

Umwelt und Geologie

Der Vogelsberg

– Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas –

Wiesbaden, 2009

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Impressum

Umwelt und Geologie

ISSN 1617-4038

ISBN 978-3-89026-359-5

Der Vogelsberg

– Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas –

THOMAS REISCHMANN & ADALBERT SCHRIFT

Redaktion: Susanne Küttner-Bahr

Kartographie: Michaela Hoffmann

Layout: Hermann Brenner

Einband: Nadine Monika Lockwald

Titelfotos: Hintergrund: Blick vom Gackerstein zum Hoherodskopf
Kleine Fotos: links oben: Bilstein SE von Schotten-Busenborn
rechts oben: Bonifatiuskanzle bei Grebenhain-Herchenhain
links unten: ehem. Steinbruch Nidda-Michelnau
rechts unten: Mittlerer Steinbruch Schwalmtal-Brauerschwend
dazwischen: Dünnschliffaufnahme einer Olivinknolle mit gekreuzten Polarisatoren

Kartenausschnitte 1:25 000 mit Genehmigung des Hessischen Landesamtes für Bodenmanagement und Geoinformation, Wiesbaden

Herausgeber, © und Vertrieb:
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186
65203 Wiesbaden

Telefon: 0611/69 39-0

Telefax: 0611/69 39-555

E-Mail: vertrieb@hlug.de

Der Herausgeber übernimmt keine Gewähr für die Richtigkeit, Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie für die Beachtung privater Rechte Dritter. Nachdruck – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

Inhalt

Vorwort	6
Geotope – Schaufenster der Erdgeschichte	7

Teil I – Die Geologie des Vogelsberges

1 Geologischer Überblick	9
1.1 Der Vogelsberg als geologische Einheit	9
1.2 Der geologische Untergrund des Vogelsberges	10
1.3 Der tektonische Bau des Vogelsberges	11
1.4 Das Alter des Vogelsberg-Vulkanismus	12
2 Die vulkanischen Bildungen des Vogelsberges	13
2.1 Die Vulkanite	13
2.1.1 Basanite	15
2.1.2 Alkalibasalte	15
2.1.3 Basisch-intermediäre Differenziate	16
2.1.4 Trachyte	16
2.1.5 Tholeiite	16
2.1.6 Weitere Vulkanitarten	17
2.1.7 Relative Häufigkeit der Vulkanite	17
2.2 Die Tuffe	18
2.3 Aufschlüsse in Steinbrüchen	18
3 Die Entstehung des Vogelsberg-Vulkanismus	19
3.1 Petrologisch-geochemische Modelle	19
3.2 Geodynamische Modelle	20

Teil II – Die Geotope des Vogelsberges

1 Amöneburg, Ostwand	25
2, 3 Dicke Steine und Hansteingraben bei Homberg (Ohm)-Nieder-Ofleiden	29
4 Steinbruch Homberg (Ohm)-Nieder-Ofleiden	33
5 ehem. Steinbruch Hunnenburg bei Ebsdorfergrund-Dreihausen	37
6 Heinzemann bei Gemünden (Felda)-Ehringshausen	41
7 Wildfrauhaus bei Alsfeld-Altenburg	43
8 Wilder Stein bei Breitenbach am Herzberg-Gehau	45
9, 10 Große Kuppe zwischen Grebenau-Bieben und -Reimenrod und Geldkopf zwischen Alsfeld-Eifa und Schwalmtal-Rainrod	47
11 ehem. Steinbruch Köllenberg bei Alsfeld-Eifa	51
12 Altarstein SW von Grebenau-Schwarz	55
13a, b, c Steinbrüche bei Schwalmtal-Brauerschwend	57

14 a, b	Hangelstein und Eltersberg zwischen Lollar und Buseck-Alten-Buseck	61
15	Steinbruch am Kahlenberg bei Rabenau-Londorf	65
16	Steinbruch NW Mücke-Ober-Ohmen (Hainer-Berg)	69
17	Wildholl-Loch bei Ulrichstein-Unter-Seibertenrod	73
18	ehem. Steinbruch Kalkberg bei Lauterbach (Hessen)-Maar	77
19	Sattelstein am Steinberg südlich Schlitz-Willofs	81
20	ehem. Steinbruch Ossenberg bei Lauterbach (Hessen)	85
21	Aufschlüsse am Vulkanradweg südlich des ehem. Bahnhofs Lauterbach (Hessen)-Frischborn	87
22	ehem. Steinbruch am Hasenköpfel bei Lauterbach (Hessen)-Frischborn	91
23	ehem. Tagebau Eiserne Hose bei Lich	95
24	Wildfrauhaus bei Ulrichstein-Wohnfeld	99
25	Wildfrauhaus bei Schotten-Betzenrod	103
26	Steinbruch bei Laubach-Gonterskirchen	105
27	Gluckensteine bei Schotten-Betzenrod	109
28	Dicke Steine bei Feldatal-Stumpertenrod	111
29	Felsenruhe bei Herbstein	113
30, 31	Schleuningsteine und Mullsteine bei Ulrichstein-Kölzenhain	115
32	Diebstein bei Herbstein-Lanzenhain	119
33	Geiselstein im Oberwald	121
34	Horst bei Schotten-Rudingshain	123
35	Taufstein im Oberwald	125
36	Gackerstein bei Schotten-Breungeshain	129
37	Basaltgipfel des Hoherodskopfes im Oberwald	131
38	Trachyte der Flösser Schneise	135
39 a, b, 40	Felsklippen im Oberwald NW Grebenhain-Ilbeshausen-Hochwaldhausen	139
41, 42 a, b, 43, 44	Geotope im Oberwald SW Grebenhain-Ilbeshausen-Hochwaldhausen	143
45	ehem. Steinbruch Klöshorst bei Grebenhain	149
46	Landenhäuser Stein bei Herbstein-Stockhausen	151
47	Dicke Steine im Brandwald bei Herbstein-Schadges	153
48	Steinbruch Herbstein	155
49	Wilder Stein bei Herbstein-Altenschlirf	159
50, 51	Toter Mann am Steiger und Christines Häuschen bei Herbstein-Schlechtenwegen	161
52	ehem. Steinbruch Hungen-Langd	163
53	Steinbruch Nidda-Unter-Widdersheim	167
54	Steinbruch Nidda-Ober-Widdersheim	169
55	Trachyt vom Häuserhof bei Nidda-Ober-Widdersheim	175
56	Alte Burg bzw. Alte(n)burgkopf SE von Schotten	177
57	Welle Frau Gestäul (Wilde Frauen Stuhl) und Reipperts bei Schotten-Einartshausen	181
58	ehem. mittlerer Steinbruch Waltersköpfel bei Schotten-Wingershausen (Stbr. 2)	183
59	ehem. Steinbruch bei Schotten-Rainrod	185
60	ehem. Steinbruch Nidda-Michelau	187
61	Hohenstein zwischen Nidda und Nidda-Michelau	191
62	Bilstein SE von Schotten-Busenborn	193
63	Wilde Saudeck am Rehberg bei Schotten-Sichenhausen	197
64	Bonifatiuskanzle bei Grebenhain-Herchenhain	199
65	Alte Burg bei Schotten-Kaulstoß	203
66	Steinbruch Gedern	205
67	ehem. Steinbruch Horst bei Freiensteinau-Gunzenau	209
68	ehem. Steinbruch Götzenberg NW von Freiensteinau-Salz	209
69	ehem. Steinbruch Hinterkippel NE von Freiensteinau-Holzmühl	211

70	Steinbruch Gauslsberg bei Ortenberg	213
71	ehem. Steinbruch bei Ortenberg-Usenborn	217
72	Steinbruch Rodenberg bei Ortenberg-Bergheim	219
73	Wildes Weibsbild bei Birstein	223
74	Wilder Stein bei Breitenbach	225
75	Pfaffenkopf SW von Steinau a. d. Str.-Sarrod	227
76	ehem. Steinbruch NW Bad Soden-Salmünster-Kerbersdorf („Basaltorgel“ von Kerbersdorf)	229
77	ehem. Steinbruch Glasberg bei Bad Soden-Salmünster-Kerbersdorf	231
78	Teufelshöhle nördlich von Steinau a.d. Str.	233
79	ehem. Buntsandstein-Steinbruch östlich von Büdingen	237
80	Wilder Stein bei Büdingen	241

Anhang	244
Liste der Geotope des Vogelsberges	245
Glossar	249

Beilage

Geologische Karte des Vogelsberges mit Lage der Geotope

Exkurse:	beschrieben bei	Seite
Geologische Exkurse		
Blockmeere und -halden	2 Hansteingraben	31
Absonderungsformen	5 Hunnenburg	37
Der Buntsandstein	12 Altarstein	54
Der Lauterbacher Graben	18 Kalkberg/Maar	75
Das Klima im Tertiär	23 Eiserne Hose	93
Olivinknollen: Boten aus dem Erdmantel	26 Gonterskirchen	106
Blockwiesen und Magerrasen	36 Gackerstein	127
Magmatische Differenziation	38 Flösser Schneise	133
Vulkankrater	52 Hungen-Langd	165
Der Muschelkalk	78 Teufelshöhle	235
Historische und mythologische Exkurse		
Kultstätten aus vorchristlicher Zeit	17 Wildholl-Loch	72
Die Sage vom Geiselstein	33 Geiselstein	122
Bonifatius, Apostel der Deutschen	35 Taufstein	126
Sagen von Riesen, Steinen und dem Teufel	39 Uhuklippen	137
Das Gesicht an der Bonifatiuskanzle	64 Bonifatiuskanzle	199
Die Kelten im Vogelsberg	79 Büdingen	239

Vorwort



Geotope als erdgeschichtliche Bildungen der Natur vermitteln Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens. Dazu gehören Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile.

Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen.

Der Vogelsberg kennt zahlreiche schützenswerte Geotope. Sie erhöhen die Attraktivität der Region für heimatkundlich orientierte Bürger und an Geologie und Erdgeschichte interessierte Touristen. Sinnvolle Schutzmaßnahmen für Geotope bedürfen jedoch einer fundierten Grundlage. Deshalb werden die fachlichen Aufgaben der Erfassung und Bewertung von Geotopen sowie die Begründung von Vorschlägen für Schutz-, Pflege- und Erhaltungsmaßnahmen für schutzwürdige Geotope von den Geologischen Diensten der Länder wahrgenommen. In Hessen werden alle erhaltenswerten Geotope sukzessive im Fachinformationssystem (FIS) Geotope Hessen erfasst und der interessierten Öffentlichkeit über das Internet zugänglich gemacht.

Die Ziele des Geotopschutzes sind in der Öffentlichkeit allerdings noch weitgehend unbekannt. So kennt oftmals selbst die ortsansässige Bevölkerung

nicht die bedeutendsten Geotope ihrer Heimat, noch ist sie über deren Schutzwürdigkeit informiert. Interesse für unser geowissenschaftliches Naturerbe im Vogelsberg zu wecken ist eine Intention dieser Schrift, denn nur was bekannt ist und geschätzt wird, kann auch nachhaltig geschützt werden.

Das öffentliche Interesse für den Schutz dieser Archive unserer Erdgeschichte hat in den letzten Jahren bereits stark zugenommen. Die Erkenntnis, dass erdgeschichtliche Bildungen Einblicke in den Aufbau und die Entstehung unseres Planeten ermöglichen und die Entwicklung des Lebens zu erklären helfen, ist bereits wissenschaftliches Allgemeingut geworden. In zunehmendem Maße wird aber auch erkannt, dass die wichtigen Fenster in die Erdgeschichte, in denen derartige Erkenntnisse sichtbar werden, auf Dauer geschützt und erhalten werden müssen.

Diese Informations-Broschüre soll in die Vielfalt der geologischen Naturschönheiten des Vogelsberges einführen. Als Beitrag zu einem „sanften Tourismus“ will sie allen Freunden des Vogelsberges auch Anregungen für Freizeitaktivitäten vermitteln.

Das vorliegende Heft ist die erste Publikation einer populärwissenschaftlichen Reihe, die sich mit Geotopen in Hessen befasst.

A handwritten signature in blue ink that reads "Thomas Schmid". The signature is fluid and cursive.

Dr. Thomas Schmid
Präsident
des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie

Geotope – Schaufenster der Erdgeschichte

Geotope sind Naturmonumente, die Zeugnis ablegen von der Entwicklungsgeschichte der Erde und des Lebens. Dabei kann es sich um natürliche oder vom Menschen geschaffene Aufschlüsse handeln, um Landschaftsformen oder um Erscheinungen, die das Wirken geologischer Kräfte und Spuren des fossilen Lebens zeigen. Diese Zeugnisse erdgeschichtlicher Entwicklungsprozesse treten sowohl als großräumige Geotope – z. B. Bergkuppen, Schichtstufenlandschaften, Felsgruppen, besondere Talformen – als auch in kleinflächigen Geotopen (Steinbrüche, Klippen, Dünen, Höhlen, Erdfälle, Bachschwinden) zu Tage.

Geotope sind besonders wertvoll, wenn sie in der Erhaltung geologischer Phänomene einmalig sind und/oder als Dokumente für die Forschung und Lehre exemplarische Bedeutung haben. Ein landesweiter Geotopschutz mit dem Ziel der Bewahrung dieses schutzwürdigen erdgeschichtlichen Naturerbes ist deshalb neben dem Biotop- und Artenschutz sowie dem Landschaftsschutz erforderlich. Geotope sind Anschauungsobjekte und müssen deshalb begreifbar sein. Die Erhaltung der Geotope erfordert dabei, sie zugänglich zu machen und zu pflegen (Schutz durch Nutzung).

Durch den Nutzungseingriff des Menschen gehen immer wieder unersetzliche Zeugnisse der Erd- und Lebensgeschichte verloren, insbesondere die kleinflächigen Geotope sind oftmals stark gefährdet. Daher gehört die Ausweisung von schützenswerten Geotopen in unserer Gesellschaft zu den Kulturaufgaben ersten Ranges. Der Schutz von Geotopen erfolgt in der Regel nach dem Naturschutzrecht, das zwei Instrumente kennt, Teile von Natur und Landschaft zu schützen: den Flächenschutz und den Objektschutz. Die Grundlagen dieser Schutzansätze sind in § 12 ff. BNatSchG sowie § 12 HENatG rahmenrechtlich angelegt. Ein zweckbezogener Schutz von schutzwürdigen Geotopen erfolgt in Hessen im Rahmen des Hessischen Naturschutzgesetzes, normalerweise als „Naturdenkmal“ oder „Geschützter Landschaftsbestandteil“ seltener als „Naturschutzgebiet“ (§ 14 HENatG). Der Vollzug der Unterschutzstellung erfolgt durch die zuständigen Naturschutzbehörden. Einzelne Fossilfundstellen sind nach dem

Hessischen Gesetz zum Schutz der Kulturdenkmäler (Denkmalschutzgesetz § 19) gesichert.

Bisher ist die Ausweisung von Naturdenkmälern das klassische Instrument des Geotopschutzes. Sinnvoll wäre, den Geotopschutz z.B. im Hess. Ausführungsgesetz zum Bundesbodenschutzgesetz zu verankern. Damit könnte ein möglicher Konflikt zwischen dem reinen Biotopschutz und dem Geotopschutz, der auch ein Betretungsrecht des Geotops vorsieht, vermieden werden.

Schutzwürdig ist eine Naturschöpfung, die sich durch ihre erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnet und deshalb aus wissenschaftlichen, naturgeschichtlichen oder landeskundlichen Gründen eines besonderen Schutzes bedarf. Es hat sich gezeigt, dass ein wirkungsvoller Geotopschutz nur betrieben werden kann, wenn zuvor das gesamte Inventar an erhaltenswerten Geotopen systematisch erfasst, bewertet und dokumentiert wurde. Die fachlichen Aufgaben der Erfassung und Bewertung von Geotopen sowie die Begründung von Vorschlägen für Schutz-, Pflege- und Erhaltungsmaßnahmen für schutzwürdige Geotope werden in Hessen vom Geologischen Landesdienst des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG), Wiesbaden, wahrgenommen. Hier werden geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte als Geotope erfasst, bewertet, in einer Datenbank dokumentiert und Vorschläge zu ihrem Schutz und ihrer Pflege ausgearbeitet.

Der Vollzug der Unterschutzstellung erfolgt durch die zuständigen Naturschutzbehörden. Während einige Geotope schon seit längerer Zeit rechtlich unter Schutz stehen, sind viele der in Hessen erfassten schutzwürdigen Geotope noch nicht unter Schutz gestellt. Deshalb kann es auch vorkommen, dass Geotope – oft aus Unkenntnis – zerstört oder unzugänglich werden.

Art und regionale Verteilung der Geotope in Hessen stehen in Zusammenhang mit der paläogeographischen, morphologischen und geologisch-tektonischen Entwicklung der Landschaft. Von den vielen geologischen Aufschlüssen, von denen nahezu jeder

einen Einblick in die Erd- und Landschaftsgeschichte Hessens bietet, sind derzeit etwa 800 erfasst.

Seit einigen Jahren werden Ensembles von Geotopen in Geoparks zusammengefasst und als „Nationale Geoparks“ unter die Schirmherrschaft der UNESCO gestellt. Herausragende Geotope werden in die Liste des Weltnaturerbes der UNESCO aufgenommen. All diese haben sich als beliebte Ziele des naturnahen Tourismus erwiesen. Auch in Hessen re-

gen sich in etlichen Regionen Initiativen, um regionale Geoparks auszuweisen. Diese Bemühungen werden vom Hessischen Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (HMULV) unterstützt und gefördert, das HLUG berät sowohl am Verfahren beteiligte Landesdienststellen als auch die Initiatoren dieser Vorhaben. Angesichts der wachsenden Bedeutung des Geotourismus werden Geoparks als Maßnahmen nachhaltiger regionaler Wirtschaftsentwicklung gesehen.

Um den Text nicht unnötig zu komplizieren, wurden die Begriffe „Buntsandstein“ und „Muschelkalk“ sowohl für den jeweiligen Zeitabschnitt als auch für die in diesem Zeitabschnitt abgelagerten Sedimente benutzt.

Für zahlreiche Hinweise zur Lage von interessanten Geotopen danken wir ganz besonders Herrn Alfred Schneider; Lauterbach, Herr Dr. Nesbor, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, Frau Kerstin Bär, Stadtverwaltung Nidda, und Herr Rudolf Heuchert-Frischmuth, Geschäftsleitung Zweckverband Naturpark Hoher Vogelsberg, haben in dankenswerter Weise den Textentwurf kritisch durchgesehen. Herr Werner Erk, Glauburg-Glauberg, hat uns auf einige interessante Geotope am Rande des Vogelsberges hingewiesen, wofür wir ihm ebenfalls danken. Die Fotos von der Teufelhöhle wurden freundlicherweise von der Stadt Steinau a.d. Str. zur Verfügung gestellt.

Teil I – Die Geologie des Vogelsberges

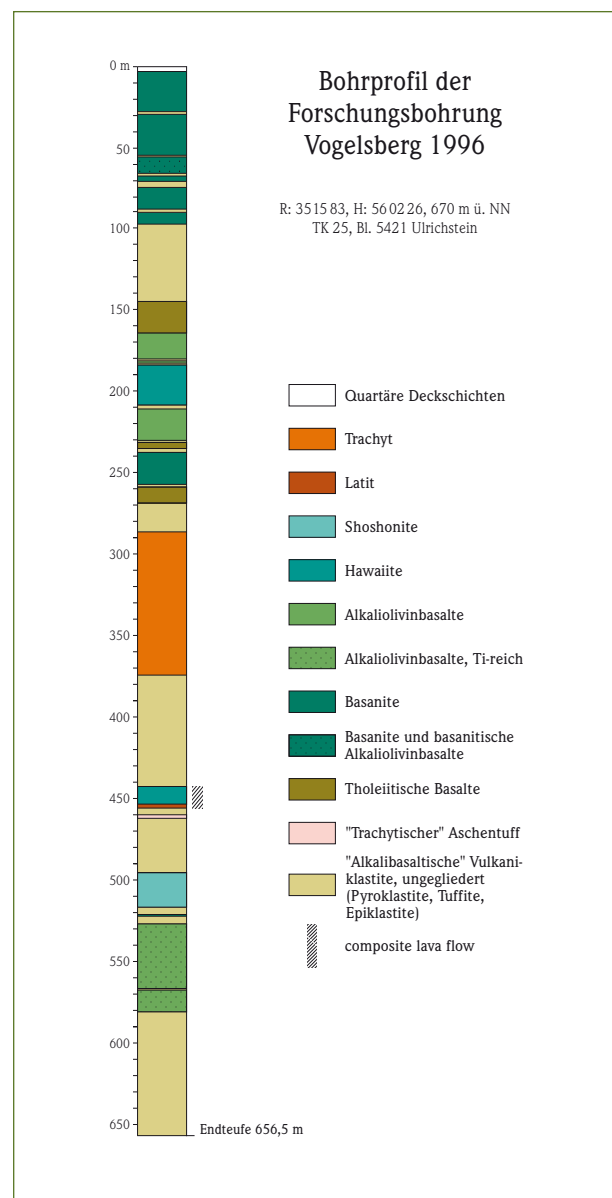
1 Geologischer Überblick

1.1 Der Vogelsberg als geologische Einheit

Mit einer Fläche von insgesamt 2 500 km² ist der Vogelsberg das größte zusammenhängende Vulkangebiet Mitteleuropas (Beilage). Die Vulkangesteine des Vogelsberges bilden morphologisch eine gewölbte, schildartige Form, ein Schildvulkan ist der Vogelsberg allerdings nicht. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand muss man eher von einem Vulkangebiet mit vielen einzelnen Eruptionszentren ausgehen, manche liegen eher peripher wie das der Münzenburg oder der Burgberg von Friedberg in der Wetterau.

Das von Vulkangesteinen bedeckte Gebiet weist eine fast kreisrunde Form mit 60 km Durchmesser auf, dessen Zentrum sich bei Laubach befindet. Der höchste Punkt des Vogelsberges, der 773 m hohe Taufstein, liegt exzentrisch um 15 km nach Osten versetzt. Diese asymmetrische Form spiegelt die Tiefenlage der Basaltbasis wider, die am Ostrand 400 m ü. NN liegt, während sie im Westen bis auf 150 m ü. NN herunterreicht. Im zentralen Vogelsberg bei Ulrichstein ist es in jüngster Zeit (Abb. 1) selbst mit einer fast 660 m tiefen Forschungsbohrung nicht gelungen, den prätertiären Untergrund aufzuschließen. Da sie in etwa 670 m ü. NN angesetzt war, muss davon ausgegangen werden, dass zumindest der zentrale Vogelsberg bis auf Meereshöhe aus vulkanischen Gesteinen besteht. Dies ist auf einen komplexen, durch Bruchtektonik bedingten Schollenbau des Untergrundes zurückzuführen (EHRENBERG & HICKETHIER 1985). Aus Bohrungen lässt sich ableiten, dass das heute noch vorhandene Gesamtvolumen wenigstens 500 km³ umfasst.

Abb. 1: Bohrprofil der Forschungsbohrung Vogelsberg 1995. (KÖTT et al. 2001 in HOPPE & SCHULZ 2001)



Über die ursprüngliche Verbreitung der Vulkanite und somit die geologischen Grenzen des Vogelsberges kann man nur mutmaßen (ROTHE 2005). Landschaftlich bildet die Wetterau-Senke im Westen eine Grenze, im NE ist es der NW–SE verlaufende Lauterbacher Graben. Im SE, im Tal der Kinzig, erfolgt über den Landrücken ein Übergang zur ebenfalls aus

vulkanischen Gesteinen aufgebauten Rhön und im Süden mit dem „Wilden Stein“ im Stadtgebiet von Büdingen zum Spessart. Die isolierten Vorkommen der Basalte bei Frankfurt, früher als Maintrapp bezeichnet, lassen auch im SW auf eine ehemals weit größere Ausbreitung der Vulkangesteine schließen.

1.2 Der geologische Untergrund des Vogelsberges

Die Zerrkräfte in der Erdoberfläche, die zur Bildung des Oberrheingrabens führten, sind auch für die tertiären Grabenstrukturen im Umfeld des Vogelsberges verantwortlich. In diesen Senken sammelten sich kontinentale tertiäre Sedimente, bevor sie von den Vulkaniten weiter aufgefüllt wurden. Die Bewegungen in der Erdkruste dauerten auch nach der vulkanischen Aktivität noch an, wie Störungen in den Vulkaniten belegen.

Der Untergrund der Vulkanite ist vielfältig zusammengesetzt. Im Westen flossen die Laven direkt auf die devonischen Gesteine des variskischen Grundgebirges. Östlich daran anschließend stehen Rotliegend und Zechstein im Liegenden der Vulkanite an und schließlich im Ostteil des Vogelsberges der Buntsandstein. In Senkungsgebieten blieben auch noch die stratigraphisch höheren Glieder der Trias, Muschelkalk und Keuper, und sogar unterer Jura erhalten (Abb. 2). Meist aber steht in den Gräben das Tertiär in Form eozäner bis frühmiozäner Sedimente an. Die wesentlichen Rahmengesteine des Vogelsberges bilden Sandsteine und Ton-/ Schluffstein-Wechselfolgen des Buntsandsteins, die vor allem im Süden, Osten und im Norden die vulkanischen Gesteine umgeben.

An vielen Stellen sind aufgrund der Verwitterung und Abtragung nur noch die Erosionsreste zu sehen, oft stehen nur die Eruptionszentren an. Dies ist besonders ausgeprägt im östlichen Vogelsberg. Dort treten die Vulkanite als im Buntsandstein steckende Durchbrüche oder Schlotfüllungen auf.

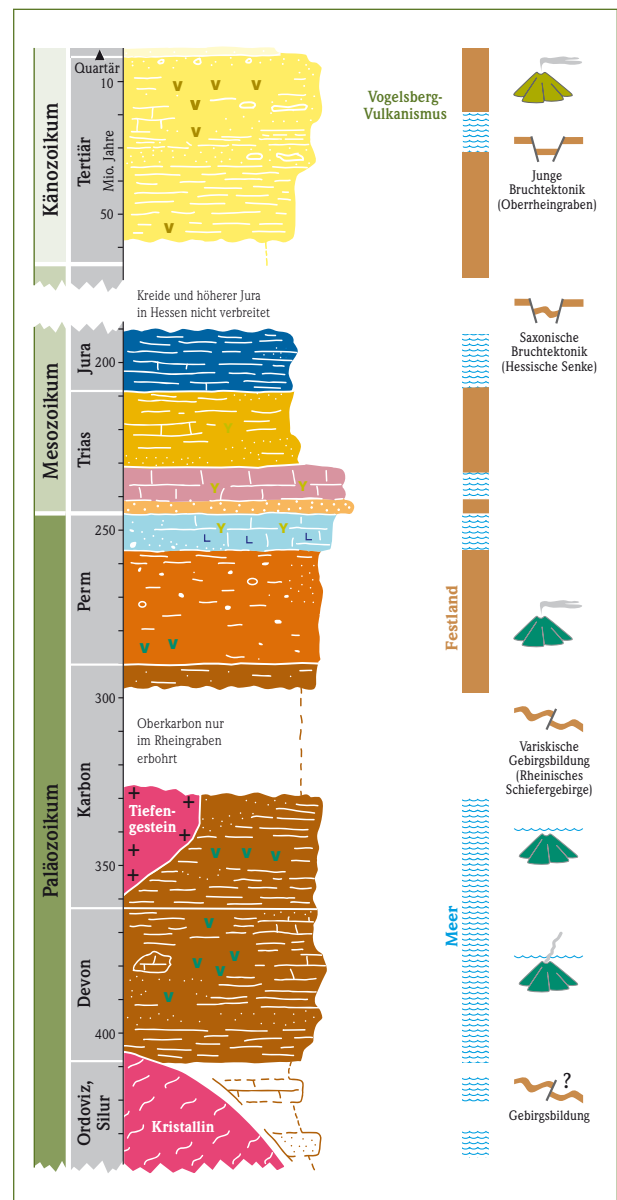


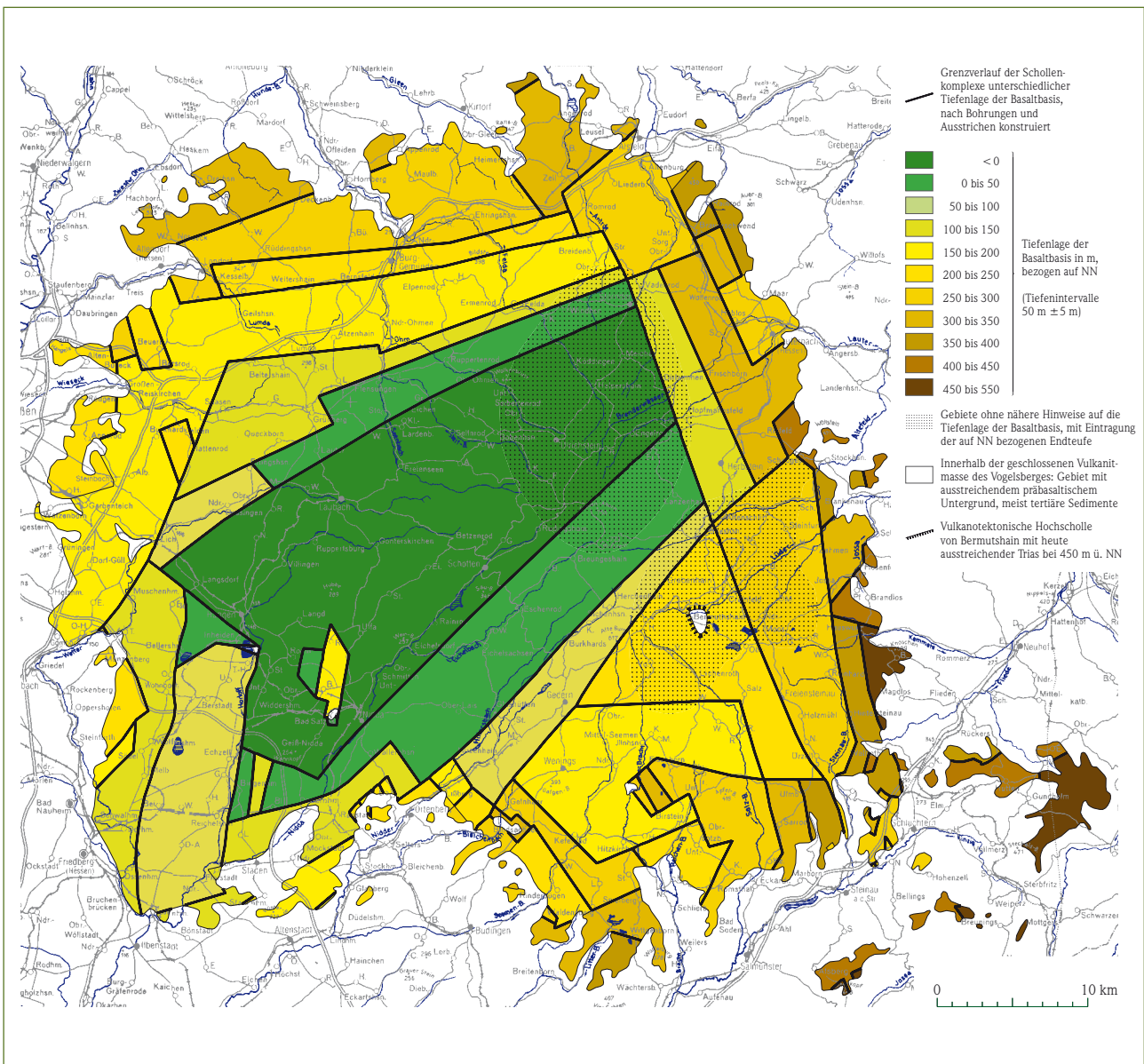
Abb. 2: Stratigraphisches Profil Hessens.

1.3 Der tektonische Bau des Vogelsberges

Das System von Gräben, das die Vogelsbergregion durchzieht, lässt eine Reihe von tektonischen Richtungen erkennen, die auch bei den Absenkungsbewegungen aktiv waren. Die wichtigsten streichen 0–20° (rheinisch), 60–80° (erzgebirgisch), 100–120° (flach herzynisch), 130–140° (steil herzynisch) und 160–180° (eggisch). Diese Richtungen sind auch in dem komplexen Schollenbau im Liegenden der vulkanischen Abfolge vertreten sowie bei postvulkanischen Störungen. Sie finden sich heute außerdem auf dem topographischen Kartenbild in der Ausrichtung der Bäche und Flüsse wieder. Deren Verlauf ist

also durch das Kluftsystem vorgegeben, denn das Wasser bahnt sich dort seinen Weg, wo Klüfte, Spalten oder Schwächezonen im Gestein die Erosion begünstigen. Diese Richtungen sind auch als Kluftrichtungen in den Vulkaniten zu beobachten. Häufig charakterisieren sie die Orientierung von Erosionskanten und Felsklippen. Stellenweise täuscht das Zusammenspiel der Klüfte eine säulige Ausbildung vor.

Abb. 3: Konstruktion der möglichen Basaltbasis des Vogelsberges (nach EHRENBERG & HICKETHIER 1985).



Die Intrusionen gangförmiger Vulkanitkörper folgen ebenfalls solchen bevorzugten Richtungen. Die Anordnung von Durchbrüchen und Schloten ist darüber hinaus ebenso vielfach an Lineamente gebunden, die diesen Orientierungen folgen. Daraus wird ersichtlich, dass die strukturellen Verhältnisse bei dem Aufstieg und der Platznahme von Magmen eine wichtige Rolle spielten und dass die Kräfte, die diese Richtungen erzeugten, bereits vor dem Vulkanismus wirksam und auch danach noch aktiv waren.

Die Form des prävulkanischen Untergrundes versuchten EHRENBERG & HICKETHIER (1985) zu klären. Schon früh wurde über eine schüsselförmige Eindellung des Untergrundes spekuliert, die durch den schweren Basalt mitbedingt sein sollte. Durch Auswertung bis dato vorliegender Kartier-Ergebnisse

und Bohrungen rekonstruierten EHRENBERG & HICKETHIER ein Muster unterschiedlich hoch liegender „Niveauschollen“ und konnten dadurch die Morphologie der prävulkanischen Schichten klären (Abb. 3). Unter diesen Schollen zeichnete sich eine in dieser Form bislang unbekannte SW–NE (erzgebirgisch) verlaufende, zentrale Tiefscholle ab (Hungen-Schotten-Tiefscholle), in deren Bereich bereits während des präbasaltischen Tertiärs eine verstärkte Absenkung stattfand. Die Trennlinien der staffelförmig nach NW und SE ansteigenden Schollen sind vorwiegend SW–NE ausgerichtet. Caldera-artige Einbrüche sind im Strukturbild der Basaltbasis nicht zu erkennen. Großflächige Magmenkammern unter dem Vogelsberg wurden von EHRENBERG & HICKETHIER (1985) ausgeschlossen.

1.4 Das Alter des Vogelsberg-Vulkanismus

Der Vogelsberg war nach radiometrischen Datierungen vor ca. 19–15 Ma (Ma = Millionen Jahre) vulkanisch aktiv (z. B. BOGAARD et al. 2001, KREUZER et al. 1973, HORN et al. 1972, EHRENBERG et al. 1981). Der überwiegende Teil der vulkanischen Aktivität war nach den neuesten Datierungen auf den kurzen Zeitraum von 18,2 bis 16,3 Ma begrenzt, dauerte also nur etwa 2 Ma, unterbrochen von längeren Ruhephasen. Sie fällt damit ins Burdigal, die jüngere Stu-

fe des unteren Miozäns. Das Klima war damals subtropisch bis tropisch. Wenige Kilometer weiter westlich im Oberrheingraben und Mainzer Becken waren noch kurz zuvor während des Aquitans marine Evaporite gebildet worden. Zeugen des warmen Klimas im Vogelsberg können wir noch heute in Form der Laterit- und Bauxitvorkommen sowie der Braunkohlelagerstätten finden.

2 Die vulkanischen Bildungen des Vogelsberges

2.1 Die Vulkanite

Die meisten Vulkanite des Vogelsberges sind im Handstück dunkelgraue bis schwarze, feinkörnig bis dichte, kompakte Gesteine. Obwohl auch fein- mit telkörnige Ausbildungen vorkommen, ist eine genaue Gesteinsansprache mit dem bloßen Auge meistens nicht möglich. Auch mit der Lupe sind oft nur

arbeiter des Vogelsberges (z.B. SCHOTTLER, EHRENBURG) im Laufe der Jahrzehnte eine ganze Reihe von verschiedenen Fachausdrücken zur besseren Unterteilung benutzt und verschiedene Klassifikationsmethoden angewandt. Diese aufzulisten und zu diskutieren wäre für den Laien wenig nützlich und würde

den Rahmen dieses Geotopführers sprengen. Da geochemische Analysen aufgrund moderner Methoden zunehmend leichter verfügbar sind, wird in diesem Führer die auf geochemischen Merkmalen (s. Tab. 1) beruhende Klassifikationsmethode nach LEMAITRE et al. (1989) verwendet, die auf dem Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 basiert (s. Abb. 4).

Da die Ähnlichkeit der Vulkanite unterschiedlicher Vorkommen eine Ansprache im Handstück oftmals erschwert oder sie unmöglich macht, enthält dieser Geotopführer zahlreiche Dünnschliffaufnahmen, in denen sich die Vielfalt und Schönheit dieser Vulkangesteine bei der mikroskopischen Betrachtung offenbart. Um diese Ausschnittsvergrößerungen verständlich zu präsentieren, werden nur diejenigen Minerale erwähnt, die auch in den Abbildungen leicht zu

erkennen sind. Weiterführende petrographische und geochemische Untersuchungen sind z.B. in BOGAARD et al. (2001), KÖTT et al. (2001), EHRENBURG (1986) oder JUNG & MASBERG (1998) zu finden sowie bei den einzelnen Geotopbeschreibungen und in den dort jeweils angegebenen Erläuterungen zu den geologischen Karten. Aus diesen Quellen stammen auch die hier verwendeten geochemischen Daten.

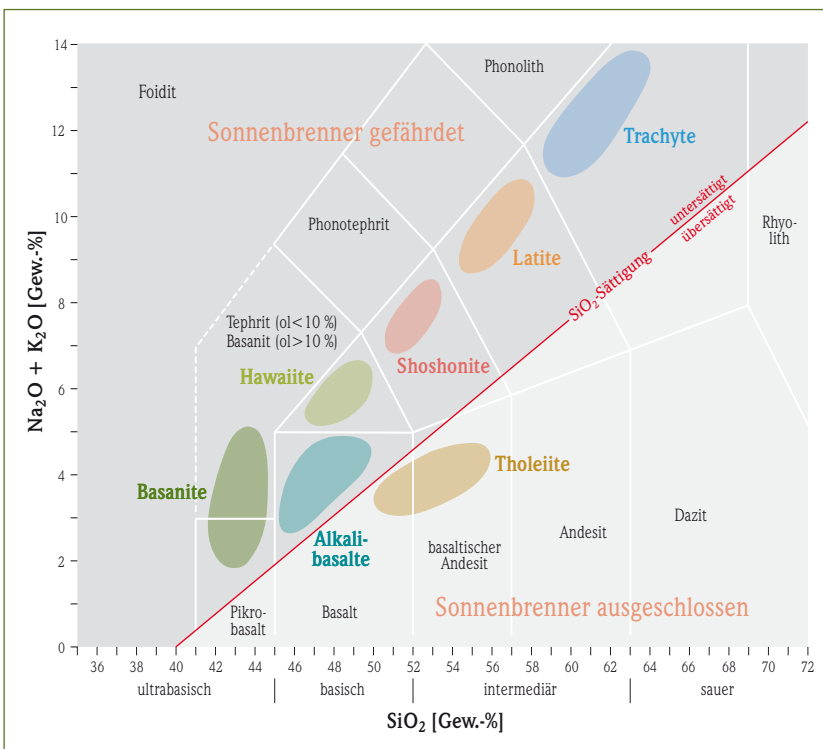


Abb. 4: Gesamtalkali- SiO_2 -Diagramm (TAS-Diagramm) von Gesteinen aus dem Vogelsberg, modifiziert nach LEMAITRE et al. (1989) [ol = Olivin].

die meist relativ kleinen Einsprenglinge zu erkennen. Vielfach sind die Vulkanite so feinkörnig, teilweise auch glasig, dass selbst mit dem Mikroskop eine eindeutige Zuordnung schwierig ist. Deshalb wurden die Vulkanite früher zusammenfassend als Basalte angesprochen. Diese Vereinfachung ist wenig hilfreich bei einer detaillierten Deutung der Entstehung der Gesteine, und darum haben die geologischen Be-

Tab. 1: Geochemische Zusammensetzung von typischen Vulkaniten aus dem Vogelsberg.
 (Analysen von Trachyt und Tholeiit angefertigt für diese Arbeit, alle anderen: BOGAARD et al. 2001)
 [Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, Mg# vgl. Tab 2]

Gestein	Basanit	AlkBasalt	Hawaiiit	Shoshonit	Latit	Trachyt	Tholeiit
Probe	VB97-100	VB97-102	VB96-33	VB96-82	VB96-78	42759	42753
Ort	Taufstein	Ortenberg	Ulrichstein	Ulrichstein	Ulrichstein	Häuserhof	Wohnfeld
SiO ₂	40,30	46,20	45,09	52,47	57,56	61,56	55,19
TiO ₂	2,58	2,13	2,76	1,95	1,10	0,55	1,74
Al ₂ O ₃	11,62	13,33	15,20	17,42	19,39	18,83	14,69
Fe ₂ O ₃	4,85	1,87	5,23	7,24	3,64	2,75	10,22
FeO	6,32	9,73	5,42	1,33	1,14		
MnO	0,18	0,17	0,18	0,20	0,15	0,17	0,13
MgO	12,97	9,83	7,61	2,22	1,30	0,44	6,51
CaO	11,65	9,63	9,09	5,50	4,11	1,38	6,94
Na ₂ O	2,52	2,45	4,20	4,52	5,51	5,51	3,73
K ₂ O	0,74	1,39	1,33	3,29	4,16	6,23	0,57
P ₂ O ₅	0,72	0,42	0,58	0,73	0,28	0,09	0,19
H ₂ O	3,93	1,23	2,87	3,67	1,82		
Summe	98,38	98,38	99,56	100,54	100,16	97,49	99,90
Mg#	72	64	61	37	38	27	60
Sc	23	25	23	14	2	1	16
V	248	215	211	118	47	20	131
Cr	486	294	98	17		2	298
Co	55	56	45	19		1	36
Ni	317	203	126			3	108
Zn	89	107	122	128	122	118	135
Ga	16	21	24	22	24	25	21
Rb	54	32	51	87	91	113	15
Sr	872	622	1144	1109	1184	443	473
Y	25	25	31	32	34	28	19
Zr	222	147	395	418	488	682	100
Nb	84	38	90	84	112	133	11
Ba	775	439	822	823	1278	1185	171
La	59,23	29,38	71,55	72,93	84,98	21,67	9,37
Ce	116,74	63,79	143,66	170,13	185,81	44,42	19,95
Pr	12,60	7,38	15,29	17,86	17,92	4,76	2,86
Nd	47,34	29,27	56,55	71,38	62,00	16,51	14,57
Sm	8,45	6,33	11,09	13,26	10,82	2,68	4,47
Eu	2,96	2,21	3,17	3,48	2,86	0,76	1,72
Gd	6,92	5,28	8,13	8,46	7,25	2,63	5,70
Tb	1,06	0,88	1,14	1,15	0,99	0,35	0,75
Dy	5,09	4,52	5,89	5,89	4,94	2,18	4,15
Ho	0,86	0,85	1,04	1,04	0,89	0,45	0,76
Er	2,26	2,40	2,79	2,99	2,58	1,32	1,96
Tm	0,27	0,30	0,36	0,39	0,36	0,20	0,25
Yb	1,71	1,93	2,15	2,27	2,22	1,38	1,58
Lu	0,23	0,27	0,30	0,34	0,32	0,22	0,22
Hf	5,11	3,79				12,11	2,29
Ta	5,32	2,50				1,11	0,25
W	0,95	0,74				1,56	1,98
Pb	2,90	1,98	5,21	6,40	7,48	6,39	1,63
Th	7,65	3,00	9,15	8,34	11,43	3,58	1,16
U	1,88	0,80	2,47	2,31	3,17	0,42	0,27

Folgt man der Klassifikationsmethode von LEMAITRE et al. (1989), so können die Vulkanite in fünf Gruppen unterteilt werden. Die Unterteilung in Tholeiite und Alkalibasalte folgt dabei der Trennlinie für hawaiianische Laven von McDONALD & KATSURA (1964). Die Gruppen, die hier unterschieden werden, sind wie folgt:

- Basanite
- Alkalibasalte
- Basisch-intermediäre Differenziate der alkalischen Serie (basisch: Hawaite; intermediär: Mugearite, Shoshonite, Latite)
- Trachyte
- Tholeiite (Basalte und basaltische Andesite der tholeiitischen Serie). Dies entspricht dem „Trapp“ oder „Trapp-Basalt“, einem früher geläufigen Begriff.

Wie häufig in der Natur gibt es Übergänge, und so sind auch hier die Grenzen fließend. Dennoch erscheint diese Nomenklatur brauchbar, da damit die typischen Vertreter dieser Gruppen unterschieden werden können (s. auch Tab. 2).

2.1.1 Basanite

Die Basanite sind mit die primitivsten Vulkanite des Vogelsberges. Ihre SiO_2 -Gehalte sind mit 41–45 % niedrig; sie gehören zu den kieselsäureuntersättigten, alkalinen Gesteinen. Ihre MgO-Gehalte und Magnesiumzahlen sind hoch (Mg# 66–74). Damit korrespondieren die hohen Gehalte an kompatiblen Spurenelementen wie Cr und Ni, meist mehrere hundert ppm (parts per million). Daraus lässt sich ableiten, dass diese Schmelzen schnell und ohne nennenswerte Fraktionierung aus dem Mantel aufgestiegen sind. Dies wird durch das häufige Auftreten von Olivinknollen in den Basaniten noch unterstrichen.

Die Verteilungsmuster der Seltenen-Erden-Elemente (SEE) sind steil. Die relative Verarmung an schweren SEE gegenüber den leichten SEE impliziert eine Schmelzbildung mit geringem Schmelzgrad in Gegenwart von Granat, also in großen Tiefen, wo der Granatperidotit stabil ist. Nach den Isotopendaten zu urteilen, sind die Basanite ebenfalls aus einer Mantelquelle abzuleiten, ohne weitere nennenswerte Kontamination durch die Erdkruste.

Die Basanite sind meist dunkelgrau–schwarz und oft feinkörnig–dicht, manchmal aber auch fein–mittelkörnig. Bei den feinkörnigen–dichten Gesteinen ist ein porphyrisches Gefüge meist deutlich erkennbar. Dabei schwimmen Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglinge in der Grundmasse (Matrix) aus hauptsächlich Olivin und Klinopyroxen, wenig Plagioklas, Erz (Magnetit), Apatit und Glas. Weiterhin treten gelegentlich Nephelin, Analcim oder Leuzit auf. Die Olivinknollen sind – wie bereits erwähnt – sehr häufig. Basanitische Lavaströme zeigen immer einen typischen dreigeteilten Aufbau bestehend aus einer Basisbrekzie, einer kompakten Kernzone und einer oft mächtigen Topbrekzie.

2.1.2 Alkalibasalte

Die Alkalibasalte sind etwas weniger primitiv als die Basanite, was die etwas höheren SiO_2 -Gehalte (45–52 %) und die niedrigeren Mg# (62–69) sowie die niedrigeren Cr- und Ni-Gehalte anzeigen. Die SEE-Muster sind steil, wenn auch etwas weniger ausgeprägt als bei den Basaniten. Die vergleichsweise etwas niedrigeren Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen lassen einen leicht höheren Schmelzgrad vermuten. Die Isotopendaten sind denen der Basanite ähnlich.

Die Alkalibasalte sind ebenfalls oft dunkelgraue bis schwarze Gesteine. Sie sind meist feinkörnig–dicht, porphyrisch und lassen als Phänokristalle Olivin und Klinopyroxen erkennen. Unter dem Mikroskop werden in der Grundmasse zusätzlich Plagioklas und Erz (meist Magnetit) sichtbar, manchmal auch Apatit und Glas. Sie unterscheiden sich von den Basaniten im Wesentlichen durch den höheren Plagioklas-Gehalt in der Grundmasse. Die Alkalibasalte sind manchmal auch körnig ausgebildet, wobei Olivin und Klinopyroxen zusammen mit Leisten aus Plagioklas ein intergranulares Gefüge aufbauen.

Die Alkalibasalte sind stellenweise heller ausgebildet und von mittelgrauer Farbe. Dementsprechend werden sie auch als Leuko-Alkalibasalte bezeichnet. Die hellere Farbe wird vom höheren Plagioklasgehalt verursacht, der in der Grundmasse den vorherrschenden Anteil stellt. Geochemisch sind sie den Alkalibasalten zuzuordnen. Auch wenn sie zu höheren SiO_2 -Gehalten tendieren, so überlappen sie sich doch in

ihrer Zusammensetzung mit den oben beschriebenen etwas dunkleren Alkalibasalten und werden deshalb hier mit diesen zusammen betrachtet und nicht als eigene Gruppe behandelt.

2.1.3 Basisch-intermediäre Differenziate

Diese Gruppe aus der alkalischen Serie wird durch Fraktionierung gebildet und weist deshalb eine große Streubreite in der Zusammensetzung auf. Während die Hawaiiite den Alkalibasalten, aus denen sie hervorgingen, mit SiO_2 -Gehalten von 45–52 % noch ähneln, sind die Shoshonite, Mugearite und Latite bereits weit differenziert. Die SiO_2 -Gehalte reichen bis 57 %, die Mg# sind nun mit 37–42 deutlich erniedrigt. Die Alkaligehalte ($\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) steigen signifikant an (8,0–9,8) und leiten von den Hawaiiiten (5,6–6,4) zu den Trachyten (10,7–12,3) über. Die SEE-Muster sind steiler als die der Alkalibasalte, ebenfalls ein Effekt der Fraktionierung. Die Isotopendaten liegen im Bereich der Alkalibasalte.

Durch die Fraktionierung ändert sich nun die Farbe der Gesteine, die Hawaiiite werden dunkel–mittelgrau, die Shoshonite und Latite mittel–hellgrau. Die Gefüge der Gesteine sind porphyrisch mit feinkörniger Grundmasse. Amphibole, Klinopyroxene und Plagioklase bilden die Phänokristalle bei den Hawaiiiten, bei den weiter differenzierten kommt noch der Alkalifeldspat hinzu. Das sind auch die Minerale, die – neben Erz und Apatit – die Grundmasse aufbauen.

2.1.4 Trachyte

Die am weitesten differenzierten Vulkanite im Vogelsberg sind die Trachyte. Das zeigt sich an den niedrigen Mg# und den nun sehr niedrigen Konzentrationen von Cr und Ni von nur wenigen ppm. Die SiO_2 -Gehalte steigen auf über 58 % und die Gesamtalkalien auf über 10 % an. Die SEE Muster sind sehr steil. Die Isotopendaten sind von den Alkalibasalten nicht zu unterscheiden.

Die Trachyte sind meist von hellgrauer Farbe, frisch angeschlagen können sie auch mittel- bis dunkelgrau sein. Bei ihrem porphyrischen, oft eingeregeltten Gefüge fallen schon bei Betrachtung mit bloßem Auge

die Feldspat-Einsprenglinge an der Oberfläche auf. Unter dem Mikroskop erkennt man sowohl Kalifeldspäte als auch Plagioklase. Weitere meist kleine Einsprenglinge sind Amphibole und Klinopyroxene. In der feldspatreichen Grundmasse kommen noch Erz, Apatit und gelegentlich Biotit und Titanit vor.

2.1.5 Tholeiite

Als Tholeiite werden die tholeiitischen Basalte und basaltischen Andesite zusammengefasst, also Gesteine mit einem SiO_2 -Gehalt in dem Intervall von 45–57 %. Sie haben bei ähnlichen SiO_2 -Anteilen vergleichsweise niedrigere Alkali-Elementgehalte. Sie sind dementsprechend Kieselsäure-gesättigt. Die Tholeiite bilden eine Differenzierungsreihe, die sich durch Fraktionierung erklären lässt. Die Mg# variieren somit von 56–63. Die SEE sind flacher als die der Alkaliserie, was auf eine Schmelzbildung oberhalb der Granatstabilität, also im Bereich der Spinell-peridotite hindeutet. Der allgemein niedrigere Gehalt an inkompatiblen Spurenelementen beweist einen größeren Schmelzgrad. Die Isotopendaten zeigen die größte Variation der Vogelsberg-Vulkanite und einen signifikanten Einfluss von angereichertem Material. Dies kann durch ein anderes Ausgangsmaterial im Erdmantel oder durch die Resorption von Nebengestein in Magmenkammern (z. B. durch herabstürzendes Deckenmaterial) an der Kruste-Mantel-Grenze oder weiter oben in der Erdkruste selber erklärt werden.

Die Tholeiite sind meist dunkelgrau bis schwarz, zeigen aber im angewitterten Zustand typische bräunlich–olive Farben. Sie sind in der Regel fein- bis mittelkörnig ausgebildet, selten porphyrisch. Oft ist ein hoher Anteil an vulkanischem Glas zu beobachten. Die fein- bis mittelkörnigen Tholeiite setzen sich vorwiegend aus Plagioklas, Klinopyroxen, Orthopyroxen, wenig Olivin und Erz (Ilmenit und Magnetit) zusammen. Die porphyrischen zeigen Orthopyroxen- und wenige Olivin- und Plagioklas-Einsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse, die ebenfalls hauptsächlich aus Plagioklas, Klinopyroxen, Orthopyroxen, wenig Olivin und Erz (Ilmenit und Magnetit) besteht. Tholeiitische Lavaströme weisen im Unterschied zu den alkalischen Laven keine Top- und Basisbrekzie auf. Sie können aber im Top- und Basisbereich blasenreich ausgebildet sein.

Tab. 2: Typische petrographische und geochemische Merkmale der wichtigsten Gesteinsgruppen. (Oxide in Gew.%).

Gestein	SiO ₂	Mg#	Na ₂ O+K ₂ O	Farbe	Merkmale
Basanite	41–45	66–74	1,7–5,3	dg–s	Olivinknollen
Alkalibasalte	45–52	62–69	3,2–5,3	dg–s	
Hawaiite	45–52	47–61	5,6–6,4	dg–mg	Amphibole
Shoshonite, Latite	49–57	37–42	8,0–9,8	mg–hg	Amphibole
Trachyte	>57	27–44	10,7–12,3	hg	Feldspäte
Tholeiite	45–57	56–63	3,7–5,2	dg–hg	oft mittelkörnig, Feldspäte, z.T. Orthopyroxen

Mg# = 100 MgO/(MgO + 0,85 FeO*), dg: dunkelgrau, mg: mittelgrau, hg: hellgrau, s: schwarz

2.1.6 Weitere Vulkanitarten

Die Trennlinie nach McDONALD & KATSURA (1964) in Abb. 4 durchschneidet eine Reihe von Vulkaniten, die zwischen den Alkalibasalten und den Tholeiiten liegt. Diese Vulkanite sind nicht eindeutig zuzuordnen und werden deshalb auch als „**transitional**“ bezeichnet, da sie Eigenschaften von beiden Gruppen zeigen. Sie werden auch **Olivinbasalte** genannt, da sie meist porphyrisch sind mit Olivin-Einsprenglingen. Im Mikroskop sind sie den Tholeiiten ähnlich, jedoch führen sie keinen Orthopyroxen. Geochemisch sind sie oft mit den Alkalibasalten verwandt. Der Einfachheit halber behalten wir hier die Trennung nach der Hawaiiinie bei und teilen sie dementsprechend den Tholeiiten bzw. den Alkalibasalten zu.

Die von BOGAARD et al. (2001) als eigene Gruppe ausgehaltenen **Ti-reichen Alkalibasalte** und **Basanite** sind schwierig einzustufen. Ausgerechnet die Analysen derjenigen Basanite, die am weitesten durch hohe Titan- und Aluminiumgehalte aus dem Rahmen fallen, sind nicht von bester Qualität, wie die Summen zeigen, die zwischen 95 und 98 Gew.% liegen. Die von BOGAARD et al. (2001) getroffene Schlussfolgerung, dass gerade diese Schmelzen die ersten primitiven Schmelzen des Vogelsberg-Vulkanismus darstellen, ist nicht haltbar. Die Magnesiumwerte (Mg#) streuen zwischen 54 und 58, was für primitive Schmelzen aus dem Erdmantel viel zu niedrig ist. Außerdem sind die Cr- und Ni-Konzentrationen deutlich niedriger als bei anderen primitiven Schmelzen. Da diese Ti-reichen Schmelzen untypisch für den Vogelsberg sind, sollen sie hier nicht weiter behandelt werden.

2.1.7 Relative Häufigkeit der Vulkanite

Bei der Anwendung der geochemischen Unterteilung sollte nicht vergessen werden, dass diese keineswegs die relative Häufigkeit und die Bedeutung der Gesteine widerspiegelt. Mit Abstand am weitesten verbreitet sind, wie aus Bohrungen und Kartierungen bekannt ist, die Basalte, sowohl die Alkalibasalte als auch die Tholeiite; letztere sind auch unter der historischen Bezeichnung Trapp-Basalte bekannt. Die Basalte bilden voluminöse Lavaströme, die weite Gebiete im Vogelsberg überdecken. Sie haben auch als Rohstoffe große wirtschaftliche Bedeutung und werden deshalb in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen.

Die Basanite sind ebenfalls relativ häufig, nur sind ihre Vorkommen, vor allem im Osten des Vogelsberges oft auf Durchbrüche und Schlotfüllungen begrenzt. Die Menge an basanitischen Laven tritt hier deutlich hinter die der Basalte zurück, auch wenn die Eruptionszentren solcher Magmen recht zahlreich sind. Im Westen sind die Basanite häufiger und bedecken weite Flächen. Sie gehören zu den jüngsten vulkanischen Produkten und stehen oft auf den Berggipfeln an. Wegen der exponierten Lage werden die Basanite recht häufig abgebaut, weshalb sie in Steinbrüchen sehr gut aufgeschlossen und untersucht sind. Die exponierte Lage könnte auch der Grund dafür sein, dass sie stellenweise schon weitgehend abgetragen wurden, wenn man eine ursprünglich weitere Verbreitung annehmen möchte. Unabhängig davon sind die Basanite auf geringere Schmelzgrade als die Basalte zurückzuführen, so dass auch die Menge an primär gebildeten Magmen wohl geringer war.

Die Differenziate der alkalischen Serie, die Hawaiite, Mugearite, Shoshonite und Latite sind selten, die meisten nur aus Bohrungen bekannt. Die Trachyte schließlich, die am weitesten differenzierten Gesteine, sind häufiger als die intermediären und basischen Differenziate, aber im Vergleich zu den Basalten kommen sie an der Oberfläche nur untergeordnet vor. In den Bohrungen Flösser Schneise und Hasselborn (EHRENBERG et al. 1981) machen sie 10 % bzw. 20 % des Bohrprofils aus. Bei Bohrungen in Bad Salzhausen wurde der Trachyt mehrfach angetroffen. Seine größte Mächtigkeit wurde mit 446,2 m durchteuft.

2.2 Die Tuffe

Zusammen mit diesen Vulkaniten wurde noch eine ganze Reihe von vulkaniklastischen Gesteinen erupiert. Die Tuffe sind in Bohrungen deutlich mehr vertreten als es von den Oberflächenkartierungen aus betrachtet zu vermuten wäre. Das liegt wohl einfach daran, dass die meist lockeren Tuffe sehr viel leichter verwittern als die festen, meist kompakten Laven und deshalb erodiert werden. So sind sie heute an der Geländeoberfläche anstehend kaum anzutreffen, in den Bohrungen jedoch machen sie 20–50 % der Abfolge aus.

Fallablagerungen sind im Vogelsberg selten aufgeschlossen. Nur dort, wo sie im Hangenden von Laven überdeckt wurden und vor Abtragung geschützt waren, blieben solche Aschen- und Lapillituffe erhalten. Bei den wenigen, auf heftige Explosionen hindeutenden Tuffen, können wir einen Nebengesteinsanteil beobachten, der aus eckigen Fragmenten gebildet wird. Dies weist auf phreatomagmatische Eruptionen hin. Auch das Auftreten von akkretionären Lapilli ist für diese Entstehungsart charakteristisch.

2.3 Aufschlüsse in Steinbrüchen

Viele wichtige Informationen über die geologischen Verhältnisse verdanken wir den Aufschlüssen, die durch die Steinbruchbetriebe geschaffen wurden. Aufgrund der Verwitterung bleiben bevorzugt die

Aus Kartierungen und Bohrungen ist bekannt, dass die differenzierten Gesteine (mit zunehmendem Differenzierungsgrad: Hawaiite, Mugearite, Shoshonite, Latite und Trachyte) hauptsächlich im unteren Bereich der Abfolge anzutreffen sind. Sie kommen dort zusammen mit Alkalibasalten vor. Der mittlere Teil umfasst Tholeiite, Alkalibasalte und vereinzelt Basanite und Hawaiite. Der obere Abschnitt der Abfolge im Vogelsberg wird dominiert von Basaniten, mit denen zusammen auch Alkalibasalte vorkommen.

Die meisten pyroklastischen Gesteine sind nahe am Eruptionszentrum abgelagert worden. Es sind Bombentuffe oder Agglomerate aus Wurfslaggen, die aus Lavafontänen hawaiianischer oder strombolianischer Eruptionen gebildet wurden. Schließlich können noch relativ häufig Schlotbrekzien angetroffen werden. Es handelt sich dabei um unsortierte, schlecht geschichtete Ablagerungen, die am Kraterand neben den schlotfüllenden Laven erhalten blieben.

Hinweise auf typische plinianische Eruptionen fehlen, obwohl bei den trachytischen Schmelzen eine solch heftige Eruptionsart nicht auszuschließen ist. Es war also eher ein ruhiger Vulkanismus mit Lavafontänen sowie Aschen- und Bombenregen im näheren Umkreis des Kraters. Lavaströme flossen aus Kratern oder Spalten kilometerweit über die Landschaft. Diese vulkanische Tätigkeit wurde nur ab und zu durch kurze, heftige Explosionen unterbrochen, wenn Schmelzen und Grundwasser in Kontakt kamen und phreatomagmatische Eruptionen auslösten.

harten Vulkangesteine stehen. Sie bilden Klippen oder Steilstufen und können an vielen Stellen untersucht werden. Von den pyroklastischen Gesteinen jedoch hätten wir ohne die Steinbrüche fast keine

Kenntnis, denn aus den Lesesteinkartierungen allein lässt sich ihre Verbreitung und Entstehung nur schwer entschlüsseln. Auch die Kontaktbeziehungen der einzelnen Lavaströme zueinander und der Laven zu ihrem Nebengestein sind exemplarisch fast nur in Steinbrüchen aufgeschlossen.

Darüber hinaus erlauben Steinbrüche auch den Blick auf das frische Material. Dort, wo an der Oberfläche nur tiefgründig verwittertes Gestein ansteht, ist dies besonders wichtig, denn die Verfügbarkeit von frischen Proben ist für die petrographische und geo-

chemische Analyse unerlässlich. Nur dann können Interpretationen, die auf solchen Daten beruhen, verlässliche Modelle liefern. Deshalb sind viele stillgelegte oder noch betriebene Steinbrüche als Geotope einzustufen. Die Namen der Besitzer oder Betreiberfirmen werden z.T. bei den einzelnen Geotopbeschreibungen genannt. Es sei an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen, dass sich jeder Besucher vor dem Betreten eines im Abbau befindlichen Steinbruchs bei der Werksleitung anmelden und deren Zustimmung einholen muss.

3 Die Entstehung des Vogelsberg-Vulkanismus

3.1 Petrologisch-geochemische Modelle

Die Vorstellungen über die Ursachen des Vulkanismus im Vogelsberg sind vielfältig. In den letzten Jahren kamen vermehrt Modelle hinzu, die verschiedene Magmenquellen im Erdmantel mit einbeziehen. Vielfach diskutiert wird dabei der Einfluss eines sogenannten „Hot-Spots“, der sich dadurch äußert, dass heißes Material aus der Asthenosphäre in Form eines „Mantle Plume“ nach oben steigt und dort den „heißen Fleck“ und den Vulkanismus verursacht. Zwei solche Modelle sollen hier kurz vorgestellt werden.

JUNG & MASBERG (1998) erstellten auf der Basis von geochemischen Analysen und Isotopendaten ein Modell der Genese der Vogelsberg-Magmen. Als Mantelquelle nahmen sie einen Granatperidotit an, der wegen einer leichten metasomatischen Veränderung Amphibole enthält. Diese Mantelquelle ist in ihrer Isotopen-Zusammensetzung ähnlich wie die von Ozean-Insel-Basalten oder die von anderen Vulkangebieten in Mitteleuropa und liegt zwischen der Zusammensetzung eines angereicherten Erdmantels und einer Plume-Komponente. Mit Hilfe von Spurenelementdaten konnten sie die Schmelzbildung modellieren und fanden 2–3 % Schmelzgrad für die alkalinen Gesteine und 5–7 % Schmelzgrad für die tholeiitischen Magmen. Die Tholeiite zeigen eine größere Variation in den Isotopendaten, die auf eine Krustenkontamination hindeutet. Diese erfuhren die

tholeiitischen Schmelzen, während sie in Magmenkammern in der unteren Kruste zeitweilig stecken blieben, sich abkühlten und dabei fraktionierten.

Den ersten Impuls zum Vulkanismus gab nach diesem Modell das aufsteigende, heiße Asthenosphären-Material, das an der Basis der Lithosphäre in 75–90 km Tiefe die Bildung alkaliner Schmelzen auslöste. Durch Ausdehnung und Verdünnung der Lithosphäre verlagerte sich die Schmelzbildung in geringere Tiefen. Dort wurden die tholeiitischen Magmen gebildet. Der weitere Aufstieg asthenosphärischen Materials führte zu Druckentlastungsschmelzen und förderte alkaline Magmen direkt aus dem Plume.

Das Entstehungsmodell, das BOGAARD et al. (2001) für den Vogelsberg präsentieren, stellt ebenfalls eine interessante Hypothese dar. Sie beruht ähnlich wie das Modell von JUNG & MASBERG (1998) auf der geochemisch-petrologischen Einteilung der Gesteine und auf der Tatsache, dass die Abfolge der Gesteine eine gewisse Regelmäßigkeit zeigt.

Geochronologische Alter wie auch der Geländebefund und die Bohrprofile belegen, dass sich die vulkanische Abfolge in drei Abschnitte einteilen lässt (s. o.). Diese Gruppierung beruht auf unterschiedlichen Phasen der Magmenbildung.

1. Phase:

Heißes Asthenosphären-Material steigt auf, und es kommt zur Schmelzbildung mit geringen Schmelzgraden an der thermischen Grenze an der Basis der Lithosphäre. Diese alkalibasaltischen Schmelzen steigen auf und fraktionieren in Magmenkammern, aus welchen schließlich die differenzierten Magmen gefördert werden. Nur wenige recht primitive Schmelzen dringen als Laven bis an die Oberfläche.

2. Phase:

In der zweiten Phase kommen zu den Alkalibasalten die Tholeiite hinzu. Diese entstehen dadurch, dass das heiße Asthenosphären-Material weiter nach oben steigt und der Bereich der Schmelzbildung vergrößert wird. Höhere Schmelzgrade aus den oberen Teilen der subkontinentalen Lithosphäre liefern tholeiitische Magmen. Diese bleiben bei ihrem Aufstieg in großen Magmenkammern an der Kruste-Mantel-Grenze stecken und fraktionieren, bevor sie weiter zur Oberfläche aufsteigen. Die intermediären Tholeiite sind die Produkte solcher Fraktionierungsprozesse, wohingegen die etwa zeitgleichen Alkalibasalte und Basanite ohne nennenswerte Differenziation die Oberfläche erreichten.

3. Phase:

Die letzte Phase ist wiederum gekennzeichnet durch geringe Schmelzgrade. Basanite beherrschen diese Phase, nur untergeordnet kommen Alkalibasalte vor. Letztere stammen aus krustalen Magmenkammern.

Ohne diese Modelle im Detail vergleichen oder bewerten zu wollen bleibt doch festzuhalten, dass damit die wesentlichen Befunde plausibel erklärt werden können. Die zeitliche Verteilung der Vulkanite steht damit im Einklang. Auch die größere Verbreitung der differenzierten Schmelzen zu Beginn der vulkanischen Aktivität passt in dieses Bild, denn ein bedeutender Teil dieser Schmelzen muss bei der Bildung der Tuffe, die in dieser Phase häufig waren, beteiligt gewesen sein. Es besteht auch Einigkeit bei der Bildung der Tholeiite. Diese werden auf höhere Schmelzgrade und eine Schmelzbildung in geringerer Tiefe zurückgeführt. Die meisten Schmelzen der jüngsten Phase sind primitiv und können direkt aus der Asthenosphäre abgeleitet werden. Es sind dies die Basanite mit ihren typischerweise hohen Mg-Werten und ihren hohen Cr- und Ni-Konzentrationen. Die zahlreichen Olivinknollen, die für die Basanite charakteristisch sind, liefern schon im Aufschluss einen Beleg dafür, dass diese Magmen schnell und direkt aus dem Erdmantel stammen.

3.2 Geodynamische Modelle

Um den Vogelsbergvulkanismus zu verstehen, ist auch ein Blick auf die anderen tertiären und quartären Vulkangebiete in Mitteleuropa hilfreich (Abb. 5). Es gibt hier eine ganze Reihe von intrakontinentalen vulkanischen Aktivitäten, die sich bereits ab der Oberkreide bemerkbar machten.

Die ältesten Vulkangesteine der Region sind Trachyte aus der obersten Kreide, ca. 70 Ma alt (SCHMITT et al. 2007), die an den nördlichen Ausläufern des Oberrheingrabens (ORG) und östlich davon gefördert wurden. Auch aus dem südlichen Rheingraben bei Freiburg gibt es erste vulkanische Bildungen in Form von basischen Gängen aus dem Paläozän, möglicherweise auch schon aus der späten Kreide.

Im Eozän konzentrierte sich die vulkanische Aktivität auf den nördlichen ORG und die Hocheifel. Im Oligozän lagen die Schwerpunkte der vulkanischen Tätigkeit im Rheinischen Schild und weiter im Osten in der Lausitz, in Böhmen und Niederschlesien. Die Vulkangebiete des Miozäns reichen vom Vogelsberg und der Hessischen Senke über die Rhön bis nach Niederschlesien. Die jüngsten Vulkanausbrüche ereigneten sich vor ca. 10 000 Jahren in der Eifel. Gemeinsam ist diesen Vulkangebieten, dass sie durch einen meist alkalibetonen, kieselsäureuntersättigten Chemismus charakterisiert sind. Der Vogelsberg mit seinem bedeutenden Anteil an tholeiitischen Laven nimmt hierbei eine Ausnahmestellung ein.

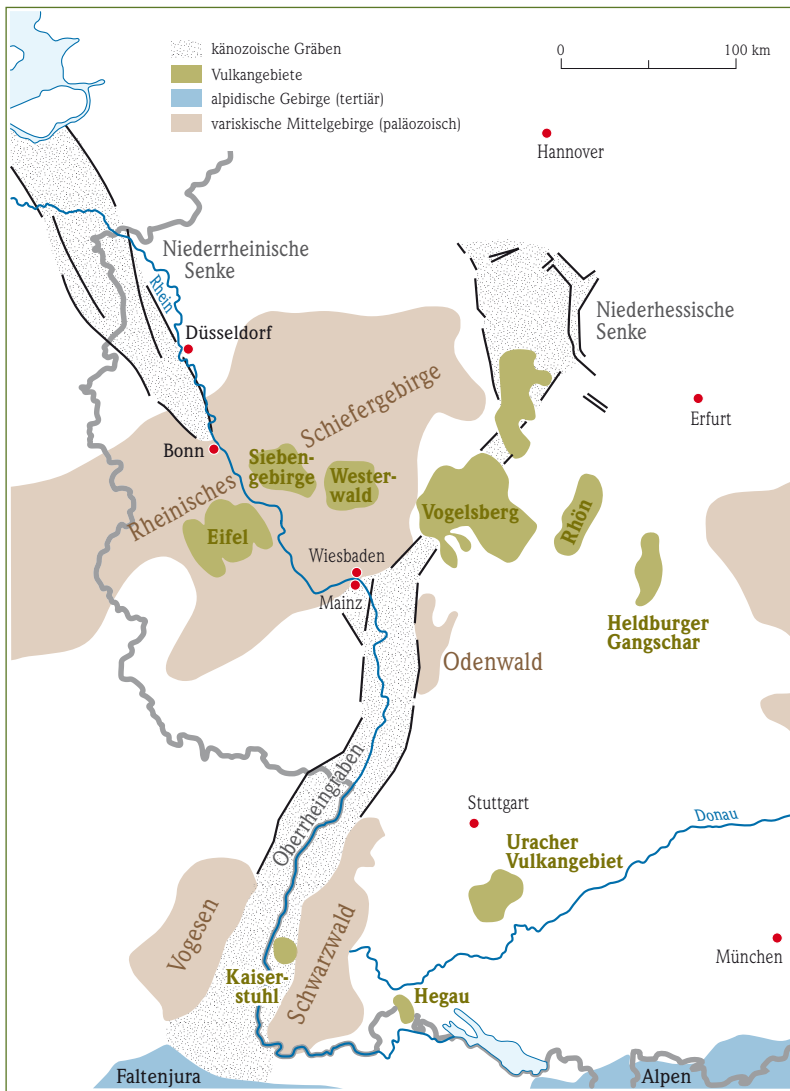


Abb. 5: Tertiäre Vulkangebiete Deutschlands.

bens nach NE. Da schließlich auch im Oberrheingraben selbst mehrfach Vulkanismus zu beobachten ist, scheint ein ursächlicher Zusammenhang mit den Dehnungskräften in der Erdkruste gegeben.

Schon früh nach der Einführung der Plattentektonik wurden Modelle über einen Hot-Spot unter Mitteleuropa diskutiert. BURKE & DEWEY (1973) schlugen ein Modell vor, das Hot-Spots und Grabenbildungen miteinander vereint. Sie nehmen eine sogenannte „Triple Junction“, die „Frankfurt Junction“, am Nordende des Oberrheingrabens an. Die beiden anderen Zweige zeigen in die Hessische Senke und zur Kölner Bucht. Zwischen solchen durch „Hot-Spots“ verursachten „Triple Junctions“ entstehen im Laufe der weiteren Entwicklung Gräben, die schließlich bis zur Öffnung eines Ozeans führen können (z. B. DEWEY & BURKE 1974, MORGAN 1983 und Referenzen darin). Die Zusammensetzung der Vulkanite in Mitteleuropa lässt sich mit einem solchen Modell in Einklang bringen, die zeitliche und räumliche Verteilung jedoch nicht. Es ist außerdem nicht einfach zu erklären, dass im Vogelsberg, vor allem im östlichen Teil, die herzynische Richtung auch bei der Bildung von Gräben dominiert.

Die Modelle zur Entstehung dieser känozoischen Vulkanausbrüche in Mitteleuropa lassen sich vereinfacht in zwei Gruppen unterteilen. Je nachdem, welche Erklärung als Auslöser des Vulkanismus angesehen wird, kann das Hot-Spot-Modell oder die Dynamik der Lithosphäre herangezogen werden. Ohne diese Diskussion detailliert führen zu wollen, sollen doch einige wichtige Argumente angesprochen werden.

Die Lage des Vogelsbergs an den nordöstlichen Ausläufern des Oberrheingrabens legt die Vermutung nahe, dass hier ein Zusammenhang bestehen könnte. Des Weiteren bildet die Hessische Senke mit ihren Vulkaniten die Fortsetzung des Oberrheingra-

Das Hot-Spot-Modell blieb aber nach wie vor attraktiv, vor allem weil die Zusammensetzung der Vulkanite und ähnliche Gesteinsassoziationen auch von anderen Intraplatten-Vulkangebieten bekannt sind. So ist beispielsweise die Reihenfolge der Vogelsberg-Vulkanite von Alkalibasalt–Tholeiit–Alkalibasalt sehr gut mit der Magmenentwicklung von Hawaii vergleichbar. Die differenzierten Gesteine des Vogelsberges lassen sich im Vergleich zu Hawaii durch die Dicke der kontinentalen Kruste erklären. Problematisch ist das Hot-Spot-Modell angesichts der Altersdatierungen. Das Verfolgen der Spur des Hot-Spots (Hot-Spot-Track) erweist sich als unmöglich, denn die zeitlich-räumliche Verteilung der Vulkanausbrüche in Mitteleuropa zeigt keinen Trend.

Die Vorstellung von Hot-Spots als Auslöser des Intraplatten-Vulkanismus ist keineswegs unumstritten. TURCOTTE & OXBURGH (1978) diskutierten dies bereits kritisch, und MEYER & FOULGER (2007) lehnen ein solches Modell für Mitteleuropa rundweg ab.

Neue Nahrung erhielt das Hot-Spot-Modell durch das „Eifel-Plume-Projekt“, ein von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanziertes Forschungsprojekt. Als Ergebnis dieser geophysikalischen Untersuchungen konnte ein auf seismischen Daten basierendes tomographisches Bild des Untergrundes gewonnen werden (RITTER et al. 2001, RITTER 2007; Abb. 6). Dabei konnte Material mit geringeren Laufzeiten von Erdbebenwellen im Erdmantel unter der Westeifel identifiziert werden, das von über 600 km Tiefe bis knapp unter die Erdkruste reicht. Diese Laufzeitveringerung wird im Allgemei-

nen als Folge von erhöhter Temperatur interpretiert. Auch wenn dieser heiße Bereich nicht genau unter den Vulkangebieten der Eifel liegt, so ist ein Zusammenhang doch wahrscheinlich. Als ein für den Vogelsberg interessantes Ergebnis ist ein zweiter nach oben zeigender Ast heißen Materials zu bewerten, der genau unter dem Vogelsberg liegt und bis in 200 km Tiefe nachgewiesen werden konnte. Dies könnte der im Mantel verbliebene Rest eines ehemaligen Hot-Spots sein, bei dem sich der oberste Teil im Miozän abgetrennt und den Vulkanismus ausgelöst hatte. Offen bleibt die Frage, inwieweit sich der Vogelsberg seit dem Miozän von einem stationären Hot-Spot entfernt hat.

Das heutige Spannungsfeld in Mitteleuropa wird im Wesentlichen geprägt durch den Alpenbogen, der sich von SE vorschiebt und vom Mittelatlantischen Rücken, der von NW drückt. Dies bedingt ein komplexes System von Gebieten mit Kompression, Dehnung oder Seitenverschiebungen. Die dadurch verursachten Zerrkräfte in der Kruste können die tektonischen Elemente in Mitteleuropa gut erklären, sowohl die Grabenbildungen mit Abschiebungen und Horizontalverschiebungen als auch die Kluftsysteme. Die rezenten Erdbeben sind ebenso ein Spiegelbild dieses Spannungsfeldes. Die im Vogelsberg bei den Vulkaniten beobachtbaren tektonischen Elemente stehen mit dem rezenten Spannungsfeld im Einklang, was bedeutet, dass dieses auch im Miozän schon sehr ähnlich war. Die Dehnung in der Kruste und die damit verbundene Ausdünnung der Lithosphäre führen zum Aufstieg von Asthenosphärenmaterial und damit zu Druckentlastungsschmelzen. Das kann auch den Vogelsberg-Vulkanismus erklären.

Welche Modellvorstellungen nun richtig sind, sei dahingestellt. Betrachtet man den Vogelsberg nur für sich, so sind alle genannten Modelle attraktiv. Will man den tertiären Vulkanismus in Mitteleuropa insgesamt erklären, so ist der ursächliche Zusammenhang mit den in der Erdkruste wirksamen Kräften das überzeugendere Modell.

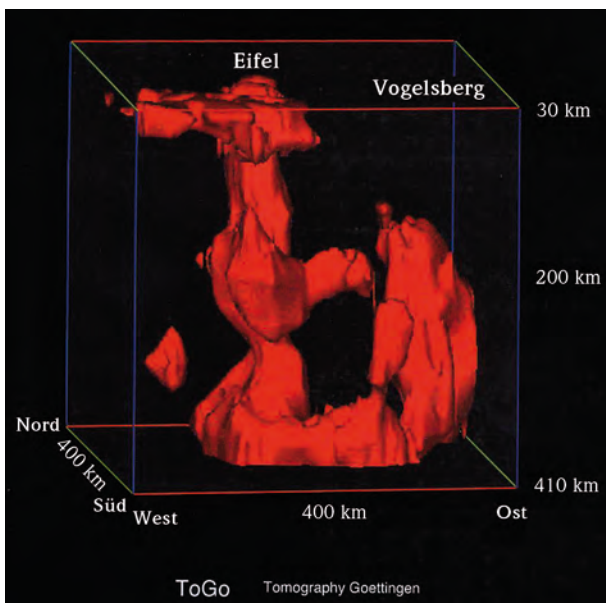


Abb. 6: Dreidimensionale Darstellung des Eifel-Plumes in einem 400 km · 400 km · 400 km großen Modellraum. Die rötliche Anomalie beinhaltet Bereiche mit mindestens 1 % Verringerung der Geschwindigkeit der Erdbebenwellen. Dies entspricht ungefähr einer Temperaturerhöhung von 100 °C (GEO Infoband Vulkaneifel, Herausgeber GEO Zentrum Vulkaneifel und Landkreis Daun, 2002).

Literatur:

- BOGAARD, P.J.F, WÖRNER, G. & HENJES-KUNST, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill core „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996“. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 69–99; Wiesbaden.
- BURKE, K. & DEWEY, J.F. (1973): Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. – *J. Geol.*, **81**: 406–433; Chicago.
- DEWEY, J.F. & BURKE, K. (1974): Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. – *Geology*, **2** (2): 57–60; Boulder, Co.
- 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. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen) Bohrung 1 (Flösser Schneise) Bohrung 2/A (Hasselborn). – *Geol. Abh. Hessen*, **81**: 166 S.; Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – *Fortschr. Mineral.*, **64** (2): 1–34; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 97–135; Wiesbaden.
- HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.) (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 215 S.; Wiesbaden.
- HORN, P., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens: I Gesamtgesteinsalter. – *Ecl. geol. Helv.*, **65**: 131–156; Basel.
- JUNG, S. & MASBERG, P. (1998): Major- and trace element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (Central Germany) – Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **86**: 151–177; Amsterdam (Elsevier).
- KÖTT, A., NESBOR, H.-D. & EHRENBERG, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: HOPPE, A. & SCHULZ, R. (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 15–47; Wiesbaden.
- KREUZER, H., BESANG, C., HARRE, W., MÜLLER, P., ULRICH, H.J. & VINKEN, R. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. – *Fortschr. Mineral.*, **50** (3): 10–11; Stuttgart.
- LE MAITRE, R. W. (ed.) (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – 193 pp.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical Composition of Hawaiian Lavas. – *J. Petrol.*, **5**: 82–133; Oxford.
- MEYER, R. & FOULGER, G. R. (2007): The European Cenozoic Volcanic Province is not caused by mantle plumes. – www.mantleplumes.org
- MORGAN, W.J. (1983): Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. – *Tectonophysics*, **94**: 123–139; Amsterdam (Elsevier).
- RITTER, J.R.R. (2007): The seismic signature of the Eifel plume. – In: RITTER, J.R.R. & CHRISTENSEN, U.R. (eds): *Mantle Plumes – A multidisciplinary approach*: 379–404; Heidelberg (Springer).
- RITTER, J.R.R., JORDAN, M., CHRISTENSEN, U.R. & ACHAUER, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **186**: 7–14; Amsterdam (Elsevier).
- ROTHER, P. (2005): *Die Geologie Deutschlands*. – 240 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- SCHMITT, A.K., MARKS, M.A.W., NESBOR, H.D. & MARKL, G. (2007): The onset and origin of differentiated Rhine Graben volcanism based on U-Pb ages and oxygen isotopic composition of zircon. – *Eur. J. Mineral.*, **19**: 849–857; Stuttgart.
- TURCOTTE, D. L. & OXBURGH, E. R. (1978): Intra-plate volcanism. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. **288**: 561–579; London.



Die Ostwand der Amöneburg

Teil II – Die Geotope des Vogelsberges

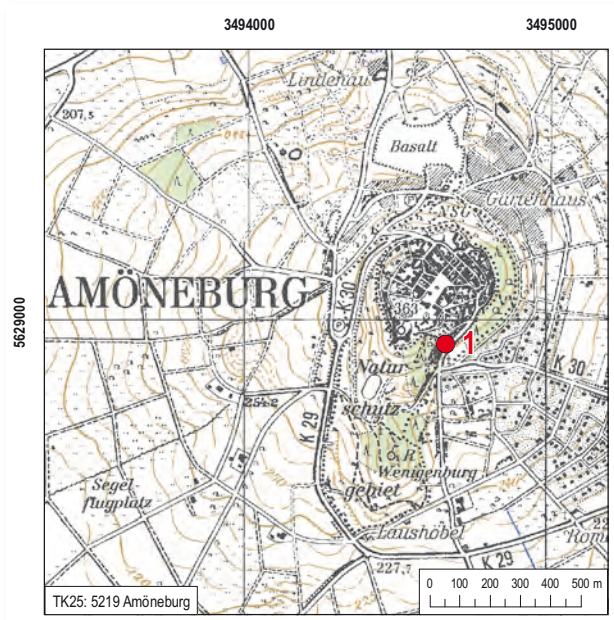
1 Amöneburg Ostwand

Aufschluss:	Felswand
Gestein:	Basanit
TK 25:	5219 Amöneburg
Lage:	R: 34 94 650, H: 56 28 930
Landkreis:	Marburg-Biedenkopf
Gemeinde:	Amöneburg
Status:	Naturschutzgebiet

Beschreibung:

Das jungtertiäre Vulkan-Gebiet um die mittelalterliche Stadt Amöneburg liegt zehn Kilometer östlich von Marburg und zwei Kilometer südlich von Kirchhain, innerhalb des Amöneburg-Neustatt-Erksdorfer Beckens, einem Strukturelement der westlichen Hessischen Senke. Die Vulkanite, die diesem Komplex angehören, nehmen ein Areal von insgesamt zwei Kilometern in Nord-Süd- und 1,4 Kilometern in West-Ost-Erstreckung ein. Sie sind vornehmlich basanitischer Zusammensetzung und liegen entweder auf oder zwischen tertiären Sanden, Tonen, Kalksteinen und Mergeln. Dominiert wird das Landschaftsbild durch die etwa 1 km in Nord-Süd-Richtung gestreckte, rund 600 m breite Basanitkuppe der Amöneburg (365 m ü. NN), die das östlich gelegene Tal der Ohm um 165 m überragt. Südlich der Amöneburg ist ein weiterer kleiner Hügel, die Wenigenburg, vorgelagert, der ebenfalls aus Basanit besteht. Weitere kleine Basanitkuppen umgeben die Amöneburg, jedoch ist fraglich, ob es sich um eigene Eruptionszentren handelt, oder ob es große Blöcke im Blockschutt sind, der die Amöneburg umgibt.

Der nach TURK et al. (1984) $18,4 \pm 0,8$ Ma alte Vulkanitkörper der Amöneburg entstand nicht „in ei-



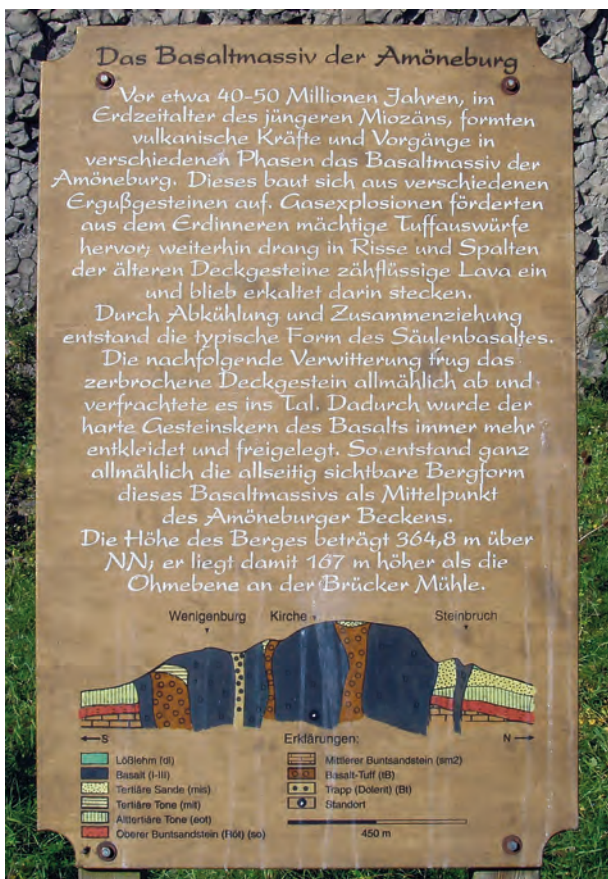
Blick von den Dicken Steinen (Geotop 2) auf die Amöneburg.

nem Guss“, sondern setzt sich aus Tuffiten, Lava-Ergüssen, Quell- bzw. Durchstoß-Kuppen und Schlotfüllungen zusammen. Wahrscheinlich reihten sich in Nord-Süd-Richtung mehrere Vulkankrater aneinander. Die genaue Reihenfolge des Aufdringens und der Platznahme der in ihrem Erscheinungsbild und ihrer Zusammensetzung variierenden Vulkanite ist relativ kompliziert. Im Einzelnen können drei magmatische Phasen unterschieden werden. Der erste Magmenschub, der die Hauptmasse bildet, ist ein Basanit, der mit explosionsartigen Basanit-Tuff-Eruptionen begann. Nach kurzer Ruhezeit durchschlugen erneut aufsteigende basanitische Magmen gangförmig den zuerst geförderten Basanit. Randlich um diesen Vulkankomplex sind Reste von Tuffen erhalten, die die dritte Phase bilden. Ein Längsprofil ist in unten stehender Abbildung dargestellt.

Von besonderer Schönheit sind die Abkühlungssäulen an der rd. 25 m hohen Ostwand unterhalb der

Kirche. Oft sind sie in idealer Form mit einem sechseckigen Querschnitt ausgebildet. Die Säulen liegen hier flach und zeigen auf den Betrachter zu. Bei einem Rundgang um die Burg entlang der fast kreisrunden, knapp 400 m durchmessenden Burgmauer kann man erkennen, dass die Säulen immer flach nach außen einfallen. Dadurch lässt sich für den gesamten Komplex eine Meilerstellung rekonstruieren. Dies bedeutet, dass es hier einen großen Krater gab, der mit der Basanit-Lava vollgelaufen war und dann abkühlte. Das umgebende Gestein wurde im Lauf der Jahrmillionen abgetragen und der Vulkankomplex blieb aufgrund seiner Härte als Kuppe stehen.

Die Abkühlung, die mit einem Volumenschwund einhergeht, der die Ausbildung von Säulen bewirkt, läuft nicht gleichmäßig über das gesamte Volumen eines Vulkanitkörpers ab, sondern je nach dessen Größe in unterschiedlich vielen Etappen. Beim Erreichen einer bestimmten Abkühlungstiefe platzt ab ei-



Geologisches Profil durch den Vulkankomplex der Amöneburg; Hinweistafel an der Ostwand.



Im Querschnitt zeigen die Abkühlungssäulen oft den idealen sechseckigen Querschnitt. Die „Löcher“ sind durch herausgewitterte Mantelknollen entstanden.



Die Abkühlungssäulen zeigen an der Ostwand der Amöneburg flach nach außen.

ner gewissen Säulenlänge eine tafelförmige Entlastungskluft parallel zur Abkühlungsfront auf. Von dieser Ebene ausgehend, entstehen neue Abkühlungssäulen zum inneren bzw. tieferen Bereich hin. An einer derartigen Abkühlungs-Ebene ist wahrscheinlich die Ostwand der Amöneburg angelegt. Die Säulen östlich der Kluft haben sich bereits aus dem Verband gelöst, sind heruntergestürzt und wurden teilweise schon wieder abgetragen.

Das Vulkangestein, das aus einer primitiven Schmelze erstarrte, enthält zahlreiche, grüne, meist runde Fremdgesteins-Einschlüsse (Xenolithe), sogenannte Mantelknollen oder Olivinknollen, die bis 5 cm groß sein können. Diese Einschlüsse bestehen aus Peridotit, einem Gestein mit den Mineralen Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen und Spinell. Dies belegt, dass es sich um Gesteine aus dem Erdmantel handelt, die die Schmelze aus der Tiefe mitgerissen hat. Die Mantelknollen fallen aufgrund der Verwitterung heraus und hinterlassen dabei Hohlräume, die auf den ersten Blick wie Blasen aussehen. Das Gestein ist jedoch dicht. Die Matrix ist glasig-feinkörnig. An Einsprenglingen sind Olivine zu beobachten.

Wegen seiner exponierten Lage war dieser Berg

schon früh besiedelt worden. Erste Spuren stammen aus dem 6. Jhd. v. Chr. Im 3. Jhd. v. Chr. bauten Kelten dort eine Burg. Die erste urkundliche Erwähnung datiert ins Jahr 721, als Bonifatius hier ein Kloster gründete. Im 12. Jhd. wurde die „Ohmburg“ von den Mainzer Erzbischöfen zur Festung ausgebaut, in der Folgezeit mehrfach zerstört und wieder aufgebaut. Heute sind neben der Ringmauer nur noch wenige Gebäude, unter anderem die teilweise restaurierte Burgruine erhalten. Den Namen Amöneburg erhielt sie erst in der Neuzeit.

Literatur:

- BLANCKENHORN, M. (1930a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]; Berlin.
- BLANCKENHORN, M. (1930b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]; 83 S.; Berlin.
- TURK, P.G., LOHSE, H.H., SCHÜRMAN, K., FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H.J. (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. – Geol. Rundschau, **73**(2): 599–617; Stuttgart.



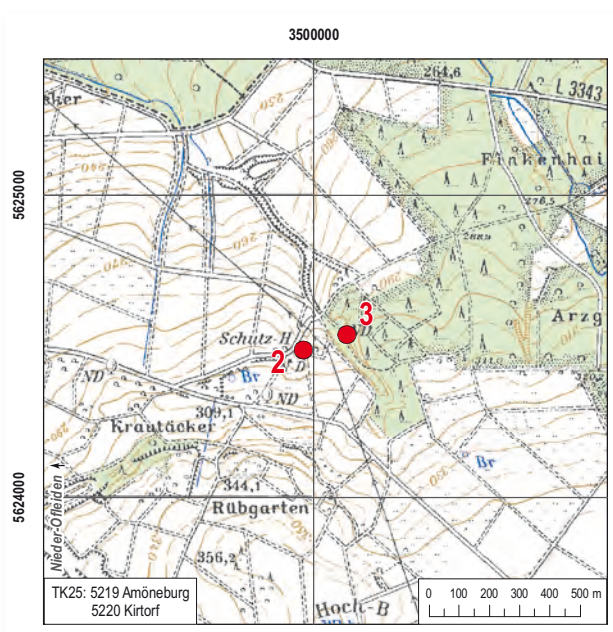
Dicke Steine:
Die Konkretionen bilden runderliche,
wulstige Formen.



Blockmeer im Hansteingraben

2, 3 Dicke Steine und Hansteingraben bei Homberg (Ohm)-Nieder-Ofleiden

Aufschluss:	Blockmeer, Steinbrüche
Gestein:	Tertiäre Sande
TK 25:	5219 Amöneburg, 5220 Kirtorf
Lage:	R: 34 99 965, H: 56 24 488 Dicke Steine (2) R: 35 00 110, H: 56 24 539 Blockhalde im Hansteingraben (3) R: 35 00 098, H: 56 24 575 Sandabbau im Hansteingraben (3)
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Homberg (Ohm)
Status:	Naturdenkmale



Beschreibung:

Einen Kilometer östlich von Nieder-Ofleiden stehen neben einer Schutzhütte die als Naturdenkmal ausgewiesenen „Dicken Steine“ auf einer Fläche von ca. 20 · 30 m an. Diese Steine werden von sandigem Boden umgeben und bilden rundliche, wulstige Blöcke, die Metergröße erreichen können. Bei genauem Hinsehen erkennt man einen hellgrau bis hellbraun gefärbten, sehr festen Sandstein. Dieser ist feinkörnig, gleichkörnig und lässt Schichtung erahnen, die jedoch nicht mit den rundlichen Formen in Zusammenhang steht. Die wulstigen Formen lassen sich als Konkretionen erklären. Auffallend sind kleinere und größere Hohlräume im Gestein; die Blöcke erschei-

nen auf den ersten Blick wie durchlöchert. Die Hohlräume entstanden an Stellen, an denen leichter verwitterndes, meist toniges Material eingelagert war. Obwohl die Blöcke aus Sandstein bestehen, werden sie nicht dem Buntsandstein zugeordnet, der in diesem Gebiet sonst weit verbreitet ist, sondern dem Tertiär. Gängige Bezeichnungen für solche Gesteine sind Süßwasserquarzit oder Tertiärquarzit. Da die Sandsteinblöcke nicht metamorph überprägt sind, ist der Begriff „Quarzit“ aber irreführend.

Diese „Quarzit“-Blöcke sind im aquatisch-limnischen Sedimentationsraum entstanden. Korrosionsbuchten an den Korngrenzen von Quarzkörnern belegen, dass Quarze im Grundwasser angelöst und als Kieselsäure-Kolloide mit Hilfe von Alkalimetall- und Erdalkalimetall-Ionen vom Wasser aufgenommen worden sein müssen. Nach der tektonischen Heraushebung des Ablagerungsbereichs (oder der Absenkung der Grundwasseroberfläche) wurde die gelöste Kieselsäure im Schwankungsbereich der Grundwasseroberfläche ausgefällt und als amorpher (gestaltloser) Quarz wieder ausgeschieden. Dieser verkittete die Quarzsandkörner zu einer sich allmählich verhärtenden Gesteinsmasse. Die Struktur der ursprünglichen Quarzsandteilchen blieb dabei erhalten. Die Kieselsäure verbindet sie lediglich fest miteinander, so dass massive Quarzit-Horizonte entstanden. In den Bereichen, in denen nur gering SiO₂-haltige Lösungen zirkulierten, liegen auch heute noch lockere Sande vor.

In Hessen sind die Sedimente zweier Zeitabschnitte dafür bekannt, dass sie Bänke von Tertiärquarzit aufweisen können: Zum einen die Süßwasser-Ablagerungen aus der Zeit von Eozän bis unterstes Oligo-

zän, zum anderen die Süßwasser-Bildungen aus dem Abschnitt von Oberoligozän (Chatt) bis ältestes Untermiozän (Aquitän). Wann allerdings die Verkieselung der Sandsteine zu Quarzit stattgefunden hat, lässt sich nicht präzise feststellen. Da sich allerdings unterhalb der Basaltdecken des Vogelsberges Schichten mit aufgearbeitetem Tertiärquarzit befinden und gefrittete Tertiärquarzit-Brocken im vulkanischen Material bekannt sind, steht fest, dass die Quarzitbildung an der Grenze von Unter- zu Mittelmiozän weitestgehend abgeschlossen war.

Etwa 100 m weiter östlich von den „Dicken Steinen“ – im Hansteingraben – sind weitere geologische Besonderheiten in den tertiären Sanden zu beobachten: Hier sind sie auch ohne die Verkieselung in zwei offengelassenen Sandgruben aufgeschlossen. In dem ersten, kleineren Abbau links vom Weg am Beginn des Hansteingrabens stehen unverfestigte, gut geschichtete, feinkörnige Sande an. Auffallend ist die Wechsellagerung von rein weißen und gelblichen Sanden. Die Farbvariationen des Sandes reichen von grau über gelb und rotbraun bis violett. Er weist kugelige Löcher und ockergelbe, limonithaltige „Tongallen“ auf. Der Sand befindet sich in Wech-

sellagerung mit erdigen Massen von Limonit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$) mit diversen Beimengungen, die gemeinsam als „Ocker“ bezeichnet werden. In tonigen Ocker-Lagen konnten wichtige Pflanzenfossilien gefunden werden, die zur zeitlichen Einordnung der Schichten dienten. Bereichsweise ist der Sand reich an Eisenverbindungen und Manganoxid-Beimengungen, die ihm eine nahezu schwarze Färbung verleihen. Die Schrägschichtung der Sande lässt auf eine fluviatile Ablagerung schließen. In die Sande ist ein brekziöser Horizont zwischengeschaltet, der meist nur wenige cm Mächtigkeit besitzt, aber in tief eingeschnittenen Rinnen bis 30 cm erreichen kann. Ein Hinweis auf eine Phase stärkerer Erosion. In der offengelassenen – größeren – Sandgrube unmittelbar neben dem kleineren Abbau, sind die Lagerungsverhältnisse (Einfallen $10\text{--}15^\circ$ in westliche Richtung) deutlich erkennbar. Die 15 m hohe, steile Wand besteht aus weißem und gelbem Sand. Eine etwa 1,5 m dicke Quarzitbank, die direkt über dem Aufarbeitungshorizont liegt, bildet die Deckschicht. Die tertiären Sande werden von Löss überdeckt.

Dem kleinen Bachlauf aufwärts nach SE in den Hansteingraben folgend wird, auf einer Länge von etwa



Tertiäre Sande in der Sandgrube im Hansteingraben; manche Horizonte sind durch Eisen gelblich-braun gefärbt.



Tertiäre Sande. Rinnenfüllungen zeigen die fluviatile Entstehung an.

400 m, ein Blockmeer aus großen Blöcken mit den beschriebenen wulstigen Formen im Graben erreicht. Die wild durcheinander liegenden „Quarzit-Blöcke“ gehörten einst zu der 1 m bis 2 m dicken Quarzitbank, die über dem Aufarbeitungshorizont in beiden Sandgruben aufgeschlossen ist. Insbesondere durch die Verwitterung, aber auch durch Arbeiten in der Sandgrube, wurde Sand gelockert und heruntergewaschen. Die Deckschicht brach stellenweise, und Teile davon rutschten als Felsbrocken mit dem Sand ab, blieben auf halber Höhe hängen oder stürzten ganz hinunter. Im Hansteingraben konnte die Quarzitdecke durch Erosion, vermutlich entlang einer Störung, so weit zerbrechen, dass der darunter liegende Sand im Laufe der Zeit ausgewaschen und fortgespült wurde. Die Gesteinsbrocken rutschten entsprechend nach und bilden nun das „Felsenmeer“. Auch an diesen Blöcken lässt sich anhand der löchrigen Gestalt des Süßwasserquarzits feststellen, dass nicht alle Bereiche des ursprünglichen Quarzsandes gleichermaßen von der Kieselsäure erreicht und zementiert werden konnten. Wahrscheinlich entstanden sie als eiszeitliches Blockmeer, nachdem die zwischenliegenden lockeren Sande weggespült waren. Zurückzuführen ist das heutige Erscheinungsbild des Hansteingrabens primär auf eine NW–SE verlaufende Störung, an der zwar nur ein geringer Versatzbetrag feststellbar ist, die aber einem Bach half, sich durch die teilweise doch sehr harten Gesteine zu graben.

Blockmeere und -halden

Die Block-Akkumulationen im Vogelsberg sind durch in situ-Verwitterung des anstehenden Gesteins unter den extremen Bedingungen der letzten Kaltzeit des Pleistozäns, also vor etwa 111 000 bis 10 000 Jahren entstanden.

Der Vogelsberg war nicht von Gletschern bedeckt, er lag im periglazialen Bereich, die Böden waren durchgefroren (Permafrostböden). Sie tauten in den kurzen Sommermonaten nur oberflächennah auf, tiefere Bodenbereiche blieben als Permafrostboden dauerhaft gefroren.

Das Ausgangsgestein zerfiel durch Frostsprengung in eckige Blöcke. Die obere, wassergesättigte Auftauschicht gefror bei Abkühlung von oben her. Dabei kam es zur Durchmischung des Bodens (Kryoturbation) und durch Eisdruck zur Frosthebung, dem Herausheben der Blöcke. Diese liegen im flachen Gelände oft noch weitgehend an oder in der Nähe ihres ursprünglichen Entstehungsortes auf ihrem Ausgangsgestein. An steileren Hängen mit einer Oberflächenneigung von 5–15° bewegt sich die Auftauschicht durch Bodenkriechen langsam abwärts (Solifluktion). Durch dieses eiszeitliche Bodenfließen in den Auftauphasen wurden die Blöcke zusammengeschoben und an ihren heutigen Platz transportiert. Nach der Eiszeit wurden die feinkörnigen, tonigen Verwitterungsprodukte vom Wasser ausgespült und die großen Steine und Blöcke freigelegt. Somit sind die Blockhalden im Vogelsberg Zeugen der periglazialen Bedingungen in der letzten Eiszeit.

Literatur:

- BLANCKENHORN, M. (1930a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]; Berlin.
- BLANCKENHORN, M. (1930b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]: 83 S.; Berlin.

Basaltsäulen
im südlichen Teil des Steinbruches.



4 Steinbruch Homberg (Ohm)-Nieder-Ofleiden

Aufschluss: Steinbruch
Gestein: Tholeiitischer Basalt
TK 25: 5219 Amöneburg
Lage: R: 34 99 200, H: 56 22 950
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Homberg (Ohm)
Status: Steinbruch in Betrieb



Die geologische Besonderheit dieses Vorkommens ist in der Südecke des Steinbruches aufgeschlossen. Dort stehen nicht nur die massigen Vulkanite an, sondern auch pyroklastische Gesteine und Sedimente, die es erlauben, die Ausbruchsgeschichte zu rekonstruieren. Die Abfolge beginnt mit einer Tuffbrekzie, die zahlreiche Nebengesteinsbruchstücke enthält. Diese sind zum einen Basalte zum anderen aber auch tertiäre Sedimente. Aufgrund des hohen Nebengesteinsanteils ist die Entstehung dieser Tuffbrekzie als phreatomagmatische Eruption zu deuten. Darüber folgt ein Schlackenagglomerat, das aus sehr blasenreichen, basanitischen Bomben aufgebaut wird. Die Hohlräume enthalten teilweise Zeolith. Dieses Agglomerat ist nicht phreatomagmatisch entstanden, sondern bei der Bildung eines Schlackenkegels durch hawaiianische Eruptionen. Über diesen Schlacken, wahrscheinlich im Innern des Kraters bil-

Beschreibung:

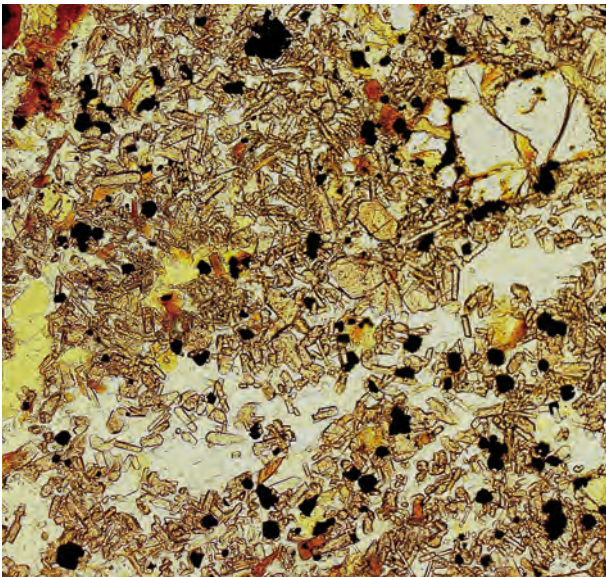
Der Steinbruch von Nieder-Ofleiden liegt zwischen Homberg an der Ohm und Nieder-Ofleiden am Westrand des Hochbergs. Der größte Teil des Bruches besteht aus Basaltsäulen, die meist steil stehen. Eine plattige Absonderung ist eher selten zu beobachten. Das vorherrschende Gestein ist ein tholeiitischer Basalt. Untergeordnet kommen auch Alkalibasalte vor. Das Gestein ist kompakt und dunkelgrau bis schwarz. Wenn auch lokal glasige Varietäten zu beobachten sind, so ist doch die Hauptmasse der Vulkanite holokristallin bei einer überwiegend feinen bis mittleren Korngröße. Die Einsprenglinge sind meist Olivine, in der Grundmasse kommen außerdem noch Klinopyroxen, Plagioklas sowie fein verteiltes Erz in Form von Magnetit und Ilmenit vor.



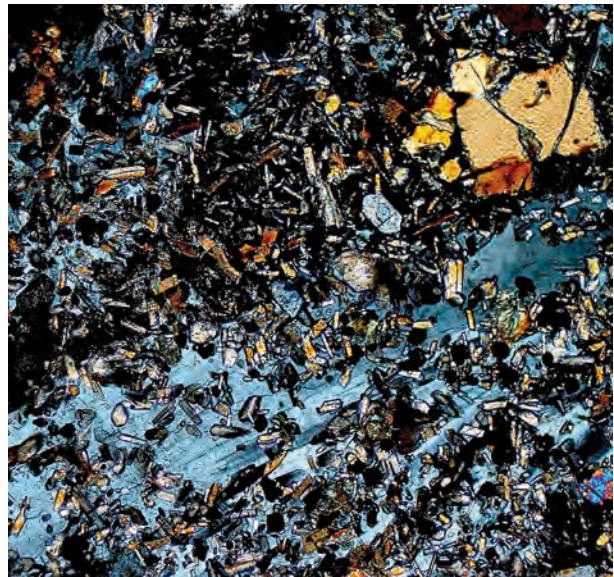
Kissenlava.
Der feinkörnig-glasige Abschreckungsrand (chilled margin) entstand durch die rasche Abkühlung der Lava beim Kontakt mit Wasser.



Kissenlaven (Pillow-Laven) an der Basis des Basaltstromes im Süden des Steinbruches Nieder-Ofleiden.



Dünnschliffaufnahme des Basalts ohne gekreuzte Polarisatoren. In der Mitte und rechts oben sind Olivin-Einsprenglinge zu sehen. Ilmenit bildet opake Nadeln. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basalts (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Plagioklas-Leisten sowie kleine Klinopyroxene und Olivine bauen die Grundmasse auf. Bildbreite 2,8 mm.



Rohstoffgewinnung und Deponierung lassen sich in einem großen Steinbruch nebeneinander betreiben.

dete sich dann ein See, von dem helle, feinlaminierte Sedimente erhalten sind. Die obersten ca. 30 cm der Sedimente wurden durch die Hitze der anschließend darüber fließenden Lava dunkelbraunviolett gefärbt („gefrittet“). Ein weiteres Indiz für die Wärmeeinwirkung des darüber liegenden Vulkanites sind die Entgasungsröhren an der Basis des Vulkanites, die von dem Sediment bis 10 cm in den Vulkanit hineinreichen. Da die Lava in den See floss und in Kontakt mit dem Wasser kam, bildeten sich die sogenannten Kissenlaven (Pillow-Laven).

Der Steinbruch von Nieder-Ofleiden wird derzeit von der MHI (Mitteldeutsche Hartstein Industrie GmbH, Tel.: 06429-809-0) betrieben. Der Nordteil des Bruches, bei dem die Basis der Vulkanite erreicht worden war, wird bereits wieder verfüllt und rekultiviert.

Literatur:

- BLANCKENHORN, M. (1930a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]; Berlin.
- BLANCKENHORN, M. (1930b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]; 83 S.; Berlin.



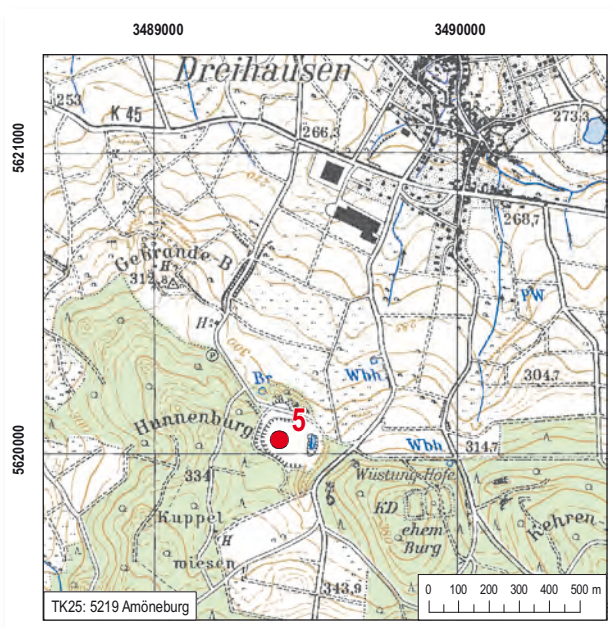
Säulen in Meilerstellung
im aufgelassenen Steinbruch Hunnenburg.



Biotop- und Geotopschutz lassen sich gut vereinbaren.

5 ehem. Steinbruch Hunnenburg bei Ebsdorfergrund-Dreihausen

Aufschluss: Steinbruch
Gestein: Basanit, Alkalibasalt
TK 25: 5219 Amöneburg
Lage: R: 34 89 401, H: 56 20 037
Landkreis: Marburg-Biedenkopf
Gemeinde: Ebsdorfergrund
Status: ehem. Steinbruch



Beschreibung:

Der ehemalige Steinbruch Hunnenburg liegt 1 km südlich von Dreihausen. Befahrbare Wege führen bis fast an den Bruch heran, nur die letzten wenigen Meter müssen zu Fuß zurückgelegt werden, da der Bruch sich selber überlassen ist und langsam zuwuchert. Im Steinbruch hat sich im Laufe der Zeit ein Teich gebildet, der wiederum weitgehend mit Schilf zugewachsen ist.

An der noch gut sichtbaren Südwand sind sehr schöne Basaltsäulen zu sehen. Sie sind nach Osten zu steil, im Süden liegen sie flach, um nach Westen hin wieder leicht anzusteigen. Diese gebogene Form ist wahrscheinlich am äußeren, unregelmäßig geformten Kraterstand ausgebildet worden.

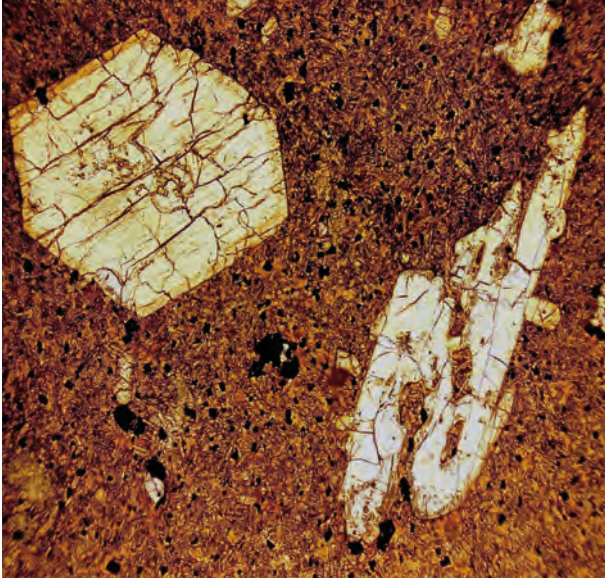
Absonderungsformen

Als Absonderung wird die Zerteilung eines Gesteins durch Schichtung, Schrumpfung, Spannungsausgleich, Klüftung, Schieferung u.a. bezeichnet. Charakteristisch sind z.B. plattige oder bankige Absonderung bei sedimentären und vulkanischen Gesteinen oder säulige Absonderung bei Vulkaniten.

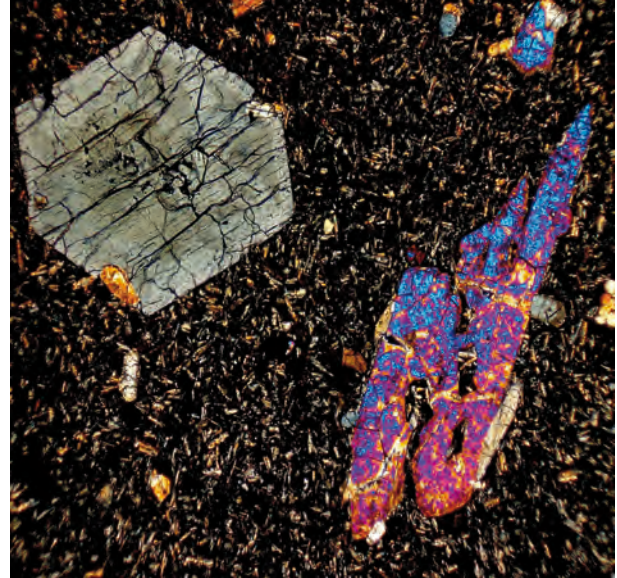
Säulen bilden sich beim Abkühlen einer Schmelze durch intern entstehende Spannungen infolge des Volumenverlustes. Die Säulen sind im Idealfall sechseckig und i.d.R. senkrecht zur Abkühlungsfläche orientiert, d.h. in horizontal geflossenen Lavadecken stehen sie meist senkrecht, in trichter- oder halbkugelförmigen Kraterfüllungen dagegen oft strahlenförmig in der sog. „Meilerstellung“. Stau- oder Querkuppen weisen dagegen oft eine sog. „Fächerstellung“ auf. Länge und Durchmesser der Säulen sind sehr variabel und reichen von mehreren Meter langen, sehr schlanken bis zu kurzen, dicken, eher tonnenförmigen Säulen. Ob sich Säulen ausbilden und wie deren Dimension ist, hängt von einer Vielzahl verschiedener Faktoren ab, z.B. von der Abkühlungsgeschichte, der Zusammensetzung der Schmelze, dem Temperaturunterschied zum angrenzenden Gestein etc. Die Säulenausbildung eines Vulkanits kann schon innerhalb desselben Vorkommens von Bereich zu Bereich wechseln. Eine andere, bei Vulkaniten ebenfalls häufige Abkühlungsform ist die plattige Absonderung. Dabei sind die Platten i.d.R. parallel zur Abkühlungsfläche orientiert, bei Lavaströmen also meist horizontal (z.B. Toter Mann, Geotop 50).

Die Säulen sind sehr gleichmäßig geformt, im Mittel haben sie etwa 15 cm Durchmesser, wobei die Werte von 5–20 cm variieren können. Viele zeigen einen regelmäßigen sechseckigen Querschnitt. Stellenweise sind die Säulen zu dicken Paketen verbacken.

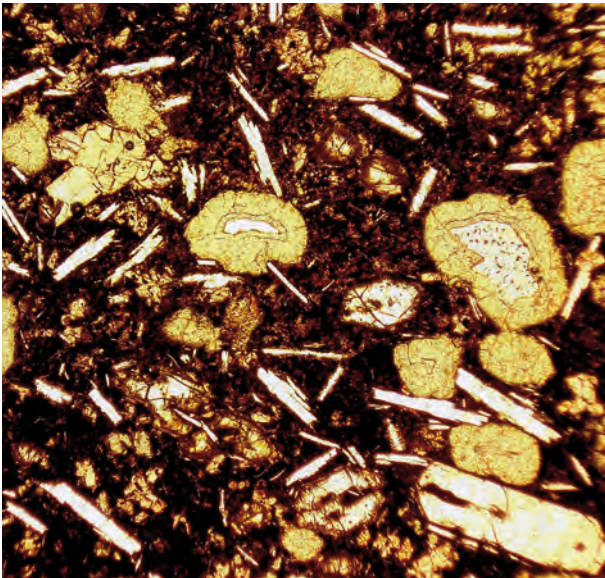
Das Gestein, aus dem die Säulen bestehen, ist ein



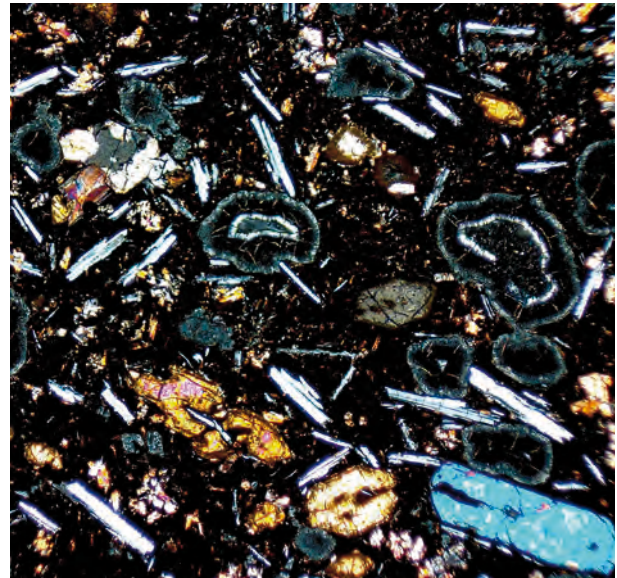
Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Links ein Klinopyroxen-Einsprengling, rechts ein Olivin in einer feinkörnigen Grundmasse. Der Olivin zeigt Resorptionsbuchten.
Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Plagioklas kommt nur in Form kleiner Nadelchen in der Matrix vor.
Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Alkalibasalts ohne gekreuzte Polarisatoren. Das porphyrische Gestein ist reich an runden Drusen und Mandeln.
Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Alkalibasalts (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Plagioklas bildet zahlreiche Nadeln und Leisten.
Bildbreite 2,8 mm.

dichter, olivinreicher Basanit mit einer dunkelgrauen, feinkörnigen bis glasigen Grundmasse. Feldspäte und Olivinknollen konnten makroskopisch nicht beobachtet werden. Jedoch kommen kleine (<1 cm) rundliche Einschlüsse vor, die im Inneren aus Quarz bestehen, der von einem grün-braunen Saum umgeben wird. Dieser Saum ist das Reaktionsprodukt (Diopsid) der Schmelze mit diesen Einschlüssen (Krustenxenolithen).

Im Mikroskop sieht man als Einsprenglinge die teilweise resorbierten Olivine sowie die idiomorphen Klinopyroxene. Plagioklas tritt nur in der feinkörnigen bis glasigen Matrix auf, zusammen mit Erz und kleinen Olivinen und Klinopyroxenen.

An der Ostwand des Bruches steht eine schlecht sortierte und schlecht geschichtete Schlotbrekzie an. Da der Aufschluss nahe an der ehemaligen Geländeoberfläche liegt, ist die Brekzie bereits stark verwittert und nun von dunkelbrauner Farbe. Die vulkanischen Fragmente überwiegen, das feinkörnige Material zwischen den größeren Komponenten ist nicht mehr eindeutig identifizierbar, aber wegen seiner dunklen Farbe wohl auch vulkanischen Ursprungs. Vereinzelt kann man Bruchstücke von Sedimenten finden.

Ebenfalls an der Ostwand, etwas weiter außen als die Brekzie, steht ein Basalt an. Er ist feinkörnig, weitgehend auskristallisiert und nur wenig glasig. Als Einsprenglinge kommen neben Olivin, der bis 7 mm groß werden kann, zahlreiche, bis 2 mm lange zum Teil eingeregelt Plagioklas-Nadeln und -Täfelchen vor. Klinopyroxen tritt nur untergeordnet als Phänokristall auf. Der Olivin ist teilweise randlich idingsitisiert. Die Matrix besteht aus Plagioklas, Kli-

nopyroxen, Erz (Magnetit) und wenig Olivin. Der Basalt ist außerdem porös, wobei die kleinen Blasen mit Zeolith und Montmorillonit ausgefüllt sind. Die Blasen sind rund, also nicht während des Ausfließens entstanden. Das Gestein ist nicht frisch, die Farbe ist infolge der Verwitterung graubraun und an der Oberfläche zeigt sich Kugelschalenverwitterung. Der Basalt, der früher als Trapp auskartiert worden war (BLANCKENHORN 1930a), ist als Alkalibasalt einzu-stufen.

Aufgrund der Geländebeziehung und auch des unterschiedlichen Verwitterungsgrades ist der tholeiitische Basalt als das ältere Gestein anzusehen, welches zu einem größeren zusammenhängenden Vorkommen südlich der Orte Dreihausen und Roßberg gehört. Die Schlotbrekzie bildete sich bei einer späteren Eruption, der dann die Förderung des Basanits folgte, der schließlich den Krater ausfüllte. Die beiden Vulkanite, der Alkalibasalt und der Basanit sind aufgrund ihrer unterschiedlichen Zusammensetzung und der zeitlichen Lücke nicht miteinander verwandt, sondern als getrennte Eruptionsphasen zu deuten.

Literatur:

- BLANCKENHORN, M. (1930a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]; Berlin.
- BLANCKENHORN, M. (1930b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm [TK 25, Bl. 5219 Amöneburg]: 83 S.; Berlin.



6 Heinzemann bei Gemünden (Felda)-Ehringshausen

Aufschluss: Felsklippe
Gestein: Basanit
TK 25: 5220 Kirtorf
Lage: R: 35 07 850, H: 56 18 373
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Gemünden (Felda)
Status: ungeschützt



Beschreibung:

Rund einen halben Kilometer südlich von Gemünden-Ehringshausen und südlich der Felda liegt der 326 m hohe Heinzemannskopf. Aus einer Steilstufe an seinem Nordhang zum Dorf hin ragt eine schroff ausgewitterte, rd. 8 m hohe Felsnase aus einer Felsgruppe heraus, die die Bezeichnung Heinzemann trägt. Deutlich lässt sich sein nach Norden blickendes Gesicht erkennen. Daneben finden sich noch mehrere, allerdings nur wenige Meter hohe Felsen, die zusammen eine durchgängige Klippe bilden, an deren Fuß sich eine Blockhalde gebildet hat.

Der Basanit des Heinzemanns ist dunkel und sehr feinkörnig. Er hat kleine Bläschen, die das Gestein porös erscheinen lassen. Teilweise sind die Bläschen

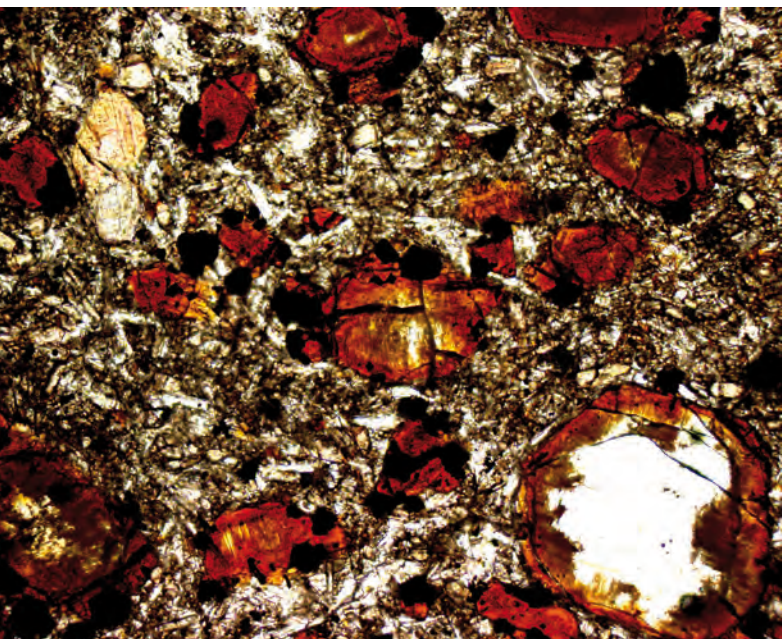
mit Zeolithen ausgekleidet und bilden Drusen. Zeolithe durchziehen außerdem das Gestein in Form feiner Äderchen. Das Gestein ist porphyrisch mit Olivin und Klinopyroxen als Einsprenglingen. Die Olivine sind oft bräunlich gefärbt, eine Folge der Iddingsitisierung. Auffällig sind ferner die Xenolithe, die bis 5 cm groß sein können. Es kommen hier sowohl Olivinknollen als auch Krustenxenolithe vor. Die Grundmasse besteht aus Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas, Magnetit und Glas.

Das Gestein bildet große Quader, die das Resultat der weitständigen Kluftsysteme sind. Zum einen zeigt sich dies in einer flach liegenden, plattig-bankigen Absonderung mit südlichem Einfallen. Zum anderen sind dies steil stehende Klüfte, die mit ca. 20° SSW–NNE bzw. mit 130° NW–SE streichen. Diese Richtungen, die rheinische und die herzynische, stellen wesentliche Strukturelemente der regionalen Tektonik dar. Die Erosion macht sich diese Klüfte zunutze und so folgen die Bach- und Flussläufe häufig diesen Richtungen. Auch die Felda zeigt in diesem Bereich die herzynische Richtung, sie hat mitgeholfen, die Klippe des Heinzemanns am Nordhang des Heinzemannskopfes herauszupräparieren.

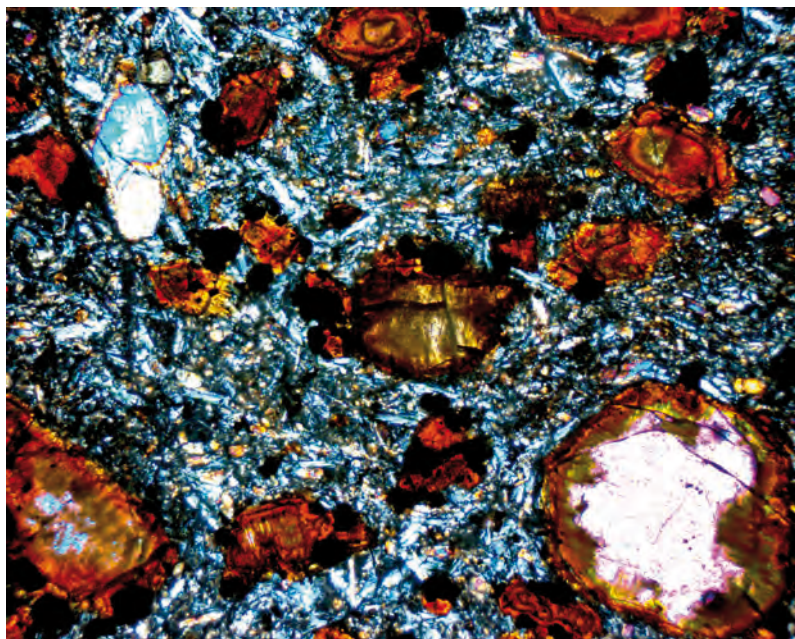
Der Heinzemann soll vor einigen tausend Jahren den Menschen als Sonnenuhr gedient haben (EURICH 2001). Ferner soll der Heinzemann zur Bestimmung von Sonnenwenden und Jahreszeiten benutzt worden sein. Aber auch Sagen ranken sich um diesen außergewöhnlichen Felsen. So wird von zwölf Hühnchen berichtet, die um zwölf Uhr aus dem sich öffnenden Heinzemann heraustreten, gackernd um ihn herumlaufen und dann wieder in den sich schließenden Felsen schlüpfen.

Literatur:

- DERSCH-HANSMANN, M. & NESBOR, D. (2003): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5220 Kirtorf; Wiesbaden.
- EURICH, G. (2001): Natur- und Kulturdenkmale im Vogelsberg und seinem Umland. – 131 S.; Lauterbach (Hessen) (Euler-Verlag).



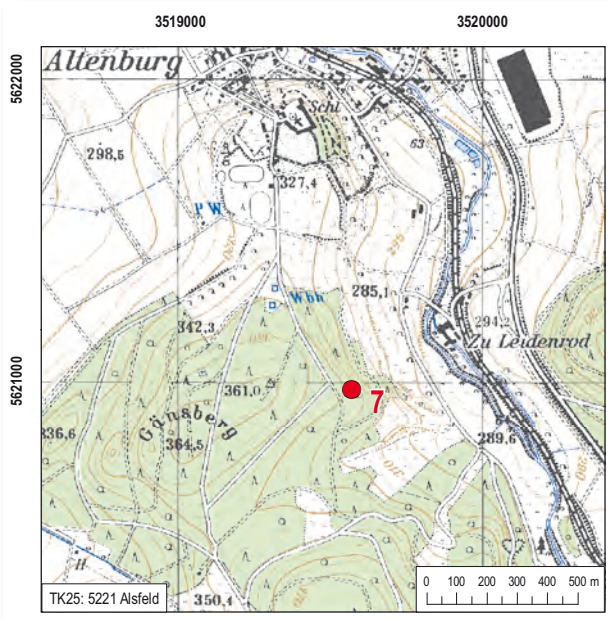
Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Die Olivin-Einsprenglinge sind weitgehend iddingsitisiert.
Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Die Matrix enthält Klinopyroxen, Olivin, Plagioklas und Erz (Magnetit).
Bildbreite 2,8 mm.

7 Wildfrauhaus bei Alsfeld-Altenburg

Aufschluss:	Felsklippe
Gestein:	Basanit
TK 25:	5221 Alsfeld
Lage:	R: 35 19 569, H: 56 20 975
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Alsfeld
Status:	ungeschützt



Beschreibung:

Am Osthang des 361 m hohen Gänseberges, etwa 1 km südlich von Alsfeld-Altenburg steht eine Felsformation an, die den Namen Wildfrauhaus (manchmal auch Wildfrauenhäusel) trägt. Insgesamt treten drei einzelne Klippen hervor, die auf etwa 150 m Länge eine deutliche NW–SE streichende Geländestufe bilden. Diese Stufe verflacht, kann aber noch als morphologische Kante weiter nach Süden verfolgt werden. Die höchste Klippe ist 6 m hoch. Am Fuß der Geländestufe hat sich eine ausgedehnte Blockhalde angesammelt. Obwohl nur wenige 10er Meter östlich unterhalb des Weges gelegen, ist das Wildfrauhaus von diesem aus nicht zu sehen und ohne genauere Lageangabe nur sehr schwer zu finden. Am einfachsten ist es, sich von Altenburg kommend

nach der Weggabelung südlich des Sportplatzes links zu halten.

Das hier anstehende Gestein ist ein dunkler, feinkörniger Basanit. Das Gefüge ist porphyrisch mit bis zu 5 mm großen Olivinen als Einsprenglingen. Außerdem enthält dieser Basanit viele kleine (< 1 mm) Olivin- und wenige Klinopyroxen-Einsprenglinge und auch kleine Olivin-Knöllchen. Die kleinen Bläschen sind schwach eingeregelt und teilweise mit Zeolithen gefüllt. Da diese Einregelung parallel zur plattigen Absonderung verläuft, liegt die Annahme nahe, dass die Absonderung durch das, wenn auch schwach ausgebildete Fließgefüge vorgezeichnet ist. In der Grundmasse kommen Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas und Magnetit vor. Zeolithe treten auch in dünnen Äderchen auf, die das Gestein durchziehen.

Ursache für die markante Form des Wildfrauhäusels ist das Kluftsystem. Die flach mit ca. 20° nach Westen und WSW einfallenden Absonderungsflächen geben dem Gestein ein bankiges Aussehen. Die steil stehenden Klüfte sind weitständig. Drei Streichrichtungen herrschen vor, die herzynische (NW–SE, 120–140°), die eggische (NNW–SSE, 160–180°) und die erzgebirgische (WSW–ENE, 60–80°). Es ist vor allem die herzynische Richtung, die diese Felsklippe geprägt hat und die morphologische Ausrichtung bestimmt. Die NW–SE-Richtung ist ebenso im Verlauf der Schwalm zu sehen, die sich, den Klüften folgend, hier ihr Tal in die Vulkanite eingeschnitten hat.

Im Wildfrauhaus soll der Sage nach die Wilde Frau wohnen. Die meisten Heimatforscher nehmen an, dass die Wilde Frau eine andere Bezeichnung für Frau Holle ist (siehe Exkurs „Kultstätten zu vorchristlicher Zeit“).

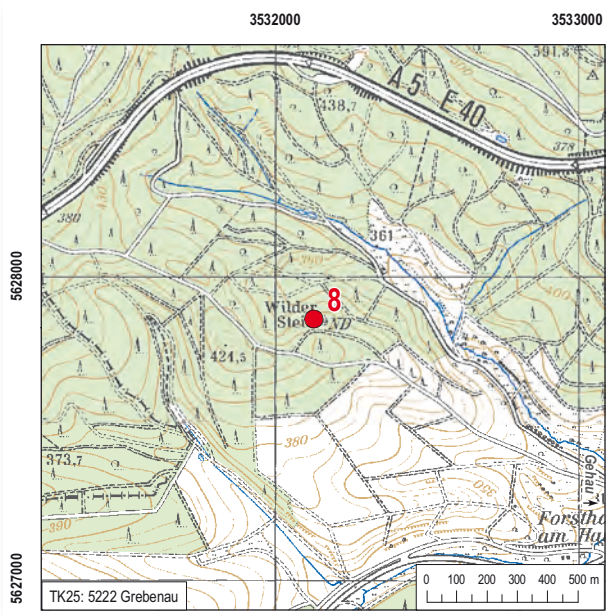
Literatur:

- DIEHL, O. (1926a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Alsfeld [TK 25, Bl. 5221 Alsfeld]; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1926b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Alsfeld [TK 25, Bl. 5221 Alsfeld]: 82 S.; Darmstadt.

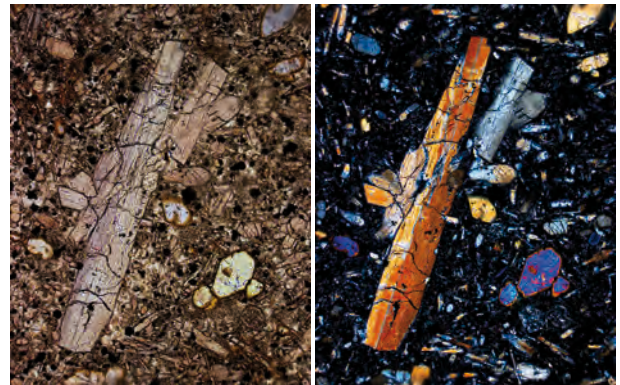


8 Wilder Stein bei Breitenbach am Herzberg-Gehau

Aufschluss: Felsklippe
Gestein: Basanit
TK 25: 5222 Grebenau
Lage: R: 35 32 128, H: 56 27 860
Landkreis: Hersfeld-Rotenburg
Gemeinde: Breitenbach am Herzberg
Status: Naturdenkmal



Aufbau und Form der Felsklippe werden durch die Klüftung kontrolliert, entlang derer die Schmelze eindrang. Diese Klüfte bilden ein fast rechtwinkliges Kluftsystem. Die Kompassmessungen gestalten sich allerdings recht schwierig, da die Felsen magnetisiert sind, wahrscheinlich durch Blitzschlag. Dennoch kann man erkennen, dass die Klippe aus drei großen Felsen besteht, die durch 70° streichende



Dünnschliffaufnahmen des Basanits. Bildhöhe 2,8 mm.

Links: Die langen, stengeligen Minerale sind Klinopyroxen-Einsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse (ohne gekreuzte Polarisatoren).

Rechts: Die Minerale mit den leuchtend blauen Interferenzfarben sind Olivine (mit gekreuzten Polarisatoren).

Beschreibung:

Die als Naturdenkmal ausgewiesene Felsklippe Wilder Stein liegt im Wald etwa 1,5 km NW von Gehau. Diese 5–6 m hohe Klippe hat eine Längserstreckung von ca. 7 m bei einer Breite von knapp 4 m.

Das schwarze vulkanische Gestein ist ein Basanit, der in die umgebenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins eingedrungen war. Seine Aufstiegsbahn liegt auf einer rheinisch (5°; NNE–SSW) streichenden Verwerfung, die die Volpriehausen- gegen die Detfurth-Folge versetzt. Das Gestein, das bis auf die kleinen Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglinge sehr feinkörnig ausgebildet ist, weist am Rand blasenreiche, schlackige Partien auf. Vereinzelt sind kleine, gebleichte Buntsandstein-Einschlüsse zu finden, die die Schmelze mitgerissen hat.

Klüfte getrennt sind. Der Basanit bildet dünne, radial angeordnete Abkühlungssäulen, die meist flach liegen und mit 70° streichen. Diese Ausrichtung der Säulen, die sich senkrecht zur Abkühlungsfläche ausbildeten, ist ein wichtiges Argument für eine Entstehung als Gang. Es handelt sich also nicht um eine Schlotfüllung, wie von LAEMMLEN (1968) vermutet. Die Längserstreckung des Ganges orientiert sich an den 160° streichenden Klüften, eine Richtung, die in der Umgebung sehr häufig vorkommt und mehrfach von Magmen als Aufstiegsweg benutzt wurde.

Literatur:

- LAEMMLEN, M. (1968a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau; Wiesbaden.
LAEMMLEN, M. (1968b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau: 208 S.; Wiesbaden.



Große Kuppe (auch Die Kuppe)

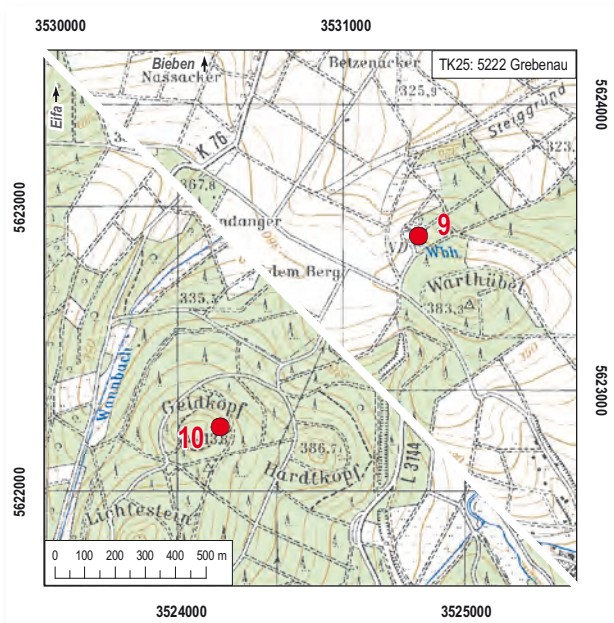


Geldkopf

9, 10

Große Kuppe zwischen Grebenau-Bieben und -Reimenrod und Geldkopf zwischen Alsfeld-Eifa und Schwalmthal-Rainrod

Aufschluss: Felskuppe
Gestein: Basanit
TK 25: 5222 Grebenau
Lage: R: 35 31 256, H: 56 23 541 Große Kuppe (9)
R: 35 24 137, H: 56 22 234 Geldkopf (10)
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Grebenau
Status: flächenhaftes Naturdenkmal (Große Kuppe)



Hinweisschild an der Kuppe. Das tatsächliche Alter ist älter. Wahrscheinlich nach aber 16–18 Ma.

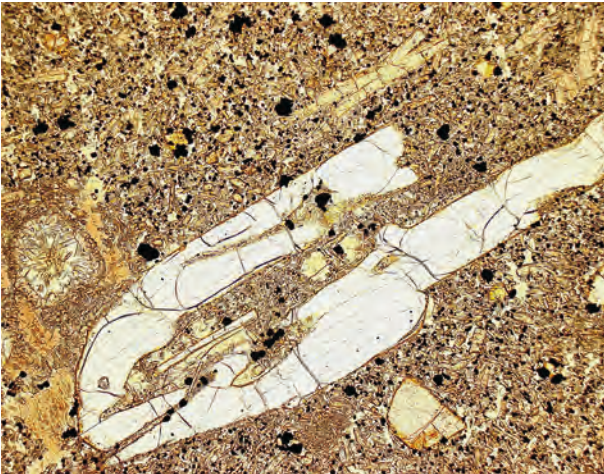
Beschreibung:

Etwa 1 km östlich von Reimenrod erhebt sich der bewaldete, 383,3 m hohe Warthübel. An dessen NW-Seite ragt – nahe dem Hochbehälter – zwischen den Bäumen am Waldrand eine gut 12 m hohe Felsnase hervor, die Große Kuppe oder auch Die Kuppe genannt wird.

Die Kuppe ist ein schönes Beispiel für den Bau eines Förderschlotes. Diese im Grundriss nierenförmige Felskuppe hat eine Längserstreckung in Nord–Süd-Richtung von 28–30 m bei einer Breite von etwa 22–25 m, wobei diese in der Mitte abnimmt, was die taillierte Form erzeugt. Sie hebt sich etwa 12 m

über ihre Umgebung heraus. Auffällig bei der Kuppe sind die radial angeordneten, dicht gepackten Säulen, die eine ausgeprägte Meilerstellung aufbauen. Außen liegen sie flach und zum Zentrum hin werden sie steiler. Der Durchmesser der Säulen variiert von 8–30 cm. Im Allgemeinen sind sie aber dünn, meist haben sie weniger als 15 cm Durchmesser. Die Kuppe ist größtenteils von einem Wall und einem tiefen Graben umgeben, der an einer Stelle aufgefüllt erscheint und wie eine Brücke den einzigen Zugang zu dem mächtigen Felsklotz ermöglicht.

Bei dem Gestein handelt es sich um einen dunkelgrauen, feinkörnigen Basanit. Entsprechend der früheren Nomenklatur war es als Limburgit auskariert worden (LAEMMLEN 1968a). Das an Einsprenglingen reiche, leicht poröse Gestein führt außerdem viele und z.T. bis über kopfgroße Xenolithe aus gebleichten, aber auch limonithaltigen und gefrittetten, teilweise mürben Sandsteinen und dunkelgrün verfärbten Ton-/Schluffsteinen des Buntsandstein. Teilweise ist in diesen Xenolithen noch die für



Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Das porphyrische Gestein enthält zahlreiche Olivin-Einsprenglinge mit Resorptionserscheinungen. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Die bläulichen, stengeligen Minerale oberhalb des Olivins sind Klinopyroxene. Links über dem Olivin eine Mandel. Bildbreite 2,8 mm.

Sedimentgesteine typische Schichtung gut zu erkennen (sehr gut aufgeschlossen rechts der „Brücke“ im Graben an der Ostseite). Olivin-Einsprenglinge sind ebenfalls makroskopisch erkennbar. Unter dem

Mikroskop sieht man weiterhin kleine Pyroxene, Erz und Analcim. Die Matrix ist glasig mit fein verteilten Pyroxen-Kriställchen und wenigen Plagioklas-Nädelchen.



Buntsandsteinscholle als Einschluss im Basanit.

Die Kuppe stellt einen kleinen Basanitstock dar, der wahrscheinlich mit dem 300 m SW vorkommenden Basanitgang auf dem Warthübel verwandt ist. Bei beiden ist das Aufdringen der Schmelzen tektonisch vorgegeben. Sie liegen auf 160–170° streichenden Störungen, die parallel zum 1 km östlich verlaufenden Grebenauer Graben angeordnet sind. Auch wenn der Versatzbetrag der Abschiebung der Ost-Scholle an der Kuppe nur wenige Meter beträgt, so ist doch der Zusammenhang dieser Schwächezone mit dem Magmenaufstieg offensichtlich. Das umgebende Gestein, das der Basanit durchschlagen hat – und das an der Ostseite der Kuppe als mehrere Kubikmeter große Scholle mit deutlicher Schichtung in dem Basanitstock eingeschlossen ist (Abb. S. 48 unten) – wird der Bernburg-Folge des Unteren Buntsandsteins zugerechnet.

Heimatforscher vermuten, dass es sich bei der Kuppe um ein Heiligtum aus vorchristlicher Zeit handelt, an dem sich die Bewohner der umliegenden Siedlungen zu Kulthandlungen trafen. Sagen erzählen auch hier von hilfsbereiten Kuppelfrauchen (EURICH 2001).

Etwas mehr als 7,3 km WSW der Kuppe und 10 km SW des Wilden Steins (Geotop 8) stellt der

Geldkopf mit einer Grundfläche von 200 · 225 m das größte Basanit-Vorkommen am nordöstlichen Rand des Vogelsberges dar. Eine in drei Felsrippen gegliederte Klippe an der Nordseite der 20–23 m über ihre Umgebung schroff herausragenden Erhebung lässt erkennen, dass der unregelmäßig dünnsäulige Basanit (Durchmesser der Säulen 5–10 cm, Einfallen mit 10–15° NW) neben zahlreichen Einsprenglingen und Einschlüssen von Olivin auch Einschlüsse aus Gesteinen des durchschlagenen Unteren Buntsandsteins enthält.

Literatur:

- EURICH, G. (2001): Natur- und Kulturdenkmale im Vogelsberg und seinem Umland. – 131 S.; Lauterbach (Hessen) (Euler-Verlag).
- LAEMMLEN, M. (1968a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1968b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau: 208 S.; Wiesbaden.



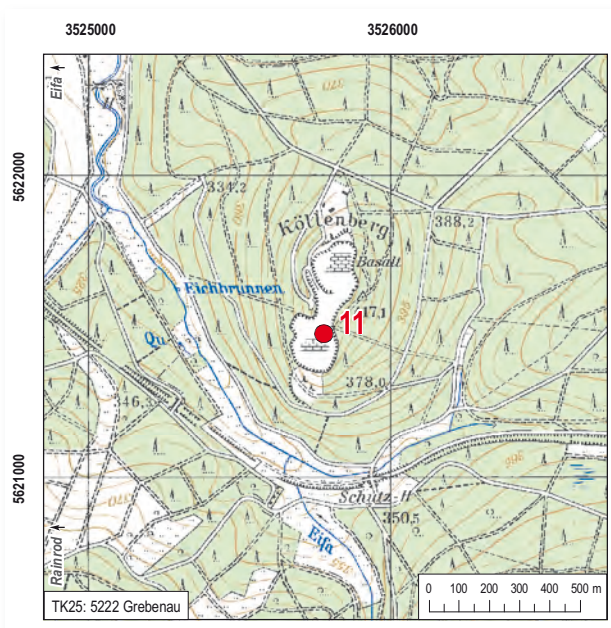
An der Westwand des Steinbruches steht Buntsandstein an.



Im Kontakt zum Buntsandstein
ist eine Brekzie aufgeschlossen.
Die Säulen liegen flach.

11 ehem. Steinbruch Köllenberg bei Alsfeld-Eifa

Aufschluss: Steinbruch
Gestein: Basanit
TK 25: 5222 Grebenau
Lage: R: 35 25 772, H: 56 21 483
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Grebenau
Status: ehem. Steinbruch



Beschreibung:

Der Köllenberg ist eine 417,1 m hohe Erhebung zwischen den Orten Eifa, Schwarz und Rainrod. Ein erheblicher Teil des Berges wurde im Zuge des ehemaligen Abbaues abgetragen und so ist nun ein Steinbruch von etwa 500 m Länge in Nord-Süd-Richtung und max. 200 m Breite aufgelassen. Die Form erinnert an eine acht. Der nordöstliche Bereich des Steinbruches wird bereits wieder verfüllt.

Das Gestein ist überwiegend säulig ausgebildet. Die Säulen fallen flach nach außen ein. In den obersten Metern des Aufschlusses überwiegen plattige Absonderungsklüfte. An der Westwand ist das Nebengestein aufgeschlossen, in dem der Vulkanit seinen

Schlot gebildet hat. Nach LAEMMLEN (1968) handelt es sich um Unteren Buntsandstein, der der Bernburg-Folge (früher Salmünster-Folge) zugeordnet werden kann. Aufgeschlossen sind überwiegend plattige, rötlich-bräunliche, tonige Feinsandsteine.

Zwischen dem Vulkanit und dem Nebengestein steht stellenweise eine Brekzie an. An der Westwand und an der NE-Wand ist diese gut zugänglich. Diese Brekzie enthält neben den Bruchstücken des Vulkanites auch Schlacken und Bruchstücke des Buntsandsteins. Die Brekzie ist schlecht sortiert und eine Schichtung ist nicht erkennbar, weshalb sie als Schlotbrekzie einzustufen ist. Aufgrund der Form des Vorkommens handelt es sich wahrscheinlich um zwei Schlote, die knapp nebeneinander gebildet worden waren.

Der nördliche Teil des Steinbruchs zeigt eine Absonderung in 40–60 cm dicke, dicht gepackte Säulen, die auf ihren von NW nach SE verlaufenden Flächen oft eine eigentümliche, sägeblattähnliche Riefung erkennen lassen, welche zu einer innigen gegenseitigen Verzahnung führt. Neben Olivinknollen treten hier als Einschlüsse auch z.T. stärker kontaktmetamorph veränderte Gesteinsbruchstücke aus dem Untergrund auf. Im südlichen Teil des Bruches ist eine säulige Absonderung nur in den randlichen Bereichen vorhanden, wobei die Säulen größere, mit Klufflehm erfüllte Zwischenräume aufweisen, ansonsten herrscht hier unregelmäßig stückiges Material vor.

Der Vulkanit selber ist ein dunkelgrauer–schwarzer Basanit. In dem porphyrischen Gefüge dominieren Olivin-Phänokristalle über die Klinopyroxene, weshalb er auch irrtümlicherweise als Olivinbasalt kartiert wurde (LAEMMLEN 1968). Feldspat kommt fast nur in der feinkörnigen Matrix vor, wo er allerdings recht häufig anzutreffen ist. In der Grundmasse treten außerdem noch Olivin, Klinopyroxen und Erz (Magnetit) auf. Die Olivin-Einsprenglinge (>3 mm) sind aufgrund von Resorptionserscheinungen xenomorph, während die Matrix-Olivine idiomorph ausgebildet sind. Dies deutet eine komplexe Magmenbildung an, bei der die erste Generation von Olivin teilweise wieder aufgelöst wurde. Klinopyroxen



Die Brekzie besteht aus Vulkanitfragmenten, Schlacke und Buntsandsteinbruchstücken; sie wird von Zeolithen durchzogen.



Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Die Olivin-Einsprenglinge sind teilweise iddingsitisiert.
Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Die Minerale mit den leuchtend blauen Interferenzfarben sind Olivine.
Bildbreite 2,8 mm.



Blick in den Nordteil des Steinbruchs.

(<1 mm) bildet oft Aggregate. Manche Pyroxen-Kristalle sind zoniert, wobei der Augit von einem Ti-reichen Rand umgeben wird. Der Olivin ist meist teilweise iddingsitisiert. Zeolithe können als Blasen-füllungen beobachtet werden. Die Matrix zeigt eine Einregelung, die auf eine Fließbewegung hindeutet. Das Gestein neigt stellenweise zum „Sonnenbrand“.

Häufig findet man Buntsandstein-Xenolithe, oft sind sie nur kleiner 1 cm im Durchmesser. An der Oberfläche wittern sie heraus und hinterlassen kleine Löcher. Die Buntsandstein-Einschlüsse, entweder Quarzkornaggregate oder Einzelkörner, sind von einem Glassaum und einem Klinopyroxen-Kranz umgeben. Dies deutet darauf hin, dass die Schmelze mit den Einschlüssen reagiert und diese teilweise assimiliert hat.

Das Vorkommen am Köllenberg liegt als langgestreckter gangartiger Basanitkörper auf einer vermuteten, etwa rheinisch (SSW–NNE) streichenden

Störung. Weiter nach NNE kann diese Störung nachgewiesen werden (LAEMMLEN 1968a). Es handelt sich um eine Richtung, die bei den Störungen auf dem gesamten Bl. Grebenau sehr häufig zu finden und auch im Kluftsystem deutlich entwickelt ist. Da die beiden Schlotte genau auf diesem rheinisch streichenden Lineament liegen, wurde es wohl als Aufstiegsweg genutzt.

Literatur:

- LAEMMLEN, M. (1968a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau; Wiesbaden.
 LAEMMLEN, M. (1968b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau: 208 S.; Wiesbaden.



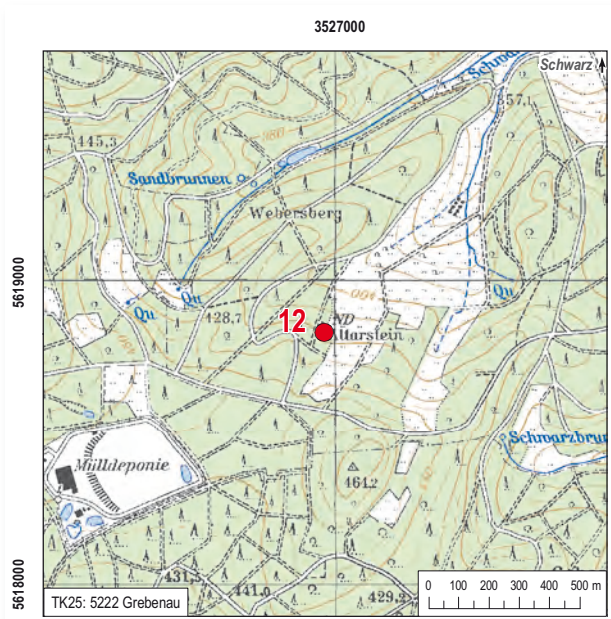
Der Buntsandstein

Nachdem sich das Zechsteinmeer, das von Norden her in die Hessische Senke vorgestoßen war, am Ende des Perms zurückgezogen hatte, herrschten in unserem Gebiet während der Zeit des Buntsandsteins (251–243 Ma) kontinentale Verhältnisse. Es war heiß, was nicht nur daran lag, dass es während der Trias generell höhere Temperaturen gab, sondern vor allem auch daran, dass die Vogelsbergregion damals viel weiter südlich, etwa bei 20° nördlicher Breite auf dem Superkontinent Pangäa lag. In diesem ariden Klima wurden fluviatile und limnische Sedimente abgelagert. Die Landoberfläche wurde immer wieder durch epirogenetische Bewegungen strukturiert, so dass Teilbecken mit unterschiedlicher Absenkungsgeschichte entstanden. Die Mächtigkeiten des Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken schwanken deshalb deutlich.

Der Buntsandstein wird in Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein untergliedert. Im Unteren Buntsandstein (Calvörde-Folge) herrschen plattig-bankige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine vor, erst im oberen Teil (Bernburg-Folge) kommt es zu pelitischen Einschaltungen und der Ausbildung einer Sand-/Tonstein-Wechselfolge. Der Mittlere Buntsandstein wird in vier Abfolgen (Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegen- und Solling-Folge) unterteilt, die jeweils durch eine basale Grobschüttung und darüber liegende sandig-tonige Wechselfolgen charakterisiert sind. Im Oberen Buntsandstein, der Röt-Folge, dominieren rote Tonsteine mit wenigen sandigen Zwischenlagen. Der beginnende marine Einfluss, der sich durch Gips- und Salzlagen andeutet, leitet zum Muschelkalk über. Der Buntsandstein baut vor allem im südlichen (Geotop 79) und östlichen (z. B. Geotope 9, 11, 12 und 19) Vogelsberg den Untergrund der Vulkanite auf. Gelegentlich können auch Einschlüsse aus Buntsandstein in den Vulkaniten beobachtet werden (Geotope 9, 10, 11, 39a).

12 Altarstein südwestlich von Grebenau-Schwarz

Aufschluss:	Felsen
Gestein:	Buntsandstein (Detfurth-Folge)
TK 25:	5222 Grebenau
Lage:	R: 35 26 949, H: 56 18 838
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Grebenau
Status:	Naturdenkmal



Beschreibung:

Der Altarstein liegt rd. 3 km SW Grebenau-Schwarz „Im Gründchen“. Die beste Zufahrt führt SW von Schwarz durch die Bahnunterführung am Sportplatz vorbei immer in südwestliche Richtung. Da das Naturdenkmal etwas versteckt im Wald an einem selten

begangenen, verwachsenen Weg liegt, sollte für einen Besuch unbedingt eine Karte oder ein mobiles Navigationsgerät mitgeführt werden.

Der etwas unterhalb des Weges liegende, 1,5 m hohe, tafelförmig (ca. 2 · 4,5 m) abgeplattete Felsen besteht aus Detfurther Sandstein (früher auch als Rhön-Sandstein bezeichnet). Er liegt hier als ein blassrotbrauner bis ockergelber, mittel- bis grobkörniger, bankiger Sandstein mit teilweiser Schrägschichtung vor. Der Sandsteinblock ist stark verkiegelt und zeigt nicht das in dieser Folge oft zu beobachtende Absanden. Wenige, dafür aber größere Löcher weisen auf herausgewitterte Tongallen hin.

Der Altarstein hatte wegen seiner Form und seiner wassernahen Lage – etwas hangabwärts fließt temporär ein Bächlein und eine Quelle entspringt etwas unterhalb an der Basis des Detfurther Sandsteins – in vorchristlicher Zeit sicher kultische Bedeutung. Unweit des Altarsteines sollen sich auch Hügelgräber befinden (EURICH 2001). In der Umgebung des Altarsteins lassen sich im Oberboden kleinere und größere Schlackebrocken aufsammeln, die auf eine mittelalterliche Eisengewinnung hinweisen.

Literatur:

- EURICH, G. (2001): Natur- und Kulturdenkmale im Vogelsberg und seinem Umland. – 131 S.; Lauterbach (Hessen) (Euler-Verlag).
- LAEMMLEN, M. (1968a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1968b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau: 208 S.; Wiesbaden.



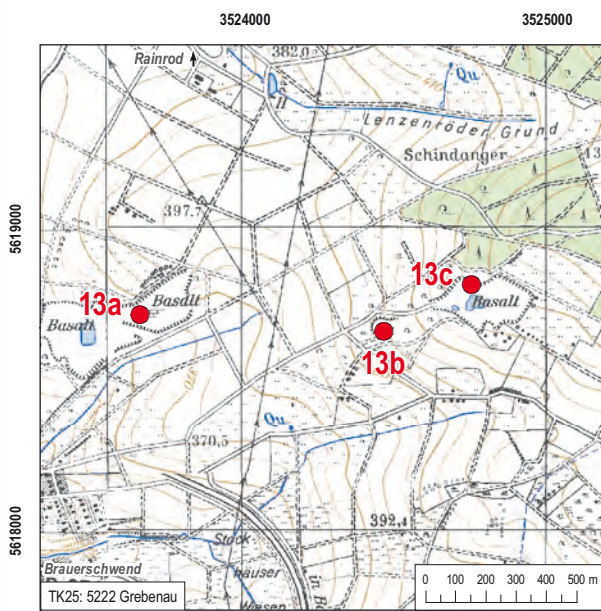
Ehem. mittlerer Steinbruch Brauerschwend:
Regelmäßige Säulenausbildung.



Ehem. östlicher Steinbruch Brauerschwend:
60–80 cm dicke Säulen.

13a, b, c Steinbrüche bei Schwalmtal-Brauerschwend

Aufschluss:	Steinbrüche	
Gestein:	Alkalibasalt	
TK 25:	5222 Grebenau	
Lage:	R: 35 23 653, H: 56 18 718	Steinbruch in Betrieb (westlicher Steinbruch) (13a)
	R: 35 24 459, H: 56 18 663	ehem. Steinbruch (mittlerer Steinbruch) (13b)
	R: 35 24 749, H: 56 18 817	ehem. Steinbruch (östlicher Steinbruch) (13c)
Landkreis:	Vogelsbergkreis	
Gemeinde:	Schwalmtal	
Status:	ehem. Steinbrüche und Steinbruch in Betrieb	



Westlicher Steinbruch Brauerschwend: Wechsel von säuliger und plattiger Ausbildung.

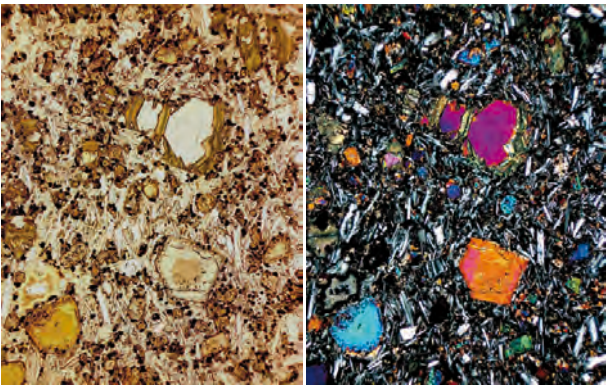
Beschreibung:

Die Zufahrt zum Steinbruch Brauerschwend zweigt zwischen Schwalmtal-Brauerschwend und -Rainrod von der L3144 ab. Zuerst erreicht man nahe der Straße den heute aktiven Bruch, der von der Mitteldeutschen Hartsteinindustrie AG (MHI) betrieben wird. Etwa einen km weiter nach Osten folgen zwei stillgelegte Brüche, zuerst der kleinere, mittlere und dann der größere, östlich gelegene Bruch am Westhang des 480,4 m hohen Kohlhaupts.

Der heute aktive, durch vier Bermen erschlossene Steinbruch wird überwiegend aus dicksäuligem und plattigem Alkalibasalt aufgebaut. Die Säulen stehen senkrecht und können bis zu 1 m Durchmesser er-

reichen. Sie sind an der West- und an der Ostwand gut aufgeschlossen. Übergänge zwischen säuliger und senkrechter, plattiger Absonderung sind an der Nordwand des Steinbruchs öfter zu beobachten. Zonenweise werden die Säulen aber auch von flach liegender, plattiger Absonderung unterbrochen (Abb. oben rechts). Auch kugelschalige bis domartige Ablösungsflächen sind an der Nordwand zu beobachten. Hier lässt sich in den Bereichen von plattiger bis dünner säuliger Ausbildung des Alkalibasalts eine schwach ausgebildete Meilerstellung erkennen, was auf eine Randlage hindeutet.

Die dicken Säulen bestehen aus einem dunkelgrauen, feinkörnigen, dichten Alkalibasalt. Das porphyrische Gefüge ist gekennzeichnet durch die Einsprenglinge von Olivin (<5 mm) und Klinopyroxen (<2 mm). Der Klinopyroxen ist oft zoniert, teilweise



Dünnschliffaufnahmen des Alkalibasalts. Bildhöhe 2,8 mm.
Links: Das porphyrische Gestein enthält Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglinge (ohne gekreuzte Polarisatoren).
Rechts: Zusätzlich zu Olivin und Klinopyroxen kommt in der Matrix Plagioklas in Form kleiner Nadelchen vor (mit gekreuzten Polarisatoren).

zeigt er einen grünen Kern. In der Grundmasse treten Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin und Erz auf.

In der NE-Ecke des aktiven Bruches ist der Randbereich eines ehemaligen Kraters aufgeschlossen. Eine genaue Rekonstruktion ist nicht möglich, aber einzelne Gesteinseinheiten, die auf einen Krater hindeuten, können voneinander abgegrenzt werden. Auffällig ist eine Tuffbrekzie, die wegen der fehlenden Schichtung und der schlechten Sortierung als Schlotbrekzie angesprochen werden kann. Die häufigsten Komponenten der Brekzie sind bis 1 m große Blöcke von Basanit. Dunkle Schlacke ist ebenfalls



Stillgelegter östlicher Steinbruch Brauerschwend: 20–30 cm dicke Säulen.

verbreitet. Die Brekzie enthält außerdem zahlreiche, bis 30 cm große Sedimentfragmente als Xenolithe. Diese Schlotbrekzie wird überlagert von einem kugelig verwitternden Basanit. Dieser wiederum wird nach Norden von einem säuligen Basanit begrenzt. Dieser Basanit ist makroskopisch von den anderen Basaniten nicht zu unterscheiden. Es liegt deshalb nahe, diese Basanite als unterschiedliche Ausbildungen derselben Ausgangsschmelze anzusehen.

Der mittlere Steinbruch (Abb. S. 56 oben) fällt durch seine ausgesprochen schöne Säulenbildung auf. Die Säulen sind regelmäßig geformt, sie zeigen im Querschnitt oft den charakteristischen sechseckigen Querschnitt. Der Durchmesser der Säulen variiert kaum, er beträgt meist 20–30 cm. Diese gleichmäßige Dicke der einzelnen Säulen bewirkt, dass die Säulen exakt parallel verlaufen und deshalb hier besonders schön ausgebildet sind. Betrachtet man den gesamten Steinbruch, so wird die Meilerstellung offensichtlich. Nach außen hin liegen die Säulen zunehmend flacher. Im oberen Bereich gehen die Säulen in eine plattige Ausbildung über.

Die Säulen werden von einem dunkelgrauen Alkalibasalt gebildet, der dem im Westbruch sehr ähnlich ist. Dieser frische, feinkörnige Alkalibasalt ist ebenfalls porphyrisch mit Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglingen. Er enthält vereinzelt kleine Bläschen, ist aber ansonsten identisch mit dem Alkalibasalt aus dem Westbruch.

Der große, stillgelegte Bruch im Osten lässt die Abmessungen des ehemaligen Abbaus von 200 auf 300 m erkennen. Am Eingang zu dem Steinbruchgelände fallen im Westen die dicken, 6–8 m hohen Säulen auf. Im Schnitt haben sie einen Durchmesser von 60–80 cm. In der oberen 3,0–3,5 m mächtigen Partie wird die Säulenausbildung undeutlich und geht in eine plattige Absonderung über. An einer jungen, herzynisch (140°) streichenden Verwerfung grenzt im Ostteil des Steinbruchs ein durch horizontale Querklüfte in Platten aufgelöster Basalt an, der kugelschalige Ablösungsflächen zeigt, von „Sonnenbrand“ befallen ist und wiederum von säuligem Basalt überlagert wird. Deshalb überwiegt im Norden die plattige Absonderung. Die Grenzfläche zwischen Säulen- und Plattenbasalt fällt nach Osten ein, zugleich nimmt der Säulendurchmesser ab, an der Ostwand des Steinbruchs gehen die Säulen allmählich



Lateritische Bodenbildung an der Nordwand des stillgelegten östlichen Steinbruchs.

in horizontale Lagerung über. Es sind allerdings deutlich dünnere, etwa 20–30 cm durchmessende Säulen, die eine Meilerstellung anzeigen. Nach Süden zu werden sie zunehmend flacher und an der Südseite liegen sie horizontal oder fallen ganz flach nach außen ein, so dass die Kopfschnitte dieser Säulen sehr schön aufgeschlossen sind. In den obersten 2 m ist das Gestein tiefgründig verwittert und bildet einen rotbraunen Boden. Im Bereich der aufgeschlossenen Störung an der Nordwand ist eine tiefgründige lateritische Bodenbildung aufgeschlossen.

Die Alkalibasalte der Steinbrüche von Brauerschwend sind als zusammenhängende Decke kartiert worden (LAEMMLEN 1968). Wegen der ähnlichen Zusammensetzung ist auch zu erwarten, dass sie zu einem zusammenhängenden Vulkankomplex gehören. Die abweichende Säulenstellung allerdings deu-

tet eher auf einzelne Magmenschübe oder individuelle Förderzentren hin, die aus einem gemeinsamen Magmenreservoir gespeist wurden. Die Tatsache, dass hier ein größeres Areal von Vulkaniten aufgebaut wird, verdanken wir der abgesenkten tektonischen Lage im NW-Teil des Lauterbacher Grabens. Hier blieben die Vulkanite zusammenhängend erhalten, während auf der Grabenschulter NE davon nur noch die Reste von einzelnen Förderzentren auf dem Buntsandsteinsockel übrig sind.

Literatur:

- LAEMMLEN, M. (1968a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau; Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1968b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau: 208 S.; Wiesbaden.



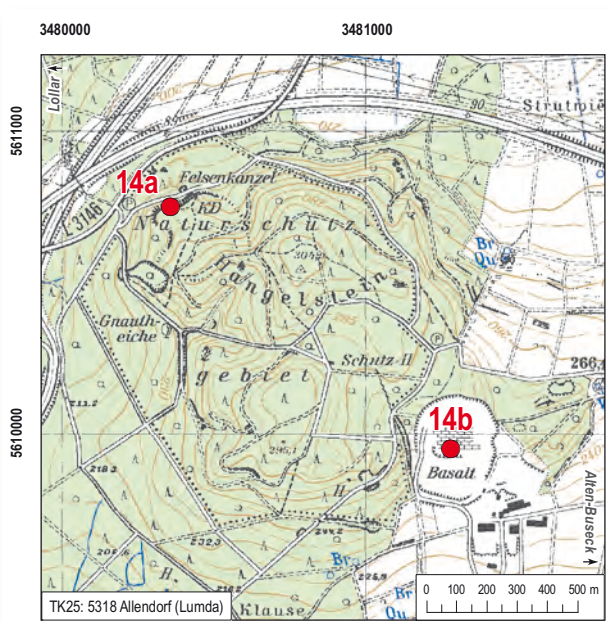
Säulenbildung an der Felsenklippe am Hangelstein.



Die Felsenkanzel, ein abgerutschter Felsbrocken.

14a, b Hangelstein und Eltersberg zwischen Lollar und Buseck-Alten-Buseck

Aufschluss:	Felsklippe, Steinbrüche	
Gestein:	Basanit	
TK 25:	5318 Allendorf (Lumda)	
Lage:	R: 34 80 350, H: 56 10 750	Hangelstein (14a)
	R: 35 81 278, H: 56 09 948	Steinbruch Eltersberg bei Alten-Buseck (14b)
Landkreis:	Gießen	
Gemeinde:	Gießen	
Status:	Der Hangelstein ist Naturschutzgebiet	



Vom Parkplatz am Abzweig der L3146 ausgehend wird 100 Meter hangaufwärts eine markante Felsklippe erreicht, die eine ausgeprägte Säulenbildung zeigt. Die zu einer leicht unregelmäßigen Meilerstellung angeordneten, ca. 15–30 cm dicken Säulen fallen alle gegen den Hang ein, im zentralen Teil mit 60° steil nach SW, randlich verflacht dieses Einfallen. Die Werte streuen dort um 20–30° bei südwestlichen bis südöstlichen Streichrichtungen. Auch wenn die Orientierung der Säulen variiert, so überwiegt doch das flache bis mittelsteile Einfallen nach SE.

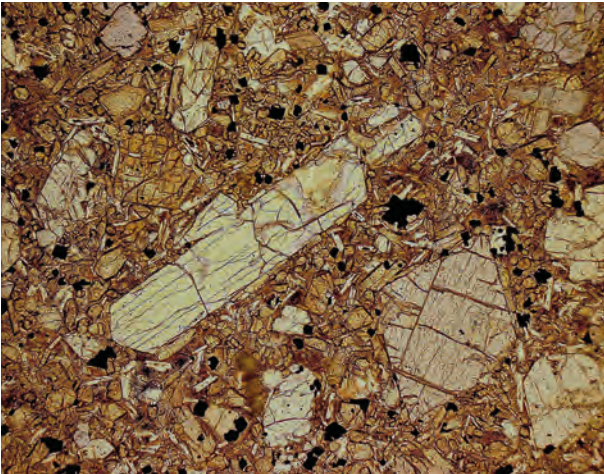
Etwa 150 m weiter NE bei R: 34 80 400, H: 56 10 820 liegt unterhalb des Weges ein großer Monolith, der als Felsenkanzel bezeichnet wird. Die Orientierung der Säulen der Felsenkanzel passt nicht genau zu derjenigen der hangaufwärts anstehenden Klippen. Deshalb ist dieser Felsen als ein Block anzusprechen, der sich wohl durch Felssturz oder Rutschungen von der Klippe gelöst und hangabwärts bewegt hat.

Beschreibung:

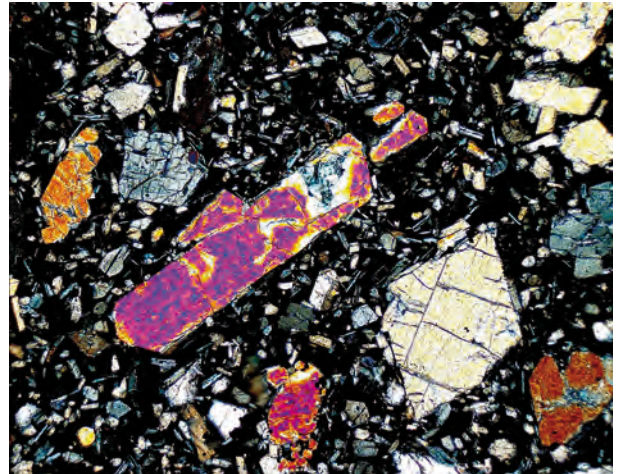
Der Hangelstein, NE von Gießen zwischen Lollar und Alten-Buseck gelegen, bildet eine Bergkuppe von etwa 1,5 km Durchmesser. Der westliche, unter Naturschutz stehende Teil ist über die L3146, von der die Zufahrt zu einem Waldparkplatz abzweigt, gut zu erreichen. An diesem Parkplatz sind für den interessierten Naturliebhaber Hinweisschilder über die Flora und Fauna des Naturschutzgebietes Hangelstein angebracht. Der SE-Teil der Bergkuppe ist durch den derzeit von der Firma Basalt- und Betonwerk Eltersberg (BWE) betriebenen Steinbruch abgeschlossen.

Bei Betrachtung der Säulenstellung im nordwestlichen Teil des Hangelsteins im Überblick entsteht der Eindruck, als ob sie mehr oder weniger radialstrahlig zum Zentrum des Berges hin angeordnet sind. Dies lässt den Schluss zu, dass der heutige morphologische Rand des Hangelsteins in etwa den Rand einer ehemaligen Schlotfüllung darstellt.

Das am Hangelstein anstehende Gestein ist ein porphyrischer Basanit. Dieser ist frisch, feinkörnig bis glasig und enthält keine Blasen. Bei den Einsprenglingen überwiegt der Olivin, Klinopyroxen kommt weniger häufig vor. Die Matrix enthält neben Glas noch Plagioklas, z.T. zonierte Klinopyroxene und Erz.



Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Die Einsprenglinge sind Olivine (farblos) und Klinopyroxene (mit Spaltbarkeit, leicht bräunlich) in einer feinkörnigen Grundmasse. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme (wie Abb. 14.4) des Basanits mit gekreuzten Polarisatoren. Die Minerale mit den lebhaft bunten Interferenzfarben sind Olivine. Die glasige Matrix (schwarz) enthält Klinopyroxene und kleine Plagioklasleisten. Bildbreite 2,8 mm.

Folgt man dem Waldweg vom Parkplatz aus nach Süden, so erreicht man nach 200 m einen ehemaligen Steinbruch. Die runde, an ein kleines Amphitheater erinnernde Form war 2006 gut zu erkennen, da ein Teil der Bäume und Sträucher, die den Bruch überwachsen hatten, gefällt worden war. Auch hier sind die Basaltsäulen gut zu sehen. Sie zeigen allgemein nach Osten (80–90°) und fallen mit ca. 10–20° relativ flach ein.

Die Säulen sind relativ dünn, meist haben sie nur 15–30 cm Durchmesser. Der Basalt ist kompakt und weist kleine Olivin-Einsprenglinge auf. Die im Bruch liegenden losen Stücke zeigen teilweise Sonnenbrenner-Verwitterung. SCHOTTLER (1913b) stellt das Vorkommen zu den feldspatfreien, limburgitischen Basalten, die heute als Basanit anzusprechen wären. Von einem Aussichtspunkt oberhalb des Steinbruchs öffnet sich ein schöner Blick über Lahntal, Krodorfer Forst und die Basaltkegel von Gleiberg und Vetzberg (Abb. S. 63 oben).

Nach der Kartierung von SCHOTTLER (1913) stellt der Hangelstein zusammen mit dem südöstlichen Ausläufer, dem Eltersberg, einen zusammenhängenden Vulkanitkomplex dar. Der Eltersberg ist nur noch auf älteren Karten vermerkt, heute ist er durch den Steinbruchbetrieb weitgehend abgetragen. In diesem Steinbruch (Steinbruch Eltersberg bei Altenbuseck, TK 25, Bl. 5318 Allendorf (Lumda), R: 35 81

278, H: 56 09 948) ist ebenfalls eine Meilerstellung erkennbar. Der Vulkankomplex des Hangelsteins ist umgeben von Süßwasserschichten des Miozäns, vorwiegend Sande und Tone, seltener geröllführende Horizonte. Der Kontakt zu diesem miozänen Nebengestein ist an der Nordwand im Steinbruch Eltersberg aufgeschlossen. Die Vulkanite werden von Löss und Lösslehm überlagert.

Literatur:

- SCHOTTLER, W. (1913a): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000, Blatt Allendorf (a.d. Lumda) [TK 25, Bl. 5318 Allendorf (Lumda)]; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1913b): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000, Blatt Allendorf (a.d. Lumda) [TK 25, Bl. 5318 Allendorf (Lumda)]: 117 S.; Darmstadt.
- WEYL, R. (1980): Geologischer Führer Gießen und Umgebung. – 2. Aufl.: 193 S.; Gießen.

14a, b Hangelstein und Eltersberg zwischen Lollar und Buseck-Alten-Buseck

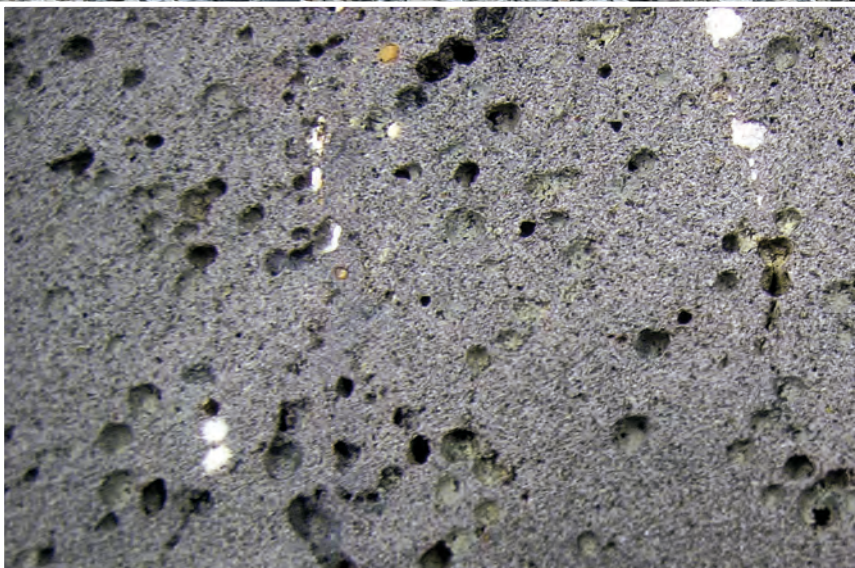


Blick vom Aussichtspunkt oberhalb des ehem. Steinbruchs Hangelstein auf die Basaltkegel von Gleiberg (links) und Vetzberg (rechts).



Miozäne Sedimente an der Nordwand des Steinbruchs Alten-Buseck.

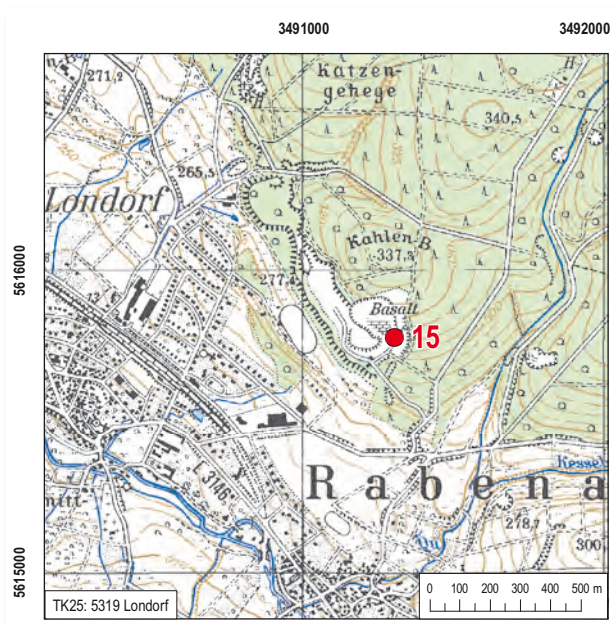
Steinbruch am Kahlenberg mit mehreren Lavaströmen.



Der Londorfer Basalt ist ein blaugraues feinporiges Gestein mit einem Porenvolumen von etwa 15 %. Wegen dieser Blasen wird er auch als „Lungstein“ bezeichnet.

15 Steinbruch am Kahlenberg bei Rabenau-Londorf

Aufschluss: Steinbruch
Gestein: Tholeiitischer Basalt
TK 25: 5319 Londorf
Lage: R: 34 91 300, H: 56 15 780
Landkreis: Gießen
Gemeinde: Rabenau
Status: Steinbruch in Betrieb



Beschreibung:

Der Basalt-Steinbruch am Kahlenberg (Fa. Zeidler und Wimmel) liegt einen knappen Kilometer ENE von Londorf. Er erschließt auf einer Länge von 600 m den SW-Hang des 337,3 m hohen Kahlenbergs. Der Abbau erfolgt derzeit auf fünf Sohlen, die auf einer Höhe von insgesamt fast 40 m mehrere Lavaströme übereinander erschließen.

Im Steinbruch am Kahlenberg stehen verschiedene Basalttypen an, die allerdings makroskopisch meist nicht unterschieden werden können. Die Abgrenzung beruht dementsprechend auf petrographischen und geochemischen Untersuchungen (SCHRICKE 1975a). Im Liegenden ist ein olivinreicher Basalt mit überwiegend tholeiitischer Zusammensetzung auf-

geschlossen. Das Gestein ist mittelgrau bis blass bräunlich und wird durch einen hohen Gehalt von feinen Poren charakterisiert. In dem mikroporphyrischem bis intergranularem Gefüge treten kleine, meist iddingsitisierte Olivin-Einsprenglinge und Augite auf. Die zahlreichen Plagioklase bilden kleine Leisten, die ein Gerüst aufbauen. In den Zwickeln zwischen diesen Feldspatleisten stecken kleine Pyroxene und Glas. Magnetit und Ilmenit bilden die Erzkomponenten.

Über dem Olivinbasalt liegen mehrere Lavaströme, die von tholeiitischen Basalten aufgebaut werden. Auch sie sind mittelgrau-bräunlich, fein-mittelkörnig und feinporig, sodass sie im Handstück den Olivinbasalten im Liegenden gleichen. Die einzelnen Laven können aufgrund der schlackig ausgebildeten Top- und Basiszone unterschieden werden. Unter dem Mikroskop lässt sich das intergranulare Gefüge erkennen, wobei auch kleine Einsprenglinge vorkommen. Diese sind iddingsitisierte Olivine, Orthopyroxene und Klinopyroxene. Die Grundmasse wird überwiegend von Plagioklasleisten aufgebaut, die die Hälfte des Gesteins ausmachen können. Außerdem können Klinopyroxen, Magnetit, Ilmenit und Glas beobachtet werden. Aufgrund der Ähnlichkeit der Basalte liegt die Vermutung nahe, dass die olivinreichen Basalte im Liegenden eher mit den Tholeiiten verwandt sind als mit den Alkalibasalten. Im Gelände bilden sie mit den Tholeiiten zusammen ausgedehnte Lavaströme, die früher als Trapp-Basalte auskartiert wurden.

An der Basis der zweitobersten Sohle ist ein bis maximal 1 m mächtiger Horizont von roter Erde aufgeschlossen. Dieser Verwitterungshorizont zeigt eine Unterbrechung der Förderung von Laven an. Da in den liegenden Basalten keine tiefgreifende Verwitterung festzustellen ist, kann es sich nicht um eine in situ Verwitterungsschicht handeln. Vielmehr ist wahrscheinlich, dass hier entweder umgelagertes, verwittertes basaltisches Material vorliegt oder gefrittete Aschentuffe zwischengeschaltet sind.

Wegen seiner porösen Beschaffenheit (Volumen der Porenräume etwa 15 %) wird das Gestein auch „Lungstein“ genannt. Im Bruch lässt sich eine Ab-



Roter Horizont von verwittertem Material, wahrscheinlich ein basaltischer Tuff. Am Kontakt zur Lava im Hangenden ist er verbacken.

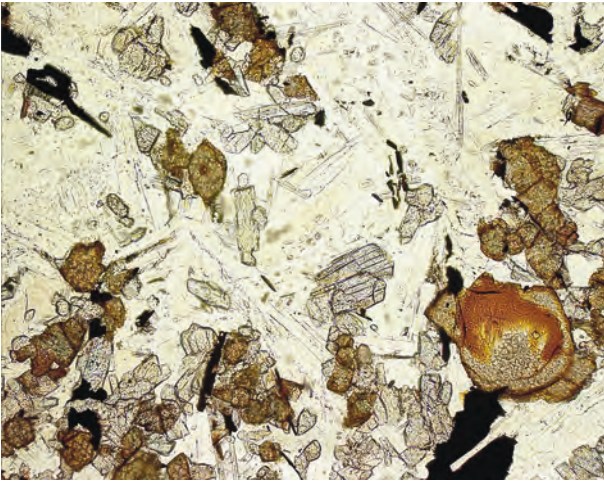
sonderung in grobe Quader erkennen, welche die Gewinnung großer Blöcke vor allem bei den Olivinbasalten im Liegenden ermöglicht.

Der Lungstein wurde schon im Mittelalter abgebaut und als Werkstein verwendet. Hierfür wurden die brauchbaren mittleren Partien der Lavaströme – teilweise sogar im Höhlenabbau – gewonnen (vom Kahlenberg ziehen sich aufgelassene, teilweise aber auch wieder mit Abraum verfüllte alte Steinbrüche nordwärts). Werksteine aus dem Bruch der Fa. Zeidler & Wimmel fanden vielfältig Verwendung, u.a. bei Bauwerken wie dem Kölner Dom, dem Xantener Dom, dem Oktagon der Wilhelmshöhe, der Petruskirche in Gießen und dem Rasthaus Reiskirchen (WEYL 1980). Das liegt zum einen an der Farbe, zum anderen aber auch an der körnigen Beschaffenheit des hier anstehenden Basalts, der eine gute Verarbei-

tung zulässt. Hinzu kommt noch der fein verteilte Anteil kleiner Poren, so dass auch filigrane Skulpturen herausgearbeitet werden können.

Literatur:

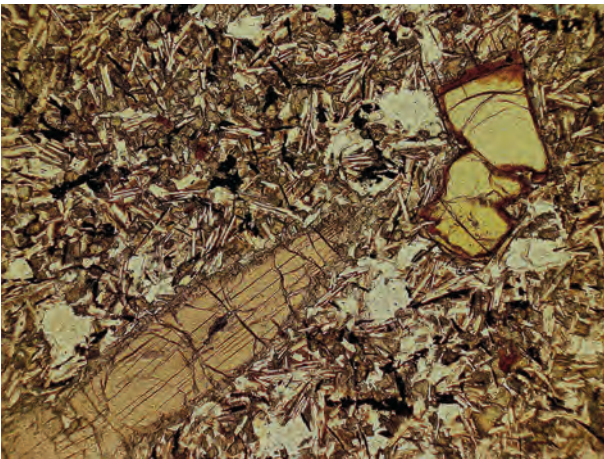
- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral., 64 (2): 1–34; Stuttgart.
- SCHRICKE, W. (1975a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5319 Londorf; Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1975b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5319 Londorf : 192 S.; Wiesbaden.
- WEYL, R. (1980): Geologischer Führer Gießen und Umgebung. – 2. Aufl.: 193 S.; Gießen.



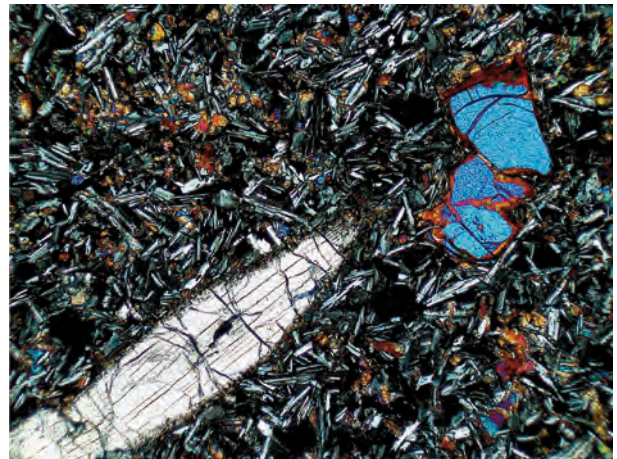
Dünnschliffaufnahme des mittelkörnigen Basalts ohne gekreuzte Polarisatoren. Die hellen Minerale sind Plagioklase, die rotbraunen iddingsitisierte Olivine; die Klinopyroxene zeigen Spaltbarkeit. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des mittelkörnigen Basalts (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des porphyrischen Basalts ohne gekreuzte Polarisatoren. Klinopyroxen-Einsprengling (links unten) und Olivin-Einsprengling (rechts oben) in einer feinkörnigen, plagioklasreichen Grundmasse. Bildbreite 2,8 mm.



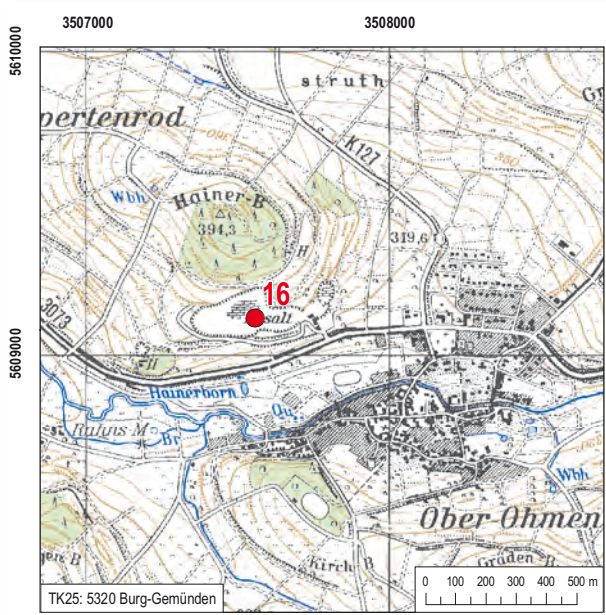
Dünnschliffaufnahme des porphyrischen Basalts (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Bildbreite 2,8 mm.



16 Steinbruch Homberg NW Mücke-Ober-Ohmen (Hainer-Berg)

Aufschluss:	Steinbruch
Gestein:	Basanit
TK 25:	5320 Burg-Gemünden
Lage:	R: 35 07 555, H: 56 09 119
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Mücke
Status:	Steinbruch in Betrieb

stehenden, stellenweise sogar 1–2 m dicken Säulen, die im ganzen Bruch zu beobachten sind. Nur im oberen Bereich treten horizontale, plattige Absonderungen auf. Der Steinbruch am Hainer-Berg zeigt nur untergeordnet die in der Umgebung weit verbreitete Abfolge übereinander liegender basanitischer Lavaströme. Die Stellung der Säulen zeigt an, dass der zentrale Bereich des Lavasees ansteht. Die



Säulenbildung im Steinbruch Ober-Ohmen.

Beschreibung:

Der Steinbruch liegt nur wenige hundert Meter von Ober-Ohmen entfernt in nordwestlicher Richtung, unmittelbar nördlich der L3073 nach Ruppertenrod. Der Abbau, der den Südhang des 394,3 m hohen Hainer-Berges aufschließt, hat mittlerweile eine Längerstreckung von ca. 500 m in Ost–West-Richtung bei einer Breite von ca. 150 m. Der Steinbruch wird heute von dem Basaltwerk Schönhals GmbH & Co. KG in Mücke-Ober-Ohmen betrieben (Tel.: 06400-5225).

Durch den Steinbruchbetrieb ist hier ein ehemaliger Lavasee in einem Förderschlot auf einer Höhe von 50 m aufgeschlossen. Der Aufbau dieser Schlotfüllung ist gekennzeichnet durch die meist senkrecht

Randbereiche sind nicht zugänglich. Eine Ausweitung des Abbaus nach Süden ist wegen der unmittelbar angrenzenden Landstraße auch nicht zu erwarten.

Auffällig sind neben den Säulen die zahlreichen Klüfte, die den Aufschluss durchziehen. Besonders ausgeprägt ist die erzgebirgische Richtung mit ca. 70° Streichen und 80–85° Einfallen nach SSE. Untergeordnet tritt die rheinische Richtung mit 10°/80° WNW auf.

Der Basanit, der hier ansteht, ist dunkelgrau bis schwarz und sehr feinkörnig. Im obersten Teil sind Blasen erkennbar, die eine schwache Einregelung und damit ein Fließen der Lava andeuten. Der Basanit enthält stellenweise auffallend viele Olivinknollen, die bis zu 15 cm Durchmesser erreichen. Weitere Xenolithe sind die Buntsandstein-Einschlüsse. Diese sind oft „gefrittet“ und teilweise aufge-

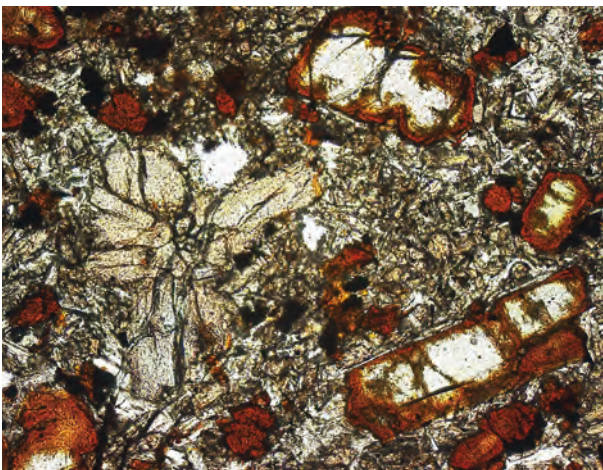


Olivinknolle und Sandstein-Einschluss im Basanit von Ober-Ohmen.

schäumt aufgrund der Hitzeeinwirkung durch den Vulkanit. Meist sind sie klein, nur wenige Millimeter bis Zentimeter groß. Stellenweise wittern sie heraus.

Im oberen Bereich des Bruches wird die Einwirkung der in situ-Verwitterung deutlich. Durch die dort vorherrschende plattige Ausbildung wird der Vulkanit im Zusammenspiel mit den Säulen und Klüften in kleine Quader zerlegt. Die Verwitterung erzeugt runde, oft kugelige Steinformen, deren Zwischenräume mit roter Erde gefüllt sind. Stellenweise wurde diese rote Erde wieder gebleicht.

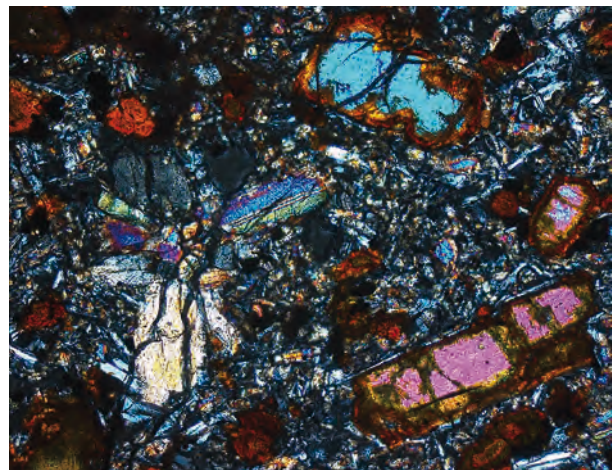
Im Mikroskop zeigt sich das porphyrische Gefüge,



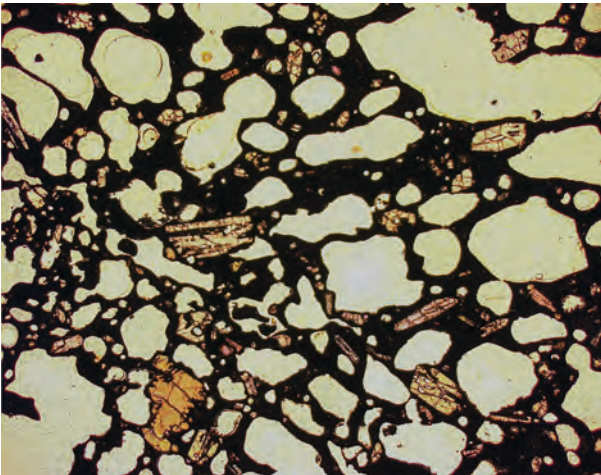
Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Die Klinopyroxen-Einsprenglinge bilden ein Cluster. Die Olivin-Einsprenglinge sind stark iddingsitisiert. Bildbreite 2,8 mm.

wobei sich die bis 4 mm großen Olivin-Einsprenglinge hervorheben. Klinopyroxen tritt nur untergeordnet als Phänokristall auf. Die feinkörnige, stellenweise glasige Matrix setzt sich zusammen aus Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas, Erz, Analcim und Zeolithen. Die Olivine sind oft korrodiert und meist iddingsitisiert, was ihnen eine gelblich-bräunliche Farbe verleiht.

Die Deutung des Ober-Ohmener Vorkommens als Förderschlot wird auch durch das Auftreten von Tuffen in der näheren Umgebung unterstützt. Etwa 500 m westlich des Steinbruchs steht in einem kleinen aufgelassenen Steinbruch neben der Straße nach Ruppertenrod eine schlecht sortierte und schwach geschichtete Tuffbrekzie an. Die Lagen bestehen aus Aschen- und Lapillituffen, die Blöcke und Bomben basaltischer und basanitischer Zusammensetzung führen, die teilweise als Schlacke ausgebildet sind, alles typische Merkmale einer Schlotfüllung oder schlotnahen Ablagerung. Die Tuffbrekzie wird von Basanit überlagert. Die dunklen Aschen und Lapilli der Tuffe sowie die Schlacken belegen in jedem Fall, dass eine Phase mit explosivem basischem Vulkanismus der Förderung der Basanite vorausging. Ähnliche pyroklastische Gesteine beschreibt SCHRICKE (1986) am Osthang des Hainer-Berges und unmittelbar NE von Ober-Ohmen am Westhang des Gäns-Berges. Die Interpretation des Vorkommens am Hainer-Berg als Förderzentrum wird auch durch geophysikalische Messungen erhär-

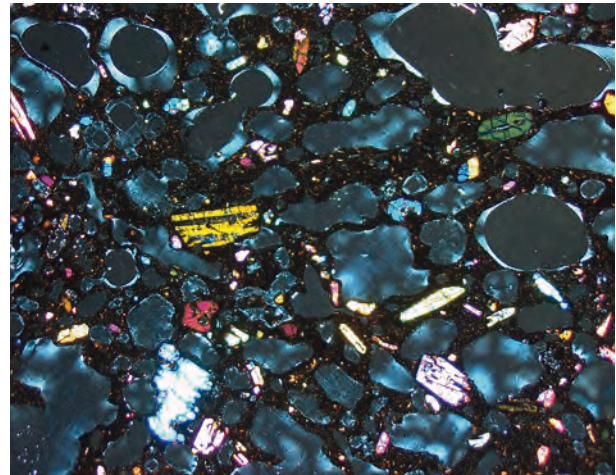


Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Die Minerale mit den leuchtend blauen Interferenzfarben sind Olivine. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Das Bild zeigt eine basanitische Schlacke mit zahlreichen rundlichen Blasen.
Bildbreite 1,4 mm.

tet. Magnetische Messungen zeigen einen NW–SE gerichteten Basaltstock mit großer Tiefenerstreckung an (R. BLUM in SCHRICKE 1986). Ein Zusammenhang mit der vermuteten, durch den Hainer-Berg mit 125° ziehenden Störung liegt nahe. Dies lässt den Schluss zu, dass hier die herzynische Richtung als vorgegebenes tektonisches Element die Förderung des Basanits beeinflusste.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren.
Bildbreite 1,4 mm.

Literatur:

- SCHRICKE, W. (1986a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden; Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1986b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden: 135 S.; Wiesbaden.



Kultstätten aus vorchristlicher Zeit

Die Namen der germanischen Götter begegnen uns an vielen Plätzen im Vogelsberg. Viele Gemarkungen oder Felsformationen sind nach ihnen benannt, selbst der missionarische Eifer des hl. Bonifatius konnte dies nicht ganz beseitigen. Dies mag daran liegen, dass die germanischen Gottheiten für die Menschen damals weniger abstrakt und nicht so weit entfernt waren wie ein Gott im Himmel oder ein Jesus von Nazareth. Die Götter begegneten den Germanen nach deren Glauben mehr im Alltag, in der Natur, und sie waren auch zuständig für die alltäglichen Dinge des Lebens wie Wetter oder Fruchtbarkeit. So ist es nicht verwunderlich, dass Objekte in der Natur wie bizarre Felsformationen als Kultstätten ausgewählt wurden, um die Götter zu verehren. Die Namen der germanischen Götter sind regional verschieden.

Odin, der oberste der Götter heißt im hessischen Wotan oder Wodan und er begegnet uns im Wodestein, der später auch den Namen Hirschfelsen erhielt. Es sei hier nur ergänzend bemerkt, dass auch der Odenwald seinen Namen von den germanischen Göttern ableiten kann.

Nach Thor, dem Sohn des Odin und seiner Frau Freya ist die Thorkuppe benannt. Thor war der Herrscher über Blitz und Donner und auch die Donar-Eiche (Donar = Thor), die später von Bonifatius gefällt wurde, trug seinen Namen.

Etwas weniger offensichtlich sind die Kultstätten für die Frau Odins, Freya, wenn man einmal davon absieht, dass der Wochentag Freitag nach ihr benannt wurde, und sie damit sowieso in unserem Alltag allgegenwärtig ist. Im Sprachgebrauch der Chatten, dem Volksstamm der hier lebte, hieß sie nicht Freya, sondern Holle oder Hulle, Holde oder auch Hulde. Das Frau-Holle-Loch bei Frischborn und das Wildholl-Loch bei Unter-Seibertenrod sind nach ihr benannt. Frau Holle, die später auch in Grimms Märchen wieder auftauchte, wurde auch „Wilde Frau“ genannt. Das Wort „wild“ bedeutete damals so viel wie frei oder freilebend, aber auch heidnisch und unzivilisiert. Es hat also nichts mit der heutigen Wortbedeutung zu tun. In der germanischen Göttersage erscheint Frau Holle häufig als Anführerin des Wilden Heeres, bei den Kelten war sie eine Fruchtbarkeitsgöttin. So ist also anzunehmen, dass das Wildfrauhaus bei Wohnfeld oder Betzenrod als Kultstätte einst ihr geweiht war. Auch das Wildfrauhäusel bei Altenburg, das Wilde Weibsbild bei Birstein, das Welle Frau Gestäul bei Einartshausen und andere mehr sind solche Stätten. Die Dicken Steine bei Stumpertenrod erinnern uns ebenfalls an Frau Holle, die von hier aus zum Höllberg ein- und ausging. Genauso gehen die Bezeichnungen „Wilder Stein“ auf die wilde Frau Holle zurück, so dass sie uns bei vielen Gelegenheiten wieder begegnet.

Man kann spekulieren, inwieweit Namen im Laufe der Zeit christianisiert wurden und solche Bezeichnungen wie Christkindstein oder Christkindleinswiege umgewandelte Begriffe aus der germanischen Mythologie sind. Festzuhalten bleibt in jedem Fall, dass die frühere Verehrung der germanischen Gottheiten im Vogelsberg an vielen Stellen noch überliefert ist.

17 Wildholl-Loch bei Ulrichstein-Unter-Seibertenrod

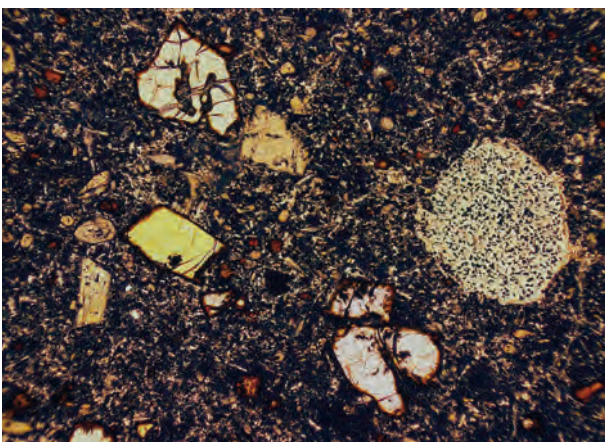
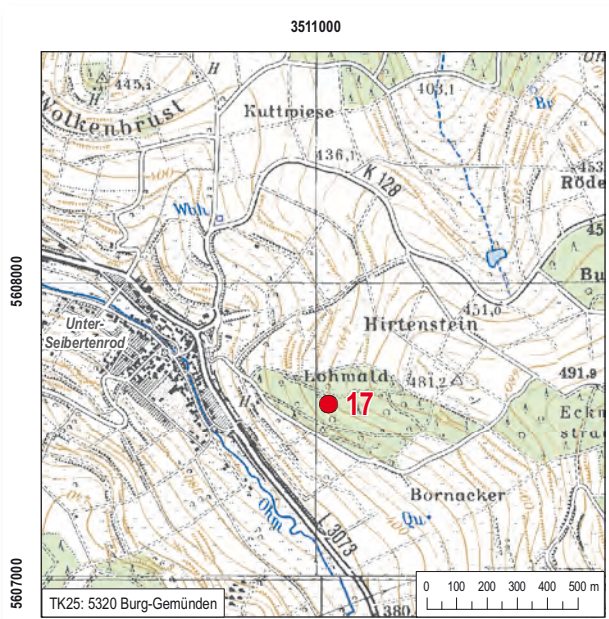
Aufschluss: Felsen mit Höhle
 Gestein: Basanit
 TK 25: 5320 Burg-Gemünden
 Lage: R: 35 11 041, H: 56 07 595
 Landkreis: Vogelsbergkreis
 Gemeinde: Ulrichstein
 Status: ungeschützt

Beschreibung:

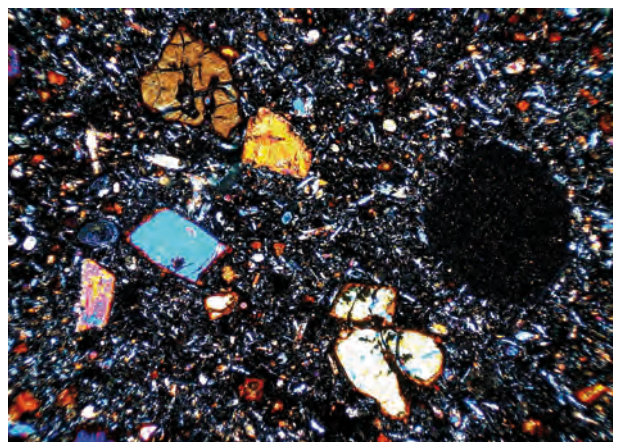
Im Lohwald, etwa 500 m östlich von Unter-Seibertenrod am Westhang des 481,2 m hohen Hirtensteins liegt, etwas im Wald versteckt, das Wildholl-Loch. Das Wildholl-Loch ist eine kleine Höhle, wobei fraglich ist, ob sie natürlich entstanden ist oder ob sie von Menschenhand als Unterschlupf ausgehöhlt wurde. Der Name lässt auf eine Nutzung als religiöse Stätte in vorchristlicher Zeit zur Verehrung der Göttin Holle schließen.

Die Felsformation selbst ist weniger auffällig, nur einzelne Felsen zeigen eine Geländekante an, verursacht durch die hier anstehenden, relativ harten Vulkanite. Diese Basanite lohnen aber den Besuch dieses Geotops, denn hier hat sich ein sehr blasenreiches Gestein ausgebildet. Die Blasen werden bis 5 cm lang und lassen eine deutliche Einregelung erkennen. Es lässt sich ein Fließgefüge erkennen, das belegt, dass es sich um einen Lavastrom handelt. Die Blasen sind nicht gefüllt, was ebenfalls bemerkenswert ist, da im Vogelsberg meist Zeolith-Füllungen zu beobachten sind.

Das Gestein ist dunkelgrau-schwarz und feinkörnig-dicht. Es ist porphyrisch ausgebildet mit nur wenigen kleinen Olivin- und Klinopyroxen-Einspreng-



Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. Die hellen Einsprenglinge sind Olivine, die bräunlichen Klinopyroxene. Die Grundmasse enthält außerdem Glas, Plagioklas und Erz. Rechts ist eine Blase. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Bildbreite 2,8 mm.

lingen. Unter dem Mikroskop wird deutlich, dass die Olivin-Phänokristalle oft xenomorph vorkommen, da sie starke Resorptionserscheinungen aufweisen. In der Grundmasse gibt es außerdem Klinopyroxen, Glas, wenig Plagioklas und Erz.

Die Sage berichtet, dass an dieser Höhle der Beginn eines unterirdischen Ganges sei, der auf dem Ulrichsteiner Schlossberg enden soll. Aus dieser Höhle soll manchmal zur Mittagszeit die Wilde Holle heraustreten und mit ihren Begleiterinnen durch den Wald und über Wiesen und Felder schreiten.

Literatur:

- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral., **64** (2): 1–34; Stuttgart.
- SCHRICKE, W. (1986a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden; Wiesbaden.
- SCHRICKE, W. (1986b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden: 135 S.; Wiesbaden.
- ZINN, H. (1926): Altheilige Orte und Spuren altheidnischer Verehrung der Göttin Holle oder Hulle im oberen Vogelsberge. – Ein Beitrag zur Siedlungsgeschichte unserer Heimat; Pfungstadt (Selbstverlag des Verfassers).



Winter am Hoherodskopf.

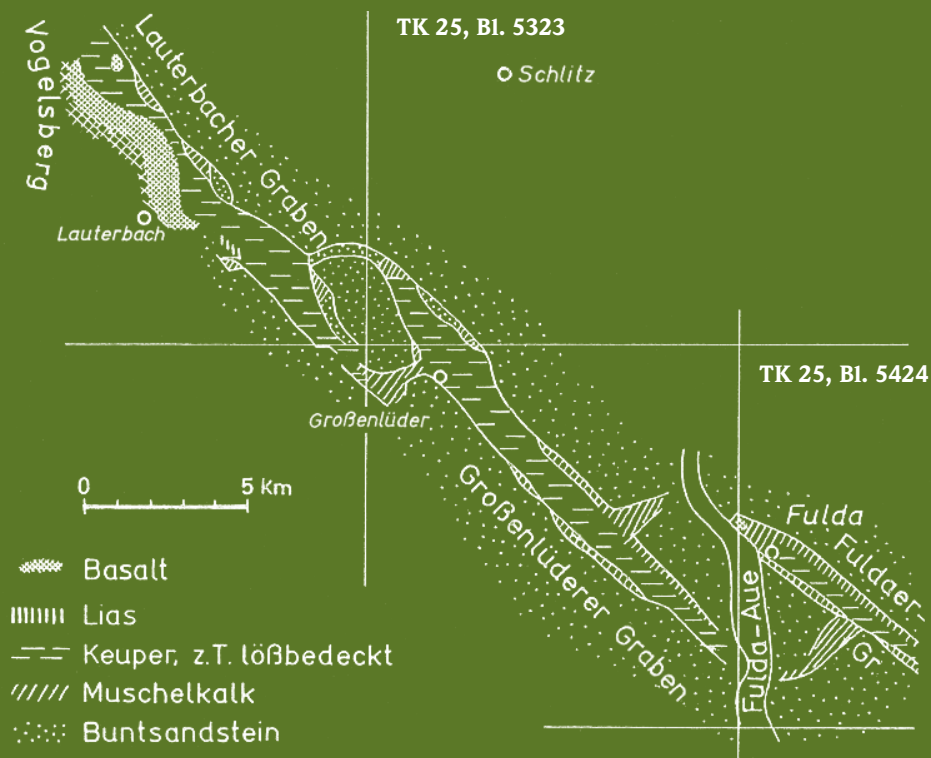
Der Lauterbacher Graben

Eine der eindrucksvollsten geologischen Strukturen im Bereich des östlichen Vogelsbergs ist der Lauterbacher Graben, der als ca. 2 km breite Senke das Vogelsbergmassiv begrenzt. Der Lauterbacher Graben streicht NW–SE mit 140° und kann auf einer Länge von 20 km verfolgt werden. Auch morphologisch ist er deutlich erkennbar: Im SW ragen die bewaldeten Berge des Hohen Vogelsbergs über den Graben hinaus und im NE bildet eine ebenfalls bewaldete, aus Buntsandstein aufgebaute Geländestufe die Grabenschulter. Aufgrund der unterschiedlichen Fruchtbarkeit der Böden zeichnet auch die landwirtschaftliche Nutzung und damit die Besiedlung die Grabenstruktur nach. Die randlichen Erhebungen aus Buntsandstein und Basalt sind weniger fruchtbar und deshalb bewaldet, während im Graben die jüngeren Sedimente der mittleren und oberen Trias (Muschelkalk und Keuper), des Juras (Lias), des Tertiärs (Miozän und Pliozän) und des Quartärs (Löss und Flussablagerungen) sehr viel intensiver landwirtschaftlich genutzt werden.

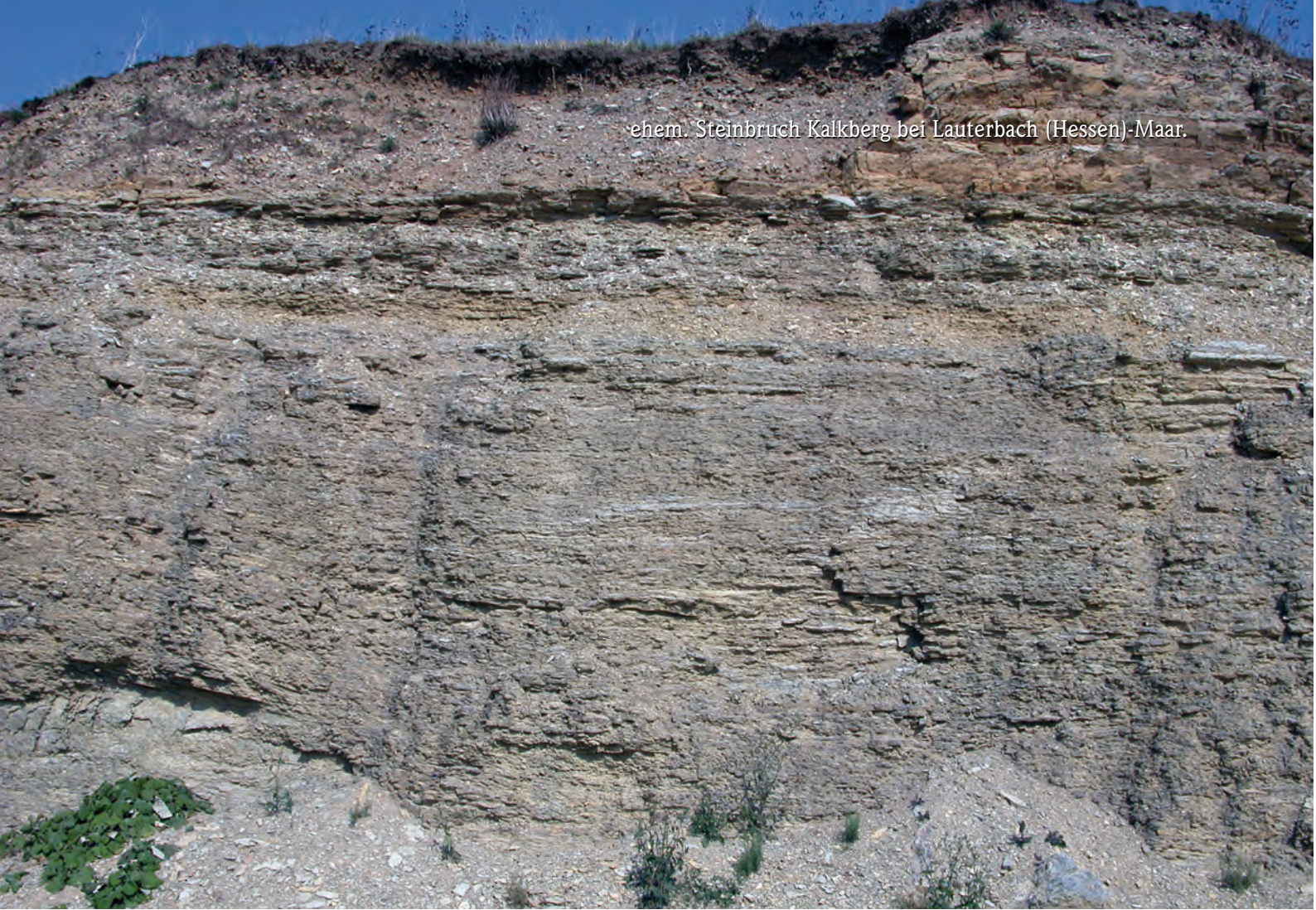
Legt man die aus den geologischen Kartierungen bekannten Mächtigkeiten der Trias zugrunde, so ergibt sich eine Gesamtabenkung des Grabeninneren von etwa 500 m bei Maar, etwa 470 m nördlich Lauterbach am Kugelberg und etwa 690 m bei Angersbach. Die Mächtigkeiten des Juras (Lias) bei Angersbach und des Tertiärs und Quartärs wurden nicht berücksichtigt, da sie nicht genau bekannt und wohl auch nicht überall gleich sind. Die bekannten Vorkommen haben jeweils nur wenige Meter Mächtigkeit aufzuweisen.

Die Absenkung des Lauterbacher Grabens begann wohl im Eozän/unteren Oligozän, gemeinsam mit anderen Grabenbildungen in der Region. Sie ist im Zusammenhang mit der Entstehung des Oberrheingrabens und der Hessischen Senke zu sehen. Im Miozän wurde der Graben aktiviert, was an den verbreiteten miozänen Süßwasserschichten abzulesen ist. Ebenfalls im Miozän wurde der Graben vom Hohen Vogelsberg her teilweise mit Vulkaniten gefüllt. Da die Vulkanite nur selten von den Grabenstörungen betroffen sind, war die Absenkung des Lauterbacher Grabens wohl im mittleren Miozän weitgehend abgeschlossen.

Bemerkenswert ist, dass die herzynische Richtung im gesamten Gebiet als Richtung von Störungen und Klüften sehr verbreitet ist und auch von Vulkaniten als Förderweg genutzt wurde. So ist die Bildung des Lauterbacher Grabens auch in engem Zusammenhang mit dem Vogelsberg-Vulkanismus zu sehen.



ehem. Steinbruch Kalkberg bei Lauterbach (Hessen)-Maar.



Wellenkalk in typischer Ausbildung.



18 ehem. Steinbruch Kalkberg bei Lauterbach (Hessen)-Maar

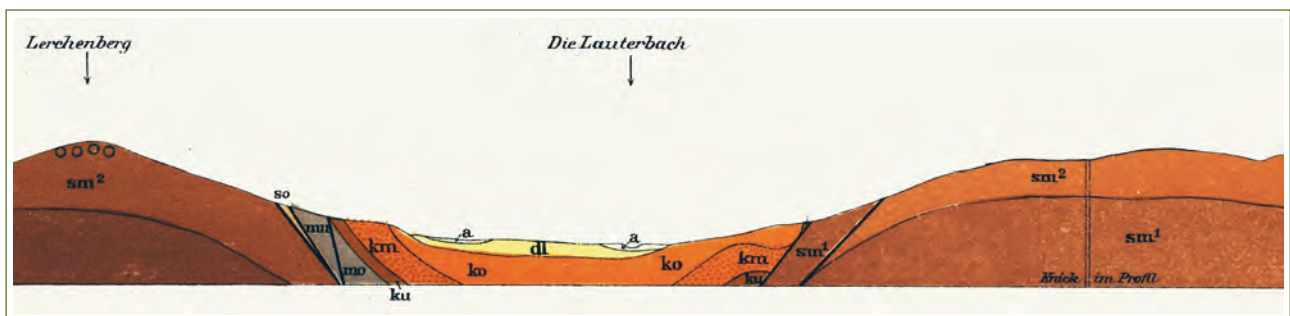
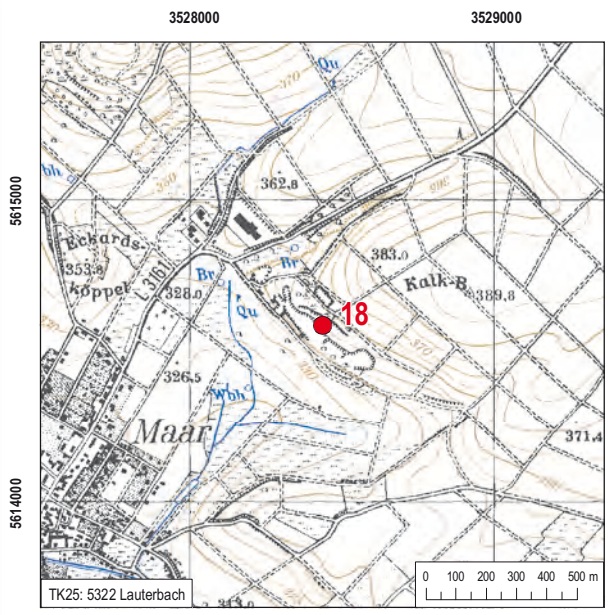
Aufschluss: Steinbruch
 Gestein: Muschelkalk
 TK 25: 5322 Lauterbach (Hessen)
 Lage: R: 35 28 426, H: 56 14 591
 Landkreis: Vogelsbergkreis
 Gemeinde: Lauterbach (Hessen)
 Status: ehem. Steinbruch

Beschreibung:

In dem aufgelassenen Steinbruch am SW-Hang des Kalkberges, 500 m NW von Maar, einem Ortsteil von Lauterbach (Hessen), steht Muschelkalk an. Dieses Muschelkalk-Vorkommen verdankt seine Existenz dem Lauterbacher Graben. Durch dessen Absenkung blieben im Grabeninneren Sedimente der jüngeren Trias wie Muschelkalk und Keuper, ja sogar Lias erhalten. Am Grabenrand, vor allem gut sichtbar an der nordöstlichen Grabenschulter, steht dagegen der stratigraphisch tiefer liegende Buntsandstein an.

Im Steinbruch selbst steht Unterer und Mittlerer Muschelkalk an. Der Untere Muschelkalk ist hellgrau gefärbt, einzelne Horizonte verwittern zum Teil gelblich. Er ist dünnplattig oder wulstig-wellig ausgebildet, was ihm auch die Bezeichnung Wellenkalk einbrachte. Eine rotgelb angewitterte Oolithbank, die Schaumkalkbank, sowie die Terebratelbank – ein wichtiger Leithorizont im Wellenkalk – sind im Steinbruch aufgeschlossen. Bezüglich des reichen Fossilinhalts letzterer sei auf DIEHL (1935a) verwiesen. Da der Wellenkalk meist aus Kalk- und Mergelkalksteinen besteht, ist er relativ hart und bildet Geländestufen.

Der Mittlere Muschelkalk besteht überwiegend aus hellgrauen bis gelblichgrauen, dünnplattigen, mergeligen Kalk- und Mergelsteinen, härtere dolomitische Bänke kommen nur untergeordnet vor. Der Mittlere Muschelkalk ist im Gegensatz zum Unteren Muschelkalk fossilarm.



Geologisches Profil durch den Lauterbacher Graben aus DIEHL (1935a).



Abschiebung im Muschelkalk. Die Störung streicht parallel zum Lauterbacher Graben und fällt nach SW ein.



Schleppfaltung im Muschelkalk.



Harnischstriemung als Dokument für die Abschiebungen am NE-Rand des Lauterbacher Grabens.

Die Lagerungsverhältnisse dieser etwa 1 km langen und 200 m breiten Muschelkalkscholle sind durch intensive Tektonik geprägt. Im NE bildet die Randverwerfung des Lauterbacher Grabens die Grenze.

Nach SW zu stößt die Muschelkalkscholle – ebenfalls tektonisch bedingt – an Schichten des Unteren Keupers. Die Schichten des Muschelkalks streichen mit $142\text{--}152^\circ$ etwa parallel zum Lauterbacher Graben. Das Einfallen ist meist mit $60\text{--}70^\circ$ steil nach NE gerichtet, wobei es infolge von Schleppungen auch verflacht und bei Faltungen auch nach SW zeigen kann. Ursache dieser Verstellung der Muschelkalk-Schichten sind Störungen am NE-Rand des Lauterbacher Grabens. Diese können am Kalkberg auch direkt beobachtet werden, wobei die Abschiebung der südwestlichen Scholle zum Grabeninneren auf Flächen stattfand, die mit $140\text{--}150^\circ$ streichen und mit 60° nach SW einfallen. Harnische sind ein Beleg für die Bewegungen auf den Störungsflächen.

Literatur:

- DIEHL, O. (1935a): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1935b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]: 105 S.; Darmstadt.



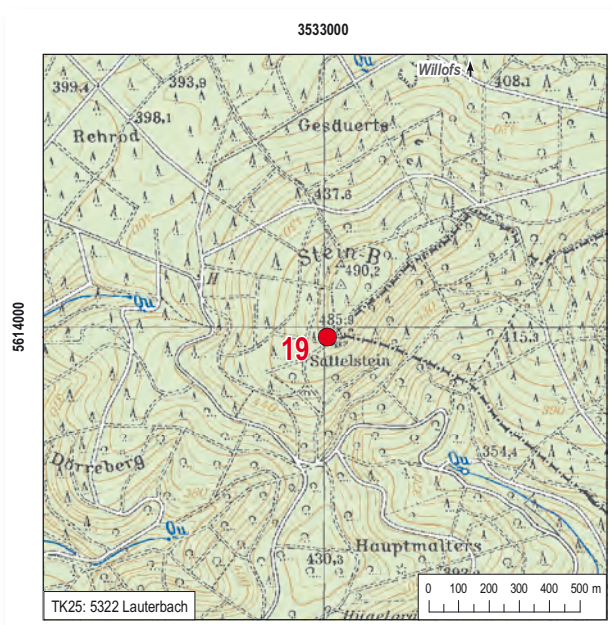
Der Sattelstein,
ein schräg geschichteter Buntsandsteinblock.



Die tischförmige Oberfläche
machte den Sattelstein als Grenzstein interessant.

19 Sattelstein am Steinberg südlich Schlitz-Willofs

Aufschluss:	Felsen
Gestein:	Mittlerer Buntsandstein (Solling-Folge)
TK 25:	5322 Lauterbach (Hessen)
Lage:	R: 35 33 015, H: 56 13 968
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Wartenberg
Status:	Naturdenkmal



Beschreibung:

In dem großen Waldgebiet zwischen Lauterbach (Hessen), Bad Salzschlirf und Willofs liegt südlich von Willofs im Privatwald der Freiherren Riedesel zu Eisenbach als höchste Erhebung der Steinberg (490,2 m ü. NN). Der Berg ist ein beliebtes Wanderziel für die Bewohner der umliegenden Orte, über ihn führen lokale und regionale Wanderwege, ein „Gipfelbuch“ lädt den Wanderer ein, geistreiche Bemerkungen zu hinterlassen. Den kürzesten Zugang bietet der von der Straße Lauterbach (Hessen)–Willofs bei R: 35 31 980, H: 56 15 090 nach SE abzweigende Waldweg.

Am Steinberg sind die Schichten des Mittleren Buntsandsteins anstehend, in der Umgebung des Sattelsteins beginnt dessen jüngste Folge, der Solling-Sandstein. Die Basis des Solling-Sandsteins, die am Steinberg bei etwa 480 m ü. NN liegt (DIEHL 1935a), ist durch einen deutlichen Steilanstieg im Gelände erkennbar. Quarzitisches Bindemittel und ein weitgehender Rückgang der tonig-schluffigen Lagen bewirken hier die deutliche Veränderung der Morphologie.

Der überwiegend grobkörnige Sandstein ist am Sattelstein meist gelblich bis blassrosa, gelegentlich auch bräunlichrot gefärbt und trägt dunkelbraune oder hellgelbe, löchrig ausgewitterte Flecken. Der Sandsteinblock des Sattelsteins ist im Ganzen zwar fest, meist quarzitisches gebunden, neigt jedoch in vielen mürberen, bindemittelärmeren Lagen zu sandigem Zerfall. Typisches Erkennungsmerkmal des Solling-Sandsteins – das selbst im Handstück zur Identifizierung des Gesteins genügt – ist jedoch seine deutliche Geröllführung. Große, nur mäßig gerundete Gerölle bis 3 cm Durchmesser – meist Milchquarze, untergeordnet Quarzite, Sandstein oder Kiesel-schiefer – treten horizontweise angereichert in dem teilweise schräg geschichteten Sandsteinblock auf.

Die gewaltige, etwa 1 m hohe Sandsteinplatte des Sattelsteins hat eine sichtbare Oberfläche von rd. 4,0 · 3,5 m. Er war im ausgehenden Mittelalter ein natürlicher Grenzpunkt (ein sog. Dreiherrenstein) zwischen den Territorien der Fürstabtei Fulda, der Grafschaft Schlitz und der Freiherren Riedesel zu Eisenbach. An dieser Stelle wurde auch laut Urkunde am 22. Oktober 1584 zwischen dem Grafen von Schlitz und dem Fürstabt von Fulda wegen Nutzungsrechten ein Vertrag geschlossen. In alten Urkunden wird der Sattelstein die „Dreystatt am Steinberge“ (EURICH 2001) genannt.

Der Steinberg war früher ein Treffpunkt für die Bevölkerung der umliegenden Orte, und noch bis ins 20. Jahrhundert traf sich hier am Sonntag vor Pfingsten ein fröhliches Volk aus der näheren Umgebung zu Fest und Tanz.



Inschrift im Sattelstein. Der Sandstein ist konglomeratisch ausgebildet.



Hufeisenförmiger Abdruck im Sattelstein.

Auf der Oberseite des Sattelsteins sind neben Herrschaftsinsignien auch drei hufeisenförmige Eindrücke sichtbar, über die die Sage berichtet, dass hier auf der Platte des Sattelsteins vor langer Zeit der Teufel, der auf einem dreibeinigen Maultier auf den Steinberg geritten war, mit einem Mönch um die Seele eines frommen Menschen würfelte. Der Teufel begann das Spiel und würfelte bereits beim ersten Wurf mit den drei Würfeln die höchst mögliche Punktzahl von 18. Danach würfelte der Mönch – und siehe da, er hatte 19 Punkte. Aus einem der Würfel hatte sich ein Plättchen gelöst und lag neben den 18 Augen. Damit hatte der Mönch das Spiel gewonnen. Der Teufel schwang sich voller Zorn auf sein Maultier, das sich mit einem gewaltigen Satz in

die Luft erhob. Dabei drückte es seine drei Hufe so fest in den Stein, dass die heute noch sichtbaren drei Abdrücke entstanden.

Literatur:

- DIEHL, O. (1935a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1935b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]: 105 S.; Darmstadt.
- EURICH, G. (2001): Natur- und Kulturdenkmale im Vogelsberg und seinem Umland. – 131 S.; Lauterbach (Hessen) (Euler-Verlag).



Solling-Sandstein in typischer Ausbildung am Sattelstein.



Dicksäulige Ausbildung des Basalts.



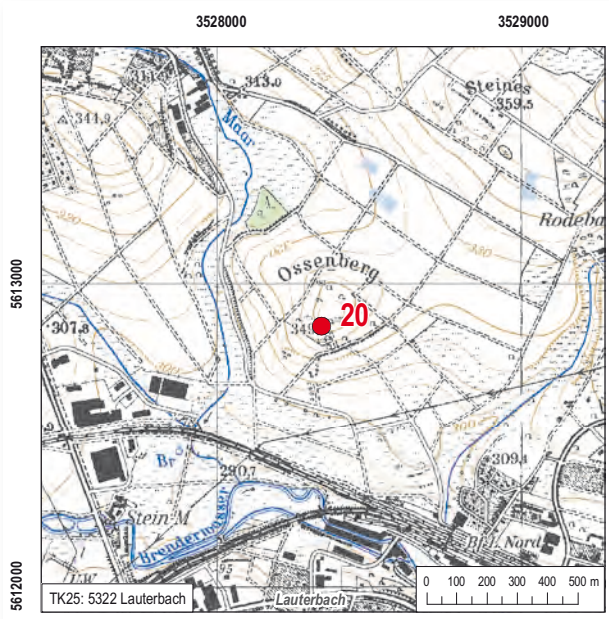
Dicksäulige Ausbildung des Basalts
mit zahlreichen Einschlüssen aus dem Liegenden.

20 ehem. Steinbruch Ossenberg bei Lauterbach (Hessen)

Aufschluss: Steinbruch
Gestein: Alkalibasalt
TK 25: 5322 Lauterbach (Hessen)
Lage: R: 35 28 333, H: 56 12 863
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Lauterbach (Hessen)
Status: ehem. Steinbruch

handelt es sich um einen kreisförmigen Durchbruch, der von tholeiitischen Basalten umgeben ist.

Am Hang unterhalb des Gipfels hatte sich eine Blockansammlung gebildet. Infolge der landwirtschaftlichen Nutzung wurden die großen Blöcke vermehrt an den Feldrand verbracht. Nur ein schmaler Streifen eines Magerrasens blieb erhalten.



Dünnschliffaufnahmen des Alkalibasalts. Bildhöhe 2,8 mm.
Links: Das porphyrische Gestein enthält Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglinge (ohne gekreuzte Polarisatoren).
Rechts: Die Plagioklase bilden keine Einsprenglinge, sondern kommen nur als Nadelchen in der Matrix vor (mit gekreuzten Polarisatoren).

Beschreibung:

Etwa 1 km nördlich von Lauterbach (Hessen) erhebt sich der 349,2 m hohe Ossenberg aus der Ebene des Lauterbacher Grabens. Im bewaldeten Gipfelbereich stehen dicksäulig ausgebildete, basaltische Vulkanite an. Der kleine aufgelassene Steinbruch auf der Westseite des Gipfels bietet die schönsten Aufschlüsse, die über Feldwege und offenes Gelände leicht zu erreichen sind.

Der kleine Steinbruch von etwa 20 m Durchmesser lässt an seiner NW-Seite sehr schön ausgebildete Säulen erkennen. Die Säulen haben einen Durchmesser von 40–80 cm. Sie zeigen flach nach außen, so dass anzunehmen ist, dass es sich um einen ehemaligen Schlot oder Stock handelt, der ursprünglich nicht viel breiter gewesen ist. Nach DIEHL (1935a)

Das am Ossenberg anstehende Gestein ist ein frischer, dunkelgrau–schwarzer Alkalibasalt. Das Gefüge ist porphyrisch entwickelt, als Einsprenglinge treten bis zu 3 mm große Olivine und Klinopyroxene auf, die häufig Agglomerate bilden. In der feinkörnig–dichten Matrix kommen außerdem Plagioklase, Erz und Glas vor. Die großen Olivine sind randlich iddingsitisiert, die kleinen in der Grundmasse meist gänzlich umgewandelt. Stellenweise deuten die Plagioklasleisten eine Einregelung an. Der Basalt enthält einige Blasen. Muschelkalk-Xenolithe und kleine Olivinknollen können ebenfalls beobachtet werden.

Literatur:

- DIEHL, O. (1935a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1935b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]: 105 S.; Darmstadt.



Scheinbar säulige Ausbildung des Basalts.



Blockhalde längs der Trasse nördlich des Bahneinschnitts.

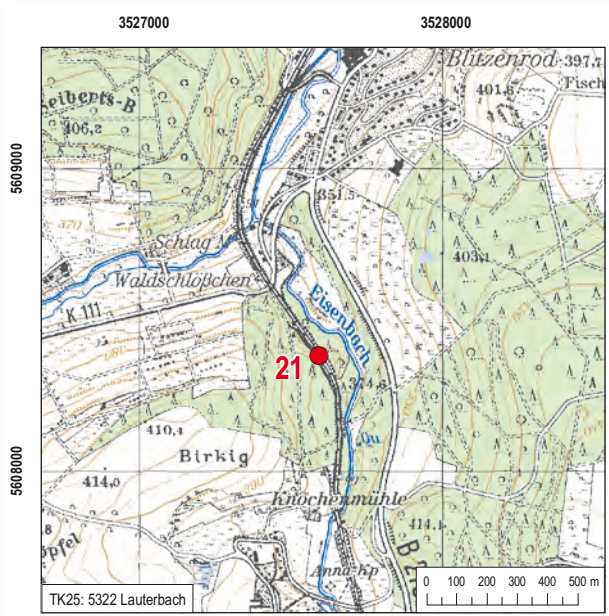
21 Aufschlüsse am Vulkanradweg® südlich des ehem. Bahnhofs Lauterbach (Hessen)-Frischborn

Aufschluss:	Bahneinschnitt
Gestein:	Alkalibasalt
TK 25:	5322 Lauterbach (Hessen)
Lage:	R: 35 27 580, H: 56 08 384
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Lauterbach (Hessen)
Status:	ungeschützt

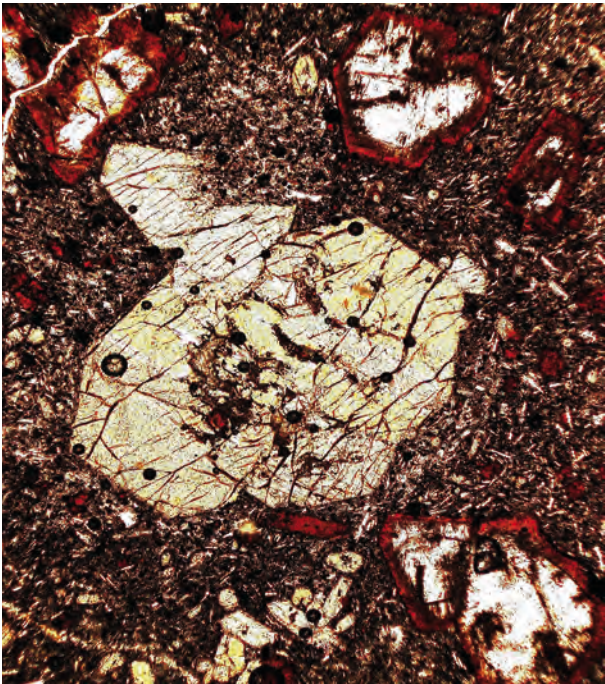
Beschreibung:

Die Aufschlüsse liegen entlang des Vulkanradwegs®, 200 m südlich des mittlerweile stillgelegten Bahnhofs Lauterbach (Hessen)-Frischborn und ca. 2 km südlich von Lauterbach (Hessen). Der Radweg folgt der ehemaligen Bahntrasse der Vogelsberger Oberwaldbahn von Lauterbach (Hessen) nach Altenstadt.

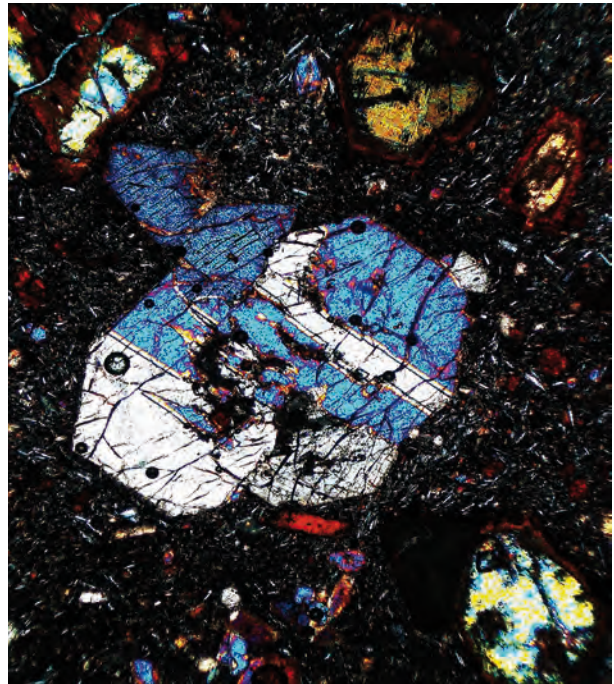
Durch den Bahneinschnitt wurde ein Basalt aufgeschlossen, der in scheinbar senkrecht stehende Säulen abgesondert ist. Bei näherer Betrachtung stellt sich jedoch heraus, dass dies keine Basaltsäulen im herkömmlichen Sinne, also keine durch Abkühlung entstandenen Säulen sind. Die fast senkrecht stehenden Gesteinspfeiler werden vielmehr durch tektonisch verursachte Klüfte begrenzt. Die häufigsten Klüfte streichen herzynisch, sowohl flach herzynisch ($120\text{--}130^\circ$) als auch steil herzynisch ($140\text{--}150^\circ$). Quer dazu stehen die eggischen ($170\text{--}180^\circ$) und die rheinischen Klüfte ($10\text{--}20^\circ$). Ein schwach ausgebildetes flach liegendes, mit $10\text{--}15^\circ$ nach NW einfallendes Kluftsystem verleiht dem Gestein zusätzlich einen stellenweise schwach plattigen Charakter. Nördlich an den Bahneinschnitt anschließend und direkt westlich des Radwegs hat sich eine Blockhalde gebildet.



Der Vulkanradweg® folgt der ehemaligen Trasse der Oberwaldbahn.



Dünnschliffaufnahme des Alkalibasalts ohne gekreuzte Polarisatoren. Das porphyrische Gestein enthält Olivine und Klinopyroxene als Einsprenglinge. Die Olivine sind randlich iddingsitisiert.
Bildhöhe 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Alkalibasalts (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Die Matrix besteht aus Plagioklas-Nadelchen, Klinopyroxen, Olivin und Erz.
Bildhöhe 2,8 mm.



Der ehemalige Bahnhof Frischborn ist heute eine Erfrischungsstation am Vulkanradweg®.

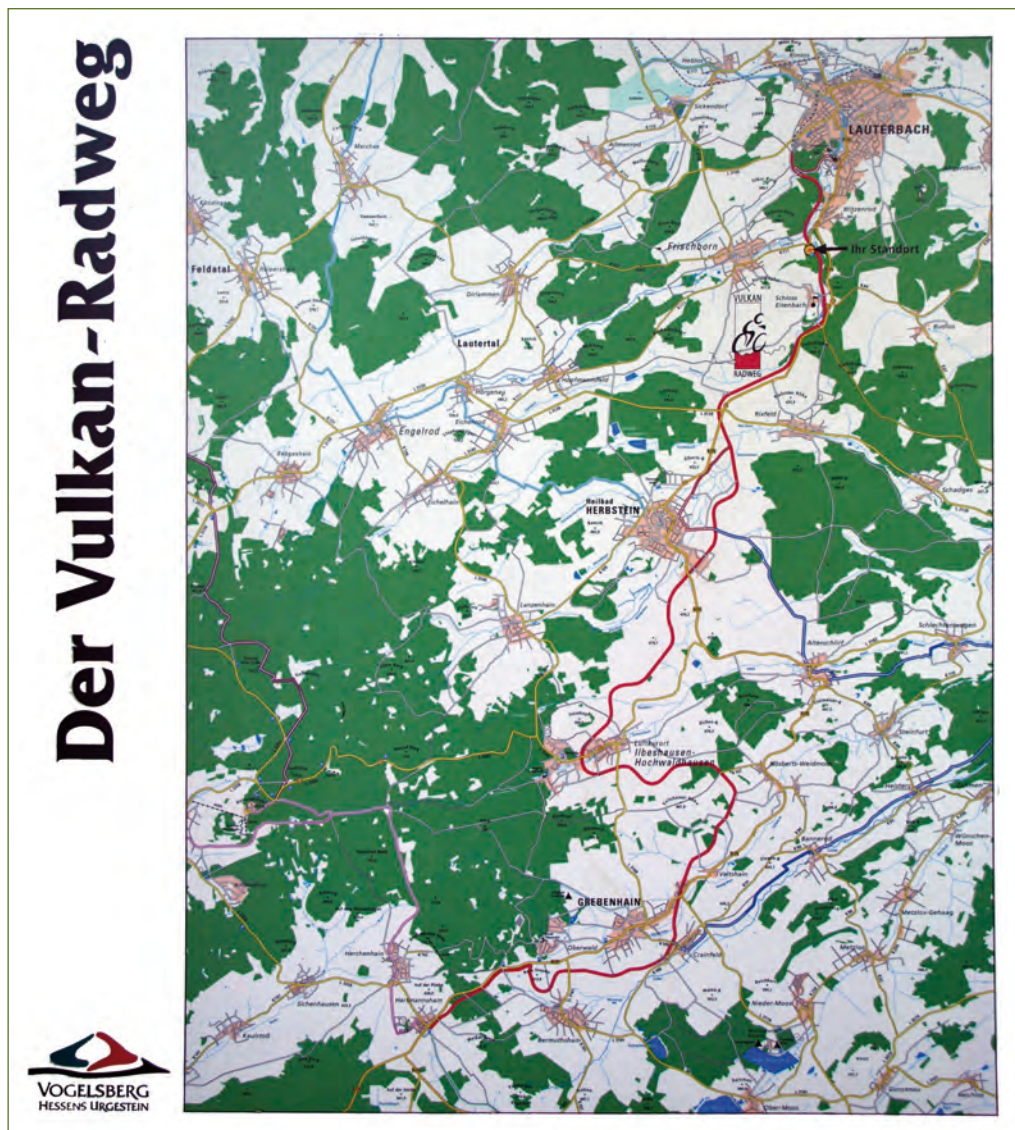
Der am Radweg anstehende Vulkanit ist dunkelgrau und feinkörnig ausgebildet. Das Gefüge ist porphyrisch mit vielen Olivin-Einsprenglingen und etwas weniger häufig auch Klinopyroxenen. Plagioklase kommen nur in der Matrix zusammen mit kleinen Klinopyroxenen, Olivinen und Erzen vor. Die Olivine sind meist randlich, zum Teil auch durchgehend idingsitisiert. Der Vulkanit, der als Alkalibasalt einzustufen ist, enthält Poren und kleine Bläschen, die zum Teil mit Zeolithen ausgekleidet sind.

Die Oberwaldbahn war von 1888, als der erste Streckenabschnitt eröffnet wurde, bis zur endgültigen Schließung 1994 über 100 Jahre lang in Betrieb. Ab 2000 wurde die Bahntrasse streckenweise als Radweg ausgebaut, seit 2003 ist sie nun komplett

auf voller Länge asphaltiert. Mit der Verlängerung bis Nidderau, die allerdings von der Bahntrasse abweicht, steht dem ambitionierten Radfahrer zwischen Schlitz und Altenstadt ein Radweg von insgesamt rd. 100 km Länge zur Verfügung.

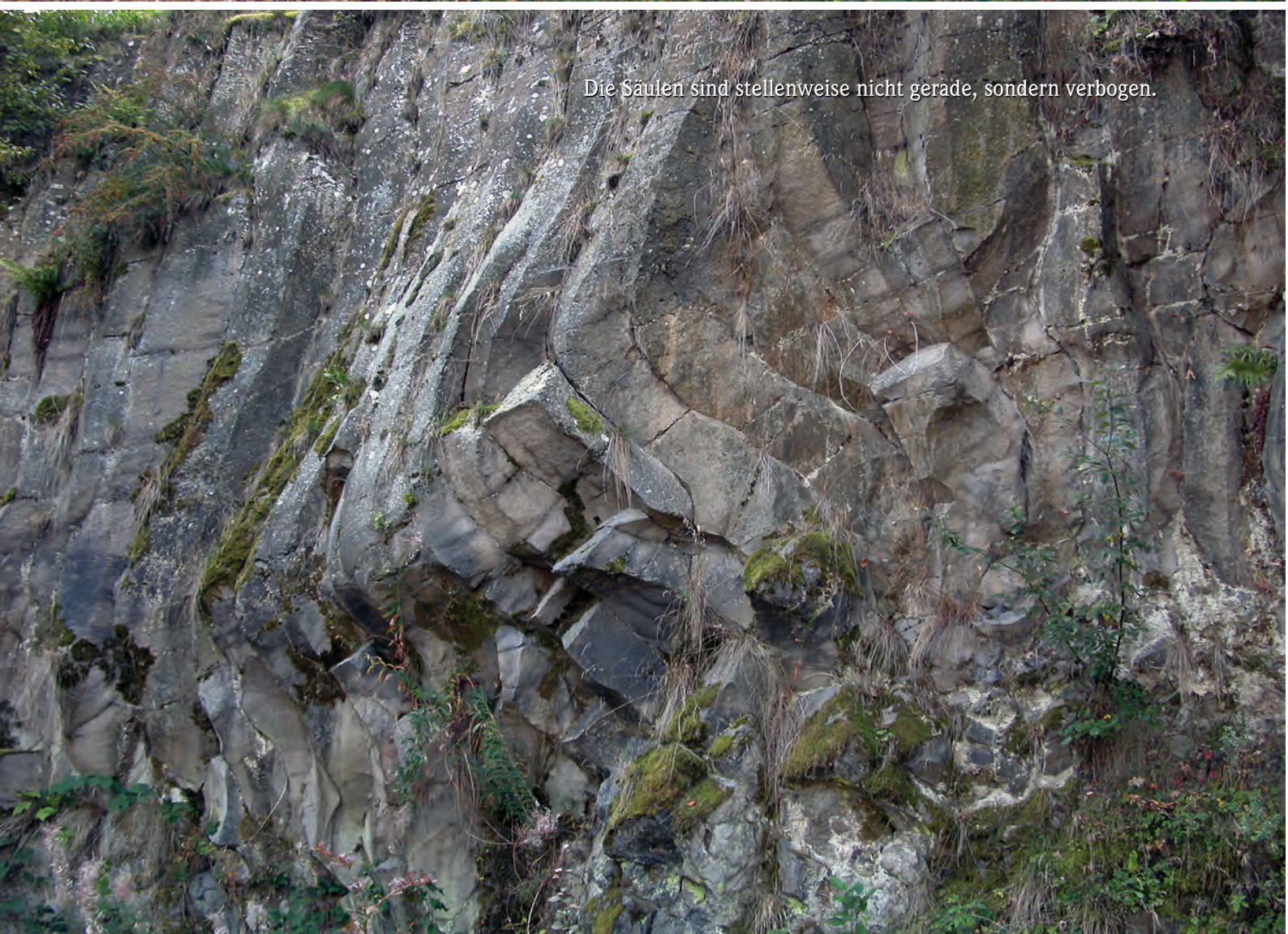
Literatur:

- DIEHL, O. (1935a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1935b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]: 105 S.; Darmstadt.





Der ehem. Steinbruch am Hasenköpfel mit steil stehenden Säulen.



Die Säulen sind stellenweise nicht gerade, sondern verbogen.

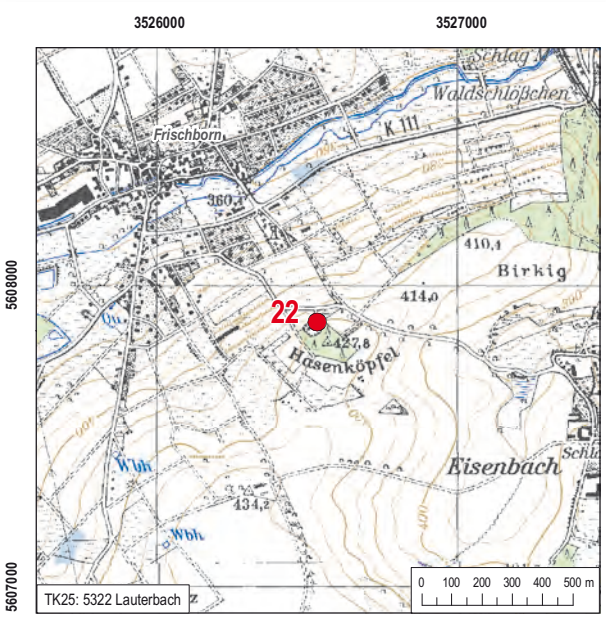
22 ehem. Steinbruch am Hasenköpfel bei Lauterbach (Hessen)-Frischborn

Aufschluss: Steinbruch
 Gestein: Alkalibasalt
 TK 25: 5322 Lauterbach (Hessen)
 Lage: R: 35 26 522, H: 56 07 880
 Landkreis: Vogelsbergkreis
 Gemeinde: Lauterbach (Hessen)
 Status: ehem. Steinbruch, Freizeitgelände

Beschreibung:

Der aufgelassene Steinbruch auf dem 427,8 m hohen Hasenköpfel ist von Frischborn aus über einen asphaltierten Wirtschaftsweg gut zu erreichen. Er befindet sich auf dem Gipfel, am Rand eines kleinen Wäldchens, etwa 0,5 km SE von Frischborn. Etwa 1 km weiter östlich liegt das Schloss Eisenbach, das im Jahre 1217 erstmals urkundlich erwähnt wurde. Im Jahre 1429 kam das Schloss durch Heirat in den Besitz der Familie der Freiherren von Riedesel, die diesen Besitz bis heute pflegen.

In dem Steinbruch auf dem Hasenköpfel sind sehr schön im Mittel 30–50 cm durchmessende Säulen aufgeschlossen. Meist stehen sie senkrecht, wenn auch öfters in leicht geschwungenen Formen. Im oberen Teil der ca. 6 m hohen Aufschlusswand sind horizontale Klüfte zu beobachten, die dem Gestein ein plattiges Aussehen verleihen. Dieses regelmäßige Erscheinungsbild wird an wenigen Stellen gestört. Dort stehen die Säulen nicht mehr steil, sondern verflachen und verlaufen annähernd radialstrahlig auf einen jeweils nur wenige Meter messenden Bereich zu. In diesen Zentren, auf die die Säulen zeigen, ist die Lava nicht mehr massiv, sondern sie ist dort als Brekzie ausgebildet: Eckige Blöcke von 20 cm Kantenlänge und mehr liegen un-



Dünnschliffaufnahme des Alkalibasalts ohne gekreuzte Polarisatoren. Die hellen Einsprenglinge sind Olivine, zum Teil randlich iddingsitisiert. Die Grundmasse enthält Plagioklas, bräunlichen Klinopyroxen und Erz. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Alkalibasalts (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Bildbreite 2,8 mm.

regelmäßig neben- und übereinander. Dazwischen sind bis zu kopfgroße Hohlräume. Die einfachste Erklärung dafür ist, dass hier beim Ausfließen der Lava Wasser Zutritt hatte und der Wasserdampf die Hohlräume und das Zerbrechen der Lava bedingte. Die Tatsache, dass die Säulen auf ein Zentrum ausgerichtet sind, unterstreicht diese These, denn normalerweise stehen Säulen senkrecht auf den Abkühlungsflächen. Das bedeutet, dass im Zentrum die Abkühlung schneller von statten ging, was mit dem konvektiven Wärmetransport durch das Wasser zu erklären ist.

Das vulkanische Gestein auf dem Gipfel des Hasenköpfel ist ein dunkelgrauer bis blaugrauer, feinkörniger Alkalibasalt. Er enthält kleine Olivin-Einsprenglinge. Die Grundmasse besteht aus Olivin, der teilweise randlich iddingsitisiert ist, Klinopyroxen, Plagioklas, Erz und Glas.

Heute wird der Steinbruch am Hasenköpfel als Naherholungsgebiet genutzt. Eine Grillhütte bietet die

Möglichkeit zum Verweilen. Es soll an dieser Stelle auch noch erwähnt werden, dass der Name Hasenköpfel erst auf den neueren Karten auftaucht. Bei DIEHL (1935a) wird er sowohl Hasenköpfel als auch Hasenküppel (DIEHL 1935b) genannt. In der Literatur findet sich auch der Ausdruck Hasenköppel (EURICH 2001).

Literatur:

- DIEHL, O. (1935a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]; Darmstadt.
- DIEHL, O. (1935b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Lauterbach [TK 25, Bl. 5322 Lauterbach (Hessen)]: 105 S.; Darmstadt.
- EURICH, G. (2001): Natur- und Kulturdenkmale im Vogelsberg und seinem Umland. – 131 S.; Lauterbach (Hessen) (Euler-Verlag).



Die Säulen sind radialstrahlig um einen brekziösen Bereich angeordnet.

Das Klima im Tertiär

Die Vulkanite im Vogelsberg wurden im Tertiär gefördert, genauer im Miozän zwischen 16 und 18 Ma. Zu dieser Zeit herrschten andere klimatische Verhältnisse als heute, es war tropisch bis subtropisch, also deutlich wärmer und meist auch feucht. In einem solchen Klima dominiert die chemische Verwitterung, physikalische Verwitterungsprozesse haben nur untergeordnete Bedeutung.

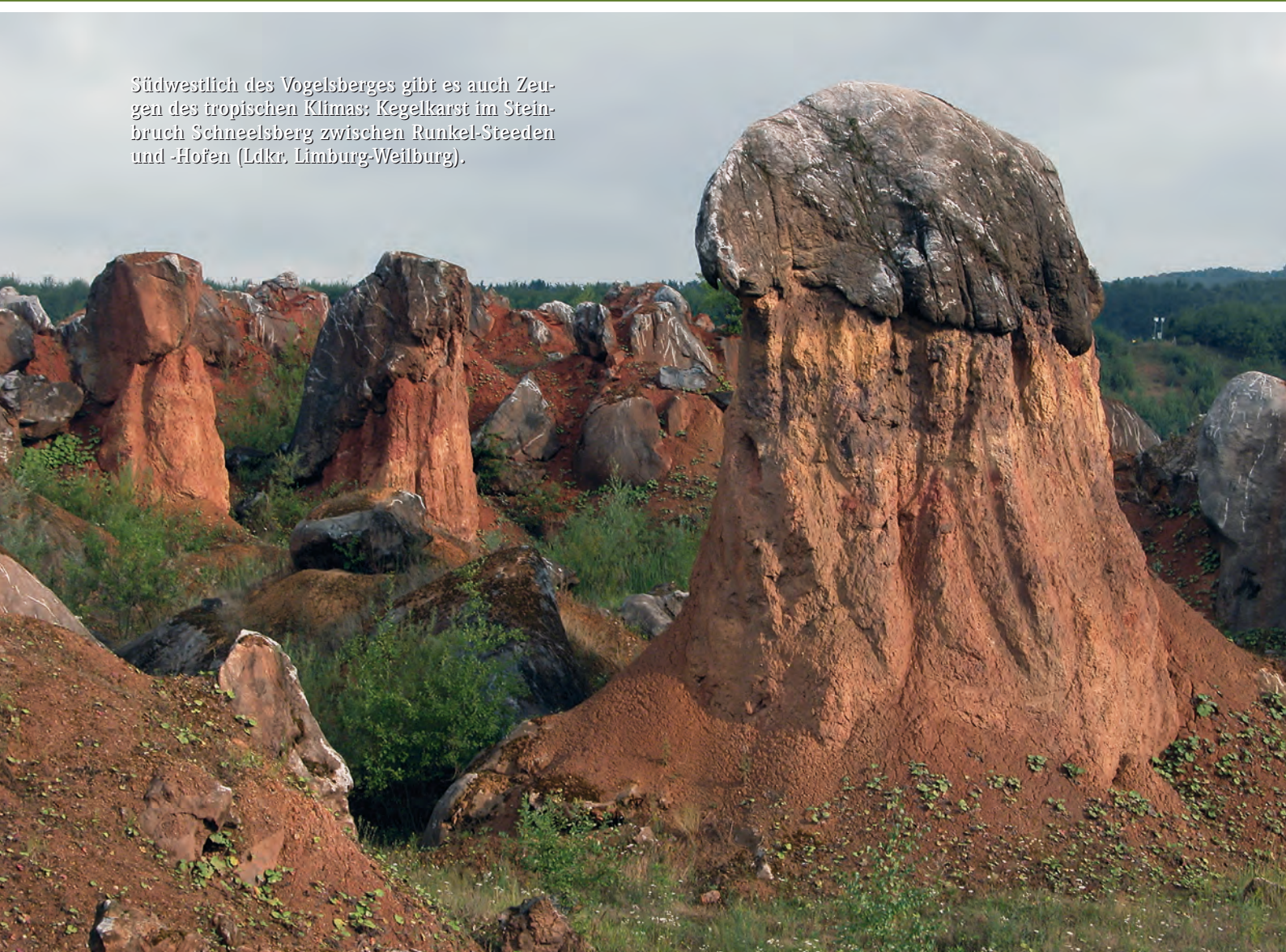
Die tiefgründige Verwitterung des feucht-warmen Klimas führte im Tertiär zur Bildung von Verwitterungsböden. Feldspäte verwittern dabei zu Kaolin, die Kieselsäure wird teilweise abgeführt. Dies ist beispielsweise ganz ausgeprägt im Westerwald zu sehen. Die Tonindustrie im sogenannten „Kannebäcker Ländchen“ beruht auf solchen tertiären Tonlagerstätten. Bei weiter gehenden Verwitterungsprozessen wird die Kieselsäure komplett weggelöst und dabei das Aluminium angereichert. Es bildet sich Bauxit. Bei eisenreichen Gesteinen bleibt auch das Eisen zurück und wird ebenfalls angereichert. Diese Lateritböden können sich bis zu Basalteisensteinen entwickeln.

Wir können im Vogelsberg verschiedene Klimazeugen aus dem Tertiär, die trotz der eiszeitlichen Verwitterung im Quartär erhalten geblieben, beobachten. An manchen Stellen sehen wir nur die tiefgründige Verwitterung, die mit einer Roterdebildung einhergeht. Die Eiserne Hose bei Lich ist ein schönes Beispiel für die Bildung von Laterit und Bauxit. An wenigen Lokalitäten sind Tone erhalten geblieben (z.B. Bergheim). Der Basalteisenstein ist im Vogelsberg heute wirtschaftlich nicht mehr von Interesse, war aber in den letzten Jahrhunderten in kleinen Gruben abgebaut worden. Als weitere Zeugen des feucht-warmen Klimas im oberen Tertiär lassen sich auch die Braunkohlevorkommen (z.B. im Horloffgraben) benennen, die in früheren Jahren von lokaler Bedeutung waren, auch wenn sie viel kleiner sind als die anderen tertiären Braunkohlelagerstätten in Deutschland.

Aber auch im weiteren Umfeld des Vogelsberges wurde das Klima im Miozän von deutlich wärmeren Temperaturen beherrscht. So wurden z.B. etwas weiter SW im Oberrheingraben und im Mainzer Becken etwa zur gleichen Zeit in marinen Sedimenten Evaporite abgeschieden.

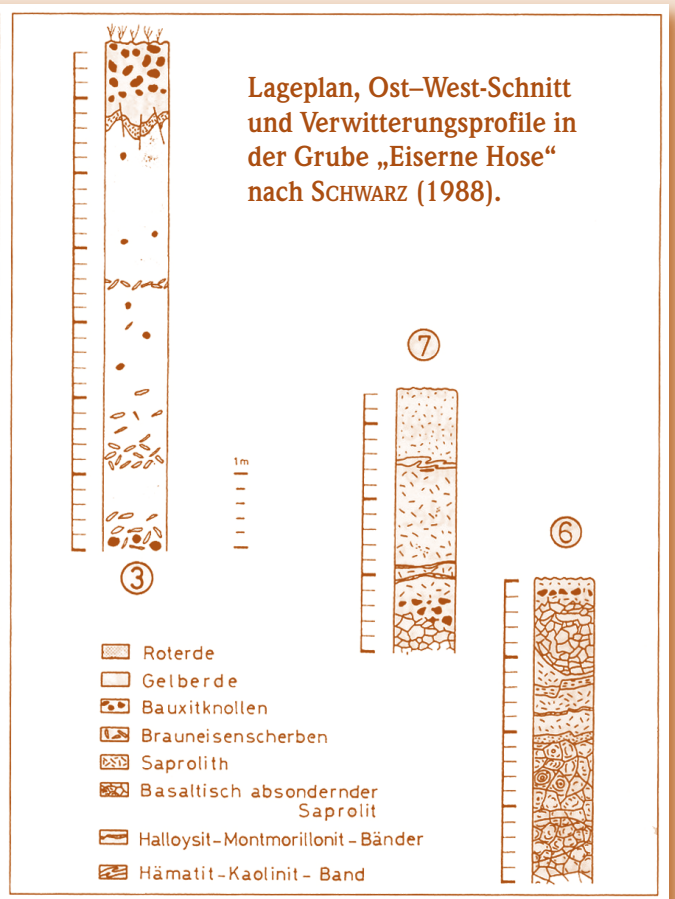
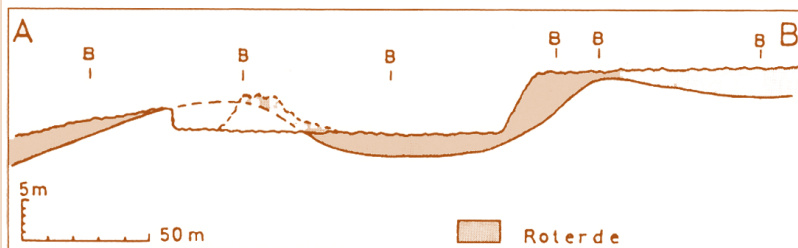
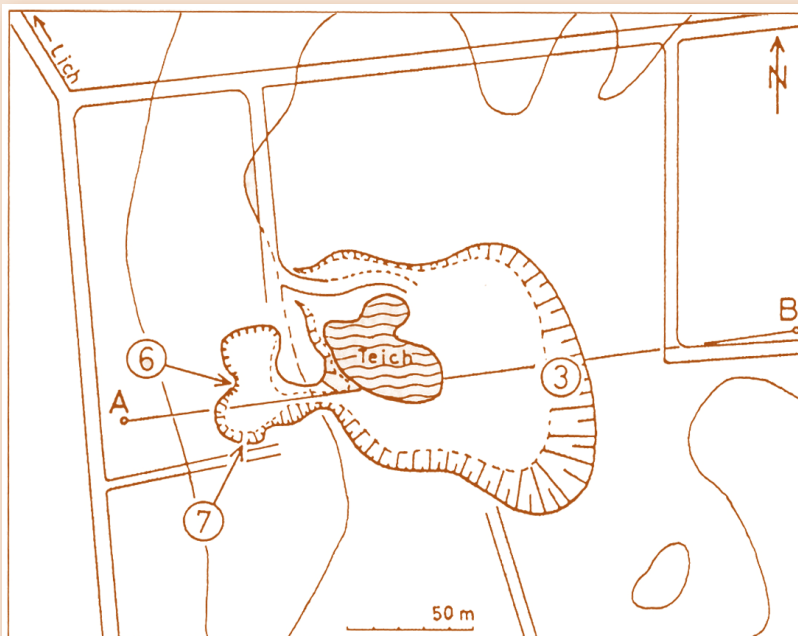
Im Landkreis Limburg-Weilburg zeigen verkarstete Kalke tropische Verwitterungsformen (s. Abb. unten).

Südwestlich des Vogelsberges gibt es auch Zeugen des tropischen Klimas: Kegelkarst im Steinbruch Schneelsberg zwischen Runkel-Steeden und -Hofen (Ldkr. Limburg-Weilburg).





Tagebau Eiserne Hose.



23 ehem. Tagebau Eiserne Hose bei Lich

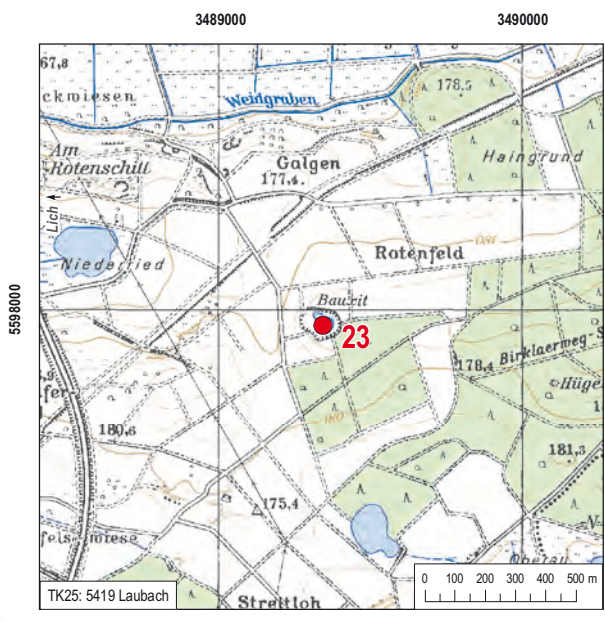
Aufschluss:	Bauxitgrube
Gestein:	zersetzter Basalt
TK 25:	5419 Laubach
Lage:	R: 34 89 340, H: 55 97 950
Landkreis:	Gießen
Gemeinde:	Lich
Status:	Tagebau mit gelegentlichem Betrieb

Beschreibung:

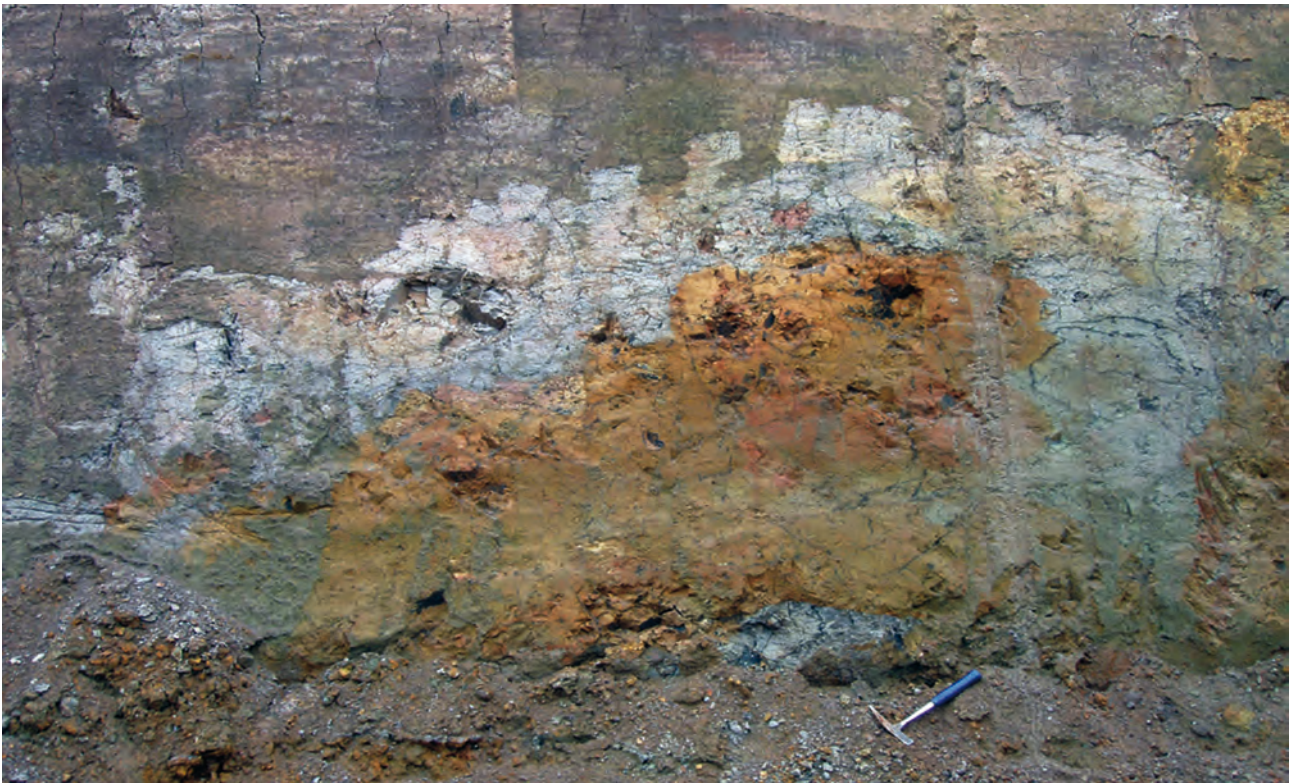
Zwei Kilometer östlich von Lich – und von dort aus auch am besten zu erreichen – liegt in der offenen Feldflur die ehem. Bauxitgrube Eiserne Hose. Gemarkungsnamen im Umfeld wie Rotenfeld und Am Rotenschitt geben weitere Hinweise auf die durch Eisenanreicherungen verursachte Färbung.

Die Entstehung dieser ferralitischen Bildungen ist nach weitgehendem Abschluss der vulkanischen Aktivitäten anzunehmen. Die ursprünglich hier anstehenden tholeiitischen Basalte wurden durch die Verwitterung unter den tropisch-subtropischen, warmfeuchten Klimabedingungen des Tertiärs (Miozän) tiefgründig verwittert. Die silikatischen Minerale wurden aufgelöst und die Kieselsäure sowie die leichtlöslichen Alkali- und Erdalkali-Ionen weggeführt. Eisen und Aluminium blieben übrig, es bildete sich ein Laterit. Die Eisenminerale Limonit und Hämatit bewirken die intensive Färbung. In aluminiumreichen Horizonten bildete sich Bauxit, bestehend aus den Mineralen Gibbsit, Diaspor und Böhmit. Im Tagebau Eiserne Hose war die Verwitterung sehr tiefgründig, die unverwitterten Basalte konnten mit einer 30 m tiefen Bohrung noch nicht erreicht werden. Nach SCHOTTLER (1921) und HARRASSOWITZ (1926) soll die tiefreichende Verwitterungsdecke eine Mächtigkeit von bis zu 50 m aufweisen.

Der Großteil der ehemaligen Grube ist heute außer Betrieb und mittlerweile zugewachsen, nur am Westrand findet in kleinem Umfang noch weiterer Abbau statt. Im heute frisch angeschnittenen Westteil sind 3–4 m hohe Wände aufgeschlossen. Detaillierte Profile aus der Zeit des aktiven Tagebaus wurden von SCHWARZ (1988) aufgenommen und beschrieben. In den dort dargestellten Profilen überlagern bis zu 6,5 m Roterde bis zu 7 m Saprolith. Der Saprolith ist bis auf einen, durch den ganzen Aufschluss zu verfolgenden Horizont mit Bauxitknollen weitgehend homogen und zeigt, trotz Umwandlung von Mineralphasen (z.B. Plagioklas in Kaolinit), noch das ursprüngliche Gefüge. Nach SCHWARZ (1988, 1997) erreicht die Roterde im engeren Bereich der Grube eine Mächtigkeit von bis zu 10 m.



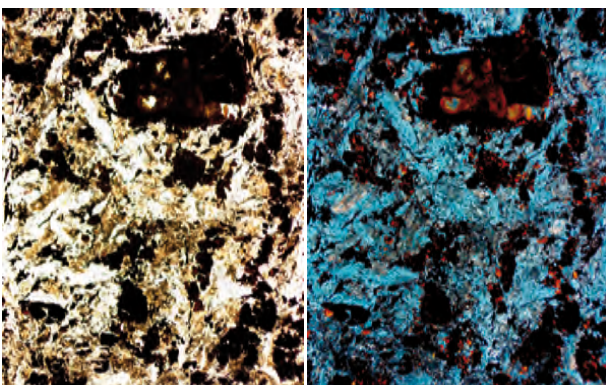
Tagebau Eiserne Hose (historische Aufnahme).



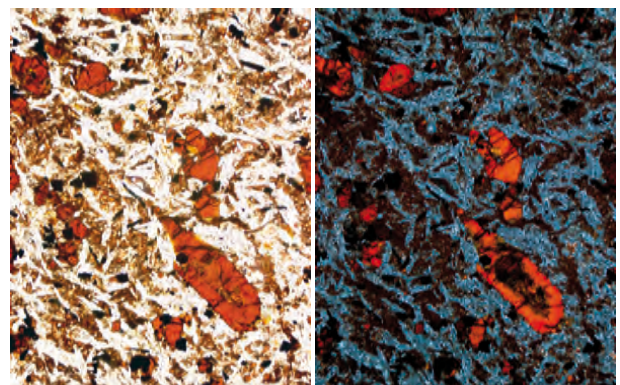
Tagebau Eiserne Hose; Ausschnitt aus Abbildung S. 94 oben.

Die schüsselförmige Lagerstätte ist allseitig von verwittertem Basalt (Saprolith) umgeben. Im südwestlichen Aufschluss teil steht dieser verwitterte Basalt an, dessen Gefüge noch eindeutig zu erkennen ist. Er geht in die Roterde über, so dass hier zweifelsfrei davon auszugehen ist, dass die Lateritbildung in situ

stattgefunden hat. Ähnliche Beobachtungen hatten schon ALTEMÜLLER & POETSCH (1993, 1994) gemacht. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu SCHWARZ (1988), der von umgelagerter Roterde ausging, die durch Bodenfließen an Ort und Stelle kam. Dieser scheinbare Widerspruch lässt sich leicht lösen, denn



Dünnschliffaufnahmen des Saproliths. Bildhöhe 2,8 mm.
Links: Die hellen Bereiche sind ehemalige Feldspäte, die dunklen Bereiche sind Eisenanreicherungen und umgewandelte Olivine (ohne gekreuzte Polarisatoren).
Rechts: dito mit gekreuzten Polarisatoren.



Dünnschliffaufnahmen des Saproliths. Bildhöhe 2,8 mm.
Links: Das magmatische Gefüge des mittelkörnigen Tholeiites ist noch erkennbar, auch wenn die Minerale völlig umgewandelt sind. Die hellen Minerale sind ehemalige Feldspäte, die rotbraunen Minerale umgewandelte Olivine (ohne gekreuzte Polarisatoren).
Rechts: dito mit gekreuzten Polarisatoren.

die Lateritbildung war sicherlich ein im Tertiär weit verbreitetes Phänomen und je nach Hangneigung ist lokal auch mit Umlagerungen zu rechnen. Die Geländeoberfläche der Umgebung des Abbaus ist ebenfalls intensiv dunkelrot gefärbt.

In den Roterden kommen horizontgebundene Anreicherungen von Bauxitknollen vor. Im Liegenden der Roterde steht sogenannte Gelberde an. Die Roterde ist im Kontaktbereich gebleicht. Die Kontaktflächen stehen \pm senkrecht und streichen mit 140° und 340° . Parallel zu dem 140° streichenden Kontakt treten mehrere Eisenoxid-führende Äderchen auf. Dies ist ein Beleg dafür, dass auf tektonisch aktiven Klüften zirkulierende Wässer die Lateritböden lokal modifiziert haben.

BÖHME (2003) untersuchte in einer paläontologischen Arbeit das Klima im Miozän. Sie konnte das Klimaoptimum zeitlich recht genau einordnen. Der Temperaturanstieg begann zwischen 20 und 18 Ma und endete abrupt bei 14–13,5 Ma. Damit lässt sich die Lateritbildung auf den Zeitraum zwischen der Tholeiit-Eruption bei ca. 18–16 Ma und dem Ende des Temperaturmaximums bei spätestens 13,5 Ma einstufen.

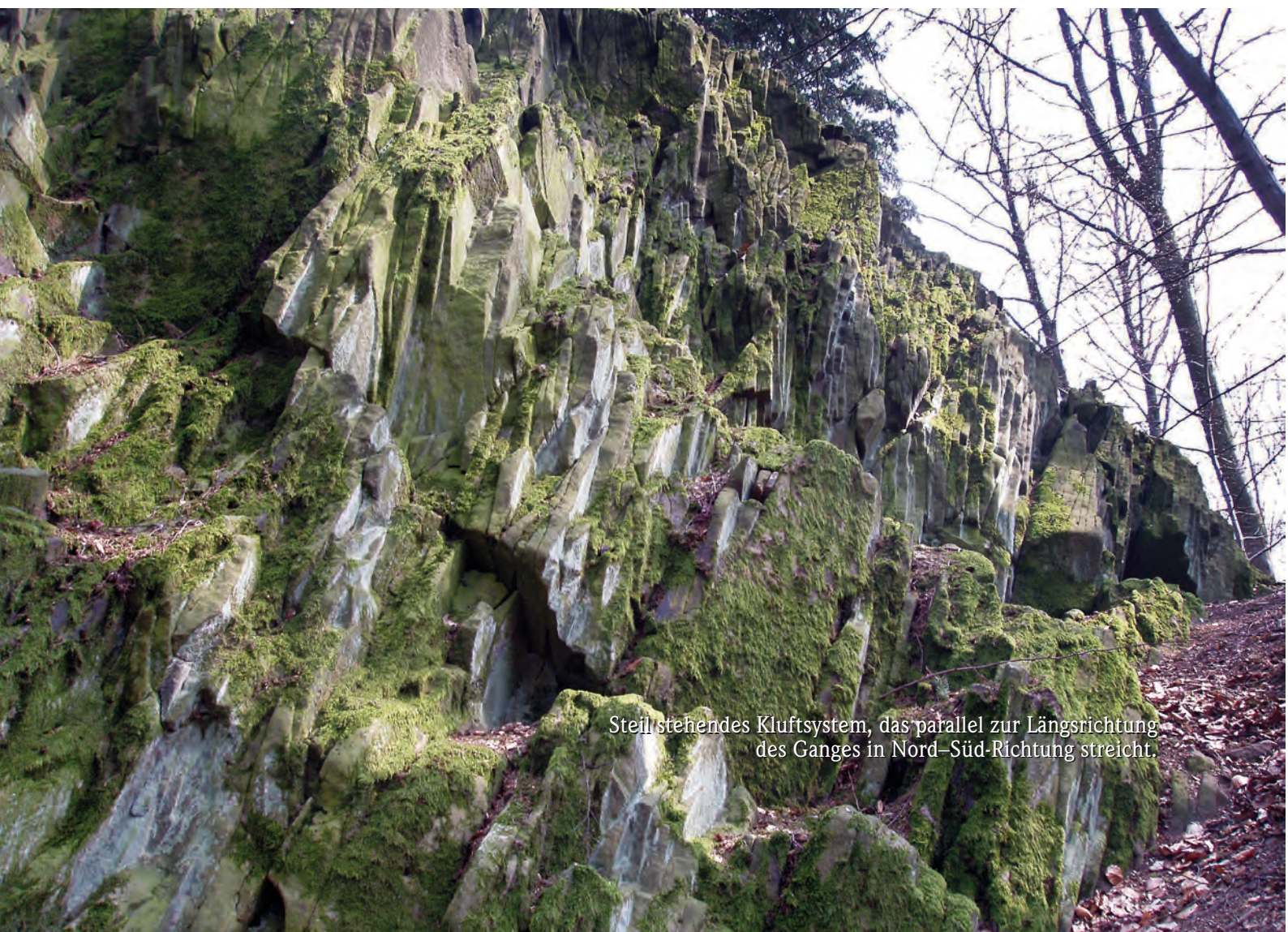
Die durch Verwitterung verursachte Anreicherung von Eisen und Aluminium und die damit verbundene Bildung von Basalteisenstein und Bauxit sind im westlichen Vogelsberggebiet z.T. noch in großflächigen Relikten erhalten (SCHWARZ 1997). Weitere Zeugen des warmen Klimas im Miozän sind die Braunkohlevorkommen und die Kaolinit-Bildungen. Diese Lagerstätten sind im Vogelsberg relativ klein und nur von lokaler Bedeutung. Dennoch wurden sie im vergangenen Jahrhundert an vielen Stellen abgebaut.

Literatur:

- ALTEMÜLLER, H.-J. & POETSCH, T. (1993): Mikromorphologische Ansätze zur Rekonstruktion tertiärer Umwandlungsprozesse im Aufschluß „Eiserne Hose“ bei Lich/Oberhessen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **72**: 1491–1494; Göttingen.
- BÖHME, M. (2003): The Miocene climatic optimum: Evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **195**: 389–401; Amsterdam.
- DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBERG, K.-H., HEGGEMANN, H., HOTTENROTT, M., KAUFMANN, E., KELLER, T., KÖNIGSHOF, P., KÖTT, A., NESBOR, H.-D., THEUERJAHR, A.-K. & VORDERBRÜGGE, T. (1999): Geotope in Hessen. – In: HOPPE, A. & STEININGER, F.F. (Hg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – Schriftenreihe dt. geol. Ges., **8**: 69–126, 42 Abb.; Hannover.
- HARRASSOWITZ, H. (1926): Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Deutung. – Fortschr. Geol. Paläontol., **4**: 253–566; Berlin.
- SCHOTTLER, W. (1918a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Laubach [TK 25, Bl. 5419 Laubach]; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1918b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Ulrichstein [TK 25, Bl. 5421 Ulrichstein]: 108 S.; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1921): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. Hungen [TK 25, Bl. 5519 Hungen]: 106 S.; Darmstadt.
- SCHWARZ, T. (1988): Laterit im Vogelsberg (Hessen): Bauxit-Konkretionen und umgelagerte Roterde. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **29**: 179–183; Bochum.
- SCHWARZ, T. (1997): Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **129**: 37–50; Amsterdam.



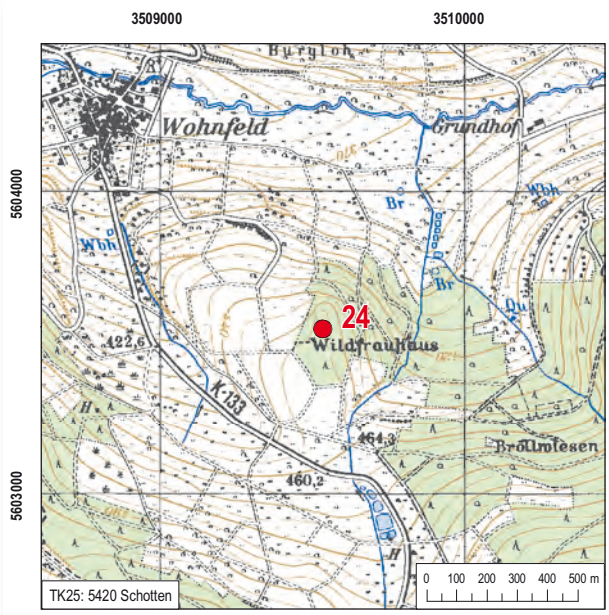
Blick auf die nördlichste der drei Felsklippen.



Steil stehendes Kluftsystem, das parallel zur Längsrichtung des Ganges in Nord-Süd-Richtung streicht.

24 Wildfrauhaus bei Ulrichstein-Wohnfeld

Aufschluss:	Felsklippe
Gestein:	Tholeiitischer Andesit
TK 25:	5420 Schotten
Lage:	R: 35 09 550, H: 56 03 555
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Ulrichstein
Status:	Vorschlag als Naturdenkmal



Beschreibung:

Mit Wildfrauhaus werden im Vogelsberg des Öfteren im Wald gelegene Felsformationen bezeichnet, wahrscheinlich weil sie in weit zurückliegenden, vorchristlichen Zeiten als Kultstätten genutzt worden waren. Auch von den ca. 1 km SE von Wohnfeld anstehenden Felsklippen wird angenommen, dass hier Kelten einen Opferplatz hatten, wahrscheinlich zu Ehren der heidnisch-germanischen Göttin Freya, die auch den Namen Frau Holle oder Wilde Frau trug.

Die auf einer bewaldeten Kuppe versteckt liegenden Felsen bilden insgesamt drei Felsformationen, die auf einer Länge von rd. 200 m in Nord-Süd-Rich-

tung angeordnet sind. Die Felsen ragen bis etwa 8 m aus ihrer Umgebung heraus. Auffällig ist hier das Trennflächengefüge, zum einen die dünnplattigen Absonderungsflächen, die quer zur Längsrichtung der Klippe streichen und flach bis steil nach Norden einfallen, zum anderen die steil stehende, Nord-Süd streichende, relativ weitständige Klüftung.

Das Gestein ist hellgrau, an der Oberfläche infolge der Verwitterung hell-bräunlich und unterscheidet sich schon allein deshalb von den meist dunkelgrau-schwarzen Vulkaniten des Vogelsbergs. Schon im Handstück und mit bloßem Auge lässt sich erkennen, dass es sich um ein mittelkörniges Gestein handelt.

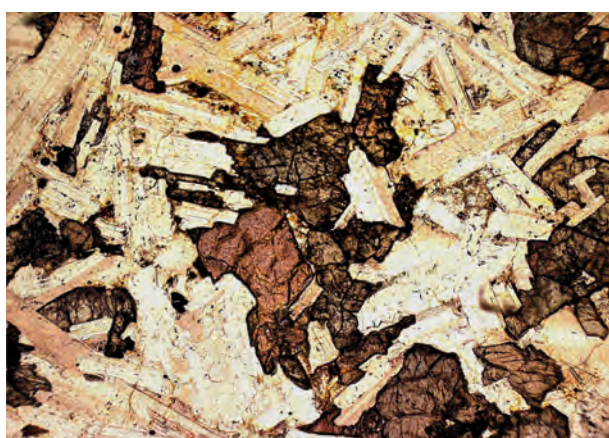
Aufgeschlossen ist hier ein basaltischer Andesit (saure Trapp-Basalte bei SCHOTTLER 1924), der umgeben ist von einem schwarzen, feinkörnigen, Mantelknollen-führenden Basanit. Es ist aufgrund der Gelände-verhältnisse anzunehmen, dass der Andesit in den Basanit als Gang intrudierte, ein direkter Intrusivkontakt ist leider nicht aufgeschlossen. Die Anordnung der drei Felsnasen legt nahe, dass dieser Gang entlang einer etwa Nord-Süd gerichteten Spalte aufstieg. Damit ist der Andesit von Wohnfeld einer der wenigen Fälle im Vogelsberg, bei denen ein tholeiitischer Gang gut aufgeschlossen ist.

Das Gefüge des Andesits ist gleichkörnig holokristallin, d.h. das Gestein ist komplett auskristallisiert, es gibt kein Glas oder eine feinkörnige Grundmasse. Sein Mineralbestand setzt sich zusammen aus überwiegend Feldspat, der auch die helle Farbe ausmacht, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Erz.

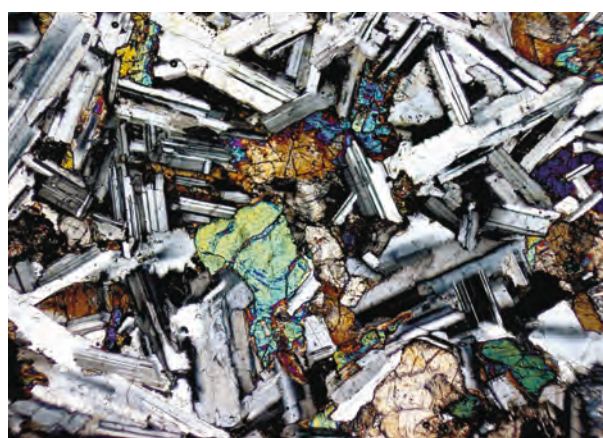
Im Mikroskop zeigt sich außerdem, dass die Feldspatleisten (Plagioklase) dominieren, während die Pyroxene meist xenomorph zwischen den Feldspäten gewachsen sind. Erzminerale (meist Ilmenit) kommen fein verteilt und nur untergeordnet vor. Eine Einregelung der Minerale ist nicht zu erkennen und Blasen fehlen, so dass ein Ausfließen und eine oberflächennahe Kristallisation ausgeschlossen werden können. Gegen ein oberflächennahes Erstarren spricht auch die Korngröße, denn ein solch mittelkörniges Gestein braucht lange Zeit zum Auskristalli-



Steil stehendes Kluftsystem, das quer zur Längsrichtung des Ganges streicht ($20^{\circ}/70^{\circ}$, $25^{\circ}/76^{\circ}$, $20^{\circ}/65^{\circ}$).



Dünnschliffaufnahme des Andesits ohne gekreuzte Polarisatoren. Die hellen Minerale sind Plagioklase, die dunklen Pyroxene und Olivine und die wenigen schwarzen Partikel sind Erze.
Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Andesits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren.
Bildbreite 2,8 mm.

sieren, was normalerweise an der Oberfläche durch das schnelle Abkühlen nicht gegeben ist. Aufgrund des Gefüges muss also geschlossen werden, dass es sich um ein subvulkanisches Vorkommen handelt, genauer gesagt um einen Gang.

Der basaltische Andesit des Ganges ist tholeiitischer Zusammensetzung und kann somit auch aufgrund seiner geochemischen Eigenschaften von den umgebenden Basaniten abgetrennt werden. Das Gestein ist bereits weit differenziert, die mafischen Komponenten sind durch Kristallfraktionierung weitgehend ausgeschieden. Es handelt sich also um den Rest einer Schmelze, deren Stamm-Magma in einer große-

ren Magmenkammer im Untergrund vermutet werden muss.

Literatur:

SCHOTTLER, W. (1924a): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Schotten [TK 25, Bl. 5420 Schotten]; Darmstadt.

SCHOTTLER, W. (1924b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blätter Nidda und Schotten [TK 25, Bl. 5520 Nidda und 5420 Schotten]: 131 S.; Darmstadt.

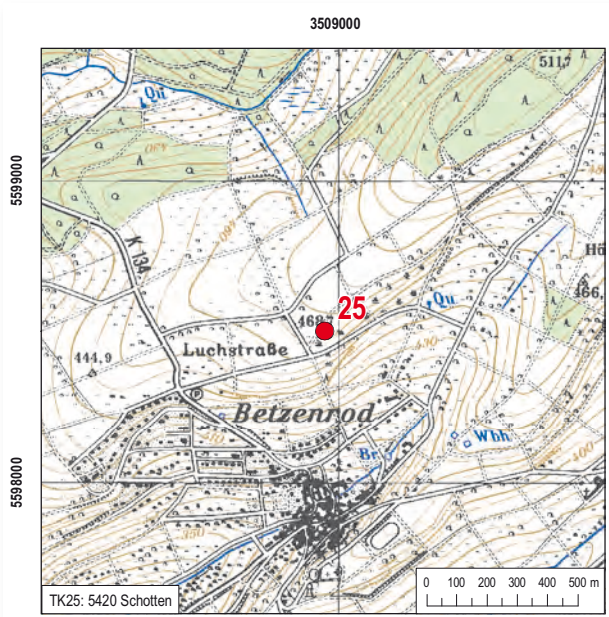


Zwei stachelige Gesellen auf der Suche nach einem Winterquartier am Wildfrauhaus bei Wohnfeld.



25 Wildfrauhaus bei Schotten-Betzenrod

Aufschluss:	Felsgruppe
Gestein:	Basanit
TK 25:	5420 Schotten
Lage:	R: 35 08 966, H: 55 98 504
Landkreis:	Vogelsbergkreis
Gemeinde:	Schotten
Status:	Naturdenkmal



Kluftsystem nach, welches aus überwiegend rheinisch streichenden Klüften gebildet wird. Ost–West streichende Klüfte sind auch noch relativ häufig, an deren Richtungen kommen nur vereinzelt vor. Die flach liegenden ($<15^\circ$) Klüfte fallen in westliche bis südwestliche Richtungen ein.

Der hier anstehende Vulkanit ist ein typischer Basanit. Er ist dunkelgrau–schwarz, kompakt und feinkörnig–dicht ausgebildet. Das porphyrische Gefüge wird durch die zahlreichen Klinopyroxen-Einsprenglinge charakterisiert. Olivine sind weniger auffällig und meist <1 mm. Die Grundmasse besteht aus Klinopyroxen, Olivin, wenig Plagioklas, Erz und Glas. Eine beginnende Iddingsitisierung zeigt sich stellenweise in Form randlicher, gelb-roter Färbung der Olivine. Der Basanit ist reich an Olivinknollen, die meist nur wenige Zentimeter groß sind.

Beschreibung:

Das Wildfrauhaus befindet sich rd. 500 m nördlich von Betzenrod nahe dem MP 468,7 m auf offener Feldflur. Es ist einfach über einen Feldweg zu erreichen, der am nordwestlichen Ortsausgang von Betzenrod von der nach Altenhain führenden Kreisstraße K134 nach Osten abzweigt.

Der Höhenrücken nördlich von Betzenrod wird von Vulkaniten aufgebaut, von denen in dem flachgezogenen Gipfelbereich grobe Felsblöcke aus der offenen Feldflur herausragen. Die quaderförmigen Felsblöcke zeichnen das steil stehende (meist $>80^\circ$)

Literatur:

SCHOTTLER, W. (1924a): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Schotten [TK 25, Bl. 5420 Schotten]; Darmstadt.

Schottler, W. (1924b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 Blätter Nidda und Schotten [TK 25, Bl. 5520 Nidda und 5420 Schotten]; 131 S.; Darmstadt.



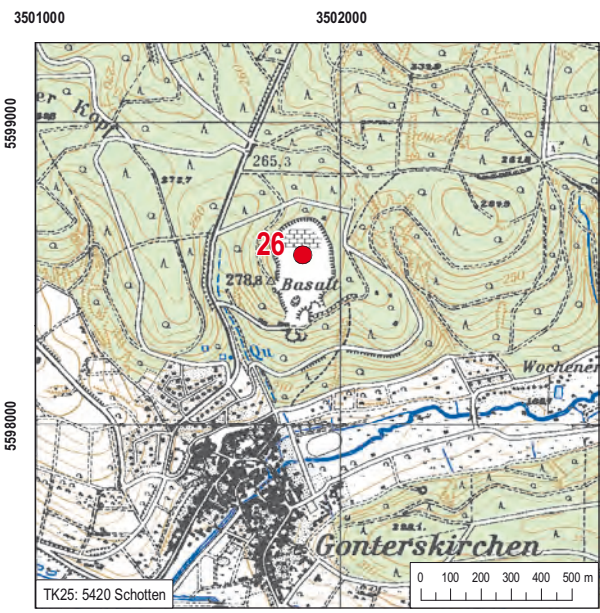
Basanit mit Löchern durch herausgewitterte Olivinknollen.



Basanit mit Olivinknollen.

26 Steinbruch bei Laubach-Gonterskirchen

Aufschluss: Steinbruch
 Gestein: Basanit
 TK 25: 5420 Schotten
 Lage: R: 35 01 872, H: 55 98 568
 Landkreis: Gießen
 Gemeinde: Laubach
 Status: Steinbruch in Betrieb

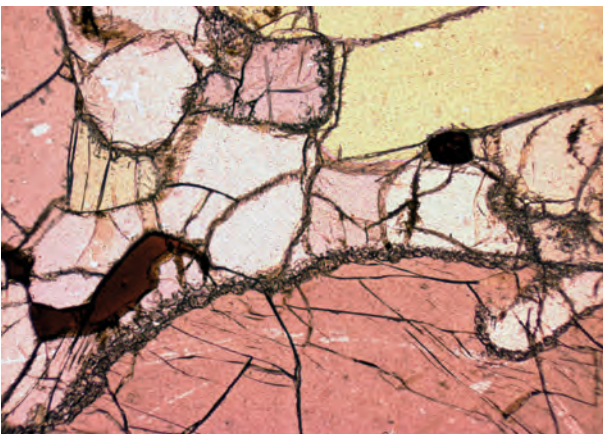


Beschreibung:

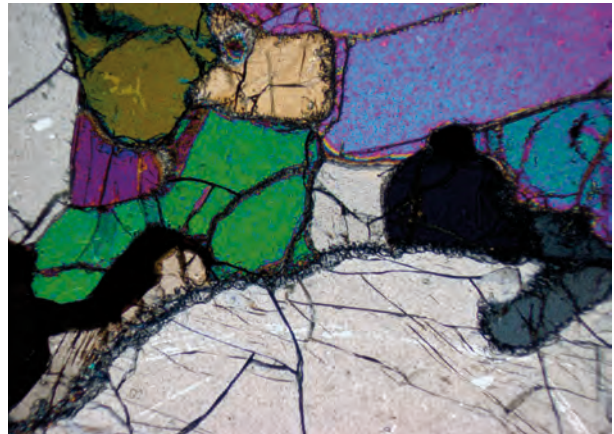
Der Basalt-Steinbruch liegt etwa einen halben Kilometer nördlich von Laubach-Gonterskirchen. Die Zufahrt zum Steinbruch zweigt von der K190 ab, die Gonterskirchen mit Freienseen verbindet.

Der Blick in den Steinbruch vom Rand aus lässt die plattige Absonderung im oberen Teil erkennen, während auf den unteren Sohlen steil stehende Strukturen dominieren. Dies deutet auf unterschiedliche Lavaschübe hin, von denen der untere säulig ausgebildet ist.

Das Besondere an dem Vorkommen in Gonterskirchen ist die außerordentlich große Anzahl von Olivinknollen. Sie erreichen bis 15 cm Durchmesser und treten stellenweise so gehäuft auf, dass sie dem Gestein, wenn sie herauswittern, ein löchriges Aussehen verleihen. Die Olivinknollen sind sehr magnesiumreich und bestehen aus ca. 64 % Olivin, 27 % Orthopyroxen, 3 % Klinopyroxen und 5 % Spinell (EHRENBERG 1986). Es handelt sich also genau genommen um Spinell-Harzburgite bis Spinell-Lherzolite, die aus einer Tiefe von 30–60 km stammen. Die Olivinknollen geben uns nicht nur Auskunft über die Zusammensetzung des Erdmantels und die Tiefe,



Dünnschliffaufnahme einer Olivinknolle ohne gekreuzte Polarisatoren. Spinell-Peridotit mit Spinell (dunkelbraun), Olivin (farblos, gelblich) und Orthopyroxen (mit Spaltbarkeit).
 Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Die Orthopyroxene zeigen graue Interferenzfarben, die bunten Farben sind charakteristisch für Olivin.
 Bildbreite 2,8 mm.

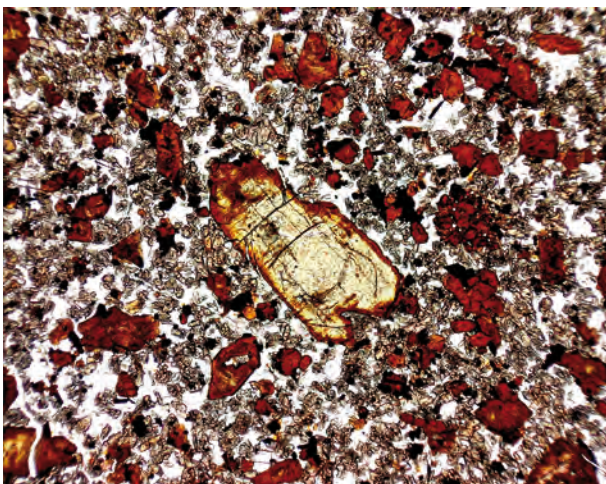
Olivinknollen: Boten aus dem Erdmantel

Über das Erdinnere wissen wir noch sehr wenig. Direkte Beobachtungen sind rar, die tiefsten Bohrungen reichen gerade mal bis 10 km hinab. So sind wir meist auf indirekte Informationen angewiesen. Die Geophysik gibt uns dabei nützliche Hinweise. So können wir mit Hilfe der Schwerkraft Rückschlüsse ziehen über die Masse und Zusammensetzung der Erde. Das Magnetfeld der Erde verrät uns einige Details über den metallischen Erdkern. Durch seismische Messungen kennen wir die Laufzeiten der Erdbebenwellen und – daraus abgeleitet – den Schalenbau der Erde mit Kruste (unter den Kontinenten 30–60 km, unter den Ozeanen nur 0–10 km), Mantel (bis 2900 km), flüssigem äußerem Kern (2900–5080 km) und festem innerem Kern (5080–6370 km). Da die Erde ein Teil unseres Planetensystems ist, können wir auch aus den Untersuchungen von Meteoriten auf die Zusammensetzung der Erde schließen.

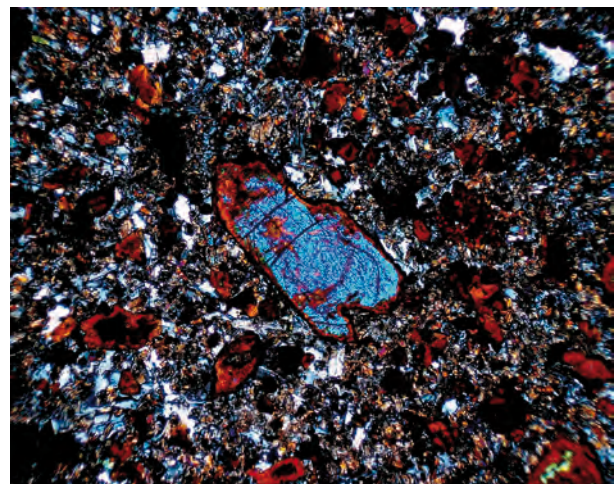
Doch all dies bleiben indirekte Beobachtungen. Die einzigen direkt fassbaren Zeugen von den Vorgängen im Erdinneren sind die Gesteinsbruchstücke, die die Schmelzen aus dem Erdmantel mit nach oben schleppen. Die Gesteine aus dem Erdmantel heißen im Volksmund „Olivinknollen“, weil das Hauptmineral, der Olivin, ihnen die grüne Farbe verleiht. Es handelt sich um Peridotite, also ultramafische Gesteine, die meist aus etwa 65 % Olivin, 20 % Orthopyroxen, 10 % Klinopyroxen und 5 % Granat bestehen. Anstelle des Granats, der, wie wir aus Experimenten wissen, in diesen Gesteinen erst ab ca. 60 km Tiefe stabil ist, kommt in Tiefen zwischen 30 und 60 km der Spinell vor. Mantelgesteine aus Tiefen geringer als 30 km enthalten Plagioklas anstelle des Spinells, aber das kommt nur unter Ozeanen vor, denn im Bereich der Kontinente ist die Erdkruste meist deutlich dicker als 30 km. Die Mantelknollen im Vogelsberg sind Spinell-Peridotite, kommen also aus Tiefen von 30–60 km.

aus der die Schmelzen stammen, sie erlauben auch eine Abschätzung der Aufstiegs geschwindigkeit des Magmas. Da sie schwerer als die Schmelze sind, sinken sie in der Schmelze ab. Der Aufstieg der

Schmelze durch die Erdkruste muss also schneller von statten gehen als diese Abseigerung der Olivinknollen, was eine Aufstiegsdauer von nur etwa 2–3 Tagen nahe legt.



Dünnschliffaufnahme des Basanits ohne gekreuzte Polarisatoren. In der Mitte ein großer Olivin-Einsprengling, die kleineren Olivine sind meist iddingsitisiert. In der Grundmasse Klinopyroxene und Plagioklase neben Nephelin, Analcim und Erz. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Bildbreite 2,8 mm.



Die säulige Lagerung (unten) geht nach oben in mehr plattige über.

Der Vulkanit selbst ist ein porphyrischer Basanit, der reich an Phänokristallen ist. Die Klinopyroxene und Olivine sind am häufigsten, daneben kommen in geringen Mengen Plagioklas und Analcim vor. Die Matrix ist feinkörnig und enthält außer den bereits genannten Mineralen noch Erz, Alkalifeldspat, Apatit und Biotit. Als Sekundärminerale kommen Zeolithe vor.

Unter dem Vulkanit sind an der Westseite des Bruches Schweißschlacken aufgeschlossen, die ebenfalls zahlreiche Olivinknollen enthalten, also wohl eine gasreiche Eruptionsphase desselben Magmas darstellen. Der Kontakt zum Basanit fällt steil bruchwärts ein. WEYL (1980) erklärte die Schlacken deshalb als Teil eines Tuffwalls um einen Krater, dessen Inneres von dem Basanit später aufgefüllt wurde. Trichterförmig zum Bruch einfallende Klüfte deuten in die gleiche Richtung.

Der Basanit, der den unteren Teil des ehemaligen Kraters auffüllt, ist dicksäulig ausgebildet. Die Säulen werden überlagert von einem plattig ausgebilde-

ten Basanit, der wohl einen anderen Magmenschub darstellt, da er nur wenig Olivinknollen enthält.

Der derzeitige Betreiber des Steinbruchs ist die Mitteldeutsche Hartstein-Industrie AG (MHI).

Literatur:

- EHRENBERG, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Mineral., **64** (2): 1–34; Stuttgart.
- SCHOTTLER, W. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blätter Nidda und Schotten [TK 25, Bl. 5520 Nidda und 5420 Schotten]: 131 S.; Darmstadt.
- WEYL, R. (1980): Geologischer Führer Gießen und Umgebung. – 2. Aufl.: 193 S.; Gießen.



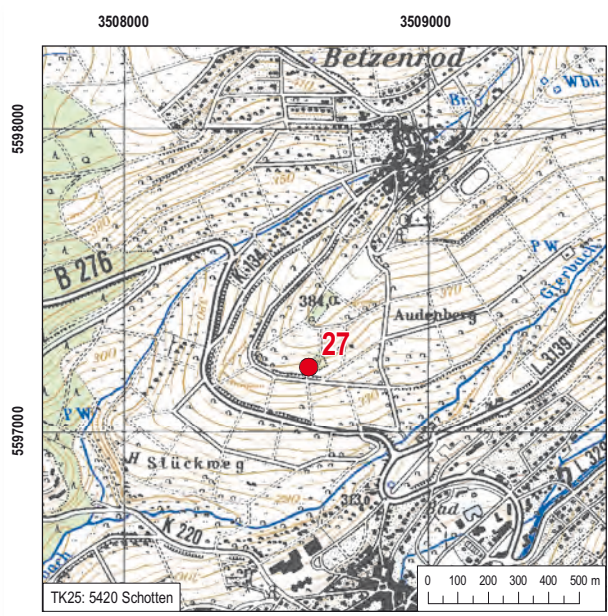
Gluckensteine bei Schotten-Betzenrod.



Wulstige Ausbildung der Gluckensteine.

27 Gluckensteine bei Schotten-Betzenrod

Aufschluss: Felsen
Gestein: Tholeiitischer Basalt
TK 25: 5420 Schotten
Lage: R: 35 08 614, H: 55 97 214
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Schotten
Status: Naturdenkmal



Beschreibung:

Am Südhang des 384,0 m hohen Audenberges, etwa 700 m SW von Betzenrod, liegen in einem kleinen Wäldchen die Gluckensteine. Sowohl von Betzenrod als auch von Schotten aus ist dieses Naturdenkmal über asphaltierte Wege einfach zu erreichen.

Das charakteristische Merkmal der Gluckensteine ist die wellige, wulstige Ausbildung der Felsengruppe, die mit etwas Phantasie den Anschein von brütenden Glucken erweckt. Von weitem könnte auch der Eindruck von flach ausgebildeten oder deformierten Kissenlaven entstehen. Beides ist falsch. Die Wülste wurden durch die flach liegende Absonde-

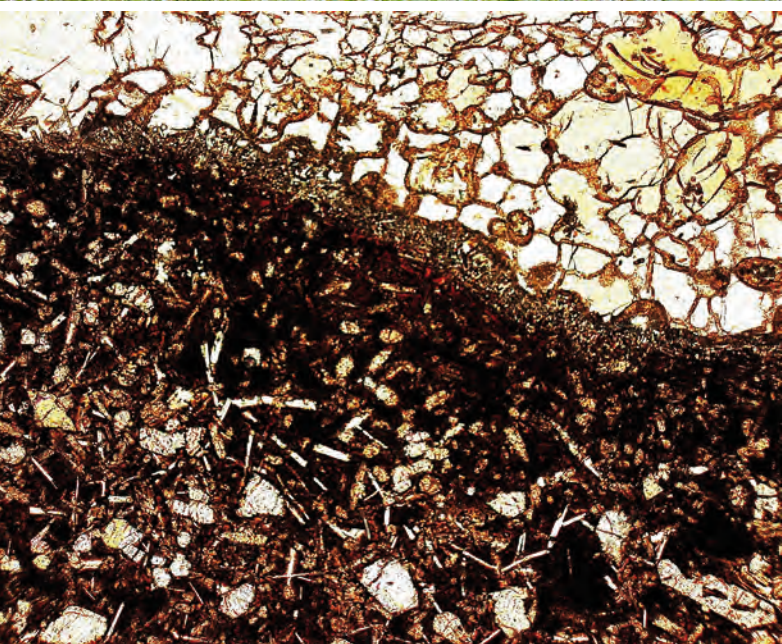
rung vorgezeichnet und durch die Verwitterung schließlich herauspräpariert.

Das Gestein ist grau, an der verwitterten Oberfläche sogar mittel–hellgrau und fein–mittelkörnig ausgebildet. Das Gefüge ist porphyrisch mit Olivin, Klinopyroxen und wenigen Plagioklasleisten als Einsprenglingen. In der Matrix ist Plagioklas jedoch reichlich vorhanden, was sich durch die helle Verwitterungsfarbe bemerkbar macht. Der Vulkanit, der zu den Trapp-Basalten aus dem Oberwald gehört, ist als tholeiitischer Basalt einzustufen.

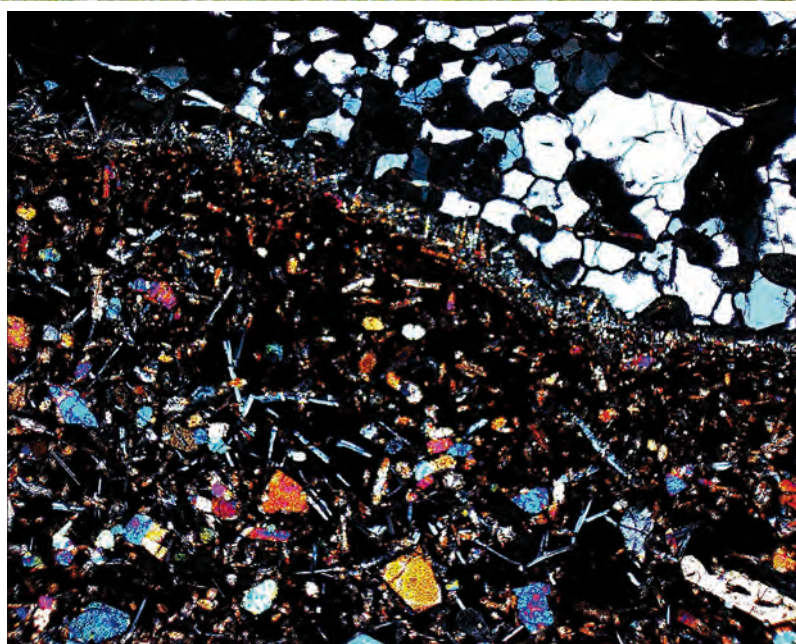
Typisch ist der hohe Porenanteil in diesem Gestein. Meist ist es feinporig ausgebildet, stellenweise ist es blasig aufgeschäumt und als Schlacke anzusprechen. Die Blasen sind oft mit Zeolithen ausgekleidet. Ein interessantes Phänomen ist die horizontale, lagenweise Anreicherung von Blasen, die durch die Fließbewegung der Lava verursacht wurde. Somit ist die flach liegende Absonderung und damit die sonderbare Verwitterungsform letztendlich auf das Fließgefüge zurückzuführen.

Literatur:

- SCHOTTLER, W. (1924a): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Schotten [TK 25, Bl. 5420 Schotten]; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1924b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blätter Nidda und Schotten [TK 25, Bl. 5520 Nidda und 5420 Schotten]: 131 S.; Darmstadt.



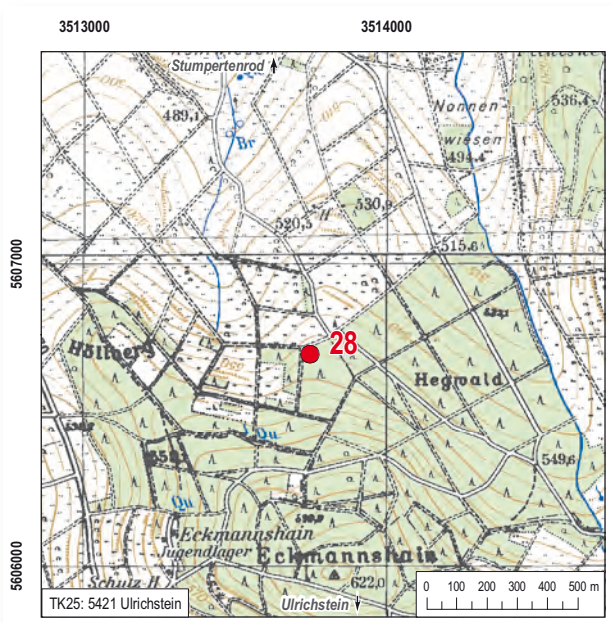
Dünnschliffaufnahme ohne gekreuzte Polarisatoren. Unten links ist der Basanit mit kleinen Olivin-Einsprenglingen, bräunlichen Pyroxenen, farblosen Plagioklas-Nädelchen, Erz und dunklem Glas. Oben rechts ein Einschluss aus Sandstein, der teilweise aufgeschmolzen war, erkennbar an dem gelblichen Glas. Bildbreite 2,8 mm.



Dünnschliffaufnahme des Basanits (wie links) mit gekreuzten Polarisatoren. Der Reaktionssaum um den Einschluss wird von feinen Pyroxen-Nädelchen gebildet. Bildbreite 2,8 mm.

28 Dicke Steine bei Feldatal-Stumpertenrod

Aufschluss: Klippe
Gestein: Basanit
TK 25: 5421 Ulrichstein
Lage: R: 35 13 747, H: 56 06 703
Landkreis: Vogelsbergkreis
Gemeinde: Feldatal
Status: stark zugewachsen, vernachlässigt



Beschreibung:

Am Nordhang des 622 m hohen Eckmannshains, ca. 2 km SE von Stumpertenrod, ragen die Dicken Steine am Waldrand aus dichtem Gestrüpp hervor. Diese bis 8 m hohe Felsklippe hat eine Breite von ca. 10 m bei einer Länge von etwa 30 m, wobei die Längsachse ca. 65°, also etwa SW–NE streicht. Wander- und Hinweisschilder erleichtern den Anmarschweg.

Das Gestein ist säulig aufgebaut. Die Säulen sind mit meist 15–20 cm Durchmesser relativ dünn. Die Anordnung der Säulen lässt eine schwach ausgebildete Meilerstellung erkennen, wobei von einer Mittelnaht mit eher steil stehenden Säulen ausgehend das Einfallen nach NW und SE jeweils verflacht. Diese

Form lässt auf eine gangförmige Entstehung schließen.

Der Vulkanit ist ein schwarzer, kompakter Basanit. Er ist feinkörnig bis glasig und porphyrisch entwickelt mit Einsprenglingen von Olivin und Klinopyroxen. In der Matrix kommt außerdem wenig Plagioklas und Erz vor. Darüber hinaus konnten Fremdgesteins-Einschlüsse aus dem Nebengestein beobachtet werden.

Die Dicken Steine liegen auf einem Nord–Süd ausgerichteten Lineament, das mehrere Durchbrüche mit basanitischer Zusammensetzung verbindet. Diese sind (nach Süden): der Eckmannshain, der Ulrichsteiner Schlossberg, der Hauberg, der Horst sowie weiter im Süden der Gackerstein und der Bilstein. Diese späten magmatischen Bildungen haben sich offensichtlich die Nord–Süd-Richtung bei ihrem Aufstieg zunutze gemacht.

Die Dicken Steine liegen 600 m östlich des Höllberges. Der Sage nach ist hier Frau Holle ein- und ausgegangen. Die Felsformation war wie viele andere im Vogelsberg deshalb wahrscheinlich auch eine ehemalige Kult- und Opferstätte zu Ehren der germanischen Göttin Holle.

Literatur:

- SCHOTTLER, W. (1931a): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Ulrichstein [TK 25, Bl. 5421 Ulrichstein]; Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. (1931b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Ulrichstein [TK 25, Bl. 5421 Ulrichstein]: 107 S.; Darmstadt.

