

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Zur Geologie der Vulkangruppe von Birresborn/Eifel - mit 2 Tafeln (4
Abbildungen) und 2 Karten

Rahm, Gilbert

1963

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-204964](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-204964)

Zur Geologie der Vulkangruppe von Birresborn/Eifel

Von Gilbert Rahm, Freiburg i. Br.

Mit 2 Tafeln (4 Abbildungen) und 2 Karten

(Manuskript eingereicht am 11. 1. 1962)

Der Westeifeler Vulkanzone von Bad Bertrich bis Ormont liegt etwa 12 km südwestlich vorgelagert eine Vulkanlinie, die von Minderlittgen über den Mosenberg bei Manderscheid und Birresborn bis nach Neuenstein am Rande der Schneifel reicht. Sie wird durch viele Mineralquellen und Mofetten markiert, ihre beiden Hauptgebiete sind der Mosenberg mit dem Meerfelder Maar und die Vulkangruppe von Birresborn. Beide Gebiete sind von erstklassiger Bedeutung in landschaftlicher, wirtschaftlicher und wissenschaftlicher Hinsicht. Während den Geologen im Mosenberg-Gebiet die Maare und der Kratersee und mächtige Anhäufungen von vulkanischen Lockermassen besonders zum Studium reizen, hat die Vulkangruppe von Birresborn die größten Mengen an Basaltlava in der gesamten Eifel geliefert.

Die Geländearbeiten zu dieser Studie führte ich im Sommer 1960 im Dienste des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz durch. Dem Leiter dieses Amtes, Herrn Oberlandesgeologen Dr. W. SCHOTTLER, danke ich vielmals für die ständige Unterstützung meiner Anliegen und für die Erlaubnis, die Ergebnisse zu veröffentlichen. Herr Landesgeologe Dr. H. GÖTZ vom gleichen Amte hat die Dünnschliffe der verschiedenen Laven hergestellt, durchgesehen und die Gesteine bestimmt; ihm sei an dieser Stelle herzlich dafür gedankt. Handstücke und Dünnschliffe werden im Geol. Landesamt in Mainz aufbewahrt. Ferner danke ich Herrn Dr. H. SCHMIDLIN, Hannover, für die Freundlichkeit, mir seine geophysikalische Karte dieses Gebietes zu überlassen und die Erlaubnis, diese Karte bei dieser Studie mit zu veröffentlichen. Nicht zuletzt gilt mein Dank meinen stets hilfsbereiten Eltern in Gerolstein.

Der Kalem

(Kalemberg [Kollem] bei v. DECHEN 1886, S. 195—198; GREBE 1886, S. 166—168; FRECHEN 1959, S. 107)

Der bedeutendste Vulkan der Birresborner Vulkangruppe ist der Kalem nördlich des Dorfes Birresborn. Betrachtet man ihn von Norden oder Süden her, so erkennt man ihn als eine von Osten, vom steilen Abfall zum Tale der Kyll, von 450 m Höhe nach Westen etwa 1,2 km weit ansteigende Platte, die im Gipfel des Kalem in 509 m Höhe endet. Der westliche und südwestliche Abfall vom Gipfel ist dagegen sehr plötzlich und unvermittelt, er hat bereits nach 400—500 m die Talsohle des

Schlimbaches in rund 400 m Höhe erreicht. Auch der Abfall nach Osten und Südosten in das Kylltal erfolgt vom Rande der Platte aus unvermittelt bis auf 340 m.

Eine nähere Betrachtung zeigt natürlich eine viel mehr ins Einzelne gehende Aufgliederung der Morphologie dieses Vulkanes, die aus seiner Entstehungsgeschichte verständlich wird. Sie ist in groben Zügen seit langem bekannt und beschrieben worden. Die heute noch unverändert anstehenden vulkanischen Gesteine in der engeren Umgebung des Gipfelbereiches des Kalem, also des eigentlichen Vulkanes, beginnen erst in 460–470 m Höhe. Der Vulkan ist der alten tertiären Abtragungs- und Einebnungsfläche aufgesetzt. Hier treten, wie im gesamten Gebiet der Birresborner Vulkangruppe, Gesteine des Unterdevons, Sandsteine und Tonschiefer zutage.

Auf dieser Penepplain wurde zunächst, wie das bei allen Vulkanen im ersten Stadium geschah, durch mächtige Gasdurchbrüche ein Aschenvulkan geschaffen. Langsam stieg danach im Schlot die Lava hoch und erfüllte den nun schon etwa 50 m über der alten Oberfläche liegenden Krater in den vulkanischen Aschen. Der Aschen- und Schweißschlackenwall um den Krater vermochte bald die großen Mengen schwerer magmatischer Flüssigkeit nicht mehr zu halten und brach auseinander. Dieser Durchbruch erfolgte entsprechend dem natürlichen Gefälle der alten Oberfläche, nämlich nach Osten zum damals noch rund 390 m hoch gelegenen Flußbett der Kyll. Nach Westen zu blieb dadurch die Kraterumwallung erhalten und verursachte den heute noch vorhandenen steilen Abfall. Nach Osten ergoß sich die nun frei ausfließende Lava auf die alte Verebnungsfläche und gelangte schließlich in das Tal der ehemaligen Kyll.

Einer Reihe von Zufällen ist es nun zu verdanken, daß der Lavastrom nicht weiter das Tal abwärts floß. Einen Teil der Kraterumwallung schob die Lava wohl an ihrer Stirn vor sich her, dazu wurden noch immer mehr vorher abgelagerte Tuffe aufgenommen und fortgeschoben. In der Stirn des voranrückenden Lavastromes entstand dadurch eine Mischung von Lava, Aschen und Schlacken, die verhältnismäßig schnell abkühlte. Vielleicht hat auch das Wasser im alten Kyllbett eine letzte schnelle Erstarrung der Spitze des Lavastromes erwirkt. Jedenfalls versperrten die starren vordersten Teile der ständig und in großer Menge nachdrängenden Lava den talabwärtigen Abfluß nach Süden (Abb. 1). Es entstand hinter dieser Sperre ein Magma-Stausee von beträchtlicher Ausdehnung, der talaufwärts etwa 3 km weit bis kurz vor Lissingen reichte. Nach den heute bekannten Aufschlüssen kann man damit rechnen, daß mindestens 4 1/2 Millionen Kubikmeter Lava ausgeflossen sind.

Bei der Lava des Kalem handelt es sich um einen Olivin-Melilith-Nephelinit. In ihm tritt Olivin als Einsprengling in meist idiomorpher Form und völlig frisch auf. Hauptgemengteil ist mit weit über 50 Vol. % ein aegirin-haltiger Augit. Biotit tritt nur untergeordnet auf. Als wesentlicher Bestandteil kommt Melilith hinzu, zu dem Perowskit als Begleiter hinzukommt. Von den Foiden überwiegt der Nephelin den Leuzit deutlich. In den xenomorphen Foiden der Restkristallisation sind zahlreiche lange, dünne, strahlsteinartige Nadeln eingeschlossen, die ein Hornblendesasbest sein könnten. Magnetit ist ziemlich gleichmäßig verteilt. Zeolithe und Kalzit treten in Adern und Nestern sekundär auf. Der Nephelin ist stellenweise in Hydro-nephelinit umgewandelt.

Mit dem großen Lava-Ausfluß ist die Tätigkeit des Vulkans Kalem zunächst beendet. Aber es finden noch einige recht interessante Vorgänge innerhalb des großen, nun langsam erkaltenden und erstarrenden Lavasees statt. Die große Tiefe dieses

Stausees (die Lava ist heute in etwa 40 m Höhe aufgeschlossen) ließ die Möglichkeit zu, aus dem Magma heraus sekundär nochmals zu entgasen. Es bildeten sich kleine Gasherde, die an mehreren Stellen spontan die oberste, schon feste Basalt- und Schlackenkruste durchbrachen und auch einige Basaltblöcke aus dieser Kruste herausrissen. So entstanden mindestens 6 „Hornitos“, kleine Basalt-Kegel auf der Oberfläche des Lava-Sees. Eine andere Ansicht besagt allerdings, daß jüngere Eruptionen den gesamten Basalt durchschlagen haben sollen (FRECHEN 1959, S. 107). Leider existiert kein Aufschluß, der uns genaueres erkennen lassen könnte, doch scheinen vor allem die Mengen vulkanischer Asche, die bei einem neuen Durchbruch von unten her gefördert sein müßten, viel zu gering zu sein.

Die hier beigegebene Z-Isanomalienkarte von H. SCHMIDLIN (s. Karte 2) zeigt bei den Schlacken und Basalten in der Nähe des Kraters am Gipfel des Kalem eine starke magnetische Zunahme, ebenso aber auch auf der Oberfläche des Lava-Stausees. Es sind dies die Stellen, die als Hornitos zu deuten wären.

Die Erhaltung des im ehemaligen Kyllbett liegenden mächtigen Lava-Stausees erfolgte offenbar ziemlich langsam. Dadurch entstanden in der Ausbildung der Basaltsäulen Besonderheiten, die der Beachtung wert sind. Durch die Anordnung der Säulen erfolgt eine vertikale Dreiteilung des gesamten Lavakörpers. Im unteren Teil stehen etwa 15 bis 18 m hohe, bis zu 1 m Durchmesser dicke Säulen vollkommen saiger (Abb. 2). Lediglich in unmittelbarer Nähe der Auflagerungsfläche beobachtet man da, wo diese nicht eben ist, auch etwas schräge Säulenstellungen. Über den dicken unteren Säulen folgt eine mittlere, bis zu 15 m mächtige Partie mit dünnen Säulchen von 20 bis 40 cm Durchmesser (Abb. 3). Diese Säulchen stehen nicht saiger, sondern sie biegen aus der senkrechten Stellung aus und bilden Fächer, Rosetten oder sind sonst unregelmäßig angeordnet. Im obersten Teil findet man wiederum senkrechte, mindestens 1 m dicke Säulen von 2 bis 5 m Höhe.

Die Grenzen zwischen diesen drei Bereichen erscheinen im Aufschluß meistens sehr scharf, so daß schon oft die Meinung vertreten wurde, es seien hier 3 Lavaströme übereingeflossen. Das ist jedoch nicht der Fall, denn bei genauerer Betrachtung kann man an mehreren Stellen beobachten, wie in der Nähe der Grenzgebiete die groben senkrechten Säulen zu der jeweiligen Lage der feinen Säulen hin abbiegen und schon eine „feinere fiederständige Quersäulung“ (FRECHEN 1959, S. 107) andeuten. Es sind also zweifellos Übergänge sowohl von den unteren, als auch von den oberen groben senkrechten Säulen zu dem mittleren, feinen und scheinbar wirren Säulenbereich vorhanden, die die Einheit des gesamten Komplexes beweisen (Abb. 4).

Über das Problem der Säulenstellung im allgemeinen soll in einer späteren Studie einmal berichtet werden.

Einige Zeit, nachdem die Lava des Kalem-Vulkans ausgeflossen und erkaltet war, erfolgte nochmals ein Nachschub des Magmas. Aber der Hauptförderschlot war verstopft, so daß ein seitlicher Ausweg gesucht werden mußte. Am Südhang des Kalem ergoß sich dadurch ein kurzer Lavastrom in das alte Fischbachtal, das dort auch gerade eine Höhe von etwa 390 m hatte. Sehr viel Zeit kann zwischen dem Hauptlavaerguß und dieser kurzen Nachphase nicht verstrichen sein, denn die Niveaus der alten Talterrassen der Kyll und des Fischbaches entsprechen sich ungefähr.

Diesen Lavastrom vom „Leienhäuschen“, wie die Lokalität heißt, hat GREBE (1886, S. 167) einem andern Vulkan, nämlich dem noch zu beschreibenden Fisch-

bach-Vulkan oder dem „Schlackenkopf auf der Huck“, wie GREBE ihn nannte, zugeordnet. Als Begründung schreibt er (1886, S. 167): „... aber es ist mir gelungen nachzuweisen, daß der Lavastrom vom Leienhäuschen in gar keinem Zusammenhang mit dem Kalem steht, es treten zwischen beiden Punkten Devonschichten hervor.“

Diese Begründung wird dann hinfällig, wenn man den Strom des Leienhäuschen als Nachphase zum Kalem auffaßt, bei der die Lava einen seitlichen Ausweg fand, weil der Hauptschlot verstopft war. Auch die petrographische Beschaffenheit des Basaltes spricht eindeutig für eine Zugehörigkeit zum Kalem. Die Lava des Leienhäuschen ist ebenso wie die des Kalem ein Olivin-Melilith-Nephelinit. Auch hier überwiegt der Nephelin den Leuzit deutlich, während in allen übrigen Proben Leuzit wesentlich stärker vertreten ist, so daß diese auch als Olivin-Leuzit-Nephelinite zu bezeichnen sind.

Auch die Z-Isanomalienkarte von H. SCHMIDLIN zeigt deutlich eine Verbindung des Leienhäuschen mit dem Kalem auf durch eine Brücke der Magnetfeld-Verstärkung, die man wohl als eine Fortführung des Basaltes vom Leienhäuschen unter die Devonschichten in Richtung Kalem deuten muß.

Die Tatsache, daß die Lavamassen des Kalem auf eine Flußterrasse ausgelaufen sind, gibt uns die Möglichkeit, über das Alter dieses Vulkanes etwas genaueres zu sagen. Man rechnet ihn zu den ältesten Vulkanen der Westeifel (FRECHEN 1959, S. 54), denn seine Lavamassen liegen auf der Hauptterrasse der Kyll (ZEPP 1933, S. 49/50). Die Entstehungszeit liegt also nach der Ausbildung der oberen Hauptterrasse, aber vor der Ausbildung der unteren Mittelterrasse (ZEPP 1933, S. 50), denn darin findet man bereits Basaltgerölle. Heute hat sich das Kylltal bereits 50 m unter den Basalt eingeschnitten.

Entsprechend dem hohen Alter des Kalem-Vulkans ist die Zerstörung seiner ursprünglichen Form schon weit fortgeschritten. Auf dem Gipfel des Berges ist die alte Kraterform in einem hufeisenförmigen, nach Osten offenen Ring von Schweißschlacken und Basalt noch undeutlich erhalten.

Auf der südwestlichen Seite in der Nähe des Gipfels befindet sich ein Aufschluß in ziemlich groben Lapilli- und Schlackentuffen, in denen man nicht selten größere Biotittafeln finden kann. Diese Tuffe sind etwas undeutlich geschichtet, sie fallen mit etwa 8° kraterwärts in Richtung 100° ein. Hier befindet man sich also noch im inneren Bereich des alten Kraters.

An der Nordseite des Kalem-Gipfels ist ein weiterer, recht großer Aufschluß in schlackenreichen, porösen Lapilli, der wohl in unmittelbarer Nähe des ehemaligen Kraterandes liegt. Man erkennt nämlich ein deutliches Umbiegen der geschichteten Tuffe aus einem kraterwärtigen Fallen (Richtung SSW, etwa 220°) in die Nordostrichtung (50°). Das stärkste Fallen in beiden Richtungen beträgt etwa 14° , dazwischen ist das Fallen flacher bis horizontal. Am oberen Rand des Aufschlusses erscheint bereits der Basalt in rund 2 m Mächtigkeit, der zur Kraterfüllung gehören muß.

Kleine Kuppen auf dem vom Gipfel nach Osten abfallenden Plateau, die alle von Sträuchern bewachsen sind, sind die alten Basalt- und Schlackenkuppen der Hornitos.

Die Kyll, der Hauptfluß in diesem Gebiet, fand plötzlich ihren Lauf auf gut 3 km durch die Lava versperrt. Sicher ist sie zunächst, weiter oberhalb zu einem See aufgestaut, über den Basalt abgeflossen, denn schon GREBE (1886, S. 168) fand auf der Oberfläche dieser Lava „eine Lehmbedeckung mit vereinzelt Geschieben“. Doch

bald schon muß die Kyll die östliche Begrenzung des Basaltes am Rande des alten Tales gefunden haben. Sie verlegte ihren Lauf nach Osten und schnitt sich neben dem Basalt in den weicheren Tonschiefern und Sandsteinen des Unterdevons tief ein. Heute liegt das Talbett 80 bis 100 m unter der Basaltoberkante. Sobald das Niveau des neuen Tales unter dem Basalt, also etwa in Höhe des alten Tales lag und darunter gelangt war, wurden die Basaltsäulen unterschritten, sie kippten um und wurden vom Fluß abtransportiert. Die heutige Begrenzung des Basaltes nach Osten ist also keineswegs mehr die ursprüngliche, sie kann bis zu 100 m nach Westen verlegt sein, denn auf dem westlichen Hang des Kylltales liegt heute eine mächtige Blockhalde, die von der schon lange andauernden Erosion zeugt. Auf der Ostseite des Kylltales findet man dagegen praktisch keinen Basaltblock.

Entsprechend der kräftigen und tiefen Erosion des Hauptflusses mußten auch die Nebenbäche ihr Bett tiefer legen. Fischbach und Schlimbach im Süden und Südwesten des Kalem konnten dies leicht, weil sie ebenfalls neben den harten vulkanischen Gesteinen Platz genug in den weicheren unterdevonischen Schichten fanden.

Das Tal des Hundsbaches aber, 2 km nördlich Birresborn, wurde in seinem Unterlauf vollständig von der Lava ausgefüllt und durch die im Kylltal noch weiter aufwärts hochgestauten Massen verriegelt. Der westlich des Basaltes entspringende Hundsbach mußte, um den Hauptfluß Kyll im Osten des Basaltes wieder zu erreichen, diesen durchbrechen. Er hat dies getan und die hier etwa 30 m mächtige Basaltplatte durchsägt und sich noch bis 20 m in das liegende Unterdevon eingeschnitten. Dies ist wohl ebenfalls ein Zeichen für das hohe Alter des Kalem. Die Durchbruchsschlucht ist von einmaliger Schönheit und Wildheit. Durch die Tiefe der Schlucht, die Feuchtigkeit und Kühle darin, herrschen besondere Bedingungen für die Pflanzenwelt, so daß hier besonders seltene Exemplare sich gehalten haben. Heute ist die Schlucht des Hundsbaches ein besonders wertvolles Naturschutzgebiet.

Der noch anstehende Basalt des einstigen mächtigen Lava-Stausees wird heute, hoch am Hang des Kylltales, in 2 Steinbrüchen abgebaut. Der eine Steinbruch liegt etwa 1,5 km südlich Lissingen, der zweite und größere unmittelbar über der Lindenquelle 2 km nordöstlich Birresborn. In beiden Brüchen sind die Aufschlußverhältnisse ähnlich. Früher wurde der Basalt auch noch in kleineren Brüchen am Nordende bei Lissingen und an seiner Südostseite gewonnen. In dem größten Aufschluß über der Lindenquelle wird der rund 40 m mächtige Basaltkomplex in 2 Sohlen abgebaut. Hier findet man auch vereinzelt, vor allem im unteren Bereich des Basaltes, bis faustgroße grüne Glasmassen, die von eingeschmolzenen devonischen Quarziten stammen (FRECHEN 1959, S. 107). Auch Reste des kaum veränderten Quarzites selbst lassen sich mitunter noch erkennen.

In der unteren Abbausohle ist an verschiedenen Stellen auch die Unterlage des Basaltes aufgeschlossen. Sie ist nicht eben, sondern unregelmäßig gewellt und besteht aus Tuffen und aus Schottern der Kyllhauptterrasse (Quarzite, Kalke und Buntsandsteinkonglomerate). Die Unregelmäßigkeit der Auflagerungsfläche wird teilweise dadurch bewirkt, daß die ausfließende Lava die lockeren Tuffmassen vor sich hergeschoben hat, bis der Berg zu groß wurde, liegen blieb, und von der Lava überflossen wurde.

Das heutige Bild des Kalem ist das eines halbzerstörten Vulkans. Aber sein Aufbau ist nicht besonders kompliziert, so daß trotzdem seine Entstehungsgeschichte aus den Aufschlüssen und etwas verwaschenen Formen abgelesen werden kann.

Der Fischbach-Vulkan

(Schlackenkopf „auf der Huck“ bei v. DECHEN 1886, S. 198, GREBE 1886, S. 167, FRECHEN 1959, S. 107)

Schaut man vom Kalem nach Südwesten, so erkennt man auf der Südseite des Fischbachtals trotz der Bewaldung eine deutliche Steilkante, die 500 m westlich Birresborn in 415 m Höhe beginnt. Sie zieht von dort etwa 1,2 km weit nach Westen bis auf 480 m Höhe. Im weiteren Verlauf biegt sie immer mehr in die Südwest-, West- und schließlich in die Südostrichtung um, behält aber ihre Höhe von rund 480 m auf etwa 1000 m bei. Etwa in der Mitte, 1,7 km westlich Birresborn und 1 km ostnordöstlich Kopp erkennt man über der Steilkante eine unbedeutende Erhebung, die gerade 500 m erreicht.

Südlich dieser Steilkante steigt das Gelände ziemlich gleichmäßig an bis zu dem 548,4 m hohen Bundsandsteingipfel des Dax-Berges in gerade 1 km Entfernung.

Von dem Fischbach-Vulkan ist also zunächst nichts besonderes zu sehen. Dies wird jedoch verständlich, wenn man seine Entstehungsgeschichte verfolgt. Er entstand, wie der Kalem ebenfalls in altquartärer Zeit, in dem alten Flußbett des Fischbaches. Der Kalem entstand auf der hohen tertiären Verebnungsfläche, und nur seine Lava floß in das alte Kylltal. Der Fischbach-Vulkan dagegen entstand direkt in dem alten Tal. In der Nähe des Eruptionpunktes ragt deshalb nur eine unbedeutende Höhe über die Verebnungsfläche hinaus.

Trotzdem haben wir einen imponierenden Vulkan vor uns! Dort, wo auf der Karte (Meßtischblatt Mürtenbach 5805) die Eishöhlen eingetragen sind, liegt eines der größten Vorkommen von Schweißschlacken in der gesamten Eifel.

Nach kurzen Gaseruptionen, die vulkanische Aschen in nicht allzu großem Umfang förderten und in der näheren Umgebung ablagerten, muß hier sehr bald schon das Magma an die Erdoberfläche ausgetreten sein. Da der Eruptionspunkt direkt im Tal lag, brauchte die Lava nur talab auszufließen. Dadurch blieb der Schlot frei von größerer Überdeckung der Lava, es konnten ständig neue Gaseruptionen hindurchdringen, die die Lava an der Ausflußstelle aufkochen ließen. So entstand im Laufe der Zeit die außergewöhnlich große Masse der Schweißschlacken. Der Lavastrom floß etwa 1,2 km weit talab in Richtung Osten, bis seine Kraft erschöpft war.

Kurze Zeit nach diesem Lavaerguß erfolgte ein zweiter Nachschub des Magmas, der aber die vorherige Lava und vor allem die ersten Schweißschlacken über dem Schlot schon erstarrt vorfand. So wurden zunächst andere Wege gesucht. Vermutlich verdankt das kleine Basaltvorkommen 500 m südöstlich des Gipfels am Hang des kleinen Seitentälchens diesem Umstand seine Entstehung. Doch bald fand das Magma einen Weg an den kurz vorher entstandenen Schweißschlacken vorbei und konnte wiederum im alten Tal austreten. Das Tal unterhalb des Eruptionpunktes war aber inzwischen von erkalteter Lava erfüllt, so daß der Nachschub aufgestaut wurde und das Tal noch 1 km weit aufwärts ausfüllte.

Im Dorfe Kopp liegt, gerade gegenüber dem Fischbach-Vulkan, noch ein kleines Basaltvorkommen in etwa gleicher Höhe. Ganz offenbar handelt es sich um einen Lavaaustritt an Ort und Stelle direkt aus dem Unterdevon und es besteht kein direkter oberirdischer Zusammenhang mit dem oberen Lavastrom des Fischbach-Vulkanes (GREBE 1886, S. 167), ähnlich, wie es bei dem kurzen Lavastrom des Leienhäuschen bereits beschrieben wurde. Wieweit die inneren Zusammenhänge

zum Fischbach-Vulkan vorhanden sind, ist schwer zu erkennen. Der kleine Ausfluß kann gleichzeitig mit dem Vorkommen 500 m südöstlich des Gipfels entstanden sein, er könnte aber auch, allerdings unwahrscheinlicher, eine dritte Phase, einen nochmaligen Lava-Nachschub bedeuten.

Insgesamt werden am Fischbach-Vulkan mindestens 1 Million Kubikmeter Lava gefördert worden sein.

Oft ist, wie bereits beschrieben, vermutet worden, daß der Basalt des Leienhäuschen zum Fischbach-Vulkan gehöre. Die Lage der Basalt-Unterkanten, 410 und 390 m, ließe diese Vorstellung zu. Die Gründe petrographischer und geophysikalischer Art, die dagegen sprechen, wurden bereits genannt. Es gibt auch noch einige morphologische Gründe, die dagegen sprechen: Der Fischbach hat sich nachträglich nördlich der Lavaströme weiter eingeschnitten, er hätte sicher auch das Leienhäuschen, wenn es das Ende des unteren Lavastromes des Fischbach-Vulkans wäre, umflossen. Wenn er ihn doch durchbrochen hätte, dann wäre das Tal heute sicher nicht so breit, sondern vielmehr eine Durchbruchsschlucht ähnlich dem Hundsbach.

Die beiden Lavaströme des Fischbach-Vulkans und die Lava von Kopp bestehen aus einem Olivin-Leuzit-Nephelinit. Demnach gehört die Lava von Kopp zumindest im inneren Zusammenhang zum Fischbach-Vulkan. In allen Proben ist neben einem aegirin-haltigen Augit als Hauptgemengteil Olivin als Einsprengling vorhanden. In dem unteren Lavastrom nach Osten und in der Lava von Kopp kommen die Olivin-Einsprenglinge an Größe sogar den Augit-Einsprenglingen gleich. Melilith scheint im westlichen Lavastrom und bei Kopp ganz zu fehlen, der Perowskit fehlt im östlichen Lavastrom und bei Kopp, während er im westlichen Strom vereinzelt vorhanden ist. Leuzit und Nephelin sind im westlichen Lavastrom und bei Kopp etwa gleich stark vorhanden, im östlichen Lavastrom überwiegt etwas der Nephelin. Im östlichen Lavastrom tritt noch, wie beim Kalem, ein vermutlicher Hornblendeasbest in zahlreichen langen, dünnen Nadeln auf. Magnetit ist gleichmäßig verteilt überall vorhanden.

Die Z-Isanomalienkarte von H. SCHMIDLIN gibt leider keine nähere Auskunft zur Frage der Herkunft der Lava von Kopp.

Die hohe Lage des Basalkörpers über dem heutigen Fischbachtal (rund 60 m), und die mächtigen Basalt-Blockhalden zeigen das hohe, altquartäre Alter (FRECHEN 1959, S. 54) des Vulkanes deutlich an. Auch hier hat ein Seitentälchen 500 m östlich des Gipfels den Basalt gerade durchtäuft. Die Tuffe sind auf der südlichen Hochfläche bis auf unbedeutende Reste verschwunden. Dafür ist typisch, daß es an diesem Vulkan keinen einzigen Aufschluß in Tuffen gibt. Wieweit noch Tuffe unter dem Basalt vorhanden sind, ist mangels Aufschlüssen nicht zu erkennen.

Das Ende des Lavastromes in der Nähe des heutigen Kylltales liegt mit seiner Unterkante bei etwa 410 m. Die Unterkante des Basaltes vom Kalem bei 390 m. Die Zahlen sind nicht direkt vergleichbar, weil der Basalt des Kalem im Haupttal, der des Fischbaches in einem Nebental liegt. Doch ist für die nur kurze Entfernung in das Nebental hinein der Höhenunterschied etwas zu groß. Daraus ist zu entnehmen, daß der Fischbach-Vulkan noch etwas älter als der Kalem sein muß. ZEPP (1933, S. 49/50) gibt allerdings dafür ein jüngerer Alter, nämlich „jünger als die untere Stufe der Hauptterrasse“ an; er geht aber von der falschen Voraussetzung aus, daß das Leienhäuschen das Ende der Lava von Kopp sei.

Die Länge der seit der Entstehung des Vulkanes vergangenen Zeit hat es möglich gemacht, daß die lockeren Tuffe bis auf geringe Reste erodiert wurden. Auch der Basalt ist an seiner Nordseite erheblich reduziert worden, wie die mächtigen Blockhalden anzeigen. Der Mensch hat diesen Basalt bisher noch wenig abgebaut. Nur ein größerer Steinbruch ist im östlichen Lavastrom am Rande des erwähnten Seitentälchens vorhanden. Hier ist der Basalt in 10 bis 12 m hohen, ziemlich dicken und unförmigen Säulen aufgeschlossen.

Viel größer sind die Veränderungen im Bereich der Schweißschlacken, die vorwiegend vom Menschen vorgenommen wurden. Wie an vielen Stellen in der Westeifel, so hat man auch hier bis vor knapp 100 Jahren nur die Schweißschlacken abgebaut, die man mit den noch verhältnismäßig primitiven Mitteln behauen konnte. So entstanden große, heute vom Wald verdeckte Aufschlüsse von mehr als 20 m Höhe.

Besondere Beachtung verdienen gerade am Fischbach-Vulkan die *Eishöhlen*. Hier wurden bergmännisch, also in Stollen, Mühlsteine für Papier- und Lohmühlen gewonnen, wie es auch an vielen anderen Vulkanen geschah (z. B. Rother Kopf, Mühlenberg bei Hohenfels, Erresberg usw.). Drei Stollen gehen heute noch bis etwa 30 m in den Felsen hinein. Sie sind noch zu benutzen, und man kann darin sehr schön die damaligen Abbaumethoden studieren. Halb- bis fast ganz fertige Mühlsteine hängen heute noch an den Wänden.

Die Bezeichnung „Eishöhlen“ für diese Stollen mag bei einigen Besuchern falsche Erwartungen hervorrufen. Der Name ist aber, oder war wenigstens berechtigt. Auch heute noch merkt man im Sommer den erheblichen Temperaturunterschied zwischen den Stollen und der Außenluft. Vor nicht allzu langer Zeit konnte man auch im Hochsommer noch Eiszapfen an den Wänden der Höhlen finden. Offenbar ist durch den jetzt häufigeren Besuch der Luftaustausch zwischen drinnen und draußen so gesteigert worden, daß man jetzt nur noch bis in das Frühjahr hinein Eis findet.

Man erzählt sich in den Dörfern, daß sehr viel früher aus diesen Höhlen das Eis bis nach Köln gefahren wurde, um dort für Kühlzwecke verwendet zu werden. Ob das stimmt, ist nicht nachzuprüfen. Ganz sicher aber haben die Bewohner der umliegenden Dörfer hier im Sommer Eis zur Frischhaltung ihrer Lebensmittel geholt. Vielleicht hat man dafür sogar im Winter zusätzlich Schnee in die Höhlen gefahren.

Wie entsteht nun die kühle Temperatur, bzw. das Eis in diesen Höhlen? Die Schweißschlacken sind porös, teilweise klüftig und wasserdurchlässig. Das langsam hindurchsickernde Wasser kommt nun plötzlich in einen Hohlraum. Die Wände dieses Hohlraumes werden naß, die Oberfläche des Wassers wird größer. Dadurch wiederum wird die Verdunstung beschleunigt. Zur Verdunstung wird Wärme gebraucht, die aus der Luft genommen werden muß. Die im Winter einströmende Luft ist von vorne herein schon kalt, sie wird also bald mit ihrer Temperatur unter den Nullpunkt sinken, das Wasser friert an den Wänden an.

Die kalte, schwere Luft hat nun die Zirkulation mit der Außenluft aufgegeben, denn alle Ausgänge der Höhlen führen nach oben, die leichtere und wärmere Außenluft hat also keine Veranlassung, in das „kalte Loch“ einzudringen. Etwa vorhandene wärmere Luft des Sommers strömt natürlich im Winter aus der Höhle.

Bei seltenerem Besuch der Höhlen ist es also durchaus möglich, daß kalte „Winterluft“ dort erhalten bleibt und zur Verdunstung eines Teiles des Wassers noch Wärme abgibt. Der übrige Teil des Wassers friert dann an den Wänden an.

Eine Abhandlung aus jüngerer Zeit (A. STEINBACH, 1954) hat sich mit dem Problem der Eishöhlen (von Roth/Eifel und der Dornburg/Westerwald). STEINBACH steht auf dem Standpunkt, daß die Verdunstungswärme nicht ausreicht, um Temperaturen unter 0° zu schaffen. Er glaubt vielmehr, daß hier der Berg im Innern von alters her vereist sei und das Abschmelzen dieses Eises durch eine Geröllschicht verhindert wird. Vom geologischen Standpunkt her kann man dieser Ansicht aber nicht zustimmen. In einer dicken Geröllschicht, wie bei der Dornburg im Westerwald, kann wohl eine etwas mächtigere Eisschicht gebildet werden, eine derartige Geröllschicht fehlt aber hier bei den Eishöhlen von Birresborn, die einen 30 m mächtigen „First“ aus festen Schweißschlacken haben. Niemals ist der Frost so tief in die Erde eingedrungen, selbst nicht in den vergangenen Eiszeiten. Noch nirgendwo in der weitesten Umgebung hat man gefrorenen Boden oder Felsen angefahren, was doch bei einem Vorhandensein bei den heutigen sehr schnellen maschinellen Abbaumethoden möglich sein müßte. Unser Gebiet lag außerdem auch während der Eiszeiten ständig im periglazialen Bereich, in dem der gefrorene Boden häufig wieder auftaute. Weiterhin entstanden unsere Vulkane erst nach Ausbildung der Hauptterrasse der Kyll. Damit ist es zumindest sehr unwahrscheinlich, daß sie in der Zeit der größten Vereisung schon existierten. Aber selbst die tiefsten Frostspalten reichen höchstens 10 m in die Erde hinein. Trotz der sehr exakten Messungen STEINBACHS können wir seine Folgerungen nicht hinnehmen. Die Frage, wo nun die ausreichende Abkühlung der Luft herkommt, bleibt also weiterhin ungeklärt.

Die Eigelbach

(v. DECHEN 1886, S. 201/202; FRECHEN 1959, S. 108; RAHM 1958, S. 31)

Etwa 1 km nördlich Kopp liegt auf der nördlichen Seite des Fischbaches der kleine Weiler Eigelbach in einem tief in den devonischen Schichten liegenden Kessel. Der ziemlich flache Boden des Kessels hat einen Durchmesser von rund 500 m. Der tiefste Punkt liegt bei 410 m. Nach Süden hin, zum Fischbach, befindet sich der niedrigste Felsriegel der Kesselumrandung mit 425 m Höhe. Er wird durch den Bach, der den Kessel entwässert, in einer kurzen, tiefen Schlucht durchbrochen. Die Mündung dieses Baches in den Fischbach liegt, nur 250 m weiter, in 390 m Höhe. Nach allen anderen Seiten wird der Kessel von Höhen begrenzt, die im Bereich der alten tertiären Verebnungsfläche liegen. Im Westen erreicht der Zander-Berg 547,0 m, über Norden nach Osten fallen die Höhen auf 485 m ab. Der größte obere Durchmesser des Kessels beträgt 1300 m.

Die Eigelbach ist eine Maar, ein vulkanischer Sprengtrichter. Er entstand offenbar in einem kleinen Seitental nördlich des Fischbaches, das noch durch den 425 m hohen Felsriegel am Südrand des Kessels dokumentiert wird. Auf dem Zander-Berg liegt ein kleines Areal fast horizontal geschichteter basaltischer Tuffe, die von Gasexplosionen im Kessel zeugen. Am Hang des Zander-Berges findet man in lockerer Streuung noch vereinzelte basaltische Auswürflinge. Die Z-Isanomalienkarte von H. SCHMIDLIN zeigt im Bereich des Maarbodens drei positive Anomalien, die in NW-SE-Richtung hintereinandergereiht sind, aber alle SW-NE gestreckt sind, also in der Streichrichtung des Gebirges. Diese Anomalien sind wohl als Explosionschlote zu werten, an drei Stellen ist also aus diesem Maar-Kessel heraus Gas und Tuff gefördert worden.

Die sehr geringen Tuffmengen auf dem Zander-Berg und an seinem Hang zeigen sehr deutlich das Mißverhältnis zwischen dem entstandenen Kessel und den Auswurfmassen, selbst dann noch, wenn man eine längere Zeit der Erosion annimmt. Die an den magnetischen Anomalien noch deutlich erkennbare unveränderte Streichrichtung des Gebirges läßt aber sehr schwer eine Deutung als Kesselbruch gleichzeitig mit den Explosionen zu. Andererseits kann der oft angenommene Extremfall fast reiner Gasexplosionen auch nicht zutreffen, denn dafür sind die Tuffreste auf dem Zander-Berg doch noch zu groß. Außerdem fehlen auch die geringsten Anzeichen einer Schloträumungsbreccie, die bei der Entstehung eines solch großen Kessels vorhanden sein müßte.

Die Wahrheit wird mehr in der Mitte liegen. Die Eigelbach ist ein Maar, das durch heftige Gaseruptionen entstand, bei denen aber nur wenig Material aus dem Magma und dem Schlot mitgerissen wurde. Tektonische Absenkungen können zur Erklärung des großen und tiefen Kessels aber nicht ausgeschlossen werden. Solche Kesselbrüche entstehen vielfach in Hohlräume hinein, die durch Ausbrüche der in der Nähe liegenden Vulkane entstanden.

Durch die ungeheuren Magmamengen, die vom Kalem und dem Fischbach-Vulkan gefördert wurden, kann man sich solche Hohlräume wohl vorstellen. Trotzdem sollte man die Eigelbach als eine selbständige Bildung betrachten.

Das Niveau des Felsriegels, der die Eigelbach nach Süden begrenzt, liegt bei 425 m. Wir betrachten dies als das alte Niveau des Seitentales des Fischbaches, welches heute bei 390 m mündet. Aus dem Niveauunterschied kann man auf ein etwas höheres Alter der Eigelbach schließen.

Die Basis der Basalte des Fischbach-Vulkans auf der Südseite des Baches liegt bei 450 m.

Die Eigelbach ist also jünger als der Fischbach-Vulkan. Zum Kalem lassen sich schwerer solche Vergleichsbeziehungen herstellen. Seine Basalte liegen mit ihrer Basis in 390 m Höhe. Auf die rund 3 km Entfernung des einen Vulkans zum andern wären solche Niveauunterschiede im Flußbett durchaus möglich. Die Eigelbach könnte also zeitlich mehr zum Kalem gehören, doch ist wohl anzunehmen, daß sie noch etwas jünger ist, als dieser.

Nach der Entstehung des Maares hat der kleine Seitenbach des Fischbaches die Felsbarriere in einer 25–30 m tiefen Schlucht durchschneiden können, so daß in dem Kessel kein Wasser mehr gestaut wird. Andererseits ist die rückwärtsschreitende Erosion noch kaum unter den ehemaligen Maarboden gelangt, so daß wir heute das noch fast völlig unveränderte Trockenmaar vor uns sehen.

Die von den Maarexplosionen geförderten Lockerprodukte sind schon zu einem großen Teil der Abschwemmung zum Opfer gefallen. Die dünne Streuung basaltischer Auswürflinge läßt eine einstmals größere Ausdehnung der Tuffe auf dem Zander-Berg als eine zusammenhängende Decke auf der westlichen Maarumwallung vermuten.

Mineralquellen und Mofetten

An die einstmals rege vulkanische Tätigkeit wird man heute allenthalben noch durch den Aufstieg von Kohlensäure in Mineralquellen und Mofetten erinnert.

In der Eifel sind mehrere hundert Kohlensäuerlinge bekannt, die trockenen Austritte von Kohlendioxydgasen (Mofetten) wird man wohl nie alle entdecken können.

Im Gebiet der Birresborner Vulkangruppe gibt es einige besonders starke und gute Mineralquellen, die auch wirtschaftlich genutzt werden. Der Birresborner Sprudel nutzt zwei Quellen aus, die sich beim Dorfe Birresborn selbst auf der Ostseite der Kyll und im Fischbachtal befinden. Der Birresborner Mineralbrunnen nutzt vor allem die „Lindenquelle“ 2 km nordöstlich Birresborn aus, die sich unmittelbar unter dem großen Basaltbruch der Kirner Hartsteinwerke auf der Westseite der Kyll befindet. 500 m weiter südöstlich werden dazu noch in den Alluvionen der großen Kyllschleife austretende Mofetten genutzt. Eine weitere ungenutzte Mineralquelle liegt 1 km südlich Lissingen bei P. 362,6 westlich der Straße.

Dies sind nur die Quellen in unmittelbarer Nähe der Birresborner Vulkangruppe. Eine weitere Aufzählung würde zu weit führen. In Kürze ist eine besondere Arbeit über die Mineralquellen der Eifel von Herrn H. ULRICH zu erwarten.

WICHTIGSTE LITERATUR

- v. Dechen, H.: Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel. 2. Aufl. — Bonn (Cohen) 1886.
- Frechen, Josef: Vulkane der Westeifel. — In: HOPMANN - FRECHEN - KNETSCH: Die vulkanische Eifel. 2. Aufl. Bonn (Stollfuß) 1959.
- Grebe, H.: Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Manderscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bertrich. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. Berlin (1885) 1886, S. 165—177.
- Rahm, G.: Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teile der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus. 15 Abb., 2 Tab., 1 Karte. — Gewässer und Abwässer 19, 1958, S. 7—39.
- Steinbach, Albrecht: Beobachtungen und Messungen an Eishöhlen im Westerwald und in der Eifel. 17. Abb. u. Diagramme, 5 Taf. — Jb. Nass. Ver. f. Naturk. 91, 1954, S. 7—36.
- Zapp, Josef: Morphologie des Kyllgebietes. 7 Abb., 5 Taf. — Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinlande u. Westfalens, 90, 1933, S. 1—69.

Anschrift des Verfassers: Dr. Gilbert Rahm, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, 78 Freiburg i. Br., Hebelstr. 40.



Abb. 1 Die Stirn der Lava des Kalem. Die Lava ist sehr porös und mit Schlacken und Tuffen durchsetzt. Sie hat durch schnelle Erstarrung den Abfluß der Lava verhindert.



Abb. 2 Unterer Teil der Lava vom Kalem. Grobe, senkrecht stehende Säulen, die eine Andeutung von Querplattung zeigen.

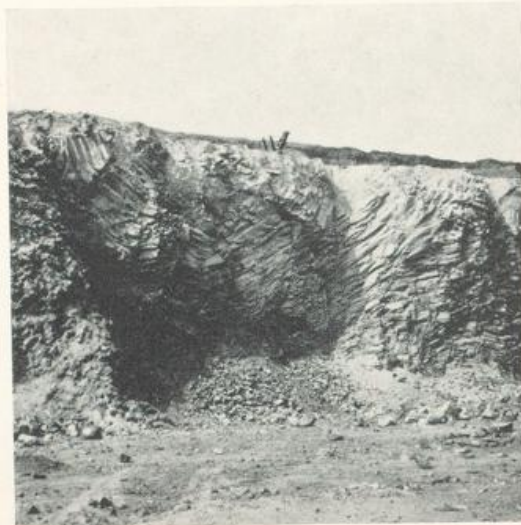
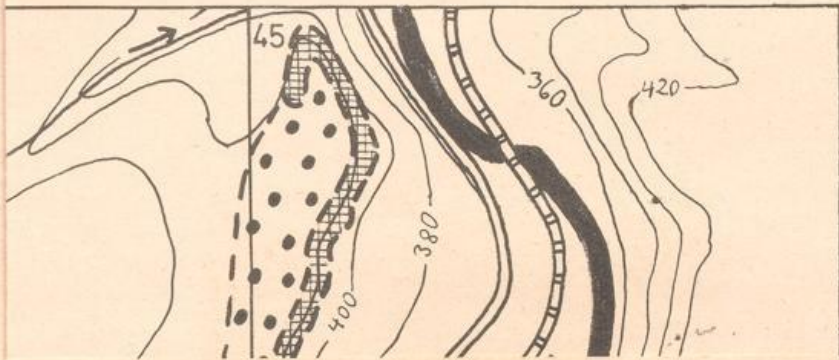


Abb. 3 Mittlerer und oberer Teil der Lava vom Kalem. Im mittleren Teil dünne, schrägliegende Säulen. Reste der oberen groben Säulen sind in der Mitte des Bildes unter dem Baggerarm zu erkennen.


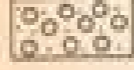





Abb. 4 Lava vom Kalem. Grenzbereich unterer/mittlerer Teil. Die unteren senkrechten groben Säulen gehen in Querplattung über und lenken zu den schrägliegenden feineren Säulen der mittleren Partie ein.

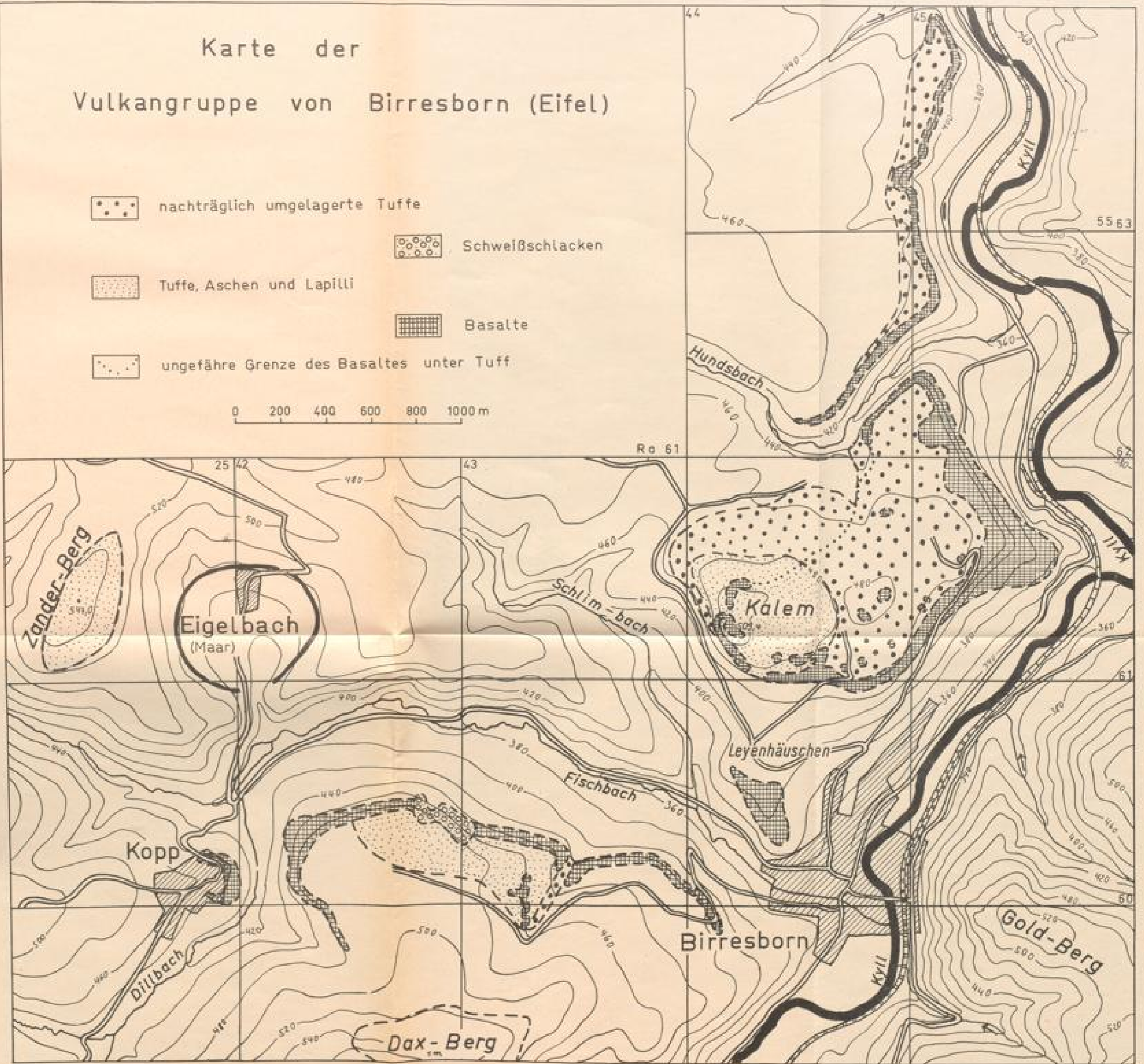
Rahm, Karte 1

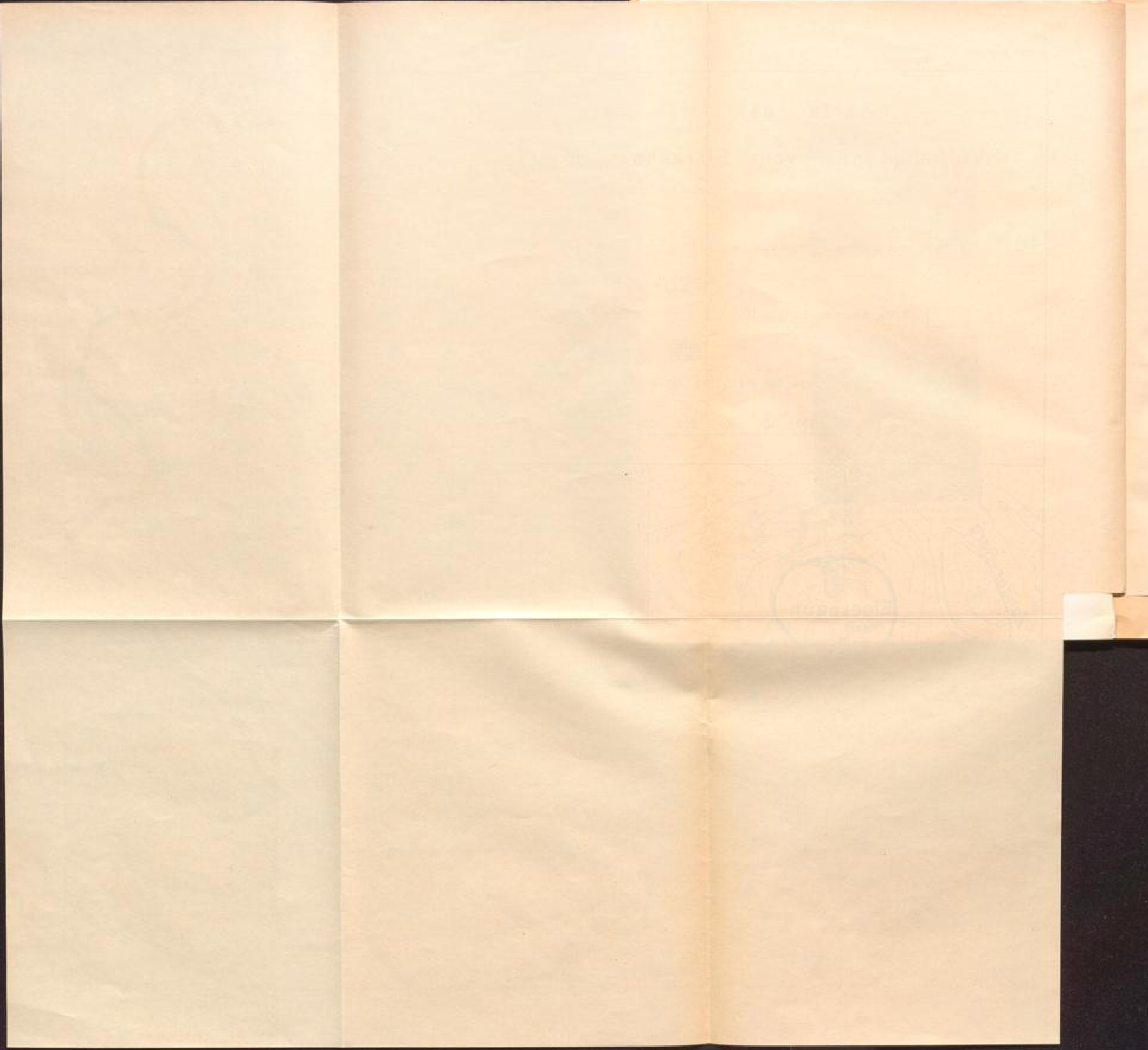


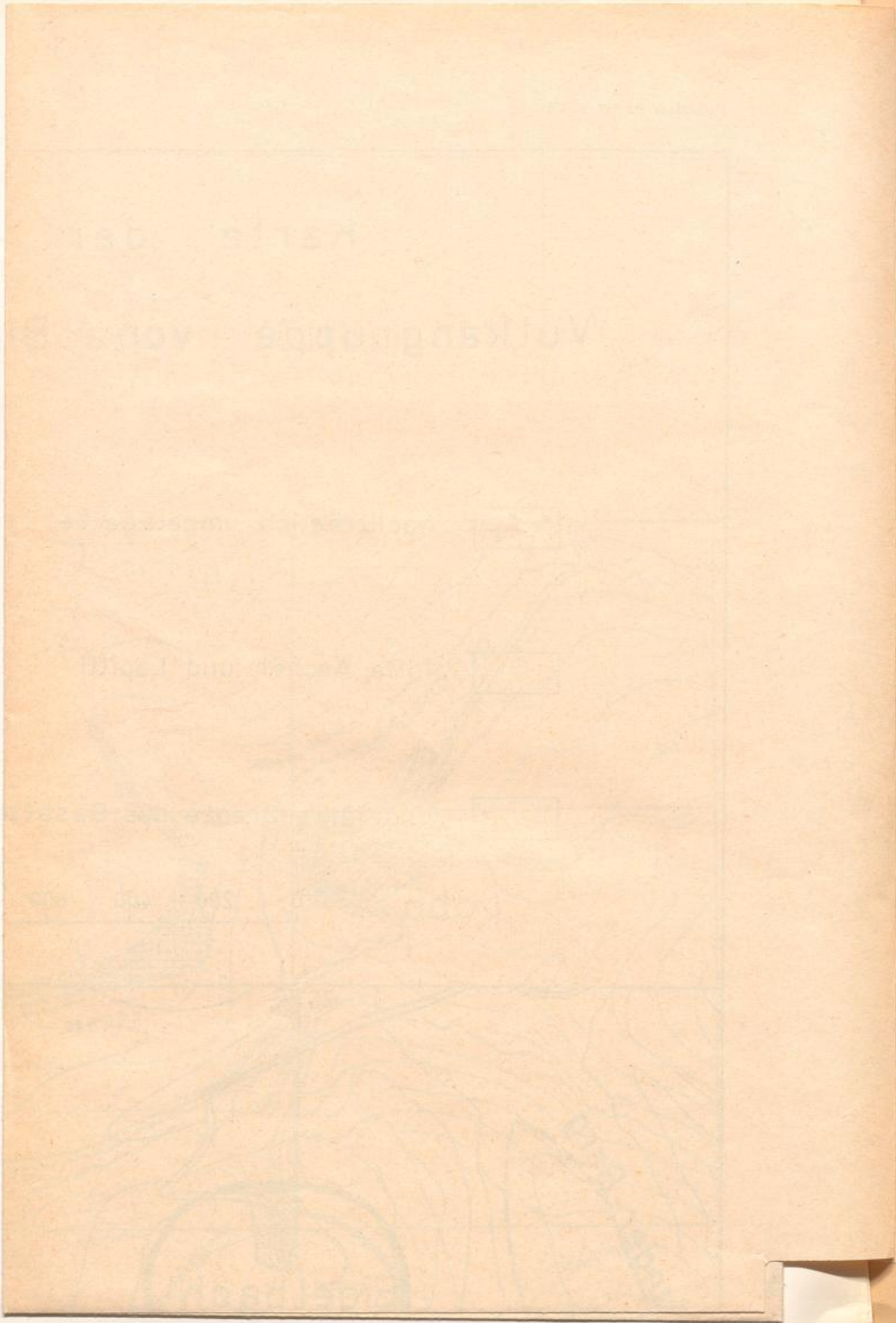
Karte der Vulkangruppe von Birresborn (Eifel)

-  nachträglich umgelagerte Tuffe
-  Schweißschlacken
-  Tuffe, Aschen und Lapilli
-  Basalte
-  ungefähre Grenze des Basaltes unter Tuff

0 200 400 600 800 1000 m







Decheniana.



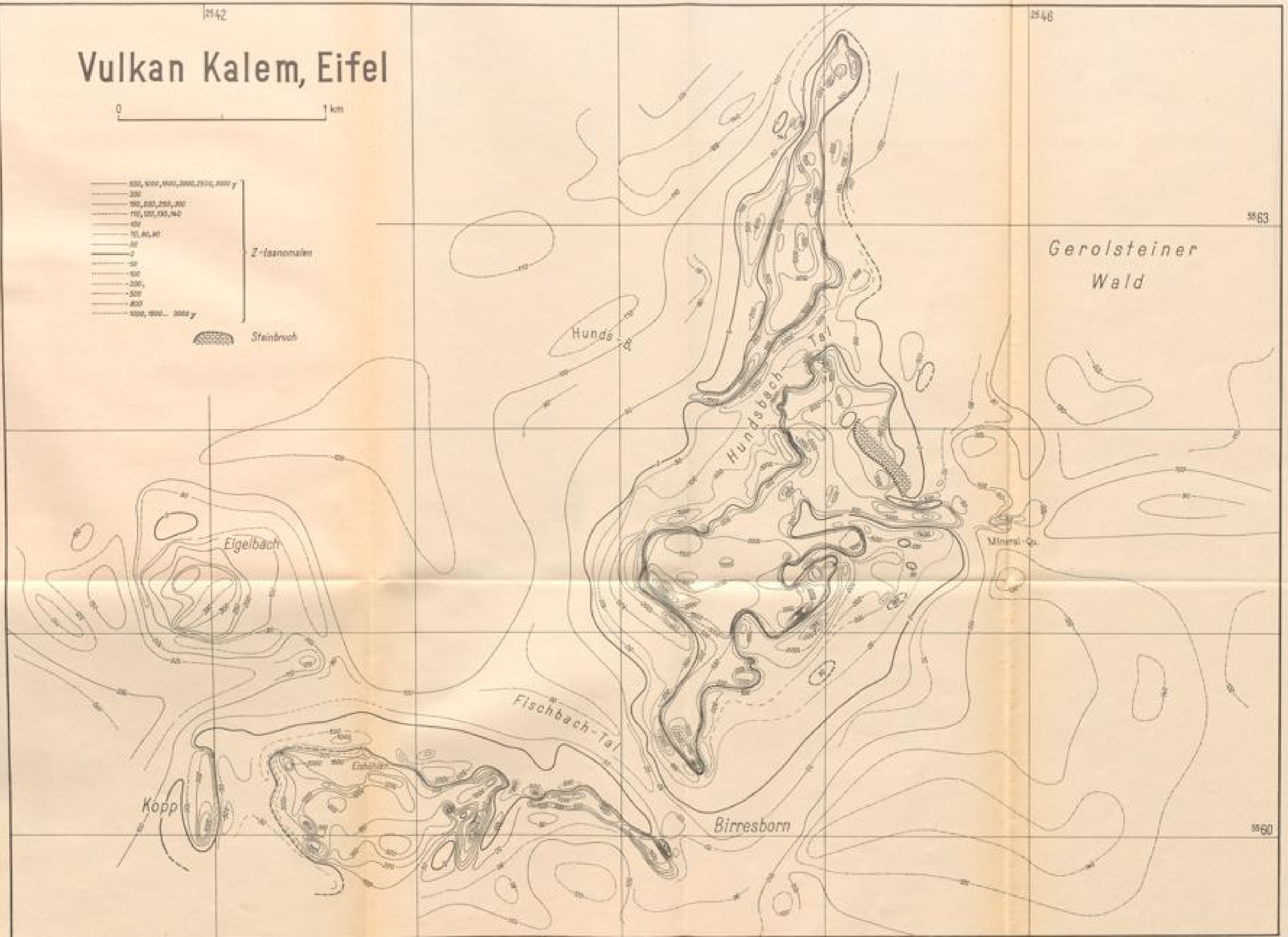
Vulkan Kalem, Eifel

0 1 km

- 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 y
- 300
- 100, 200, 300, 400
- 100, 200, 300, 400
- 50
- 0
- -50
- -100
- -200
- -300
- -400
- -500
- -600
- -700
- -800
- -900
- -1000, 1100, 1200 y

Z-fanomalien

Steinbruch



Karte 2: Höhenreliefkarte der Vulkanzone von Besseln (Eifel).
 Aufgenommen von H. SCHNEIDER, Maßstab 1:50.000, Höhenrelief etwa über 1000 Höhenmeter.
 Werra verlag.

Vulkan Katalan

Vulkan Kalem. Ein

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1962-1963

Band/Volume: [115](#)

Autor(en)/Author(s): Rahm Gilbert

Artikel/Article: [Zur Geologie der Vulkangruppe von Birresborn/Eifel 215-225](#)