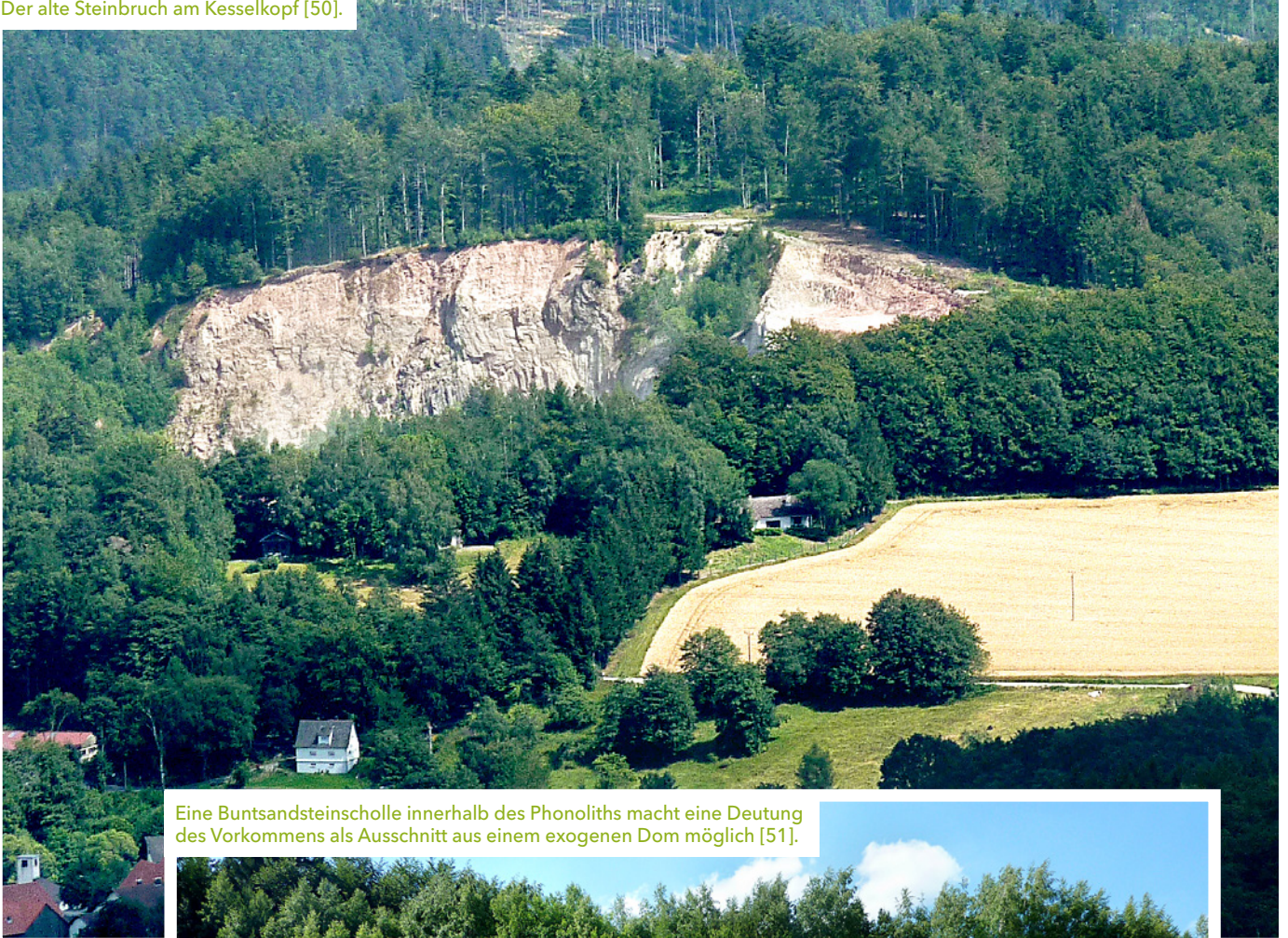


50, 51 Steinbrüche am Kesselkopf

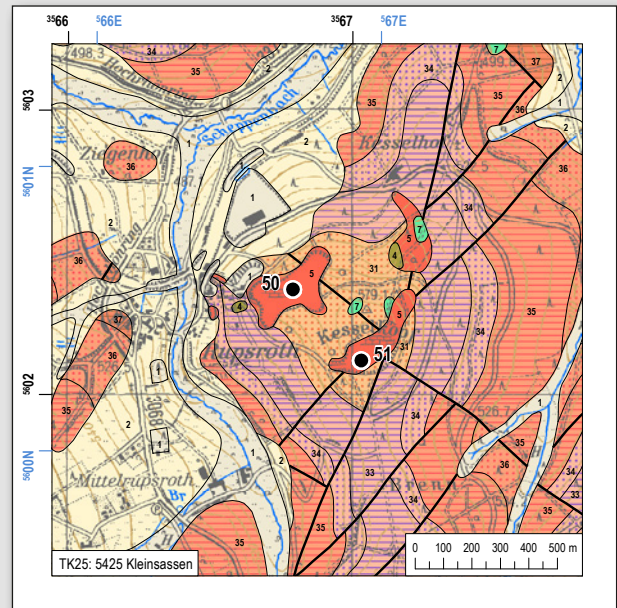
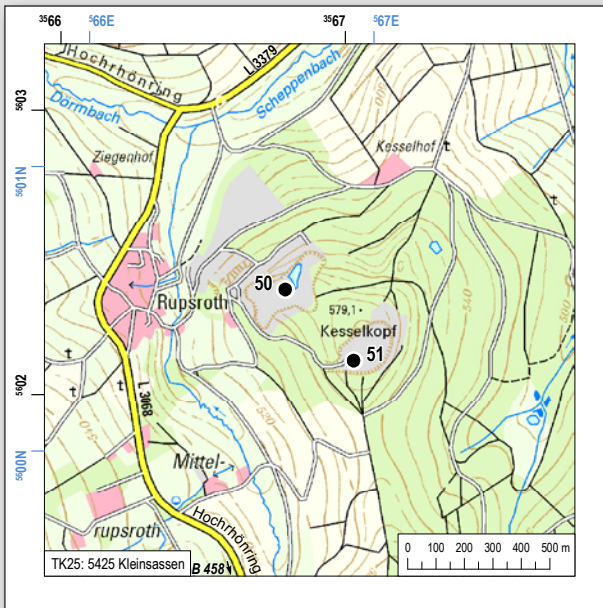
Hilders

Der alte Steinbruch am Kesselkopf [50].



Eine Buntsandsteinscholle innerhalb des Phonoliths macht eine Deutung des Vorkommens als Ausschnitt aus einem exogenen Dom möglich [51].





Aufschluss:	Steinbruch
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	50: R: 35 66 790, H: 56 02 370 (alter Steinbruch) 51: R: 35 67 030, H: 56 02 120 (neuer Steinbruch)
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	50: Hilders - Rupsroth; 51: Hilders - Liebards
Status:	Steinbrüche in Betrieb

Beschreibung:

Zugang: An der Nordwest-Flanke und an der Südseite des Kesselkopfs östlich von Rupsroth liegen die beiden Steinbrüche des Rupsrother Phonolith-Betonsteinwerks der Fa. Franz Carl Nüdling, Basaltwerke GmbH & Co. KG, Fulda. Sie sind zu erreichen, wenn man von der L3068 kommend in Rupsroth unmittelbar südlich des Milseburg-Radwegs (dort Tafel zum Vorkommen) in die „Basaltstraße“ einbiegt, über den Schuppenbach fährt und dann nach Norden (links) der „Basaltstraße“ folgt. Nach rd. 150 m ist das Betriebsgelände erreicht. Vom Tor aus geht es nach weiteren 150 m nach Osten (rechts) hinauf zu den Steinbrüchen (mit Schild ausgewiesen). Nach (abermals) 150 m Anstieg biegt man rechts in einen leicht nach Südwesten ansteigenden Querweg ein und findet nach wenigen Metern links die Abfahrt zum sog. **alten Steinbruch** (Geotop 50). Folgt man dem leicht ansteigenden Querweg weiter, passiert man die Brecheranlage und erreicht in einem großen

Bogen nach Osten nach ca. 600 m den sog. **neuen Steinbruch** (Geotop 51) auf der Südseite des Kesselkopfs.

In den Steinbrüchen werden zwei unterschiedliche, nicht sehr große Vorkommen eines Phonoliths angeschnitten. Wie der geologischen Karte zu entnehmen ist, gibt es im Umfeld noch weitere kleine Ausbisse. So lässt sich vermuten, dass diese zusammen einem großen Vorkommen im Untergrund angehören, dessen Durchmesser bei mindestens 800 m liegt. Die unterschiedliche Ausbildung des Phonoliths in beiden Steinbrüchen ist dann die Folge der lokal unterschiedlichen Aufstiegshöhe der Schmelze, je nachdem, ob diese die Schichten des umschließenden Mittleren Buntsandsteins durchbrochen hat oder nicht.

Der auch von weitem sichtbare **alte Steinbruch** am Kesselkopf, der nur beschränkt in Abbau steht und dessen Nordost-Bereich sich bereits zu einem Biotop entwickelt hat, schließt das Dach eines endogenen Doms auf. Dies stellt eine der äußerst seltenen Gelegenheiten dar, den Kontakt zwischen einer Intrusion und ihren Deckschichten in unmittelbaren Augenschein nehmen zu können, wenngleich sich die Aufschlussverhältnisse in den letzten Jahren verschlechtert haben. Geht man die Einfahrt zu dem Steinbruch hinunter, öffnet sich der Blick auf dessen Südwand mit steil stehenden Säulen. Mit ihrer hellgrauen Farbe stellen sie einen deutlichen Kontrast zu dem Rot der am oberen Rand anstehenden horizontalen Schichten des Mittleren Buntsandsteins dar. Dadurch wird die geologische Struktur als endogener Dom sofort einsichtig. Die Szenerie mit den steil

stehenden bis fast senkrechten Säulen setzt sich von der Mitte der Südwand bis in die Ostwand fort und zeigt die Fortführung des magmatischen Körpers unter die Buntsandstein-Schichten an. Dabei wird deutlich, dass die Kontaktfläche im Dach keineswegs eben ist, wie man das aus den üblichen Schemazeichnungen für Intrusionen gewöhnt ist, sondern durch Einbrüche der Deckschichten Sprünge aufweist. Im Weiteren ist der Buntsandstein im Kontaktbereich gebleicht und oft zerrüttet, lokal auch gefrittet. Im Bereich der Südwest-Ecke und der Westwand sind die Säulen fächerförmig nach oben zunehmend stärker geneigt. Dies belegt, dass dort das (nicht aufgeschlossene) Dach in diese Richtung bereits abfällt, der West- bis Südwest-Rand der Intrusion demnach bald erreicht wird. Neben den Säulen ist lokal auch eine plattige Entwicklung zu beobachten.

Der angewittert hellgraue, im frischen Zustand grünlichgraue Nephelin-Phonolith von Rupsroth ist arm an Einsprenglingen, die sich meist auch nur wenig von der Grundmasse absetzen. Diese wird erwartungsgemäß beherrscht von Alkalifeldspäten in typisch trachytischem Gefüge, daneben eine feine Erzkomponente und als Spätphase Ägirin bis Ägirinaugit als Zwickelfüllung. Lokal finden sich auch opazitisierte Amphibole (durch Magnetitstaub dunkel gefärbte Amphibole infolge von Oxidations- und Dehydratationsvorgängen) in der Grundmasse verteilt. Verbreitet sind feine Fließfalten entwickelt. Die Zähigkeit der Schmelze beim Fließvorgang dokumentiert sich in feinen, unregelmäßigen Rissen, die dem Gestein von Rupsroth eine auffällige Porosität verleihen.

Der (höher gelegene) **neue Steinbruch** hat nicht die Aufschlusshöhe wie der alte Steinbruch und bietet bezüglich des Phonoliths keine zusätzlichen Erkenntnisse. Ein Intrusionsdach ist nicht aufgeschlossen. Dagegen könnte das Auftreten einer vulkanischen Brekzie nahe dem Nordende des derzeitigen Abbaus (gut 100 m ostnordöstlich des Höhenpunkts 579,1 m ü. NN) dafür sprechen, dass der Bereich des neuen Steinbruchs zu einem exogenen Dom gehört. Das könnte auch die schwer zu interpretierenden

Orientierungen der säuligen Entwicklung erklären. Außerdem würde so das Auftreten einer Buntsandsteinscholle innerhalb des Phonoliths auf der Nordwest-Seite des Steinbruchs kurz hinter dem Zugang leichter verständlich.

Weiterhin ist inzwischen am nordwestlichen Steinbruchrand östlich vom o. g. Höhenpunkt der kleine Schlot eines glasig entwickelten Alkalibasalts angeschnitten (in der GK 25 von 1994 als Trachybasalt vermerkt). Dieser gehört zu einer Reihe von kleinen Schloten mit Füllungen aus der Basaltfamilie, die den Phonolithkomplex von Rupsroth durchsetzen.

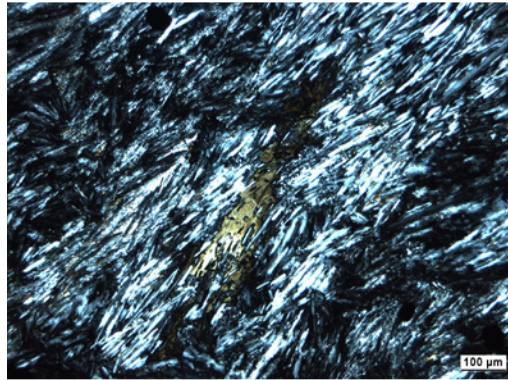
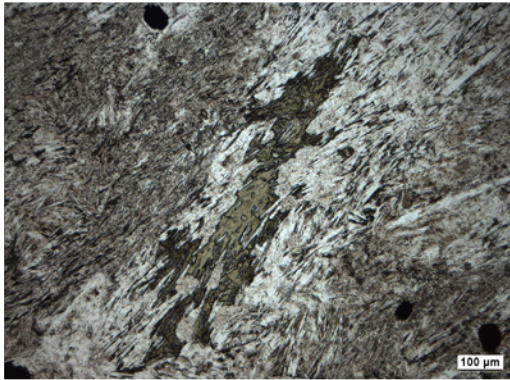


Selten ist – so wie hier – das Dach eines endogenen Phonolith-Domes im Kontakt mit seinem Nebengestein, hier dem Mittleren Buntsandstein, aufgeschlossen [50].

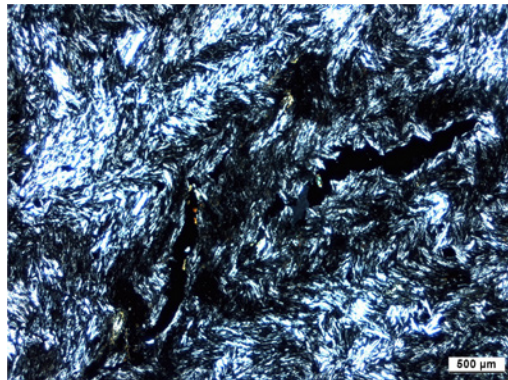
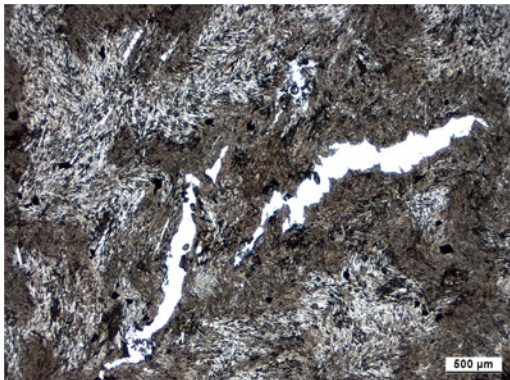
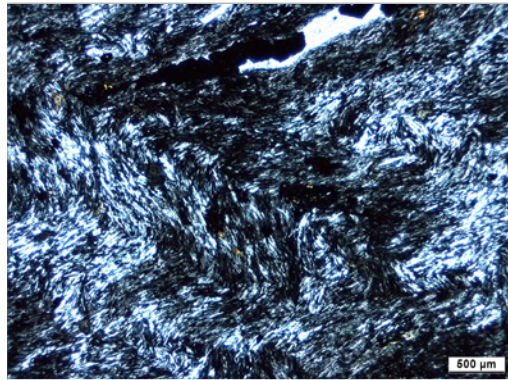
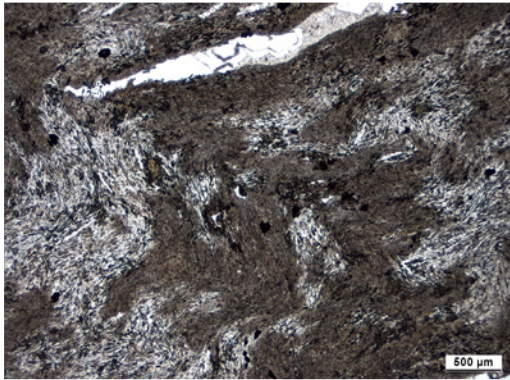


Nach Osten unter den Buntsandstein abtauchende Säulen des Phonoliths [50].

Dünnschliffaufnahmen [50] des ...



... Phonoliths: Trachytisches Fließgefüge von Alkalifeldspäten mit wenig Erzkomponente, dazu Alkalipyroxen (Ägirin bis Ägirinaugit) als späte Zwickelfüllung (X und || grün).



... Phonoliths: Stark gefälteltes trachytisches Fließgefüge mit Blasenbildung (unregelmäßige Risse).

Literatur:

- EHRENBURG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).
- EHRENBURG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen

1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).

NÜDLING, H.D. (2006): Rhönbasalt. Erschließung – Abbau – Geotope: 151 S., zahlr. Abb.; Fulda (Parzeller).

SCHMELING, S. (1991): Geologische und petrographisch-geochemische Untersuchung an drei ausgewählten Basaltvorkommen in der Rhön. – Diplomarbeit TU Clausthal: 118 S., 47 Abb.; Clausthal-Zellerfeld (unveröff.).





Der Phonolith des Kesselkopfs: „Baustoff mit Klang“



Staukuppe aus Phonolith

„Stecken geblieben!“

Vor ca. 18 Millionen Jahren, während der Tertiärzeit, stieg entlang tief greifender Bruchzonen Magma phonolithischer Zusammensetzung auf. Es konnte aber nicht bis zur Erdoberfläche vordringen, sondern blieb als Staukuppe in den Sandsteinen aus der Buntsandsteinzeit stecken. Dort erstarrte die Gesteinsschmelze, wobei zum Teil säulige Abkühlungsstrukturen entstanden. Die Grenze zwischen Phonolith und umgebendem Sandstein ist im nordwestlichen Steinbruch des Kesselkopfs deutlich zu erkennen.



Phonolithsäulen

Aus dem Berg in den Keller

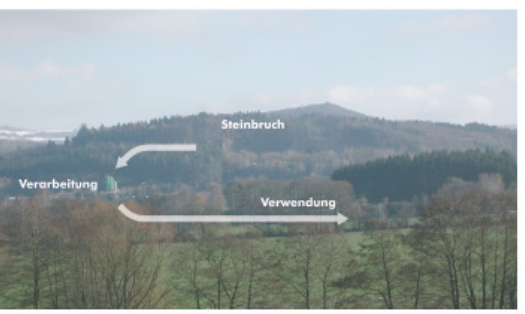
Phonolith wird in der Kuppenrhön in zwei Steinbrüchen abgebaut und vor Ort zu vielfältigen Produkten weiter verarbeitet. Das Gestein findet überwiegend als Schotter, Splitt und Edelsplitt für den Straßenbau und als Betonzuschlag Verwendung. Gebrochener Phonolith wird als Zuschlagstoff für hochwert

„Klangstein“

Der Name Phonolith leitet sich aus dem griechischen phona = Klang und lithos = Stein her, weil das Gestein beim Anschlagen einen hohen Klang erzeugt. Phonolith ist ein vulkanisches Gestein, heller als Basalt, von grünlich- bis braungrauer Farbe und zumeist sehr feinkristallin.



tige Kellerwandblöcke und U-Steine im Gebäudebau eingesetzt. Die Steine entsprechen den gestiegenen Anforderungen an Feuchte- und Wärmeschutz. Des Weiteren wird Phonolith regional als Naturwerkstein, z.B. als Bruchmauerstein oder Dachziegelplatte, genutzt. Der hohe Natrium-Anteil macht Phonolith darüber hinaus als Flussmittel für die Glasindustrie interessant.





© Fotos: Nidderg.

Mit freundlicher Unterstützung von:









„Das ist Musik in meinen Ohren!“

Tafel des Milseburg-Radwegs mit Erklärungen zur Geologie des Kesselkopfs.

Differentiation*

Differentiation ist ein viel gebrauchter Begriff in der Petrologie. Man versteht darunter ganz allgemein die Entstehung von mehr als einem magmatischen Gesteinstyp aus einem gemeinsamen Ursprungsmagma. Er bezeichnet somit jegliche Veränderung im Verlauf der Entwicklung einer Schmelze bis zu deren Erstarrung und die daraus folgenden Konsequenzen für die Kristallisation der einzelnen Mineralphasen. Eine Differentiation kann verschiedene Ursachen haben, z.B. Änderungen in den Druck-/Temperaturbedingungen oder in den volatilen Phasen sowie Assimilation von Nebengestein. Die wichtigste aber ist die sogenannte fraktionierte Kristallisation. Darunter ist zu verstehen, dass die kristallisierenden Mineralphasen nicht die gleiche Zusammensetzung haben wie die Schmelze. Der Schmelze werden somit bestimmte Elemente bevorzugt entzogen, wodurch sich andere wiederum anreichern. Bleiben die früh ausgeschiedenen Mineralphasen als Einsprenglinge im Gestein erhalten, entspricht dessen Gesamtzusammensetzung derjenigen der Ausgangsschmelze (abgesehen von der volatilen Phase).

Unterschiede entstehen in der Grundmasse je nachdem, in welchem Ausmaß die früh ausgeschiedenen Kristalle mit der verbliebenen Schmelze reagieren und sich den veränderten Bedingungen anpassen oder von ihr sogar wieder resorbiert werden. Sofern früh ausgeschiedene Kristalle (z.B. Olivin und Klinopyroxen) von der Schmelze getrennt werden (z.B. durch Abseigern, weil sie deutlich schwerer als die Schmelze sind), erstarrt diese zu einem Gestein mit anderer Zusammensetzung als der der Ausgangsschmelze. Die abgetrennten Minerale entzogen der Schmelze Elemente wie z.B. Mg und Fe und änderten damit deren Zusammensetzung. In der verbliebenen Schmelze werden andere Elemente, wie z.B. Si, Al, Na und K, sukzessive angereichert. Aus basanitischen oder alkalibasaltischen Ausgangsschmelzen können so mit zunehmender Differentiation die Hawaiite, Latite, Shoshonite und Trachyte abgeleitet werden. Die differenzierten Gesteine sind, da ihren Schmelzen die dunklen Minerale entzogen wurden, i. Allg. heller und somit auch oft schon im Handstück erkennbar.

Da alle Silikatminerale einen anderen Kieselsäuregehalt haben als es einer typischen aus dem Mantel stammenden basaltischen Schmelze entspricht, ist die fraktionierte Kristallisation ein ganz normaler Vorgang beim fortwährenden Abkühlungsvorgang. Die daraus folgende Differentiation ist daher für zahlreiche Beispiele belegt (auf die hier aber nicht näher eingegangen werden kann), insbesondere für den tholeiitischen Vulkanismus, wie er an mittelozeanischen Rücken (oder z.B. auch im Vogelsberg) auftritt, weniger für den kontinentalen Intraplattenvulkanismus (wie z.B. in der Rhön) mit seinen typischen alkalibetonten unterkieselten Schmelzen. Die Vielfalt der Gesteine in der Rhön spricht sicherlich für differentiative Prozesse. Es stellt sich aber die Frage, ob hier eine kontinuierliche Abfolge von basanitischen bis zu phonolithischen Schmelzen bzw. daraus entstandenen Vulkaniten vorliegt. Da erscheinen Zweifel berechtigt.

Zum Fortschreiten einer Differentiation gehört, abgesehen von einer zugehörigen Entwicklung auf der Zeitschiene und in der Temperatur, eine entsprechende Abnahme im Volumen des Differentiats, d.h. das Restdifferentiat hat auf jeden Fall ein geringeres Volumen als ein Zwischenstadium (und natürlich als das Ausgangsmaterial). Eine solche Volumen-Abnahme kann in der Rhön nicht beobachtet werden. Hier findet sich sehr viel Basalt neben relativ viel Trachyt bzw. Phonolith und wenig Zwischenprodukten (vgl. TAS-Diagramm, Abb. 10, Teil I). Diese Assoziation Basalt → Trachyt bzw. Phonolith ist auch im übrigen Deutschland weit verbreitet, wobei die Zwischenprodukte sogar mehr oder weniger fehlen können. Dass ausgerechnet aber immer die Zwischenprodukte nicht den Weg nach oben gefunden haben sollen, ist kein überzeugendes Argument. Eine wissenschaftlich plausible Begründung für diese Beobachtung steht bisher noch aus.

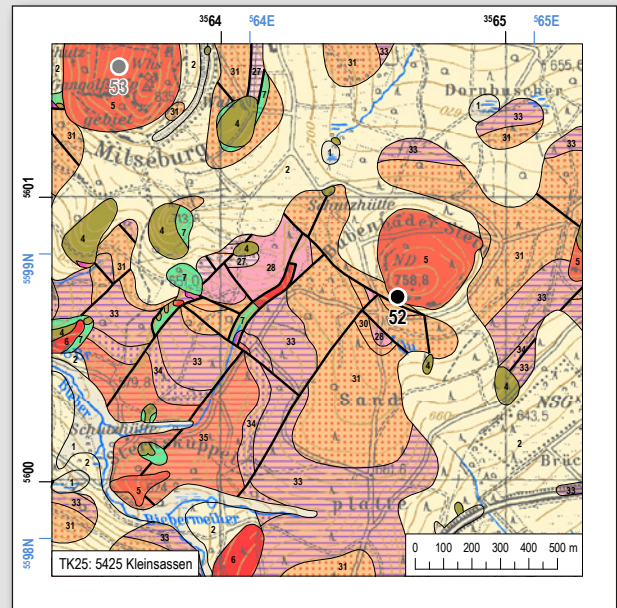
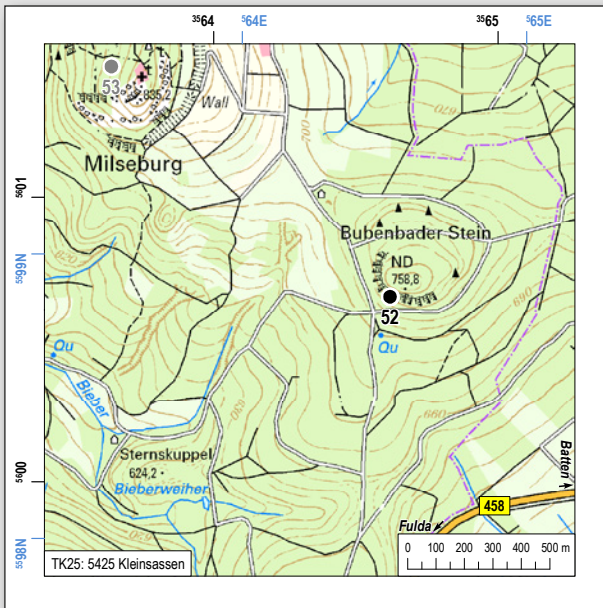
* Wegen der Schreibweise vgl. Anmerkung in der Einleitung.

Eine der beiden kegelförmigen Phonolith-Kuppen des Bubenbader Steins.



Flache Lagerung der Phonolith-Säulen ermöglicht einen Blick auf die Säulenköpfe.





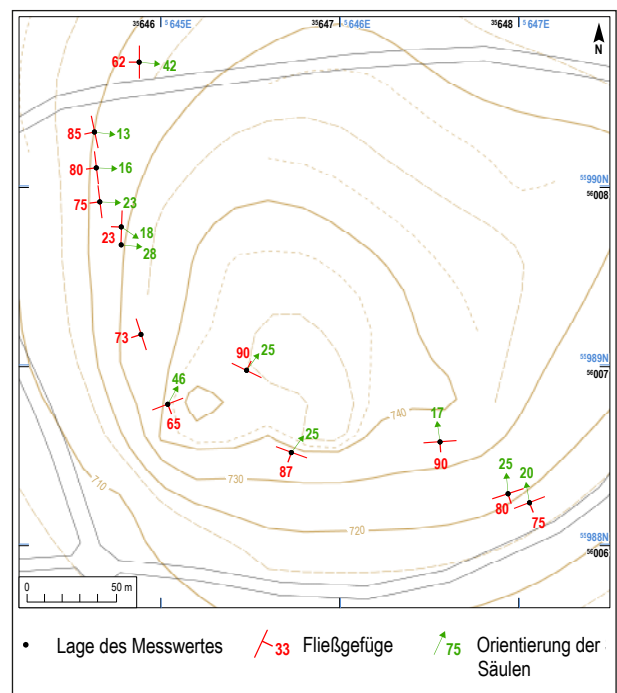
Aufschluss:	Felsgruppe
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	R: 35 64 620, H: 56 00 650
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Hofbieber - Danzwiesen
Status:	Naturdenkmal

Beschreibung:

Zugang: Der Bubenbader Stein liegt ca. 1 km südöstlich der Milseburg. Er ist wie diese von Norden her über die L3379, die östlich von Kleinsassen aus dem Biebertal ansteigend in Richtung Hilders führt, am bequemsten zu erreichen. Nach ca. 1,5 km zweigt die ausgeschilderte Zufahrtsstraße (K20) nach Südosten (rechts) zum Weiler Danzwiesen ab (gleichzeitig zu den Parkmöglichkeiten für den Aufstieg zur Milseburg). In der Fortsetzung auf nicht öffentlichem Fahrweg ab Danzwiesen nach Süden und weiter nach Südosten erreicht man nach ca. 1 km, davon ab der Schutzhütte die letzten 150 m im Wald, den Bubenbader Stein. Ein ebenfalls nicht öffentlicher Fahrweg führt von der B458 ab Grabenhof nach Norden zum Bubenbader Stein.

Der Bubenbader Stein (manchmal auch Buchenpfader Stein genannt) ist eine der Kuppenrhön zugehörige Felsgruppe, die sich mit bis zu 20 m Höhe über ca. 250 m in Nordnordwest-Südsüdost-Richtung östlich des Forstwegs entlang zieht. Sie zeichnet dabei den rundlichen Umriss eines mittelgroßen (nepheli-

nitischen) Phonolith-Vorkommens (Durchmesser ca. 350 m) nach. Heute als zwei kegelförmige Kuppen im Niveau der Solling-Formation des höheren Mittleren Buntsandsteins in einem Viertelkreis anstehend, wird das Vorkommen beherrscht von relativ flach liegenden Säulen, deren Orientierung zu dessen Mitte nach innen weist. Hierzu senkrecht bis sehr steil nach außen fallend ist das Fließgefüge entwickelt (**Abb.** Lageplan Gefüge). Damit lässt sich insgesamt eine Zwiebelschalenstruktur rekonstruieren und der Bubenbader Stein



Fließgefüge und Orientierung der Säulen am Bubenbader Stein.

als Teil eines endogenen Doms (Quellkuppe) deuten, dessen Zentrum bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist. Dieser bildet eine die Schichten des Mittleren Buntsandsteins durchstoßende Kuppel, teilweise nunmehr von Blockschutt führenden Fließerden überdeckt. Von seinem höchsten Punkt gewährt er einen traumhaften Rundumblick. Insbesondere die Milseburg im Nordwesten und die Wasserkuppe im Südsüdosten präsentieren sich jeweils von ihrer fotogenen Seite.

Das in frischem Zustand grünlichgraue, angewittert hellgraue, dichte Gestein ist reich an Alkalifeldspat-Einsprenglingen bis wenige Millimeter Länge, die in einer typischen, vom Fließen der Schmelze geprägten trachytischen Grundmasse von Alkalifeldspäten eingebettet sind. Neben den Erzpartikeln finden sich darin auch kleine Einsprenglinge von Alkalipyroxen (Ägirinaugit).

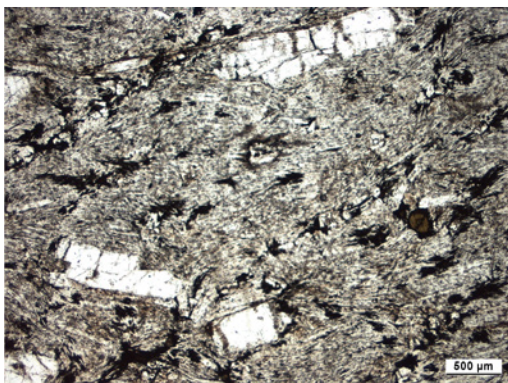
Das zähe Fließen der Schmelze wird deutlich in unter dem Mikroskop sichtbaren, dunkel erscheinenden Scherzonen sowie im auffälligen Zerbrechen der Einsprenglingsfeldspäte.

Literatur:

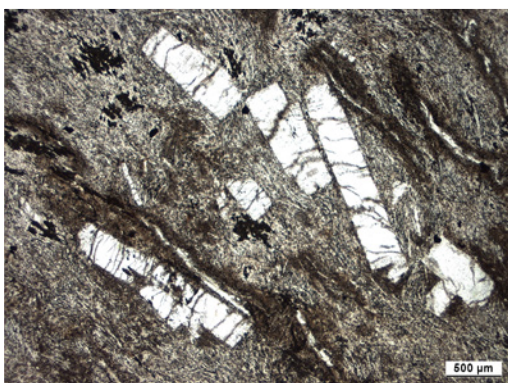
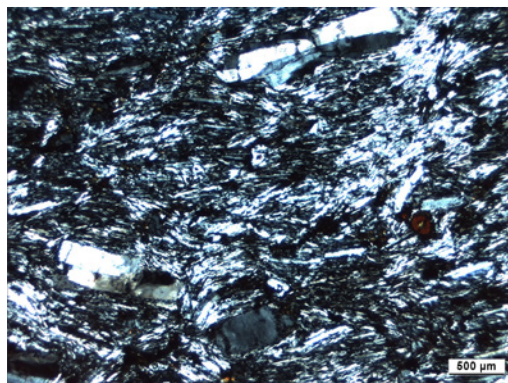
EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).

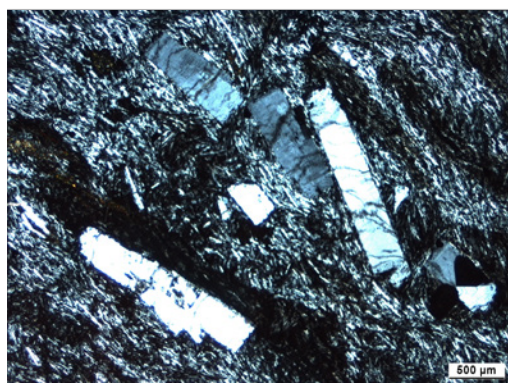
Dünnschliffaufnahmen des



... Phonoliths: Alkalifeldspat-Einsprenglinge in trachytischem Fließgefüge von Alkalifeldspäten mit Erzkomponente und Alkalipyroxen als Zwickelfüllung.



... Phonoliths: Zerbrochene Alkalifeldspat-Einsprenglinge und Scherrisse in trachytischem Fließgefüge.





Vom Top des Bubenbader Steins öffnet sich ein sehr schöner Blick, u.a. auch auf die Milseburg.

Das „Bubenbad“ am Bubenbader Stein

Südöstlich der Milseburg lag einer jener malerischen Rhönhöfe, der durch den Bubenbader Stein bekannt wurde. Der Name dieses Gasthofes soll, der Sage nach, von dem hinter der dortigen Scheune gelegenen kleinen Weiher herrühren, in dem die Milseburger Ritter oder deren Trossbuben zu baden pflegten.

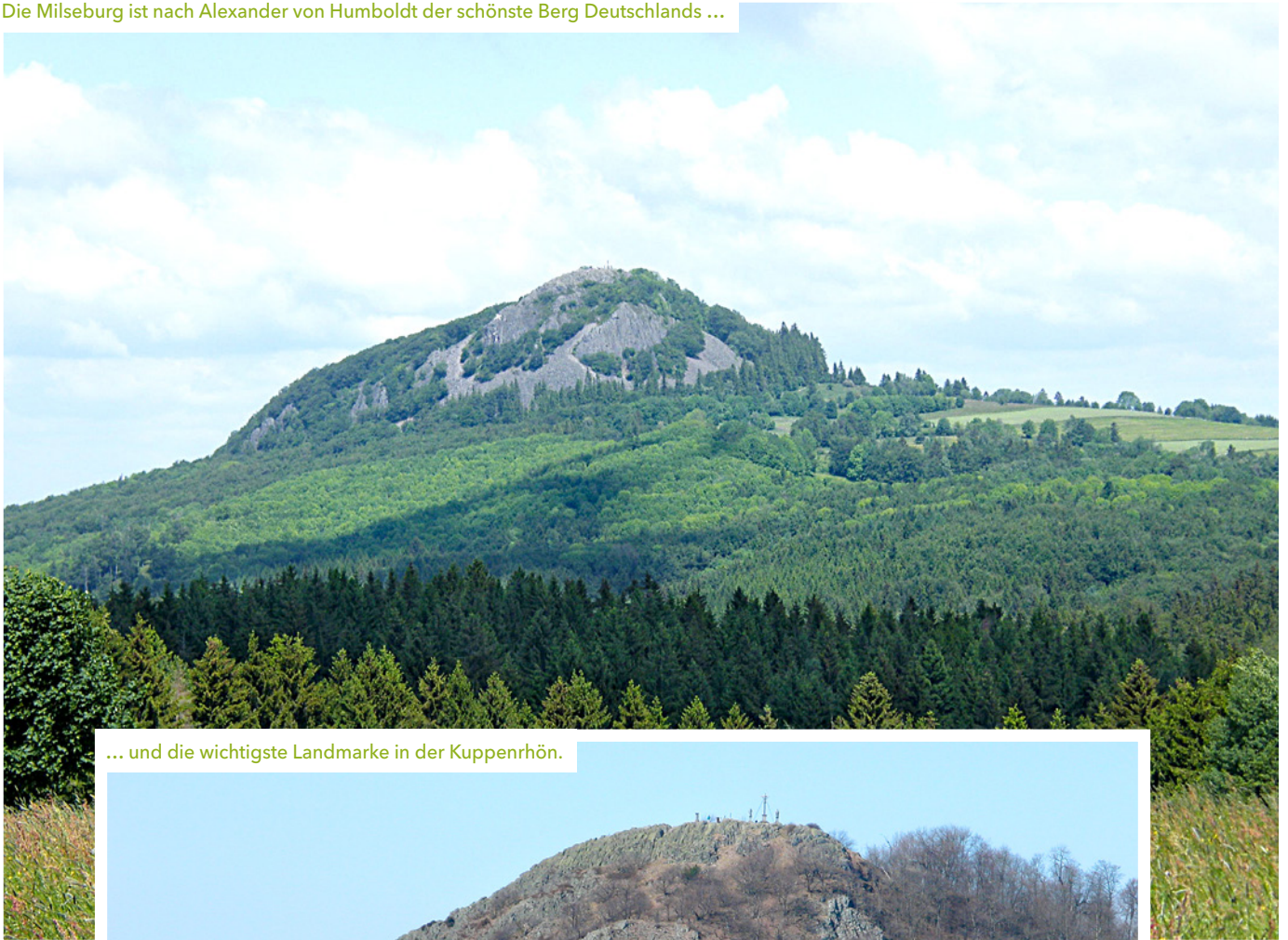
Nach einer anderen Sage geht der Ursprung des Namens auf einen Ritter zurück, der mit seiner jungen Gattin in einer der Rhönburgen unweit der Felsgruppe lebte. Der Ritter sehnte sich nach einem männlichen Nachkommen und sah sich in seinen Hoffnungen schon sechsmal enttäuscht, da ihm seine Gemahlin statt eines Jungen jedes Mal ein Mädchen gebar. Das siebte Kind, ebenfalls ein Mädchen, badete die Mutter wie immer nach der Geburt im nahegelegenen Teich, doch dieses Mal, oh Wunder, war das Mädchen durch das Bad in dem Born bei der Waldkapelle in einen prächtigen Knaben verwandelt worden.

Quelle: WUCKE, CH. L. (1891): Sagen der mittleren Werra, der angrenzenden Abhänge des Thüringer Waldes, der Vorder- und der Hohen Rhön, sowie aus dem Gebiete der fränkischen Saale; Eisenach; zitiert nach: http://www.heilige-quellen.de/Orte_Hessen/Milseburg-Ordner/Milseburg_Rh%F6n_Seite.html#Das%20Bubenbad

53 Milseburg

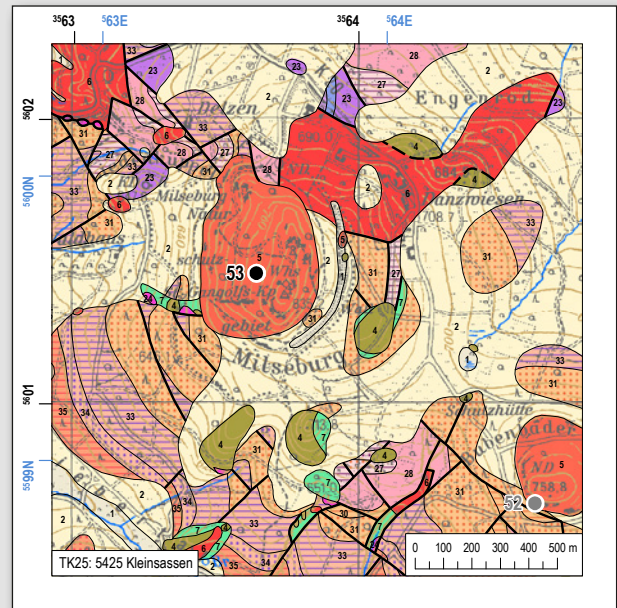
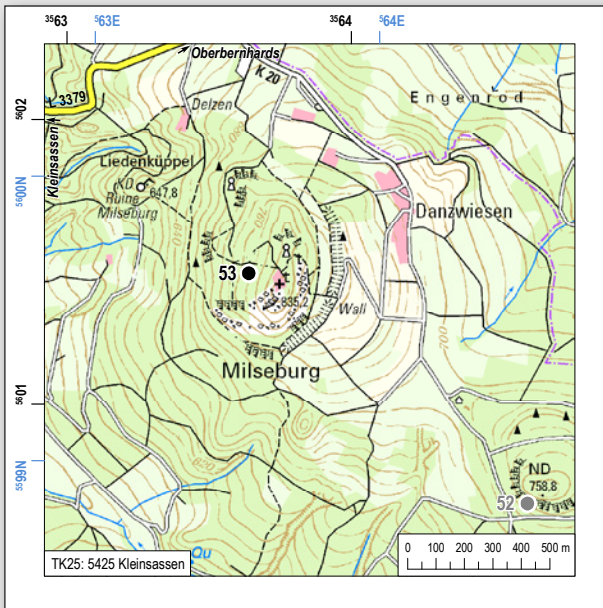
Hofbieber - Danzwiesen

Die Milseburg ist nach Alexander von Humboldt der schönste Berg Deutschlands ...



... und die wichtigste Landmarke in der Kuppenrhön.





Aufschluss:	Felsmassiv
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	R: 35 63 640, H: 56 01 460
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Hofbieber - Danzwiesen
Status:	Naturschutzgebiet

Beschreibung:

Zugang: Die Milseburg, die „Perle der Rhön“, ist das zentrale, ihre Umgebung überragende Felsmassiv der Kuppenrhön. Aus allen Himmelsrichtungen betrachtet, weist sie eine markante Form auf. Majestätisch erhebt sie sich, von Westen gesehen, in Form eines schief stehenden Trapezes, während sie von der Wasserkuppe aus in völlig veränderter Gestalt nur als spitzer Kegel erscheint. Die Vogelsberger, denen die Breitseite des Bergs zugekehrt ist, nennen sie „Heufuder“, während die nördlich Wohnenden den scharfen, nach Süden allmählich in die Höhe steigenden riesigen Felsen mit einem Sarg vergleichen und ihn deshalb als „Totenlade“ bezeichnen. Die Süd- bis Ostseite der Milseburg fällt in einem gewaltigen, steilen, teilweise mit Blockschutt bedecktem Hang ab, was ihr die bizarre Form gibt. Der ansonsten bewaldete Berg ist auf dieser Seite völlig kahl, so dass sich der Steilhang wirkungsvoll von seinem Umfeld abhebt. Von ihrem Gipfel hat man einen der besten Ausblicke in die Rhön, bei klarer Witterung sollen der Meißner und der Habichtswald zu sehen sein. Die Milseburg stellt eine bedeutende „Landmarke“ dar,

von Alexander von Humboldt wurde sie als schönster Berg Deutschlands bezeichnet.

Der kürzeste und bequemste Zugang ist von Norden her über die L3379, die östlich von Kleinsassen aus dem Biebertal ansteigend in Richtung Hilders führt. Nach ca. 1,5 km zweigt die ausgeschilderte Zufahrtsstraße (K20) nach Südosten (rechts) zum Weiler Danzwiesen und gleichzeitig zur Milseburg ab. Nach gut 100 m kommt rechts der ausgewiesene Parkplatz. Zusätzliche Parkmöglichkeiten finden sich weiter entlang der Straße. Vom Parkplatz (Höhe um 660 m ü. NN) aus führt ein Weg nach Süden ansteigend zur Basis des bewaldeten Felsmassivs. Von dort kann man auf zwei Wegen die noch fehlenden 125 Höhenmeter zum Gipfel (835,2 m ü. NN) aufsteigen. Der westliche (rechte) Weg ist der bequemere, da er gleichzeitig als Zufahrt zur bewirtschafteten Hütte am Gipfel genutzt wird. Der östliche (linke) Weg ist schmaler und verläuft eine längere Strecke wenig ansteigend, um dann östlich unterhalb des Gipfels einen kurzen steileren Anstieg zu nehmen. Dafür hat man bereits vor dem Gipfelbereich mehr Möglichkeiten, das Anstehende in Augenschein zu nehmen. Am westlichen Weg beschränkt sich dies auf das Umfeld des Nordtors. Die Milseburg ist auch auf zahlreichen Fernwanderwegen zu erreichen. Die schönsten führen von Schackau durch das Mambachtal (vgl. Teil III) und vom Parkplatz Maulkuppe auf die Milseburg. Aber auch über den Bubenbader Stein oder direkt vom Parkplatz westlich Danzwiesen lässt sich die Milseburg besteigen.

Die Milseburg war in vor- und frühgeschichtlicher Zeit besiedelt (Spät-Hallstatt- und Früh-La-Tène-Zeit), Reste der Wallanlagen um den Berg und auf dem Berg zeugen heute noch davon. Hierzu, wie auch zu Fauna und Flora, informieren Tafeln entlang des Zugangs ab dem Parkplatz. Am Gipfel steht die Gangolf-Kapelle (mit Vorgängerbauten seit dem späten Mittelalter nachgewiesen); die Tradition der Wallfahrten dorthin wird bis heute aufrecht erhalten.

Die Milseburg bildet das Zentrum der zahlreichen, insbesondere auf die GK 25, Bl. 5425 Kleinsassen konzentrierten Phonolith-Vorkommen in der Kuppenrhön und gehört damit zur vulkanischen Spätphase in der Rhön (s. Beilage 2 und Teil I, Kap. 4). Das die Umgebung deutlich überragende Felsmassiv, im Westen rd. 135 m und im Osten rd. 80 m, steckt in einem groben Blockschuttmantel, der – auf der Südwest- bis zur Südost-Seite kaum bewachsen – weithin sichtbar ist. Bei einem etwa Nord-Süd gestreckten, elliptischen Grundriss von 600 x 400 m machen die während der letzten Kaltzeiten insbesondere durch physikalische Verwitterung entstandenen Blockschutthalden den Hauptanteil der kartenmäßigen Verbreitung des Phonolith-Vorkommens aus. Diese vom Gipfel bis ins Vorland hinunter mehr oder weniger ausgedehnten Blockschutthalden überdecken die Kontakte zum Nebengestein. Dieses wird von Schichten des Mittleren und Oberen Bunt-

sandsteins sowie diesen überlagernden trachytischen Schuttstrommassen gebildet.

Das eigentliche Milseburgmassiv besteht aus mehreren mächtigen Felsgruppen, die jeweils mit Namen versehen sind. Im Norden sind es die Kleine Milseburg, die durch ihr zerklüftetes Gestein zum Klettern verlockt, und der Kälberhutstein. An der Ostseite steht der Valentinsfelsen, und an der Westseite ragt der steile Schnittlauchfelsen auf. Wo man dort das Anstehende antrifft, fällt überall eine grobe säulige Entwicklung auf (Durchmesser durchschnittlich gut 1 m). Lediglich von den tieferen, schwer zugänglichen Bereichen an der Süd- und an der Westseite ist eine senkrechte Pfeilerbildung mit radialem Kluftgefüge bekannt. Die Konstanz der Säulenausbildung und ihre Verbreitung über das gesamte Massiv sprechen für eine gleichmäßige Abkühlung. Danach sollte es sich eher um ein intrusives Phonolith-Vorkommen handeln, also um einen in der Abfolge des Buntsandsteins und des überlagernden Tertiärs steckengebliebenen endogenen Dom (Quellkuppe), als um einen exogenen Dom (Staukuppe), was auch diskutiert wird (GRONEMEIER 1975).

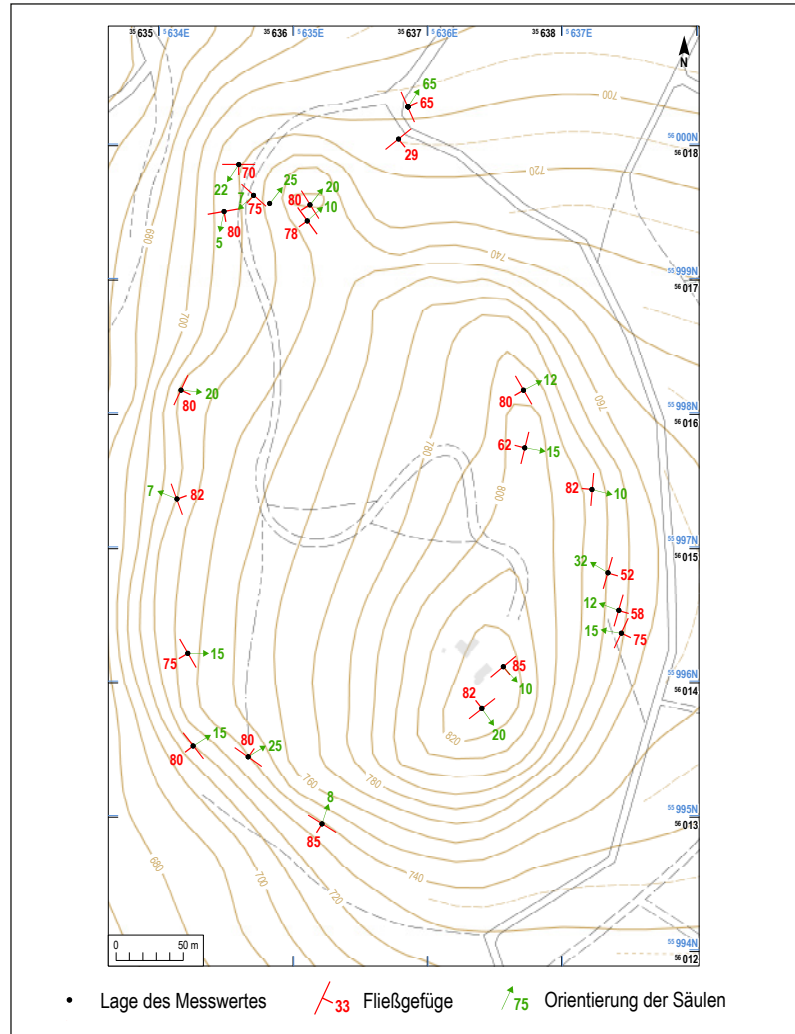
Nach älteren Untersuchungen zum Fluidalgefüge des Milseburgmassivs (GRONEMEIER 1975) soll dieses ± seiger stehende, umlaufende Zwiebelschalen ohne kuppelförmigen Abschluss nach oben formen. Die bis 1,5 m



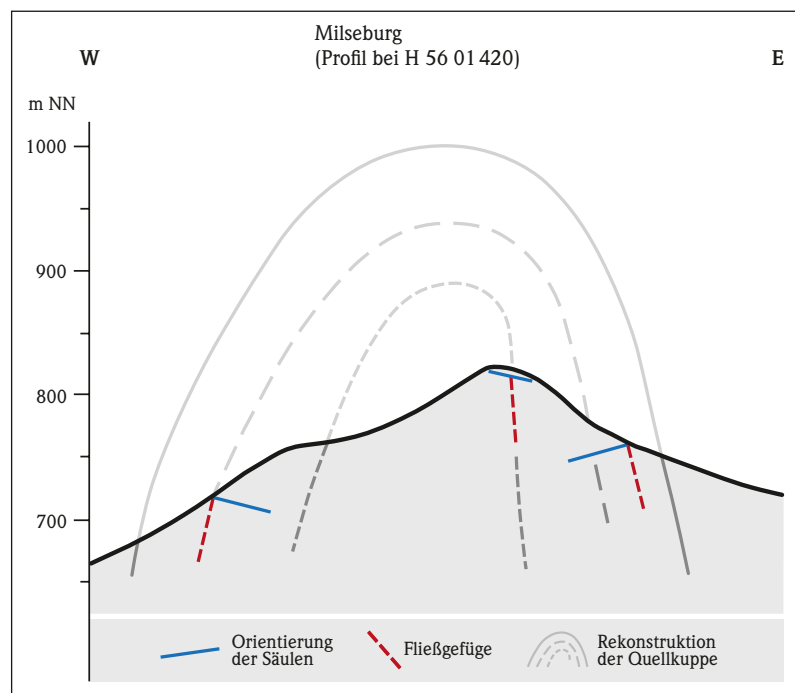
Grobsäulige Entwicklung des Phonoliths am Gipfel der Milseburg.

Durchmesser aufweisenden, z. T. gut ausgebildeten Säulen werden als etwa senkrecht auf diesem Gefüge stehend beschrieben und liegen danach horizontal bis leicht (10 bis 15°) nach auswärts geneigt vor. Dieses Bild erhält man aus der Mittelung der Gefüge über das ganze Massiv, es verstellt aber den Blick auf die kleinräumigen Gegebenheiten. Bereits das Gefügediagramm (GRONEMEIER 1975: Abb. 7) zeigt markante Lücken im umlaufenden Streichen quer zur Nordnordost-Richtung mit zwar steilen, aber nicht senkrechten Maxima für die Fließflächen. Betrachtet man das Fließgefüge in seiner räumlichen Verteilung, so ergibt sich eine Nordnordost (rheinisch) gerichtete Längserstreckung mit erkennbarem umlaufendem Streichen im Südwesten. Zusammen mit der hierzu meist etwa senkrechten Orientierung der Säulen (**Abb. Lageplan Gefüge**) wird so die Außenform des magmatischen Körpers nachgezeichnet. Damit wird eine Konvergenz in der Struktur erkennbar, eine durch flaches Fließgefüge zu konstruierende Gewölbekuppel ist jedoch noch nicht angedeutet. Diese müsste demnach deutlich höher gelegen haben. Nach der Gefügeentwicklung war deren Position knapp östlich des jetzigen Gipfelbereichs mit einer Längserstreckung in Nordnordost–Südsüdwest-Richtung, woraus sich in Querrichtung ein asymmetrischer Bau abzeichnet. Entsprechend sollte die Schmelze aus einer rheinisch gerichteten Spalte empor gequollen sein, die allerdings in den mesozoischen Rahmengesteinen nicht zu fassen ist. Nach der Gefügeanalyse kann das Milseburgmassiv somit als endogener Dom angesprochen werden (**Abb. Profil**).

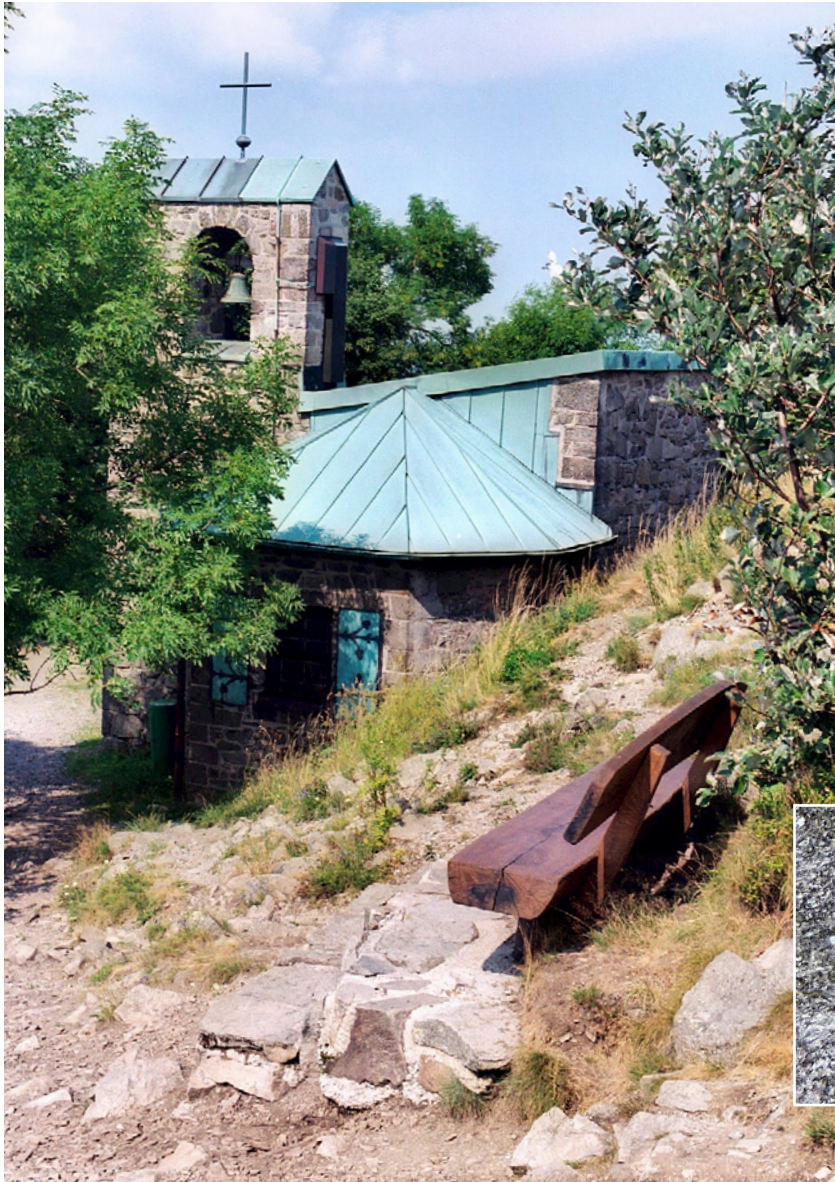
Aus dem Massiv fällt morphologisch ein Sporn in nordwestlicher Richtung heraus, der prähistorisch für das Nordtor genutzt worden ist. Dieses spiegelt sich auch in den Gefügen wider, die für Säulenentwicklung und Fließstruktur ein eigenständiges Bild ergeben und sich als eine aus der Gesamtmasse herausgequollene Schmelzblase interpretieren lassen.



Fließgefüge und Orientierung der Säulen an der Milseburg.



Profil durch die Milseburg mit Gefügemerkmalen (schematisch).



Bis 1 cm große eingeregelte, tafelige Alkalifeldspat-Einsprenglinge im Phonolith (Stufen zur Gangolf-Kapelle).

Die Gangolf-Kapelle etwas unterhalb des Gipfels der Milseburg.



Blick auf die Säulenköpfe am Nordtor.

Das Oppidum Milseburg

Geschichte und Anlage des Oppidums Milseburg

Die Ringwallanlage auf der Milseburg entstammt der Eisen-Zeit. Sie entstand wohl gegen Ende der Hallstatt-Zeit und war bis zur späten La-Tène-Zeit, also bis ins 1. Jh. v. Chr. besiedelt. Die Anlage umschließt eine Fläche von annähernd 33 ha. Sie war mit einem an der Nord-, Ost- und Südseite errichteten, ca. 1 300 m langen und bis zu 12 m breiten Ringwall aus Stein befestigt. Die nordöstlichen Abschnitte des Walls wurden beim Bau der heute bereits wieder demontierten Rhönbahn zerstört. Die Westseite blieb unbefestigt, da die zum Biebertal abfallenden Steilwände hier eine natürliche Befestigung darstellen. Des Weiteren existierten zwei innere, kleinere Befestigungswälle und zwei Annexwälle von ca. 65 bzw. 85 m, die eine Quelle schützten.

Das Oppidum war durch drei Tore zugänglich, von denen nur eines auch für Fuhrwerke geeignet erscheint, da die anderen einen zu steil angelegten Zugang aufweisen. Man schätzt, dass im 2. und 1. Jh. v. Chr. im Oppidum Milseburg bis zu 1 000 Menschen lebten. Die Anlage, die meist als keltisch eingestuft wird, liegt an der Siedlungsgrenze zwischen Kelten und Germanen. Dies erschwert allerdings eine eindeutige Zuordnung der Bevölkerung des Oppidums zu Kelten oder Germanen.

Reste und Grabungsgeschichte des Oppidums

Ende des 19. Jhs. wurden erste Reste des eisenzeitlichen Oppidums entdeckt. Der Heimatforscher Joseph Vonderau (1863–1951) konnte zwischen 1900 und 1906 zahlreiche Siedlungsspuren ausgraben. Er entdeckte neben Lanzen- und Pfeilspitzen und anderen Gegenständen aus Eisen vor allem große Mengen von Keramik, so dass von einer langanhaltenden Besiedlung der Milseburg ausgegangen werden kann. Die Funde seiner Ausgrabungen befinden sich heute im Vonderau Museum in Fulda und vor allem im Hessischen Landesmuseum Kassel.

Viel ist von der einst bedeutenden Siedlung für den Laien nicht erkennbar. Grabungskampagnen in den Jahren 2003 und 2004 brachten neue Erkenntnisse, ein Wallabschnitt von 3,50 m Höhe, 3,50 m Breite und etwa 8 m Länge sowie eine Rampe wurden rekonstruiert. Ansonsten sind ein paar Steinhäufen (die Reste des keltischen Ringwalls an der Südost-Seite des Bergfußes der Milseburg) und archäologische Hinweisschilder die einzigen Zeugen der frühen Besiedlung der Milseburg.

Zitiert nach: HERRMANN, F.-R. & MÜLLER, M. (1985): Die Milseburg in der Rhön. Führungsblatt zu dem keltischen Oppidum bei Hofbieber-Danzwiesen, Kreis Fulda. – Archäologische Denkmäler in Hessen, **50**; Wiesbaden (Landesamt für Denkmalpflege Hessen) [Nachdruck 1994].

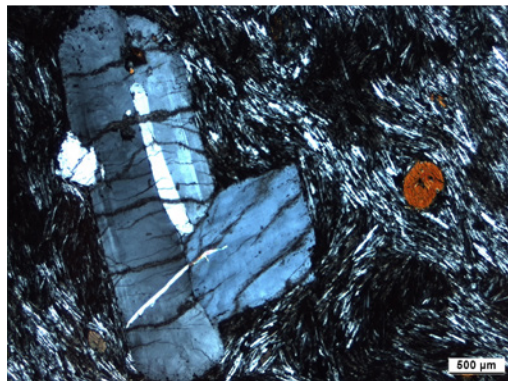
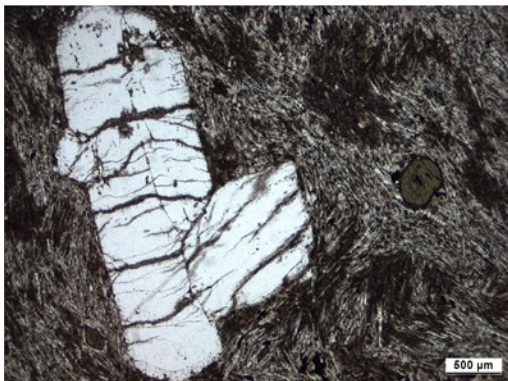
Mikroskopisch deuten sich auch stärkere Verwirbelungen im trachytischen Gefüge der Grundmasse-Alkalifeldspäte an.

Phonolithe stellen die am höchsten differenzierten Gesteine der vulkanischen Abfolge der Rhön dar. Sie kristallisierten aus stark Quarz-untersättigten Magmen aus. Der Milseburg-Phonolith (genauer: Sodalith-Nosean-Nephelin-Phonolith) ist ein grünlich-graues, dichtes Gestein, das oberflächlich hellgrau angewittert ist. Es ist reich an mehrere Millimeter großen Einsprenglingen von Alkalifeldspat. Wie unter dem Mikroskop zu erkennen ist, wurden diese beim Fließen der Schmelze zerbrochen. Zusammen mit kleineren Einsprenglingen von Alkalipyroxen (Ägirinaugit) schwimmen sie in einer trachytischen Grundmasse von Alkalifeldspäten, in der auch die weiteren namengebenden Minerale zu finden sind. In den Säulen am Gipfel der Milseburg lässt sich die Fließregelung der Einsprenglingsfeldspäte gut erkennen. Besonders auffällig sind diese in den Stufen zum Plateau der Gangolf-Kapelle, da dort ihre Tafelflächen mehr oder weniger parallel zu den Trittflächen und damit parallel zum Fließgefüge liegen.

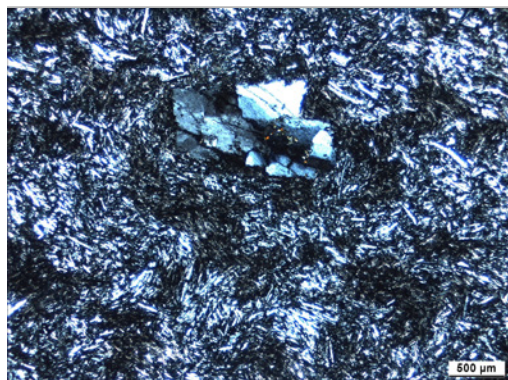
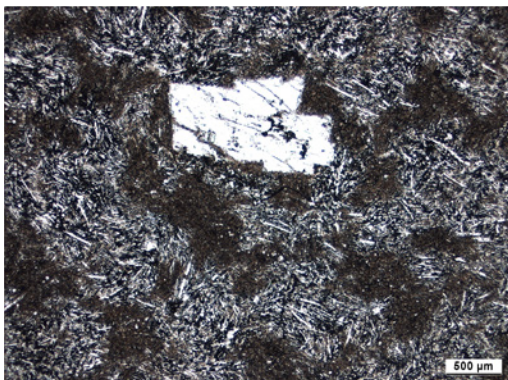
Literatur:

- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).
- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).
- GRONEMEIER, K. (1975): Zur Geologie der Milseburg in der Rhön und ihrer näheren Umgebung. – Beitr. Naturkd. Osthessen, **9/10**: 87–112, 8 Abb.; Fulda.
- KAESLITZ, M. (2009): Nördliche Rhön: Steile Wände und offene Fernen. – Streifzüge durch die Erdgeschichte: 1–128, zahlr. Abb. u. Tab.; Wiebelsheim (Ed. Goldschneck, Quelle & Meyer).
- NESBOR, D. (2004): Die Geologie der Milseburg. – In: JENRICH, J. mit Beiträgen von BLUM, M., GROSCH, M., NESBOR, D., SÖDER, U., TRAPP, W. & ZEILER, M.: Die Milseburg. Perle der Rhön: 15–16, 1 Abb.; Fulda (Parzeller).
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

Dünnschliffaufnahmen des



... Phonoliths: Große Alkalifeldspat- und kleine Alkalipyroxen-Einsprenglinge werden von der Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit wenig Erzkomponente umflossen.



... Phonoliths: Alkalifeldspat-Einsprenglinge in einer stärker verwirbelten Grundmasse aus Alkalifeldspäten.

Der Heilige Gangolf

Der Berg verdankt seinen Namen einer Sage über den Riesen Mils, der hier zusammen mit dem Teufel sein Unwesen getrieben haben soll. Der Hl. Gangolf soll ihn schließlich bezwungen haben, worauf der Riese Mils sich selbst umbrachte. Der Teufel bedeckte den Leichnam schließlich mit Steinen – so soll die Milseburg entstanden sein.

Danach wählte der Hl. Gangolf die Milseburg zu seinem Lieblingsaufenthaltort. Dieser wurde deshalb früher auch Gangolfsberg genannt. Unterhalb des Gipfels soll 1493 eine kleine Wallfahrtskapelle erbaut worden sein, die diesem Heiligen geweiht war.

Der Hl. Gangolf brachte auch einen frischen und heilkräftigen Brunnen auf die Milseburg mit. Diesen kaufte Gangolf in Fulda einem Bürger ab. Dieser freute sich, den frommen Mann überlistet zu haben, „denn“, so dachte er, „der Brunnen mag immerhin sein Eigen sein, mein bleibt doch der Platz, wo er quillt.“ Der Hl. Gangolf ließ sich einen kleinen hölzernen Brunnenkasten machen, füllte den mit Wasser aus dem Brunnen, trug ihn eigenhändig auf die Milseburg, stellte dort den Kasten hin und durchstieß mit seinem Stabe den Boden. Siehe, da quoll das Wasser fort und fort von unten herauf in den Kasten, dass dieser überfloss, der Brunnen des Bürgers drunten in Fulda aber versiegte. Der Gangolfbrunnen aber quillt noch fort bis auf den heutigen Tag, sein Wasser soll sich jahrelang frisch erhalten (LUDWIG BECHSTEIN 1853: Deutsches Sagenbuch; Leipzig).

54, 55, 56 Stellberg, Medenstein und Hauenstein

Hofbieber

Blick vom Stellberg über die westliche Blockhalde in die Vorrhön [54].

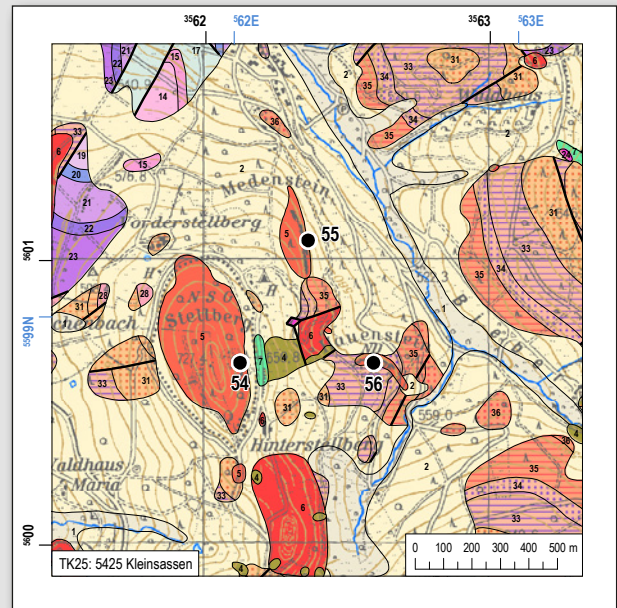
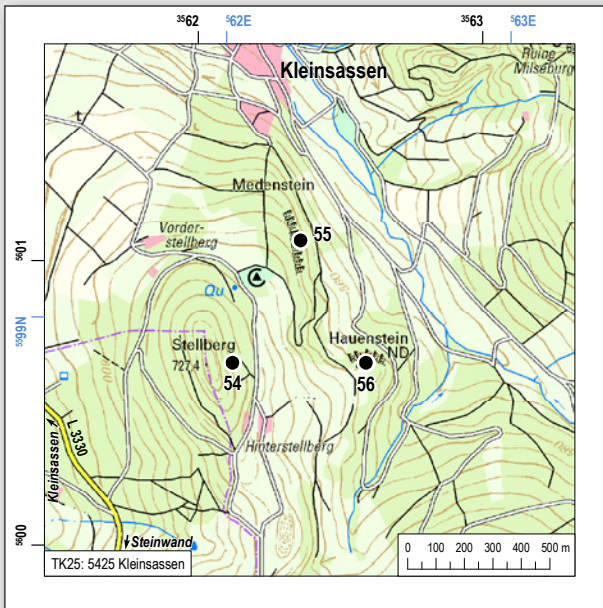


Mit nach Osten exponierten, steilen Klippenwänden erhebt sich der Medenstein mitten im Wald [55].



Der Hauenstein mit anschließendem Blockfeld, das weit ins Biebertal hinein reicht [56].





Aufschluss:	Klippen, Blockhalden
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	54: R: 35 62 120, H: 56 00 640 (Stellberg) 55: R: 35 62 360, H: 56 01 070 (Medenstein) 56: R: 35 62 590, H: 56 00 640 (Hauenstein)
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	54: Hofbieber - Danzwiesen; 55 und 56: Hofbieber - Kleinsassen
Status:	Naturschutzgebiet (Stellberg); Naturdenkmal (Hauenstein); ungeschützt (Medenstein)

Beschreibung:

Zugang: Stellberg, Medenstein und Hauenstein sind drei Phonolith-Vorkommen, anderthalb bis zwei Kilometer südwestlich der Milseburg. Sie spießen durch die Schichten des weitläufig von pleistozänem Löss überdeckten Mittleren Buntsandsteins. Der **Stellberg** (Geotop **54**) stellt mit einer Gipfelhöhe von 726,4 m ü. NN eine der prägnanten Höhen der Kuppenrhön dar. Dort hin bestehen mehrere Zugangsmöglichkeiten von der L3330 aus, die alle auf den Fahrweg rund um den Stellberg treffen. Von der Südspitze aus führt ein Pfad auf dem Kamm zum Gipfel. Über denselben Fahrweg auf der Ostseite des Stellbergs ist der **Medenstein** (Geotop **55**) von oben zu erreichen. Man folgt diesem Fahrweg bis nördlich des Zeltplatzes. Von dort aus geht es noch

ungefähr 100 m einen Forstweg entlang und weitere 100 m quer durch den Wald nach Osten. Von unten her gelangt man an die Felsgruppe des Medensteins, wenn man sich in Kleinsassen am südlichen Ortsende im Biebertal auf dessen Westseite den Weg in den Wald sucht. In der Verlängerung nach Süden gelangt man zum **Hauenstein** (Geotop **56**), von dem etwas oberhalb erneut ein schöner Blick auf die Milseburg geboten wird. Der Hauenstein kann auch direkt von Kleinsassen aus nach Süden durch das Biebertal hangaufwärts erreicht werden. Auch ist ein Zugang von Hinterstellberg über die Wiese möglich.

Der als Naturschutzgebiet ausgewiesene **Stellberg** gehört zu den größeren Phonolith-Vorkommen der Kuppenrhön. Der Stellberg bildet mit einer Längserstreckung von rd. 600 m einen Nordnordwest-Südsüdost (eggisch) ausgerichteten Bergrücken mit schmalem Grat. Auf seiner Westseite ist eine große, spärlich bewachsene Halde mit grobem Blockschutt entwickelt, auf seiner Ostseite hält eine kleinere, stark bemooste Blockhalde einen freien Blick zur Milseburg offen. Das Anstehende ist entlang des Grats immer wieder in kleineren, bis 5 m hohen und bis über 20 m breiten Felsgruppen anzutreffen. Die Felsen zeigen ein gut ausgebildetes Kluftgefüge, an wenigen Stellen auch eine steile, säulige Entwicklung etwa senkrecht zum Fließgefüge. Zur Rekonstruktion des magmatischen Körpers ergeben sich hieraus nur wenige Hinweise. Mit der Bildung eines endogenen Doms (Quellkuppe), eventuell auch exogenen Doms (Staukuppe), sind die Gefügedaten durchaus verträglich. In der Klippe an der Südspitze ist



Die westliche Blockhalde ist kaum von Algen und Moosen überwuchert [54] ...



Der relativ starke Bewuchs auf den Blöcken der östlichen Halde ist besonders gut vom unteren Ende aus zu sehen [54].



... während die östliche Blockhalde - sie gibt einen schönen Blick auf die Milseburg frei - von einem teilweise dichten Teppich aus Algen und Moosen überzogen ist [54].



Grosssäulige Entwicklung des Phonoliths am Stellberg [54].

ein sehr steiles, in nordnordwest-süd-südöstlicher (eggischer) Richtung ausgerichtetes Fließgefüge erkennbar, so dass das Aufdringen der Schmelze auf einer entsprechend orientierten Spalte anzunehmen ist, die auch die Form des Bergs bestimmt hat. Etwas oberhalb des bereits erwähnten Fahrwegs um den Stellberg zeugen an seiner Ostseite, am Weg von Vorder- nach Hinterstellberg, Relikte von zwei kleinen Steinbrüchen von früheren Abbaueversuchen.

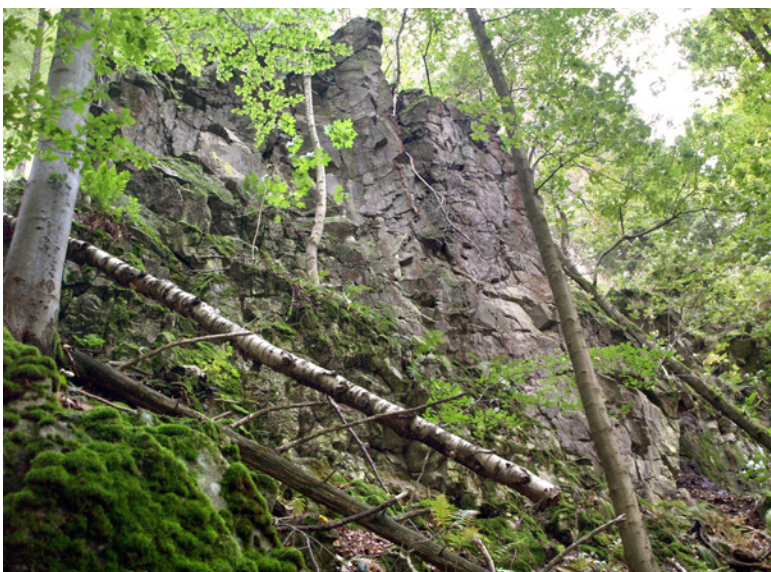
Unter dem Mikroskop ist das typische trachytische Grundmassegefüge nur schwach entwickelt, weil die bis wenige Millimeter großen Einsprenglings-Feldspäte nicht generell fluidal eingeregelt sind. Dafür sind die für den Nephelin-Phonolith namengebenden Nepheline leichter zu entdecken.



Dünnschliffaufnahmen des Phonoliths: Zum Teil zerbrochene Alkalifeldspat-Einsprenglinge in einer weniger ausgeprägt trachytischen Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit Erzkomponente [54].

Der **Medenstein** ist ein langgestrecktes Phonolith-Vorkommen mit nach Osten exponierten steilen Klippenwänden, das über 300 m ebenfalls in nordnordwest-südsüdöstlicher (eggischer) Richtung zu verfolgen ist. Das Vorkommen ist meist deutlich säulig ausgebildet, wobei die Säulendurchmesser i. Allg. über einem halben Meter liegen. Ihre Ausrichtung (Abtauchen) ist überwiegend sehr gleichmäßig flach in den Hang hinein, d. h. nach West bis Westsüdwest. Auffällig senkrecht dazu ist das Fließgefüge entwickelt, das sich örtlich in einer deutlichen Plattigkeit äußert. Danach ist das Vorkommen des Medensteins als Füllung eines nordnordwest-südsüdost gerichteten, steil nach Ostnordost einfallenden Ganges anzusehen. Die aus den Querklüften zu den Säulen hervorgegangenen Klippenwände bilden dieses Strukturgefüge ab.

Der als Naturdenkmal ausgewiesene **Hauenstein** ist eine etwa 150 m lange und zwischen 10 und 15 m hohe, in einem Bogen nach Südwesten geöffnete, exponierte Felsklippe mit einer relativ breiten Blockfeld-Schürze. Als insgesamt nur schmales Vorkommen lässt sich der Phonolith noch 50 m weiter nach Südosten verfolgen. Die Klüftung ist stark ausgeprägt. Als säulige Entwicklung ist sie nur im Bereich der Nordspitze erkennbar mit einem verhältnismäßig steilen Abtauchen nach Nordnordost, wobei die unterschiedliche Orientierung des Fließgefüges, lokal parallel zu den Säulen, auf Verwirbelungen in diesem Bereich deutet. An der Westspitze der Klippen fällt das Fließgefüge nach Südsüdosten ein, so dass sich insgesamt aus den Gefügedaten auf ein gebogenes, tafeliges Vorkommen schließen lässt, das als ein mittelsteil nach Süden einfallender Gang angesehen werden kann.



Die Phonolith-Klippe des Medensteins stellt eine Gangfüllung dar [55].



Neben flach säuliger Absonderung tritt auch eine senkrechte Plattung auf [55].



Schöner Blick auf die Milseburg von der Wiese bei Hinterstellberg (etwas oberhalb des Hauensteins).



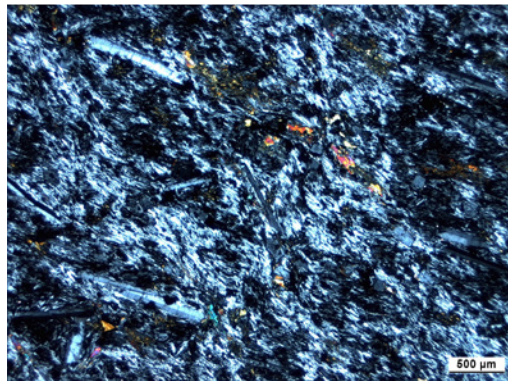
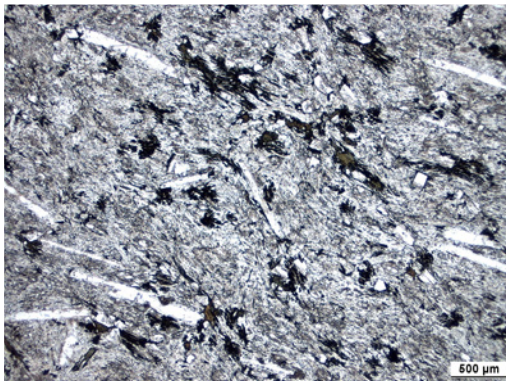
Die starke Klüftigkeit des Hauensteins erschwert die Interpretation der Gefügedaten [56].

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein deutlich trachytisches Grundmassegefüge mit eingestreuten Nephelinkristallen und zahlreichen Ägirinaugiten in den Zwickeln. Die Einsprenglings-Feldspäte sind gut eingeregelt. Sie bleiben aber mit maximal 1,5 mm Länge klein.

Literatur:

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).



Dünnschliffaufnahmen des Phonoliths: Leistenförmige Alkalifeldspat-Einsprenglinge in fließgeregelter Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit Erzkomponente, dazu Alkalipyroxen (X bunt) und Nephelin (4- bis 6-seitige Querschnitte, || klar; X grau bis schwarz) [56].

57 Wisselsroder Küppel

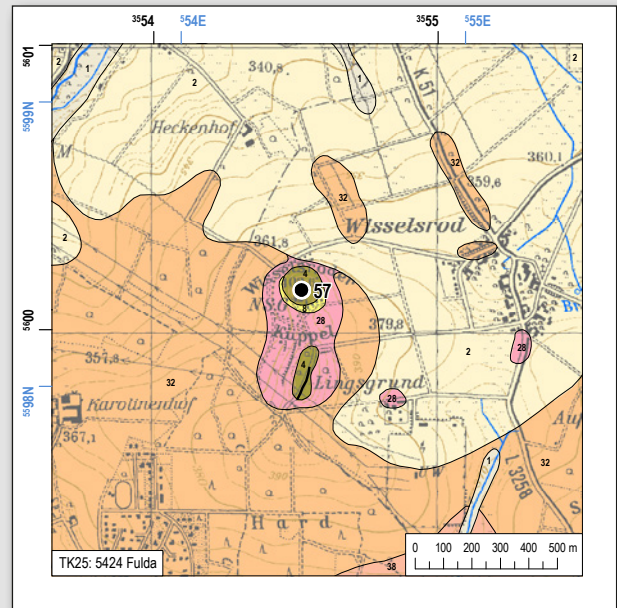
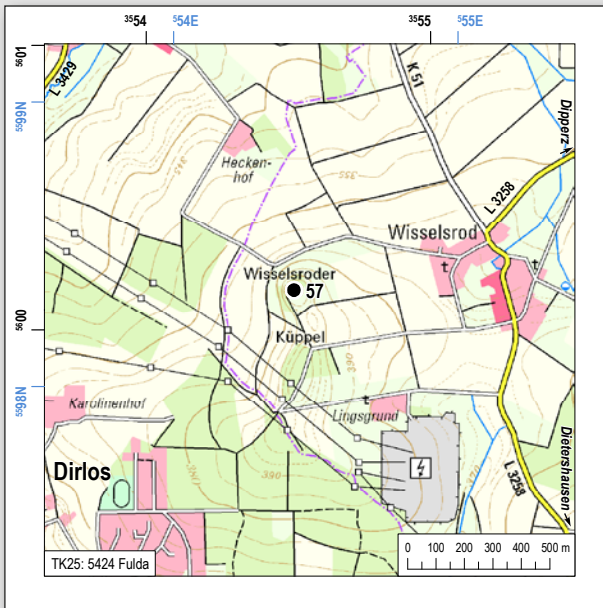
Dipperz - Wisselsrod

Der ehem. Steinbruch am Wisselsroder Küppel ist weitgehend zugewachsen.



Rundlich angewitterte Säulenköpfe am Wisselsroder Küppel.





Aufschluss:	ehem. Steinbruch
Gestein:	Nephelinbasalt
TK 25:	5424 Fulda
Lage:	R: 35 54 520, H: 56 00 140
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Dipperz - Wisselsrod
Status:	Naturschutzgebiet

Beschreibung:

Zugang: Wisselsrod ist ein kleines, rd. 1 km südwestlich von Dipperz liegendes Dorf, das von der B458 (Fulda–Hilders) über die K51 oder die L3258 zu erreichen ist. Am nördlichen Ortseingang führt – in der Verlängerung der L3258 um rd. 25 m nach Süden versetzt – eine kurze Straße (der Küppelweg) nach Südwesten aus dem Ort und als Feldweg weiter in westliche Richtung.

Der Wisselsroder Küppel (402,6 m ü. NN) ist das nördliche und höhere von zwei Vorkommen basaltischer Gesteine westlich von Wisselsrod, die zusammen einen flachen Rücken bilden. Er wurde durch einen ehemaligen Gemeindesteinbruch, etwa 500 m vom Ortsrand entfernt liegend, auf seiner Südseite erschlossen. Den Wisselsroder Küppel auf der Westseite umgehend, gelangt man zu dem verlassenen Steinbruch.



Die an mehreren Seiten des ehem. Abbaus in den Hang einfallenden Säulen, hier an der Westseite, weisen auf eine Schlotfüllung hin.

Der ehemalige, stark verfallene Steinbruch an der Südseite des Wisselsroder Küppels war bei einem Längsdurchmesser von etwa 50 m in drei Ebenen von jeweils wenigen Metern Höhe angelegt. Das vor allem auf der Nord- und Ostseite anstehende Gestein ist allerdings schon stark angewittert. Es zeigt eine säulige Entwicklung, wobei die wenige Dezimeter dicken Säulen auf der Nordseite in nördliche Richtungen, auf der Ostseite



Die Säulenköpfe zeigen die sehr ungleichen Querschnitte der einzelnen Säulen.

„Olivinknollen“ als xenolithische Einschlüsse, mitgebracht aus dem Erdmantel, sprechen für einen sehr schnellen Aufstieg des Magmas.

in südöstliche Richtungen und auf der Westseite in nordwestliche Richtungen abtauchen. In der Gesamtbetrachtung passen die Orientierungen zu der Erstarrung einer Schmelze als Füllung eines Schlots. Dieser ist durch phreatomagmatische Eruption(en) in Schichten des Oberen Buntsandsteins ausgesprengt worden. Zugehörige Vulkaniklastite finden sich in der Südost-Ecke des ehemaligen Steinbruchs. Dort ist der Basanit auch besonders reich an Fremdgesteins-Einschlüssen (Xenolithen), worunter ein stark verwitterter Lherzololith (vgl. Geotop 72, Fliegerdenkmal) noch sicher zu diagnostizieren ist.

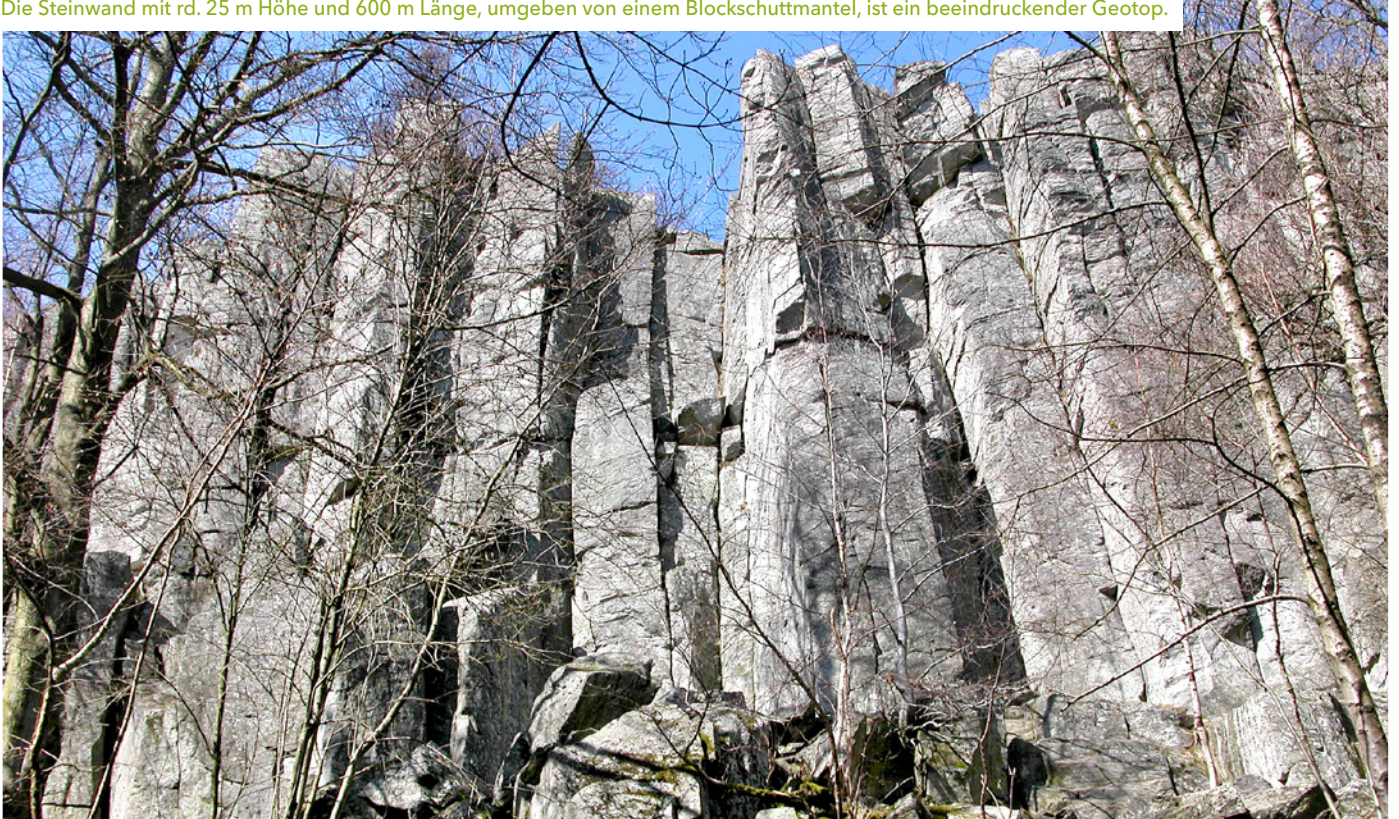
Literatur:

- BÜCKING, H. (1911): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 184 Bl. Fulda: 72 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5424 Fulda; Wiesbaden 1993, HLfB].
- BÜCKING, H. (1912): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 184 Bl. Fulda; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5424 Fulda; Wiesbaden 1993, HLfB].

58 Steinwand

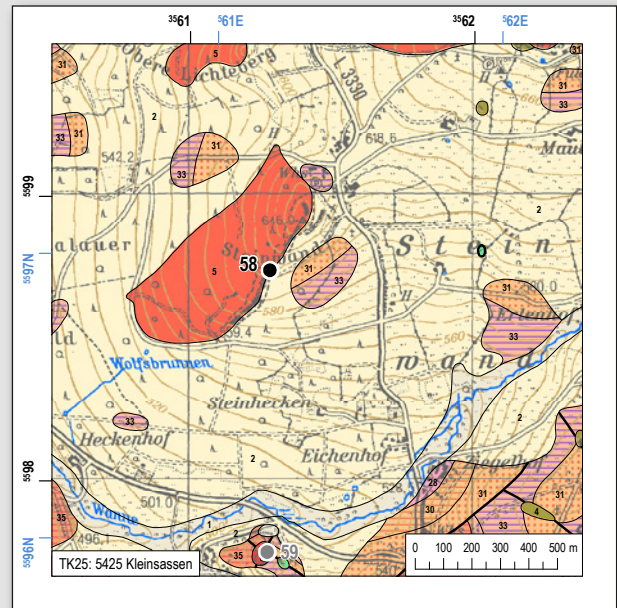
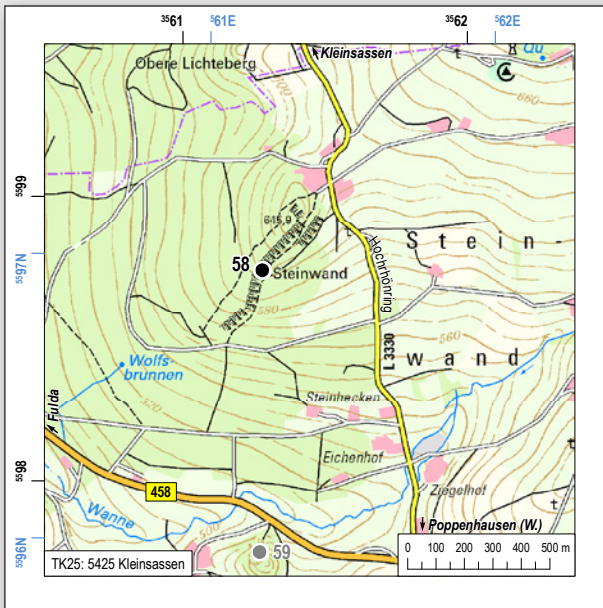
Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand

Die Steinwand mit rd. 25 m Höhe und 600 m Länge, umgeben von einem Blockschuttmantel, ist ein beeindruckender Geotop.



Eine teilweise zu beobachtende geringe Konvergenz der Säulen nach oben spricht für die Schüsselform (Lopolith-artige Struktur) der Intrusion.





Aufschluss:	Klippen
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	R: 35 61 280, H: 55 98 740
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand
Status:	Naturdenkmal

Beschreibung:

Zugang: Man erreicht die Steinwand über die L3330 von Poppenhausen nach Kleinsassen. Etwa 1,5 km nördlich der Kreuzung mit der B458 zweigt vor dem Gasthof „Zur Steinwand“ ein Weg nach Südwesten ab, der nach 50 m zu einem Parkplatz führt. In der Verlängerung dieses Wegs trifft man nach wenigen Metern auf einen Waldweg, der nach Südsüdwest (links) rund um die Felsgruppe der Steinwand führt. Diese ist als einzige Felsgruppe in der Rhön zum Klettern ausgewiesen und entsprechend stark frequentiert.

Im Wald gut versteckt, ist die Steinwand von der Straße aus nicht sichtbar. Dabei gehört sie mit ihren knapp 600 m Länge bei maximal 25 m Höhe zu den beeindruckendsten Felsformationen in der Rhön. Sie besteht aus einem säulig aufgebauten Phonolith, wobei die steil stehenden Säulen beachtliche 2,5 m



Die Säulen der Steinwand weisen einen beachtlichen Durchmesser von bis zu 2,5 m auf.

Säulen mit herauspräpariertem steilem Fließgefüge (oben) und Querstrukturierung, entstanden durch ruckweises Aufreißen der Kontraktionsklüfte (Mitte bis unten).



An ihrem Südwest-Ende weist die Säulenwand teilweise Lücken auf und bietet einen Blick auf die Säulenköpfe ...



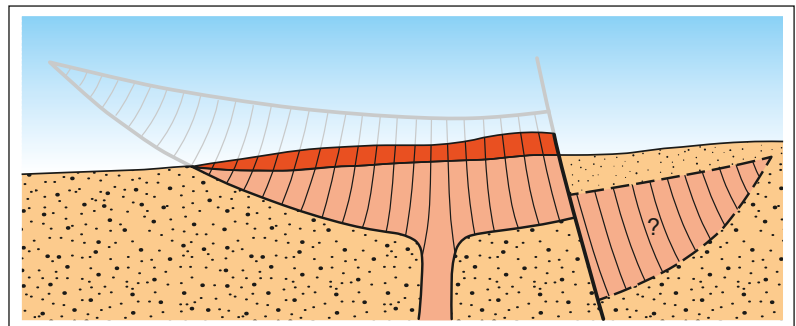
... Die Säulen neigen hier aufgrund ihrer Querklüftung zum Zerfall.

Durchmesser erreichen. Als Säulenwand mit kleineren Lücken, begleitet von einer kurzen Schürze aus grobem Blockschutt, ist die Felsformation nur auf ihrer Südost-Seite ausgebildet, weshalb der Rundweg lediglich auf dieser Seite von Besuchern stärker begangen wird. Auf ihrer Nordwest-Seite breitet sich ein Blockschuttfeld aus, von wenigen Felsgruppen der Steinwand überragt, so dass man beim Begehen dieses Wegabschnitts teilweise auf deren Säulenköpfe (am Top) schauen kann. Kleine Aufschlüsse entlang der südlich der Steinwand nach Westen führenden Forststraße belegen auf weiteren 200 m (geophysikalisch bestätigt), dass durch das Blockschuttfeld der überwiegende Teil des rd. 880x330 m in Südwest-Nordost-Richtung verlaufenden Phonolith-Vorkommens verdeckt wird, so dass dieses von seiner Ausdehnung zu den größeren in der Rhön gezählt werden muss.

Für die Interpretation des Vorkommens findet man in der Ausbildung der Säulen wichtige Ansätze. Deren nur in geringem Umfang schwankende Höhe lässt zunächst an einen mindestens 20 m mächtigen Lagergang denken (BÜCKING 1916). Dieser soll – weil die Felsformation nach Südwesten um mehr als 70 m abfällt, unter Einbeziehung der entfernteren Aufschlüsse sogar um mehr als 100 m – als schiefe Platte in weitgehend von Blockschutt führenden Fließerden verdeckten Schichten des Mittleren Buntsandsteins stecken und durch einen Versatz entlang der Steinwand aufgeschlossen sein. Dieses ist jedoch mit der Orientierung der Säulen, die entsprechend

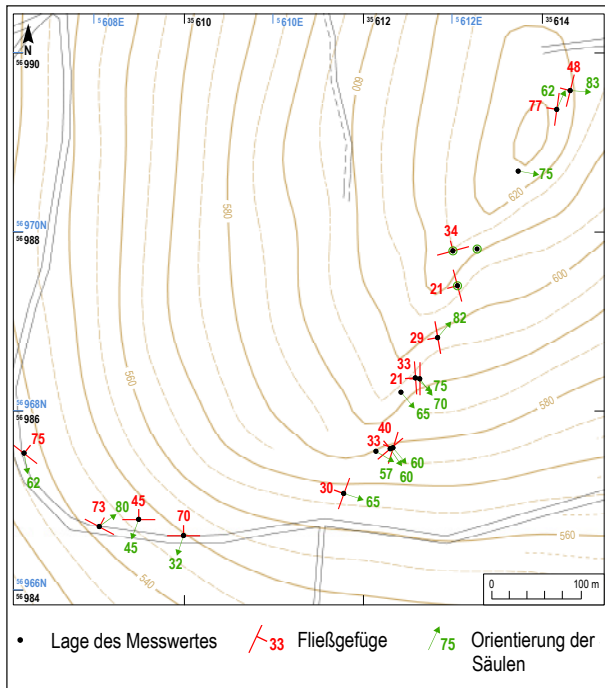
gekippt sein müssten, nicht vereinbar. Auch deren große Durchmesser (bis 2,5 m, siehe oben) sprechen für eine größere Mächtigkeit des Vorkommens.

Als Alternative wird bisher von einem Lakkolith-artigen Körper des Phonolith-Vorkommens ausgegangen (EHRENBERG et al. 1994), d.h. einem pilzförmigen Körper mit der Wölbung nach oben. Doch die Orientierung der Säulen deutet die entgegengesetzte Form an, nämlich eine Schüssel, d.h. eine Wölbung nach unten, Lopolith-artig (**Abb.** schematisches Profil; die genannten Fachbegriffe sind für größere Intrusionen geprägt worden, deshalb die zurückhaltende Ausdrucksweise).



Lopolith der Steinwand, sichtbarer Teil hervorgehoben (schematisch).

Besonders deutlich wird dies am Südwest-Ende des Klippenzugs, in Verbindung mit den von hier aus im Westen liegenden kleineren Aufschlüssen, wo nach innen geneigte Säulen auf ein umlaufendes Streichen hinweisen (s. **Abb.** Lageplan Gefüge). Hiermit kongruent ist am Nordost-Ende der Klippen die Neigung der Säulen nach Nordosten gerichtet. Dort gehen die Säulen nach außen in eine plattige Ausbildung über. Auch die

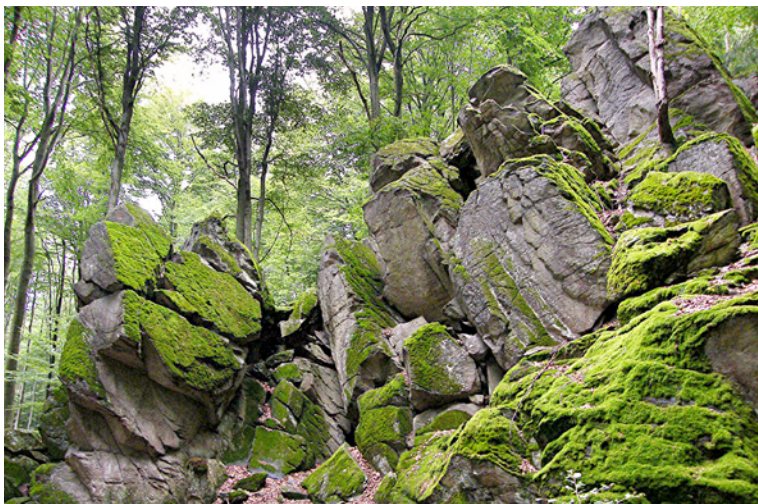


Fließgefüge und Orientierung der Säulen an der Steinwand.

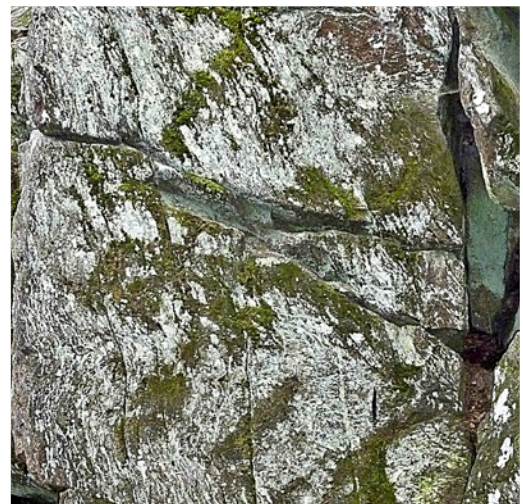
örtlich anzutreffende Konvergenz der Säulen nach oben passt in das Bild der Schüsselform.

Die Fließstrukturen, die lediglich im Bereich des Nordost-Endes der Klippen sehr steil ausgerichtet sind und dort auffällige Verwirbelungen anzeigen, gehen mit obiger Interpretation konform, indem sie im Durchschnitt ein Ansteigen nach außen (nach Südosten bzw. Süden, Abb. Lageplan Gefüge) anzeigen. Neben den schrägen Spuren des Fließgefüges lassen die Säulenflächen außerdem häufig durch eine gleichmäßige Querstrukturierung im Abstand von ca. 20 cm erkennen, wie die Entwicklung der Säulen beim Abkühlen der Schmelze durch ruckweises Aufreißen voranschritt.

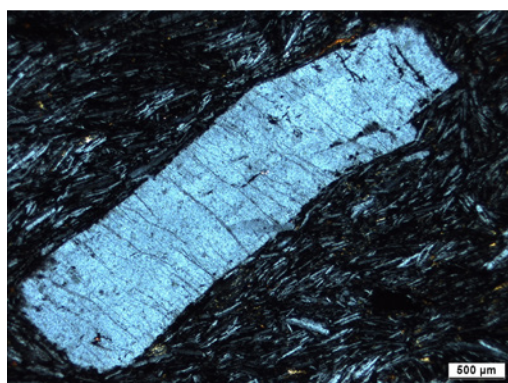
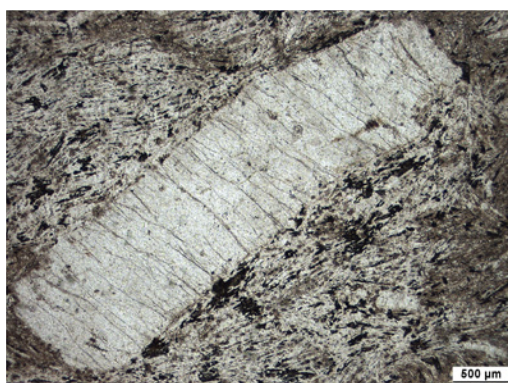
Das dichte, in frischem Zustand grünlichgraue und angewittert hellgraue Gestein des Nephelin-Phonoliths der Steinwand zeigt unter dem Mikroskop ein typisches trachytisches Grundmassegefüge der Alkalifeldspäte, wobei die mehrere Millimeter großen, fluidal eingeregelt Einsprenglinge der Alkalifeldspäte in engem Abstand quer zerbrochen sind.



Deutlich geneigte Säulen am Südwest-Ende der Steinwand.



Herauspräpariertes sehr steiles Fließgefüge in den Säulen am Nordost-Ende der Steinwand.



Dünnschliffaufnahmen des Phonoliths: Zerbrochener Alkalifeldspat-Einsprengling in fließgeregelter Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit Erzkomponente und Alkalipyroxenen (X bunt) in Zwickeln.

Die Steinwand stellt auf ihrer Ostseite ein Paradies für Kletterer mit Routen unterschiedlichster, auch hoher Schwierigkeitsgrade dar. Von Westen führen jedoch einfache Pfade durch Blöcke und Gebüsch, auf denen der Wanderer ohne größere Mühe den Top der Steinwand erreichen kann.

Literatur:

- BÜCKING, H. (1916): Geologischer Führer durch die Rhön. – Sammlung geol. Führer, **21**: 262 S., 42 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).
- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).
- KAESLITZ, M. (2009): Nördliche Rhön: Steile Wände und offene Fernen. – Streifzüge durch die Erdgeschichte: 1–128, zahlr. Abb. u. Tab.; Wiebelsheim (Ed. Goldschneck, Quelle & Meyer).
- LAEMMLEN, M. (1994): Schutzwürdige geologische Objekte in der Rhön (Exkursion H1 am 8. und Exkursion H2 am 9. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 199–217, 8 Abb.; Stuttgart.
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

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 bei letzteren auch säulige Absonderung.

Säulen bilden sich beim Abkühlen einer Schmelze durch intern entstehende Spannungen infolge des Volumenverlustes. Die Säulen sind im Idealfall 6-eckig und i.d.R. senkrecht zur Abkühlungsfläche orientiert. In horizontal geflossenen Lavadecken stehen sie also mehr oder weniger senkrecht, in trichter- oder halbkugelförmigen Kraterfüllungen dagegen oft strahlenförmig in der sog. „Meilerstellung“. Stau- oder Quellsäulen weisen dagegen häufig 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 Dimensionen sind, hängt von einer Vielzahl verschiedener Faktoren ab, z.B. von der Abkühlungsgeschichte, der Viskosität, der Zusammensetzung der Schmelze, dem Temperatur-Unterschied zum angrenzenden Gestein usw. Die Säulenausbildung eines Vulkanits kann schon innerhalb desselben Vorkommens von Bereich zu Bereich wechseln.

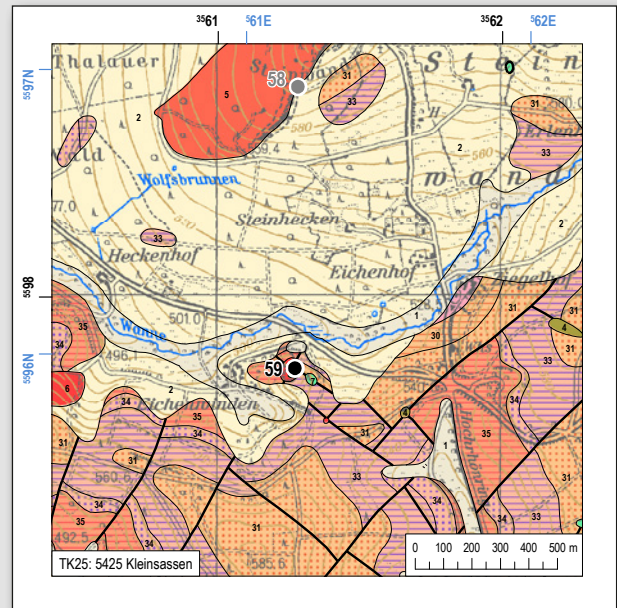
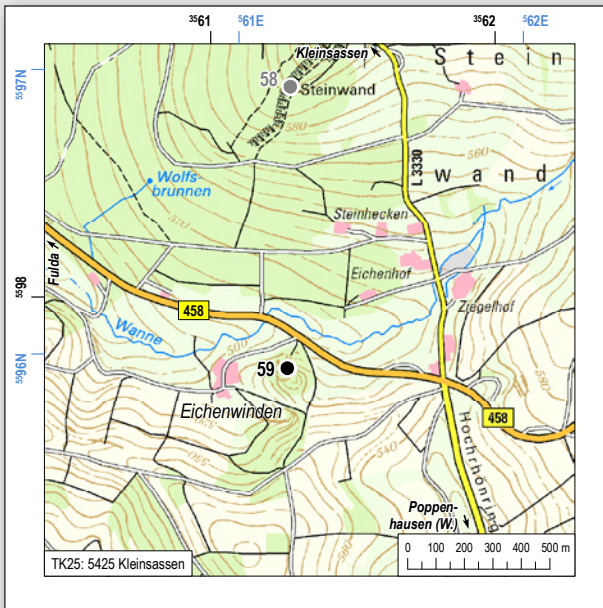
Eine andere, bei Vulkaniten ebenfalls häufige Abkühlungsform ist die plattige Absonderung. Sie ist ein Merkmal für zähe, schon weitgehend entgaste Schmelzen, die zur Ausbildung von Domstrukturen neigen. Dabei sind die Platten i.d.R. parallel zur Abkühlungsfläche orientiert, bei Domstrukturen also eher zwiebelschalig, bei Lavaströmen überwiegend horizontal.

Am Zugang zum Steinbruch Eichenwinden stehen horizontal liegende grobe Säulen an.



An den noch sichtbaren Steinbruchwänden blickt man auf Säulenköpfe, was eine Deutung als Quellschale erlaubt.





Aufschluss:	Steinbruch
Gestein:	Trachyt bis Trachyandesit
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	R: 35 61 270, H: 55 97 750
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand
Status:	ehem. Steinbruch; ungeschützt

Beschreibung:

Zugang: Der ehemalige Steinbruch Eichenwinden liegt im Poppenhausener Ortsteil Steinwand, 500 m westlich der Kreuzung der L3330 (Poppenhausen–Kleinsassen) mit der B458 (Fulda–Hilders). An der Abzweigung von der B458 zum Weiler Eichenwinden führt ein stark verwachsener Zugang nach etwa 50 m zu dem Steinbruch.



Der Zugang zum Steinbruch erfolgt durch einen engen Geländeeinschnitt.

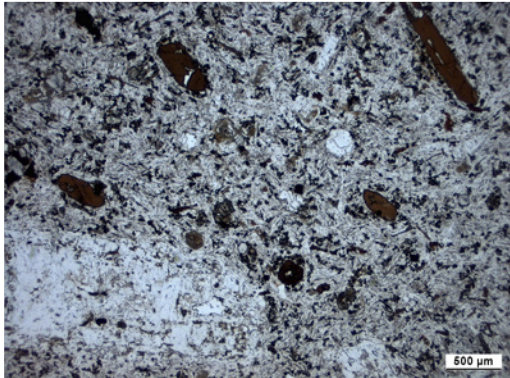
Der ehemalige Steinbruch von Eichenwinden wurde in einem Vorkommen angelegt, das den kleinen bewaldeten Hügel des Eichkopfs gebildet hat. Mit einem ovalen Durchmesser von etwa 30 x 50 m in Nordnordost–Südsüdwest-Richtung nimmt der Steinbruch einen erheblichen Teil des Vorkommens ein. Der Zugang erfolgt durch einen engen Einschnitt mit horizontal liegenden groben Säulen von mehreren Dezimetern Durchmesser. Soweit es der Bewuchs erlaubt, blickt man im Innern ringsum auf die Säulenköpfe, wodurch deutlich wird, dass das Vorkommen einen kleinen endogenen Dom (Quellkuppe) in der Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins darstellt.

Laut der geologischen Karte ist das Gestein als Trachyandesit ausgewiesen, ein Zwischenglied von der Basalt- zur Trachyt-Gesteinsfamilie, das ein Ergebnis der basaltischen Differentiation ist. Dieser nimmt allerdings nicht das gesamte Vorkommen ein, es finden sich dort ebenfalls trachytische Gesteine. Das Vorkommen von zwei deutlich unterschiedlichen Gesteinen nebeneinander ist schon beim Abbau aufgefallen. Die Beziehung zwischen beiden Gesteinstypen im Aufschluss ist so komplex, dass darüber keine Klarheit herrscht. Es erscheint deshalb als Deutung denkbar, dass der Trachyandesit nicht als Differentiationsprodukt, sondern durch Assimilation beim Eindringen einer basaltischen in die trachytische Schmelze bzw. schon in dem trachytischen Dom entstanden ist.

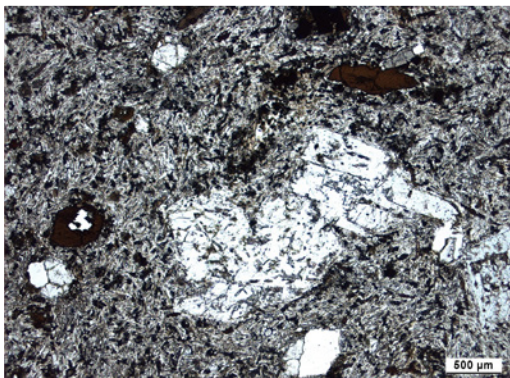
Unter dem Mikroskop lassen sich beide Gesteinstypen gut unterscheiden: Der Trachyandesit mit Plagioklas-Einsprenglingen, umgeben von einer Grundmasse von vorherrschend Plagioklas sowie der Trachyt mit Alkali-

feldspat-Einsprenglingen, umflossen von einer Grundmasse in trachytischer Fließtextur. Beiden gemeinsam sind zahlreiche braune Hornblende-Einsprenglinge.

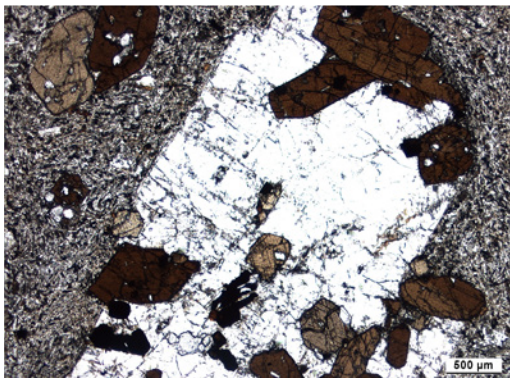
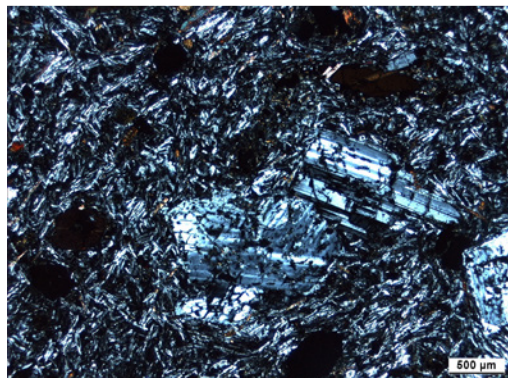
Dünnschliffaufnahmen des



... Trachyts: Alkalifeldspat-Einsprengling umflossen von einer Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit etwas größeren Hornblenden (braun) in trachytischer Fließtextur (||).



... Trachyandesits: Plagioklas- und Hornblende-Einsprenglinge (z.T. ausgebrochen) in einer Grundmasse aus vorherrschend Plagioklas.



... Trachyandesits: Zahlreiche braune Hornblende-Einsprenglinge umschlossen von großen Plagioklas-Einsprenglingen bzw. der Grundmasse.

Literatur:

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMM-
LEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl.
5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMM-
LEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH,
W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG,
F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b):
Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Klein-
sassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.;
Wiesbaden (HLfB).

NÜDLING, H.D. (2006): Rhönbasalt. Erschließung – Abbau
– Geotope: 151 S., zahlr. Abb.; Fulda (Parzeller).

60 Teufelstein

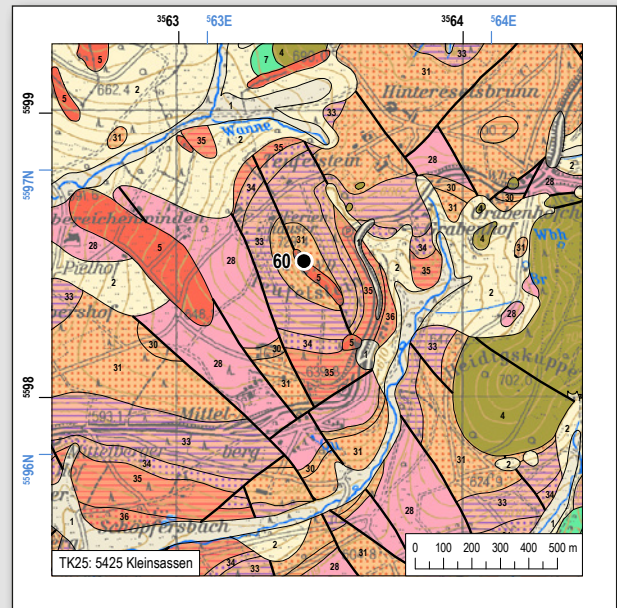
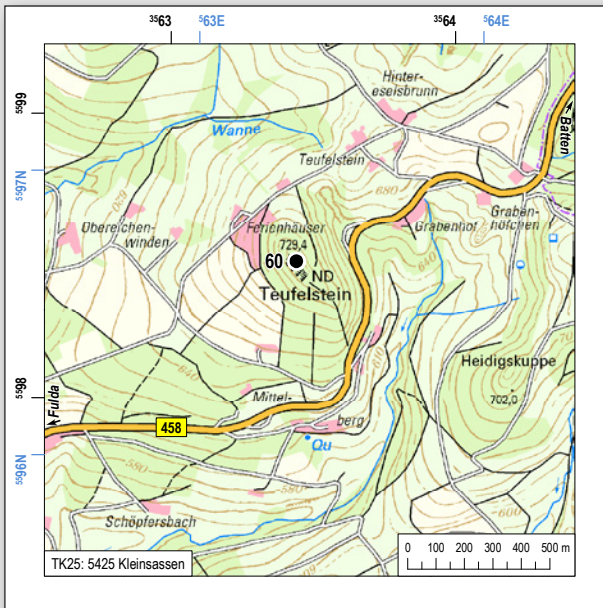
Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand

Aus der unterschiedlichen Orientierung der Säulen, hier steil, ...



... hier flacher, werden zwei getrennte Trichterformen abgeleitet, die am Teufelstein auf den Wurzelbereich von phreatomagmatischen Eruptionen schließen lassen.





Aufschluss:	Felsgruppe
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	R: 35 63 440, H: 55 98 480
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand
Status:	Naturdenkmal

Beschreibung:

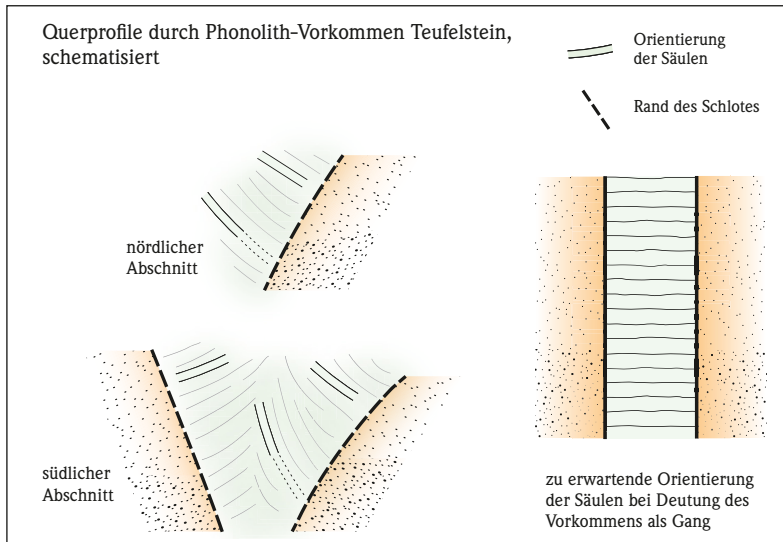
Zugang: Der Teufelstein liegt nördlich bzw. westlich der B458 zwischen den Poppenhausener Höfen/Gehöftgruppen Mittelberg, Grabenhof und Teufelstein. Man erreicht die Felsgruppe über eine asphaltierte landwirtschaftliche Straße, die von der Poppenhausener Gehöftgruppe Mittelberg nach Westen um die Bergkuppe herum zum Wirtshaus Grabenhöfchen (an der B458) führt. Von dem Südwest–Nordost verlaufenden Straßenabschnitt zweigt ca. 50 m südwestlich von einem neben der Straße liegenden Bauernhof ein Weg spitzwinklig zu mehreren Ferienhäusern ab, auf dem man (ausgeschildert) den Zugang zum Teufelstein erreicht. Auf schönen Wanderwegen lässt sich der Teufelstein aber auch von den Parkplätzen Maulkuppe und Grabenhöfchen erwandern. Der Felsen selbst kann dann auf einem markierten Weg (blaue 2/3) umrundet werden.

Der Teufelstein ist eine Felsgruppe, die sich – mehr oder weniger im Wald versteckt – über 250 m in nordwest–südöstlicher Richtung erstreckt und aus der umgebenden Schichtenfolge des höheren Mittleren Bunt-

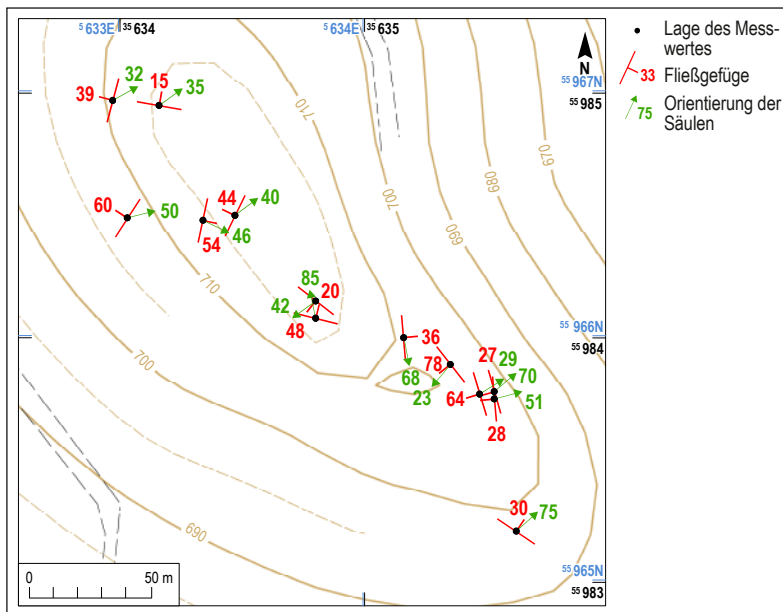
sandsteins herauspräpariert ist. Ihre säulige Klüftung weist auf ein vulkanisches Gestein hin. Deren grobe Ausführung spricht zusammen mit der im angewitterten Zustand hellgrauen, im frischen Anschlag grünlich-grauen Farbe für ein intermediäres Gestein. Dieses gehört zu den zahlreichen Phonolith-Vorkommen rund um die Milseburg, wobei es für seine nuss- bis kopfgroßen, aus der Tiefe der Erdkruste mitgebrachten Einschlüsse von Glimmer- und Hornblendeschiefer bekannt ist.

Im Gestein wird ein Fließgefüge durch die gute Parallelisierung der bis 2 mm großen Einsprenglinge der Alkalifeldspäte sichtbar gemacht, wobei, unter dem Mikroskop erkennbar, die Einregelung der Grundmassfeldspäte (trachytisches Gefüge) hierzu teilweise spitzwinklig verläuft. In anderer Richtung spitzwinklig ist ein enges Scherflächengefüge angelegt (im Dünnschliff verwaschene braune Zonen bei einfach polarisiertem Licht), das die letzten Bewegungen der erstarrenden Schmelze anzeigt.

Die stellenweise bis über 10 m hohen Klippen des Teufelsteins bilden einen etwa 250 m langen, schmalen Ausstrich in Nordwest–Südost-Richtung, der bis zur B458 zu verfolgen ist. Danach könnte man sie für ein auf einer Störung senkrecht durch die Schichten des Buntsandsteins aufgestiegenes gangförmiges Vorkommen halten. Dies steht jedoch im Widerspruch zu der Orientierung der Säulen, die dann im gesamten Vorkommen mehr oder weniger horizontal und senkrecht zur Längserstreckung liegen sollten (**Abb.** schematische Profile). Es ist jedoch unschwer zu erkennen, dass diese



Querprofile durch das Phonolith-Vorkommen Teufelstein; schematisiert.



Fließgefüge und Orientierung der Säulen am Teufelstein.



Die flach liegenden Säulen im nordwestlichen Teil des Teufelsteins, die nicht so recht zu den teilweise steil stehenden Säulen im zentralen Teil passen, haben in der Vergangenheit für unterschiedliche Interpretationen des Vorkommens gesorgt.

– in unterschiedlichem Winkel – schräg gestellt sind. Sie tauchen zwar vorherrschend nach Nordosten ab, aber auch entgegengesetzte oder winklig dazu orientierte Richtungen lassen sich finden (am Nordwest-Ende und ungefähr in der Mitte der Klippen). Damit kann eine Interpretation als Gang, der die Schichten schräg schneidet, ebenfalls nicht zutreffen. Schaut man sich ergänzend die Flächen an, die sich aus der Fließbewegung rekonstruieren lassen, ergeben sich ebenfalls mit einem gangförmigen Vorkommen nicht in Einklang zu bringende Richtungen. Hierbei steht ein nordöstliches Streichen (quer zur Längserstreckung) im Nordwest-Bereich einem nordwestlichen Streichen (parallel zur Längserstreckung) im Südost-Bereich der Klippen gegenüber (**Abb.** Lageplan Gefüge).

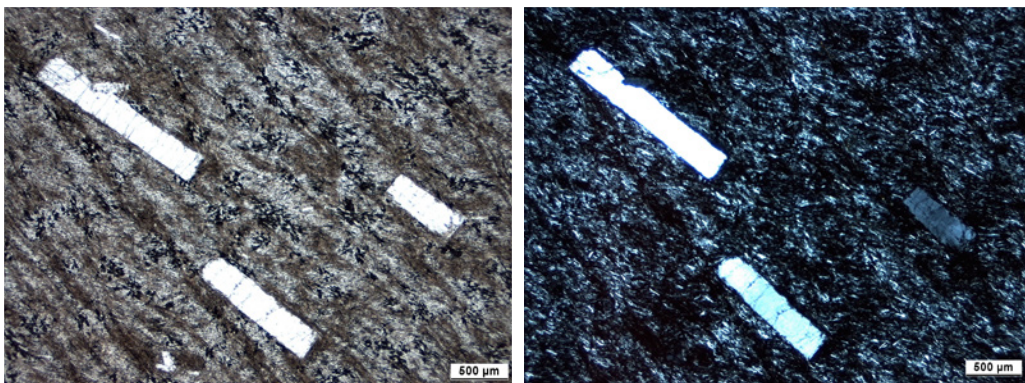
Aus der Zusammenfassung dieser Befunde ergibt sich, dass die Klippen vom Teufelstein aus zwei zwar zusammenhängenden, aber in ihrer Entwicklung eigenständigen Vorkommen bestehen. Die Orientierung der Säulen weist hierbei auf nach außen schräg ansteigende Abkühlungsflächen und somit auf zwei getrennte Trichterformen. Ihrer geringen Breite entsprechend, muss es der Wurzelbereich der Vulkanschloten sein. Dessen Eintiefung in die Schichten des Oberen Buntsandsteins deutet auf phreatomagmatische Eruptionen als Ursache hin. Demnach ist es dort zu zwei sich überschneidenden Sprengtrichtern gekommen, d.h. der Vulkan hat im Laufe seiner Entwicklung seine Wurzel verlagert. Hierfür könnte ein Versatz in der Störungszone verantwortlich sein, der sich möglicherweise unter dem Phonolith-Vorkommen andeutet. Die Phonolithfelsen des Teufelsteins stellen demnach die spätere, auf zwei lokal getrennten Aufstiegswegen empor gequollene Füllung eines Maarvulkans dar. Die Klippen entstammen also der Wurzel eines phonolithischen Doms, wobei offen bleiben muss, ob dieser durchgebrochen (exogen, Staukuppe) oder in seinem Dachbereich stecken geblieben (endogen, Quellkuppe) ist.

Der Teufelstein

Als der Teufel sah, dass auf der Milseburg eine Kirche gebaut wurde, verhiess er einem Bewohner der Gegend, auf einem Nachbarberg ein Wirtshaus zu erbauen, wenn dieser ihm gelobe, sich und seine Seele dem Teufel zu vermachen, wenn er das Wirtshaus nur einen Tag vor der Kirche vollende. Da aber beim Bau der Milseburgkirche der Hl. Gangolf selbst behilflich war und auf dessen Gebet die Steine sich schneller fügten, als auf des Teufels Flüche, so wurde das Kirchlein fertig, eben als der Teufel mit dem letzten Stein durch die Lüfte geflogen kam. Kaum sah er, dass er seine Wette und obendrein eine Seele verloren hatte, so schleuderte er den mächtigen Felsstein auf das Wirtshaus herab und zerstörte den fast fertig gestellten Bau, dessen Trümmer wir heute als Teufelstein kennen.

Quelle: SCHÖPPNER, A. (1852-1853): Sagenbuch der Bayer. Lande **1-3**: 281-282; München; BECHSTEIN, L. (1842): Der Sagenschatz des Frankenlandes. – 1. Teil: Die Sagen des Rhöngebirges und des Grabfeldes: 79; Würzburg (Voigt & Mockler).

Permalink: <http://www.zeno.org/nid/20005674883>



Dünnschliffaufnahmen des Phonoliths: Gut eingeregelte Alkalifeldspat-Einsprenglinge etwas spitzwinklig zum Fließgefüge der Grundmasse-Feldspäte.

Literatur:

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLER, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLER, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM,

R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).

61 Bildstein

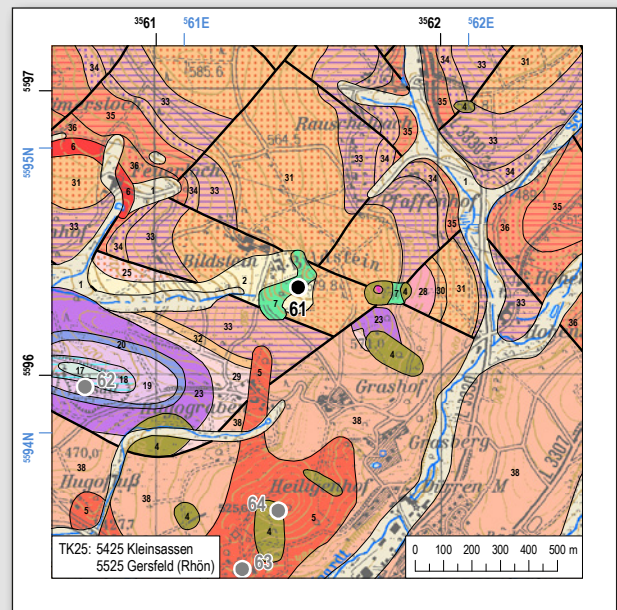
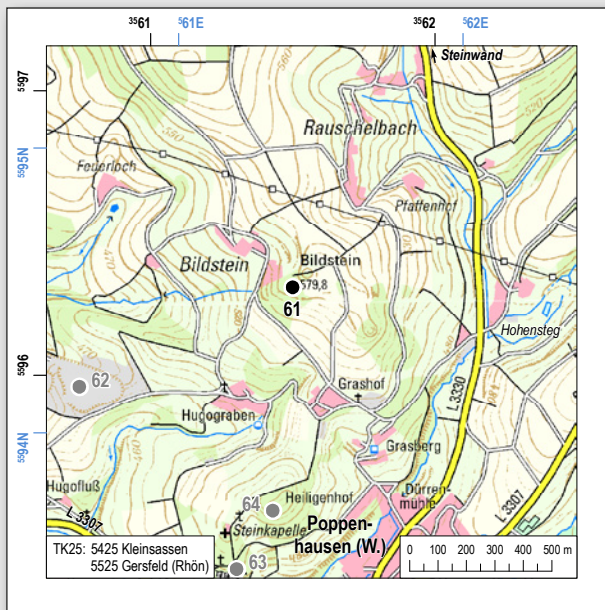
Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand

Die überwiegend flach liegenden Säulen des Bildsteins werden als Füllung eines endogenen Doms interpretiert.



Schön entwickelte Säulenköpfe am Bildstein.





Aufschluss:	Felsgruppe
Gestein:	Phonotephrit
TK 25:	5425 Kleinsassen
Lage:	R: 35 61 500, H: 55 96 310
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand
Status:	ungeschützt

Beschreibung:

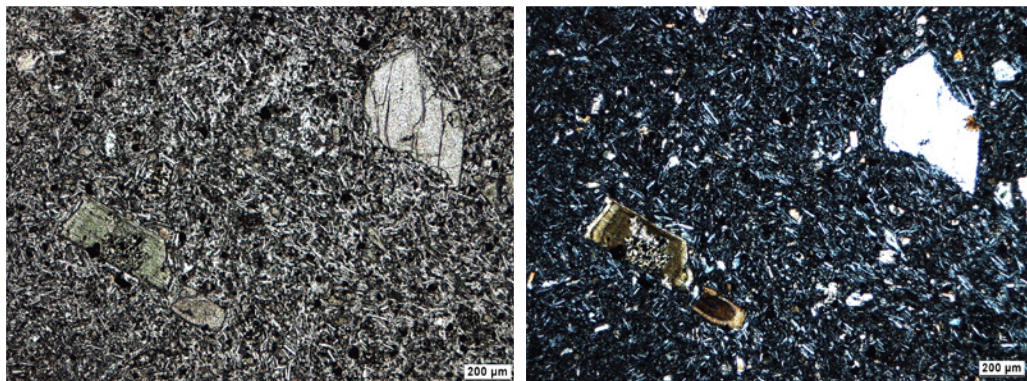
Zugang: Der Bildstein ist eine kleine Bergkuppe ungefähr 1 km nördlich von Poppenhausen. Man erreicht ihn, wenn man in Poppenhausen von der L3330 in Richtung Kleinsassen („Am Forsthaus“) nach Nordwesten über den Haardt bach abbiegt und an der Dürrenmühle in der gleichnamigen Straße vorbei weiter in nordwestlicher Richtung über den Grasberg fährt. Nach ca. 450 m auf z. T. sehr kurvenreichem Fahrweg zweigt nach Norden (rechts) am Ende des Grashofs ein Feldweg ab, vom dem nach weiteren 400 m in Richtung Südwesten (links) nochmals ein Feldweg abzweigt. Auf diesem erreicht man nach 100 m die bewaldete Kuppe des Bildsteins (579,8 m ü. NN). Eine weitere Zufahrt ergibt sich von der L3330 in Richtung Kleinsassen, ca. 750 m nördlich Poppenhausen, gegenüber der Zufahrt zum Biohof Gensler (Hohensteg 5). Im spitzen Winkel zurück in Richtung Südwesten (links) bis zum Grashof wird von dort auf oben beschriebenem Weg der Bildstein erreicht.

Der Bildstein ist eine z.T. sehr stark bewachsene Felsgruppe, die, örtlich von Blockschutt führenden Fließberden überdeckt, Schichten des Mittleren Buntsandsteins durchspießt. Er gehört zu den wenigen Vorkommen von Phonotephriten und zeigt eine ausgeprägte säulige Entwicklung. Die Säulen von meist einigen Dezimetern Durchmesser liegen überwiegend relativ flach, sind aber auch lokal fächerförmig oder steil stehend. Nach ihrer Orientierung können sie die Füllung eines Schlots oder eines endogenen Doms darstellen, wobei die Dicke der Säulen eher für Letzteres spricht.

Das mittel- bis dunkelgraue Gestein aus der Basaltfamilie unterscheidet sich von „normalen“ Basalten durch einen höheren Gehalt an Alkalien, der unter dem Mikroskop durch das Auftreten von „Grünkern“-Klinopyroxenen und Ägrinaugiten bei den Einsprenglingen bereits zu erkennen ist. Ansonsten zeigen die Klinopyroxene Zonarbau und Zwillingbildungen. Daneben finden sich opazitisierte Amphibole (durch Magnetitstaub infolge von Oxidations- und Dehydratationsvorgängen dunkel gefärbte Amphibole) sowie (selten) stark korrodierte Olivine. Die sehr feine Grundmasse ist gekennzeichnet durch die örtlich fluidal eingeregelter Feldspäte, an denen neben Plagioklas auch untergeordnet Alkalifeldspat beteiligt ist.



Von der Höhe des Bildsteins ergibt sich ein schöner Blick auf den Westhang der Wasserkuppe zwischen Abtsrodaer Kuppe und Pferdkopf.



Dünnschliffaufnahmen des Phonotephrits: Zum Teil zonar gebaute Klinopyroxen-Einsprenglinge in sehr feiner Grundmasse aus $\pm$ fluidal eingeregelter Feldspäten (neben Plagioklas auch untergeordnet Alkalifeldspat), Klinopyroxen und Erzkomponente.

Literatur:

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM,

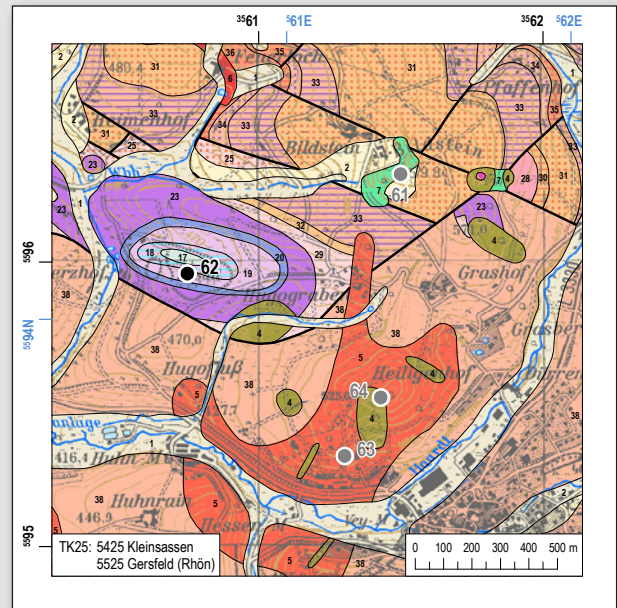
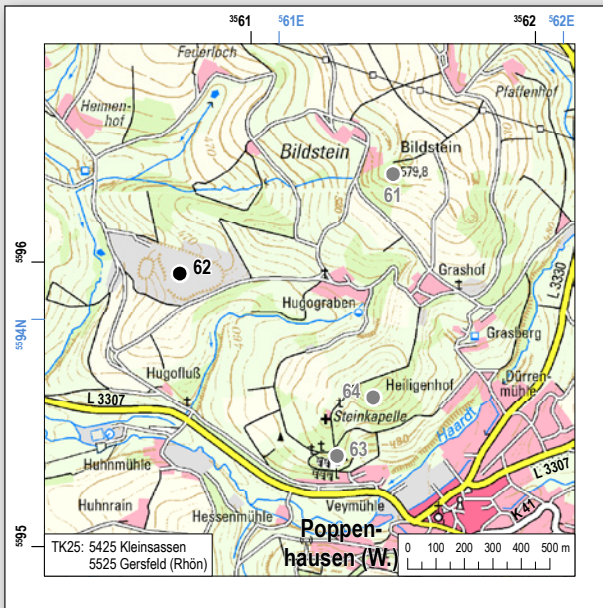
R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).

Der Kalksteinbruch am Remerzhof erschließt auf vier Strossen den Wellenkalk (m1b-m3b).



Eingemuldete Schichten des Oberen Wellenkalks (m3).





Aufschluss:	Steinbruch
Gestein:	Kalkstein
Stratigraphische Position:	Unterer Muschelkalk (Wellenkalk)
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	R: 35 60 750, H: 55 95 960
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand
Status:	Steinbruch in Betrieb

Beschreibung:

Zugang: Den Kalksteinbruch Öttersbach der Firma Nüdling, Schrimpff & Co Kalkwerke KG (Steinbruch Remerzhof) nordwestlich von Poppenhausen, erreicht man über die parallel zur L3307 Richtung Weyhers verlaufende Straße „Am Stein“. Etwa 750 m hinter dem Ort zweigt eine Straße nach Norden ab, auf der man nach ca. 600 m zum Steinbruch kommt. Steinbruchtypische Hinweisschilder lassen den Weg nicht verfehlen. Auf der amtlichen topographischen Karte (TK 25) steht trotz Mauersignatur, ein allgemein üblicher Hinweis für ein Kalkvorkommen, fälschlicherweise „Basalt“ im Bereich des Steinbruchs.

Auf vier Stossen bietet der Steinbruch Öttersbach – bei einer West–Ost-Erstreckung von ca. 200 m und einer Gesamthöhe von ca. 50 m – den umfassendsten Einblick in die Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks in der Rhön. Diese reicht hier von der Oberen Oolithbank am Ende des Unteren Wellenkalks (Subfolge m1b) über den Mittleren Wellenkalk mit den Terebratelbän-

ken (Folge m2) und den Oberen Wellenkalk (Folge m3) bis zur Unteren Schaumkalkbank (Basis Subfolge m3b). Auch ein Dolineneinbruch mit einer Füllung aus Ceratitenschichten (Oberer Muschelkalk) und Lettenkeuper (Erfurt-Formation, Unterer Keuper) ist zu erkennen.

Der Steinbruch wird von einer weiten Nordwest–Südost (130°) streichenden Muldenstruktur in der Muschelkalk-Schichtenfolge beherrscht, die mehrfach fast senkrecht von sehr steil Südost-fallenden Störungen geschnitten wird. In den aus dünnplattigen Kalk- bis Mergelsteinen aufgebauten Bankeinheiten von mehreren Dezimetern, die gelegentlich Hartgründe einschließen, finden sich häufig Umlagerungsphänomene wie spartische Schill- und Bruchschill-führende Intraklastbänke. Auffällig ist die 7 m unter der Unteren



Wechsel von bankigem bis plattigem Schichtgefüge mit Schrägschichtung im mittleren Abschnitt.



Durch Anwitterung herauspräpariertes Schichtungsgefüge im Unteren Wellenkalk.



Block einer hohlraumreichen Schill- und Intraklastbank.



Geradlinige Spurenfossilien im Wellenkalk.



Muschel in Steinkernerhaltung im Wellenkalk (die ursprüngliche Schale wurde während der Fossilisation weggelöst).



Block aus einer durch Sturm-Ereignis zusammen-geschwemmten Schillbank.



Geradlinige Spurenfossilien auf einer Schichtfläche im Wellenkalk.

Terebratelbank liegende Thüringische Spiriferinabank, die neben dem Brachiopoden *Punctospirella fragilis* auch die Muscheln *Newaagia noetlingi*, *Plagiostoma striata* und *Promysidiella eduliformis* sowie Echinodermenreste führt. In den von Wellenkalk dominierten Abschnitten sind Rutschfalten und Gleithorizonte sowie Massenströme (debris flows), die auf ihre Entstehung durch seismische Bodenunruhen im Muschelkalkmeer hinweisen, verbreitet. Auf Schichtflächen gibt es Spurenfossilien und gelegentlich Muscheln zu entdecken. Als Schill bauen letztere die massiven Kalkbänke auf, durch die der Wellenkalk gegliedert wird, entstanden

als sogenannte Tempestite durch Resedimentation nach besonders starken Sturm-Ereignissen.

Literatur:

- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].

63, 64 Grasberg

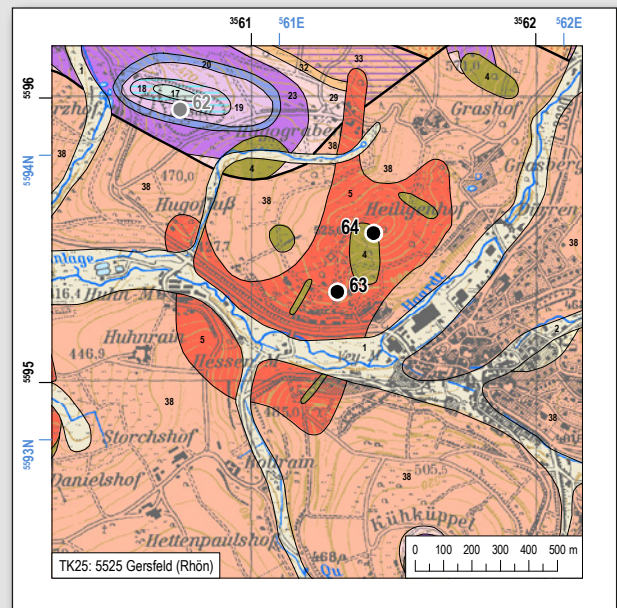
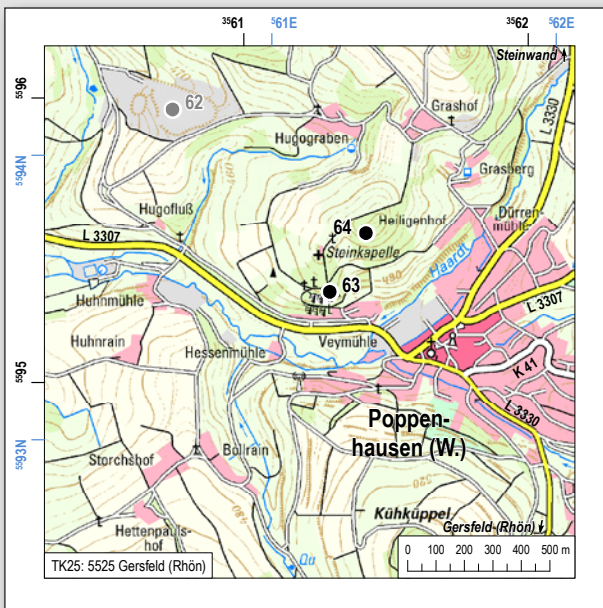
Poppenhausen (Wasserkuppe)

Der Poppenhäuser Stein weist eine steile, in östliche Richtung einfallende Plattigkeit auf [63].



Die Blockhalde vor den Felsklippen am bewaldeten Buckel des Grasbergs [64].





Aufschluss:	Klippen, Blockhalde
Gestein:	Phonolith (63), Camptonit (64)
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	63: R: 35 61 303, H: 55 95 319 (Felsklippe des Poppenhäuser Steins, Kalvarienberg) 64: R: 35 61 430, H: 55 95 525 (Südhang unterhalb der Kuppe des Grasbergs)
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe)
Status:	ungeschützt

Beschreibung:

Zugang: Nordwestlich von Poppenhausen, jenseits des Haardtbachs, liegt der (in der Karte namenlose) Grasberg. Zu ihm gehört als südwestlicher Vorsprung die Felsklippe des **Poppenhäuser Steins** (Kalvarienberg, Geotop 63), auf der eine Kreuzigungsgruppe aus der Mitte des 18. Jhs. steht. An dieser wiederum führt ein Kreuzweg aus gleicher Zeit vorbei zu einer Kapelle im Wäldchen weiter oberhalb.

Man erreicht den Poppenhäuser Stein vom westlichen Ortsausgang Poppenhausen von der Straße nach Weyhers (L3307) aus. Dort zweigt nach Norden (rechts) die ehemalige Landesstraße („Am Stein“) ab, um dann parallel der heutigen L3307 zu verlaufen. Bereits nach 50 m geht es rechts nochmals ab, bergan auf der Zufahrt zu den Häusern am Straßenrand. Von dort führt ein Fußweg weiter, der sich sogleich gabelt. Folgt man auf diesem dem Hinweisschild zur Mariengrotte nach Nordosten (rechts), erreicht man den Fuß der Klippe,

über den linken Weg (Kreuzweg, zunächst nach Westen) die Kreuzigungsgruppe oben auf der Felsklippe. Von diesem zweigt ein Trampelpfad mit Beschilderung Richtung Mariengrotte ebenfalls zum Fuß der Klippe ab.

Auf dem Weg von der Kreuzigungsgruppe nach Nordosten bzw. Osten durch eine als Weide genutzte Senke erreicht man den Fuß eines weiteren Waldstücks. Durch dieses führt der Weg nach oben zu der Felsgruppe auf der Bergkuppe des **Grasbergs** (Geotop 64). In der Fortsetzung nach Nordosten mündet der genannte Weg in die Straße „Grasberg“, wo die Bebauung des Ortes wieder beginnt. Von dort über den Haardtbach, an der Dürrenmühle vorbei, kommt man auf die Straße „Am Forsthaus“ (L3330, Richtung Kleinsassen) im Kernbereich des Ortes. Aus dieser Richtung können die Geotope ebenfalls erreicht werden.

Die vom Ort aus weithin sichtbaren Klippen des **Poppenhäuser Steins** gehören zu einem größeren Phonolith-Vorkommen, das Schichten aus dem Mittleren Buntsandstein durchbricht und den Grasberg einnimmt. Der Phonolith ist dort vor längerer Zeit gebrochen worden, weshalb schwer zu entscheiden ist, inwieweit die rd. 10 m hohen Klippen natürlichen Ursprungs oder eine Folge des Abbaus sind. Sie bestechen durch ihre steile, grobe, in östliche Richtungen einfallende Plattigkeit. Dies reicht nicht für eine Ausdeutung der Gefüge zur Rekonstruktion des magmatischen Körpers. Die unter dem Mikroskop erkennbare Grobkörnigkeit des trachytischen Gefüges spricht allerdings deutlich für eine Intrusion, d. h. für einen endogenen Dom.



Der Kalvarienberg am Grasberg oberhalb von Poppenhausen (W).



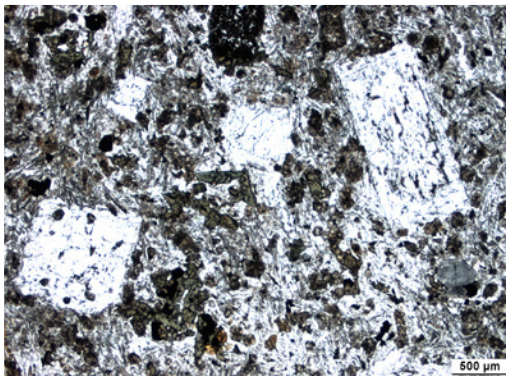
Unregelmäßige plattige Entwicklung im Phonolith.

Der Grasberg mit dem Bildstein ist nicht wegen des Phonoliths bekannt geworden, sondern wegen der darin auftretenden Gänge aus der Basaltfamilie, die als Buchonite (nach Buchonia, einer alten Bezeichnung für die Rhön) in die Fachliteratur eingegangen sind. Dieser Begriff hat sich überregional nicht durchgesetzt, und so werden die Vorkommen heute als Camptonit geführt. Es sind Gänge einer volatilreichen basanitischen oder alkalibasaltischen Schmelze, die das Massiv im Um-

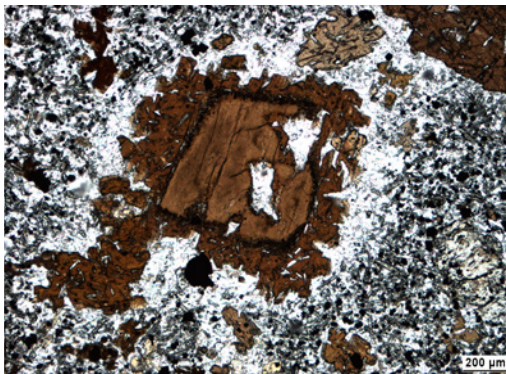
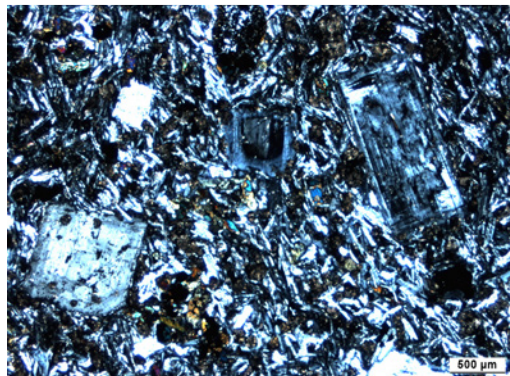
feld des Poppenhäuser Steins durchziehen, so bei der Mariengrotte und beim Ausgang des Kreuzwegs. Als Felsklippen überragen sie die Blockhalde am bewaldeten Buckel des **Grasbergs**, wo Trachyt und Trachyandesit den Übergang zum Camptonit bilden.

Unter dem Mikroskop zeigt der Phonolith zahlreiche, bis 2 mm große Einsprenglinge von Alkalifeldspat, die in einer besonders Ägirinaugit-reichen trachytischen

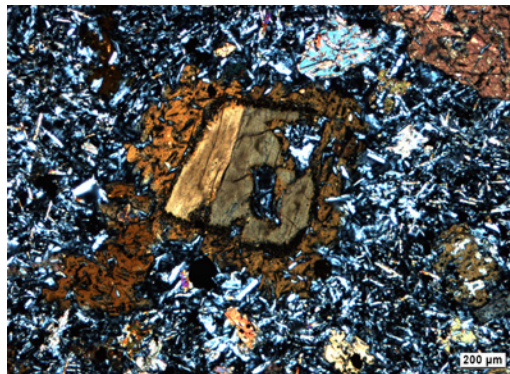
Dünnschliffaufnahmen des



... Phonoliths: Alkalifeldspat-Einsprenglinge in einer Grundmasse aus Alkalifeldspat, Ägirinaugit und Erzmineralen [63].



... Camptonits: Große, durch Weiterwachsen in der zweiten Generation ausgefranst erscheinende Einsprenglinge von Hornblende neben kleineren von Klinopyroxen in einer Grundmasse aus Plagioklas, Klinopyroxen und Erzmineralen [64].



Grundmasse schwimmen. Die Camptonitgänge weisen randlich eine dichte Abschreckungszone auf. Nach innen entwickeln sie ein intergranulares Gefüge aus Plagioklas mit Klinopyroxen in den Zwickeln, der auch als Einsprengling auftritt. Beherrscht wird das Bild allerdings von bis über 2 mm großen Hornblende-Einsprenglingen. An ihnen ist bemerkenswert, dass sie zwei Generationen bilden. Die erste, mit idiomorphem Umriss, ist teilweise verzwilligt und führt Schmelzeinschlüsse. Sie wird umschlossen von einer zweiten Generation, die in die schon kristallisierende Grundmasse hinein weiterwuchs, weshalb deren Kristalle so ausgefranst erscheinen.

Literatur:

BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld; Wiesbaden 1994, HLfB].

BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld; Wiesbaden 1994, HLfB].

ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1933): Über den Buchonit von Poppenhausen in der Rhön. – Sitzungsber. d. Heidelberger Akademie d. Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Klasse: 14 S.; Berlin (de Gruyter).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (HLfB).

EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLEN, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).

RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

GeoMuseen in der Rhön

In drei Museen und einem Informationszentrum werden Aspekte der Entstehung der Rhön-Landschaft sowie der Entwicklung ihrer Lebewelt anschaulich dargestellt. Wie abwechslungsreich diese erdgeschichtliche Vergangenheit Ost Hessens war, zeigen Funde aus Buntsandstein, Muschelkalk und Tertiär. Versteinerungen von Pflanzen und Tieren bieten vielfältige Einblicke in die Lebensräume dieser längst vergangenen Zeiten. Die in den Museen vorgestellten lokalen Themen und Besonderheiten der Landschaft lassen sich oftmals auch in der näheren Umgebung an ausgesuchten Geotopen wiederfinden.

Vonderau Museum, Fulda

In der fachkundig aufgebauten geowissenschaftlichen Ausstellung im 2. Obergeschoss des Museums (Jesuitenplatz 2) werden die an der Erdoberfläche anstehenden Gesteine der weiteren Umgebung von Fulda vorgestellt. Die Ausstellung ist so aufgebaut, dass an einzelnen Stationen die Gesteine und ihre Entstehungsbedingungen in den jeweiligen erdgeschichtlichen Epochen aufgezeigt werden. In sogenannten Vertiefungsräumen wird erklärt, welche Rückschlüsse auf die Lebensräume der jeweiligen Formation anhand der in den Gesteinen enthaltenen Fossilien, Fußabdrücke oder Sedimentstrukturen gezogen werden können.



Stammbaum der Ceratiten (Kopffüßer) im Vonderau Museum in Fulda.

Landschaftsinformationszentrum „Hessisches Kegelspiel“, Rasdorf

Die didaktisch gut durchdachte Ausstellung (Großtafter Straße 10a) bringt dem Besucher die Entwicklung der Landschaft Ost Hessens in den letzten 250 Ma näher. Ein Reliefmodell des „Kegelspiels“, Texttafeln, Fotos und Karten zeigen und erläutern diese

einmalige Landschaft und machen deutlich, wie sie der Mensch durch seine Arbeit gestaltet hat.

Ausstellung „SteinReich“ und Naturmuseum, Tann (Rhön)

Der Schwerpunkt der umfangreichen „SteinReich“-Sammlung (Schloss-Str. 6a / in der ehem. Scheune) liegt auf Versteinerungen aus der Muschelkalkzeit. Neben zahlreichen Unterarten der Ceratiten sind Überreste von anderen Meeresbewohnern wie Muscheln, Seelilien und Nothosauriern zu sehen. Einen weiteren Schwerpunkt der Ausstellung bilden die viel jüngeren Fossilien aus dem Tertiär, die aus den geologisch interessanten Braunkohleablagerungen bei Theobaldshof (ca. 20 Ma) stammen. Das Naturmuseum (Am Stadtor 6 / Eingang in der Schloss-Straße) präsentiert u.a. die heimische Fauna und Flora von der Eiszeit bis zur Gegenwart.

Sieblös-Museum, Poppenhausen (Wasserkuppe)

Der Besucher betritt das Museum (Von-Steinrück-Platz 1) über einen nachgebauten Bergwerksstollen. Entlang seiner Wände wird zunächst die Geschichte des Bergbaus in Sieblös erläutert. Der Besucher erfährt Wissenswertes über die Geologie der Fossilagerstätte, die Datierung der Sieblös-Schichten und deren Gesteinsaufbau. Vitrinen zeigen eine subtropische Landschaft, wie sie zur Zeit des unteroligozänen Sieblös-Sees ausgesehen haben könnte. Geborgene und präparierte Fossilien werden präsentiert und auf zahlreichen Texttafeln ausführlich erläutert.



Optisch ansprechende und informative Präsentation der Funde von Sieblös im Museum in Poppenhausen (W.).

Literatur:

SCHRIFT, A. & KÜTTNER-BAHR, S. (2011): GeoMuseen in Hessen – Sehenswertes zu Geologie und Bergbau. – 295 S., zahlr. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).

65 Ebersberg

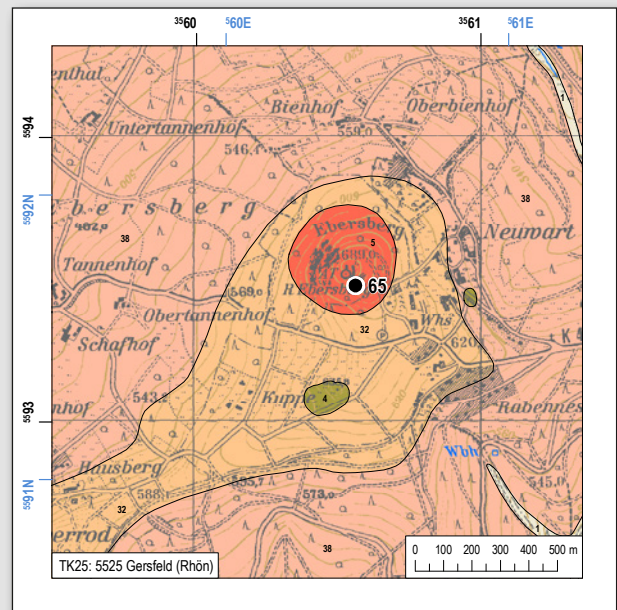
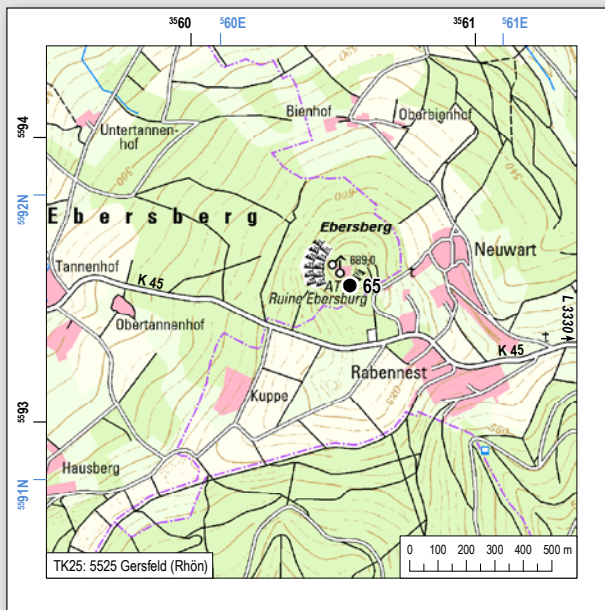
Ebersburg - Ebersberg

Grobe, plattige Absonderung im Phonolith vor der Ebersburg.



Klippe mit grober, nach außen abfallender Plattigkeit.





Aufschluss:	Klippen, Blockhalde
Gestein:	Phonolith
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	R: 35 60 560, H: 55 93 480
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Ebersburg - Ebersberg
Status:	ungeschützt

Beschreibung:

Zugang: Der zur Vorrhön gehörende Ebersberg (689,0 m ü. NN) ist mit seiner knapp über den Wald herausragenden Ruine Ebersburg schon von weitem sichtbar. Südwestlich von Poppenhausen gelegen, ist er von der K45 aus zugänglich, die bei Poppenhausen – Gackenhof, Gehöftsiedlung Neufeld, von der Verbindungsstraße Gersfeld–Poppenhausen (L3330) nach Westen abzweigt. Nach ungefähr 1 km liegt (hinter dem Berggasthof „Zur Ebersburg“) auf der nördlichen (rechten) Seite ein Parkplatz. Von dort führt ein Waldweg hinauf zur und um die Burgruine.

Das Vorkommen vulkanischer Gesteine auf der Kuppe des Ebersbergs hat einen Durchmesser von etwa 600 m innerhalb der Schichtenfolge des Mittleren Buntsandsteins und besteht im Wesentlichen aus grobem Blockschutt, der die Flanken des Ebersbergs einnimmt und auf der Westseite eine bedeutende Blockhalde bildet. Nur an wenigen Stellen kommt das Anstehende durch.

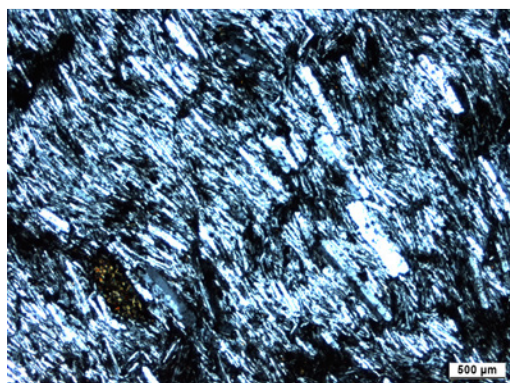
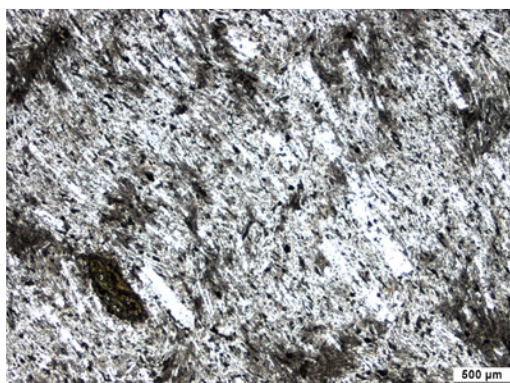
Vor dem Betreten der Burg trifft man z. B. an der linken Wegseite auf etwa 15 m lange und mehrere Meter hohe Klippen eines Phonoliths. Anstehendes gibt es auch am Turm und weiter nördlich im Burghof zu entdecken, sowie am Weg um die Burg auf der Westseite und mehrfach auf der Nordseite. Hier ziehen sich auch bis etwa 50 m lange, flache Riegel an der Bergflanke hin.

Das Besondere am Phonolith des Ebersbergs, wodurch dieser sich auch von anderen vergleichbaren Vorkommen, wie denen von der Milseburg (Geotop 53) oder dem Bubenbader Stein (Geotop 52), unterscheidet, ist eine auffällige Plattigkeit und die fehlende Ausbildung von Säulen. Ganz selten werden solche durch die weitere Kluftausbildung angedeutet. Die Orientierung der Plattigkeit deutet eine Kuppelstruktur an, so dass dieses Vorkommen sicherlich als endogener Dom (Quellkuppe) zu deuten ist. So fällt die Plattigkeit im Prinzip nach außen hin ein. Lokal sind allerdings Einfallsrichtungen messbar, die den Körper nicht so rund erscheinen lassen, wie der Umriss auf der geologischen Karte andeutet.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Bild eines typischen Nephelin-Phonoliths. Die Grundmasse bildet das zu erwartende trachytische Gefüge durch die Alkalifeldspäte, eingestreut sind Ägirinaugite und Erzphase. Gut im Fließen eingeregelt sind zahlreiche Einsprenglinge von Alkalifeldspat, die mit maximal 1 mm Länge recht klein bleiben. Hin und wieder ist auch ein Klinopyroxen in der Einsprenglingsphase vertreten.



Auf dem Rundweg um den Ebersberg passiert man auch die große Blockhalde an der West-Seite des Berges.



Dünnschliffaufnahmen des Phonoliths: Kleine Alkalifeldspat- neben Alkalipyroxen-Einsprenglingen in deutlich fließgeregelter Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit Alkalipyroxenen und Erzphase.

Literatur:

BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HlfB].

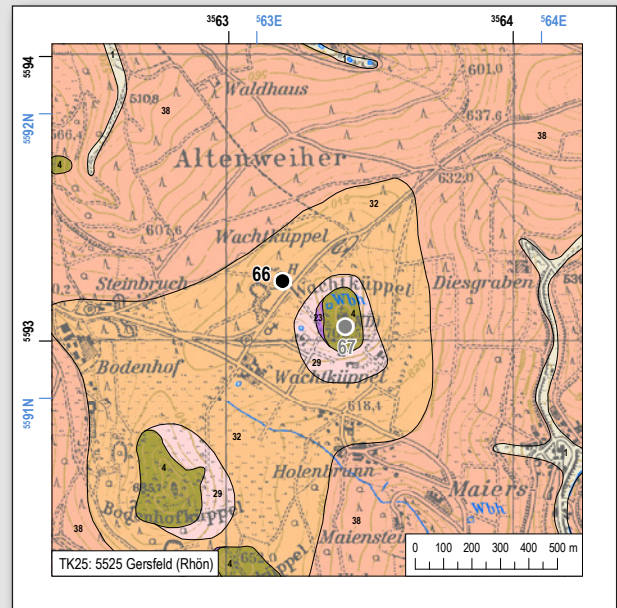
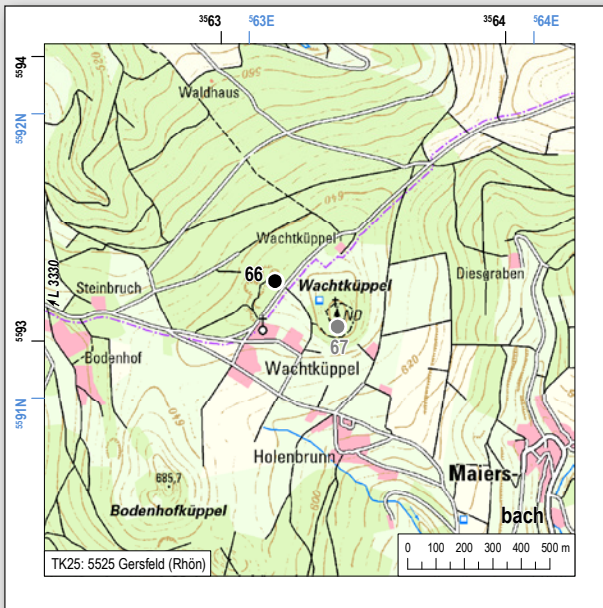
BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HlfB].

Im Steinbruch am Wachtküppel wurden Werksteine aus der Solling-Folge gebrochen.



Die geraden, glatten Wände sind orthogonal stehende Kluftflächen, was den Abbau der Werksteine erleichterte.





Aufschluss:	Steinbruch
Gestein:	Sandstein
Stratigraphische Position:	Mittlerer Buntsandstein (Solling-Formation)
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	R: 35 63 190, H: 55 93 210
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe)
Status:	ehem. Steinbruch; ungeschützt

Beschreibung:

Zugang: Der aufgelassene Steinbruch Wachtküppel liegt ca. 250 m nordwestlich des namensgebenden Bergkegels direkt neben einem Fahrweg. Dieser zweigt etwa 1,5 km südlich von Poppenhausen von der L3330 nach Gersfeld an der Hofsiedlung Neufeld (gegenüber der K45 in Richtung Ebersburg, Geotop 65) nach Osten ab (Richtung Bodenhof/Wendelinkapelle). Nach weiteren rd. 1,5 km bestehen in einer flachen Nordost-Kurve des bis dahin asphaltierten Fahrwegs Parkmöglichkeiten (von hier erfolgt auch der Zugang zur Wendelinkapelle und einem Bauernhof). Von dort einige Meter weiter zweigt nach Nordwesten (links) ein Weg in den Wald hinein ab, der nach ungefähr hundert Metern in den aufgelassenen Steinbruch führt. Der Besuch dieses Steinbruchs lässt sich gut mit der Besteigung des Wachtküppels (Geotop 67) verbinden.

Der ehem. Steinbruch liegt versteckt in dem kleinen Waldstück nordwestlich des Wachtküppels unterhalb

des Weg-Niveaus. In dem aus mehreren Teilbereichen bestehenden Steinbruchgelände wurden Werksteine aus der Solling-Formation des oberen Mittleren Buntsandsteins gebrochen, die in der gesamten Rhön den wichtigsten Horizont für die Gewinnung von Natursteinen gestellt hat. Von seiner Lage her lässt sich vermuten, dass er auch für die Stadt Fulda von Bedeutung war.

Der Steinbruch beschränkt sich in seiner Aufschlusshöhe auf einen massigen Abschnitt in der Solling-Formation, die eine Abbauhöhe von etwa 4 m erlaubt hat. Die Sohle liegt im Bereich des Karneol-Dolomit-Horizonts (RUTTE & WILCZEWSKI 1983) der Solling-Formation. Beim Betreten besonders auffällig sind die geraden, glatten Wände, die hier nicht das Ergebnis menschlicher Bearbeitung sind, sondern durch ein System von ebenen, in ungefähr rechtem Winkel zueinander stehenden, senkrechten oder fast senkrechten Klüften hervorgerufen werden. Für die Gewinnung von Werksteinen war diese Situation günstig. Der in flacher Lagerung (120/6) anstehende Sandstein zeigt in frischem Zustand die typische hellrote Farbe, mit einem Stich ins Violette, teilweise auch ins Weißliche übergehend, wie sie allgemein im Buntsandstein überwiegt. Die Gesteinsabfolge setzt sich aus mehreren bis zu 2 m mächtigen Bänken ohne größere Ton-/Siltstein-Zwischenschichten zusammen. Die Sandsteinbänke sind, wie im Buntsandstein üblich (s. Teil I, Kap. 3.1 Buntsandstein), aus Schrägschichtungskörpern aufgebaut. Diese fallen besonders auf, wenn sie sich durch Verwitterungseinfluss in der Nähe zur Oberfläche in

die einzelnen Schrägschichtungsblätter auflösen. Einschlüsse von Tongallen spielen in diesem Vorkommen keine große Rolle. Nur in wenigen Horizonten waren sie angereichert. Sie sind jetzt ausgewittert und lassen durch ihre Ausrichtung die Schrägschichtung ebenfalls nachvollziehen.

Literatur:

- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, Hlfb].
- Bücking, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, Hlfb].
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin (Borntraeger).

Woher kommt der Sand im Buntsandstein?

Die Zeit des Buntsandsteins wird geprägt durch die namengebenden Sandsteine. Diese entstehen durch natürliche Verfestigung von Sand durch Ausfällung bzw. Einlagerung von Mineralen in den Porenräumen zwischen den Sandkörnern. Sand wiederum wird vor allem aus dem Mineral Quarz (SiO_2) aufgebaut. Woher kommt nun dieser Quarz? In der Einführung (Kap. 2.2) wurde darauf verwiesen, dass das Sedimentmaterial in der Buntsandsteinzeit überwiegend aus südwestlicher Richtung kam und bis ins nördliche Mitteleuropa transportiert wurde, wo schon in der Permzeit das Zentrum des Sedimentationsraums lag. Einzelheiten wurden jedoch nicht näher erläutert. Dies soll hier nun vertieft werden.

Das im Karbon entstandene Variskische Gebirge war zu Beginn der Trias schon soweit abgetragen, dass es als Rumpfgebirge in seinen Kernbereichen (von Böhmen bis ins französische Zentralmassiv reichend) vor allem hochmetamorphe Gesteine wie Gneise oder Migmatite sowie ausgedehnte Komplexe aus syn- bis postorogenen Magmatiten (im wesentlichen Granit) der Verwitterung und Abtragung darbot. Diese Gesteine weisen in ihrer Zusammensetzung ein Viertel bis ein Drittel Quarz, dazu etwas Glimmer und viel Feldspat auf.

Wie kam es nun dazu, dass aus diesem Mineralgemenge mit deutlich vorherrschendem Feldspatanteil ein Quarzsand werden konnte? Hierfür bedurfte es einer sehr intensiven hydrolytischen (sialitischen) Verwitterung, d.h. einer Zersetzung des Gesteins, insbesondere durch Wasser. Feldspat und Glimmer haben Spaltflächen, in die Wasser eindringen kann. Das führt zum Aufweiten dieser Trennflächen und damit zum Zerbröseln des Gesteins. Kationen, die das Grundgerüst der silikatischen Minerale der Gesteine aufbauen (meist K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}), werden dabei durch H^+ -Ionen ersetzt. Dadurch wird das Grundgerüst der Minerale instabil und zerfällt. Durch Hydrolyse werden aus diesen Silikat-Mineralen Tonminerale (im gemäßigten Klima: Illit, im tropischen Klima: Kaolinit). Die Hydrolyse führt also zur Bodenbildung, wobei der Quarz (SiO_2) angereichert wird, da er dem Wasser keine Spaltflächen zum Angreifen bietet und aufgrund seiner Struktur und Zusammensetzung auch keine neuen wasserhaltigen Minerale bilden kann.

Bei jeder Umlagerung, jedem Transportvorgang werden Feldspat und Glimmer weiter zersetzt, die Tonminerale ausgewaschen. Trotz des ursprünglich geringeren Anteils an Quarz bleibt schließlich nur er als Sand zurück, begleitet von wenigen, ebenfalls sehr stabilen Schwermineralen. Der Sand und somit auch der Sandstein in der Buntsandsteinzeit sind also letztlich die angereicherten, verwitterungsresistenten Reste des Abtragungsschutts des Variskischen Gebirges.

67 Wachtküppel

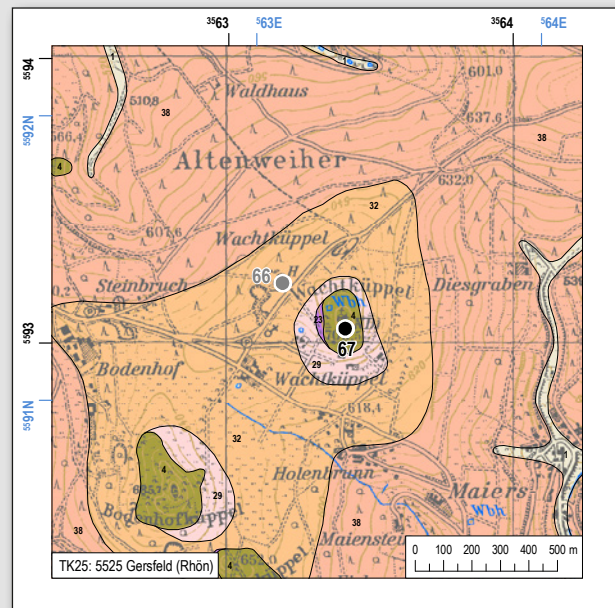
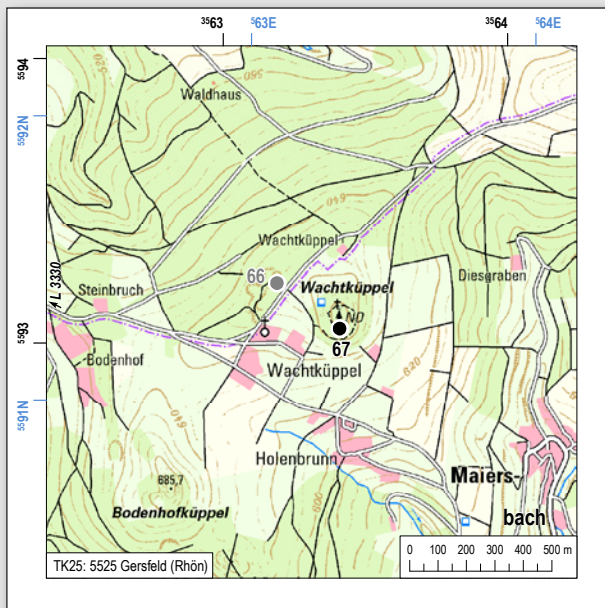
Gersfeld (Rhön) - Maiersbach

Der Wachtküppel – der „Lausbub der Rhön“ – von Schachen aus.



Als ein durch die Erosion herauspräparierter ehemaliger Förderschlot überragt der Wachtküppel seine Umgebung um ca. 50 m.





Aufschluss:	Bergkuppe, Klippe
Gestein:	Trachybasalt
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	R: 35 63 410, H: 55 93 050
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Gersfeld (Rhön) - Maierbach
Status:	Naturdenkmal

Beschreibung:

Zugang: Der Wachtküppel, etwa 2 km südöstlich von Poppenhausen gelegen, ist mit 705 m ü. NN eine der niedrigeren und einfacher zu besteigenden Erhebungen der Kuppenrhön. Wegen seiner markanten Form und der guten Rundumsicht wird er im Volksmund auch als „Lausbub der Rhön“ bezeichnet. Man erreicht ihn über einen Fahrweg, der anderthalb Kilometer südlich von Poppenhausen von der L3330 nach Gersfeld am Hof Neufeld (gegenüber der K45 in Richtung Ebersburg, Geotop 65) nach Osten abzweigt (Richtung Bodenhof/Wendelinkapelle). Nach wiederum anderthalb Kilometern bestehen in der flachen Nordost-Kurve des bis dahin asphaltierten Fahrwegs Parkmöglichkeiten (von hier zweigt auch der Zugang zur Wendelinkapelle und einem Bauernhof ab). Folgt man dieser Straße weiter in Richtung Osten (geradeaus) und biegt hinter dem Bauernhof nach Nordnordost (links) ab, erreicht man den Aufstieg zum Wachtküppel. Alternativ kann der Aufstieg über einen Weg erreicht werden, der von dem genannten Fahrweg gegenüber dem aufgelassenen Steinbruch Wachtküppel (Geotop 66) abzweigt. Mit

einem Besuch des ehemaligen Steinbruchs lässt sich der Rundweg dann auch verbinden.

Der Wachtküppel gehört zu den vereinzelten Förder-schlotten in der Vorrhön am Übergang zur Kuppenrhön, welche die ursprünglich weit größere Ausdehnung der basaltischen Decken in der Rhön belegen. In einer steilen, etwa 50 m durchmessenden und durch die Erosion herauspräparierten Bergkuppe stehen die basaltischen Gesteine in den Felsen des Gipfelbereichs weithin sichtbar an. In der geologischen Karte noch als Feldspatbasalt bezeichnet, gelten sie inzwischen nach der chemischen Klassifikation als Trachybasalt. Dieser ist eng verwandt mit dem Alkalibasalt und unterscheidet sich von ihm durch einen leicht höheren Alkaligehalt (s. Teil I, Kap. 4.1).



Der Gipfelbereich ist auf seiner Nordwest-Seite überwiegend bewachsen.



An seiner Nordost- und Ost-Seite sind dagegen flach liegende Säulen am Gipfel zu beobachten, ...



... deren Säulenköpfe ebenfalls aufgeschlossen sind.

Beim Aufstieg von Nordosten und Osten auf den Gipfel trifft man auf ungleichmäßige und unterschiedlich dicke Säulen, die, abgesehen von den tieferen Felsen auf der Nordost-Seite, fast horizontal liegen. Auf der Ostseite gehen sie in eine engständige plattige Entwicklung über, die die Felsen auf der Südseite strukturiert. Die Orientierung der Plattigkeit, an der einen Stelle steil, an der anderen flach, ist schwer zu interpretieren. Einer Deutung des Vorkommens als Förderschlot steht sie, wie auch die säulige Entwicklung, nicht entgegen. Der kleine Bergkegel wird von einem Tuff-Mantel umgeben, der an der Basis der Kuppe noch erhalten ist. An der Südwest-Seite des Wachtküppels liegt ein Mantel von Schlotbrekzie und an seinem Nordwest-Rand eingestürzter Unterer Muschelkalk, der im vorletzten Jahrhundert in einem kleinen Steinbruch abgebaut wurde (BÜCKING 1909).

Unter dem Mikroskop fallen die oft mehrere Millimeter großen Einsprenglinge von Klinopyroxen auf, die teilweise verzwillingt sind und Bruchstücke von Amphibolkristallen wie auch Apatitnadeln einschließen können. Amphibol bildet kleinere eigenständige Einsprenglinge, ist dann aber opazitisiert (durch Oxidations- und Entwässerungsvorgänge mit Magnetitkriställchen durchstäubt). Die Grundmasse ist sehr feinkörnig. Sie wird beherrscht von leicht im Fließen eingeregelter Feldspatleisten (vorwiegend Plagioklas), deren Zwickel



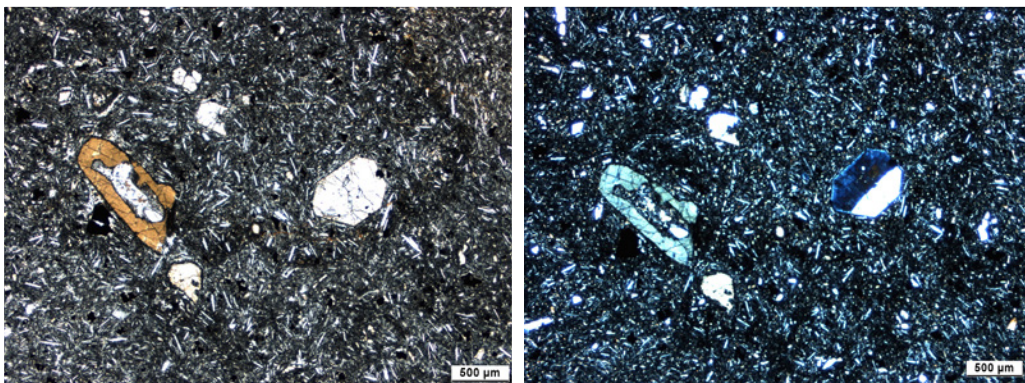
Plattige Entwicklung im Trachybasalt.



Durch Verwitterung herauspräparierte Flecken als Indiz für die Sonnenbrennerentwicklung.



Das Wasserkuppen-Massiv mit dem Pferdskopf zeigt sich vom Wachtküppel aus von einer besonders schönen Seite.



Dünnschliffaufnahmen des Trachybasalts: Stark korrodierte Hornblende-Einsprenglinge (braun) und z.T. verzwilligte Klinopyroxen-Einsprenglinge (z.B. großer, achtseitiger Kristall in der rechten Bildhälfte) in feinkörniger Grundmasse aus leicht fließgeregelten Feldspäten (neben Plagioklas untergeordnet Alkalifeldspat) mit Erzphase und Klinopyroxen in den Zwickeln.

von Klinopyroxen und Erz besetzt sind. Bereits makroskopisch zeigen sich die typischen Flecken eines Sonnenbrenner-Basalts.

Die exponierte Stellung des Wachtküppels, durchgebrochen als Schlot durch Schichten des Oberen Buntsandsteins, macht ihn möglicherweise zu einem bevorzugten Ziel für Blitze bei Gewittern. Der hohe Magnetit-Anteil des basaltischen Gesteins bewirkt bei den elektrischen Entladungen offensichtlich eine örtlich starke Magnetisierung des Gesteins, so dass der Kompass mitunter keine verlässlichen Daten mehr liefert. Man spricht von Aberration, einer zusätzlich zur magnetischen Deklination auftretenden Ablenkung der Nadel des Magnetkompasses.

Wegen seiner scharfen Form, der relativen Höhe gegenüber seiner Umgebung und der freien Lage ist der

Wachtküppel einer der schönsten Aussichtspunkte der ganzen Rhön mit Blick über die hessische Kuppenrhön, auf die Wasserkuppe, die Hohe Rhön und den Kreuzberg.

Literatur:

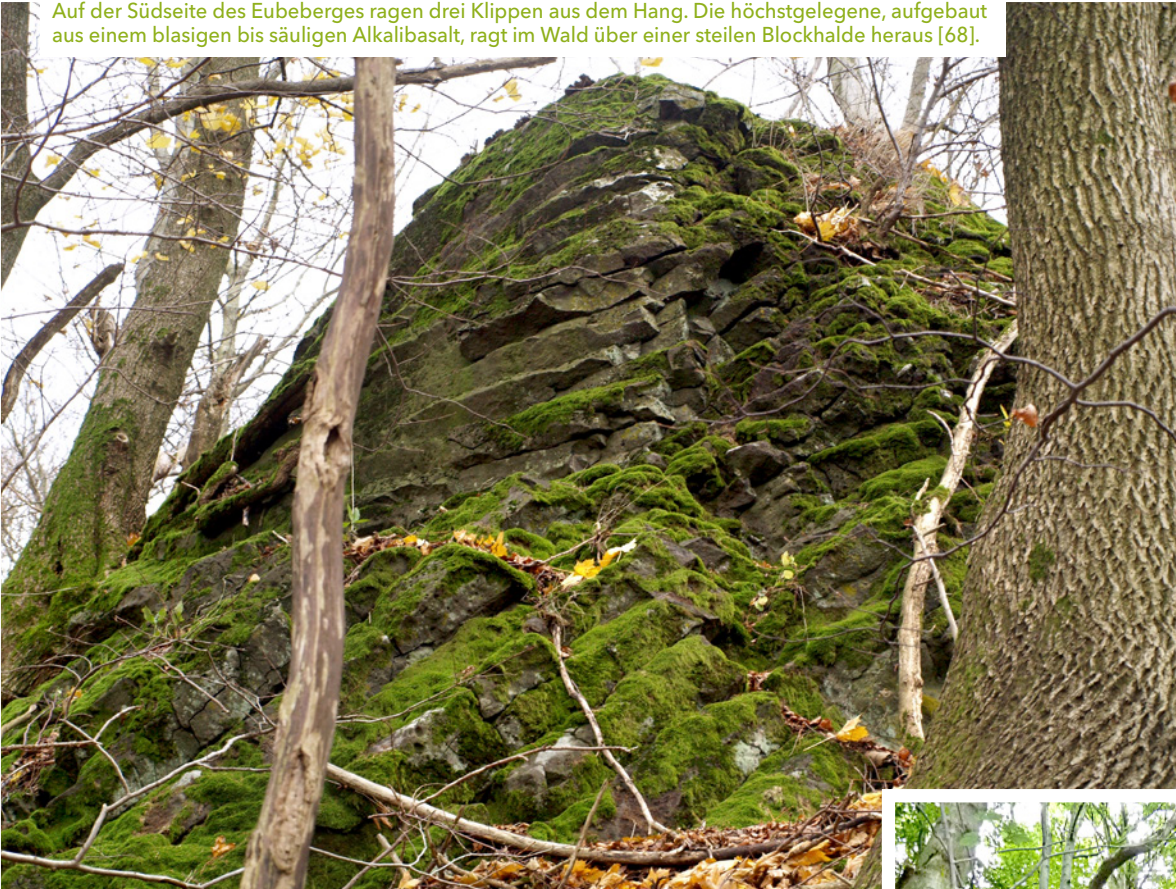
- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin (Borntraeger).

68, 69, 70

Klippen auf der Südseite des Eubeberges

Gersfeld (Rhön) - Schachen

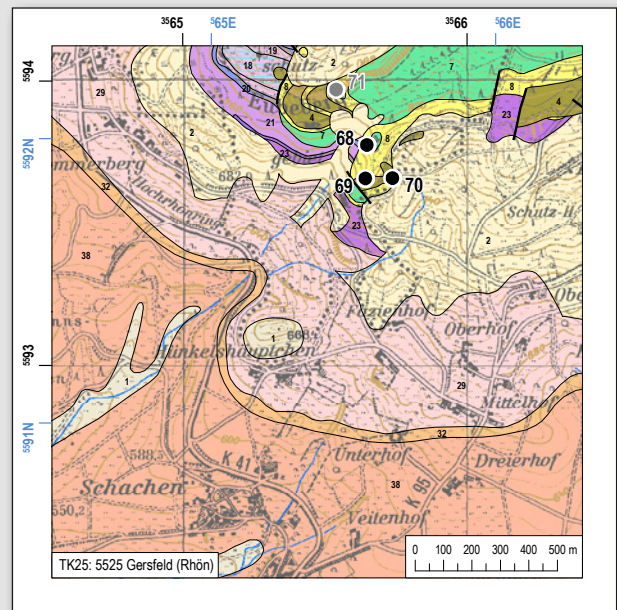
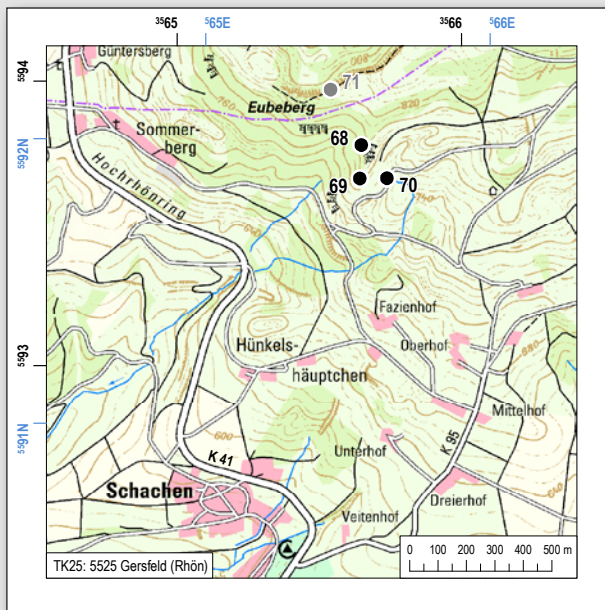
Auf der Südseite des Eubeberges ragen drei Klippen aus dem Hang. Die höchstgelegene, aufgebaut aus einem blasigen bis säuligen Alkalibasalt, ragt im Wald über einer steilen Blockhalde heraus [68].



Etwa 30 m tiefer liegt mitten in einer Wiese eine weitere Klippe, deren Genese aufgrund der Säulenstellung auf ein Lavasee-Stadium zurückgeführt werden kann [69].



Auch die in einem verwilderten Weidegrundstück liegende, stark bemooste dritte Klippe, weist eine Meilerstellung ihrer Säulen auf; dies spricht somit ebenfalls für eine Erstarrung aus einem Lavasee [70].



Aufschluss:	Klippen
Gestein:	Alkalibasalt (68), Basanit (69, 70)
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	68 : R: 35 65 648, H: 55 93 776 (Klippe I) 69 : R: 35 65 643, H: 55 93 658 (Klippe II) 70 : R: 35 65 738, H: 55 93 659 (Klippe III)
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Gersfeld (Rhön) - Schachen
Status:	Naturschutzgebiet

Beschreibung:

Zugang: Man erreicht die Klippen auf der Südseite des Eubeberges von der K95 aus, die südlich Schachen von der K41 in Richtung Obernhausen abgeht. Von dieser zweigt nach 1 km bei Mittelhof eine Fahrstraße spitzwinklig von der K95 nach Norden ab, die für etwa 300 m bis zum Hof Ober-Kohlgraben befahren werden kann. Dort geht nach Norden ein asphaltierter landwirtschaftlicher Weg ab, der sofort nach Westen einbiegt. Nach ca. 250 m knickt dieser nach Nordnordosten um (während ein Feldweg geradeaus weiter verläuft) und nach nochmals 250 m kommt man zu einer Schutzhütte. Dort wiederum zweigt ungefähr nach Norden ein Waldweg ab, dem man knapp 300 m bis zum zweiten Querweg am Waldrand folgt. Auf diesem, z. T. stark verwachsenen, nach Westen führenden Weg gelangt man entlang einer Wiese in den Wald, nicht weit entfernt von dem Bergsporn mit der **Klippe I** (Geotop **68**), nach insgesamt rd. 400 m ab Beginn des zweiten Querwegs. An dieser Klippe entlang nach Süden führt ein Trampelpfad zur nächsten **Klippe II** in einem Weidegelände vor

dem Bergsporn (Geotop **69**). Unterhalb kommt man nach Überwinden des Weidezaunes zu einem Feldweg (1. Querweg), auf dem man zurückkehren kann und nach knapp 100 m auf der baumbestandenen Nordseite (links) zu einer weiteren **Klippe III** (Geotop **70**).

Auf der Südost-Seite der Eube springt ein bewaldeter Bergsporn in südsüdöstlicher Richtung vor. Dort ragt am Rand zur Weide ein kleinerer Felsen über einer steilen Blockhalde heraus, der aus einem örtlich stark bläsigen, säulig entwickelten Alkalibasalt aufgebaut wird (**Klippe I**). Die recht groben Säulen fallen nach außen ab, von Südwest über Nordwest bis Nordost. Das rundliche, von einer Schlotbrekzie umgebene Vorkommen stellt die Füllung eines Schlots dar. Nach oben flacher werdende Säulen könnten dafür sprechen, den Felsen als Teil eines in einer Schlotbrekzie stecken gebliebenen endogenen Doms zu interpretieren.

Unter dem Mikroskop zeigt der Alkalibasalt ein deutliches Fluidalgefüge der Grundmasse-Plagioklasleisten, in dem verstreut kleine, bis 0,5 mm große Einsprenglinge von Olivin und Klinopyroxen schwimmen.

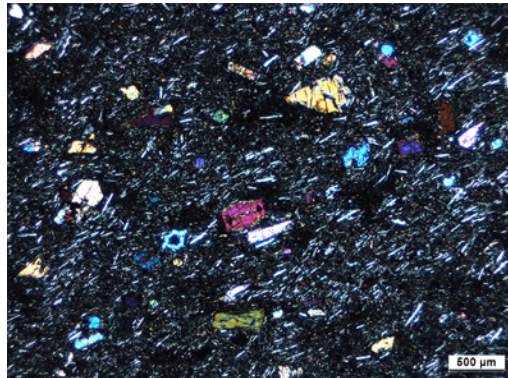
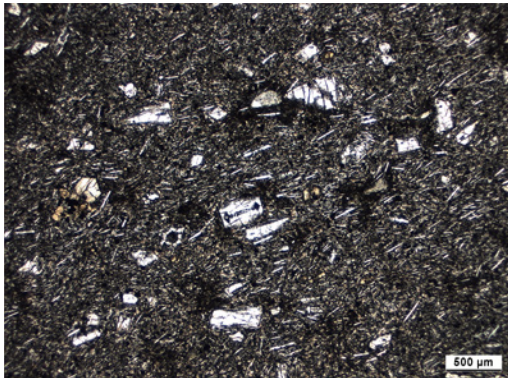
In der Fortsetzung des Bergsporns ragt etwa 30 m tiefer die zweite Klippengruppe als exponierte, bis ca. 6 m hohe Felsen aus dem Wiesengelände heraus (**Klippe II**). Auch diese werden durchweg von Säulen aufgebaut, die allerdings deutlich feiner entwickelt sind (Durchmesser 10 bis 20 cm), lediglich innerhalb der größeren Klippe gibt es auch gröbere. Die Orientierung der Säulen spricht wieder für die Füllung eines Schlots, wobei

ihre Verteilung nach oben als Hinweis für eine Meilerstellung und damit für die Erstarrung aus einem Lava-see anzusehen ist.

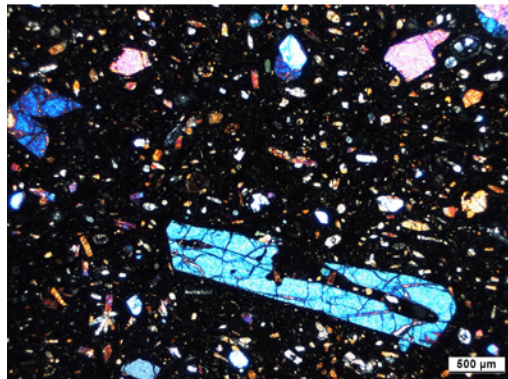
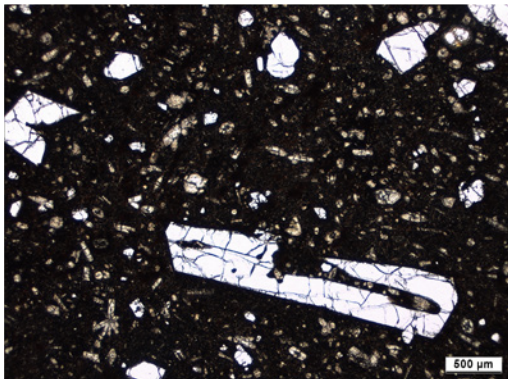
Das Gestein dieser Klippengruppe hat eine etwas andere Zusammensetzung als das weiter oben und ist als limburgitischer (d.h. stark glasiger) Basanit zu bezeichnen. Wie unter dem Mikroskop zu erkennen ist, sind es

erneut zwei Generationen von Einsprenglingen, die regellos verteilt in der glasigen Grundmasse schwimmen. Die erste beschränkt sich auf den Olivin in bis über 2 mm großen und relativ schlanken Kristallen, die scharfe Umrisse sowie sogenannte Resorptionsschlau-chen aufweisen. Die zweite Generation ist deutlich kleiner und verschwimmt mit der Grundmasse. An ihr sind neben Olivinen auch Klinopyroxene beteiligt. Hinzu

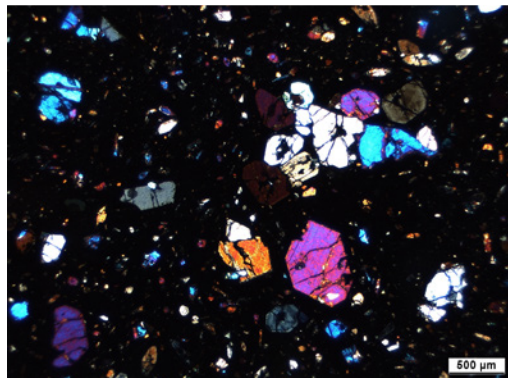
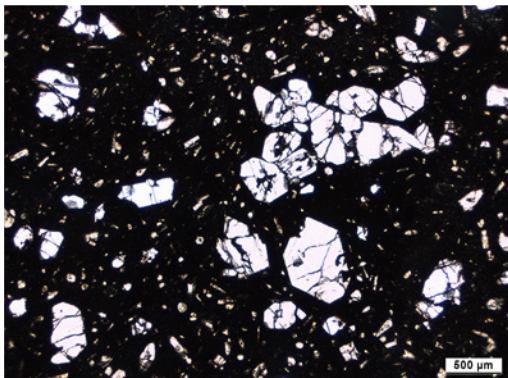
Dünnschliffaufnahmen des



... Alkalibasalts: Kleine Einsprenglinge von Olivin und Klinopyroxen schwimmen in fluidal eingeregelter Grundmasse aus Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen [68].



... limburgitischen Basanits: Stark korrodierter Einsprengling von Olivin der ersten Generation neben deutlich kleineren Einsprenglingen von Olivin und Klinopyroxen der zweiten Generation, die in der glasigen Grundmasse verschwimmen [69].



... Basanits: Einsprenglinge von wenig korrodierten Olivinen in einer Grundmasse aus Olivin und Klinopyroxen [70].

kommen Olivin-Xenokristalle in vergleichbarer Größe, in ihrer Form aber isometrischer. Ihre deutlichen Korrosions-, d. h. Auflösungserscheinungen, sowie Deformationslamellen sind Anzeichen dafür, dass sie mit den Bedingungen in der Schmelze nicht im Gleichgewicht standen und Bruchstücke eines beim Aufstieg aufgelösten Erdmantel-Xenoliths sind.

Knapp 100 m östlich steht in einem verwilderten Weidgrundstück ein weiterer, etwa 10 m hoher Felsen an (**Klippe III**). Im Schatten unter Bäumen ist er, stark bemoozt, wenig auffallend. Die säulige Entwicklung lässt eine Meilerstellung mit oben zusammenlaufenden und schlanker werdenden Säulen erkennen, so dass auch hier von einer Schlotfüllung durch einen Lavasee auszugehen ist.

Es handelt sich ebenfalls um einen Basanit, der zwar sehr dicht, aber nicht limburgitisch entwickelt ist, wie ein Blick durch das Mikroskop offenbart. Im Unterschied zur Klippe des Geotops 69 ist als Einsprenglingsphase hier lediglich Olivin, und zwar in einer Generation, vertreten. Seine regellos verteilten, aber zuweilen

aggregierten Kristalle werden bis über einen halben Millimeter groß und enthalten Schmelz-Einschlüsse.

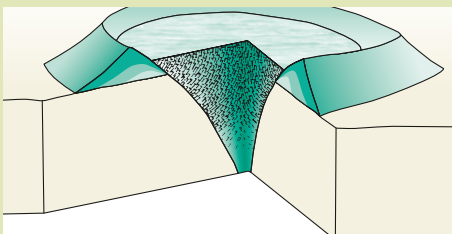
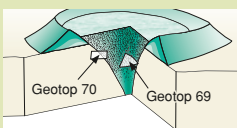
Alle drei Vorkommen sitzen einer Nordwest–Südost gerichteten Störungszone in der Schichtenfolge von Buntsandstein und Muschelkalk auf, die in der Fortsetzung des über Poppenhausen führenden nördlichen Astes des Fuldaer Grabens liegt.

Literatur:

- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – 28 S., 21 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden (HLUG).

Basaltsäulen in Meilerstellung

Bei der Abkühlung und Erstarrung magmatischer Schmelzen reißen durch Volumenschwund polygonale Klüfte auf, die sich mit fortschreitender Abkühlung zu einem immer engeren Muster verdichten. Ihr Durchmesser wird dadurch im Verhältnis zur Länge immer kleiner, und sie erhalten ihre typische Säulenform. Die Entwicklung dieser säulenförmigen Schwundkörper schreitet von der Abkühlungsfläche nach innen voran. Die Längsachsen der entstehenden Säulen (manchmal auch Prismen genannt) stehen immer senkrecht zur Abkühlungsfläche. Die Anzahl der Flächen dieser Säulen schwankt zwischen drei und acht, vorherrschend sind allerdings fünf bis sechs. Die Entstehung der Säulen wird erklärt als Folge der Überschreitung der der Kohäsion in der Schmelze entgegenwirkenden Zugspannung durch den Volumenschwund bei der Abkühlung, wodurch es zum Bruch kommt (Näheres bei FLICK 2012).



Modell eines erstarrenden Lavasees in der Schlotfüllung eines Tuffkegels mit Schema der Säulenentwicklung in Meilerstellung. Die Lage der Geotope 69 und 70 ist markiert.

Was ist aber nun die Meilerstellung? Der Begriff ist der Köhlerei entlehnt und bezieht sich auf die Art, wie die Holzscheite zur Holzkohlegewinnung aufgeschichtet wurden (örtlich auch noch werden). Basaltsäulen im Aufschluss zeigen häufig ein analoges Bild, indem sie zur Mitte steiler und dünner werdend, nach oben zusammenlaufen. Aber wieso findet man sie nur bei basaltischen Gesteinen und nicht auch bei Vulkaniten mit anderem Chemismus? Es muss eine relativ homogene und dünnflüssige (basische) Schmelze vorliegen, die gleichzeitig von den Seiten und von oben abkühlen kann. Diese Bedingungen sind meist in trichterförmigen Schloten, z. B. von Schlacken-Vulkanen gegeben, wenn sich in diesen Schloten bei dem späteren Aufstieg von dünnflüssiger basaltischer Schmelze ein Lavasee bildet, der dann sowohl von der Oberfläche als auch von seinen Schlot-Wandungen her auskühlen kann und dadurch die Meilerstellung der Säulen erzeugt.

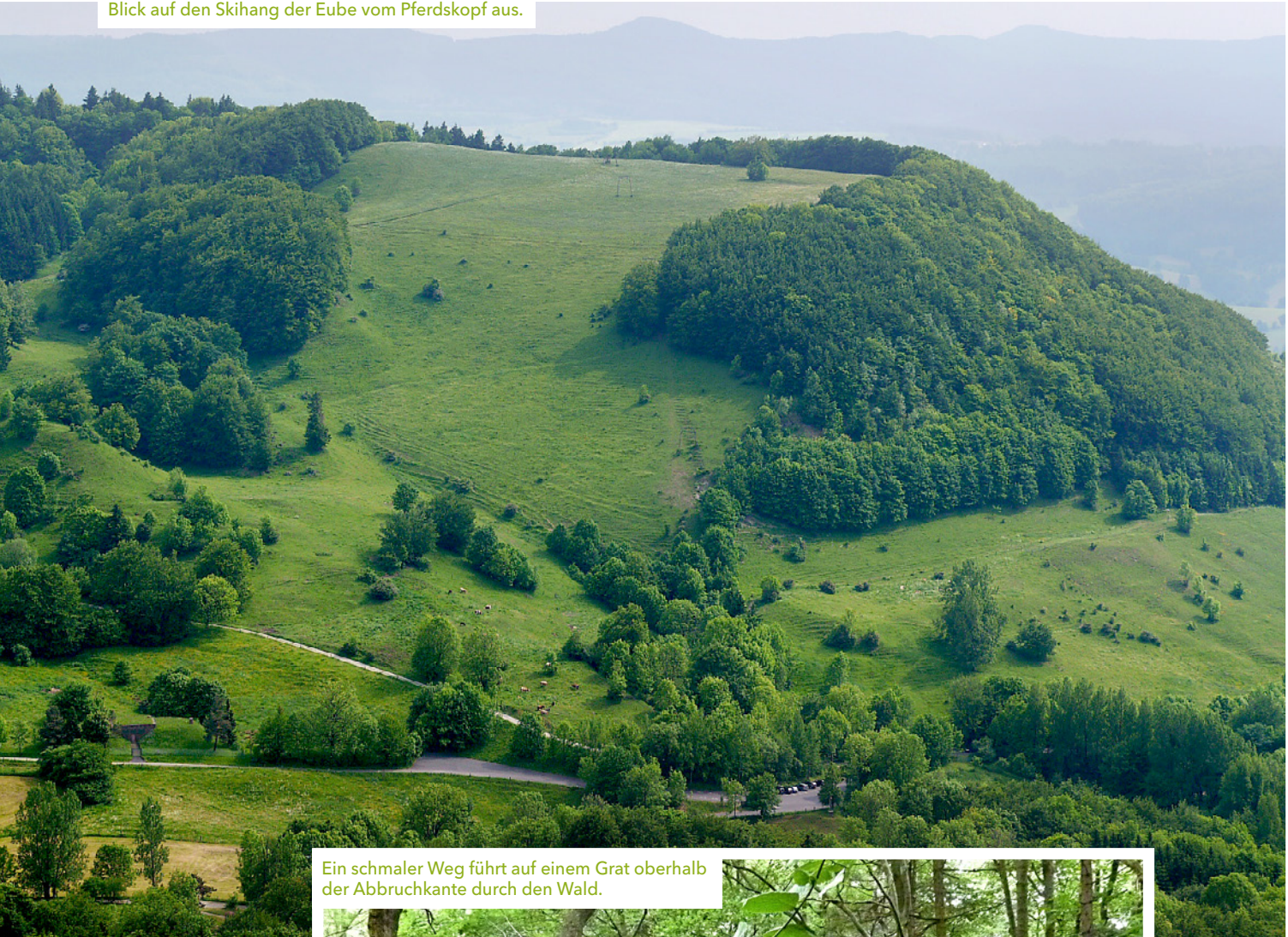
Literatur:

- FLICK, H. (2012): Säulen im Basalt – woher kommt die Meilerstellung. Ein Nachtrag zur Sommertagung der VFMG im Westerwald. – Aufschluss, **63**: 255-260, 6 Abb.; Heidelberg.

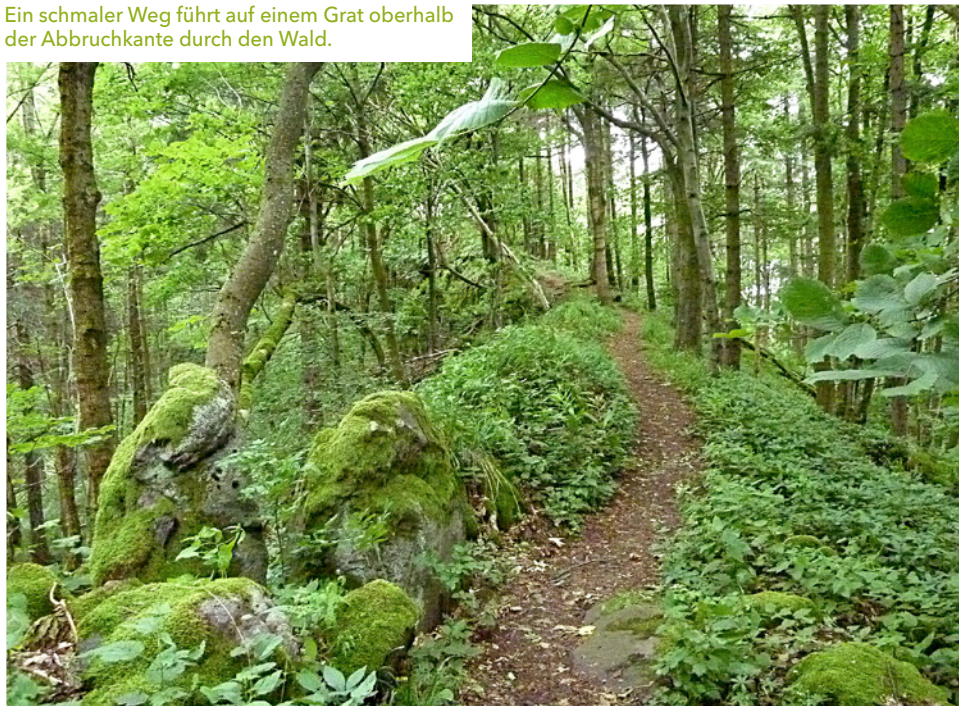
71 Eubeberg

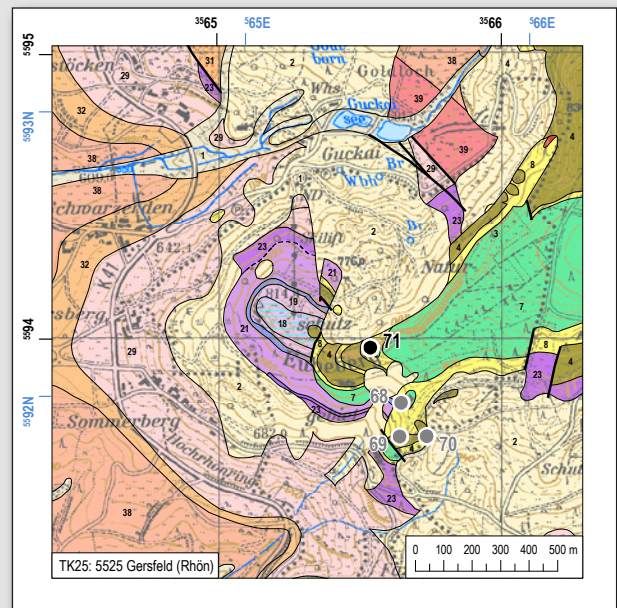
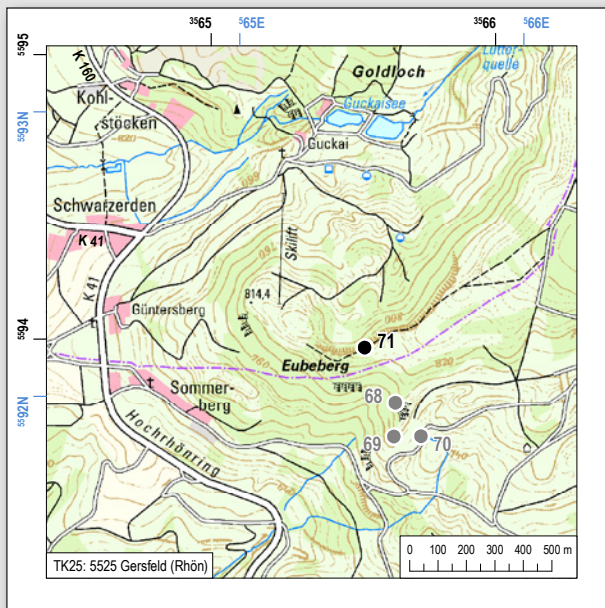
Poppenhausen (Wasserkuppe) - Rodholz

Blick auf den Skihang der Eube vom Pferdkopf aus.



Ein schmaler Weg führt auf einem Grat oberhalb der Abbruchkante durch den Wald.





Aufschluss:	Felsböschung oberhalb von Berggrutschmassen
Gestein:	Basanit
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	R: 35 65 540, H: 55 93 970
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	Poppenhausen (Wasserkuppe) - Rodholz
Status:	Naturschutzgebiet

Beschreibung:

Zugang: Die Felsböschung am Eubeberg, meist nur verkürzt als Eube bezeichnet, erreicht man vom Guckaisee aus, zu dem man über die K41 (von Süden) bzw. K160 (von Norden) Gersfeld–Abtsroda von der Hofsiedlung Schwarzerden aus gelangt. Vor dem Parkplatz Guckai führt ein Feldweg zunächst in östliche Richtung. Über eine Wiese kommt man in südöstlicher Richtung ansteigend (rd. 100 Höhenmeter) zu einem Pfad, der in den Wald hinein und nach wenigen Metern zu dem Grat führt, an dessen nördlicher Seite der nachfolgend beschriebene Aufschlussbereich liegt. Dieser ist auch von der entgegengesetzten Seite aus nordöstlicher Richtung zu erreichen, was sich anbietet, wenn man diesen Aufschluss mit dem Besuch der Felsen auf der Südost-Seite der Eube (Geotope 68, 69 u. 70) verbindet.

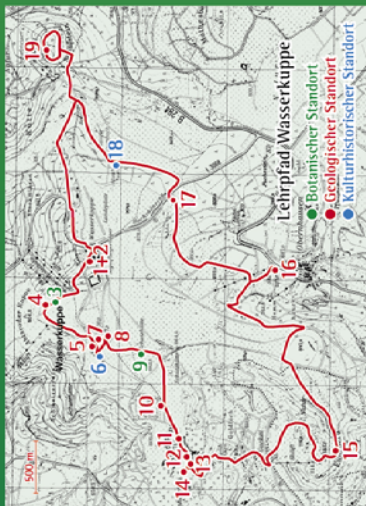
Die Eube bildet einen markanten Bergsporn an der Südwest-Seite der Wasserkuppenrhön, der aus mehreren Decken von Alkalibasalten bis Basaniten über einer Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks aufgebaut ist. Dabei ist das Umfeld des Berges in besonderem Maße

von den Hanggrutschen betroffen, die auch für den Guckai-Kessel verantwortlich sind (vgl. auch Geotop 74). Dieses lässt sich im Waldstreifen auf der West- bis Südwest-Seite der Eube gut nachvollziehen, wo Schollen des Unteren Muschelkalks durch das Abgleiten auf den unterlagernden Tonen des Oberen Buntsandsteins (Röt) gegen den Hang verkippt sind.

Die Hanggrutsche an der Südost-Seite der Eube haben einen Grat geschaffen, dessen steile, Nord-exponierte Abrissfläche einen Einblick in das Innere eines basaltischen Vulkans erlaubt (s. Modell eines Schlackenkegels, Abb. 2 auf der nicht aufgestellten Tafel des Lehrpfads Wasserkuppe, terraconsult [o.J.]). Auf engem Raum sind dort neben- und übereinander unterschiedliche vulkanische Produkte vertreten. Diese entstanden durch wechselnde Prozesse im Widerstreit zwischen Gesteinsschmelze, vulkanischen Gasen und in den Vulkanschlott eindringendem Grundwasser.

Beim Betreten des Waldes fällt zunächst der z.T. rot verfärbte Waldboden auf. Dieser hat sich über einem Schlacken-Agglomerat entwickelt, dessen rote Farbe auf Oxidationsprozesse zurückgeht, hervorgerufen durch heiße vulkanische Gase. Eine solche Ablagerung entsteht, wenn die Gesteinsschmelze durch darin eingeschlossene Gase zerrissen und als Lavafetzen ausgeworfen wird. Außerhalb des Kraters bleiben diese liegen und bauen als lockere Schlacken-Agglomerate langsam den Kraterwall auf. In Kraternähe sind die Lavafetzen noch so heiß, dass sie miteinander verbacken.

Auf dem Grat an der Eube – Widerstreit zwischen Lava und Wasser

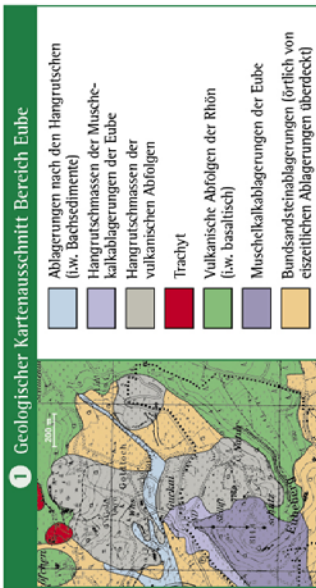


Lehrpfad Wasserkuppe

An der Eube treffen wir, wie am Pferdekopf, ebenfalls auf Hangrutschmassen (1). Auf deren Abrissfläche blicken wir in das Innere eines basaltischen Vulkans. Auf engem Raum neben- und übereinander sind dort unterschiedliche vulkanische Produkte vertreten. Diese entstanden durch wechselnde Prozesse im Widerstreit zwischen Gesteinsschmelze, vulkanischen Gasen und in den Vulkanschlot eindringendem Grundwasser.

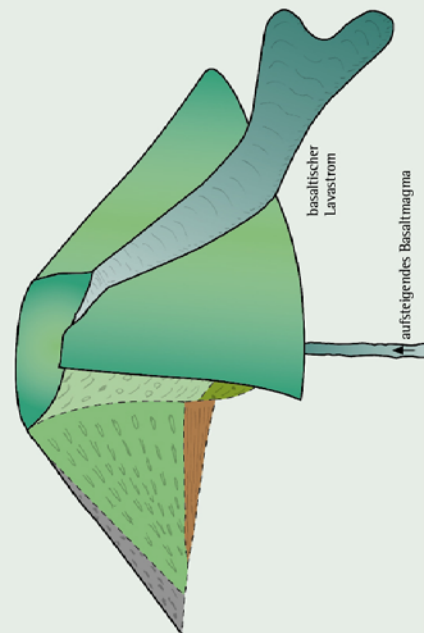
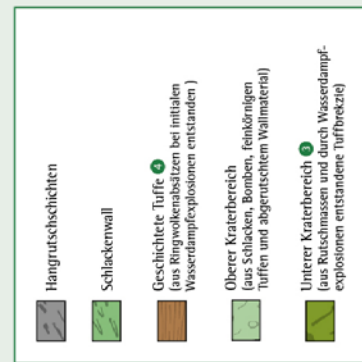
Beim Betreten des Waldes kommen wir zunächst in ein Schlackenagglomerat, das durch Oxidationsprozesse – hervorgerufen durch heiße vulkanische Gase – z. T. rot verfärbt ist (s. Waldboden). Eine solche Ablagerung entsteht, wenn die Gesteinsschmelze durch darin eingeschlossene Gase zerissen und in Form von Lavafezzen ausgeworfen wird. Außerhalb des Kraters bleiben diese liegen und bauen als lockere Schlackenagglomerate langsam den Kraterwall auf (2). In Kraternähe sind die Lavafezzen noch so heiß, dass sie miteinander verbacken.

Der in einer Klippe seitlich aufgeschlossene säulig erstarrte Basalt könnte zu einem Lavaström gehören. Die anschließende Tuffbrekzie (Brekzie: grobes Gestein mit eckigen Bruchstücken) entstand durch den Kontakt der basaltischen Gesteinsschmelze mit dem Grundwasser. Bei den dadurch ausgelösten Wasserdampfexplosionen wurde die Schmelze zerrissen und zusammen mit zertrümmertem Nebengestein als unsortiertes Gemisch verschieden großer Partikel abgelagert (3). Unvermittelt treten nun hell gefärbte, gut sortierte Tuffe zusammen mit zertrümmertem Nebengestein in einer auffälligen Feinschichtung auf (4 + 5),



die ebenfalls durch Wasserdampfexplosionen entstanden sind. Diese Ablagerungen stammen aus Explosionswolken, die sich vom Schlot aus mit sehr großer Geschwindigkeit ringförmig nach außen ausbreiteten. Die Tuffe bestehen ebenfalls zum großen Teil aus dem Nebengestein, das den Vulkanschlot zur Tiefe hin umgibt. Bei den Wasserdampfexplosionen wurde dieses Nebengestein zertrümmert und zusammen mit den Magmafetzen ausgeschleudert.

2 Modell eines Schlackenkegels



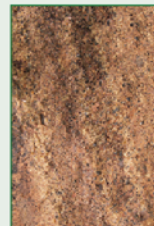
3 Tuffbrekzie



4 Geschichtete Tuffe aus Ringwolkenabsätzen



5 Nahaufnahme zu 4





Bei Wasserdampf-Explosionen aus Ringwolkenabsätzen (base surges) entstandene gut geschichtete Tuffe.



Bei Wasserdampf-Explosionen entstandene Tuffbrekzie ...

... hier durch heiße Gase aufoxydiert und rot gefärbt.

Der in einer Klippe seitlich aufgeschlossene, säulig erstarrte Basalt dürfte zu einem Lavastrom gehören. Die anschließende Tuffbrekzie entstand durch den Kontakt der basaltischen Gesteinsschmelze mit dem Grundwasser. Bei den dadurch ausgelösten Wasserdampf-Explosionen wurde die Schmelze zerrissen und als unsortiertes Gemisch verschieden großer Partikel abgelagert (nicht aufgestellte Tafel: Abb. 3). Die infolge der plötzlichen Abschreckung glasig erstarrten Schmelzpartikel sind durch die spätere Entglasung zu Tonmineralien und Eisenhydroxiden umgewandelt worden, weshalb sie unter dem Mikroskop isotrop (d. h. **X** dunkel) erscheinen. Zusätzlich sind durch die Volumenänderung feine Risse entstanden.

Im Weiteren treten unvermittelt hell gefärbte, gut sortierte Tuffe mit einer auffälligen Feinschichtung auf (nicht aufgestellte Tafel: Abb. 4 u. 5), die ebenfalls durch Wasserdampf-Explosionen entstanden sind. Diese Ablagerungen stammen aus Explosionswolken, die sich vom Schlot aus mit sehr großer Geschwindigkeit ringförmig nach außen ausbreiteten. Solche Tuffe bestehen zum größten Teil aus dem Nebengestein, das den Vulkan-schlot zur Tiefe hin umgibt. Bei den Wasserdampf-Explosionen wird dieses Nebengestein zertrümmert und zusammen mit den Magmafetzen ausgeschleudert.

Bei dem massiven Gestein an der Abbruchwand handelt es sich um einen dichten bis feinkörnigen Basanit. Bei zunehmender Körnigkeit bilden die Plagioklase der Grundmasse ein schwach entwickeltes intergranulares Gefüge aus. Bei glasiger Grundmasse sind unter dem

Mikroskop nur die Einsprenglingsphasen wahrnehmbar. Die erste Generation besteht aus zonar gebauten Klinopyroxenen bis über 1 mm Größe. Dazu kommen lokal noch größere, schlanke Olivine mit ausgeprägten Resorptionsschläuchen. Beide Mineralphasen treten als zweite Einsprenglingsgeneration unter 0,5 mm Größe auf.

Das Vorkommen am Eubeberg sitzt einer Nordwest–Südost gerichteten Störungszone in der Schichtenfolge von Buntsandstein und Muschelkalk auf, die die Fortsetzung des über Poppenhausen führenden nördlichen Astes des Fuldaer Grabens darstellt.

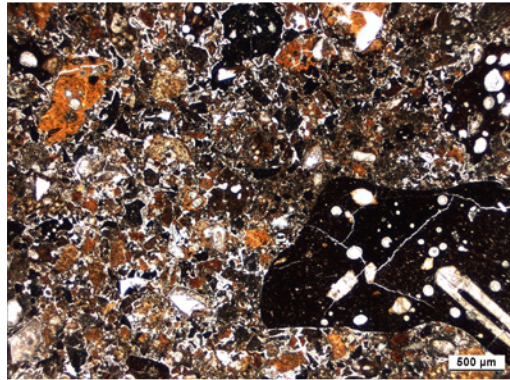
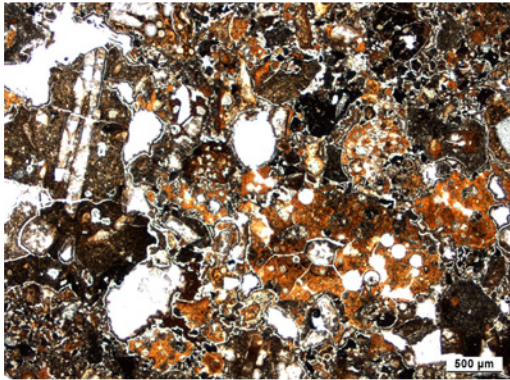
Literatur:

- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – 28 S., 21 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden (HLUG).
- terraconsult (ohne Jahr): Auf dem Grat an der Eube – Widerstreit zwischen Lava und Wasser. – Nicht aufgestellte Tafel des Lehrpfads Wasserkuppe.

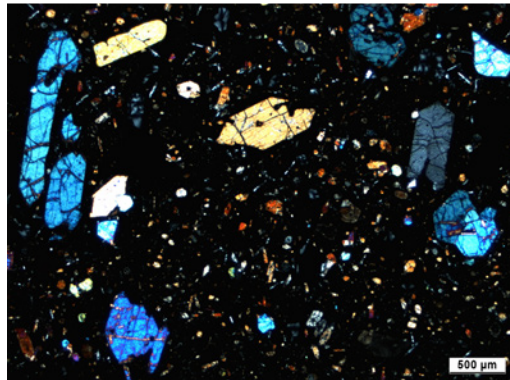
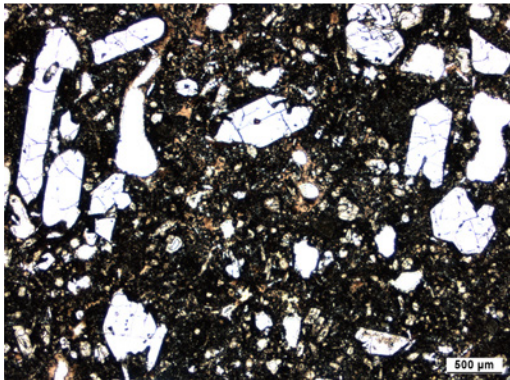
Blick von der Eube auf Pferdskopf und Wasserkuppe.



Dünnschliffaufnahmen ...



... eines entglasten, blasenarmen Aschen- bis Lapillituffs (beide ||).



... des Basalts: Zwei in der Größe deutlich unterschiedliche Einsprenglings-Generationen von Klinopyroxen und Olivin in glasiger Grundmasse.

72, 73, 74

Fliegerdenkmal, Lerchenküppel und Pferdkopf

Gersfeld (Rhön) und Poppenhausen (Wasserkuppe)

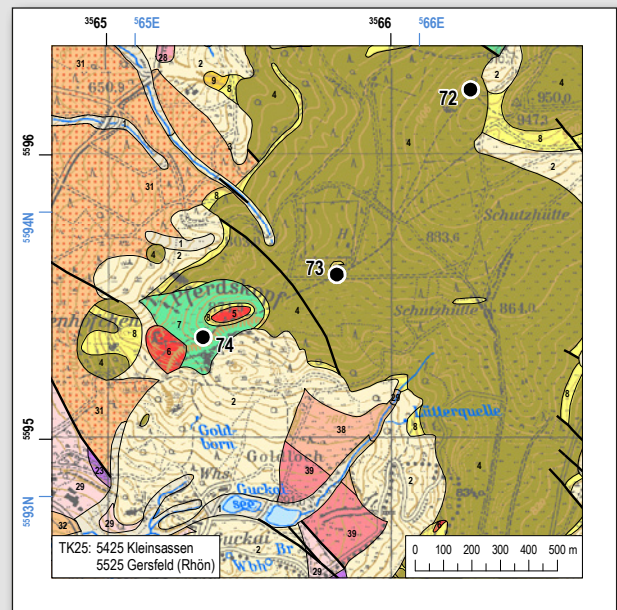
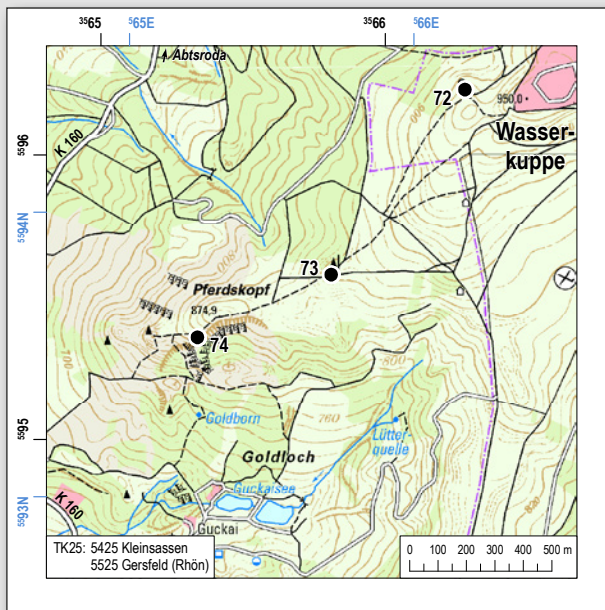
Das Fliegerdenkmal im Abendlicht mit der Milseburg im Hintergrund [72].



Der aus einer zähen Schmelze plattig abgesonderte Lerchenküppel liegt zwischen der Wasserkuppe und dem Pferdkopf am Lehrpfad Wasserkuppe [73].



Der Pferdkopf, ein nach Südwesten vorspringender Sporn des Wasserkuppen-Massivs [74].



Aufschluss:	Klippen und Felsen
Gesteine:	Basanit (72 u. 73), Trachyt u. Alkalibasalt (74)
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	72: R: 35 66 280, H: 55 96 230 (Fliegerdenkmal) 73: R: 35 65 810, H: 55 95 580 (Lerchenküppel) 74: R: 35 65 340, H: 55 95 360 (Pferdskopf)
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	72: Gersfeld (Rhön) - Obernhäusen; 73: Poppenhausen (W.) - Abtsroda; 74: Poppenhausen (W.) - Rodholz
Status:	Denkmal (72); ungeschützt (73 u. 74)

Beschreibung:

Zugang: Die auch schon von außerhalb der Rhön sichtbare Wasserkuppe – mit 950 m ü. NN höchster Berg Hessens – erreicht man über eine ausgeschilderte Verbindungsstraße zwischen der B284 (Gersfeld–Ehrenberg) im Süden und der B458 (Fulda–Hilders) im Norden, den Hochrhönring (L3068).

Das Massiv der Wasserkuppe, identisch mit der Wasserkuppenrhön, ist ein Teil der Hohen Rhön und besteht vornehmlich aus den zwischen dem Ende des Oligozäns und dem älteren Miozän geförderten, im weitesten Sinne basaltischen Decken. Diese überlagern hier mit Mächtigkeiten bis ca. 300 m (EHRENBERG & HICKETHIER 1994, 2002) die Schichtenfolge des Sockels aus Buntsandstein und Muschelkalk und sind Reste einer ehemals die gesamte Rhön einnehmenden vulkanischen Abfolge.

Das **Fliegerdenkmal** (Geotop 72) liegt ca. 200 m westlich der auf dem Gipfel der Wasserkuppe verbliebenen Kuppel der Radarüberwachung (Radom genannt). Man erreicht es von den Parkplätzen an der Wasserkuppe (an der L3068), wenn man an den Gebäudekomplexen vom Segelfluggmuseum vorbei bis zur Deutschen Wetterwarte bzw. bis zu den Flugzeughallen geht und dann weiter auf der Südseite der ehemaligen Radaranlage nach Westen. Vom Querweg hinter dem Radom ist das Fliegerdenkmal weiter westlich nicht zu übersehen. Von der Südwest-Seite des ehem. Militärgeländes aus, an der zwei Panoramatafeln des neuen geologischen Lehrpfades Wasserkuppe (terraconsult [o.J.]: Tafeln 7 u. 8) einen Landschaftsüberblick geben, führt ein Pfad hinunter zum Fliegerdenkmal, ebenfalls eine Station auf dem Lehrpfad Wasserkuppe (Tafeln 5 u. 6, letztere zur Geschichte des Fliegerdenkmals).



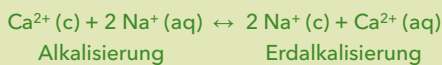
Das Fliegerdenkmal ist auch bei Wintersportfreunden bekannt [72].

Grundwassererschließung auf der Wasserkuppe

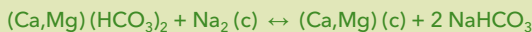
In der Hohen Rhön ist eine fast 300 m mächtige Abfolge vulkanischer Gesteine erhalten. Diese sind durch eine Vielfalt an Lavaströmen, Glutwolken und Aschenströmen, Wurfslacken oder Lapilli- und Aschentuffen (Pyroklastika) in Wechsellagerung gekennzeichnet. Eine 200 m tiefe Bohrung auf der Wasserkuppe (TK 25, Bl. 5525 Gersfeld, R: 35 67 500, H: 55 96 060, ca. 900 m ü. NN) zur Erschließung von Grundwasser durchteufte diese Abfolge. Danach lassen sich die magmatischen Gesteine der Wasserkuppe in fünf Decken aus Grundwasser führenden basaltischen bis phonolithischen Gesteinen (= fünf Grundwasserstockwerke) untergliedern, jeweils getrennt durch teilweise mächtige Schichten von Grundwasser stauenden Pyroklastika.

Da das oberste Stockwerk grundsätzlich immer verschmutzungsanfällig ist und hier bereits auch schon Schadensfälle aufgetreten sind, empfahlen sich für die Grundwassernutzung die tieferen und durch die mächtige Abfolge der überlagernden Schichten besser geschützten Stockwerke. Deshalb wurde die Bohrung zur Sicherung der Wasserqualität bis auf 80,80 m u. GOK (ca. 819 m ü. NN) abgedichtet, das Filterrohr beginnt bei 127,50 m u. GOK (= Geländeoberkante). Für die Grundwassernutzung wurden also nur die drei untersten Kluft-Grundwasserleiter genutzt. Der Ruhewasserspiegel stellte sich bei 79,3 m u. GOK (ca. 820 m ü. NN) ein. Im Pumpversuch nach Ausbau der Bohrung wurden 4,2 l/s (= 15,1 m³/h) bei Absenkung des Wasserspiegels auf 116 m u. GOK (ca. 785 m ü. NN) gefördert.

Das Grundwasser ist stark alkalisch, was auf Austauschvorgänge durch die basaltischen Sekundär-Mineralien (insbesondere Montmorillonit und Zeolithe) zurückzuführen ist. Bei diesen Vorgängen werden überwiegend Kationen (Ca^{2+} und Na^+) aus dem Grundwasser durch Einbau auf freie Kationengitterplätze von Mineralien ausgetauscht. Die Austauschvorgänge zwischen den im Wasser (aq) gelösten und den im Austauscher (c) gebundenen Ionen sind i. Allg. umkehrbar und laufen meist nach folgendem Schema ab:



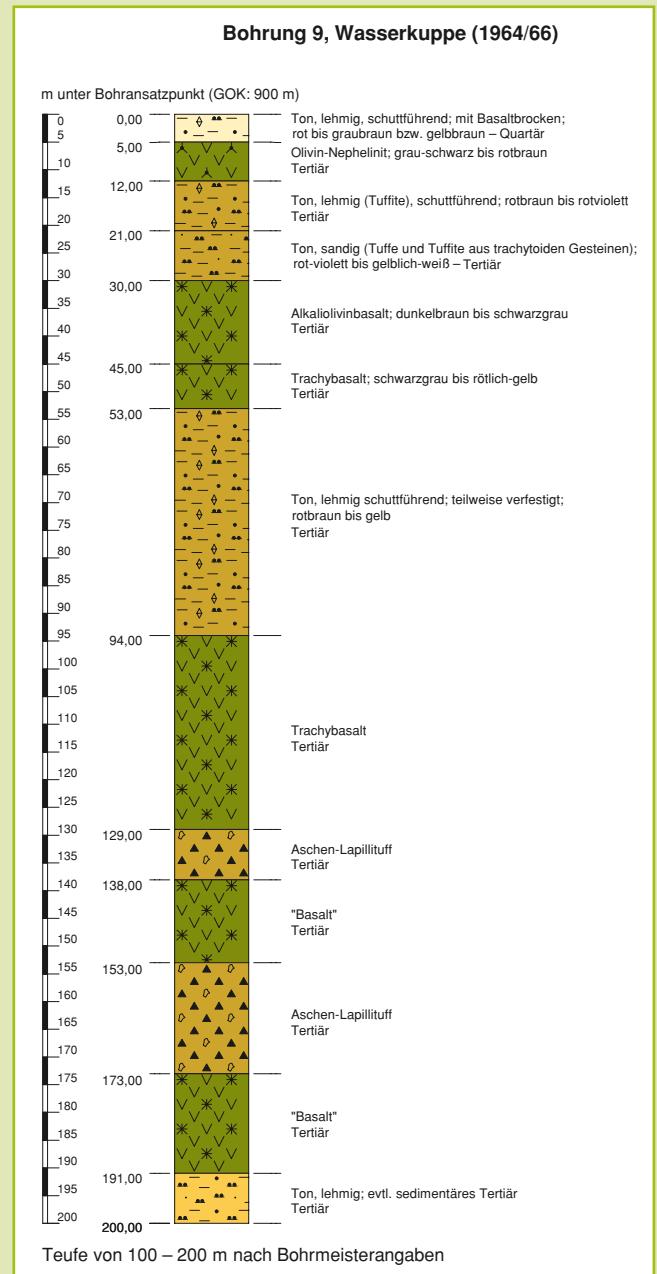
Durch diesen Alkalisierung genannten Vorgang entstehen Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer



wie sie z. B. auch aus dem Vogelsberg oder dem Rheinischen Schiefergebirge bekannt sind.

Beim Näherkommen nimmt man ein Haufwerk von Basaltsäulen wahr und erkennt, dass die Spitze des Fliegerdenkmals aus mehreren Säulen zusammengefügt und durch Beton fixiert wurde. Im Sockelbereich, vor allem auf der Rückseite, sind die Säulen allerdings auch anstehend zu finden. Ob anstehend oder nicht, besonders auffällig ist die Vielzahl der bis faustgroßen Löcher auf den Säulenoberflächen. Hierbei handelt es sich nicht um ehemalige große Gasblasen, sondern um herausgewitterte Fremdgesteins-Einschlüsse, die vor allem auf der Sockelrückseite noch in gelblichen bis braunen körnigen Resten zu finden sind. An relativ frisch angeschlagenen Stellen zeigen sie dort in unverwittertem Zustand noch ihre ursprüngliche glasig-olivgrüne Farbe.

Die besondere Anfälligkeit gegenüber der Verwitterung ist ein Beleg für die mangelnde Stabilität der Einschlüsse



unter den Bedingungen an der Erdoberfläche und, neben der Körnigkeit, bereits ein Hinweis auf deren Herkunft aus größerer Tiefe. Diese Einschlüsse sind demnach kein Produkt der Schmelze, die zu einem die Säulen formenden, dichten Gestein erstarrt ist, sondern sie sind von dieser aus großer Tiefe, d. h. aus dem Erdmantel unterhalb der Erdkruste, mitgebracht worden. Bei diesen im allgemeinen Sprachgebrauch als „Olivinknollen“ (siehe Exkurs) bezeichneten Einschlüssen handelt es sich um ein Mantelgestein aus der Familie der Peridotite, und zwar (wie meist) um einen Lherzololith. Neben dem farbgebenden Olivin als Hauptkomponente sind Orthopyroxen, Klinopyroxen und ein Chromspinell beteiligt. Letzterer ist, da der Peridotit genauer als Spinell-Lherzololith bezeichnet werden kann, ein wichtiger Anzeiger für dessen Herkunftstiefe, nämlich zwischen ca. 30 und 80 km. Bei größerer (Förder-)

„Olivinknollen“: Boten aus dem Erdmantel

Über das Erdinnere wissen wir noch sehr wenig. Direkte Beobachtungen sind rar, die tiefsten Bohrungen reichen nur bis ca. 10 km hinab. Meist sind wir auf indirekte Informationen angewiesen. Die Geophysik gibt dabei nützliche Hinweise. So können wir mit Hilfe der Schwerkraft Schlüsse 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 Schalenaufbau 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“, das Hauptmineral ist der grünliche Olivin. Es handelt sich um Peridotite, also eine ultramafische Gesteinsfamilie. Deren wichtigster Vertreter, der Lherzolith, besteht aus etwa 65 % Olivin, 20 % Orthopyroxen, 10 % Klinopyroxen und (teufenabhängig) 5 % Granat. Anstelle des Granats, der, wie wir aus Experimenten wissen, in diesen Gesteinen erst ab >80 km Tiefe stabil ist, wird in Tiefen <80 km der Spinell gebildet. Mantelgesteine aus Tiefen geringer als 30 km enthalten Plagioklas anstelle des Spinells. Dies kommt nur unter Ozeanen vor, denn im Bereich der Kontinente ist die Erdkruste meist deutlich dicker als 30 km. Die Mantelxenolithe in der Rhön sind Spinell-Peridotite, entstanden also in Tiefen <80 km.

Tiefe wäre Granat anstelle von Spinell stabil gewesen, d. h. heute im Gestein auch nachweisbar.

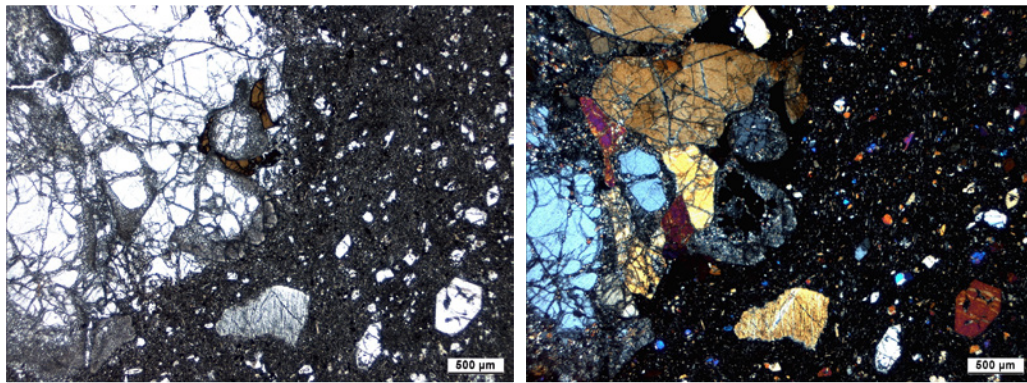
Ein Hinweis zur Verfärbung und dem (mechanischen) Zerfall der Lherzolith-Einschlüsse: Der Olivin ist in größerer Tiefe bei hohem Druck und hohen Temperaturen entstanden und deshalb an der Erdoberfläche nicht stabil. Hier den Atmosphärien ausgesetzt, wird der Verwitterungs- und Zerfallsvorgang durch die grobe Körnung der Olivinknollen noch erleichtert. Dabei wird das im Kristallgitter des Olivins vorliegende zweiwertige Eisen unter Zerstörung der Gitterstruktur zu einem dreiwertigen Hydroxid aufoxydiert. Es bildet sich hierbei ein als Iddingsit bekanntes braunes Gemisch mit weiteren wasserhaltigen Mineralphasen. Durch die Wasseraufnahme der Folgeprodukte vergrößert sich dabei das Volumen, weshalb die verwitternden Lherzolith-Einschlüsse zum Zerkrümeln neigen.

Das am Fliegerdenkmal aus der aufgestiegenen Schmelze säulig abgesonderte Gestein gehört zu den Basaniten.

Gegenüber einem „normalen“ Basalt zeichnet sich der Basanit durch einen geringeren Kieselsäuregehalt sowie einen besonders hohen Anteil an Olivin aus (EHRENBERG & HICKETHIER 2002: Tab. 2). An der Oberfläche der Säulen grau, ist der Basanit in frischem Zustand tiefschwarz gefärbt und lässt unter der Lupe kleine (wie grüne Glasplitter aussehende) Einsprenglinge von Olivin in einer dichten Grundmasse erkennen. Unter dem Mikroskop erscheinen die Einsprenglings-Olivine als klare Kristalle bis zu einer Größe von ca. 0,5 mm (500 µm). Ihre selten idiomorphe Form weist zusammen mit Resorptionserscheinungen darauf hin, dass die während des Aufstiegs gewachsenen Kristalle beim Erstarren der Schmelze an der Oberfläche schon nicht mehr stabil waren. Neben den Einsprenglings-Olivinen finden sich Aggregate (Ansammlungen) von Olivinen bis mehrere Millimeter Größe. Außer den auffälligen Auflösungs- und Zersetzungserscheinungen sind die Brüche in den Kristallen ein klares Anzeichen für den Stress, dem diese beim Aufstieg der Schmelze ausgesetzt waren. Dies und die begleitenden Pyroxene und Chromspinelle sind ein Beleg, dass es sich bei diesen Aggregaten um Relikte des aus dem Mantel beim Aufstieg mitgebrachten Lherzoliths handelt (s. oben). Das Magma muss schnell aufge-



Stark an- bzw. herausgewitterte „Olivinknolle“ (Lherzolith), die beim Aufstieg des Magmas aus dem Erdmantel mitgeschleppt wurde [72].



Dünnschliffaufnahmen des Basanits vom Fliegerdenkmal; rechts in beiden Bildern: Olivin-Einsprenglinge in feinkörniger, glasiger Grundmasse; links: Sich auflösende Lherzolit-Knolle, bestehend aus großen Olivin- und Klinopyroxen-Kristallen mit Spinell-Einschluss (||| braun) [72].

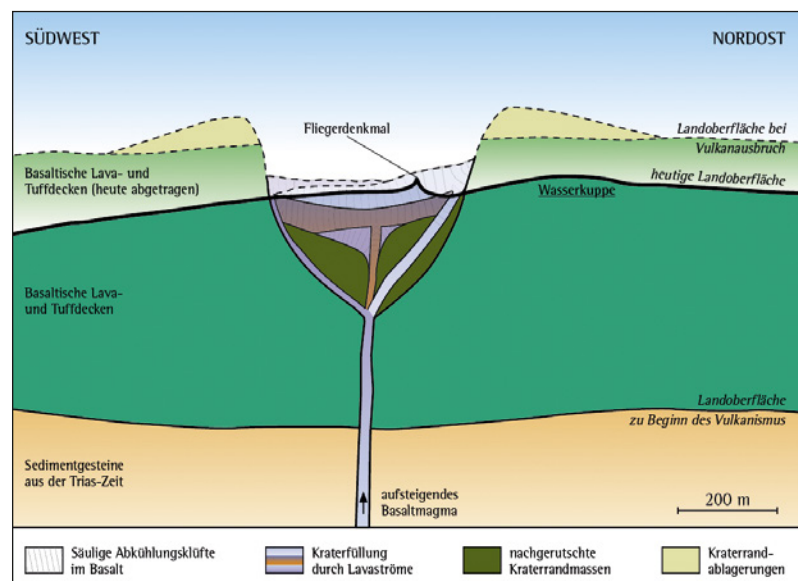
stiegen sein (im Sinne von Stunden bis wenigen Tagen), ohne in Magmakammern verweilt zu haben, so dass die Bruchstücke aus dem Erdmantel nicht von der Schmelze resorbiert werden konnten und nur an den Rändern etwas korrodiert sind.

Gut 100 m südwestlich des Fliegerdenkmals befindet sich eine weitere Ansammlung von äußerlich grauen Säulen, deren, wenn auch nicht ganz so intensiv ausgeprägte Löchrigkeit auf die Zugehörigkeit zu dem Vorkommen am Fliegerdenkmal hinweist. Damit ist deutlich, dass es sich bei dem Basanit vom Fliegerdenkmal um ein insgesamt größeres Vorkommen handelt. Die geologische Kartierung weist hierfür ein Oval von knapp 200 x 300 m im Durchmesser aus. Die geochemischen Merkmale lassen den Basanit den sogenannten primitiven (d. h. unveränderten) Schmelzen aus der vulkanischen Nachphase des mittleren Miozäns (ca. 14 Ma) zuordnen. Dies bedeutet, dass die basanitische Schmelze die gesamte vulkanische Abfolge der hohen Rhön durchschlagen hat. Damit muss der Durchmesser des Schlots an der Oberfläche noch größer gewesen sein. Solche Formen kennt man nur von den Maarvulkanen, die entstehen, wenn durch phreatomagmatische Eruptionen ein Schlot ausgesprengt und sukzessive in die Landschaft eingetieft wird. Auf diese Weise können solch große Schlotdurchmesser entstehen (s. Teil I, Kap. 1).

Der Basanit vom Fliegerdenkmal muss also zu einem ehemaligen Maarvulkan gehört haben. Aber anders als bei den bekannten Maaren in der Eifel, die sich mit Wasser füllten, einen See bildeten und im

Laufe der Jahrtausende verlandeten (prominentes Beispiel aus dem Eozän [Tertiär] ist die Grube Messel bei Darmstadt), ist hier später noch soviel Schmelze aufgestiegen, dass sich ein Lavasee bilden konnte. Dessen Erstarrung führte durch den Volumenschwund zur Ausbildung von Säulen, deren Orientierung eine Rekonstruktion der Form des Schlots vom Fliegerdenkmal-Vulkan erlaubt (terraconsult [o. J.]: Tafel 5).

Vom Fliegerdenkmal aus führt ein Weg weiter nach Südwesten in Richtung des in etwas über einem Kilometer Entfernung liegenden, von weitem schon sichtbaren Pferdkopf. Der Weg ist ein ganzes Stück länger, bedingt durch einen Umweg um ein dazwischen liegendes Vernässungsgebiet. Unterwegs zum Pferdkopf kommt man nach ca. einem Kilometer an dem **Lerchenküppel** (Geotop 73) genannten, kleinen, etwa



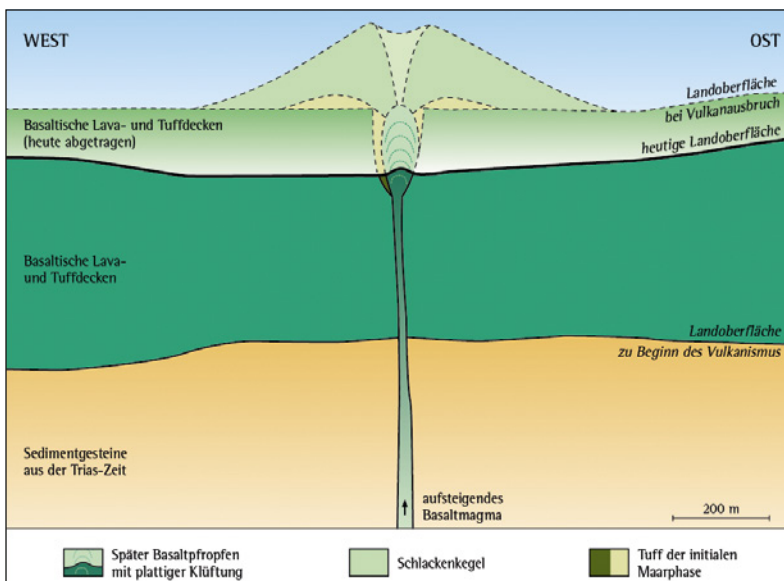
Die geologische Situation am Fliegerdenkmal; schematisiert (Tafel 5 des Lehrpfads Wasserkuppe).



Die plattige Entwicklung des Lerchenküppels geht auf eine weitgehend entgaste Schmelze in der Wurzel eines Vulkanschlotes zurück [73].



Auf dem Weg von der Wasserkuppe zum Pferdkopf bietet sich der Lerchenküppel als Rastplatz an [73].



Geologische Situation am Lerchenküppel; schematisiert (Tafel 10 des Lehrpfads Wasserkuppe).

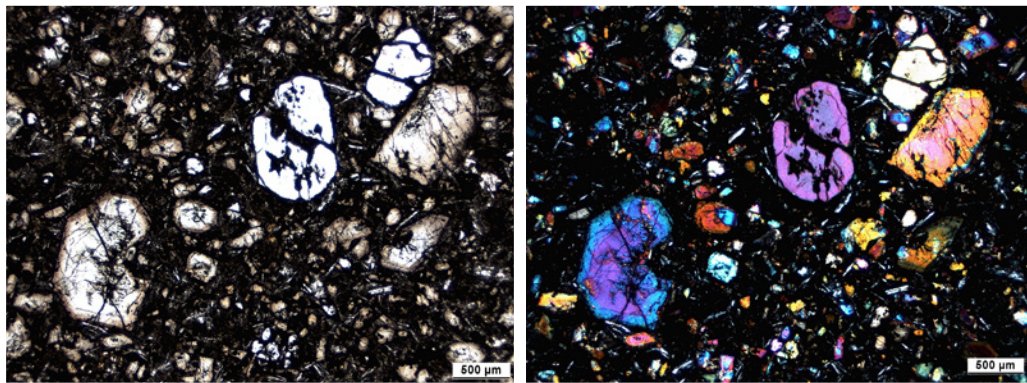
4 m hohen und an der Basis rd. 10 m breiten Felsen vorbei, der ebenfalls zum Lehrpfad Wasserkuppe gehört (terraconsult [o.J.]: Tafel 10).

Beim Lerchenküppel (auch bekannt als „Karfreitagsstein“ oder „Steinküppel“) handelt es sich ebenfalls um einen primitiven Basanit aus der vulkanischen Nachphase des mittleren Miozäns, von LIPPOLT (1982) nach der K/Ar-Methode auf 14 Ma datiert. Dieser enthält allerdings keine Lherzololith-Einschlüsse. Auch unter dem Mikroskop zeigen sich auffallende Unterschiede zum Basanit des Fliegerdenkmals. Bei einer kaum auflösbaren, d. h. fast glasigen Grundmasse wird das Gestein beherrscht von der Einsprenglingsphase eines meist gut idiomorph ausgebildeten und teilweise verzwilligten Klinopyroxens bis ca. 0,5 mm Größe. Dessen Umriss werden durch einen markanten Zonarbau mit wechselnden Brauntönen, verursacht durch Einbau von Ti^{2+} in das Kristallgitter, nachgezeichnet. Dazwischen schwimmen einzelne (unter dem Mikroskop [||] klare) Olivin-Kristalle ähnlicher Größe mit erkennbarer magmatischer Korrosion (Rundung) und Resorptionserscheinungen. Die Einsprenglinge werden komplettiert durch gleichmäßig verteilte, feine Plagioklasleisten bis etwa 0,25 mm Länge.

Neben den Lherzololith-Einschlüssen fehlt im äußeren Erscheinungsbild auch die säulige Entwicklung. Stattdessen erkennt man auf der Westseite eine zwiebelschalenförmige, plattige Absonderung. Eine solche plattige Absonderung findet man vor allem bei relativ zähen Schmelzen. Dies verträgt sich mit den weiteren Gegebenheiten des Lerchenküppels, die darauf hindeuten, dass es sich um den Pfropfen einer weitgehend entgasten Schmelze in der Wurzel eines Vulkanschlotes handelt.

Panoramarundblick vom Top der Wasserkuppe in westliche Richtung, von der Eube im Süden über Wacktküppel, Pferdkopf, Ebersburg, Fliegerdenkmal, Teufelstein und Stellberg bis zur Milseburg im Norden. Im Mittelteil des Fotos ist im Hintergrund noch die Halde des Kalibergwerks Neuhof zu sehen (Tafel 7 des Lehrpfads Wasserkuppe).





Dünnschliffaufnahmen des Basanits vom Lerchenküppel: Klinopyroxen- (zonar gebaut) und Olivin-Einsprenglinge mit starker Resorption, erstere übergehend in eine feinkörnige Grundmasse, in der neben Klinopyroxen und Olivin auch wenige Plagioklasleisten erkennbar sind [73].

Das Vorkommen ist nicht viel größer als der Felsen, wobei randliche Vulkaniklastite phreatomagmatische Eruptionen und damit eine Maar-Entwicklung belegen. Wenn im vorliegenden Niveau bereits die Vulkanwurzel erreicht war, kann der Durchmesser an der Oberfläche nicht sehr groß gewesen und damit nicht mit dem Vorkommen am Fliegerdenkmal vergleichbar sein. Dagegen lässt die entgaste Schmelze an der Wurzel des Vorkommens Lerchenküppel vermuten, dass es an der Oberfläche zur Entgasung der Schmelze gekommen ist, d. h. dass ein Schlackenkegel aufgebaut wurde. Schlackenkegel mit einem phreatomagmatischen Initialstadium sind durchaus nichts Ungewöhnliches.

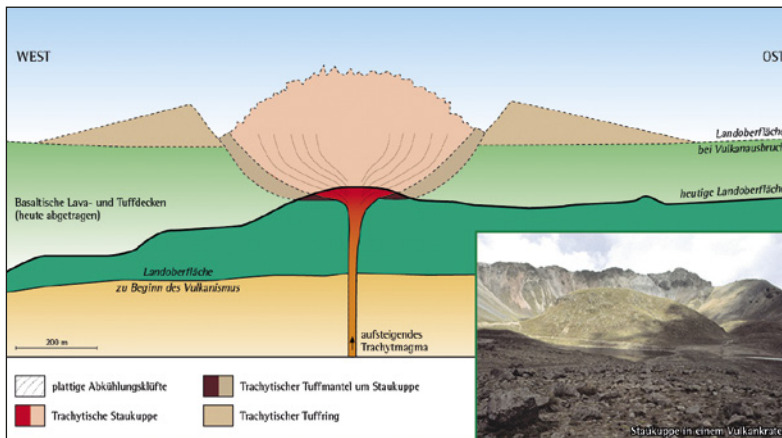
Nochmals 500 m weiter westsüdwestlich vom Lerchenküppel trifft man auf den **Pferdkopf**. Unter der Geotopnummer **74** sind hier vier örtlich und inhaltlich getrennte Aufschlussbereiche zusammengefasst. Diese können, beginnend am Aufstiegsweg zum Pferdkopf sowie nach Überschreiten des Tops auf dem weiteren Weg, am Kreuz vorbei bis zur Felsgruppe am Bergsporn ganz im Westen, aufgesucht werden. Die Aufschlüsse werden durch jeweils eigene Tafeln des Lehrpfads Wasserkuppe erläutert (terraconsult [o.J.]: Tafeln 11 bis 14).

Während der Schlot des Lerchenküppels noch in den älteren basanitischen Decken steckt, gehören die basaltischen Gesteine am Anstieg zum Pferdkopf (Tafel 11) zu den jüngeren alkalibasaltischen Decken. Erst kurz vor dem Gipfel deutet der Wechsel zu einer hellgrauen Farbe auch einen Wechsel im Gestein an. Zuerst kommen zu Krümel zerfallende pyroklastische trachytische Tuffe, dann im Topbereich ein massiver Trachyt. Dieser unter seiner hellgrauen Verwitterungskruste mittelgraue Vulkanit ist plattig entwickelt, erneut ein Hinweis auf



Der Pferdkopf von Westen, von der K160 Poppenhausen (W.)-Gersfeld (R.) aus gesehen [74].





Die geologische Situation am Gipfel des Pferdskopfs; schematisierte Staukuppe und rezent Beispiel (Tafel 11 des Lehrpfads Wasserkuppe).

eine zähe Schmelze, wie sie für Trachyte typisch ist. In der Orientierung der Platten ist eine Drehung nachvollziehbar, die auf ein Zentrum und damit einen Aufstiegs- weg unterhalb des Pferdskopfs hinweist. Daraus lässt sich das Vorkommen als eine nach vorausgegangener subaerischer Tufferuption herausquellende Schmelze interpretieren. Sie floss allerdings nicht als Lava aus, sondern schob sich als zäher Schmelzpfropfen nach oben und stellt demnach das Relikt einer Staukuppe oder exogenen Doms dar (Tafel 11 Schnittrekonstruktion).

Im Handstück ist bei näherer Betrachtung (Lupe) eine Orientierung von Mineralen parallel zur Plattung erkennbar. Unter dem Mikroskop bestätigt sich dies als eine statistisch gesehen parallele Ausrichtung der die Hauptmasse ausmachenden Alkalifeldspäte der Grundmasse. Natürlich sind auch die bis 1 mm langen und makroskopisch nicht auffallenden Einsprenglings-Alkalifeldspäte danach orientiert. Dieses Gefüge, das das Fließen nachzeichnet, tritt besonders bei zähen, langsam fließenden Schmelzen auf und ist bei Trachyten so typisch, dass die Bezeichnung trachytisches Gefüge

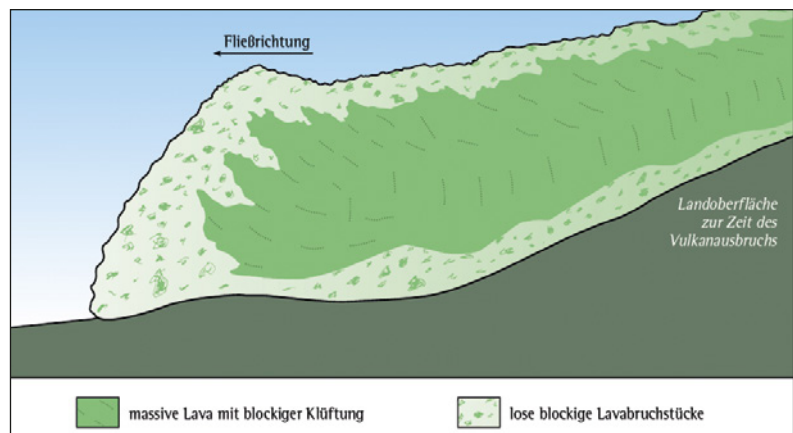
synonym für ein auffälliges Fließgefüge ist. Weiter nach Westen gehend, erhält man nach Überschreiten des höchsten Punktes, hier besonders vom Gedenkreuz aus (Tafel 12), einen seitlichen Einblick in den den Pferdskopf unterlagernden Alkalibasaltstrom. Auf den ersten Blick erscheint dieser bei den chaotischen Verhältnissen gar nicht wie ein Lavastrom, sondern eher wie ein Schlackenhaufen oder eine Brekzie, die einen Schlotrand markieren könnte. Bei genauerem Hinsehen fällt jedoch auf, dass es keine Einschlagstrukturen gibt, wie sie bei durch die Luft fliegenden Blöcken auftreten.

Dieses Chaos mit Komponenten unterschiedlichster Größe kann also nur bei einem Fließvorgang entstanden sein. Eine solche Lava nennt man Block- oder Aa-Lava. Sie entsteht bei der Bewegung von relativ zähen, schon weitgehend entgasten, langsam fließenden Schmelzen. Ihre erkaltete Oberfläche zerbricht beim Fließen, wobei lose Blöcke an der Front herunter fallen oder rollen und bei der Vorwärtsbewegung auf der Unterseite des Lavastroms wieder integriert werden. Unterhalb des Pferdskopfs, auf seiner Westseite, besteht also die seltene Gelegenheit, das Innere eines Aa-Lavastroms zu studieren.

Der Alkalibasalt zeigt in der Grundmasse als Hauptbestandteil Plagioklasleisten, deren Zwischenräume (Zwickel) von Klinopyroxenen eingenommen werden (intergranulares Gefüge). Dazu kommen als dritte Komponente die (sowohl bei parallelen als auch bei gekreuzten Polarisatoren schwarz bleibenden) Titanomagnetite. In dieser Grundmasse schwimmen zahlreiche, bis ca. 1 mm große Einsprenglinge von Klinopyroxenen, dazu wenige längliche Olivine, die bereits stark iddingsitisiert sind.



Block-(Aa-)Lavastrom an der Süd-Seite des Pferdskopfs (oberhalb des Goldlochs) [74].



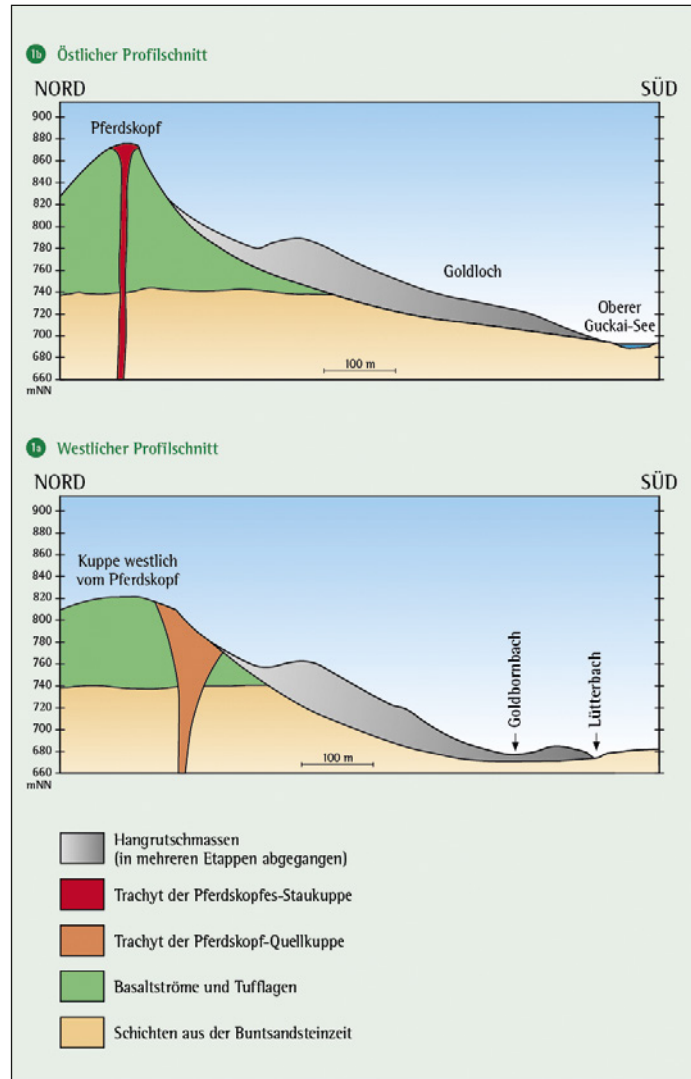
Schema eines Block-Lavastroms (Tafel 12 des Lehrpfads Wasserkuppe).



Der Pferdkopf von Westen, von der Trachytcliffe aus gesehen [74].



Klippe der trachytischen Quellkuppe vor dem Pferdkopf [74].



Entstehung des Goldlochs durch Rutschungen vom Pferdkopfbrücken, Schnitt durch beide Trachyt-Körper; schematisiert (Tafel 13 des Lehrpfads Wasserkuppe).

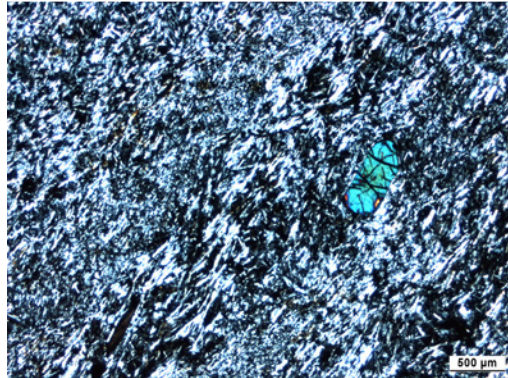
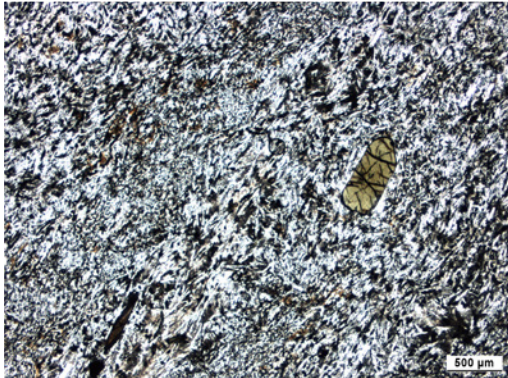
Der Einblick in den Aa-Lavastrom ist möglich, weil die Südseite des Pferdkopfs in einem sehr steilen Abriss zum rd. 180 m tiefer liegenden Guckai-Tal abfällt. Dieser Bereich, der den Flurnamen „Goldloch“ trägt, weist eine ungewöhnliche Kesselform auf, die schon als Karbildung interpretiert wurde. Dies würde eine Vergletscherung des Wasserkuppenmassivs im Pleistozän implizieren. Hierfür gibt es jedoch keine weiteren Belege, und es widerspricht auch allen Erkenntnissen über diesen Zeitabschnitt in der Rhön. Eine genauere morphologische Betrachtung des Umfelds des Guckai-Tales lässt hingegen erkennen, dass es dort zu mehreren größeren Hangrutschungen, also Massenver-

lagerungen gekommen ist (Näheres s. Tafel 13). Direkt unterhalb der Abrisskante am Pferdkopf ist der Hang auch heute noch sehr steil und nicht zur Ruhe gekommen. Dagegen haben sich die Rutschmassen im Bereich des Guckaisees stabilisiert. Sie wurden hier zu einem Riegel (heute künstlich aufgehöhht) zusammengeschoben, der den Guckaisee natürlich aufgestaut hat. Über das Alter der Hangrutschungen lässt sich nicht mehr sagen, als dass sie im Holozän aufgetreten sind. Zu jener Zeit fehlte der Bewuchs, so dass sich die junge Lütter im Guckai-Tal in dem aus tonigen Gesteinen des Röts aufgebauten Prallhang bis an den Hangfuß des Pferdkopfs herangegraben hat und diesen destabilisieren konnte.

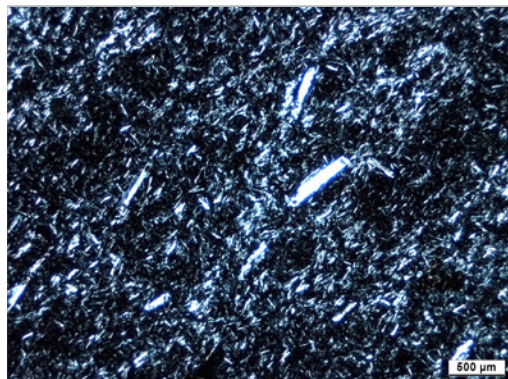
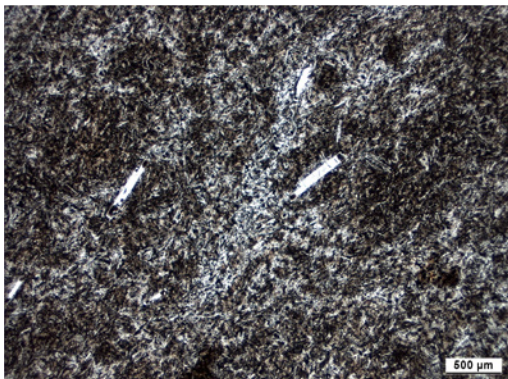
Das Goldloch

Der Flurname „Goldloch“ geht eventuell auf im 16. Jh. in diesem Bereich durchgeführte Bergbauversuche auf Eisenerz zurück. Bei der Verwitterung von Basalt können sich Eisenminerale anreichern, die aber fast nie eine bauwürdige Konzentration erreichen. Eine andere Erklärung für den ungewöhnlichen Namen könnten im Trachyt enthaltene Glimmerblättchen liefern, die im angewitterten Zustand goldfarben schimmern, das sog. Katzensgold.

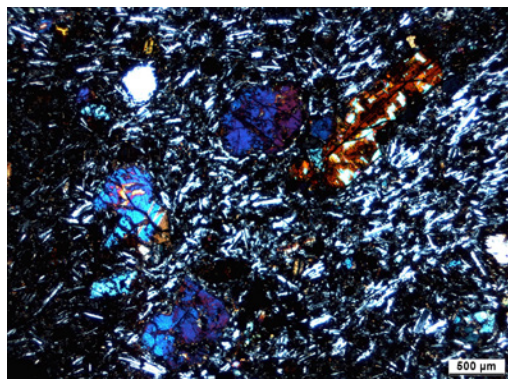
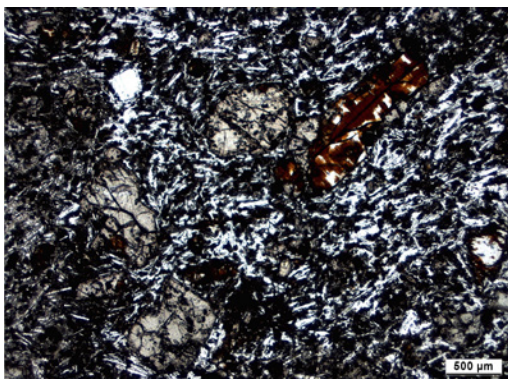
Dünnschliffaufnahmen [74] des



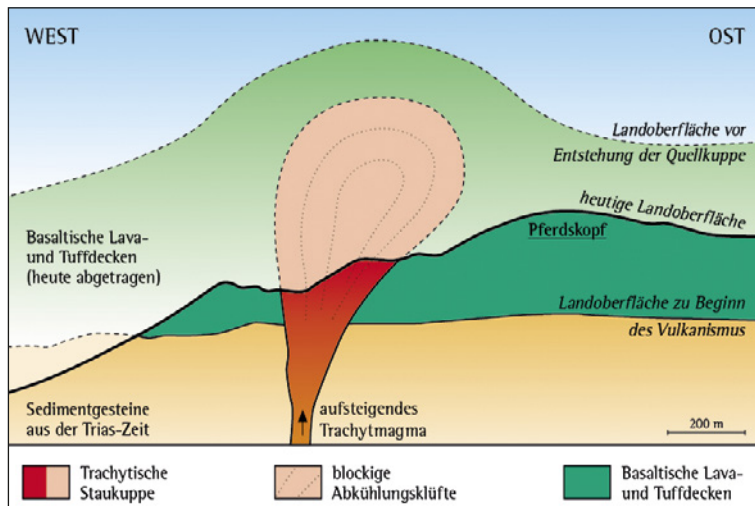
... Trachyts der Klippe vor dem Pferdkopf: Trachytische Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit einzelnen Agirinaugit-Einsprenglingen (X bunt).



... Trachyts vom Pferdkopf: Typisch trachytische Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit wenigen im Fließen eingeregelter Alkalifeldspat-Einsprenglingen.



... Alkalibasalts unterhalb des Pferdkopfs: Zerbrochene, zonar gebaute Klinopyroxen- und stark iddingsitierte Olivin-Einsprenglinge in leicht fließgeregelter Grundmasse aus Plagioklasleisten mit Klinopyroxenen und Erzmineralen in den Zwickeln.



Am Abfall des Pferdkopfs nach Westen sind Klippen als Reste einer Trachyt-Quellkuppe erhalten; schematisiert (Tafel 14 des Lehrpfads Wasserkuppe).



Trachyt-Staukuppe am Gipfel des Pferdkopfs mit plattiger, zum Zentrum einfallender Absonderung [74].

Nochmals weiter nach Westen treffen wir an der Vor-klippe zum Pferdkopf wieder auf einen Trachyt (Tafel 14), in seiner Ausdehnung größer als am Pferdkopf. Auffällig sind die durch Schrumpfungsklüftung entstandenen großen Blöcke, die eher an die „Wollsack-Verwitterung“ von Graniten erinnern. Solche weitständigen Klüfte entstehen beim langsamen Abkühlen einer Schmelze. Da auch keine randlichen Tuffe bekannt sind, ist deshalb die Deutung plausibel, dass es sich um einen in der vulkanischen Abfolge stecken gebliebenen trachytischen Pfropfen, also um eine Quellkuppe oder endogenen Dom handelt.

Mit bloßem Auge sind in dem Gestein keine Kristalle zu erkennen. Der Blick durch das Mikroskop zeigt erneut ein typisch trachytisches Gefüge, bestätigt aber eine größere Ausbildung, wobei späte Bewegungen einzelner Zonen dieses Gefüge auf Scherflächen wieder zu einem kleinen Mineralgemenge zerrieben haben. Als Einsprenglingsphasen finden sich einzelne Ägirinaugite und Titanite.

Literatur:

- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HlFB].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HlFB].
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994): Tertiärer Vulkanismus der Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön (Exkursion D1 am 7. und Exkursion D2 am 8. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 83–146, 16 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – 28 S., 21 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden (HLUG).
- FLICK, H. (2007): Die erdgeschichtliche Entwicklung der Rhön und der Wasserkuppe. – In: JENRICH, J.: Die Wasserkuppe. Ein Berg mit Geschichte: 14–38, 29+5 Abb.; Fulda (Parzeller).
- JENRICH, J. (2007): Die Wasserkuppe. Ein Berg mit Geschichte. – 408 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Fulda (Parzeller).
- KAESELITZ, M. (2009): Nördliche Rhön: Steile Wände und offene Fernen. – Streifzüge durch die Erdgeschichte: 1–128, zahlr. Abb. u. Tab.; Wiebelsheim (Ed. Goldschnecke, Quelle & Meyer).
- KRAMM, H. (1986): Die Wasserkuppe. – 32 S., zahlr. Abb.; Fulda (Parzeller) – [2. Auflage 1991].
- LAEMMLEN, M. (1987): Der geologische Wanderpfad an der Wasserkuppe. – 4. überarb. Aufl.: 60 S., zahlr. Abb.; Fulda (Parzeller).
- LIPPOLT, H.J.: (1982): K-Ar Age Determinations and the correlation of tertiary volcanic activity in Central Europe. – Geol. Jb., **D52**: 119–141; Hannover.
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- terraconsult (ohne Jahr): Erläuterungstafeln am Lehrpfad Wasserkuppe.