

Ueber

**vulkanische Berge
und den Vulkanismus.**

Von

PROF. DR. FRANZ TOULA.

Vortrag, gehalten am 5. December 1877.

In mehreren Vorträgen, die ich in den letzten beiden Jahren im Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse gehalten habe, war ich bemüht, in einzelnen Hauptzügen ein Bild von dem gegenwärtigen Stand unseres Wissens über die Beschaffenheit der Erdkruste und des Erdinnern zu entwerfen.

Dabei beschäftigte ich mich vorerst mit den Fragen: welches der gegenwärtige Zustand des Erdinnern sei,¹⁾ und besprach sodann die Art und Weise, wie wir uns die Gebirge und Thäler entstanden denken sollen.²⁾

Ich war bestrebt, mit grösstmöglicher Objectivität die über diese grossen Fragen herrschenden Ansichten auseinanderzusetzen und diejenigen Meinungen besonders zu betonen, die eine Annäherung an das anzustrebende Ziel: die richtige Erklärung zu finden, bezeichnen.

In Bezug auf meinen Vortrag über die Entstehung der Gebirge, muss ich erinnern, dass ich dabei beinahe ausschliesslich nur die grossen Kettengebirge im Auge hatte, deren Bildung auf jene Reliefveränderungen der Erdoberfläche zurückzuführen ist, die in Folge der im

1) Vortrag am 5. April 1876.

2) Vortrag am 13. Dec. 1876 und am 31. Jänner 1877.

Innern der festen Kruste selbst ununterbrochen thätigen Contractionskräfte auftreten, ihr Wirken zeigt sich in Aufbrüchen und Faltenbildungen, Auflockerungen und Verwerfungen der Erdschichten und gipfelt in der Zusammenschiebung derselben zu Kettengebirgen.

Nicht in den Bereich der damaligen Erörterungen aber wurden gezogen alle jene Berge, Berggruppen und Bergreihen, welche wir nach ihrer Entstehungsgeschichte — das Material, aus welchem sie aufgebaut sind, gibt uns die nöthigen Fingerzeige, um diese zu entziffern — als Vulkane, wenn sie noch gegenwärtig vor unseren Augen ihre grandiose Rolle weiter spielen, oder als Vulkanruinen, als Basalt- und Trachyt-Kuppen oder Dome zu bezeichnen pflegen, wenn die Kraftäusserungen, deren Wirken diese Berge ihre Entstehung verdanken, vergangenen Zeiten angehören und sie seither durch das nimmer ruhende Walten der zerstörenden Kräfte der Atmosphäre, in oft so weit gehendem Masse, in Bezug auf ihre Form sich verändert haben, dass es schwer, ja oft selbst unmöglich wird, eine richtige Vorstellung von ihrer einstigen Gestalt und Grösse, und von ihrem ursprünglichen tektonischen Bau zu erhalten.

Das Auftreten der heutzutage thätigen Vulkane ist an grosse Bruchränder der Erdkruste gebunden. Die geographische Vertheilung der Vulkane ist geradezu von solchen Linien grösster Störungen abhängig. So treten sie vor Allem, mit nur ganz wenigen Ausnahmen, am Rande der Continentalmassen auf. Ich erinnere nur an die weithin zu verfolgenden Vulkanreihen, womit das

Becken des pacifischen Oceans umsäumt ist, an die vulkanischen Aläuten, die Kette von Vulkanen auf Kamtschatka und auf den Kurillen, an die beiden Reihen die sich von Japan einerseits über die Philippinen bis nach Australien, andererseits über die Marianen bis nach Neu-Seeland hinziehen, so wie auch an die mittel- und süd-amerikanischen Ketten. Aber auch für die mehr continentalen Vulkane wird sich überall das Vorhandensein grosser Bruchlinien oder Spalten der Erdkrusten nachweisen lassen. Ganz das gleiche gilt auch von den erloschenen Vulkanen von Mitteleuropa und von Centralasien. Erinnern wir uns nur an die Thatsache, dass vulkanische Gebirge, wie z. B. die vulkanischen böhmischen Mittelgebirge immer an Stellen auftreten, wo bei der Aufrichtung der Kettengebirge Auflockerungen, Verwerfungen, Zerquetschungen und Zerrüttelungen in dem Baue der Erdkruste eintraten. Auf solchermassen entstandenen Rissen und Spalten hat die vulkanische Thätigkeit ihren Sitz und wird daselbst so lange andauern, bis diese Wunden im Leib der Erde vollkommen vernarbt sein werden. — Umgekehrt wird man aber auch aus dem Auftreten von Vulkanen auf Störungen im Schichtenbaue der Erdkruste in den betreffenden Localitäten schliessen können. Man kann dafür etwa folgende Reihenfolge in den Vorgängen aufstellen: Zuerst bildet sich irgendwo eine grosse Hauptspalte, in diese Spalte dringt, so weit es die Reibungswiderstände an den Spaltwänden erlauben, ein Theil des flüssigen Erdinnern (das Magma genannt) empor; reicht die Spalte bis an die Oberfläche der Erde und ist der

Andrang der Lava gross genug, so dass die Wandreibung überwunden werden kann, so kommt es dann zur Eruption.

Aus dem Angeführten geht aber auch, ohne dass es weitere Schwierigkeiten zu überwinden gäbe, die Unrichtigkeit der Humboldt-Buch'schen Ansicht über die Entstehung der Vulkane hervor. Humboldt ist als der eigentliche Urheber, und ein Missverständniss in der Auffassung des Aufbaues des Jorullo in Mexico, als die Veranlassung zu bezeichnen. Diese Heroen der Wissenschaft waren nämlich der Meinung, dass man der vulkanischen Kraft die Hebung des Landes und die Aufrichtung der Gebirge zuzuschreiben hätte, sie machten den Vulkanismus zur eigentlich wirkenden Kraft, während er in der That nur eine Folgeerscheinung ist.

Die erste Bethätigung der vulkanischen Kraft, womit der Aufbau eines Vulkankegels eingeleitet wird, sollte von dieser Auffassung in der gewaltsamen Aufrichtung früher horizontal gelegener Schichten (es sind diess zumeist vulkanische Tuffe, auf welche wir später noch zu sprechen kommen werden), und in der Bildung von grossen Krateren bestehen, die man deshalb als Erhebungskrater bezeichnete. Wir werden im weiteren Verlaufe hören, dass jetzt ganz andere Vorstellungen platzgegriffen haben.

Wir werden zu dieser Ueberzeugung kommen, wenn wir eine Anzahl vulkanischer Berge näher ins Auge gefasst haben werden.

Der am leichtesten zugängliche und daher am häufigsten besuchte thätige Vulkan in Europa ist der

Vesuv bei Neapel, der den südlichen Endpunkt einer circa 400 Kilometer langen Bruchlinie oder Spalte bildet, die sich am Westabhang des mittleren Apennin hinzieht und durch eine ganze Reihe von erloschenen Vulkanen bezeichnet ist, von welchen nur der 1700 Meter hohe Monte Amiata, das Albaner Gebirge bei Rom, die Rocca monfina und endlich die Berge und Hügel der phlegräischen Felder, westlich von Neapel, in deren Osten der über 1200 Meter hohe, halbumwallte Kegel des Vesuv aufragt und dort den Abschluss eines Bildes von einzig dastehender Schönheit bildet. Es ist diess jene denkwürdige Linie, längs der auch eine Reihe von Kraterseen hinzieht, wie der See von Bolsena, Bracciano, Nemi und Albano, — eine Linie, welche Suess in seiner Arbeit über den Bau der italienischen Halbinsel¹⁾ als Bruch- oder Zertrümmerungslinie bezeichnet, da entlang derselben ein mächtiges Kettengebirge von Palermo an bis nach Elba hin, abgebrochen und im tyrrhenischen Meer versunken sei, ähnlich etwa wie an der grossen Bruchlinie zwischen Wien und Gloggnitz ein Theil der östlichen Alpen abgesunken ist, wiewgleich hier das Vorhandensein des Bruchrandes nicht durch Vulkane, sondern nur durch eine Reihe von Thermen bezeichnet ist.

Betrachtet man eine genaue topographische Karte, z. B. die ganz unvergleichlich schöne Karte im Maassstabe 1:100000, die vor wenigen Tagen in Rom erschienen ist, so tritt uns die ganze Geschichte des Berges lebhaft

¹⁾ Sitz.-Ber. d. kais. Ak. d. Wiss. Wien 1872. Märzheft.

vor Augen. Wir sehen den riesigen Wall der Somma den jüngeren Kegel im Norden mantelartig umfassen, wir können die zum Theil ganz grossartigen Lavaströme verfolgen, die sich gegen West, Süd und Ost radial vom Berge herabziehen und sich als wüste Streifen von den sonnigen Fluren auf das grellste abheben.

Es war im April des Jahres 1872, ganz kurz vor dem grössten Ausbruche des Vesuv in diesem Jahrhunderte, als Professor Suess mit einer Schaar von begeisterten Jüngern, worunter auch ich mich zu befinden das Glück hatte, den Berg besuchte. Der früher symmetrische Kegel des Vulkans zeigte eine wesentliche Veränderung. Im Jahre 1871 hatte sich an der nordöstlichen Seite des Kraterabhanges ein kleiner Nebenkrater aufgebaut, welcher unablässig Wolken weissen Dampfes — der Hauptsache nach ist es Wasserdampf — aushauchte, während der Hauptkrater nur von Zeit zu Zeit Dampfballen ausstiess, deren graue Färbung auf grosse Mengen beigemischter Asche schliessen liess. In der Nacht leuchteten die weissen Wolken des Nebenkraters fast ununterbrochen, während der Hauptkrater nur von Zeit zu Zeit aufleuchtete, wobei dann mächtige Massen von glühender Lava durch die Luft geschleudert wurden, die auf den Aschenkegel fallend, oft weite Strecken nach abwärts glitten, und noch lange in düsterer Gluth fortglimmten. Ueber dem Krater war oft lange Zeit hindurch ein rother Feuerschein sichtbar, eine Abspiegelung des in der Kratertiefe liegenden Lavasees auf der über den Berg hängenden Wolke.

In diesem Grad der Thätigkeit befand sich damals der Vesuv schon seit mehr als einem Jahre, doch war es deutlich, dass nun allmählig eine Steigerung derselben platzgriff.

Aus einem fruchtreichen, Garten ähnlichen Lande erheben sich die am Fusse ganz allmählig ansteigenden Abhänge des Berges. Der Weg zieht sich über den schwarzen, vollkommen sterilen Lavastrom vom Jahre 1858 empor, der eine Scenerie von wahrhaft höllischem Charakter darbietet. Vielfach gekrümmte Falten, Wülste und tauartige gewundene Massen sind über und neben einander geflossen und bilden an den steileren Abhängen förmliche Cascaden. Die Entstehung dieser Gesteinswildniss ist nicht schwer zu erklären.

Ursprünglich bildete das Ganze eine ganz eigenthümlich geschmolzene und ziemlich zähflüssige Masse, von im Allgemeinen zungenförmiger Gestalt, mit flach gewölbter, halberstarrter Oberfläche, die in Folge der Abkühlung zu einer festen Kruste wurde, unter welcher, wie in einem Sacke oder in einer Röhre, die Lava fort-floss, bis die Eruption ihr Ende erreichte und das leer gewordene Gewölbe endlich unter seinem eigenen Gewichte zusammenbrach. Es ist diess ein Vorgang, der sich bei allen Lavaergüssen stets wiederholt.

Je weiter nach aufwärts, um so schlechter wird der Weg. Man kommt nämlich bald in den Bereich des vulkanischen Schuttes: eine Menge von grösseren und kleineren Lavablöcken liegen in feineren Schuttmassen eingebettet. Es sind diess diejenigen Massen, die der

Vulkan während seiner Thätigkeit aus dem Krater sowohl, als auch aus den während der Eruption gebildeten Spalten hervorschleudert. Ausser den aus Lava bestehenden Auswürflingen giebt es auch solche, aus ganz anderen fremdartigen Gesteinen, die aus der Tiefe heraufbefördert werden.

Die vom Vesuv ausgeworfenen Blöcke erreichen oft ganz ungeheure Grössen: So erwähnt Hamilton einen derartigen Auswürfling des Vesuv von etwa 2000 Centner Gewicht. (Humboldt aber spricht von einem Blocke von mehr als 4000 Centner der während einer Eruption des Cotopaxi ausgeworfen worden war). Solche Riesenblöcke geben auch mit einem Maassstab ab, um die ungeheuren Kräfte abzuschätzen, die bei derartigen Ausbrüchen thätig sind. Viele der Lavastücke haben ganz zerfetzte Umrisse und sind voll von Blasenräumen im Innern. Andere werden dabei zum Theile durch gegenseitige Reibung, zum Theile durch Dampfkraft zertrümmert, und selbst zu feinem Pulver, der vulkanischen Asche, zerstäubt. Lapilli oder Rapilli nennen die Neapolitaner die abgerundeten schwarzen bis nussgrossen Stücke, den groben vulkanischen Sand, während der feine vulkanische Sand als vulkanische Asche bezeichnet wird.

Hin und wieder findet man auch besonders weiter aufwärts, näher der Auswurfsöffnung Lavastücke von ganz eigenthümlicher gewundener, in Folge ihrer rotirenden Bewegung durch die Luft gebildeter Tropfenform; es sind diess die sogenannten vulkanischen Bomben, die sich in den verschiedensten Grössen vorfinden. Ihr Kern

ist dicht und umschliesst wohl auch manchmal ein Stück älteren Gesteins, das dann in der Lavamasse förmlich eingewickelt erscheint. Fallen grössere derartige Lavamassen in noch weichem Zustande zu Boden, so bilden sie flache abgerundete Kuchen oder Fladen.“—

An dem Observatorium vorbei, erreicht man bald die Stelle, wo die Pferde zurückbleiben müssen, da nun der steile Aufstieg am Aschenkegel beginnt. Früher lag diese Haltstelle im sogenannten Atrio del cavallo, dem westlichen Theil des Ringthales zwischen dem Monte Somma und dem eigentlichen Vesuv, der von dieser Stelle aus, nur noch etwa 300 Meter höher ansteigt.

Die schon vorhin charakterisirte Somma haben wir als den Rest eines grossen Kegelberges von kreisförmiger Basis aufzufassen. Poulett Scrope, dem wir in Bezug auf die Entwicklung der Vulkankunde, so viel zu verdanken haben, spricht die Meinung aus, dass durch den ersten bekannten, in seinen Wirkungen so schrecklichen Ausbruch, im Jahre 79 nach Beginn unserer Zeitrechnung sich ein grosser Krater gebildet habe, der, wenn wir uns den Somma-Wall ergänzen, einen Durchmesser von etwa 3000 Meter gehabt haben müsste.¹⁾ Von diesem riesigen Krater ist uns im Atrio nur noch eine Andeutung erhalten.

Die den Absturz des alten Kraters vorstellenden Somma-wände lassen uns den Bau des alten Vulkans auf das beste erkennen: Zahlreiche Lavaschichten, ganz ähn-

¹⁾ Ueber Vulkane. 1872. S. 287.

lich den heutigen Lavaströmen des Vesuv, liegen übereinander, geschieden durch Lagen von Asche und Lapillen und durchsetzt von zahlreichen Klüften und Spalten, die alle mit ganz ähnlichen Lavamassen erfüllt sind; wodurch eine Art Gerüst geschaffen wurde. Ganz flach, nur unter 25 Grad geneigt, fallen diese Schichten nach Aussen. Die äusseren Abhänge sind bis hoch hinan mit vulkanischem Tuff bedeckt, worunter man erhärtete Schlammströme zu verstehen hat. Solche Schlammströme entstehen entweder bei unterseeischen Ausbrüchen durch Vermischung des Meerwassers mit den Auswurfsproducten, oder in Folge der, bei den grossen Eruptionen so häufig auftretenden Wolkenbrüche, wodurch aus den Äschen und Lapillen Schlammströme erzeugt werden. Diese Wolkenbrüche aber liefern den schönsten Beweis für die grossartige Mitwirkung des Wasserdampfes bei den Eruptionen, denn jene ungeheuren Wassermassen wurden ja in Dampf- form ausgehaucht!

Ueber die Lavablöcke eines kleineren Stromes und durch Aschen geht es den unter circa 30 Grad geböschten Kegel hinan. Von Zeit zu Zeit hörten wir bei unserer Besteigung das kanonenschussartige Donnern der Eruptionen des grossen Kraters und sahen Asche, Steinblöcke und glühende Lavamassen durch die Luft fliegen. Zuerst besuchten wir den kleinen Nebenkater, einen kegelförmigen aus Schlacken wie aus Cokes aufgebauten Schlot, aus dem unter stetem Brausen glühende Dämpfe flammenartig herausströmten, während stossweise, aber in un- gemein kurzen Intervallen Dampfballen herausgestossen

wurden, die sich den Bergabhang hinunterwälzten und uns das Athmen zeitweise sehr erschwerten. Die Schlacken waren überall mit gelben und grellröthlichen Eisenchloriden beschlagen. Dämpfe von Salzsäure, schwefelige Säure und Chlor erfüllten die Atmosphäre.

Die Entfernung zwischen dem kleineren Krater und dem Rand des Hauptkraters hatte sich seit einem Jahre wesentlich vermindert. Professor Suess schloss daraus auf eine Annäherung der Ausbruchsstelle des grossen Kraters gegen den Adventivkrater und auf vermehrte Aufschüttung in der Richtung gegen den letzteren, und daraus wieder auf eine, die beiden Oeffnungen verbindende gemeinschaftliche Spalte. Wie richtig diese Anschauung war, sollte sich gar bald zeigen.

Bei unserem Anstieg zum grossen Krater musste die Aufschüttungssphäre passirt werden. Ueberall lagen die noch heissen und zum Theil noch ganz weichen Schlacken in oft sehr ansehnlichen Grössen herum, und die Donnerschläge erdröhnten ganz schauerlich und waren von einem unbeschreiblichen klingend-kirrenden Geräusche begleitet. Ein Stein- und Schlackenhagel schlug ganz nahe bei uns nieder. Nur nach aufwärts schauen hiess es, um den grossen Massen womöglich ausweichen zu können. Ein geradezu schauerlicher Moment war aber der, als wir mitten durch einen solchen Hagel mussten und rechts und links die glühenden Schlacken niederfielen. Glücklicherweise erreichten wir den Rand des Hauptkraters, leider verhüllten uns aber dichte weisse Dampfwolken jeden tieferen Einblick, nur die gelb-, grünlich-

und stellenweise rothgefärbten Kraterwände wurden zeitweise sichtbar.

In ähnlicher Weise blieb der Berg noch fast drei Wochen thätig, nur wurden die Intervalle zwischen den Detonationen des grossen Kraters allmählig geringer und bildete sich zwischen dem grossen und dem kleinen Krater eine dritte Oeffnung, aus der in grösseren Zeitabständen heftige Ausbrüche erfolgten.

Am 25. April, zur Zeit des Vollmondes, begann der grosse Ausbruch, die grösste und verderblichste Eruption, die der Vesuv in diesem Jahrhundert hatte.

Der Berg war gegen die Somma hin förmlich geborsten und die Lavaströme ergossen sich in ungeheurer Grösse (sie erreichten bis 6 Meter Mächtigkeit) zum Theil im Bereich der Ströme von 1855 und 1858, zerstörten Theile von San Sebastiano, Massa di Somma und Torre del Greco, diesen schon so oft zerstörten und immer wieder erbauten Ort.

Auf der Oberfläche der fliessenden Lava bildete sich, nahe dem Rande der Ströme eine Anzahl kleinerer Kratere, welche Aschen und Schlacken 70—80 Meter hoch auswarfen und je etwa eine halbe Stunde thätig blieben.

Schon am 28. April geriethen die Lavaströme ins Stocken; die Ausströmungen hatten ihr Ende erreicht. Nun begannen aber die Schlackenregen das Land weithin zu verheeren. Eine ungeheure Aschenwolke erhob sich über dem Berge, der vulkanische Staub erfüllte die Atmosphäre und erschwerte in Neapel das Athmen. Bis

Capua reichte der Aschenregen. Die grossen Projectile wurden bis zu 1500 Meter Höhe emporgeschleudert.

Am 1. Mai konnte diese Eruptionsperiode des Vesuv als beendet betrachtet werden, welche am 1. Jänner 1871 begonnen und am Ende bis zu dem fürchterlichen Paroxysmus sich gesteigert hatte, worauf dann wieder eine längere Ruhepause eintrat.

Lassen Sie uns nun auch einen kurzen Blick auf die Hauptmomente der Geschichte dieses Berges werfen, er wird uns Material liefern zum Verständniss der Fragen, die wir an diese Betrachtungen schliessen wollen.

In der nächsten Zeit nach seinem ersten Wiedererwachen zur Thätigkeit, bei welchem Pompeji und Herculanium zerstört wurden, machte er grosse, Jahrhundert lange Pausen, hatte aber auch gar fürchterliche Paroxysmen; so soll bei der dritten Eruption im Jahre 472, die Asche bis nach Constantinopel getragen worden sein.

Im Jahre 1500 erfolgte erst der zehnte Ausbruch und wieder folgte eine mehr als hundertjährige Ruhe. Wälder und Seen umschloss die Somma, der neue Krater erhob sich nur etwa 102 Meter über das Atrio, und sein Krater war von einem See erfüllt.

Nun begann aber im siebenzehnten Jahrhunderte regere Thätigkeit, so dass bald nur Pausen von drei, vier bis fünf Jahren eintraten. Die grossartigsten Eruptionen in der Zeit seit diesem Erwachen sind die vom Jahre 1631, bei welcher die Lava in der Zeit einer Stunde das Meer erreichte und Torre del Greco zerstörte, die vom Jahre

1779, welche durch ihre ungeheueren Aschen- und Dampfsäulen berühmt ist. Die damalige „Feuer-Fontaine“ erzeugte ein Gebräuse wie der Sturmwind und die ausgeworfenen Steine sollen nach Hamilton über 3000 Meter Höhe erreicht haben.

Im Jahre 1794 ward Torre del Greco abermals unter einem grandiosen Strome begraben, dessen Menge Breislak auf 457 Mill. Cubikfuss berechnete. Grössere Eruptionen mit Lavaströmen erfolgten sodann 1805 und 1822. Im Jahre 1839 fand ein ganz eigenthümlicher Ausbruch statt: Ohne Explosion, ohne alles Getöse, so recht in aller Stille, erfolgte hiebei ein ungeheurer Aschenauswurf, der so dicht war, dass die Sonne verfinstert wurde und die Strassen, Felder und Gärten bis gegen Castellamare hin mit einer fussdicken Aschen- und Lapillenschichte bedeckt war. In der Zeit vom Jahre 1827 bis 1850 bauten sich wiederholt Kegelberge im Innern des Vesuvkraters auf, die zerstört und immer wieder aus Aschen aufgeschüttet wurden, so dass der Berg wiederholt aus drei in einander steckenden Kratern bestand, bis dieser innere Kegel, nachdem er zu wiederholtenmalen durch Spaltungen gestört worden war, im Jahre 1850 vollständig zusammenbrach. Eine der grossartigsten Eruptionen trat im Jahre 1855 ein. 27 Tage lang ergossen sich die Lavafluthen. 1858, 1861, 1866 bis 1868 und 1871 und 1872 bezeichnen weiter Eruptionsperioden.

Wenn man die Eruptionsgeschichte des Vesuv verfolgt, so ergibt sich, dass wir es beim Vesuv mit einem

periodisch thätigen Vulkane zu thun haben, dessen Eruptionen im Allgemeinen ziemlich gleichmässige Phasen durchlaufen. Zuerst stellen sich Erschütterungen und Detonationen ein, hierauf steigern sich die Erscheinungen am Krater, die Dampfaushauchungen werden heftiger und heftiger, die Auswürfe von Schlacken und Aschen werden intensiver, bis endlich Lava ausfliesst, welche zumeist aus Spalten des Aschenkegels heraustritt. Aschen- und Lapillenregen schliessen sodann gewöhnlich die Eruption.

Eine grosse Aehnlichkeit mit dem Bau des Vesuv besitzt das Albaner Gebirge bei Rom. Der äussere Wall, der Somma vergleichbar, ist besser erhalten und nur im Nordwesten eingebrochen. Hier liegen die herrlichen, an die rheinische Maare erinnernden Seebecken von Nemi und Albano. Innerhalb des Walles erhebt sich aus dem Val del Molarä — dem Atrio des Vesuv entsprechend — der im Monte Cavo (circa 920 Meter) seine grösste Höhe erreichende jüngere Tuff- und Aschenkegel, dem einst an der Nordwestseite der riesige Lavastrom entquoll, der bis in die nächste Nähe von Rom hinreicht; mit seinem Material ist die Via sacra gepflastert, die zum Tempel des Jupiter latialis hinaufführte. Der letzte Ausbruch dieses Vulkans soll zur Zeit der römischen Könige stattgefunden haben.

Doch lassen Sie uns noch den einen oder anderen der in Europa vorkommenden thätigen Vulkane in Kürze betrachten.

Was den Aetna, diesen imposantesten derselben anlangt, so erhebt er sich mit seiner Spitze bekanntlich

3200 Meter hoch über das Meer. Ueber einer breiten, mächtigen, flachgewölbten Plattform, dem später ausgefüllten Riesenkrater einer früheren Periode, erhebt sich der thätige Vulkankegel.

Ueber den Schichtenbau des gigantischen Berges, geben uns die die Abhänge durchfurchenden Wasserrisse die besten Aufschlüsse, vor allem aber das ungeheure breite Thal an der Ostseite, welches unter dem Namen Val del Bove bekannt ist. Ueberall sieht man die Schichten mit geringer Neigung gegen die Ebene hin abfallen, nur am obersten Theile des Berges im Val del Bove, fallen sie gegen das Centrum hin ein, eine Erscheinung von höchster Wichtigkeit für die Erklärung des Aufbaues solcher Kegelberge. Die Erklärung ist ungemein einfach, von den Auswürflingen, denen solche Berge ihre Entstehung zum grössten Theile verdanken, fallen viele innerhalb des Kraterrandes nieder und bilden so die nach einwärts fallenden Schichten. Diese sogenannte quaquaversale Schichtung gibt uns ein Mittel an die Hand, die einstige Lage des Kraters an einem erloschenen Vulkan wenigstens annähernd zu bestimmen.

Aber auch mit der Entstehungsgeschichte des Val del Bove müssen wir uns etwas näher befassen, besonders aus dem Grunde, weil derartige Thalbildungen sehr vielen vulkanischen Bergen eigen sind.

Ein ausgezeichnetes Beispiel hiefür bietet uns z. B. die Insel Palma (eine der Canaren). Ein grosses Kesselthal, die Caldera fast zwei Leguas (à circa 12 Kilometer) breit und 1600 Meter tief, ist rings von steilen Fels-

wänden umgeben; nur an einer Stelle ist dasselbe durch eine grosse Kluft (den Baranco) durchbrochen, wodurch das Becken entwässert wird. Die Erklärungen der Entstehung gehen etwas auseinander, sind aber darin einig, dass man den Baranco, geradeso wie auch das Val del Bove, als durch Regenfluthen entstanden, betrachten müsse, ob dabei früher vorhandene Spalten oder Radialrisse benützt wurden oder nicht, darüber ist man noch nicht völlig einig, desgleichen auch darüber nicht, ob die Kesselthäler nicht doch die Stellen alter Kratere einnehmen, wie es für Palma so plausibel erscheint und wohl auch ausser Frage steht.

Herr v. Drasche,¹⁾ der vor Kurzem auf seiner Reise die Insel Bourbon im indischen Ocean, östlich von Madagaskar, besuchte, und die drei grossen, mit ihren Steilrändern sich berührenden Kesselthäler beschreibt, die sich im westlichen Theile der Insel befinden und sich in engen tief eingerissenen Schluchten gegen das Meer hin öffnen, indem sie so die innerste Partie der Insel nach drei Seiten hin entwässern — spricht seine Ueberzeugung dahin gehend aus, dass diese Kesselthäler, deren jedes der Caldera von Palma entspricht, einzig und allein nur als Ergebnisse der Erosionsthätigkeit aufzufassen seien. Auf jeden Fall lässt die so überaus grossartige Aushöhlung des Berges an bestimmten Stellen auf sehr geringe Widerstände gerade an diesen Stellen schliessen, in lockeren und wenig homogenen Lapillen- und Aschenschichten

¹⁾ Die Insel Reunion. Wien 1878, bei Hölder. S. 34—39.

hat die Erosion ein leichtes Spiel, sie verändert aber auch die Bergformen in der oft weitgehendsten Weise. Ein besonders auffallendes Aussehen erhalten die regelmässigen Kegelberge in Folge der Erosion. Sie erscheinen nämlich an ihrer Oberfläche wie gerippt, indem sich am Gipfel beginnend, radiale Furchen, immer tiefer werdend, bis an den Fuss des Berges, hinabziehen. — Auch die Somma des Vesuv lässt diese Riefelung auf das deutlichste erkennen.

Eine weitere auffallende Erscheinung bilden am Aetna, und zwar in der mittleren Partie des wenig geneigten Abhanges (7 bis 8 Grad), die so ungemein zahlreichen kleinen vulkanischen Hügel und Bergkuppen die „parasitischen Kegel“, von denen viele mit kleinen Kratern versehen sind. Sartorius v. Waltershausen, dem wir die genauesten Aufnahmen des Aetna verdanken, zählte deren über 700. Sie verdanken den Lavaausbrüchen des Berges ihre Entstehung. Diese erfolgen nämlich im Allgemeinen nicht aus dem Gipfelkrater, sondern finden aus Seitenöffnungen statt, die in Folge von Spaltenbildungen bei Beginn der Thätigkeit entstehen. So entstand bei der grossen Eruption im August 1852 ein Riss vom Gipfel bis zum Fuss des steilen Absturzes, auf dem sich nicht weniger als siebenzehn solche Oeffnungen in einer Reihe übereinander bildeten und Hügel bis zu 500 Fuss Höhe aufbauten, aus einem der untersten, nahe dem oberen Ende des Val del Bove gelegen, ergoss sich ein riesiger Strom, der über eine hohe Felswand hinabstürzte, mit einem Geräusch als wenn

metallische und gläserne Stoffe zerbrochen worden wären.

Einen noch viel grösseren Aufbruch beschreibt Spalanzani, einer der berühmtesten Naturforscher des achtzehnten Jahrhunderts. Er sah den Aetna sich spalten als hätte man ihn „mit einem grossen glühenden Messer durchgeschnitten“. Am unteren Theile dieser Spalte erfolgte der Lavaerguss aus einem bei dieser Gelegenheit aufgebauten Kegel, während sich ihr oberer Theil wieder schloss.

Der oberste Aetnakegel erhebt sich auf einem ungeheuren flachen Gewölbe, dem Piano del Lago, und besteht ganz ähnlich, so wie wir es am Vesuvkegel sahen, aus Aschen, Schlacken und Lapillen; die Abhänge sind unter 25 bis 35 Grad geneigt und auf der höchsten Höhe liegt der Krater, der in Bezug auf seine Form und Grösse sehr variabel ist.

In ganz ähnlicher Weise treten die parasitischen Kegel auch am Fusse des Vulkanes von Pico (einer der Azoren) auf, den ich hier auch besonders aus dem Grunde erwähne, weil er als das Muster eines vulkanischen Kegelberges gelten kann. Er zeigt auf das schönste die so bezeichnende allmälige Zunahme des Böschungswinkels. Während derselbe am Fusse nämlich nur 3 Grad beträgt wächst er allmähig auf 6 und 12 Grad, während er in der Nähe des Gipfels des etwa 2500 Meter hohen Kegels 30 bis 35 Grad beträgt.

Die Eruptionen des Aetna erfolgen in grösseren Pausen, gewöhnlich in Zwischenräumen von zehn bis

zwölf Jahren, und haben die eingehendsten Beobachtungen keinen inneren Zusammenhang zwischen den Eruptionen des Aetna und Vesuv ergeben, ebensowenig besteht ein solcher mit den benachbarten Inselvulkanen, von welchen wir nur den nimmer müden, circa 980 Meter hohen Stromboli etwas näher betrachten wollen.

Haben wir im Vesuv und Aetna Beispiele von Vulkanen kennen gelernt, welche nach Perioden längerer Ruhe, plötzlich zu neuer Thätigkeit erwachen und durch Paroxysmus-Eruptionen — wie Poulett Scrope solche Ausbrüche nannte — die Aufmerksamkeit der ferner Lebenden und den Schrecken der Anwohner erregen, so sehen wir im Stromboli einen Vulkan vor uns, der sich seit Menschengedenken in ununterbrochener Thätigkeit befindet. In Pausen von fünf bis fünfzehn Minuten folgen die Eruptionen aufeinander. Auf der Höhe des kegelförmigen, ziemlich steil (30 bis 50 Grad) ansteigenden Berges, der etwa zwei Stunden im Umfang hat und die Insel bildet, befinden sich die beiden Mündungen der Eruptionskanäle in einer Einsenkung, welche von einem nur an der Nordseite eingebrochenen Walle umgeben ist. Von dieser Einsturzstelle zieht sich eine steile breite Thalfurche bis zum Meere, über welche die Auswürflinge des Vulkans ohne Aufenthalt zum Meere hinabkollern. Poulett Scrope schildert die Eruptionserscheinungen etwa folgendermassen: An einer der beiden erwähnten Krateröffnungen erfolgt in Zwischenräumen von wenigen Minuten ein Dampfausbruch unter brüllendem Getöse. Diess dauert etwa eine Minute. In der anderen Oeffnung,

welche circa 20 Fuss Durchmesser hat, und nur wenige Meter entfernt ist, kann man deutlich eine geschmolzene Masse wahrnehmen, welche selbst bei Tage lebhaft roth, fast weiss glüht, und welche in Zwischenzeiten von zehn bis fünfzehn Minuten steigt und fällt. Jedesmal wenn sie bei ihrem Aufsteigen den Rand der Mündung erreicht, öffnet sie sich in der Mitte, wie eine grosse platzende Blase und entladet eine explodirende Masse dichten Dampfes, mit einem Regen glühender Lavastücke und zerrissener Schlackenmassen, welche zu mehreren hundert Fuss Höhe über den Rand des Kraters aufsteigen, zum Theil zurückfallen, zum Theil aber an jenen vorhin erwähnten steilen Abhang an der Nordseite zum Meere hinabgleiten.

Nach der gegebenen Beschreibung ist es klar, dass die Verhältnisse im Herde des Stromboli die eines vollkommenen Gleichgewichtes sind, zwischen der Expansivkraft der ihren Ausweg suchenden Dampfmassen und der geschmolzenen Lavamasse.

Aus weit entlegener Gegend, möchte ich noch eines gar eigenthümlichen, thätigen Kraters gedenken.

Ich meine den Kilauea auf Hawaii, dieser etwa 190 Quadratmeilen grossen Insel (der östlichsten in der Sandwich-Gruppe), die eigentlich nichts anders ist, als ein riesiger Vulkan mit drei Kraterbergen; dem 4000 Meter hohen Mauna-Kea, dem fast eben so hohen Mauna-Loa und dem circa 3000 Meter hohen Hualalai. An der Ostseite dieser Insel befindet sich etwa 1200 Meter über dem Meere der Kilauea, ein ungeheures Becken, 5 Kilometer

lang, etwa $2\frac{1}{2}$ Kilometer breit, 2—300 Meter tief, welches in der Tiefe von einem Lavasee eingenommen wird, der zum Theil mit einer Decke von erstarrter Lava versehen ist, durch die man stellenweise die geschmolzene Lava aufkochen sehen kann. Das Niveau dieses Gluthsees ändert sich periodisch, es hebt sich im Laufe der Zeit allmählig bis zum obersten Rande des Beckens und sinkt wieder ebenso allmählig bis zu einer Tiefe von 300 Meter unter den Kraterand zurück, um sodann abermals anzusteigen. Ohne grosse Eruptionen, verhältnissmässig ruhig, wogt so die Lava auf und nieder, so dass man sich dem Rande des kochenden Lavasees nähern kann, ohne sonderliche Gefahr. Es muss nach den von Dana, Friesach und anderen Besuchern gegebenen Beschreibungen ein Schauspiel bieten, wie man sich ein ähnliches grauen- und schreckenvollerer mit der regsten Phantasie, kaum auszumalen im Stande ist.

Eine sehr auffallende Bildung unter den vulkanischen Bergen sind die vulkanischen Ringinseln, von welchen ich die eine oder andere, in Kürze erwähnen möchte.

So vor allen die Inselgruppe Santorin im griechischen Archipel, aus dem Grunde, weil die letzte grosse Eruption im Jahre 1866 noch in lebhafter Erinnerung ist und diese Insel uns ein schönes Beispiel abgibt für das Auftauchen von Eilanden aus dem Meere einzig durch Anhäufung von Eruptionsproducten.

Innerhalb eines mehrfach unterbrochenen steil nach innen, allmählig nach aussen abfallenden Kraterwalles, der mit Ausnahme eines kleinen aus krystallini-

schen Gesteinen bestehenden Theiles der grössten Insel dieser Gruppe: Thera, aus vulkanischen Tuffen und Laven aufgebaut ist, erheben sich drei kleine in historischer Zeit aufgeschüttete Inseln: Paläa-, Nea- und Mikra-Kameni („Die alte, neue und kleine Gebrannte“). Nea-Kameni, die im Anfange des achtzehnten Jahrhundert entstanden ist, wurde der Schauplatz der letzten Eruption: Eine Spaltenbildung des Vulkankegels dieser Insel, der ein und ein halbes Jahrhundert geruht hatte, leitete dieselbe ein, ein Theil der Insel versank, das Meer an der Südküste begann zu sprudeln und am 1. Februar erhob sich eine schwarze Lavamasse aus der See. Dampf- und flammenumwallt erhob sich der Georgs-Vulkan, der nun fortundfort Aschen- und Dampfsäulen bis über 3000 Meter Höhe ausstieß und die ganze Gegend mit Lavablöcken überschüttete, wodurch auch die Naturforscher, die das hochinteressante Schauspiel angezogen hatte, in die ernstlichsten Gefahren gebracht wurden. Eine der auffallendsten Erscheinungen, die man bei diesem Ausbruche beobachten konnte, waren wirkliche, brennende Flammen — wohl zu unterscheiden von dem Feuerschein, z. B. bei den Vesuverruptionen — bläulich weisse, roth umsäumte Flammen, die bei jeder vermehrten Thätigkeit lebhaft aufflackerten.

Es ist diess übrigens nicht das einzige Beispiel einer in historischer Zeit vulkanisch aufgebauten Insel im Mittelmeerbecken, ich will nur in Kürze eines anderen Beispiels gedenken, nämlich der im Jahre 1831 aufgebauten und noch im selben Jahre wieder verschwun-

denen Insel Ferdinandea, Corrao, Nerita, Graham, Hotham oder Julia, denn alle diese Namen hat sie nacheinander erhalten. In kurzer Zeit baute sich ein Aschen- und Schlackenberg von etwa 70 Meter Höhe und 700 Meter Umfang auf, der jäh aus einer Tiefe von 150 bis 220 Meter emporstieg; lose aufgeschüttet, wurde die Insel jedoch sehr bald abgespült und ist ihre Stelle nur noch durch eine Untiefe angedeutet.

Eine vulkanische Insel inmitten eines weiten Kraterwalles, also ähnlich den Kraterinseln von Santorin, aber von ideal einfachem Baue, ist die Barren-Insel im Meerbusen von Bengalen (im Osten von den Andamanen). Der centrale Vulkankegel von Barren-Insel ist nicht viel über 500 Meter hoch und überragt seine Umwallung nicht.

Vergleichen wir damit die Insel Santorin, so finden wir die Unterschiede hauptsächlich darin, dass die letztere an einer Scholle von krystallinischen Gesteinen entstand, und dass der alte Krater nicht nur an einer Stelle durchbrochen, sondern in drei verschieden grosse Inseln zerstückt ist. Ausserdem erfolgen die Eruptionen des Barren-Insel immer durch denselben Kanal, während sie bei Santorin mehrere Kratere aufgeschüttet haben.

Ganz anders wieder sind die Verhältnisse bei der Insel St. Paul, diesem öden Eiland im südindischen Ocean, dessen genaue Untersuchung wir der Novara-Expedition verdanken. Hier ist nur die Ruine eines alten Kraters vorhanden, der durch einen Einbruch im nordöstlichen Theile mit dem Meere in Verbindung steht. An den hohen

Abstürzen in der Pinquinbai liess sich der Aufbau des Walles, aus wechselnden Tuff- und Lavaschichten und somit die ganze Entwicklungsgeschichte des einstigen Vulkans feststellen.

Hier ist es jedoch nach Erlöschen der ersten Eruptionsepoche zu keiner zweiten gekommen, wie es beim Barren-Inland der Fall war.

Ausser den vulkanischen Bergen, welche durch lange Zeiträume hindurch, als Riesenschlote, eine Verbindung der Erdoberfläche mit dem Erdinnern herstellen, wie der Aetna, Vesuv und Stromboli, Berge, welche Humboldt seinerzeit als die Sicherheitsventile der Erde bezeichnete, gibt es auf der Erdoberfläche vulkanische Terrains, in denen fast jede neu erfolgende Eruption sich einen neuen Weg bahnen musste. Die beiden ausgezeichnetsten Vulkangebiete dieser Art sind die phlegräischen Felder bei Neapel und der Isthmus von Auckland in Neuseeland.

Die phlegräischen Felder nehmen einen Raum von etwa vier Quadratmeilen ein und bestehen aus nicht weniger als siebenundzwanzig mehr oder weniger wohl erhaltenen Kegeln und Krateren. Die schwefelige Dämpfe (Schwefelwasserstoff) aushauchende Solfatara, die 1198 einen Ausbruch hatte, der einen sehr unvollkommen flüssigen Lavastrom geliefert hat, der vollkommen kreisrunde, mit steil in die Tiefe abstürzenden Kraterwänden versehene Astroni, der in seinem ebenen, bewaldeten Grunde — als königlicher Wildpark benützt — zwei kleine Lavaströme deutlich erkennen lässt, die innerhalb des, aus

Tuff bestehenden Walles am Schlusse der Eruption hervorgedrungen ist, wahrscheinlich aus dem kleinen Mittelkrater: der Gofanella. Hier in diesem Gebiete haben wir aber auch einen Berg, der im Jahre 1538 auf flachem Grunde, in kaum mehr Zeit, als 48 Stunden vor den Augen der Menschen aufgebaut wurde. Ein, aus mit Wasser gemischter Asche bestehender Schlamm, der sehr bald zu Tuff erhärtete, Bimsstein, Obsidian, Asche und Schlackenauswürfe formten den Berg, wie eine Betrachtung seiner Abhänge sofort zeigt. Monte nuovo, den neuen Berg, nannten ihn die erstaunten und erschreckten Bewohner der Gegend, er ist 130 Meter hoch und der Krater 112 Meter tief. Die meisten der übrigen Krateres und Kegel der phlegräischen Gefilde sind vielfach zerstörte Vulkanruinen; das Meer und die Atmosphäre arbeiten unermüdlich an ihrer Zerstörung.

Man hat wiederholt, und zwar in Bezug auf die topographische Erscheinung wahrlich nicht mit Unrecht — auf eine Aehnlichkeit dieses Gebietes mit Theilen der Mondoberfläche hingewiesen, wo ja gleichfalls eine Unmenge von Krateren auftreten, und zwar im Allgemeinen von einem überraschend gleichförmigen Aussehen. Die meisten derselben sind vollkommen kreisrunde Wallberge, die in den verschiedensten Grössen nebeneinander liegen, indem solche von kaum sichtbarer Kleinheit, in oft staunenerregender Häufigkeit, neben anderen von 16 Meilen Durchmesser vorkommen. Nasmyth und J. Carpenter,¹⁾ die

¹⁾ Der Mond. Leipzig 1876.

mit bewunderungswürdigem Fleiss die Mondoberfläche studirten, stellten die Meinung auf, dass die Mondkratere ganz nach Art der irdischen Vulkane gebildet worden seien, also durch Aufschüttung, die nach ihrer Meinung durch Zerspaltung der anfangs dünnen Aussenkruste des Mondes, in Folge der Volumenvergrößerung beim Erstarren des Mondinnern eingetreten sei, wodurch die inneren, theils flüssigen, theils festen oder halbfesten Massen einen Ausweg fanden. Bei schwächer werdender Eruption sollte dann der centrale Kegelberg, der bei vielen Mondkratern innerhalb des äusseren Ringwalles auftritt, aufgeschüttet worden sein. Zu dieser Erklärung fühlen sich die beiden genannten Forscher aus dem Grunde gedrängt, weil der Mond gegenwärtig einer Atmosphäre entbehrt. Da erscheint die von Dana ausgesprochene Ansicht, dass die Mondkratere aus kochenden Lavaseen entstanden seien — er erinnert an den vorhin erwähnten Kilauea — doch etwas leichter begreiflich und zutreffender. Eine Betrachtung der wahrhaft prächtigen Bilder in jenem citirten Werke über den Mond, drängt den Beschauer aber beinahe mit zwingender Gewalt zu der Meinung, dass die Mondkratere entstanden seien, in einer Zeit, als sich die Mondoberfläche in einem halbflüssigen Zustande befand, vergleichbar etwa der Beschaffenheit der erstarrenden Lava, man denkt dabei an grandiose Blasen, die diese Masse hoben und beim Entweichen Ringwälle bildeten, ja die Lavamasse hob sich wohl manchmal nochmals und füllte entweder den ganzen Krater an, wie es an einzelnen Stellen der Mondoberfläche zu beobachten

ist, oder brachte eine kleinere Blase zum Durchbruch, deren Ränder den mittleren Kegelberg gebildet haben mögen, obwohl dieser auch sofort bei der ersten Eruption gebildet werden konnte. Die zahlreichen kleineren Kratere aber, wären nach dieser Erklärung nichts anderes, als die Resultate von kleineren derartigen Eruptionen.

Ja da musste sich aber in Folge der Gasausströmungen, denn nur diese können die Veranlassung der Eruptionen sein, eine Atmosphäre gebildet haben?

Warum nicht, könnten wir darauf antworten, wissen wir doch, dass alle Gesteine ein ganz bedeutendes Absorptionsvermögen besitzen, für Gase sowohl, als auch für Wasser, verkünden uns doch, gestützt darauf, viele Physiker und Chemiker einen ganz ähnlichen Zustand, wie wir ihn am Monde heute betrachten für unsere Erde, freilich erst in fast undenkbar ferner Zeit. Wir dürfen dabei nicht vergessen, dass der kaum ein Fünfundvierzigstel der Erdmasse besitzende Mond, seine Entwicklungsgeschichte viel schneller durchlief, als sie unsere Erde durchläuft. Auch das geringere Maass der Schwere am Monde kommt mit in Betracht.

Dabei wird man aber auch noch den weiteren Einwand machen können: woher kamen denn die Gase und Dämpfe? Die Antwort darauf müsste selbstredend lauten: aus dem Innern des Mondmagmas. Dieser Gedanke wurde zuerst für die Erde ausgesprochen von Angelot (1842) und ganz neuerlichst von Tschermak, besonders ausführlich aber von Reyer weiter ausgeführt, worauf wir später zurückkommen werden.

Prof. Tschermak spricht übrigens noch eine andere Ansicht über die Entstehung der Mondvulkane aus, die gleichfalls angeführt werden soll. („Ueber den Vulkanismus als kosmische Erscheinung“, Sitzungsberichte der k. Ak. d. W. Märzheft 1877.)

Er erwähnt den von R. Hooke angestellten Vergleich der Mondkratere, mit jenen Vertiefungen, die auf der Oberfläche gepulverten Gypses entstehen, wenn derselbe erhitzt wird und dadurch Wasserdampf ausgetrieben wird, und meint, dass man sich die Oberfläche des Mondes, „die nie einen Windstoss erfährt und niemals durch Wasser geebnet wird“, als aus leichter, vielleicht pulverförmiger Masse aufgebaut denken könne, welche die entwickelten Dämpfe mit grosser Begierde absorbiren würden. Auf diese Weise könne man sich sowohl Aufschüttung als auch Auftreibung grösserer Flächen ohne Eruption vorstellen, etwa so wie Buch's Erhebungslehre es für die Erdoberfläche vorgehend dachte. So viel steht fest, dass sich die Vorgänge auf dem rascher abkühlenden Mond rascher, stürmischer abgespielt haben müssen, als wie auf der Erde, es dürften aber ganz ähnliche Prozesse gewesen sein.

An dieser Stelle möchte ich aber auch der weitestgehenden Anwendung der vulkanischen Erscheinungen gedenken, welche Prof. Tschermak in seiner citirten Arbeit gemacht hat. Gestützt auf die zuerst von Zöllner ausgesprochene Ansicht, dass Kometen und Meteoriten gleichzeitig entstandene Producte aufgelöster Himmelskörper seien, führt Tschermak diesen Gedanken weiter aus.

Bei dem schnellen Abkühlen kleiner Himmelskörper sollen in Folge der lebhaften Entwicklungen der Elementargase (Wasserstoff und Sauerstoff) heftige Eruptionen und Explosionen eintreten und dadurch Stücke der Rinde weit fortgeschleudert werden, was bei der geringen Anziehungskraft, die ein solch' kleiner Körper auf seine Theile ausübt (Schwerkraft), wohl plausibel erscheint. Auf diese Weise würde ein kleiner Himmelskörper, unter Umständen, vollkommen in Stücke aufgelöst werden können, die als ein Schwarm von Meteoriten ihre Bahn verfolgen würden.

Was das den phlegräischen Feldern so ähnliche Gebiet am Isthmus von Auckland anbelangt, so hat uns darüber Hofrath v. Hochstetter die ausführlichsten Kenntnisse verschafft. Auf einem Raume von etwa acht Quadratmeilen liegen nicht weniger als dreiundsechzig selbstständige Ausbruchstellen.

Da liegen Vulkane in der niedrigsten Form von 100 bis 200 Meter Höhe, nur ein einziger erreicht eine Höhe von circa 300 Meter. Hochstetter schildert sie als wahre Vulkanmodelle, die sich auf einer horizontalen Fläche, die anfangs wohl unter dem Niveau des Meeres lag, erheben. Die ersten Ausbrüche waren unterseeisch, die mit Wasser und Schlamm des Meeres vermischten Aschen und Schlacken bauten ganz flache Tuffkegel auf, mit becken- und schüsselförmigen Krateren. Diese sind heute theils mit Wasser, theils mit Sümpfen gefüllt oder bilden dort, wo das Meer eindringen konnte, kleine Meerbuchten. Nach diesem Beginn der vulkanischen

Thätigkeit trat eine Hebung des Landes ein und erfolgten die späteren Ausbrüche auf dem Festlande.

Die ausgeworfenen Schlacken, Bomben und Aschen bildeten die grösseren und kleineren steil geböschten Schlacken- und Aschenhügel, die manchmal, wenn die Eruption an einer älteren Ausbruchsstelle erfolgte, im Innern von Tuffwällen sich erheben, im anderen Falle aber auch, wie es sehr oft der Fall ist, als blosse Aschenkegel auftreten. Es kommen übrigens die verschiedensten Combinationen vor. Die Eruptionen steigerten sich gar nicht selten bis zum Durchbruch der Lava, die sich am Fusse der Schlackenkegel ansammelte. Den complicirtesten Bau zeigt der Mount Wellington, den v. Hochstetter folgendermassen beschreibt:

Das älteste Glied ist ein Tuffkrater mit unter 8 bis 10 Grad, nach aussen geneigten Tuffschichten. In diesem erhebt sich ein zweigipfeliger niederer Rücken, ein Doppelschlackenkegel mit zwei Kratereinsenkungen (der Purchas Hill), dessen Lavaströme da und dort in starkzersetzten Gesteinplatten auf dem Boden des Tuffkraters zu Tage treten. Nach einer wahrscheinlich langen Periode der Ruhe erfolgte am südlichen Rande des Tuffkraters ein neuer Ausbruch, der den grossen schönen Schlackenkegel des Mount Wellington aufschüttete und von reichen Lavagüssen begleitet war. Auf kreisförmiger Basis erhebt er sich, unter einem Böschungswinkel von 30 bis 32 Grad. Der abgestumpfte Gipfel zeigt drei Kratereinsenkungen. Aus dem westlichen derselben scheinen die gewaltigen Lavaströme des Berges

abgeflossen zu sein, die stellenweise bis zu 10 und 12 Meter mächtig, eine Länge von mehr als 7 Kilometer erreichten.

Nur an einem einzigen, von den Aucklandkratern, war der Lavaerguss ein derartig reichlicher, dass sich aus den Lavaströmen ein förmlicher Lavakegel aufbaute, der, wie diess bei Lavakegeln in der Regel der Fall ist, (z. B. auch bei den Lavakegeln auf Hawaii), unter einem ganz flachen, kaum 3 bis 10 Grad betragenden Böschungswinkel ansteigt und einen Aschenkegel aufgesetzt trägt.

Um endlich zu einer klaren Vorstellung von dem tektonischen Bau der Vulkane zu gelangen, müssen wir nun noch die sogenannten Vulkanruinen etwas näher betrachten, obwohl wir derartige Bildungen schon wiederholt vorübergehend erwähnt haben.

Fast alle Vulkankegel — und auch die thätigen bilden keine Ausnahme — zeigen uns Zerstörungen in Folge der Einwirkung verschiedener, besonders aber der atmosphärischen Kräfte; diese werden um so tiefer gehend sein, je älter der betreffende Kegelberg ist, aus je lockeren Bestandmassen er aufgebaut ist und je grösser die atmosphärischen Einwirkungen unter sonst gleichen Bedingungen sind.

Eines der grossartigsten, an Vulkanruinen der verschiedenen Art reichsten Gebiete, ist Central-Frankreich, vor allem die Auvergne, und zwar ganz besonders die Umgebung von Clermont, im Westen vom mittleren Allier.

In zwei Linien liegen in nordsüdlicher Richtung die Eruptionsstellen, auf einem Gebiete, welches zeigt, dass wir es mit Festlandausbrüchen zu thun haben. Hier

liegen auch zwei grosse, durch lange Zeit hindurch thätige Berge der Mont Dore und der Cantal, beide circa 1800 Meter hoch, und ausserdem eine lange Reihe von Schlünden, die nur je einen Ausbruch bezeichnen, mehrere Hundert an der Zahl.

An den beiden genannten Vulkankegeln, die durch tiefe Einrisse in Folge der Erosion aufgeschlossen sind, lassen sich kraterartige Einsenkungen wahrnehmen, in diesen erhebt sich ein Klingsteinfels (Phonolit), wie ein Pfropf im Kraterhalse, der frei emporragt, da die leichter erodirbaren Schlacken, die ihn ursprünglich wohl verhüllt haben mögen, weggewaschen worden sind, 30 bis 50 Kilometer weit reichen die Lavaströme dieser Berge. Solche Ströme bilden oft förmliche Decken auf den aus Tuffen bestehenden Hügeln und lassen die weitgehende Abfuhr des vulkanischen Materials erkennen. Solche aus Lavaströmen bestehende Decken sind übrigens auch in anderen Theilen der Erde in noch ähnlicher Grossartigkeit entwickelt. Ich erinnere hier nur an die, ausgedehnte Plateaulandschaften bildenden Lavadecken in den westlichen Territorien der Vereinigten Staaten, so wie an die in ihrer Gesammtheit eine Fläche von circa 12.000 Quadratmeilen bedeckenden Basaltergüsse in Dekan.

Sehr grossartige Lavaströme lieferten auch die isländischen Vulkane. So füllte der Strom aus dem Skaptar das Thal des gleichnamigen Flusses (150 bis 200 Meter tief) bis zum Ueberfluthen mit Lava, in der Ebene ist der Strom etwa 30 Meter mächtig, 15 bis 20 Kilometer breit und circa 80 Kilometer lang!

So ist das merkwürdige Thingvallathal nicht anders als durch den Deckeneinbruch eines ausgeflossenen Lavasackes entstanden. Dieses Thal ist circa 6 Kilometer breit, 20 Kilometer lang, hat Steilgehänge von 250 Meter Höhe und enthält überdiess einen See von beiläufig der Grösse des Genfersees.

Die Kraterruinen der Schlünde mit zumeist nur einer Eruption, zeigen die verschiedensten Verhältnisse der Erhaltung und des Baues. Von manchen Aschenkegeln ist nichts mehr vorhanden, nur Lavadecken hoch über den heutigen Thalflächen beweisen ihre einstige Existenz. Andere Ausbrüche erfolgten in Süswasserseen und bauten Tuffkegel auf; spätere Eruptionen warfen aber Aschenkegel auf, die wie Poulett Scrope sagt, fast so frisch aussehen, wie einige der neuesten parasitischen Kegel des Aetna; viele der letzteren brachen am Rande ein, und ergossen sich aus diesen Spalten mächtige Lavaströme, die oft weite Thäler erfüllten und die Flussläufe zu Seebecken aufstauten. Eines der schönsten Beispiele hiefür bietet der „la Coupe“ in der Vivarais, an dem man den Spalt vom Kraterrande bis zum Fusse des Berges verfolgen kann, wo die Lava in der schönsten säulenförmigen Absonderung (eine Folge der Erstarrungsvorgänge) zu beobachten ist.

Die merkwürdigsten und zugleich sonderbarsten Bildungen sind aber die glocken- oder domförmigen Berge, die der ganzen Masse nach, aus einem porösen Eruptivgesteine, einem Domit genannten Trachyt, der seinen Namen nach dem höchsten Berge der Reihe, dem

Puy de Dôme, erhalten hat. Was die Art und Weise ihres Entstehens anbelangt, so meint Poulett Scrope, der dieses Gebiet eingehend studiert hat, dass die geschmolzene Gesteinsmasse ungemein zähflüssig gewesen sein müsse, so dass die herausgepressten Massen sich um die Eruptionsöffnung anhäufen konnten.

Wir kommen auf diese Bildungen bei einer späteren Gelegenheit noch zurück.

Ausser den centralfranzösischen Vulkanruinen, haben wir in Mitteleuropa noch eine grosse Menge derselben in der Rheingegend; das Siebengebirge, das Rhön- und Vogélsgebirge und der Meissner sind Beispiele hiefür. Aber auch die Krater und Maare der Eifel, müssen angeführt werden.

Die Erklärung der Entstehungsgeschichte der Letzteren, die sich oft durch ganz besondere Regelmässigkeit auszeichnen, hat zu der Ansicht geführt, dass sie durch Explosionen entstanden seien, wogegen Poulett Scrope sich viele derselben durch Einstürze, also Erdfälle, entstanden denkt, womit er der Wahrheit näher kommen dürfte.

Noch möchte ich einiger Vulkanruinen im Gebiete Oesterreich-Ungarns gedenken, und in dieser Beziehung vor allen den kleinen Kammerbühl bei Franzensbad erwähnen, schon aus dem Grunde, weil einer unserer Dichterpriester, Goethe, über diesen Berg seine Meinung geäussert hat. ¹⁾

¹⁾ Man vergl. Goethe sämmtl. Werke. Bd. 40. Seite 186.

Von allen Seiten leicht sichtbar, erhebt er sich doch nur etwa 70 Meter über seine Umgebung, die aus kristallinen Schiefen besteht. Er zeigt eine Kuppe von Olivin-Basalt, die an der Ostseite von einem, aus Schlacken und vulkanischen Bomben aufgeschütteten Mantel, dem Rest eines Schlackenkegels, der von jenem Basaltstrom durchbrochen wurde, der aus dem Krater herausgedrängt worden war. An der Schichtung der Schlacken wollte man auf eine Periodicität schliessen. Es kann aber auch ganz wohl, wie v. Hochstetter meint, ein einziger Ausbruch die Entstehung dieses Berges veranlasst haben.

Sehr interessant ist es, die Goethe'schen Darstellungen zu vernehmen, weil sie uns zeigen, welch' klare Ansichten dieser bewunderungswürdige Mann auch auf geologischem Gebiete äusserte, in einer Zeit, wo ganz andere Ansichten in Deutschland die herrschenden waren.

Die Ansicht der Neptunisten, dass der Kammerbühl durch Schmelzung von Gesteinsmassen, in Folge eines Braunkohlenbrandes emporgequollen sei, befriedigte ihn nicht. „Alle vulkanischen Wirkungen theilen sich in Explosionen des einzelnen Geschmolzenen, und in zusammenhängenden Erguss des in grosser Menge flüssig Gewordenen. Warum sollten hier in diesem offenbar, wenigstens von einer Seite, vulkanischen Falle nicht auch beide Wirkungen stattgefunden haben?“ — Die geringe Neigung der Schichten drängt ihn übrigens zu der Meinung, dass die Eruption unter Wasserbedeckung stattgefunden haben müsse, da die in freier Luft niederstürzenden Materialien sich in viel steileren Schichten-

stellungen aufbauen. — (Graf Sternberg hat nach dem Eruptionskanal sogar bergmännische Grabungen vornehmen lassen.)

In neuester Zeit hat der Engländer Judd, ¹⁾ der eine grössere Anzahl von Vulkandistricten untersuchte, auch über den Kammerbühl seine Meinung geäußert und nimmt entgegen dem früheren Bericht an, dass der Basalt des Kammerbühl nicht einer Kuppe, sondern einem Lavastrom entspricht, der durch den Schlackenkegel etwa in derselben Weise gebrochen ist, wie wir es bei einigen Krateren der Auvergne beobachtet haben.

Solcher Vulkankegel gibt es noch mehrere: so der „Eisenbühl“ südöstlich von Franzensbad, und der Podhorn bei Marienbad; an beiden sind Schlackenkegel und Tuffbildungen wahrnehmbar.

Weit ausgedehntere Vulkanruinen liegen in Böhmen südlich vom Erzgebirge, an der grossen Bruchlinie zwischen diesem Gebirge und dem centralböhmischem Massiv, es sind: das böhmische Mittelgebirge und das Duppauer Basaltgebirge. Das erstere bedeckt einen Flächenraum von etwa 20 Quadratmeilen und besteht aus schroffen Klingsteinfelsen, — welche man als die letzten Ausbruchsgesteine, als den Vulkanschlund bezeichnend, auffassen könnte, ähnlich den Domen und Kuppen in der Auvergne, — und aus Basaltströmen, Decken und kleineren Kuppen, welche wir als die Lavaergüsse, aus zum grössten Theil längst zerstörten Krateren

¹⁾ Geological Magazin. 1876. S. 105.

betrachten, denn auch in den niederen Basaltkuppen, die das Gebirge umschwärmen, könnten wir die Reste von durch Denudation zerstörten Strömen sehen.

Diess wird besonders im Duppauer Gebirge deutlich, wo vom centralen Basaltstock eine grosse Zahl radialer Bergrücken auslaufen, die sich zwei bis drei Stunden weit hinziehen, um sich endlich in einzelne Kuppen aufzulösen, die das darunterliegende Gestein vor der Zerstörung schützen und daher zum Theil hoch über die Umgebung aufragen.

Auch am Süd- und Südwestrande der Karpathen, zieht sich eine Kette von vulkanischen Gebirgen hin, die freilich andere Eruptionsproducte förderten, und zwar Trachyt. Wir wollen dabei nur auf den District von Schemnitz hinweisen, den Judd¹⁾ ganz vor Kurzem eingehend studiert hat.

Ausser diesen mittel- und südeuropäischen Vulkan-districten möchte ich die Aufmerksamkeit noch auf die schottisch-irländische Basaltregion lenken, in der besonders prachtvolle Säulenbildungen auftreten. Eines der schönsten Beispiele ist die Insel Staffa mit der Fingalshöhle. Wir müssen diese Insel als das stehengebliebene Stück eines mächtigen Lavastromes betrachten.

Fassen wir das im Vorstehenden Gesagte nun zusammen, so ergibt sich die Erklärung des tektonischen

¹⁾ On the ancient Volcano of the district of Schemnitz (Quarterly Journal 1876. S. 292.)

Aufbaues der vulkanischen Berge förmlich von selbst.¹⁾ Zeigen uns die Eruptionen auf das beste, wie die äusseren Theile eines Vulkans aufgebaut werden, so lehren uns die Vulkanruinen auch den Zustand des inneren Kernes erkennen, und zeigen uns den Weg, wie wir zur richtigen Erkenntniss gelangen müssen. Auf den Festländern werden die bei den Eruptionen ausgeworfenen Schlacken und Aschen, (der vulkanische oder eruptive Detritus), zu Aschenkegeln aufgeschüttet; unter Wassermitwirkung werden sich aus diesem Materiale zuweilen auch Schlammströme bilden die zu Tuffen erhärten können; findet die Eruption aber unter Wasser (submarin) statt, so wird sich der dabei entstehende Tuff in ganz flachen Kegeln aufhäufen.

Dadurch, dass sich die Kraft der Eruptionen steigert, kommt es auch so weit, dass die geschmolzene Innenmasse, aus deren Zerstäubung sich der vulkanische Schutt bildet, im Innern des Schlottes so weit gehoben wird, dass Theile davon entweder aus dem Krater ausbrechen, oder durch Zerspalten des Kegels an dessen Seiten herausfliessen. Diese Massen bilden die Lavaströme und sie verhelfen dem Kegel zu einer viel bedeutenderen Widerstandsfähigkeit gegen das zerstörende Walten der Elemente. Besonders die in radialer Richtung auftretenden

¹⁾ Vor Kurzem hat Dr. E. Reyer in seiner Abhandlung über die Euganeen (Wien bei Hölder), dieses so überaus instructive vulkanische Gebirge bei Padua, gestützt auf seine in demselben angestellten Studien, eine sehr ansprechende Vulkan-Tektonik gegeben.

den Spalten, durch welche die Lava durchtritt und in denselben wohl auch erstarrt, und auf diese Weise die Spalte wieder schliesst, spielen eine wichtige Rolle; sie können zu einem förmlichen Vulkangerüste (dem radialen Gangsystem) werden, welches oft auch dann noch erhalten ist, wenn der eruptive Schuttkegel vollkommen hinweggeführt wurde; so dass man aus ihrem Verlauf noch im Stände ist, auf das Centrum des einstigen Vulkanes zu schliessen. — Auf diese Weise, hat z. B. Prof. Suess, in seiner Arbeit über den Vulkan Vanda in den Euganeen (Sitzb. 1875), das Eruptionscentrum dieses stark zerstörten vulkanischen Berges bestimmt.

v. Hochstetter entwirft folgendes schematische Bild eines Vulkanes, wenn sich derselbe mit idealer Regelmässigkeit aufbauen könnte: Zu unterst breitet sich ein sehr flach (unter 5 Grad) ansteigender geschichteter Tuffkegel aus, der auf eine submarine Entstehung schliessen lässt, darüber erhebt sich ein, aus radialen Lavaströmen und dazwischen gelagerten Aschen- und Schlackenschichten bestehender Lavakegel, zu oberst aber, die steil geböschte Partie des Berges, ist aus lockerer Asche aufgeschichtet, der Aschen- oder Schlackenkegel.

Im Grossen und Ganzen verhält sich die Sache in der That in vielen Fällen in der angegebenen Weise, selbstverständlich können dabei aber, wie wir an unseren Beispielen sahen, die mannigfaltigsten Modificationen eintreten

Wir haben uns nun, wie ich glaube, ein Bild verschafft vom Bau der vulkanischen Berge, es bleibt uns aber noch die grosse Hauptfrage übrig, welchen Kräften solche Berge ihre Entstehung verdanken, welches die Kräfte sind, deren Wirken wir das Hervortreten der Eruptionsproducte verdanken?!

Diese Frage nach der Physik der Eruptionen hat Dr. E. Reyer ¹⁾ in seinem vor Kurzem erschienenen höchst interessanten Buche eingehend erörtert, das wir bei unseren Auseinandersetzungen zum Theil zu Grunde legen wollen. Fragen wir uns zuerst, ob wir irgendwelche Vorgänge kennen, welche Aehnlichkeit haben mit den bei Vulkaneruptionen vorkommenden Erscheinungen. Es gibt in der That solche Prozesse.

So ist es längst bekannt, dass beim Erstarren des reinen Silbers, Gase entweichen, welche Bläschen bilden und flüssiges Silber herauswerfen. Die Hüttenleute nennen diese Erscheinung das Spratzen des Silbers.

Es entstehen dadurch kleine Silberkegelchen, die demnach durch einen der vulkanischen Thätigkeit ähnlichen Vorgang aufgebaut werden. Die Erklärung liegt darin, dass das flüssige Silber aus der Luft eine gewisse Menge Sauerstoff aufnimmt (absorbirt) und diesen, während des Erstarrens wieder abgibt.

Noch interessanter und für die uns beschäftigenden Fragen, wegen der Aehnlichkeit des, die Eruptionen be-

¹⁾ „Beitrag zur Fysik der Eruptionen und der Eruptivgesteine“, v. Dr. Ed. Reyer. Wien 1877.

dingenden Stoffes viel wichtiger, ist das ganz merkwürdige Verhalten des aus dem wässerigen Schmelzflusse erstarrenden Schwefels, ein Verhalten dessen Studium wir v. Hochstetter¹⁾ verdanken. Bei der Sodafabrication erhält man als Nebenproduct Schwefel, der aber mit Gyps verunreinigt ist und dadurch rein erhalten wird, dass man die Masse in einem Dampf-Schmelzapparat, unter einem Dampfdruck von zwei bis drei Atmosphären, bei 128 Grad erhitzt, so dass der Schwefel im überhitzten Wasser schmilzt und dabei eine gewisse Menge Wasser absorbiert. In Tröge abgelassen, erstarrt nun der Schwefel, es entweicht das Wasser in Dampfform durch Löcher in der Schwefelkruste und presst dabei, wenn die Oeffnungen schon klein genug geworden sind, Theile des geschmolzenen Schwefel empor, die sich auf der Oberfläche der Schwefelkruste deckenförmig ausbreiten und bei fortdauernden Eruptionen, nach und nach immer höherwerdende Kegel bilden. „Wie der Kegel wächst, gestaltet sich der Ausflusskanal mehr und mehr zu einem kleinen Krater, die Eruptionen werden lebhafter, und der geschmolzene Schwefel fließt in förmlichen Strömen, wie Lavaströme, an den Abhängen des gebildeten Kegels herab; dabei bilden sich auf den Schwefelströmen Kanäle wie die Schlackenkanäle der Lavaströme, und es finden kleine secundäre Eruptionen auf den Schwefelströmen statt, indem denselben noch während der Erstarrung

¹⁾ Ueber den inneren Bau der Vulkane und über Miniaturvulkane aus Schwefel. Sitzungsber. d. k. A. d. W. 1870. Novemberheft.

kleine Dampfblasen entweichen. Unmittelbar nach einer Eruption ist der Krater vollständig leer, und man kann beobachten, wie der geschmolzene Schwefel im Krater wieder steigt, endlich den Gipfel erreicht und mit einer plötzlichen stärkeren Dampfentwicklung, die sich durch eine kleine Dampfwolke bemerkbar macht, ausgestossen wird.“

Zum Schlusse werden auch noch Schwefeltröpfchen bombenartig ausgeworfen.

Es ist diess ein Vorgang, der dem vulkanischen Prozesse in wunderbarer Weise ähnlich ist, — nur die für die Vulkane so wesentlichen Aschenbildungen fehlen gänzlich, indem der Schwefel trotz seines grossen Wassergehaltes nicht zerstäubt. — Weiters muss noch erwähnt werden, dass die auf solche Weise entstandenen Schwefelkegel, wenn sie ohne Unterbrechung thätig waren bis zum Schluss des Erstarrungsprocesses vollkommen compact sind, dass aber, sobald die Eruption durch eine andere günstiger gelegene (z. B. am Rande angebrachte) Oeffnung abgeleitet wird, der Kegel hohl bleibt. Mit dem ersten Falle vergleicht v. Hochstetter die Bildung der Domvulkane, mit den letzteren die Kesselkratere oder Ringgebirge, (die „Strato-Vulkane“). Diese letzteren würden nach dieser Vorstellung, aus den hohlen Kegeln erzeugt, jene aber — die homogenen Domvulkane Seebach's — werden aber dadurch entstanden gedacht, dass die dichte, in dem hohlen Schlacken-Lavakegel erstarrte Masse nach erfolgter Zerstörung des Schlackenmantels als widerstandsfähiger zurückbleibt.

Ganz ähnliche Vorstellungen müssen wir uns nun auch für die in den vulkanischen Herden befindliche bewegliche Gesteinsmasse bilden, welche als Lava zu Tage tritt. Wir müssen uns das im Innern der Erde befindliche Magma als mit Wasser und mit Gasen durchtränkt vorstellen, denn alle Erscheinungen bei vulkanischen Eruptionen weisen mit zwingender Gewalt auf die Mitwirkung von Wasser. Schon im vorigen Jahrhunderte werden ähnliche Meinungen angedeutet. Dolomieu (1788) meint, dass die im Erdinnern befindlichen Massen, (das Magma), durch ein eigenthümliches Flussmittel von grossem Ausdehnungsvermögen, sich in einem eigenthümlichen, gelösten Zustande befinden, und durch dieses Flussmittel emporgepresst und eventuell zu Asche zerstäubt werde. Es kann kein Zweifel bestehen, dass dieses Flussmittel das Wasser ist.

Es fragt sich nun aber: woher stammt dieses Wasser? Der Gedankengang, den Reyer, um diese Frage zu beantworten, durchführt, ist etwa folgender: (Das reiche Beweismaterial muss in seinem schönen Werke eingesehen werden).

Es ist nicht zu bezweifeln, dass ein Eindringen des Wassers selbst bis in die grössten Tiefen, in Tiefen, wo selbst unter den grössten dort herrschenden Hitzegraden das Wasser als solches bestehend gedacht werden kann, da der Druck der ganzen Wassersäule immer grösser ist, als die Wirkung der Hitze, so dass wir selbst zu der Vorstellung glühenden Wassers kommen müssen. (Es ist diess eine Vorstellung, die v. Hochstetter,

nach P. Scrope, als den Zustand des wässerigen Schmelzflusses bezeichnet. Allgemeine Erdkunde 1872. S. 129.)

Dieses glühende Wasser durchdringt das gleichfalls im Glühzustand befindliche Magma, und wird von diesem unter Umständen selbst aufgenommen (absorbirt) werden können. — Auch die Stellung der Vulkane in der Nähe der Meeresränder spricht für das Eindringen grosser Wassermassen. Das Eindringen erfolgt unter der Wirkung des Absorptionsvermögens, das allen Gesteinen mehr oder weniger eigen ist. Reyer geht noch weiter, indem er gestützt auf die Kant'sche Theorie der Weltenbildung zu dem Ausspruche gelangt, dass das Magma selbst schon ursprünglich mit Gasen durchtränkt gewesen sei, welche später zum Theile ausgeschieden wurden.

Schon die Vorgänge bei den Eruptionen haben uns zu der Annahme gedrängt, dass die zu Tage tretenden Lavamassen mit Dämpfen durchtränkt sein müssen, unter welchen der Wasserdampf, die Hauptrolle spielt. Die wolkenbruchartigen Regen, die Dampfwolke über den Krateren thätiger Vulkane, die Dampfauströmungen der Lavaströme sprechen ja dafür.

Diese Lavamassen verhalten sich aber auch nach Reyer ganz verschieden, je nachdem sie mehr oder weniger Dämpfe enthalten: Enthalten sie nur wenig, so fliesen sie ruhig aus, enthalten sie aber viel davon, so erfolgt unter Umständen selbst die Zerstäubung der Masse; im ersten Falle wird es somit zu grösseren Lavaströmungen kommen, im letzteren Falle werden Aschenkegel aufgeschüttet werden.

Aber auch die grössere oder geringere Flüssigkeit der Lava hängt zum grossen Theile von dem Maasse ihrer Durchtränkung ab, freilich aber auch von ihrer chemischen Zusammensetzung und davon, ob dieselbe in Folge dessen zur Krystallbildung mehr oder minder gut geeignet ist. Ruhig abfliessende Laven enthalten in der Regel weniger Wasser und sind in Folge dessen auch weder zur Krystallbildung noch zur Zerstäubung geneigt.

Wir müssen uns die Lava demnach als einen aus Krystallen und einer Flüssigkeit gemengten Teig vorstellen. Die Krystalle in den Laven werden schon fertig gebildet aus dem Innern herausbefördert und schwimmen in der flüssigen Masse.

Was ist nun aber die Lava selbst, und woher stammt sie? Ist sie ein Theil des flüssigen Erdinnern, oder ist dieses Erdinnere gar nicht flüssig, sondern in Folge des Druckes starr, wie auch Reyer annimmt, und ist dieses starre, oder sagen wir besser: dieses bedingungsweise starre Magma ausbruchsfähig? Reyer gibt etwa folgende Antwort auf die letzte Frage: wenn das Erdmagma in Folge grossen Druckes starr geworden ist, so wird es in dem Falle, dass dieser Druck stellenweise vermindert oder gar aufgehoben würde, in Folge dessen wieder erweichen und ausbruchsfähig werden; da es überdiess dabei an Volumen zunähme und fortwährender Druck der oberen Regionen gegen abwärts wirke, so müsse es in den Spalten und Rissen in die Höhe gedrängt werden, so weit es die Wandreibung in der Spalte nur immer erlaubt,

es wird also auch selbst hinausgedrückt werden und zur Eruption kommen können ¹⁾).

¹⁾ Mit diesen Auseinandersetzungen stehen auch Betrachtungen über die verschiedenen Structurverhältnisse der Eruptivgesteine in Verbindung. Es kann nicht gleichgiltig sein, ob die Erstarrung der emporgedrungenen Massen in der Tiefe erfolgt oder erst an der Atmosphäre eintritt. Im ersteren Falle erstarrt das erweichte Magma compact und gut krystallinisch, da das verflüssigende Mittel zurückbehalten wird, im letzteren Falle aber entweichen die Dämpfe, das Magma erstarrt porös und schlecht krystallinisch. Es ist diess eine Betrachtung, welche auch mit den Erscheinungen in der Natur übereinstimmt, denn die Laven sind wenig compact, und mehr weniger glasig, die Ganggesteine sind schon viel compacter, die Kerngesteine aber sind die compactesten und am besten krystallinisch ausgebildeten.

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: 1878

Band/Volume: [18](#)

Autor(en)/Author(s): Toula Franz

Artikel/Article: [Ueber vulkanische Berge und den Vulkanismus. 117-165](#)