

# Basaltmaare im Taunus.

Von W. v. Knebel.

Aus dem mineralogisch-geologischen Institut der Universität Erlangen.

## 1. Die Taunusgesteine und deren Mächtigkeit.

Der südliche Abhang des Taunusgebirges wird von einem aus serizitischen Gneisen und Schieferen sowie aus Phylliten bestehenden Sattel gebildet, an welchen sich nordwärts die jüngeren dem Unterdevon angehörigen Gesteine des sog. Hochtaunus, der Taunusquarzit und Hunsrückschiefer anschließen.

Die ganzen intensiv gefalteten Schichtenmassen im Taunus, die serizitführenden Gneise und Phyllite gehören dem untersten Unterdevon, dem Komplex der Gédinne-Schichten (Gédinnien) an. Sie streichen von Westsüdwest nach Ostnordost und fallen im allgemeinen nach Süden ein, weil die zu einer Reihe von Sätteln und Mulden zusammengeschobenen Massen nordwärts überfaltet sind. Die einzige größere, deutlich erkennbare Sattelbildung, bei welcher Überfaltung nicht eingetreten ist, bildet die vorerwähnte Antiklinale vom Südrande des Taunus, deren Achse von Auringen über Sonnenberg bei Wiesbaden bis nach Dotzheim hin zu verfolgen ist.

Der nördliche Flügel des Sattels, dessen Schichten durchschnittlich unter  $60^\circ$  (nur sehr geringe Abweichungen hiervon kommen vor) nach Nordnordwest geneigt sind, bildet einen ca. 3—4 km, also im Durchschnitt 3500 m breiten Streifen.

Die Mächtigkeit (m) der gefalteten Schichten ist also eine bedeutende; denn, wie leicht einzusehen, ist

$$m = 3500 \cdot \sin \alpha,$$

wobei  $\alpha = 60^\circ$  der Neigungswinkel der Schichten ist. Hieraus folgt, daß die Schichten des Sattels eine Mächtigkeit von ca. 3000 m besitzen.

Diese Größe entspricht aber noch lange nicht der Gesamtmächtigkeit der Taunusgesteine; denn die an der Sattelachse hervortretenden Gesteine bestehen ja nur aus dem Hangenden der Reihe der serizitführenden Gneise. Das Liegende derselben ist noch gar nicht bekannt, folglich läßt sich auch über die Mächtigkeit der gneisartigen Gesteine des Taunus nichts aussagen. Ferner ist in dieser Zahl noch nicht die wenigstens 500 m betragende Mächtigkeit der Taunusquarzite mit einbegriffen, welche die älteren Taunusgesteine, die sog. Serizitgneise und die Phyllite überlagern.

Demnach wird die Gesamtmächtigkeit der Taunusgesteine (bei Ausschluß des Hunsrückschiefers, welcher am Aufbau des eigentlichen Taunus kaum noch Anteil nimmt) auf etwa 4000 m im Minimum zu schätzen sein, eine Schätzung, welche wahrscheinlich noch um ein Beträchtliches hinter der Wirklichkeit zurückbleibt <sup>1)</sup>).

Südlich von jener Sattellinie sind die Schichten südwärts geneigt. Sie werden hier lokal noch von permischen Sedimenten diskordant überlagert und verlieren sich dann unter den tertiären Sedimenten des Mainzer Beckens.

## **2. Die Eruptivgesteine am Südabhang des Taunus.**

Die älteren Taunusgesteine sind an mehreren Stellen von jungeruptivem basaltischen Gestein durchbrochen worden. So am Kellerskopf, nordwestlich von Naurod, dann an zwei Stellen im Süden von Naurod, ferner westlich davon an mehreren Stellen bei Sonnenberg und Rambach nordöstlich von Wiesbaden.

Von diesen zumeist unbedeutenden Vorkommen sollen die im Süden von Naurod und eines von Sonnenberg hier näher

---

<sup>1)</sup> E. Kayser gibt die Mächtigkeit der Schichtenmassen des ganzen Unterdevon auf etwa 3000 m an (geolog. Formationskunde II. Aufl., S. 122. 1902), während Gosselet auf Grund seiner Untersuchungen im Maasgebiete diese Schichten auf 7000 m Mächtigkeit schätzt. Meine Studien im Taunus ergeben ebenfalls eine sehr viel größere Mächtigkeit als 3 km; denn bei der von mir bezeichneten Mächtigkeit von 4000 m sind nur die Schichtenmassen des unteren Unterdevon in Betracht gezogen, während die sehr mächtigen Hunsrückschiefer und die Koblenzschichten des oberen Unterdevon nicht mit inbegriffen sind.

betrachtet werden, da diese Basaltvorkommen in verschiedenerlei Hinsicht von besonderem Interesse sind.

Die Basalte von Naurod sind den Limburgiten oder Glasbasalten zuzurechnen; sie sind dadurch ausgezeichnet, daß sie in glasiger Grundmasse Augite und Olivin führen, bei nahezu völliger Abwesenheit feldspatartiger Gemengteile. In einzelnen Nestern finden sich Nephelin, und zuweilen kommen auch als Seltenheit deutliche Leisten von Plagioklas<sup>1)</sup> vor. Magneteisen ist reichlich vorhanden; ebenso treten zahlreiche Nadeln von Apatit und Lamellen eines braunen Glimmers mit nur schwachem Pleochroismus darin auf.

Das Gestein enthält viele Einschlüsse von Nachbargestein; so sind schon seit langer Zeit große und kleine Stücke von Serizitschiefer, Quarz, ferner auch Granit- und Gneisfragmente<sup>2)</sup> bekannt. Vielfach sind die Einschlüsse durch die hohe Temperatur der Eruptivmagmen verändert<sup>3)</sup>.

Die Einschlüsse weisen darauf hin, daß unter den Taunuschiefern Gneise anstehen; Glimmerschiefer dagegen scheint in der Tiefe zu fehlen.

Alles bezüglich des Nauroder Gesteines Gesagte gilt in gleichem Maße von den viel unbedeutenderen Rambach-Sonnenberger Vorkommen, welche daher wohl als gleichalterig angesehen werden müssen. Auch dies Gestein ist ein Glasbasalt, welches zahlreiche Einschlüsse von Urgestein und Taunuschiefer birgt.

### **3. Das geologische Alter der Eruptivgesteine von Naurod und Sonnenberg im Taunus.**

Das geologische Alter des Nauroder Gesteines konnte bisher nicht genauer ermittelt werden.

So sagt F. Sandberger<sup>4)</sup>, daß eine „direkte Bestimmung des geologischen Alters dieser Basalte sich als untunlich

---

<sup>1)</sup> F. Sandberger, Über den Basalt von Naurod und seine Einschlüsse. Jahrbuch d. K. K. geolog. Reichsanstalt, Wien 1883, 39.

<sup>2)</sup> C. E. Stifft, Geognostische Beschreibung des Herzogtums Nassau, 1831, 374.

<sup>3)</sup> F. Sandberger, l. c.

<sup>4)</sup> l. c., 35.

erwies.“ Er erwähnt nur, auf die Funde F. Henrichs gestützt, daß sie älter sein müssen als diluvial, da sich Basaltbrocken in den diluvialen Mosbacher Sanden zahlreich vorfinden.

In unmittelbare Berührung mit den Taunusgesteinen tritt von der Serie tertiärer Schichten des Mainzer Beckens nur die unterste Stufe, der mitteloligozäne Meeressand. Er findet sich hier aber nicht in seiner typischen, sandigen Ausbildung, wie etwa bei Alzey (Alzeyer Meeressand), sondern besteht aus Geröllen von Taunusgesteinen (Quarzbrocken, Quarziten, Phylliten, Serizitgneisen etc.), welche zum Teil in Gestalt völlig abgerundeter Blöcke auf den durch Abrasion eben gehobelten Schichtenköpfen den alten Taunusformationen aufliegen.

Dies ist wohl am schönsten zwischen den Dörfern Sonnenberg und Rambach an den großen Steinbrüchen zu beiden Seiten des Rambaches zu beobachten, und zwar ganz besonders auf der linken Seite des Baches, woselbst die Strandgerölle in einer mindestens 20 m mächtigen Bildung die aufgerichteten Serizitgneise überlagern.

Die Höhenlage der Strandgerölle ist eine verschiedene. Bei Sonnenberg und Rambach nordöstlich von Wiesbaden ist die Sohle der tertiären Gebilde etwa 268 m hoch gelegen.

Ausdrücklich hebt Sandberger hervor, daß er in den ältesten tertiären Gebilden des Mainzer Beckens, den Strandgeröllen des Alzeyer Meeressandes, niemals Gerölle des Nauroder Basaltgesteines gefunden habe. Hieraus könnte man den Schluß ziehen, daß das Gestein seiner Ansicht nach jünger als mitteloligozän, d. h. jünger als die dem Alzeyer Meeressande äquivalenten Strandgerölle des Mainzer Beckens sei.

Wieder anders C. Koch, der sogar die Frage aufwirft, ob die Basalte von Naurod — deswegen, weil sie von Rosenbusch zu den Pikritporphyren gerechnet worden sind — nicht etwa zu den paläolithischen Eruptivgesteinen gestellt werden müssen <sup>1)</sup>).

Lepsius <sup>2)</sup> dagegen glaubt auf Grund des Umstandes, daß

---

<sup>1)</sup> C. Koch, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen; Blatt Platte 32 und 33.

<sup>2)</sup> R. Lepsius, Das Mainzer Becken, 29 und 30.

die Limburgite und Nephelinbasalte des Mainzer Beckens niemals jüngere Gebilde durchbrechen, ja einmal bei Nierstein unter den tertiären Schichten aufgeschlossen wurden, schließen zu müssen, daß sie älter als die oligozänen Ablagerungen seien. Demnach würde auch das Nauroder Gestein voroligozän sein.

Diese Ansicht konnte ich durch meine Beobachtungen mit voller Sicherheit bestätigen. Denn ich habe in dem jetzt aufgelassenen großen Steinbruch auf der rechten Seite des Rambaches bei Sonnenberg (gegenüber den großen Steinbrüchen auf der linken Seite) aufgefunden, daß die den Serizitgneis überlagernden Geröllmassen mitteloligozänen Alters zum Teil recht große **abgerundete Blöcke von Basalt enthalten**. Dieser Basalt ist identisch mit dem, welcher bei Naurod und bei Sonnenberg ansteht. Hierdurch ist meines Erachtens der Beweis geliefert, daß **dieser Basalt tatsächlich älter ist als die tertiären Sedimente des Mainzer Beckens**.

An der angegebenen Lokalität ist folgendes Profil zu erkennen:

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Löß und Schotter . . . . .   | 2—5 m |
| 2. „Strandgerölle“ (mitteloligozän) mit<br>Basalteinschlüssen . . . . . | 1 m   |
| 3. Serizitgneis . . . . .   | 20 m  |

Die „Strandgerölle“ überlagern die horizontale Abrasionsfläche des Serizitgneises. Sie liegen ungefähr in derselben Höhe wie in dem gegenüberliegenden großen Rambach-Sonnenberger Steinbruche.

Bezüglich der Identität der Basaltgerölle mit dem anstehenden Basaltgestein kann nicht der geringste Zweifel bestehen.

Er gleicht auf das Haar der oben gegebenen petrographischen Beschreibung des Nauroder Basaltes (pag. 215). Nur ist von Interesse, daß ich in dem Gerölle einzelne Leisten von Feldspat aufgefunden habe, die nach Zirkel und Sommerlad in dem Basaltgestein von Naurod nicht vorkommen, nach Sandberger aber, wenn auch selten, doch zuweilen auftreten.

Der Dünnschliff ließ in einer stark zurücktretenden glasigen Grundmasse eine Menge von Augiten, teilweise mit grünem

Kerne erkennen, zwischen welchen mit Eisenoxyd überzogener Olivin, Magneteisen, Apatit und brauner Glimmer auftritt. Einzelne Plagioklasleisten, zu einem Nest vereinigt, konnte ich dazwischen beobachten.

Da nun der in dem tertiären Konglomerat als Gerölle vorkommende Basalt mit dem anstehenden Gestein von Naurod und Sonnenberg übereinstimmt, ergibt sich, daß die Basalte von Naurod und Sonnenberg vormitteloligozänen Alters sein müssen.

Aus der geringen Menge von Basalt, die sich in den mitteloligozänen Bildungen vorfindet, läßt sich folgern, daß die Eruptivmassen schon damals ziemlich stark abgetragen waren. Denn wenn mehr von ihnen an der Oberfläche gelegen wäre, so müßten die Basalte zweifelsohne häufiger als Geröllbildner in den Strandgeröllen auftreten. Der Basalt wird also schon damals, ebenso wie heute, bis auf die den Eruptionsschlot selbst erfüllende, gangförmig gelagerte Masse abgetragen gewesen sein.

Der von C. Koch ausgesprochenen Vermutung, daß dieser Basalt möglicherweise ein paläolithisches Eruptivgestein sei, vermag ich aber auch nicht beizustimmen.

Denn der Basalt durchbricht als vertikaler Gang die steil aufgerichteten Schichten der serizitführenden Taunusgesteine in einem spitzen Winkel. Zweifellos ist er also jünger als die zu karboner Zeit aufgerichteten Faltenzüge des Taunusgebirges.

Nun haben in postpaläozoischer Zeit in diesem Gebiete nochmals gebirgsbildende Kräfte gewirkt, welche sich beispielsweise durch die Aufrichtung der den älteren Taunusgesteinen diskordant aufgelagerten, nicht weit hiervon anstehenden permischen Schichten kundgeben.

Auch von diesen posthumeren Faltungsprozessen im Taunusgebirge sind die Basalte noch nicht betroffen worden, sonst würden sich zweifellos deren Spuren petrographisch leicht durch die in gepreßten Massengesteinen stets auftretende Mosaikstruktur nachweisen lassen. Andererseits könnte auch die Lagerung des Eruptivganges kaum eine vertikale geblieben sein, wenn er in dem sich von neuem faltenden Gestein bereits vorhanden gewesen wäre.

Wir kommen mithin zu dem Ergebnisse, daß die Basalte von Naurod und Sonnenberg jünger sind als die jüngsten wohl in die älteste Tertiärzeit zu verlegenden gebirgsbildenden Kräfte, dagegen aber älter als die ältesten Tertiärgebilde des Mainzer Beckens; zu eozäner Zeit dürften daher wahrscheinlich die Basalte extrusiv geworden sein.

#### **4. Die Deutung der Basalte von Naurod als ehemaliger Maare.**

Die Basalte von Naurod sind durch Steinbruchbetrieb bis auf große Tiefe abgebaut, so daß man die Form des Hervorbrechens, d. i. die Gestalt des Eruptionsschlotes selbst und die Lagerung der umgebenden Gesteine namentlich in dem südlichen Bruche gut erkennen kann.

Das Nebengestein besteht aus den unter 60° nach Nord-nordwest geneigten Adinolschiefern<sup>1)</sup>, welche stellenweise eine prächtige Fältelung erkennen lassen. Nirgends ist eine Schichtenstörung zu beobachten, welche dem Vulkanismus das Hervorbrechen gestattet hätte. Die Basalte von Naurod haben sich, wie wir später sehen werden, unabhängig von Spalten den Austritt durch die feste Erdkruste verschafft.

Die Gestalt der Eruptionsröhre ist eine rundlichovale; wir haben nicht etwa die gangförmige Ausfüllung einer Bruchspalte vor uns, wie C. Koch<sup>2)</sup> annimmt, sondern einen echten zylindrisch gestalteten Ausbruchskanal, wie solche zu vielen Hunderten in der Rhön und aus der schwäbischen Alb bekannt sind.

Das den Eruptionsschlot erfüllende Gestein besteht nun keineswegs, wie bisher angenommen wurde, aus Basalt und dessen Einschlüssen, sondern zum Teil auch aus einer tuffartigen Masse, welche nament-

---

<sup>1)</sup> Adinolschiefer wurden von C. Lossen diejenigen Serizitschiefer benannt, bei welchen die Quarzlagen reichlich Albit aufgenommen haben. Als „Adinol“ bezeichnete Beudant ein dichtes Gemenge von Quarz und Albit.

<sup>2)</sup> Auf die Deutung der Basalte als Gangausfüllungen werden wir späterhin noch zurückkommen.

lich an der Nordwestwandung auftritt und, gleich dem Basalt gangförmig gelagert, diesen vom Nachbargestein trennt.

Diese Tuffmasse ist aus eckigen, zum Teil auch abgerundeten, stets durch Basaltgrus verkitteten Auswürflingen basaltischen Gesteines zusammengesetzt, zwischen welchen zahlreiche Einschlüsse von Nachbargestein vorkommen. Diese Einschlüsse sind aus der Tiefe bei der Eruption emporgerissen und durch Reibung aneinander abgerundet. Dieses gleiche Phänomen werden wir später in dem nördlichen Bruch beobachten; und zwar in einem weit großartigeren Maßstabe, so daß man hier von einem echten „Reibungskonglomerat“<sup>1)</sup>, einem Agglomerate<sup>2)</sup>, wie es Leopold v. Buch nennt, reden kann.

Die als vulkanischer Tuff anzusprechenden Ausfüllungsmassen des Eruptionsschlotes sind durchweg ungeschichtet, sie schneiden in einer vertikalen, ungefähr zylindrisch gestalteten Grenzfläche gegen das Nachbargestein ab.

Im Querschnitte betrachtet ist der Eruptionsschlot von basaltischem Gestein erfüllt, welches auf der Nordwestseite von einer Tuffmasse sichelförmig umgeben ist. Auf der gegenüberliegenden Seite tritt der Basalt in unmittelbaren Kontakt mit den Taunusschiefern.

Der Basaltuff, welcher die nordwestliche Wandung des Schlotes gleichsam auskleidet, ist das älteste vulkanische Gebilde. Dies zeigen einmal die zahlreichen größeren und kleineren Gänge von Basalt, welche den Tuff durchsetzen (vgl. Fig. rechte Seite), sodann die Beobachtungen an der Südseite des Schlotes; hier ist, wie die linke Hälfte nebenstehender Figur zeigt, der Basalt nur in den tieferen Teilen in Kontakt mit den Taunusschiefern, während er weiter oben durch vulkanischen Tuff von diesen getrennt ist. Der Tuff schmiegt sich der Wandung des nach oben sich erweiternden Eruptionsschlotes an, während der Basalt senkrecht in die Höhe gestiegen ist. Gleiches hat H. Bücking bezüglich der Tuffmassen in der Rhön beobachtet: „In der Regel

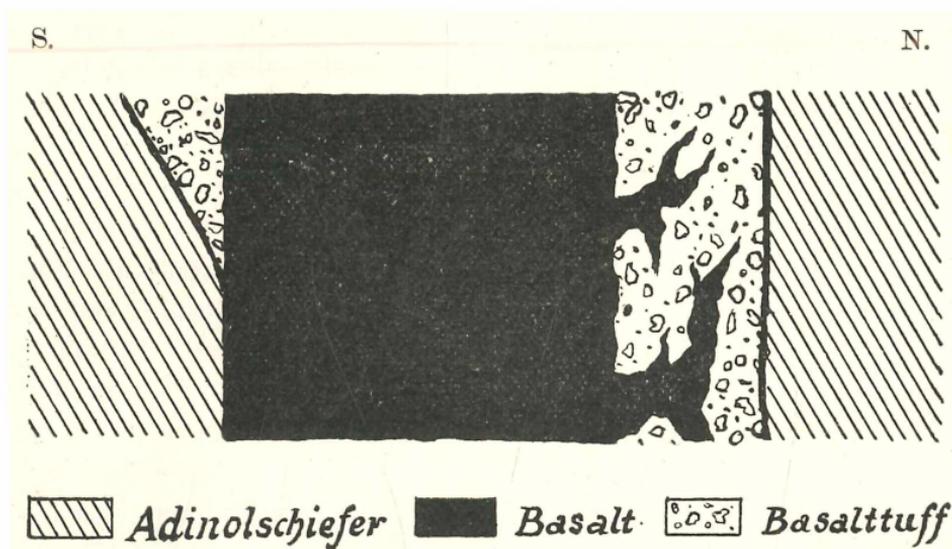
---

<sup>1)</sup> Vgl. K. C. v. Leonhard, Basaltgebilde I, 311—331. 1832.

<sup>2)</sup> L. v. Buch, in v. Leonhard's Taschenbuch für die gesamte Mineralogie. XVIII. 1824, 311.

fand ich sie da mächtiger entwickelt, wo die Eruptivmassen nach oben, näher an der ursprünglichen Ausflußstelle der Lava, sich verbreitern und in Decken und Ströme übergehen“<sup>1)</sup>. Der Umstand, daß das in Eruptionsschloten hervorgequollene Magma von einem Mantel vulkanischen Tuffes umgeben ist, wurde schon vielerorts beobachtet. So namentlich bei Urach in Schwaben<sup>2)</sup>, in der Rhön<sup>3)</sup>, aus dem Odenwald<sup>4)</sup>, der Freiburger Gegend<sup>5)</sup> und zahlreichen anderen Orten.

Man erklärt dies durch die Annahme, daß der Vulkanismus mit Explosionen eingesetzt habe, welche den „Schußkanal“



Profil durch den südlichen Eruptionsschlot von Naurod i. T.

schufen. Die ausgeworfenen Massen fielen teilweise in den alten Schlot zurück und verblieben dort in Gestalt eines sog. „Maartuffganges“.

<sup>1)</sup> H. Bücking, l. c., 277.

<sup>2)</sup> W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen. 1895.

<sup>3)</sup> H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. (Gerlands Beiträge zur Geophysik. 1903.)

<sup>4)</sup> Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Hessen 1:25000. 1886—1901.

<sup>5)</sup> Steinmann und Graeff, Geolog. Führer durch die Umgebung von Freiburg. 1890.

Solche Maartuffgänge kommen zu mehreren Hunderten in der Uracher Alb und in der Rhön vor.

Vielfach waren hiermit die vulkanischen Kräfte erschöpft; in anderen Fällen aber setzten diese von neuem ein. Das Magma drang empor und preßte sich zwischen die Tuffmassen des Maartuffganges, in welchen es zunächst, schmale Gänge bildend, eindrang. Solches beobachtet man ganz besonders deutlich an der Westseite des Jusiberges bei Metzingen in der Uracher Gegend der schwäbischen Alb und an dem bekannten Randecker Maar. In anderen Fällen drang das Magma in bedeutenderen Mengen empor; es verdrängte große Teile der Tuffausfüllung der Eruptionsröhre. Solche Gebilde hat uns H. Bücking an zahlreichen Stellen der Rhön kennen gelehrt. Das gleiche konnte ich von den Basalten von Oberleinleiter in der fränkischen Schweiz darlegen<sup>1)</sup>.

Alle diese Vorkommen kann man meines Erachtens ebenso wie die Maartuffgänge von Urach als Embryonen von Vulkanen betrachten; denn die vulkanischen Kräfte sind auch hier in einem frühen Stadium erschöpft. Nicht haben ständig empordringende Massen — wie es bei „ausgewachsenen“ Vulkanen der Fall ist — es vermocht, den ursprünglich in der Röhre vorhandenen vulkanischen Tuff auszuputzen, sondern der Tuff blieb vielmehr in der vulkanischen Esse in Gestalt eines Tuffmantels zurück, welcher die später emporgedrungene Magmasäule einhüllt.

Dieser zweite Akt des Vulkanismus, der Aufstieg von Schmelzfluß, ist, wie es scheint, hier bei Naurod ebenfalls durch eine Explosion gleichsam vorbereitet worden. Hierfür spricht 1. die zylindrische Gestalt der Basaltsäule, 2. die scharfe Begrenzung des Basaltes, gegenüber dem Tuff, welche namentlich auf der Südseite deutlich beobachtet werden kann. (Vgl. Fig. linke Hälfte.)

Wie ist nun die hier auftretende Erscheinungsform des Vulkanismus in der großen Reihe vulkanischer Phänomene zu gruppieren?

---

<sup>1)</sup> v. Knebel, Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene im Tafeljura. Sitzungsberichte der physikalisch-medizinischen Sozietät zu Erlangen. 1903.

Man unterscheidet nach W. Branco folgende Formen von embryonalem Vulkanismus:

1. Vergriesungsgebiete: Primitivste Form; die Gesteinsmassen sind nur verruscht und durch die Explosionen zerschmettert (vergriest), während es zum Ausblasen einer Eruptionsröhre nicht gekommen ist (so am vulkanischen Ries).

2. Gasmaare: Dies sind die Produkte reiner Gasexplosionen, bei welchen es zum Auswurf vulkanischen Materiales aus größerer Tiefe nicht kann. Zerstiectes Gestein der festen Erdkruste erfüllt die Eruptionsröhre, den Schußkanal, als sog. „Schlotbreccie“.

3. Tuffmaare: Diese unterscheiden sich von den vorigen durch Vorhandensein vulkanischer Asche in dem Eruptionsschlot.

4. Tuffmaare mit Basaltfüllung: Bei diesen kommt im Eruptionsschlot neben der Ausfüllung eines Tuffmaares noch zusammenhängender Schmelzfluß vor.

Bei den zuletzt genannten haben sich in dem Schußkanal zuweilen noch größere Reste der ursprünglichen Tuffausfüllung erhalten.

Sind auch diese in der Röhre zurückgebliebenen Tuffüberreste verschwunden, so kann man nicht mehr von embryonalen Vulkanen reden, sondern von „ausgewachsenen“; denn der Vulkanismus hat in diesem Falle die Eruptionsröhre durch Entfernung der Schlotbreccie entweder wieder auf das ursprüngliche Maß gebracht oder sie sogar noch über dieses hinaus erweitert.

Allen diesen verschiedenen Formen des embryonalen Vulkanismus scheint das eine gemeinsam zu sein: es lassen sich in ihnen die Spuren explosiver Tätigkeit nachweisen, mit welchen die vulkanischen Kräfte einsetzen.

Bei „ausgewachsenen“ Vulkanen kann man dies nicht. Wir können nur vermuten, daß der Vulkanismus auch da zuerst einen Explosionstrichter, ein Maar, schuf; ja man könnte vielleicht annehmen, daß unter jedem Vulkan ein Maar begraben liege. Dies ist aber, wie Branco nachgewiesen hat, keineswegs stets der Fall. Denn in vielen Fällen setzt der Vulkanismus nicht mit Explosionen ein, sondern unmittelbar mit dem Hervorbrechen von Magma. Diese beiden Formen stehen

einander scharf gegenüber. Ein Maar ist eben der Embryo eines mit einer Explosion beginnenden Vulkanes, aber nicht jeder Vulkan war in embryonalem Zustand ein Maar.

Wie aus den Betrachtungen hervorgeht, müssen wir das beschriebene Basaltvorkommen von Naurod als einen **embryonalen Vulkan betrachten, der in die Gruppe der Tuffmaare mit Basaltfüllung** zu stellen ist.

Das oben erwähnte zweite Basaltvorkommen ist mehrere 100 m nördlich von dem soeben beschriebenen gelegen. Es ist in einer 24 m tiefen Grube erschlossen. In der Topographie des Geländes hebt sich dieser Basalt ebensowenig wie der zuerst beschriebene irgendwie ab.

An beiden Stellen ist das petrographisch gleiche Eruptivgestein hervorgequollen.

Das nördliche Basaltvorkommen bietet aber insofern ein Interesse, als sich in diesem ein Gebilde vorfindet, welches nur selten wohl in gleicher Klarheit zu beobachten ist: das Reibungskonglomerat.

Die Begrenzung des Basaltes ist nur an einigen Stellen und nicht rundum zu erkennen. Auf der Ostseite befindet sich inmitten des Basaltes ein gewaltig großer Block gefritteten Serizitgneises, welcher — ein Zeichen, daß die Wandung des Schlotes nicht weit ist — von einem echten Reibungskonglomerate umgeben ist. Der große, von basaltischem Gesteine umschlossene Block besitzt einen Durchmesser von mehreren Metern. An ihn schmiegen sich die Agglomerate an, die aus zum Teil gefritteten großen und kleinen Blöcken bestehen, welche oftmals eine derartig ausgesprochene Abrundung erkennen lassen, daß man vermeinen möchte, sie seien im Wasser abgerollt. Daß dem aber nicht so ist, das beweisen kleine Ecken, welche hie und da unvermittelt hervorspringen und sich niemals bei im Wasser abgerollten Blöcken vorfinden würden.

Mitunter kommen auch Gerölle vor, bei welchen sich eine blätterige Abschuppung der äußeren Kruste konstatieren läßt. Entweder ist dies eine Wirkung der Stöße, denen die Blöcke ausgesetzt waren, und denen sie ihre Abrundung verdanken, oder eine Wirkung der Hitze, welche von dem Basalte ausging. Trifft letztere Vermutung das Richtige, so hätten wir hier eine weitere Kontakterscheinung.

## 5. Die Kontakterscheinungen der Basalte; der Nauroditschiefer.

Die Basalte durchbrechen die dynamometamorphen Serizitgesteine des Taunusgebirges. Daher kommt es, daß man eine sekundäre Metamorphose infolge des Kontaktes mit Basalt in den umgebenden Schichten nur schwer erkennen kann. Kontaktmetamorphe Umwandlungen sind wohl infolgedessen bisher nur bezüglich der Einschlüsse von Sedimentgestein, die sich im Basalte vorfinden, beobachtet worden. F. Sandberger hat sie eingehend beschrieben<sup>1)</sup>.

Kontaktliche Veränderungen im Nachbargestein des Basaltes sind bisher noch nicht nachgewiesen worden. Das Basaltgestein des südlichen Bruches von Naurod durchsetzt den sog. Adinolschiefer, einen Serizitschiefer, welcher abwechselnd aus Lagen serizitischen Gesteines und Albit führenden Quarzites besteht.

Neben dem Adinolschiefer steht auf der nordwestlichen Seite ein grünliches Schiefergestein an, welches dem äußeren Habitus nach zu den Hornblendeserizitschiefern C. Kochs zu rechnen wäre.

Im Dünnschliff aber gibt es sich als ein typisches Kontaktgestein zu erkennen, welches sich wesentlich von den Serizitschiefern der Nachbarschaft unterscheidet. Es kommt in diesem Schiefer ein blaugrünes pleochroitische Mineral vor, welches in Gestalt schmaler Leisten ohne terminale Flächen im Gestein zahlreich eingesprengt ist.

Durch die Schiefe der Auslöschung unterscheidet es sich von Turmalin, welchem es in der Form des Auftretens recht ähnelt. Die Leisten liegen alle parallel der Schichtfläche, so daß erst ein Schliff senkrecht zur Schichtung den Querschnitt der Leisten erkennen ließ. Es ist ein Prisma, dessen Winkel etwa 125° beträgt. Eine Spaltbarkeit ließ sich allerdings nicht erkennen, jedoch steht es außer Zweifel, daß wir es mit einem blauen Minerale der Hornblendegruppe zu tun haben.

Wie wir sehen werden, ist dieses Mineral jedoch mit keinem der bisher bekannten Vertreter dieser Gruppe zu identifizieren.

---

<sup>1)</sup> F. Sandberger, l. c.

Es besitzt einen starken Pleochroismus, und zwar a hellblau-grün, b tiefmeergrün, c farblos-gelblichgrün. Es ist  $b = b$ ;  $c : c = 16^{1/2}^{\circ}$ .

Aus diesen Angaben ist ersichtlich, daß dieses Amphibolmineral kein Glaukophan sein kann, welcher ebenfalls in metamorphen Schiefen vorkommt. Denn es unterscheidet sich von diesem durch die höhere Auslöschungsschiefe, welche bei Glaukophan nur 4—6° erreicht.

Auch mit den übrigen in Betracht kommenden Mineralen der Hornblendegruppe, mit Crossit, Riebeckit und Arfvedsonit, zeigt es beträchtliche Differenzen.

Denn von dem seltenen, ebenfalls in Kontaktgesteinen vorkommenden Crossit<sup>1)</sup> unterscheidet es sich durch abweichenden Pleochroismus und größere Auslöschungsschiefe, welche bei Crossit nur 13° beträgt.

Arfvedsonit und Riebeckit lassen — abgesehen von dem Umstand, daß sie bisher nur aus kieselsäurearmen Eruptivgesteinen bekannt sind — auch anderweitige Verschiedenheiten erkennen. Beide weichen im Pleochroismus ab; auch die Auslöschungsschiefe ist geringer als bei unserem Mineral. Sowohl hinsichtlich der Schiefe der Auslöschung als auch der Pleochroismus steht der Arfvedsonit unserem Kontaktminerale am nächsten. Nun beschränkt sich aber gerade der Arfvedsonit, wie bekannt, doch nur auf kieselsäurearme Tiefengesteine, während er in Erguß- und Kontaktgesteinen nie vorkommt.

Daher glaube ich berechtigt zu sein, dies Mineral, solange es nicht gelingen sollte, es mit einem anderen bekannten zu identifizieren, als ein **neues Kontaktmineral aus der Hornblendegruppe** ansprechen zu dürfen; ich benenne das Mineral nach seinem Herkunftsort **Naurodit** und bezeichne das erwähnte Kontaktgestein als **Nauroditschiefer**.

Die Basaltmassen besaßen also eine beträchtliche Temperatur, als sie aufgestiegen sind. Sie haben infolgedessen das Nachbargestein metamorphosiert. Als merkwürdigstes Produkt der Kontaktmetamorphose lernten wir den Nauroditschiefer kennen.

---

<sup>1)</sup> C. Palache: On a Rock from the Vicinity of Berkeley containing a new Soda Amphibole (Crossit). (Bull. Dep. Geol. Univ. Cal. 1894. 1. 181—192.)

Aus dem Grade der Umwandlung, welche die Einschlußgesteine des Basaltes erfahren haben, folgert F. Sandberger, daß die Basaltmasse, als sie extrusiv ward, zwar recht beträchtliche Temperatur besaß, daß jedoch die Rotglühhitze nicht erreicht wurde. „Keine an Nauroder Einschlüssen beobachtete Erscheinung deutet darauf hin, daß so hohe Temperaturen (wie Rotglühhitze oder gar Weißglühhitze), wenn auch nur lokal bei der Eruption dieses Basaltes aufgetreten sind“<sup>1)</sup>.

In einer späteren Mitteilung<sup>2)</sup> berichtet Sandberger, daß sich unter den Einschlüssen auch solche finden, die aus einem dichten Gemenge von Flußspat und Quarz bestehen. Aus diesem Umstand folgert Sandberger, daß der Basalt „mit der niedersten zu seiner Eruption erforderlichen Temperatur aufgestiegen sein muß, denn sonst wären Flußspat und Quarz gewiß zusammen geschmolzen worden“.

Falls diese Einschlüsse sich wirklich im basaltischen Magma befunden hätten, so müßte seine Temperatur allerdings eine sehr viel niedrigere gewesen sein, als man dies normalerweise erwarten könnte.

Da jedoch das bisher als Basalt angesprochene Gestein zum Teil kein erstarrtes Magma, sondern ein Tuff ist, so wäre es doch möglich, ja sogar wahrscheinlicher, daß der erwähnte Einschluß aus dem Basalttuff, nicht aber aus der Basaltlava stammt. Denn in dem Tuff herrschte niemals eine so hohe Temperatur, daß Einschmelzung des Quarzes im Flußspat hätte stattfinden können.

Dies steht in Einklang mit dem Ergebnis der Studien über die Veränderungen, welche vulkanische Gebilde dieser Art an anderen Orten erzeugt haben. So erwähnt Branco, daß die Farbe der schwarz-, bezw. rotgebrannten Jurakalke am Rande der Maartuffgänge von Urach auf eine Temperatur von nur 300–600° hinweist<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> F. Sandberger, l. c., 60.

<sup>2)</sup> F. Sandberger: Neue Einschlüsse im Basalt von Naurod bei Wiesbaden. Verhandl. d. K. K. geol. Reichsanstalt, 1884, S. 17–18.

<sup>3)</sup> W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen, 541. Bei Erhitzung auf 300° waren die Veränderungen kaum merklich, während bei 600° bereits nach einhalbstündiger Erhitzung die Färbung auftrat. Da die Erhitzung des Nachbargesteines lange Zeit hindurch anhielt, so ist

Ferner ist bei Oberleinleiter<sup>1)</sup> an dem völlig gleichartigen Tuffmaar mit Basaltfüllung zu beobachten, daß auch hier die in dem Nachbargestein vollzogene Veränderung eine sehr unbedeutende ist. Jedenfalls scheint die Wärme, welche hier durch den Kontakt mit dem Schmelzfluß in dem Nachbargestein erzeugt wurde, nicht die Rotglühhitze erreicht zu haben, sonst wären die Kalke nicht gefärbt, sondern kristallinisch geworden.

## **6. Die Unabhängigkeit der Maarkanäle von Dislokationen.**

Die Basaltvorkommen von Sonnenberg, Rambach und Naurod liegen scheinbar in einer Zone, welche nach C. Koch dem Streichen der Taunusgesteine entspricht. Aus diesem Umstand glaubte Koch folgern zu dürfen, daß diese Basalte gleichsam gangartig eine Bruchspalte des Gebirges erfüllen. Daß dieser angenommene Gang jedoch unterbrochen war, ist C. Koch keineswegs fremd geblieben: die Basalte „bilden einen unterbrochenen Zug, welcher im Streichen des Serizitgneises, in welchem sie brechen, liegt<sup>2)</sup>“.

Bezüglich der Eruptionsschlote von Naurod spricht Koch sogar die Vermutung aus, daß in ihnen „Teile eines durch einen Verwurf zerrissenen ehemaligen Ganzen — also eines Ganges — vorliegen“.

Die Möglichkeit, daß hier getrennte Eruptionsschlote vorhanden sind, welche unabhängig voneinander und von den durch die gebirgsbildenden Kräfte hervorgebrachten (nicht einmal nachgewiesenen) Dislokationen von den vulkanischen Kräften gebildet sein können, ist gar nicht erwogen worden. Ja man ist sogar zu der Ansicht gelangt, daß die in der Streichrichtung liegende Spalte noch durch einen Querverwurf zerrissen sei, weil sonst das Abweichen der Verbindungslinie beider Basalteruptionpunkte von Naurod von der angenommenen Hauptspalte nicht hätte erklärt werden können.

Nun ist diese Abweichung von der angenommenen Bruchwohl kaum eine Temperatur von 600° nötig gewesen. Wahrscheinlich war die Temperatur eine viel geringere. Die „Schwarzbrennung“ wird auf organische Reste zurückgeführt, welche in dem Gestein noch erhalten sind.

<sup>1)</sup> W. v. Knebel, Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene im Tafeljura. Sitzungsberichte d. physikalisch-medizinischen Societät Erlangen, 1903.

linie keineswegs die einzige. Diese Linie verläuft angeblich von Naurod in ungefähr südwestlicher Richtung über Rambach-Sonnenberg zum Tannelbachtal und nach Wiesbaden hin. Auf dieser gedachten Linie liegen jedoch keineswegs die Eruptionspunkte. Schon die beiden Maarkanäle von Naurod liegen in einer nordsüdlichen Linie (also ca.  $45^{\circ}$  abweichend von der vorausgesetzten Spalte). Nun könnte ja allerdings die Spalte durch einen Querverwurf zerrissen sein, wie Koch vermutete. Aber dann wäre ein drittes Basaltvorkommen von Kellerskopf bei Naurod, welches ca. 2 km nordwestlich von dem nördlichen der beiden Eruptionspunkte liegt, nicht zu erklären. Dieses dritte Vorkommen müßte unabhängig von dieser Vulkanspalte liegen.

Ein vierter Eruptionspunkt ist in der Nähe des im Norden von Rambach gelegenen Kirchhofes. Dieser liegt ca. 1 km von der angenommenen Vulkanspalte entfernt.

Die unbedeutenden Basaltvorkommen von Sonnenberg könnten möglicherweise auf einer solchen Spalte liegen. Sie sind aber nur zum Teil noch aufzufinden. Auch liegen sie durchaus nicht auf einer ungefähr geraden Linie, so daß man auf eine Bruchspalte schließen müßte, vielmehr weichen auch diese von der gedachten Spalte ab, nur in unbedeutenderem Maße als die erstgenannten.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Lage der einzelnen Eruptionspunkte durchaus nicht auf eine Bruchlinie hinweist, auf welcher der Vulkanismus extrusiv ward.

Aber selbst, wenn man diese Bruchspalte annehmen wollte, so müßte man hervorheben, daß sie keineswegs in Streichen der Taunusgesteine liegt, sondern vielmehr durchaus davon abweicht.

Die Taunusschichten streichen von Ostnordost nach Westsüdwest; die konstruierte Basaltspalte nordöstlich bis südwestlich. Die tektonischen Linien des Taunusgebirges streichen alle entweder parallel der Hauptrichtung des Gebirges ostnordöstlich bis westsüdwestlich, oder aber senkrecht hierzu, also nordnordwestlich bis südsüdöstlich. Letzterer Richtung folgen beispielsweise die Quarzgänge, welche oft auf eine Erstreckung von mehreren Kilometern den Taunus durchqueren.

Nun werden wir in der nordöstlich bis südwestlich

streichenden „Vulkanspalte“ eine völlig neue Spaltenrichtung kennen lernen, welche von den übrigen beträchtlich abweicht.

Da nun diese Spalte nie beobachtet wurde und auch, wie wir sahen, die Lage der Eruptionspunkte durchaus nicht auf eine solche hinweist, glaube ich folgern zu müssen, daß diese Spalte nicht existiert: **Wir haben somit in den Maarkanälen von Naurod vulkanische Eruptionspunkte, an welchen der Vulkanismus unabhängig von präexistierenden Spalten extrusiv geworden ist.**

### **Zusammenfassung der Gesamtergebnisse.**

Die Ergebnisse, zu welchen ich beim Studium der Basalt-eruptionen von Naurod gekommen bin, fasse ich, wie folgt, zusammen:

1. Die Basalte von Naurod durchbrechen die nach Nordnordwest einfallenden, steil aufgerichteten Schichten der metamorphen Taunusgesteine. **Die Mächtigkeit der Taunusgesteine beträgt** (mit Ausschluß des Hunsrückschiefers) **mindestens 4000 m.**

2. Das **Alter der Basalte** ist, wie folgt, festgestellt: Sie sind älter als die ältesten (mitteloligozänen) Gebilde des Mainzer Beckens — denn diese enthalten Basalteinschlüsse; sie sind aber jünger als die jüngsten Faltungsvorgänge, von welchen das Taunusgebirge betroffen wurde. **Die Basalteruptionen dürften in eozäner Zeit erfolgt sein.**

3. Die Basalte sind nicht als gangförmige Ausfüllungen von Spalten aufzufassen, sondern als embryonale Vulkane: **Tuffmaare mit Basaltfüllung.** Die rundlich-ovalen Schlote sind **Maarkanäle.**

4. Die Basalte haben das Gestein, welches sie durchbrechen, teilweise verändert. Als merkwürdigstes Produkt der Kontaktmetamorphose lernten wir den **Nauroditschiefer** kennen, in welchem **ein neues Mineral der Hornblendegruppe** vorkommt, dem ich den Namen **Naurodit** beigelegt habe.

5. Die Basalte von Naurod sind **unabhängig von tektonisch vorgezeichneten Linien** im Taunusgebirge hervorgebrochen.

---

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Sitzungsberichte der Physikalisch-Medizinischen Sozietät zu Erlangen](#)

Jahr/Year: 1901-1903

Band/Volume: [35](#)

Autor(en)/Author(s): Knebel Walther von

Artikel/Article: [Basaltmaare im Taunus, 213-230](#)