

Zum Eruptionsmechanismus der tertiären Hocheifel-Basalte: Der Arensberg *) bei Zilsdorf

Von G ü n t e r F u c h s , Heidelberg

Mit 5 Abbildungen im Text und 6 Tafeln

(Eingegangen am 25. 9. 1968)

Kurzfassung

Der Arensberg bei Zilsdorf, die Ruine eines an einer nord-süd-gerichteten Störung emporgedrun- genen Vulkans, besteht aus einer basaltischen Schlotfüllung und einem Tuffmantel. Sedimentäre Ein- schlüsse in den Basalten und Tuffen bezeugen ein zur Tertiärzeit in diesem Raum noch vorhandenes, heute vollständig abgetragenes triassisches Deckgebirge. Diese recht bedeutende Abtragung, deren Betrag sich mit 30 bis 50 Metern angeben läßt, erfaßte auch die tertiären Vulkane, die deshalb, heute in einem tieferen Stockwerk angeschnitten, ein von den quartären „westeifeler“ Vulkanen recht verschiedenes Bild abgeben. Ihr Eruptionsmechanismus und ihr ursprüngliches Erscheinungsbild dürf- ten aber weitgehend denen der quartären „westeifeler“ Vulkane gleichen.

Abstract

The Arensberg near Zilsdorf is a volcanic skeleton within a NS striking fault, and consists of a basaltic pipe filling with a tuffaceous mantle. Sediment xenoliths within the basalts and the vol- canic tuffs prove that there was a triassic cover in that area during the tertiary which is nowadays completely removed. This intensiv degradation of approximately 30—50 m eroded the volcanoes as well which therefore show a different picture from the quartary volcanoes of the “West-Eifel”, as they are exposed at a deeper level. The eruption mechanisme and the original appearance of these volcanoes however must have been fairly similar to those of the quartary volcanoes of the “West- Eifel”.

Résumé

La Arensberg près de Zilsdorf représente les ruines d'un volcan monté le long d'une faille de direction nord-sud. Elle est composée d'un remplissage basaltique de la cheminée et d'un manteau de tufs. Les inclusions sédimentaires dans les basalts et tufs témoignent d'une couverture triasique existant dans cette région encore pendant le Tertiaire et qui a été complètement érodée jusqu'ici. Cette érosion assez importante, que l'on peut estimer de 30 à 50 mètres, a également attaquée les volcans tertiaires qui affleurent aujourd'hui par un étage inférieur. C'est la raison pour laquelle ces volcans paraissent assez différents des volcans quaternaires „west-eifelien“; cependant, le mécanisme de leur éruption ainsi que leur morphologie primaire pourraient se rapprocher largement de ceux des volcans quaternaires „west-eifelien“.

*) In der Literatur und von der Bevölkerung vielfach „Arnulphusberg“ genannt; hier soll jedoch der ältere Name „Arensberg“ verwendet werden.

INHALTSÜBERSICHT

	Seite
1. Einleitung	130
2. Geologischer Rahmen und Tektonik	132
3. Tuff und Einschlüsse im Tuff	134
4. Basalt und Einschlüsse im Basalt	136
5. Gesteinsbeschreibung	139
6. Ergebnisse und Deutung	140
Zusammenfassung	142
Literaturverzeichnis	143

1. Einleitung

Im zentralen Teil der Eifel lassen sich zwei Generationen vulkanischer Tätigkeit erkennen, die räumlich und zeitlich weitgehend voneinander getrennt sind. Der vulkanische Zyklus beginnt im Tertiär mit einer Folge von Trachyten, Andesiten, Phonolithen und Basalten, die sich vorwiegend auf das Gebiet der Hocheifel, im wesentlichen auf den Raum östlich von Kelberg und den Raum um Nürburg konzentrieren. Man faßt deshalb allgemein diese tertiären Vulkane als „Hocheifel“-Vulkanismus zusammen. Das Gesamtverbreitungsgebiet erstreckt sich gemäß der Definition von HUCKENHOLZ (1964, S. 138 und 1965, S. 10 Fußnote 1) etwa vom Laacher See im Osten bis zur Ahr im Norden und Westen und im Süden bis fast an die Mosel (vgl. Übersichtskarte Abb. 1). Seine vulkanische Tätigkeit ist als etwa gleichalt mit Siebengebirge und Westerwald anzusetzen. Ein zweiter Höhepunkt vulkanischer Tätigkeit beginnt im Diluvium und reicht mit seinen jüngsten Zeugen bis in vorgeschichtliche Zeit. Räumlich ist diese zweite Vulkangeneration etwa an eine Linie von Ormont in der Schneifel nach Bad Bertrich gebunden, eine Häufung vulkanischer Zentren liegt im Raum Oberbettingen-Daun. In der Literatur wird dieser Vulkanzug als „Vordereifel“- oder in jüngerer Zeit auch besser als „Westeifel“-Vulkanismus beschrieben.

Der Arensberg bei Zilsdorf gehört der Generation der Hocheifel-Basalte an, liegt aber als westlichster Vorposten weit außerhalb des Hauptverbreitungsgebietes. In dessen drängen sich besonders westlich und südlich um ihn herum im Abstand von weniger als 1 Kilometer „westeifeler“ Tuff- und Basalt-Schlote. Weitere solche westliche Vorposten der Hocheifel-Basalte liegen als kleine, weitgehend noch unbekannte¹⁾, oft gangförmige Vorkommen z. B. bei Niederehe oder im Tal des Nohner Baches. Basaltdurchbrüche größeren Ausmaßes finden sich erst wieder an der Düngerslay und am Burgkopf bei Hoffeld.

Der Arensberg liegt etwa 1200 m nordnordwestlich Zilsdorf bzw. 1600 m nordöstlich Walsdorf. Basalte und Tuffe bedecken etwa ein Gebiet von 250 m Länge (Nord-Süd-Erstreckung) und 200 m Breite (Ost-West-Erstreckung). Der Basalt wurde in einem seit 1955 vorübergehend stillgelegten Steinbruch von der Linzer Basalt AG ausgebeutet.

Der Berg bildete vor Anlage des Steinbruch-Betriebes eine weithin sichtbare Landmarke. Der Gipfel des Arensberges, den ehemals die St. Arnulphus-Kirche mit Friedhof krönte, wurde bis heute durch den Basaltabbau um etwa 30 m abgetragen und damit der Berg seiner markanten Basaltkuppe beraubt.

¹⁾ Gerade am Westrand des Verbreitungsgebietes der Hocheifel-Vulkanite konnten in jüngster Zeit anlässlich von Kartierungen im Unterdevon durch den Verfasser eine Anzahl neuer Basaltvorkommen, z. B. besonders im Raum um Sarmersbach entdeckt werden. Die Beschreibung dieser Fundpunkte erfolgt in einer gesonderten Veröffentlichung.

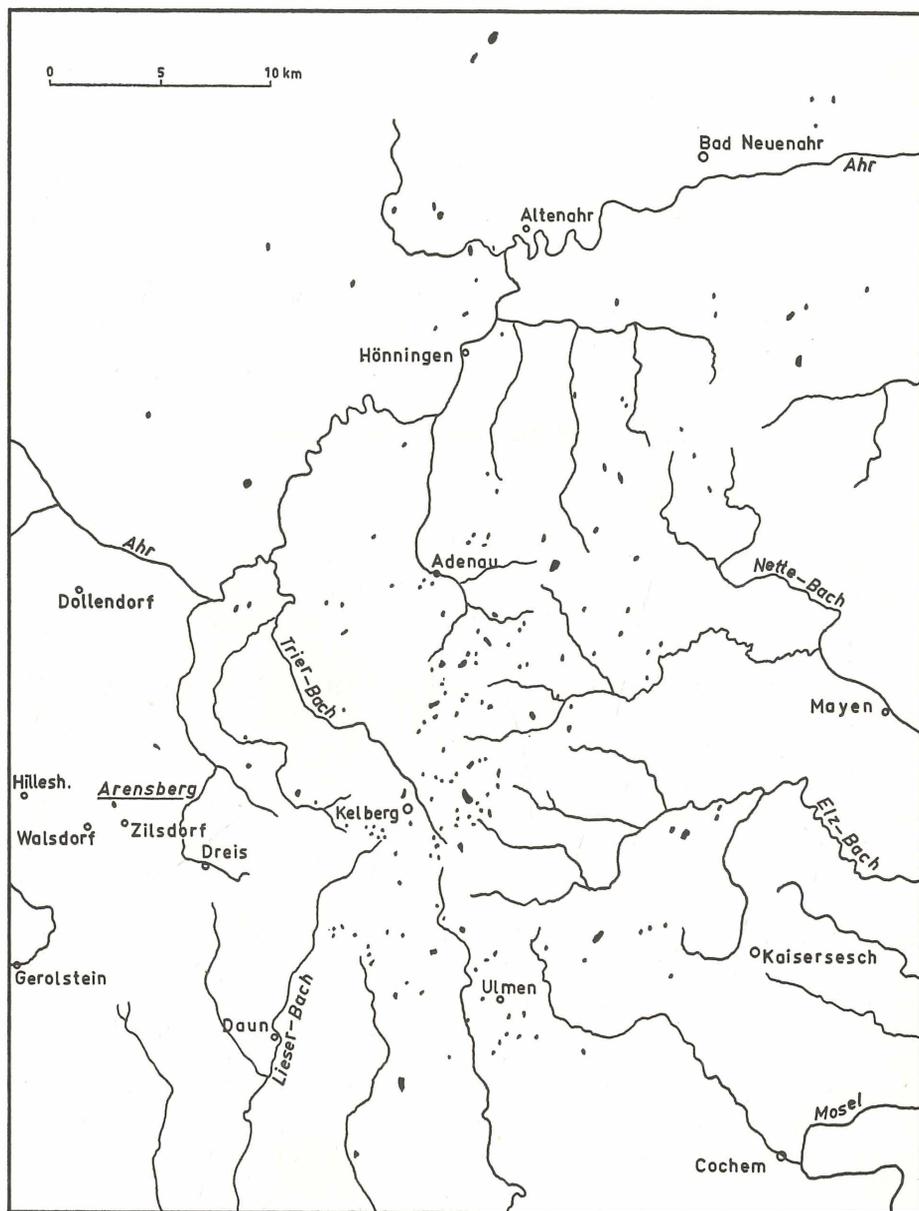


Abbildung 1. Übersichtskarte des tertiären Vulkanismus im Gebiet der Hocheifel.

Dank der ehemals auffälligen morphologischen Gestalt wird der Arensberg schon in den ältesten geognostischen Beschreibungen erwähnt. NOSE (1790, S. 336), der erste Bearbeiter des eifeler Vulkanismus, unterscheidet schon den „vollkommen gesunden“ Basalt des Arensberges von den benachbarten Laven und ordnet ihn damit den Hocheifel-Basalten zu. BEHR (1819), der erstmals die „westeifeler“ Vulkane genauer beschreibt, erwähnt ihn noch als Kalkberg, während STEININGER (1819, S. 214) schon einen allerdings fragwürdigen vulkanischen Auswürfling vom „Arensberg bei Hillesheim“ nennt. Den Berg selbst beschreibt er 1820, S. 62. VAN DER WYCK (1826, S. 56, S. 59)

erkennt ihn eindeutig als Hocheifel-Basalt inmitten des eifeler vulkanischen Reviers. Auch von SCROPE (1826, S. 301) wird er als Basaltberg erwähnt. STEININGER (1853, S. 122) schließlich schildert von ihm einen „dichten, blauen Basalt, der in dünnen Säulen den Gipfel des Berges bildet und mit großen Blöcken den Abhang bedeckt“. VON DECHEN (1861, 1886) beschreibt den Berg mehrfach in seinen zusammenfassenden Darstellungen des Eifel-Vulkanismus und weist auf den Mangel einer petrographischen Bearbeitung dieses Vorkommens hin. Erste petrographische Untersuchungen der eifeler Laven waren durch ZIRKEL (1870) angeregt worden, durch HUSSAK (1878), BUSZ (1885) und später VOGELSANG (1890) erfolgten erste qualitativ petrographische Beschreibungen.

VOGELSANG (1890, S. 55) erkennt im Basalt des Arensberges einen Nephelin-Basanit, SEIWER (1891, S. 111–112) dagegen beschreibt einen sehr davon verschiedenen Mineralbestand, er beobachtet vor allem keinen Plagioklas.

Neuere petrographische Bearbeitungen der Hocheifel-Basalte erfolgten durch KOCH (1933) und in neuester Zeit durch HUCKENHOLZ (1964, 1965, 1966). RAHM (1956, S. 36) geht als erster etwas genauer auf die Geologie des Arensberges ein.

2. Geologischer Rahmen und Tektonik

Die starke morphologische Ausprägung des Arensberges wird durch den umgebenden Gesteinsrahmen bedingt. Der Vulkan liegt (als einziger tertiärer Schlot) inmitten einer der eifeler Mitteldevon-Kalkmulden, der Hillesheimer Mulde. Er wird im Osten, Süden und Westen von vorwiegend mergeligen, der Erosion überaus leicht anheimfallenden Gesteinen umgeben. Nur im Norden und Nordwesten schließen sich Kalke und Dolomite an.

Im größeren geologischen Rahmen betrachtet, liegt der Vulkan am Ostrand der eifeler Nord-Süd-Zone. Schon vor und während der variszischen Faltung zeichnet sich dieses Gebiet durch eine besondere Mobilität aus. Am Ende des Paläozoikums bildet sich im Raum dieser eifeler Nord-Süd-Zone in der flachgewellten Rumpffläche des variszischen Gebirges eine Depression, die von Norden und Süden her mit Buntsandstein- und Muschelkalk-Sedimenten gefüllt wird. Diese werden später wieder weitgehend abgetragen und sind heute nur noch als Reste im Oberbettinger Graben erhalten. Ihre ursprüngliche Verbreitung läßt sich jedoch anhand von Einschlüssen in den tertiären und quartären Tuffen und Laven rekonstruieren.

Wie aus dem Kartenausschnitt (Abb. 2) zu ersehen ist, benutzte der Basalt offensichtlich eine Verwerfungsspalte als Aufstiegsbahn, und zwar eine der nord-süd-verlaufenden Störungen, die für den tektonischen Bau des West-Teils der Hillesheimer Mulde von erstrangiger Bedeutung sind. Sie gehört zu den östlichsten Randspalten des Oberbettinger Grabens, die sich im Tertiär, vielfach aus wiederaufgelebten Verwerfungen des variszischen Gebirges, ausbilden und an denen wahrscheinlich bis ins Quartär Bewegungen stattfanden. Diese vorgezeichneten Wege erleichtern schon im Tertiär einen ersten Aufstieg der Magmen, ganz besonders aber im Quartär, wo im Raum Gerolstein — Oberbettingen — Hillesheim — Dockweiler eine Häufung von Vulkanen auftritt. Diese auffällige Häufung von Vulkanen, gerade im Ostteil des Absenkungsgebietes, wo heute keine Trias mehr erhalten ist, läßt hier besonders zahlreiche und tiefreichende Randspalten vermuten (vgl. auch FRECHEN in FRECHEN, HOPMANN & KNETSCH 1967, S. 62).

Die Arensberg-Störung wird erstmals schon erkennbar während der variszischen Faltung. Auf den Klüften treten längs dieser Spalte vielfach spurenhafte Erzbestege (Pyrit und Bleiglanz) auf. Nach dem Empordringen des Arensberg-Basaltes steigen im südlichen Fortstreichen der Störung schließlich die quartären Tuffe und Basalte des Beuel und Gonnenstall südlich von Zilsdorf auf.

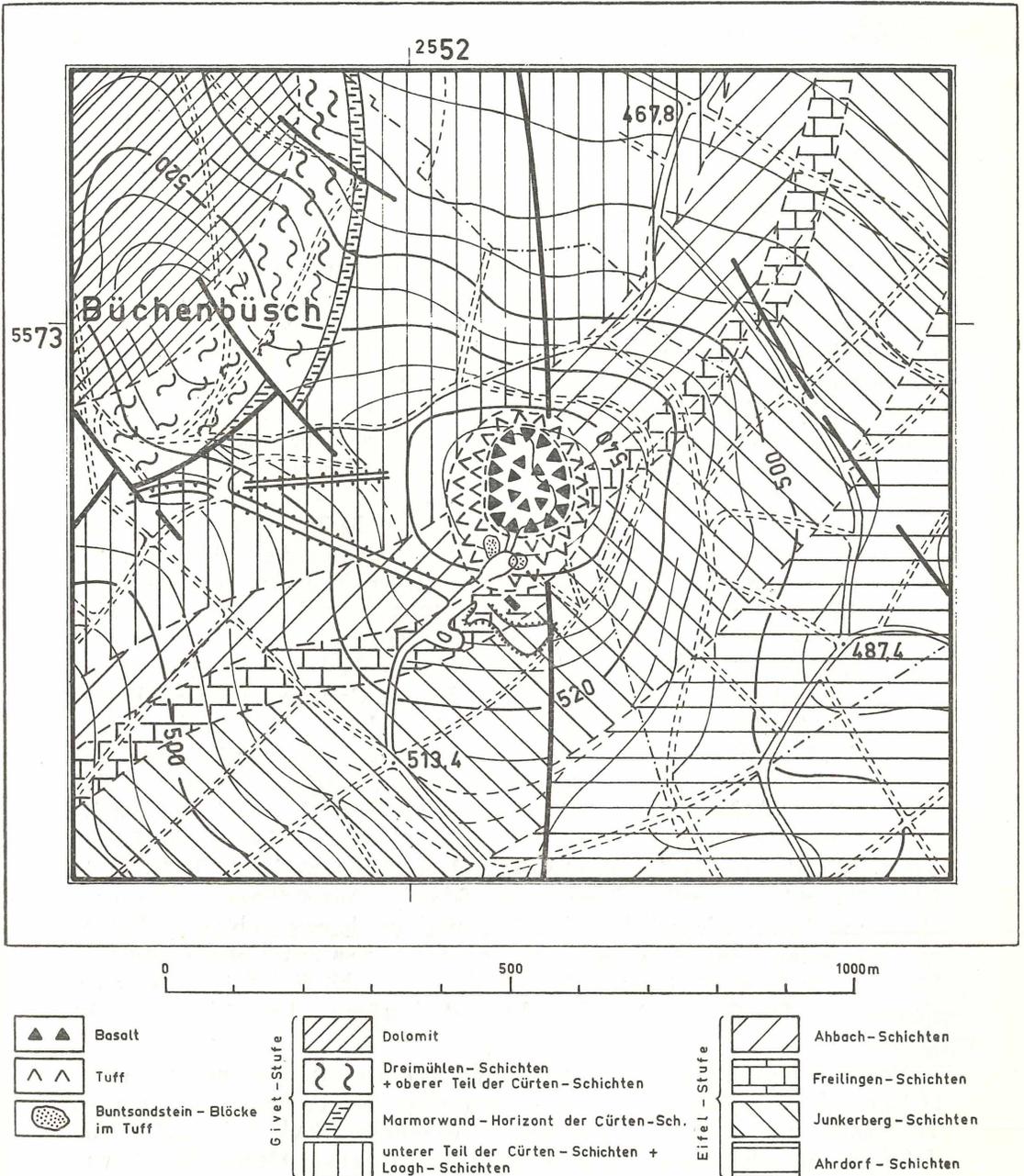


Abbildung 2. Geologische Karte des Basaltvorkommens am Arenberg bei Zilsdorf (umgezeichneter Ausschnitt der Karte des Westteils der Hillesheimer Mulde aus FUCHS 1965, Taf. I).

3. Tuff und Einschlüsse im Tuff

Als wahrscheinlich geschlossener Mantel umgeben Aschen- bis Block-Tuffe ²⁾ das Basaltvorkommen des Arensberges. Diese Tuffe sind besonders gut im Süden des Schlotes am Wegeinschnitt und Tunnelzugang zum Steinbruch aufgeschlossen. Die Grenze zu den umgebenden Kalken und Mergeln der Freilingen-Schichten (Mitteldevon, Eifel-Stufe) ist nur durch Lesestein-Kartierung zu erschließen. In Kontakt-nähe wurden keinerlei gefrittete oder in irgendeiner Weise thermisch oder mechanisch veränderte Gesteine gefunden. Genauere Aussagen sind jedoch mangels Aufschlüssen nicht möglich. Die untersten Lagen der Tuffe sind zunächst recht feinkörnig und können als Aschen-Tuffe bezeichnet werden. Sie verwittern gelbbraun, sind feingeschichtet und nur geringmächtig und fallen mit flachem Winkel zum Basaltschlot hin ein. Sie stehen am Süd-Ende des oben genannten Wegeinschnittes an und werden von Lapilli-Tuffen überlagert, deren Korngröße zum Hangenden hin immer mehr zunimmt und die allmählich in Block-Tuffe übergehen (Taf. I, Fig. 1). Diese enthalten reichlich kleine Auswürflinge, bestehend aus vorwiegend juvenilem Lava-Material, daneben Sand- und Siltsteinen des Unterdevons (besonders Gesteine der Klerf-Schichten), wenigen Kalken und Mergeln des Mitteldevons, Buntsandstein und mürben Silt- und Sandsteinen von gelbgrüner Farbe (wahrscheinlich Muschelkalk). Zum Tunneleingang hin (nach Norden) findet man in die Tuffe eingebettet zunehmend größer werdende Auswürflinge, gleichzeitig damit wird die Schichtung immer unregelmäßiger und undeutlicher, das Einfallen steiler. In diesem Bereich schalten sich zwei Basaltgänge [Mantelgänge (RITTMANN 1960, S. 147)] ein, die etwa schichtparallel in die Tuffe, als Lava-Apophysen des Schlotes, eingedrungen sind. Etwa am Tunneleingang und in der Südhälfte des Tunnels beobachtet man in diesen Pyroklastika zahlreiche Buntsandstein-Blöcke, die eine Größe von mehreren Kubikmetern erreichen können und vielfach stark in sich zerbrochen sind. Die Einschlüsse devonischer Sandsteine, Kalke und Mergel haben im Gegensatz dazu nur eine Größe von maximal 10–15 Zentimeter. Diese Tuffe sind zudem stärker verfestigt, so daß in ihnen ohne jeglichen Ausbau ein Tunnel angelegt werden konnte. Zum Rand des Basaltschlotes hin folgen schließlich sehr stark verbackene, jedoch wieder feinere und damit mehr oder weniger deutlich geschichtete Block- bis Lapilli-Tuffe, die in Schlotnähe neben juvenilen Basalt- oder Schlacken-Auswürflingen selten noch allothigene Bestandteile enthalten. Ihre Farbe spielt von braungrau bis dunkelbraungrau oder schwarzgrau. Diese Tuffe, die den Kontakt zum Basalt bilden, weisen in Richtung zum Schlot ein immer steileres Einfallen bis schließlich Saigerstellung am Kontakt auf. Die Gesamtmächtigkeit der Tuffe beträgt im beschriebenen Schnitt etwa 50 Meter.

Vollständig ist die Tuff-Ummantelung des Arensberg-Basaltes nur an diesem Steinbruch-Zugang aufgeschlossen. Die unmittelbar an den Basalt angrenzenden Tuffe kann man auch an der Westwand des Steinbruches (Punkt 4 der Abb. 3 und Taf. I, Fig. 2) beobachten. Nur dort hat der Abbau den umschließenden Tuff-Mantel

²⁾ In Anlehnung an WENTWORTH & WILLIAMS (1932, S. 51–53) werden die Pyroklastika in vorliegender Arbeit in folgende Korngrößen-Klassen eingeteilt:

Block-Tuffe	> 32 mm
Lapilli-Tuffe	32– 4 mm
Aschen-Tuffe	4– 1 mm
Staub-Tuffe	< 1 mm

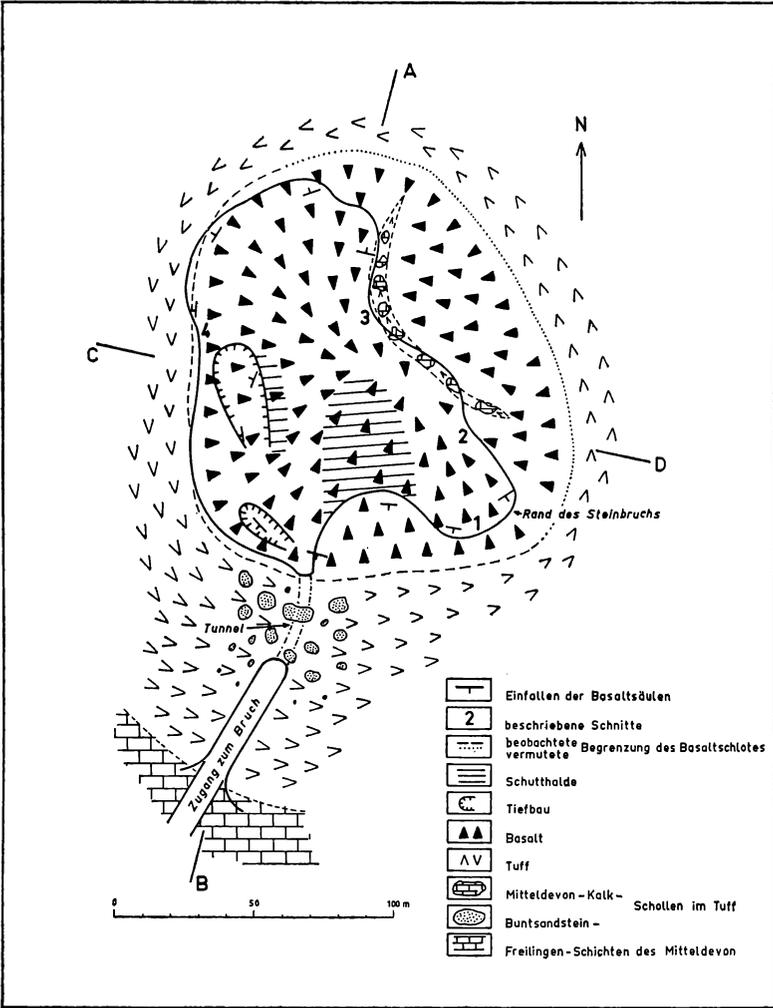


Abbildung 3. Geologische Kartenskizze des Steinbruchs am Arensberg. Die ausgefüllten Dreiecke zeigen die Richtung der zum Schlotzentrum geneigten, nach außen einfallenden Basaltsäulen.

erreicht. Sie sind im Gegensatz zu den vom Tunnel beschriebenen Gesteinen im oberen Teil der Wand wesentlich lockerer, feinkörniger und ärmer an Auswürflingen. Am Fuß der Steinbruch-Wand dagegen enthalten sie zahlreiche Einschlüsse vulkanischer Herkunft, besonders Schlacken und auch Basalte. Mit ihrer schwarzgrauen Farbe unterscheiden sie sich kaum vom Basalt. Sie werden von zwei Mantelgängen (von 60–80 cm bzw. 50–100 cm Dicke) durchsetzt. Der Basalt dieser Gänge ist zur Ober- und Unterseite hin plattig abgesondert. Im Norden, Westen und Osten dürfte nach Lesestein-Kartierungen die Tuff-Mächtigkeit geringer als im Süden sein. Gleichzeitig scheinen dort in den Tuffen keine großen xenolithischen Einschlüsse vorzukommen.

4. Basalt und Einschlüsse im Basalt

Die basaltische Schlotfüllung ist in einem großen Steinbruch hervorragend aufgeschlossen. Am unmittelbaren Kontakt zu den Tuffen am Tunnel im Süden und an der Westwand des Bruches ist der Basalt entweder plattig oder unregelmäßig ausgebildet. Diese Kontakt-Zone ist jedoch nur wenige Dezimeter dick oder kann auch ganz fehlen. Darüber folgen grobe und ungleichmäßige Basaltsäulen. Die Kontaktfläche scheint, darauf lassen die wenigen Beobachtungen schließen, außerordentlich uneben und wellig mit vielen Ausbuchtungen zu verlaufen. Die Grenze vom Basalt zum Tuff fällt mit etwa 60–80° zum Schlotzentrum ein. An der nördlichen Abbauwand des Steinbruches stehen sehr poröse und gleichfalls unregelmäßig abgesonderte Basalte an. Wahrscheinlich gehören auch sie zum Randbereich der Schlotfüllung und sind dort, ähnlich wie an der südlichen und westlichen Abbauwand, als nutzbare Basaltvorräte nahezu völlig ausgebeutet. Der Basalt der ersten Förderphase erstarrte grobsäulig, erfüllte den größten Teil des heute erhaltenen Schlotes und steht an der nördlichen, westlichen und südlichen Steinbruchwand sowie vor allem in zwei kleinen Tiefbauten an. Die Säulen fallen am Rand mit durchschnittlich 50–60° senkrecht zum Tuff-Mantel ein. Er wird nachstehend Basalt I genannt.

Dieser Basalt I wird an der Südost-Seite des Steinbruches von einer zweiten Basalt-Generation überlagert; dieses zweite Aufdringen von Lava erfolgte in mehreren kleinen Schüben; er wird als Basalt II bezeichnet. Diesem entsprechend findet man an der südöstlichen Abbauwand mehr oder weniger deutlich voneinander getrennt, mehrere unterschiedlich mächtige Lagen von Basalt. Diese Basalte erstarrten in erheblich dünneren und gleichmäßigeren Säulen als der Basalt I. An der östlichen Abbauwand der Süd-Ausbuchtung des Steinbruches tritt in einem dieser Ergüsse der zweiten Förderphase Säulen-Absonderung in Meilerstellung auf. Es ist zu vermuten,

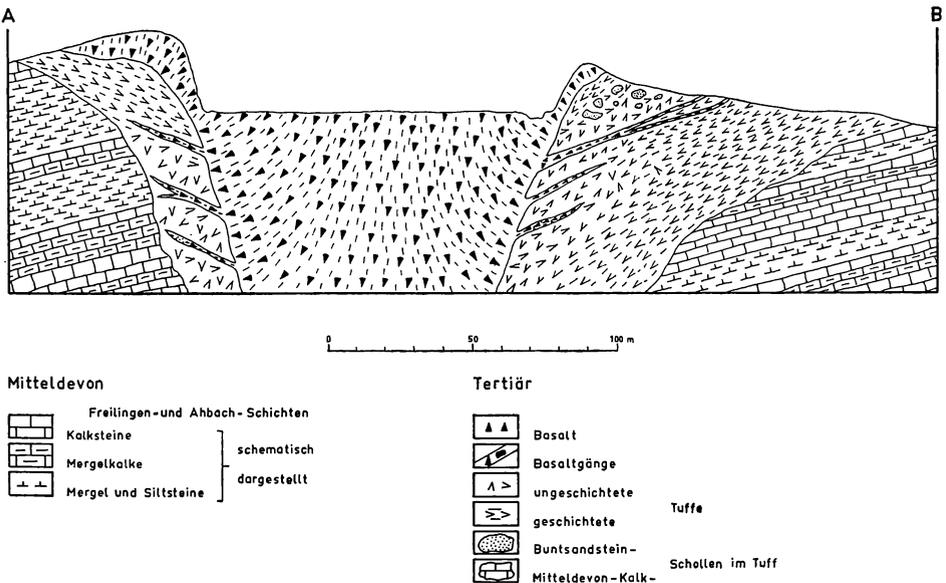


Abbildung 4. Nord-Süd-Schnitt durch den Arensberg (Schnittlage siehe Abb. 3).

daß das Förderzentrum der zweiten Phase etwa am östlichen bis südöstlichen Rand des heutigen Steinbruches gelegen hat. Das Eruptionszentrum der ersten Phase dürfte dagegen, wie aus der Anordnung der Basaltsäulen zu schließen ist, etwas weiter westlich, etwa im Ostteil des heutigen Steinbruches, zu suchen sein.

Im Steinbruch am Arensberg sind jedoch am auffälligsten die an der östlichen und südöstlichen Wand auftretenden Einschlüsse sedimentärer und vulkanischer Herkunft (Taf. II, Fig. 3 und Taf. III, Fig. 4). Etwa im Südosten, in der Ausbuchtung des Steinbruches (Punkt 1 der Abb. 3), beobachtet man, mitten im Basalt I eingeschlossen, einen etwa 150—200 cm großen Block von gelblichgrünem Sandstein. Er ist völlig in sich zerbrochen und bildet eine Breccie mit etwa 10—30 cm großen Brocken, die mit Basaltstücken durchmengt ist. Die einzelnen Sandstein-Fragmente sind teils thermisch unverändert, teils tragen sie aber eine etwa 2—15 cm dicke quarzitishe Rinde. Besonders am Rand des Einschlusses treten vielfach vom umgebenden Basalt gefrittete oder zu Quarzit umgewandelte Gesteine auf. Sowohl die Korngröße wie die Farbe des Sandsteins (die allerdings auch durch eine Entfärbung eines roten Gesteins zustande gekommen sein kann, weil die Reduktion des die Rotfärbung verursachenden Hämatit schon bei etwa 400° C beginnt) lassen vermuten, daß es sich um Muschel-sandstein des Unteren Muschelkalks handelt. Vergleichbare Sandsteine stehen heute noch im Zentrum des Oberbettinger Grabens an. Dort sind sie nur an einer Stelle erhalten, nämlich am Südwest-Fuß des Roßbüsch, etwa 1000 Meter nordöstlich von Kalenborn. Eine sichere Einstufung als Muschelsandstein ist aber nicht möglich, weil am Roßbüsch bei Kalenborn der Untere Muschelkalk völlig fossilleer ist. Der Einschluß im Basalt I vom Arensberg wurde wahrscheinlich als großer Block von der Schlotwand nahe dem oberen Kraterrand abgelöst und geriet, möglicherweise mit Tuff-Material vermengt, in die vulkanische Schmelze, wurde dort von außen her

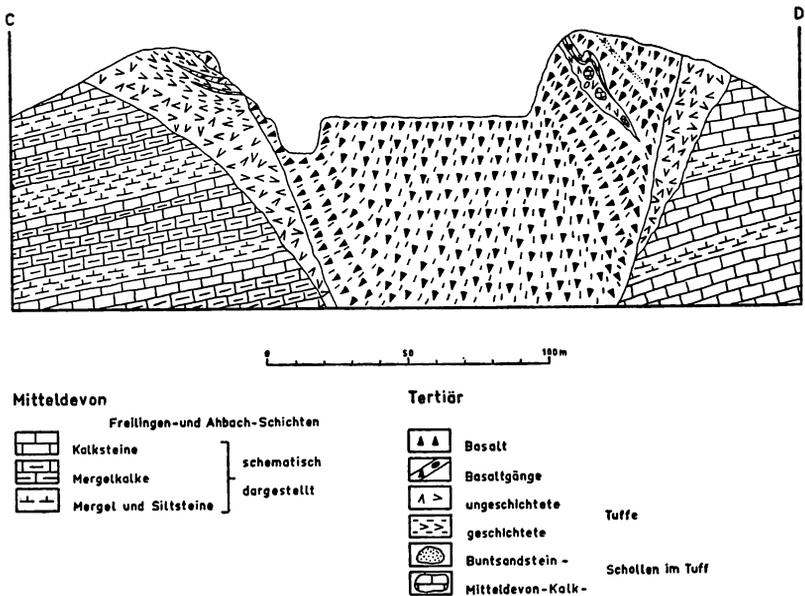


Abbildung 5. Ost-West-Schnitt durch den Arensberg (Schnittlage siehe Abb. 3).

gefrittet und durch die Bewegung in der Schmelze immer wieder zerbrochen und durchbewegt, wodurch Bruchstücke des gefritteten Randbereiches ebenso wie einzelne kleine Lavastücke nach innen transportiert wurden. Da keine Verglasungserscheinungen auftreten, kann man annehmen, daß der Brocken wohl nicht sehr stark erhitzt wurde.

Auch an der Ostwand des Steinbruches treten mit scharfem Kontakt zum Basalt II oder auch Basalt I band- bis klumpenförmige Massen von Kalkbreccien, Block-Tuffen, Aschen-Tuffen und Basalten auf (Taf. II, Fig. 3 und Taf. III, Fig. 4). Eine genaue Einordnung dieser Massen in den Vulkankörper ist mangels Aufschlüssen nicht möglich. Man könnte zunächst glauben, daß sie vielleicht den Rand des Basalt-schlotes bilden. Dagegen spricht aber, daß sie stark von Basalt durchmengt, z. T. angeschmolzen und schließlich überlagert werden, zum anderen, daß sie nicht zum Schlot hin, sondern gegen ihn und noch dazu mit z. T. recht flachen Winkeln einfallen. Am wahrscheinlichsten kann man daher annehmen, daß es sich, wie im Schnitt C—D (Abb. 5) dargestellt, um mehr oder minder isolierte, beim Aufstieg des Basaltes vom Schlotrand losgelöste Tuffschollen und Nebengesteins-Fragmente handelt. Diese Deutung bestätigen die Basaltfunde östlich des Steinbruches am Hang des Berges. Außerdem liegen die Förderzentren der Basalte, wie oben beschrieben, etwa in der Nähe dieser Einschlüsse.

Im einzelnen sind die eingeschlossenen Massen im Südost-Teil der Ostabbauwand (Punkt 2 der Abb. 3, Taf. III, Fig. 5) wie folgt von oben nach unten aufgebaut:

9. ca. 500 cm Basalt, z. T. Schlackenbasalt mit Tuffen und Tuff-Brocken.
8. ca. 150 cm graubraune bis dunkelbraune Aschen-Tuffe ohne Einschlüsse.
7. 50—200 cm Basalt, gangförmig.
6. 150—200 cm Block-Tuffe, die zahlreiche Kalk- und Basalt-Brocken enthalten.
5. 100—200 cm Tuffbreccie, fast ausschließlich aus Kalk- und wenigen Basalt-Brocken bestehend, Tuffmatrix stark zurücktretend. Die Kalk-Brocken sind z. T. gefrittet und vor allem randlich verschiedentlich völlig in Kalksilikathornfels umgewandelt.
4. 50 cm Kontaktzone zwischen Tuffbreccie und Basalt II. Es tritt hier eine starke Durchmischung von Kalk- und Basalt-Brocken auf. Die Kalke sind entsprechend fast ausschließlich randlich gefrittet bis völlig umgewandelt.
3. 100 cm dichter Basalt.
2. 150 cm von Drusen (überwiegend Zeolithe) durchsetzter Basalt. Die Drusen treten besonders im oberen Teil gehäuft auf und verschwinden nach unten allmählich. Entsprechend findet man im oberen Teil Drusen bis zu 10 cm Durchmesser, während die im unteren zunehmend kleiner werden.
1. dünn säuliger Basalt II, Stellung der Säulen senkrecht zur Kontaktfläche der Einschlußmassen. Wohl durch die gekrümmte Kontaktfläche verursacht entsteht die auf S. 136 beschriebene Meilerstellung.

Die Aschen-Tuffe, Block-Tuffe und der Basalt der Packen 4—8 sind, wie die Taf. III, Fig. 5 zeigt, bandförmig verfaltete übereinander angeordnet. Im nördlicheren Teil der östlichen Abbauwand (Punkt 3 der Abb. 3) beobachtet man nicht mehr Bänder bzw. Gänge, sondern große Klumpen. Dieses verschiedenartige Erscheinungsbild wird wahrscheinlich nur durch eine andere Schnittlage der Steinbruchwand verursacht. Man kann dort von oben nach unten bzw. von Osten nach Westen folgende Gesteinskörper unterscheiden:

4. 100—300 cm (im oberen Teil der Wand wahrscheinlich noch mächtigere) Block-Tuffe bis grobe Tuff-Breccien. Der Tuff-Anteil schwankt sehr stark, stellenweise treten reine Kalkbreccien auf. Die einzelnen Gesteinsbrocken können bis zu Kubikmeter-Größe erreichen. Daneben findet man aber auch Splitter von wenigen Millimetern Durch-

messer. Die Fragmente der Breccie sind so fest miteinander verkittet, daß beim Zerschlagen die Gesteinsbruchstücke durchbrechen. Hauptbestandteil der Block-Tuffe sind wiederum mitteldevonische Kalke, wenige Basaltbrocken, ganz selten Buntsandstein oder Sandsteine der unterdevonischen Klerf-Schichten. Die größeren Kalkbrocken sind stark in sich zerbrochen bzw. zerklüftet. Frittungserscheinungen treten häufig auf.

3. 0—50 cm Block-Tuffe mit kleineren und nicht ganz so zahlreichen Einschlüssen und einem größeren Anteil von feinerem tuffigem Material. Sie bilden eine überaus scharfe, wenn auch sehr unregelmäßige und wellige bis buchtige Grenze zum Basalt.
2. ca. 200 cm meist plattiger bis unregelmäßig abgesonderter Basalt mit überaus zahlreichen, in Kontaktnähe sehr großen (10—15 cm) Drusen (vorwiegend Zeolithe).
1. grobsäuliger Basalt; die Säulen stehen senkrecht zum Kontakt der Block-Tuffe.

Die beiden dargestellten Abfolgen veranschaulichen deutlich den überaus wechselhaften Aufbau dieser Tuffe. Allgemein ist zu beobachten, daß die Kalkeinschlüsse nach Norden und Süden erheblich abnehmen und gleichzeitig die Mächtigkeit der Tuffscholle geringer wird. Südlich des zuerst (Punkt 2) beschriebenen Profils gehen die Block- und Breccien-Tuffe in den verfalteten Bändern in reine (d. h. frei von Material sedimentärer Herkunft) und gleichzeitig geringmächtigere Tuffe über. Nördlich des Profils (3) läßt sich erkennen, daß der Anteil an Kalkbrocken ebenso wie die Mächtigkeit abnimmt.

Die sedimentären Einschlüsse dieser Tuffe bestehen, wie schon erwähnt, vorwiegend aus mitteldevonischen Kalken. Im einzelnen konnten in diesen Kalken besonders Gesteine der Junkerberg-Schichten, untergeordnet auch der Freilingen-Schichten und der oberen Ahrdorf-Schichten, erkannt werden. Diese genaue Einstufung ist durch die gute Erhaltung von Fossilien möglich. In gefrittetem Zustand liefern die in den Kalken eingebetteten Fossilien, insbesondere rugose und tabulate Korallen, ausgezeichnete Quer- und Längsschnitte, weil die Skelett-Teile fast weiß, die dazwischenliegenden ausgefüllten Hohlräume dunkel verfärbt sind. Wie aus der Kartenskizze auf Abb. 2 ersichtlich, streichen im Bereich des Arensberges heute etwa Freilingen- bis Ahabach-Schichten aus. Die Freilingen-Schichten sind dort sicher nicht viel mehr als 10 Meter, die darunterliegenden Junkerberg-Schichten etwa 40 Meter, der obere Teil der Ahrdorf-Schichten gleichfalls 40 Meter mächtig. Daraus läßt sich erkennen, daß der Hauptteil der Kalk-Einschlüsse aus einer Tiefe von etwa 30 bis 100 Metern stammt. Es muß sich also um Material handeln, das vom obersten Teil der Schlotwandung losgelöst wurde. Die seltenen Bruchstücke unterdevonischer Sandsteine erreichen nie mehr als Zentimeter-Größe und sind immer in Tuff-Matrix eingebettet.

Die thermometamorph umgewandelten Kalke sind leuchtend weiß und am Kontakt zum Basalt oft in Schlieren auch grünlich, infolge einer möglichen Epidotisierung, verfärbt. Sie sind strukturlos und dicht, jedoch sind nur wenige Stücke völlig karbonatfrei. Es begann also wohl am Kontakt gerade der Karbonat-Zerfall, was ähnlich wie bei dem Sandstein-Einschluß wiederum beweist, daß das Material nicht sehr stark erhitzt wurde.

5. Gesteinsbeschreibung

Das Gestein des Arensberges wurde von VOGELSANG (1890, S. 55) als Nephelin-Basanit beschrieben. Die ausführlichere petrographische Beschreibung SEIWER'S (1891, S. 111—112) dagegen stimmt so wenig mit VOGELSANG'S und eigenen Beobach-

tungen überein, daß man nur vermuten kann, daß eine Verwechslung des Materials stattfand. Frische Proben des Basaltes sind von schwarzer Farbe mit einem Stich nach grünbraun. Das sehr dichte Gestein verwittert mit einer dunkelrostbraunen Rinde. Unter den nicht überaus zahlreichen makroskopischen Einsprenglingen fallen vor allem bis mehrere Millimeter große Pyroxene und Olivine auf. Daneben beobachtet man gelegentlich und nur in einzelnen Partien des Gesteins Magnetit. Die Durchsicht einer Anzahl von Dünnschliffen ergab dann auch folgendes Bild: In einer dichten, ophitischen Grundmasse aus vorwiegend Klinopyroxen, Feldspat und Erz, deren Zwiesel von kryptokristalliner Mesostasis und Nephelin erfüllt sind, schwimmen Einsprenglinge ($> 100 \mu$) von Olivin und Klinopyroxen, die etwa $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{4}$ des gesamten Mineralbestandes ausmachen. Die Klinopyroxen-Einsprenglinge gehen ohne Korngrößenprung serial in die Grundmasse über. Sie sind meist idiomorph und zonar ausgebildet, vielfach aus mehreren Individuen agglomeriert. Größere Einsprenglinge zeigen eine grünliche, wohl Cr-reichere salitische korrodierte Kernpartie, während der Rand wie die übrigen Pyroxene bräunlich (Ti-reicher Augit) gefärbt ist. Die Olivin-Einsprenglinge sind im allgemeinen bedeutend größer als die Pyroxene, bilden gelegentlich Agglomerate und weisen häufig Spalten, Korrosions-Buchten und -Taschen auf. Sie sind idiomorph, zeigen vielfach undulöse Auslöschung und enthalten oft Spinell-Einschlüsse. Sie werden gelegentlich von Pyroxen ganz oder teilweise umschlossen. Die Pyroxene der Grundmasse sind ebenso idiomorph, kurzprismatisch bis nadelig und zonar gebaut wie die Einsprenglinge. Plagioklas tritt nur in der Grundmasse auf und bildet dort dünne Leisten. Als sekundäre Zersetzungsprodukte treten Karbonat, Iddingsit und Serpentin auf. In kleinen Mandeln oder auch Drusen findet man Kalzit und Zeolith.

Der dicksäulige Basalt I enthält weniger Einsprenglinge und in der Grundmasse nur selten Plagioklas-Leisten und viel kryptokristalline Mesostasis. Im dünsäuligen Basalt II dagegen tritt eine erheblich größere Zahl kleinerer Augit-Einsprenglinge auf als im Basalt I; in der Grundmasse beobachtet man zahlreiche Plagioklas-Leisten; die kryptokristalline Mesostasis tritt etwas zurück.

Der Basalt im Kontaktbereich zu den Block-Tuffen, der, wie in den beiden Schnitten dargestellt, von überaus zahlreichen Mandeln und Drusen erfüllt ist, zeigt in seinem mikroskopisch erkennbaren Mineralbestand keinerlei Veränderungen. Der von der basaltischen Schmelze aufgenommene Kalk wurde in den Mandeln und Drusen vorwiegend in Form von Kalzit und Zeolithen wieder ausgeschieden. Die kryptokristalline Mesostasis wurde allerdings nicht untersucht.

6. Ergebnisse und Deutung

Aus den oben beschriebenen Aufschlüssen läßt sich die Geschichte des Arensberg-Vulkans recht genau ablesen.

Die Eruption beginnt mit der Förderung von relativ feinkörnigen Tuffen, die nur wenige und kleine Xenolithe enthalten. Die Einschlüsse in den Tuffmassen bestehen vorwiegend aus unterdevonischen Sandsteinen, nur untergeordnet aus mitteldevonischen Kalken und Mergeln. Dies läßt auf eine sehr ruhige und noch sehr schwache vulkanische Tätigkeit schließen, in deren Verlauf die Aufstiegsspalten nur zögernd erweitert und freigeräumt wurden. Gesteine des höheren Stockwerkes, das aus etwa

300 Metern Mitteldevon bestand, überwiegen nicht über solchen des tieferen Stockwerkes aus einigen 1000 Metern Unterdevon, vielmehr entspricht die Menge der Auswürflinge etwa dem prozentualen Anteil der Gesteine am Aufbau des Gebirges. Bei einer explosiven Tätigkeit wäre zu erwarten, daß besonders der obere Teil des Schlotens aus Mitteldevon ausgeräumt bzw. freigesprengt würde. Vermutlich bildeten sich im Verlauf dieser ersten Eruptionsphase zahlreiche Spalten, an denen das sedimentäre Dach, Blöcke des zur Tertiärzeit noch erhaltenen Buntsandstein- und ? Muschelkalk-Deckgebirges, in den Förderkanal einbrach. Die Blöcke wurden am Schlotrand durch den aufwärts gerichteten Gas-Feststoff-Förderstrom stark durchbewegt und in sich zerbrochen. Schließlich folgen darüber zum Schlot hin Schlacken-Tuffe und von allothigenem Material freie Tuffe.

Die eingeschlossenen Buntsandstein-Blöcke gehören vorwiegend dem Werkstein-Horizont³⁾ des Oberen Buntsandsteins an. Die Blöcke lassen Bankmächtigkeiten bis zu 2 Meter erkennen. Korngröße und Ausbildung des Sandsteins unterscheiden sich nicht von den Vorkommen im Oberbettinger Graben. Daraus ist zu schließen, daß die Verbreitung des Werkstein-Horizontes des Oberen Buntsandsteins sicher noch erheblich weiter nach Osten gereicht hat. Von den Grobsandsteinen und Geröll-Horizonten des mittleren Buntsandsteins wurden bislang keine Einschlüsse gefunden. Er dürfte demnach nur im Raum des Oberbettinger Grabens verbreitet gewesen sein und nicht sehr viel weiter über das heutige Verbreitungsgebiet hinaus nach Osten gereicht haben. Die vollständige Abtragung der Triassedimente im Raum des Arensberges ist sicher erst im jüngeren Quartär erfolgt, denn in den Tuffen der quartären „westeifeler“ Vulkane (z. B. Beuel bei Zilsdorf) findet man in diesem Raum noch, wenn auch sehr selten, Buntsandstein-Einschlüsse.

Eine ähnliche Verbreitung wie der Obere Buntsandstein dürfte auch der Muschel-sandstein des Unteren Muschelkalkes gehabt haben. Damit läßt sich zu den paläo-geographischen Betrachtungen SCHRÖDER's (1952) ergänzen, daß im Oberen Bunt-sandstein und Unteren Muschelkalk nicht nur eine Ausweitung des Beckens nach Westen, sondern auch nach Osten stattfand.

Nach Abschluß der Tuff-Förderung dringen basaltische Laven empor. Ein Basalt I füllt den Schlot und erstarrt in dicken Säulen; Gänge und Apophysen dringen in den Tuffmantel ein. Dieser Lavapropfen wird im weiteren Verlauf von einer zweiten Basalt-Generation in mehreren Schüben durchdrungen und überdeckt. Der Basalt II weist entsprechend einer wahrscheinlich längeren Abkühlungszeit und späterem Erstarren zahlreichere Einsprenglinge und eine grobkörnigere und vollständiger auskristallisierte Grundmasse auf. Das Empordringen im verstopften Schlot führt schließlich dazu, daß beim randlichen Aufsteigen der Lava von der Schlotwand Tuff- bzw. Nebengesteinspartien abgerissen und mit dem Basalt emporgebracht

³⁾ Den Oberen Buntsandstein im Raum des Oberbettinger Grabens gliederte MÜLLER (in MÜLLER & SCHRÖDER 1960 und 1966) in Anlehnung an das Saargebiet (MÜLLER 1954a und 1954b) in:

- so 1 Voltziensandstein (mit Werkstein)
- so 2 Zwischenschichten
violette Grenzzone VG 1
- sm Hauptkonglomerat
fleckig verfärbter, mittelkörniger Sandstein

Eingehendere stratigraphische und tektonische Untersuchungen dieser Trias-Ablagerungen werden z. Zt. vom Verfasser durchgeführt.

werden (vulkanische Breccie im Sinne BULLARD's 1963, S. 48). Sie werden überlagert von einem Basalt, der wieder grobsäulig und oft als Schlackenbasalt ausgebildet ist. Der gesamte Eruptionsablauf beginnt also mit einer Förderung von Tuffen, Block-Tuffen und schließlich Schlacken-Tuffen, nach einer Ausweitung des Förderkanals und genügender Entgasung dringen zum Abschluß in mehreren Schüben Basalte empor. Dieser Eruptionsmechanismus unterscheidet sich in keiner Weise von dem der quartären Vulkane. Das heutige Erscheinungsbild der tertiären Vulkanite ist wohl nur deshalb ein völlig anderes, weil das oberste Stockwerk bereits erodiert und meist nur die Basaltstiele erhalten sind. Deshalb kommt der Mehrzahl der tertiären Eruptivgesteinsvorkommen der Hoheifel eine röhren- oder schlotförmige Begrenzung zu. KOCH (1933, S. 70) prägt deshalb auch für die Hoheifel-Basalte den Begriff der „Schlot-Fazies“, die dadurch gekennzeichnet ist, daß nur die Schlotte und Zuführungsgänge der vulkanischen Durchbrüche erhalten sind und Reste von Deckenergüssen fast vollständig fehlen. Ein Aufdringen der vulkanischen Massen bis zur tertiären Landoberfläche bliebe daher sehr fragwürdig und unwahrscheinlich. Aber die von KOCH (1933, S. 69) geforderte ganz bedeutende Abtragung, falls diese Durchbrüche die tertiäre Landoberfläche erreicht haben sollten, läßt sich gerade am Beispiel des Arensberges beweisen. Die gesamte Überdeckung von ? Muschelkalk und Buntsandstein, die zwischen 30 und 50 Meter betragen haben dürfte, ist von der Tertiärzeit bis heute abgetragen worden.

Das wesentlich häufigere Auftreten von Basalten gegenüber Lockermassen bei den tertiären Vulkanen, ganz besonders auch die überaus zahlreichen kleinsten Basaltschlote und -gänge, beweisen keineswegs, daß es sich um überwiegend Lava-Vulkane (im Sinne RITTMANN's 1960, S. 128) handelte. Bei den quartären gemischten Vulkanen (im Sinne RITTMANN's 1960, S. 134) beobachtet man nämlich an größeren und tiefer reichenden Aufschlüssen recht häufig Basaltgänge. Diese dringen nicht nur in die Tuffe ein, auch im Grundgebirge sind Gänge und kleine Ergüsse häufiger als gemeinhin angenommen, weil sie vielfach unter den meist geringmächtigen, aber weit reichenden Tuff-Decken im Randgebiet der großen Vulkane verborgen oder noch nicht erkannt wurden. So konnten in neuerer Zeit durch den Verfasser im Raume Zilsdorf und Kerpen eine Vielzahl solcher kleinster Tuff- oder Basaltvorkommen beobachtet werden. In geringer Tiefe liegende Kraterfüllungen der quartären Vulkane sind ebenfalls in großer Anzahl bekannt. Denkt man sich diese „Westefel“-Vulkane durch Erosion auf ein tieferes Niveau abgetragen, so gleicht das Erscheinungsbild wahrscheinlich weitgehend dem der heutigen „Hoheifel“-Basalte.

Zusammenfassung

Der Arensberg bei Zilsdorf liegt am Westrand des Hauptverbreitungsgebietes der Hoheifel-Basalte. Die Tuffe und Basalte dieses Vulkanes drangen an einer nord-süd-verlaufenden, im Tertiär wiederaufgelebten Störung des variszischen Gebirges empor. An derselben Verwerfung stiegen während der variszischen Faltung schon Erzlösungen auf, im Quartär benutzten nochmals Vulkane diese Spalte als Aufstiegsweg.

Als wahrscheinlich geschlossener Mantel umgeben Aschen- bis Block-Tuffe das Basaltvorkommen. Sie enthalten neben unter- und mitteldevonischen Fragmenten große Blöcke von Buntsandstein. Die Basalte des Schlotzentrums drangen in zwei

Schüben empor, die Basalte der ersten Phase erstarrten grobsäulig, die der zweiten Phase dünnsäulig. Auch in den Basalten treten Einschlüsse sedimentärer und vulkanischer Herkunft auf. Die besonders zahlreichen Kalkfragmente konnten anhand von Fossilien bestimmten Schichtgliedern des Mitteldevons zugeordnet werden. Außerdem treten Sandsteine von Buntsandstein- und Muschelkalk-Alter auf.

Der Mineralbestand des Basaltes wird zu mehr als $\frac{3}{4}$ von einer dichten Grundmasse aus Klinopyroxen, Feldspat und Erz mit viel kryptokristalliner Mesostasis und Nephelin und zu etwa $\frac{1}{4}$ aus Einsprenglingen von Olivin und Klinopyroxen aufgebaut.

Die Eruption des Arensberg-Vulkanes begann mit einer sehr ruhigen und schwachen vulkanischen Tätigkeit, in deren Verlauf Tuffe gefördert wurden. Vom Kraterand brachen Buntsandstein- und ? Muschelkalk-Blöcke los und stürzten in den Förderkanal. Diese Trias-Einschlüsse in den Tuffen sind heute die einzigen Zeugen der ehemals erheblich weiteren Verbreitung von Oberem Buntsandstein und ? Muschelkalk. Aus dem Fehlen der konglomeratischen Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins kann geschlossen werden, daß dieser wahrscheinlich kaum über sein heutiges Verbreitungsgebiet im Oberbettinger Graben hinausgereicht hat. Nach Abschluß der Tuff-Förderung drangen in zwei Schüben basaltische Laven empor.

Der Eruptionsmechanismus unterscheidet sich damit nicht von dem der quartären Vulkane. Das heutige Erscheinungsbild der tertiären Vulkane ist nur deshalb ein völlig anderes, weil das oberste Stockwerk abgetragen und nur die Basaltstiele erhalten sind. Als Beweis für die geforderte, ganz bedeutende Abtragung kann der von der Tertiär-Zeit bis heute vollständig erodierte Obere Buntsandstein und ? Muschelkalk gelten, der wohl ehemals in diesem Gebiet eine Mächtigkeit von etwa 30 bis 50 Metern besaß. Das wesentlich häufigere Auftreten von Basalten gegenüber Lockermassen bei den tertiären Vulkanen und auch das Vorkommen kleinster Basaltschlote und -gänge bezeugen keineswegs von den quartären Vulkanen verschiedene Vulkantypen; vielmehr sind bei den „westeifeler“ Vulkanen diese kleinsten Gänge oder Ergüsse vielfach unter den Tuffen verborgen oder noch nicht erkannt worden. Bei einer entsprechenden Abtragung der quartären Vulkanbauten gliche deren Erscheinungsbild weitgehend dem der Hocheifel-Basalte.

LITERATURVERZEICHNIS

- Behr, M. (1819): Sur les volcans éteints de la Kyll supérieure. — Annales générales des sciences physiques; par Mm. BORY DE ST. VINCENT, DRAPIEZ et VAN MONS, Band 1, 3, S. 274—285; Brüssel (Imprimerie de Weissenbruch).
- Bullard, F. M. (1963): Volcanoes in history, in theory, in eruption. — 411 S., 71 Abb., 37 Taf.; University of Texas Press.
- Busz, K. (1885): Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vordereifel. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 42, S. 418—448; Bonn.
- von Dechen, H. (1861): Geognostische Beschreibung der Vulkanreihe der Vorder-Eifel. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 18, S. 1—190; Bonn.
- (1886): Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. Nebst einem Anhang über die vulkanischen Erscheinungen der Hohen Eifel. — 2. Aufl., VIII S., 323 S., 1 Kte. 1:80 000; Bonn (Cohen).
- Frechen, J. (1967): Der Magmatismus. — In: BRINKMANN, R. (Herausgeber): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. III, S. 1—170, 100 Abb., 25 Tab.; Stuttgart (Enke).
- Hopmann, P. M. & Knetsch, G. (1967): Die vulkanische Eifel. Eine Übersicht über die vulkanischen Bildungen im Gebiet des Laacher Sees, der Maare und der Hocheifel. — 140 S., 33 Abb., 15 Kten, 2 Taf. 3. Aufl. Bonn (Stollfuß).

- Fuchs, G. (1965): Geologie des Westteils der Hillesheimer Mulde (Mitteldevon, Eifel). — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 9, S. 323—448, 2 Abb., 4 Tab., 1 Kte.; Krefeld.
- Gutberlett, H. G. & Huckenholz, H. G. (1965): Mineralbestand und Chemismus der tertiären Analcimalkalitrachyte vom Selberg und der Grader Seife bei Quiddelbach in der Hocheifel. — N. Jb. Min. Mh. 1965, 1, S. 10—18, 4 Tab.; Stuttgart.
- Huckenholz, H. G. (1964): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel. I. Die Klinopyroxene der Alkaliolivinbasalt-Trachyt-Assoziation. — Beitr. Mineral. Petrographie 11, 2 (1964/65), S. 138—195, 21 Abb., 8 Tab.; Heidelberg.
- (1965): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel. II. Die Klinopyroxene der Basanitoiden. — Beitr. Mineral. Petrographie 11, 5 (1964/65), S. 415—448, 14 Abb., 11 Tab.; Heidelberg.
- (1966): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel. III. Die Klinopyroxene der Pikritbasalte (Ankaramite). — Beitr. Mineral. Petrographie 12 (1966), S. 73—95, 9 Abb., 6 Tab.; Heidelberg.
- Hussak, E. (1878): Die basaltischen Laven der Eifel. — Sitz.-Ber. kgl. Acad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., 77, I, S. 330—366; Wien.
- Keferstein, Ch. (1820): Geognostische Bemerkungen über die basaltischen Gebilde des westlichen Deutschlands; als Fortsetzung der Beiträge zur Geschichte und Kenntnis des Basaltes. — 207 S., Halle (Hendel & Sohn).
- Koch, L. (1933): Zur Charakteristik der tertiären Eruptivgesteinsvorkommen der Hocheifel. (Alte und neue Problemstellungen. Begehungsbericht.) — Centralbl. Mineral. Abt. A, S. 59—73; Stuttgart.
- Müller, E. M. (1954 a): Die Ausbildung und Mächtigkeit der Zwischenschichten im Saar-Lothringischen Raum. — Ann. Univ. Saraviensis, Naturwissenschaften-Science, III, 1/2, S. 68—74, 2 Taf., 1 Kte.; Saarbrücken.
- (1954 b): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. — Ann. Univ. Saraviensis, Naturwissenschaften-Sciences, III, 3, S. 176—201, 6 Abb., 6 Kten, 6 Taf.; Saarbrücken.
- (1966): Über stratigraphische Fragen im linksrheinischen Buntsandstein. — Z. deutsch. Geol. Ges. 115 (1963), S. 836—839; Hannover.
- Müller, E. M. & Schröder, E. (1960): Die Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 88, S. 246—265, 3 Abb.; Wiesbaden.
- Noeggerath, J. J. (Herausgeber) (1822—26): Das Gebirge in Rheinland-Westfalen nach mineralogischem und chemischem Bezüge. — Bd. 1—4; Bonn.
- Nose, C. W. (1790): Orographische Briefe über das Siebengebirge und die benachbarten zum Theil vulkanischen Gegenden beider Ufer des Niederrheins. — Bd. II, Westliche Rheinseite.
- Rahm, G. (1956): Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifelvulkane. — Decheniana, 109, S. 11—51, 15 Abb., 1 Tab., 2 Kten., 2 Taf.; Bonn.
- Rittmann, A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. — 2. Aufl., 336 S., 113 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Enke).
- Schröder, E. (1952): Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — Z. deutsch. Geol. Ges. 103 (1951), S. 209—215, 3 Abb.; Hannover.
- Scrope, P. G. (1826): VI. Beobachtungen über die vulkanischen Formationen am linken Rheinufer. In: Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt, mit Charten und Zeichnungen, welche einen geognostischen Atlas bilden. Herausgegeben von CH. KEFERSTEIN. — 4. Bd., S. 295—304; Weimar.
- Seiwert, J. (1891): Über einige basaltische Laven und Tuffe der Eifel. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 48, S. 91—116; Bonn.
- Steininger, J. (1819): Geognostische Studien am Mittelrhein. — 424 S.; Mainz (Florian Kupferberg).
- (1820): Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. — 180 S., 2 Taf.; Mainz (Florian Kupferberg).
- (1853): Geognostische Beschreibung der Eifel. — 143 S., 10 Taf., 1 Kte.; Trier (Lintz).
- Vogelsang, K. (1890): Beiträge zur Kenntnis der Trachyt- und Basaltgesteine der hohen Eifel. — Z. deutsch. Geol. Ges., 42, S. 1—57; Berlin.
- Wentworth, C. K. & Williams, H. (1932): The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — Bull. Nat. Res. Council., 89, S. 19—53, 10 Abb.; Washington.
- von Wolf, F. (1914): Der Vulkanismus. 1. Bd. — 711 S., 221 Abb., 1 Kte.; Stuttgart (Enke).

- van der Wyck, H. J. (1826): Übersicht der Rheinischen und Eifeler erloschenen Vulkane und der Erhebungsgebilde, welche damit in geognostischer Verbindung stehen, nebst Bemerkungen über den technischen Gebrauch ihrer Produkte. — 122 S.; Bonn (Eduard Weber).
- Zirkel, F. (1870): Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. — 208 S., 3 Taf.; Bonn (Adolf Marcus).

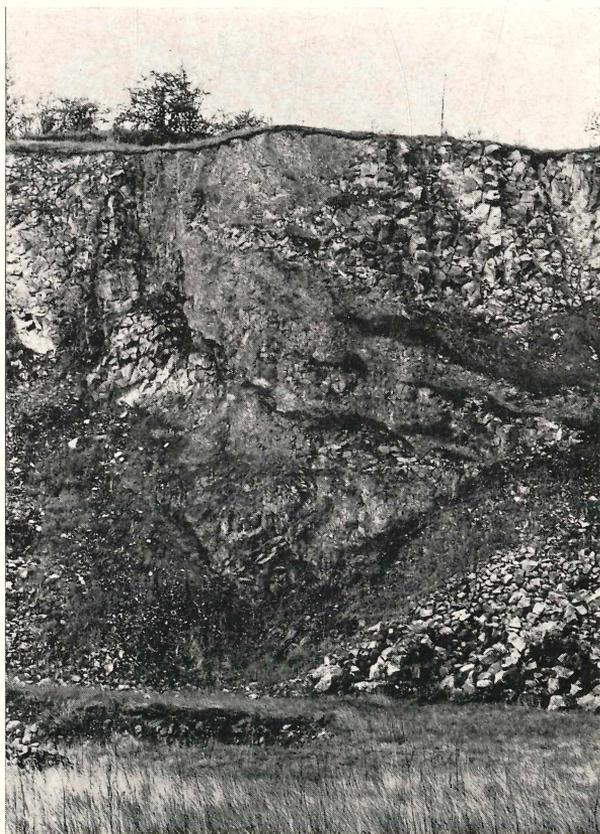
Anschrift des Verfassers: Dr. Günter Fuchs, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Heidelberg, 69 Heidelberg, Berliner Straße 17.

Tafel I

- Figur 1. Block-Tuffe am Einschnitt vor dem Tunnelmundloch; über dem Tunneleingang mehrere große Buntsandstein-Blöcke, an der Böschung auf der linken Seite des Bildes Basalt-Mantelgang.
- Figur 2. Ausschnitt der Westwand des Steinbruchs. Der Abbau hat hier den Tuffmantel des Schlotes erreicht; im rechten und linken oberen Teil des Bildes erkennt man plattig bis unregelmäßig grobsäulig abgesonderte Basalte, im mittleren Teil Tuffe mit Mantelgängen.



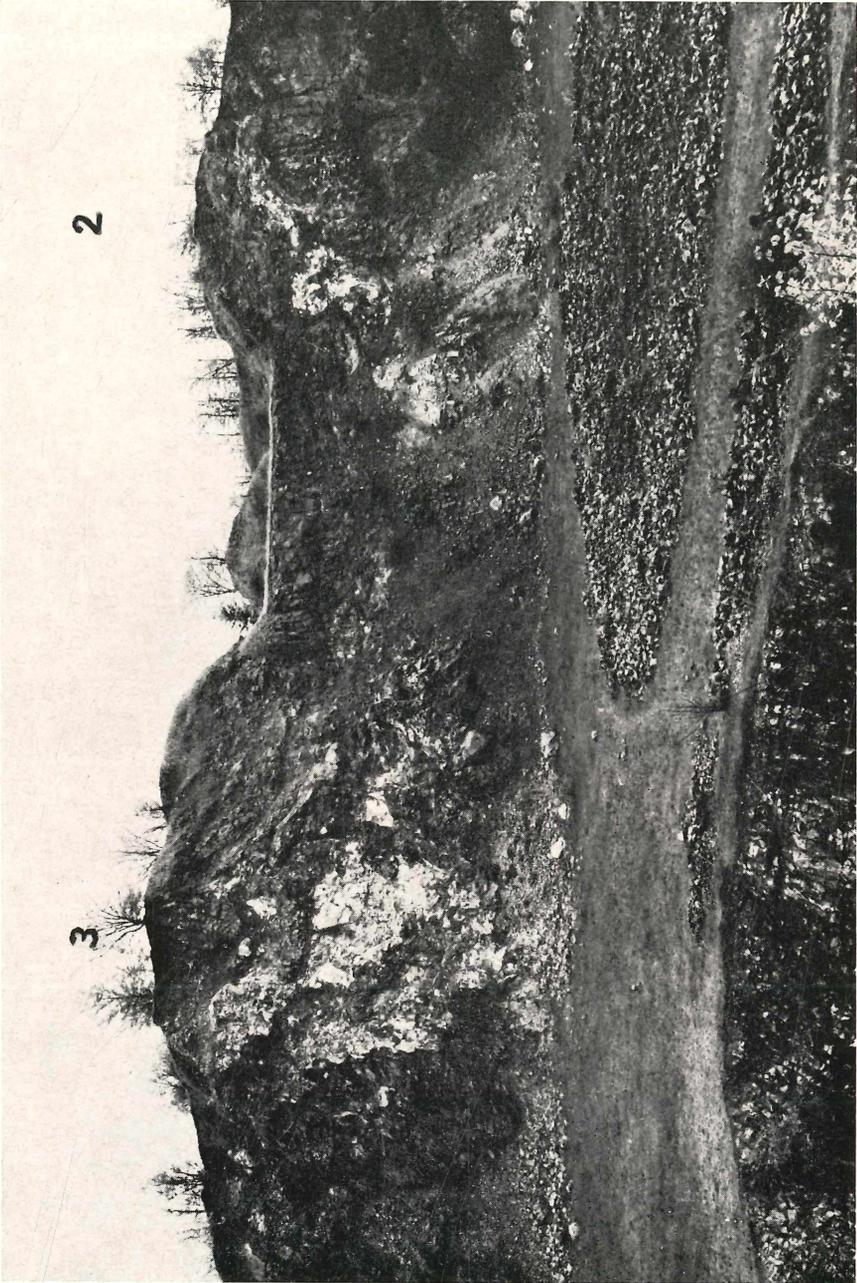
Figur 1.



Figur 2.

Tafel II

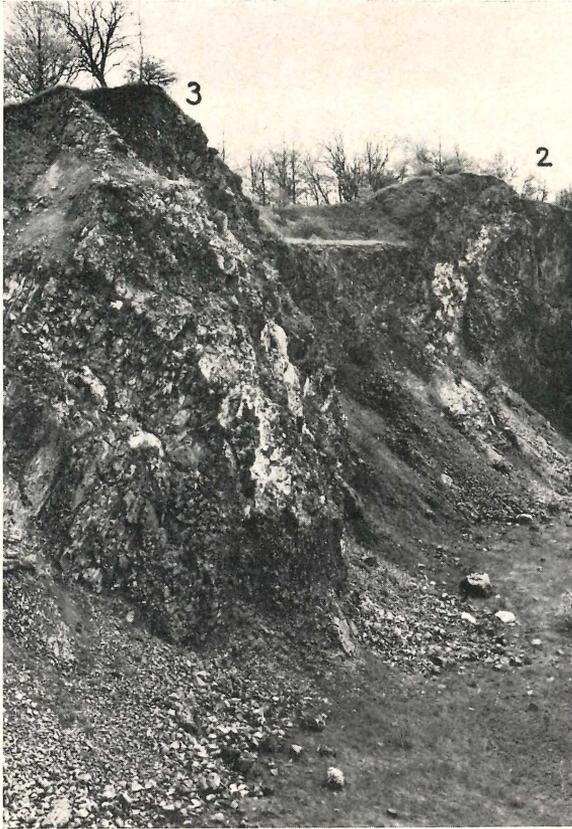
Figur 3. Blick von Westen auf die Einschlußmassen an der Ost- und Südost-Seite des Steinbruchs. Deutlich ist die unregelmäßige Begrenzung und das allmähliche Auskeilen der Kalkeinschlüsse nach Nordwesten (linker Bildrand) bzw. Südosten (rechter Bildrand) zu erkennen. Die Einschlüsse erscheinen auf der Südost-Seite (2) bandförmig und verfaltet, auf der Nordwest-Seite (3) als klumpenförmige Masse. Im mittleren Teil des Bildes (weitgehend verstürzt) werden die Einschlüsse von einem dicksäuligen Basalt überlagert, worauf eine alte obere Abbausohle lag.



Figur 3.

Tafel III

- Figur 4. Blick von Norden auf die Einschlußmassen an der Ost- und Südost-Seite des Steinbruchs; an der klumpenförmigen Masse (3) im Vordergrund erkennt man deutlich die äußerst unregelmäßige Begrenzung.
- Figur 5. Bandförmig verfaltete Einschlußmassen an der Südost-Wand des Steinbruchs. Deutlich treten von oben nach unten hervor: 5. Basalt, 4. helles Tuffband, 3. Basalt, 2. Block-Tuff mit zahlreichen hellen Kalk-Brocken, 1. Basalt. Am rechten unteren Rand des Bildes erkennt man die Meilerstellung der dünnen Basaltsäulen.



Figur 4.



Figur 5.

Tafel IV

- Figur 6. Grenzbereich Basalt/Breccien-Tuff. Ausschnitt aus Fig. 4 (3). Der plattig abgesonderte Basalt im linken Teil des Bildes ist erfüllt mit zahlreichen Drusen (besonders Zeolithe). Der Breccien-Tuff im rechten Bildteil grenzt äußerst unregelmäßig an den Basalt. Bildbreite etwa 3,5 m.
- Figur 7. Kontakt Basalt/Block-Tuff. Oben grobsäuliger Basalt, unten Block-Tuff mit eckigen Kalk-Brocken von zum Teil beträchtlicher Größe (z. B. am unteren Bildrand). Ausschnitt aus Fig. 5. Bildbreite etwa 1 m.



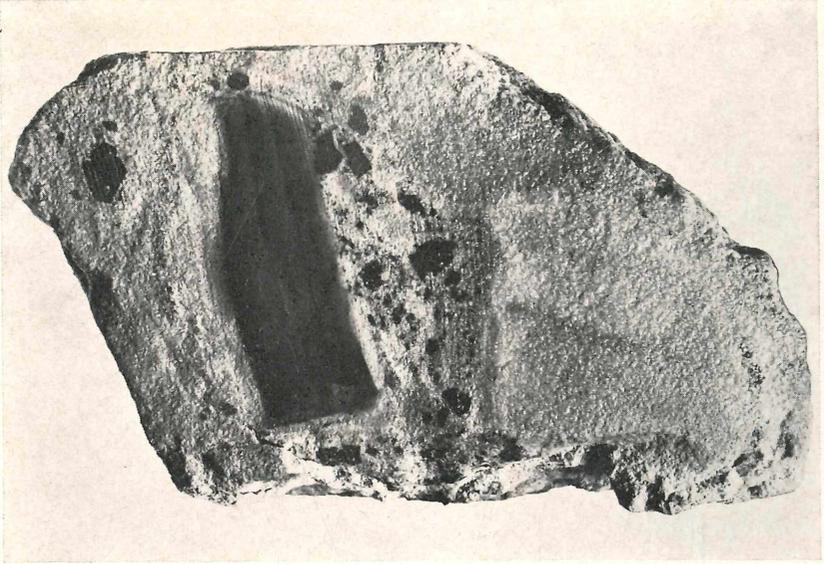
Figur 6.



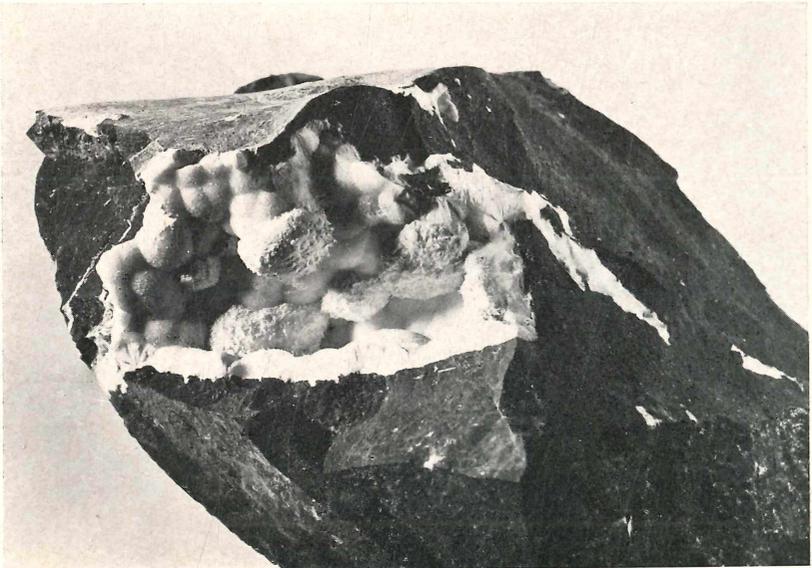
Figur 7.

Tafel V

- Figur 8. Sandsteinbrocken aus dem Einschluß im Basalt an der Südost-Wand des Steinbruchs (1). In dem völlig durchbewegten Gestein stecken Einschlüsse von zu Quarzit umgewandelten Sandsteinen (z. B. großes Bruchstück mit Schichtstrukturen in der Mitte) und Basaltbröckchen. Bildbreite 16 cm.
- Figur 9. Druse in Mandelbasalt nahe dem Kontakt zum Block-Tuff-Einschluß. Bildbreite 15 cm.



Figur 8.



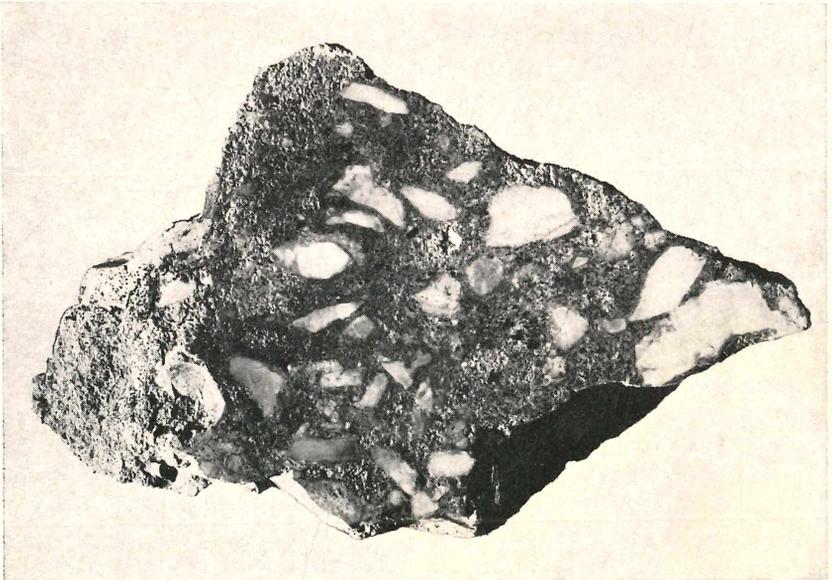
Figur 9.

Tafel VI

- Figur 10. Fest verbackener Block-Tuff mit stark gefritteten bzw. zu Kalksilikatfels umgewandelten Kalk-Brocken; in den Kalk-Brocken in der Mitte und am rechten oberen Rand des Stückes kann man deutlich noch Korallenstrukturen erkennen. Die meist kleinen, mittel- bis dunkelgrau erscheinenden Bruchstücke sind vollständig umgewandelte, dunkelgrün verfärbte Kalksteine. Bildbreite 16 cm.
- Figur 11. Wenig verfestigter Tuff mit zahlreichen kleineren Kalkeinschlüssen und zum Teil bis 2 mm großen Klinopyroxen-Einsprenglingen. Bildbreite 12 cm.



Figur 10.



Figur 11.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1969

Band/Volume: [122](#)

Autor(en)/Author(s): Fuchs Günter

Artikel/Article: [Zum Eruptionsmechanismus der tertiären Hocheifel-Basalte: Der Arensberg*\) bei Zilsdorf 129-145](#)