Entwicklung des Hessischen Bergbaus sowie auf die Betriebsleiterkonferenzen in Hessen.- 32 pp., Darmstadt.
- KONTA, W.D. (1969): Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe.- In: HELLER, L. (ed.), Proceed. of the Internat. Clay Conf., Tokyo 1969, Vol. 1, 281-290, Jerusalem (Israel Univ. Press).
- KÖSTER, H.M. (1974): Ein Beitrag zur Geochemie und Entstehung der Oberpfälzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstätten.- Geol. Rdsch., 63, 655-689, Stuttgart.
- KREUZER, H., KUNZ, K., MÜLLER, P. & SCHENK, E. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg).- Geol. Jb., D 9, 67-84, Hannover.
- KUBIENA, W.L. (1986): Grundzüge der Geopedologie und der Formenwandel der Böden - aus dem Nachlaß bearbeitet von F. BLÜMEL und F. SOLAR.- 128, Wien (Agrar).
- KUTSCHER, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, 202-212, Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5523 Neuhof, 2. Auflage.- 274 pp., Wiesbaden.
- LAGERSTÄTTEN CHRONIK September 1916.- Z. prakt. Geologie, 24, p. 134, Berlin.
- LANG, J. (1884): Über Bauxit von Langsdorf.- Ber. dt. Chem. Ges., 17, 2892-2894, Berlin.
- LIEBKNECHT, J.G. (1730): Hassia subterranea specimen (occasione arboris in mineram ferri mutatae).-.
- LIEBRICH, A. (1891): Beitrag zur Kenntniss des Bauxit's vom Vogelsberge.- Inaugural-Dissertation, Giessen.
- LIEBRICH, A. (1892): Bauxit.- Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., 28, 57-89, Gießen.
- MÄDLER, K. (1939): Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main.- Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 446, 1-202, Frankfurt.
- MAI, D.H. (1967): Die Florenzonen der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik.- Abh. Zentr. Geol. Inst., 10, 55-81, Berlin.
- MOLDENHAUER, M. (1935): Die hessischen Bauxitlager.- Chemiker Zeitung, 59, 125-126, Nöthen.

- MURAWSKI, H. (1977): Geologisches Wörterbuch.- 280 pp., Stuttgart (Enke).
- MURRAY, H.H. (1988): Kaolin minerals: their genesis and occurrences.- In: BAILEY, S.W. (ed.), Hydrous Phyllosilicates.- Reviews in Mineralogy, Vol. 19, 67-89, Chelsea (Mineralogical Society of America).
- NAHON, D.B. (1991): Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering.- 313 pp., New York - Chichester - Brisbane - Toronto - Singapore (Wiley).
- PETROV, V.P. (1991): The nature of thick zones of paleoweathering.- Internat. Geol. Rev., 33, 49-61, Silver Spring.
- PFLUG, H.D. & WERDING, L. (1964): Kalksinter und Rotlehme in Karstspalten des Massenkalkes von Pohl-Göns (Blatt 5518 Butzbach).- Notizbl. hess. L. - Amt Bodenforsch., 92, 126-138, Wiesbaden.
- PFLUG, H.D. (1966): Zur Stratigraphie des mittleren Tertiärs in Hessen und in benachbarten Gebieten.- Notizbl. hess. L. - Amt Bodenforsch., 94, 259-268, Wiesbaden.
- PFLUG, H.D. (1976): Sporenstratigraphische Korrelation des Vogelsberg-Gebietes mit benachbarten Tertiärbecken.- Oberhess. naturwiss. Z., 42, 21-30, Gießen.
- PLASS, W. (1974): erwähnt bei MÜCKENHAUSEN 1977, Seite 126.-.
- POORE, R.Z. (1981): Late Miocene biostratigraphy and palaeoclimatology of the central North Atlantic.- Marine Micropalaeontology, 6, 599-616, Amsterdam.
- POTONIÉ, H. (1908): Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten.- Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F., 55, Berlin.
- POTONIÉ, H. (1910): Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt.- 225 pp., Berlin (Borntraeger).
- POTONIÉ, R. (1924): Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie.- 285 pp., Berlin (Borntraeger).
- PRASAD, G. (1987): Bauxitisation at Moka Hills, Sierra Leone.- Abstracts of 14th Colloquium of African Geology, 171-172, Berlin.
- RUS'KO, J.A. (1978): Über Alter und Genese der Kaoline der Ukrainischen SSR.- In: STÖRR, M. (ed.), V. Internat. Symp. - Genese des Kaolins, Dresden 1975 - Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, 243-254, Berlin (Akademie-Verlag).
- SABEL, K.-J. (1988): Böden. - Erl. zur Geol. Kt. von Hessen 1:25.000 Bl. 5621 Wenings: 177-185; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien zum Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geogr. Hefte 45: 133 S.; Frankfurt/M.
- SCHAEFFER, R. & SPIEGLER, D. (1986): Neogene Kälteeinbrüche und Vereisungsphasen im Nordatlantik.- Z. dt. geol. Ges., 137, 537-552, Hannover.
- SHELLMANN, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg.- N. Jahrbuch f. Mineralogie, Mh., 321-341, Stuttgart.
- SCHENK, E. (1950): Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen.- Notizbl. Hess. L. - Amt Bodenforsch., 1, 260-267, Wiesbaden.
- SCHENK, E. (1961): Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen.- Notizbl. hess. L. - Amt Bodenforsch., 82, 310-319, Wiesbaden.
- SCHENK, E. (1965): Das Alter der Lateritdecken und Eisenerzlagerstätten im Vogelsberg.- Erzmetall, 18, 352-353, Weinheim.
- SCHENK, E. (1965): Tuffe, Basalt und Laterit am Oehle-Berg bei Großen-Buseck, Kr. Gießen.- Notizbl. Hess. L. - Amt Bodenforsch., 93, 292-302, Wiesbaden.
- SCHENK, E. (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen / Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Commission of Geodynamics, Sci. Rep.- / Stuttgart, 8, 286-302,.
- SCHIRRMAYER, L., SCHWARZ, T. & BOHNÉ, B. (1994): Mineralogie und Geochemie des Kaolinites bei Ortenberg (Hessen).- Geol. Jb. Hessen, 122, im Druck, Wiesbaden.
- SCHMIDT, H. & ZULAUF, G. (1991): Geomagnetische Anomalien im Bereich eines tertiären Vulkankraters bei Hungen-Langd (Vogelsberg).- Geol. Jb. Hessen, 119, 229-233, Wiesbaden.

- SCHÖNHALS, E. (1973): Zur Landesnatur Mittelhessens. - Mittlg. DBG 17: 11-62; Göttingen.
- SCHOTTLER, W. (1921): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5519 Hungen.- 107 pp., Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1937): Der Vogelsberg.- Notizbl. hess. geol. L. - A. (V), 3-86, Darmstadt.
- SCHRICKE, W. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5319 Londorf.- 192 pp., Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1986): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5320 Burg-Gemünden.- 135 pp., Wiesbaden.
- SCHWARZ, T. (1988): Eigenschaften und Entstehung von Laterit im Vogelsberg - die Bauxitgrube 'Eiserne Hose' bei Lich (Hessen).- 142 pp., FU Berlin (unveröff. Diplomarbeit).
- SCHWARZ, T. (1988): Laterit im Vogelsberg (Hessen): Bauxitkonkretionen und umgelagerte Roterde.- Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 29, 179-183, Bochum.
- SCHWARZ, T. (1989): Lateritic bauxite in the Vogelsberg area (West-Germany).- Geoöko-Plus, 1, 257, Darmstadt.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs.- Z. dt. geol. Ges., 118, 33-68, Hannover.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-TH., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Coal Petrology.- 535 pp., Berlin - Stuttgart (Borntraeger).
- STÄHLIN, P. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Ortenberg, Nord-West-Teil.- Gießen (Diplomkartierung).
- STEGEMANN, W. (1964): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg.- Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen N.F. naturwiss. Abst., 33, 251-279,.
- STÖHR, W.T. (1974): Paläoböden und Bodenrelikte im Mainzer Becken und ihre Umformung durch das Periglazialklima im Pleistozän.- Mitt. Dt. Bodenkund. Ges., 18, 354-359, Göttingen.
- STÖRR, M., KUZVART, M. & NEUZIL, J. (1978): Alter und Genese der Verwitterungskruste in der Böhmisches Masse.- In: STÖRR, M. (ed.), V. Internat. Symp. - Genese des Kaolins, Dresden 1975 - Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, 265-282, Berlin (Akademie-Verlag).
- TOBIEN, H. (1963): Dorcatherium KP. und Heteroprox ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgurlagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Krs. Gießen).- Notizbl. Hess. L. - Amt Bodenforsch., 91, 7-15, Wiesbaden.
- VALETON, I. (1983): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen.- Z. dt. geol. Ges., 134, 413-452, Hannover.
- WEDEPOHL, K.H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression.- Contr. Mineral. Petrol., 89, 122-143,.
- WENZ, W. (1924): Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken.- Z. dt. geol. Ges., 76, 215-222, Berlin.
- WEYL, R. (1980): Geologischer Führer - Gießen und Umgebung.- 193 pp., Gießen (Mittelhess. Druck- u. Verlagsges.).
- WIEGAND, K. (1977): Die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des Vogelsberges (Hessen).- Geol. Jb. Hessen, 105, 177-184, Wiesbaden.
- WILKE, H.-J. (1981): Mineralfundstellen - Hessen.- Vol. 7, 240 pp., München (Weise).
- WILL, W. (1883): Analyse eines Bauxits von Garbenteich bei Gießen.- Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., 22, 314-315, Gießen.
- WIRTZ, R. (1972): Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg.- Abh. Hess. L. - Amt Bodenforsch., 61, 159 pp., Wiesbaden.
- ZULAUF, G. (1987): Geologie zwischen Rainrod und Brauerschwend, Oberhessen (Blatt 5221 Alsfeld und 5222 Grebenau).- 258 pp., Frankfurt/M. (unveröff. Diplomarbeit).