

Über die vulkanischen Laven.

Von

Prof. Dr. Friedrich Becke.

Vortrag, gehalten den 27. Jänner 1904.

Hochverehrte Anwesende!

Vermutlich haben viele von Ihnen in der Jugend den Robinson Crusoe gelesen, jenes unvergeßliche Buch, das bei ganzen Generationen von Menschen die erste Bekanntschaft mit dem Bücherwesen vermittelt und die nachhaltigsten und tiefsten Eindrücke hinterlassen hat. Keines von allen den darin beschriebenen Ereignissen hat mich lebhafter gepackt als die Schilderung, wie Robinson eines Nachts, durch einen heftigen Erdstoß erweckt, aus seiner Höhle herausstürzt und den benachbarten Hügel in vollem vulkanischen Ausbruch erblickt. Glühende Lava wird von dem gespaltenen Berge unter Donnergebrüll ausgeworfen, glutrot erhebt sich über dem Gipfel eine mächtige Feuersäule, aus der die Blitze nach allen Seiten hin ausfahren.

Der Eindruck der lebhaften Schilderung war so stark, daß ich mich gut erinnere, wie ich wochenlang feuerspeiende Berge mit grellroten Farbenstiften malte, ausschnitt und Wände, und Türen mit diesen vulkanischen Bildern beklebte, wahrscheinlich nicht zur großen Freude meiner guten Mutter.

Die Jahre sind vergangen, aber als ich als reifer Mann zum erstenmale am Kraterrand des Vesuvs stand,

vor dem runden Kesseltale, aus dessen Boden sich ein schwarzer Schlackenkegel recht wie ein Höllenmund erhob, als ich die Dampfballen herausquellen sah und die Garben glühender Lavafetzen wie aus einer unerschöpflichen Tiefe emporgetragen unter klatschendem Getöse rings niederfielen, — der Eindruck war ein anderer, aber nicht minder tief und nachhaltig. Und in der Tat gibt es wohl keine Gruppe von Naturerscheinungen, die uns oberflächlichen Erdbewohnern ein so tiefes mit Grauen gemischtes Interesse einflößen würde, als die vulkanischen Phänomene, in denen das unserer Wahrnehmung für immer entzogene Innere unseres Planeten mit der Oberfläche in Wechselwirkung tritt.

Dieses Interesse voraussetzend, möchte ich heute einiges von dem mitteilen, was die Wissenschaft über das am meisten in die Augen fallende Produkt der Vulkane, über die Laven in Erfahrung gebracht hat.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die wichtigsten Erfahrungen über vulkanische Laven an unseren europäischen Vulkanen Vesuv und Ätna gewonnen wurden.

Am Vesuv sind die Erscheinungen, die zum Ausbruche der Lava führen, ziemlich genau bekannt. Nach einer größeren Eruption ist gewöhnlich ein gewaltiger Gipfelkrater vorhanden, ein tiefer Trichter mit steilen Wänden, am Boden von Gesteinblöcken erfüllt, zwischen denen in den am Vesuv allerdings seltenen Ruheperioden vielleicht nur eine mäßige Entwicklung von Dämpfen und Gasen, die die Wände mit Ausblühungen beschlagen, ver-

rät, daß der Unhold in der Tiefe nicht tot ist, sondern nur schlummert.

Die neu erwachende vulkanische Tätigkeit kündigt sich durch Zunahme der Dampfentwicklung und durch die Bildung eines oder mehrerer Feuerschlünde an, in deren Innerem man unter günstigen Verhältnissen den Glutbrei, die flüssige Lava auf- und abwallen sieht. Die Oberfläche hebt sich, wölbt sich blasenartig empor, platzt unter Detonation, wobei Fetzen der schmelzflüssigen Masse herumgeschleudert werden, sowie eine heftig siedende Flüssigkeit Tröpfchen ausschleudert. Diese vulkanischen Schlacken bauen um die Eruptionsstellen einen kegelförmigen Hügel auf und bedecken den ganzen Kraterboden, der manchmal auch durch Austritt geschmolzener Lava selbst erhöht wird. Der Gipfelkrater wird dadurch immer seichter und seichter und die Säule geschmolzenen Gesteins reicht immer höher im Innern des Berges hinauf. Unmittelbar vor dem Eintritte einer größeren Eruption ist oft überhaupt kein eigentlicher Gipfelkrater vorhanden, sondern ein allenthalben qualmendes Gipfelplateau von vulkanischen Schlacken, auf dem sich ein oder auch mehrere solcher Feuerschlünde befinden. Bisweilen steigt die Lavaflut im Inneren des Berges so hoch, daß sie geradezu überfließt und so zur Entstehung von kleinen Lavaströmen Anlaß gibt, die über die steilen Flanken des Vulkankegels herabfließen. Dies ist aber bei großen Eruptionen der seltenere Fall. Häufiger kommt es vor, daß die Flanken des Berges den Druck der geschmolzenen Gesteinssäule nicht aushalten. Sie reißen von

oben nach unten auf und die Lava entleert sich durch die Spalte. Unter Entbindung gewaltiger Mengen von Dampf unter Explosionserscheinungen, bauen sich über der Spalte eine Reihe von Schlackenkegeln auf, die gewöhnlich mit dem Aufreißen der Spalte von oben nach unten nacheinander in Tätigkeit treten und in derselben Reihenfolge mit dem Sinken der Lavaoberfläche im Inneren des Berges die Lieferung von Lava, dann auch das Auswerfen von Schlacken einstellen, während die Dampfentwicklung noch lange fortdauern kann. Bei den meisten großen Paroxysmen des Vesuv erschöpft sich die Lavaflut binnen einigen Stunden oder Tagen; der im Berge angesammelte Vorrat des Gesteinsbreies ist abgezapft, es vollziehen sich noch die Nachspiele der Eruption in Ausbrüchen von Dampf, Aschen und Sandregen aus dem Gipfelkrater und, wenn man nach Ablauf dieser Endphasen den Gipfel des Berges wieder erreichen kann, ist ein ungeheurer leerer Kraterschlund entstanden, der große Ofen leer geworden.

Nicht immer vollziehen sich die Ereignisse in dieser raschen Folge. Bisweilen kommt es vor, daß die Lavaquellen an der entstandenen Seitenspalte des Berges lange Zeit fortfließen, wobei dann der Gipfelkrater des Berges in mäßiger Tätigkeit verharrt und nur als Ableitungsöffnung für die gewaltigen Dampfmen gen zu dienen scheint. So war es am Vesuv in den Jahren 1891 bis 1894, wo an der Nordseite des Vesuvkegels zwischen Vesuv und Somma eine solche Lavaquelle durch drei Jahre unausgesetzt tätig war, kleine Lavabäche bald nach

der, bald nach jener Richtung entsendete, die nach und nach einen 135 *m* hohen, flachen Lavahügel aufbauten, der das bekannte Profil des Vesuvs von Neapel nicht unbeträchtlich veränderte, indem nunmehr zwischen Somma und Vesuv sich ein dritter flacher Gipfel einschiebt.

Während dieser ganzen Zeit verharrte der Gipfelkrater in dem Zustande eines tiefen dampfenden Schlundes. Erst als anfangs 1894 das Ausquellen der Lava am Fuße des Kegels aufhörte, begann der Gipfelkrater sich wieder unter Schlackenauswurf zu füllen, und März 1895, als ich den Gipfel besuchte, war die Mündung des tätigen Feuerschlundes beiläufig in einem Niveau mit dem Kraterlande. In der Tat folgte im Juli desselben Jahres ein neuerlicher größerer Seitenausbruch.

Das bei einzelnen Eruptionen gelieferte Lavaquantum ist sehr verschieden.

Eine der heftigsten Eruptionen des Vesuvs, jene vom April 1872, lieferte eine Lavamenge, die auf 20 Millionen Kubikmeter geschätzt wurde, und zwar in der relativ kurzen Zeit von 30 Stunden.

Während der lang andauernden Eruptionsperiode von 1891 bis 1894 lieferten mehrere Mündungen am Fuße des Vesuvkegels unter mäßigen Eruptionerscheinungen fast unausgesetzt Lavaströme, die, übereinander hinfließend, einen etwa 130 *m* hohen Berg aufbauten. Die Menge dieser Lava wird von Matteucci auf 36 Millionen Kubikmeter geschätzt.

Der größte Lavastrom, den der Ätna in historischer Zeit lieferte (1669), der Catania zum Teil zerstörte,

wird auf 1 km^3 geschätzt. Am Mauna Loa auf Hawaii werden Lavaströme beobachtet, die das doppelte Volumen erreichen, und etwa zehnmal größer sind die Lavafelder von Island (Skaptar Jökull 1783).

Diese Zahlen will ich in ein etwas anschaulicheres Maß umwandeln. Das Wiener Rathaus stellt ein Parallelepiped von etwa 72.000 m^3 dar.

Nun entspricht das Volumen der Lavaströme:

Vesuv Eruption 1872	30
„ „ 1891—1894	50
Ätna 1669	1500
Mauna Loa	3000
Skaptar Jökull	15.000

solcher Parallelepipede.

Zur Charakterisierung der Flächen, welche durch die Lavaströme bedeckt werden, mögen folgende Angaben dienen.

Die Vesuveruption von 1891 bis 1894, die mit Unterbrechungen und Schwankungen nahezu drei Jahre währte, lieferte eine Lavamasse, die 141.000 m^2 bedeckte; das ist ungefähr der Flächeninhalt des kleinsten Wiener Stadtbezirkes VIII. Josefstadt.

Bei der Eruption im Laki-Bezirk am Fuße des Skaptar Jökull in Island öffnete sich 1783 eine zirka 25 km lange Spalte und lieferte binnen wenigen Wochen enorme Quantitäten von Lava, die $60\text{—}80 \text{ km}$ Länge und in der Ebene $10\text{—}24 \text{ km}$ Breite erreichten. Das von den Feuerfluten bedeckte Areal mag etwa so groß

sein wie das ganze Wiener Becken vom Kahlenberg bis zum Thebener Kogel und bis Gloggnitz hinein.

Dies ist wohl die größte Lavafut, die seit Menschengedenken dem Erdinneren entquoll.

Bei kleineren Flankenausbrüchen des Vesuvs und Ätnas kann man sich bisweilen der Quelle der Lava auf einige Meter nähern. In der Tat hat man die wichtigsten Daten über die Beschaffenheit der flüssigen Lava bei solchen kleineren Eruptionen sammeln können.

Bestimmungen der Temperatur hat man früher durch Metalldrähte versucht und beobachtet, ob dieselben zum Schmelzen kamen oder nicht. Weit genauere Bestimmungen wurden aber durch kalorimetrische Beobachtungen bei der Ätnaeruption von 1892 durch Bartoli angestellt. Die höchste Temperatur, welche am Anfang des Lavastromes in einer Tiefe von 1 *m* gefunden wurde, betrug 1060 °C. Derselbe Lavastrom gab 2—3 *km* von seiner Quelle niedrigere Temperaturen, nämlich 870°, 800°, 750° C.

Diese Temperaturen sind keineswegs besonders hoch und mit modernen Mitteln kann man leicht Temperaturen in Öfen herstellen, die bedeutend höher sind. Mit Temperaturen, wie sie in der Ätnalava vorhanden sind, arbeiten unsere Metallarbeiter tagtäglich.

Allerdings dürften die sehr leichtflüssigen Laven um einige hundert Grade höhere Temperaturen haben.

Von der Temperatur hängt in erster Linie die Beweglichkeit der Lava ab. Heiße Laven sind leichtflüssiger, beweglicher als solche, die schon einen Teil

ihrer Wärme abgegeben haben. Indessen ist die Geschwindigkeit, mit der die Laven sich fortwälzen, selten eine bedeutende. In unmittelbarer Nähe der Austrittsstellen erscheint die Lava am Ätna auch bei Tage rotglühend. Der Flüssigkeitsgrad ist so groß, daß auf steilem Gehänge (40° gegen den Horizont geneigt) die Geschwindigkeit des Strömens derjenigen eines trabenden Pferdes gleichkommt. Aber schon hier ist die Lava nicht mehr vollkommen flüssig, was schon aus dem von Bartoli bei der Eruption 1892 beobachteten Umstande folgt, daß der Strom schwimmende Massen in glühendem Zustande mit sich schleifte. Wenige Meter von der „Bocca“ entfernt, war es schon mit Schwierigkeiten verknüpft, in die Lava mit einem eisernen Geräte zu stoßen. Warf man eine feste Masse mit Gewalt auf die Lava, so prallte sie mehrere Male ab, hinterließ an dem Berührungspunkte nur einen schwachen Eindruck und wurde schließlich von der fließenden Lava auf ihrem Rücken weitertransportiert.

Bei derselben Eruption legte ein Lavastrom in 82 Stunden etwa 5 *km* zurück, also in einer Stunde durchschnittlich 61 *m*, in einer Minute 1 *m*.

Die sehr heißen und leichtflüssigen Laven des Kilauea und Mauna Loa auf Hawaii erreichen allerdings viel größere Geschwindigkeiten. Hier wird von Lavaströmen berichtet, die mit der Schnelligkeit reißender Bergströme über die flachen Abhänge des Vulkans herabschießen, Geschwindigkeiten, denen auf die Dauer der flinkste Schnellläufer nicht gewachsen wäre. Doch das

sind extreme Fälle, die wenigstens an den bekannten Vulkanen selten vorkommen.

Das andere Extrem von Zähflüssigkeit stellt die Lava des Mont Pelée dar, der durch die Zerstörung von St. Pierre auf Martinique am 8. Mai 1902 zu trauriger Berühmtheit gelangte. Nach den heftigen Eruptionen im Mai und Juni 1902 war die Gipfelregion monatelang in Wolken gehüllt. Als die Wolken sich verzogen, zeigte sich ein seltsamer Turm von Fels, von Rissen durchzogen, in deren Tiefe die Glut zur Nachtzeit sichtbar wurde. Der Turm schob sich allmählich höher und höher, veränderte wiederholt durch Einstürze seine Gestalt. Seit dem Herbst des Jahres 1902, wo er zuerst beobachtet wurde, zeigte seine Höhe die sonderbarsten Schwankungen. Im März 1903 war es eine zirka 250 m hohe Felsnadel mit steiler, gegen SW. blickender Absturzfläche und einer steil gewölbten und gerieften Böschung gegen Ost.

Nach den sorgfältigen Beobachtungen von Lacroix, Sapper, Hovey und anderen kann es keinem Zweifel unterliegen, daß dieser Turm eine in halbstarrem Zustande aus dem Inneren des Berges hervorgepreßte Lavamasse darstellt, die durch die im Inneren des Berges herrschende Spannung etwa so herausgepreßt wurde wie die Glyzerinpaste aus der Kalodonttube durch den Fingerdruck.

An einem und demselben Vulkan, ja bei derselben Eruption zeigen sich sehr große Unterschiede in der Art, wie sich die Lava beim Erstarren verhält. Jedem Vesuvbesteiger fällt der Unterschied der sogenannten Fladen-

lava und der Blocklava auf. Die großen Lavaströme, die bei heftigen Paroxysmen des Berges oft in wenigen Stunden einige Millionen Kubikmeter Lava liefern, erstarren unter gewaltiger Dampfentwicklung zu einem Haufwerk von scharfkantigen Blöcken. Nichts Trostloseres als ein solches Lavafeld von Blocklava. Kein Stein liegt fest auf dem anderen; jeder Schritt bringt die Blöcke zum Umkippen, jedes Ausgleiten bringt den Wanderer in Gefahr, sich an den messerscharfen Ecken und Kanten gefährliche Verletzungen beizubringen, gar nicht zu reden von der Wirkung auf das Schuhwerk. Die Lava der Eruption von 1872, die vom Jahre 1822, die enormen Lavaströme, welche 1631 die Ortschaften am Fuße des Vesuv zerstörten und mächtige Vorgebirge ins Meer hinausbauten, sind solche Blocklava. Ebenso haben die Eruptionen des Ätna zumeist Blocklaven geliefert.

Den zweiten Typus kann man sehr schön an der Vesuvlava des Jahres 1859 beobachten, die von der Fahrstraße von Resina zum Observatorium gekreuzt wird. Diese Fladenlaven scheinen mehr den langandauernden, Tage, Wochen und Monate währenden Lavaergüssen eigentümlich zu sein. In ihren Erstarrungsformen spricht sich klar aus, daß die Lava durch einen zähflüssigen, halbplastischen Zustand durchgegangen ist. Die zähe Haut, die sich oberflächlich bildet, wird durch den nachdrängenden Glutbrei zu parallelen Runzeln zusammengeschoben, diese übereinandergedreht, wodurch die sonderbarsten Gestalten entstehen, die hier an ein wirres

Haufwerk von gedrehten Seilen, dort an die wulstigen Bäuche von unterweltlichen Ungetümen erinnern. Jedenfalls kommt man auf dieser Lavaform viel leichter vorwärts. Die Laven, welche in der Periode von 1891 bis 1894 einer Bocca im sogenannten Atrio entquollen, haben diese Beschaffenheit. Ebenso sind nicht wenige der alten Sommalaven solche typische Fladenlaven.

Auf den Hawaii-Inseln ist diese Form der Lava ebenfalls weit verbreitet und in der Oberfläche von uralten Lavaergüssen im Devon von Mitteldeutschland hat man dieselben wulstigen Erstarrungsformen angetroffen. Es hat den Anschein, daß diese Fladenlaven unter minder starker Dampfentwicklung erstarren, daß sie entweder von vorneherein ärmer sind an gasigen Bestandteilen oder einen großen Teil ihres Gasgehaltes schon vor der Eruption abgegeben haben.

Solche Fladenlaven sind es, die Anlaß geben zu der sonderbaren Erscheinung der Lavahöhlen. Indem die fließende Lava oberflächlich erkaltet und erstarrt, bildet sie eine feste Röhre, innerhalb befindet sich die Gesteinsmasse, vor weiterer Erkaltung geschützt, noch im flüssigen Zustande. Wenn nun der Nachschub von der Quelle aufhört, rinnt die flüssige Masse unten aus und ein hohles Gewölbe bleibt stehen.

Die Blocklaven lassen dieses Nachsinken ebenfalls erkennen, aber die unzusammenhängende Beschaffenheit ihrer Blockdecke gestattet nicht, daß ein hohles Gewölbe entsteht, sondern es bleiben nur zwei höhere seitliche Wälle stehen, die das Niveau der höchsten Lavafut be-

zeichnen und in ihrer äußeren Erscheinung an die Seitenmoränen der Gletscher erinnern.

Mächtige Lavamassen, die sich an den Enden der Ströme 10—30 *m* hoch aufstauen, erstarren im Inneren zu einer kompakten, steinigen Masse, die oft die regelmäßige säulenförmige Absonderung zeigt, die wir an den mächtigen Basaltdecken in der schönsten Entwicklung finden; eine Folge der bei allmählicher Erkaltung eintretenden Schrumpfung. Diese Säulenstruktur reicht nie bis an die Ober- und Unterfläche, sondern hier findet man die unregelmäßige Absonderung, die poröse Beschaffenheit, welche für die rasche, zur Schlackenstruktur führende Abkühlung charakteristisch ist. Hier ist auch stets die Menge und die Größe der ausgeschiedenen Kristalle geringer, das Gestein glasiger.

Die chemische Untersuchung der Laven und die mikroskopische Prüfung haben gelehrt, daß unter den Laven alle jene Gesteine vorkommen, die man auch sonst unter den Erstarrungsgesteinen antrifft. Es sind eigentlich nur wenige Stoffe, die die Hauptmasse der Laven zusammensetzen; nebst dem Sauerstoff, der gut die Hälfte ausmacht, sind an der Zusammensetzung der Laven die folgenden Elemente beteiligt: Silizium, Aluminium, Kalium, Natrium, Kalzium, Magnesium, Eisen.

Die ersten vier bilden die Hauptbestandteile der farblosen feldspatähnlichen Silikate; Magnesium und Eisen bilden mit der Kieselsäure die Gruppe der farbigen schweren Gemengteile (Pyroxen, Amphibol, dunkler Glimmer, Eisenerze). Das Kalzium spielt eine Doppelrolle

und kann sowohl in die lichten Feldspate, als in die farbigen Gemengteile eintreten.

Außerdem kommen noch viele andere Elemente in kleinen Mengen vor.

Nach dem Vorwalten der leichten farblosen, feldspatähnlichen Gemengteile, zu denen öfter noch freie Kieselsäure (Quarz, Tridymit) hinzutritt, oder der dunklen farbigen Gemengteile hat man die Laven in saure und basische eingeteilt. Rhyolith wäre der typische Vertreter der sauren, Basalt der der basischen Laven. Die Mannigfaltigkeit der Laven ist aber größer, als es eine solche einfache Reihe vermuten läßt. In jedem Eruptionsgebiete finden sich saure und basische Laven. Eine Reihe, die mit dem sehr kieselsäurereichen, eisen- und magnesiaarmen Rhyolith beginnt, weiterhin die Gesteinsarten Dazit und den mittelsauren Andesit umfaßt und mit dem schwarzen, schweren, an Magnesia und Eisen reichen Feldspatbasalt endigt, hat eine weltweite Verbreitung. Ihr fallen die Laven und sonstigen Auswurfsprodukte jenes großen Vulkanringes zu, der den großen Ozean umgibt und eine Fortsetzung findet in der langen Reihe der Vulkane von Java und Sumatra.

Die Vulkangruppen der atlantischen Inseln (Azoren, Kap Verden), die Vulkangebiete des afrikanischen Festlandes haben auch eine gewisse Familienähnlichkeit miteinander. Auch hier findet man helle magnesia- und eisenarme sowie andererseits schwere dunkle basische Laven, aber die einzelnen Glieder dieser Reihe unterscheiden sich von den früher genannten. Die bezeichnenden Ge-

steine sind: Trachyt, Phonolith, Tephrit, Nephelinbasalt und die seltenen Leuzitgesteine, die vom Vesuv bekannt sind. Die mineralogischen Unterschiede der beiden Gruppen liegen namentlich in der Art der farblosen, feldspatartigen Gemengteile.

Während in der pazifischen Sippe ausschließlich die verschiedenen Abarten der Feldspate bisweilen begleitet von den Kieselmineralen Quarz und Tridymit vorkommen, sind in der atlantischen neben und statt der kieselsäurereichen Feldspate auch die kieselsäurearmen Feldspatvertreter: Nephelin, Leuzit und Verwandte zu finden.

Nachdem die chemische Zusammensetzung der Laven und die in ihnen auftretenden Minerale bekannt sind, sollte man meinen, daß es nicht schwer sein müßte, ähnliche Gebilde auch künstlich im Schmelzofen durch Zusammenschmelzen herzustellen. In der Tat ist das auch durch viele Forscher versucht worden und die Versuche sind zum Teile von überraschenden Erfolgen begleitet gewesen. Allerdings waren gewisse Schwierigkeiten zu überwinden und namentlich muß für langsame Erhaltung Sorge getragen werden. Aber die Versuche hatten doch nur einen teilweisen Erfolg. Leicht lassen sich die dunklen schweren basischen Laven nachahmen und die Kunstprodukte, welche die Zusammensetzung der Ätnabasalte oder die vesuvischen Leuzitgesteine haben, kommen dem Naturprodukte recht nahe.

Dagegen will es durchaus nicht gelingen, die hellen feldspat- und kieselsäurereichen Laven, wie z. B. die Trachyte, Phonolite oder Rhyolithe künstlich durch

einfaches Schmelzen der Bestandteile darzustellen. Man erhält immer nur ein glasiges Produkt.

Dies macht uns aufmerksam auf die wichtige Rolle, welche den Dämpfen und Gasen bei der Bildung der Laven zukommt.

In der Tat sind die Laven kein einfacher Schmelzfluß der schließlich steinig erstarrenden Kieselminerale, sondern sie enthalten, wenn sie aus dem Erdinneren hervorbrechen, kolossale Mengen hochgespannter Gase, unter denen Wasserdampf bedeutend vorherrscht.

Diese Gase sind es, die durch ihr Entweichen die Lava aufkochen lassen, die die explosionsartigen Wirkungen, das Auswerfen von Blöcken, zerstäubter Lava (Sand und Asche) bewirken, sie sind es, welche auch in der fließenden Lava vorhanden sind und während der Abkühlung und Erstarrung allmählich entweichen, wobei sie zuerst den Lavastrom gänzlich in eine dampfende Hülle einschließen, später durch Tage und Wochen aus Spalten und Öffnungen der Schlackendecke ausströmen.

Ihre Mitwirkung ist unentbehrlich zur Bildung gewisser Lavaminerale, die der künstlichen Nachbildung aus dem Schmelzofen bisher hartnäckig widerstanden.

Diese enormen Mengen von Wasserdampf, welche bei Eruptionen den Vulkanen entströmen, regen naturgemäß die Frage an: Woher kommen die Wassermengen, woher die Quantitäten von Salzsäure, schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure, die in Begleitung des Wasserdampfes auftreten?

Die Frage ist eine der wichtigsten und schwierigsten für den Haushalt der Erde. Es scheint aber, daß sich mehr und mehr die Überzeugung Geltung verschafft, daß diese die Laven begleitenden Gase von Urbeginn der Erdbildung Bestandteile des heißen Erdinneren bilden und daß das, was wir Vulkanismus nennen, wesentlich nichts anderes ist als die Begleiterscheinung einer allmählichen Entgasung des Erdballes, durch welche die im Erdmagma ursprünglich aufgelösten Gase allmählich der Atmosphäre zugeführt werden.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1904

Band/Volume: [44](#)

Autor(en)/Author(s): Becke Friedrich Johann Karl

Artikel/Article: [Über die vulkanischen Laven. 339-356](#)