

Vulkanologische Studien aus Island, Böhmen, Italien

von

KARL SCHNEIDER, Prag.

„Wo dem Seefahrer nicht mehr die alten Sterne leuchten, in Inseln ferner Meere, von Palmen und fremdartigen Gewächsen umgeben, sieht er in den Einzelheiten des landschaftlichen Charakters den Vesuv, die domförmigen Gipfel der Auvergne, die Erhebungskrater der canarischen und azorischen Inseln, die Ausbruchsspalten von Island widerkehrend abgespiegelt; ja, ein Blick auf den Begleiter unseres Planeten, den Erdmond, verallgemeinert die hier bemerkte Analogie der Gestaltung.“ Mit diesen poetischen Worten hat vor Jahren Alexander von Humboldt¹⁾ bereits die kosmische Natur des Vulkanismus ausgesprochen. Tschermak²⁾ hat um vieles später, auf Angelot aufbauend, in klarer Form als die Ursache vulkanischer Paroxysmen die allmähliche Entgasung des Planeten hingestellt. Sueß hat in konsequenter Weise die heißen Quellen, welche allenthalben in vulkanischen und tektonisch gestörten Gebieten auftreten, als kondensierte heiße Dämpfe bezeichnet. „Sie stammen aus den tieferen Innenregionen des Erdkörpers und sind die Äußerungen einer Entgasung des Erdkörpers, welche seit der beginnenden Erstarrung desselben begonnen hat und heute, wenn auch auf einzelne Punkte und Linien beschränkt, noch nicht völlig abgeschlossen ist.“³⁾ Sueß war es auch der den richtigen Satz aufgestellt hat, daß alle vulkanischen Kraftäußerungen

1) Alexander v. Humboldt: Kosmos. Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. Stuttgart und Tübingen, 1845. 1 Bd. S. 237.

2) Tschermak: Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzber. d. k. Akademie d. Wissenschaften. 1. Abt. Märzheft. Jg. 1877.

3) Sueß, E.: Über heiße Quellen. Verhandlungen d. Gesellsch. deutscher Naturforscher u. Ärzte 1902. Allgem. Teil. Leipzig 1903. S. 140.

„nur Nebenerscheinungen in jenen großen Vorgängen (sind), durch welche die Oberfläche der Erde sich ausgestaltet.“¹⁾

Bei der Betrachtung der Morphologie der einzelnen Vulkanberge ist schon lange ihre große Verschiedenheit aufgefallen. Stübel hat das Verdienst mit Nachdruck darauf verwiesen zu haben,²⁾ daß man ihr eine grössere Bedeutung zuerkennen müsse, als es bis jetzt geschehen ist. „Trotz aller . . . morphologischen Umgestaltungen werden die vulkanischen Schöpfungen der meisten Gegenden ihre ursprüngliche Gestalt in der Hauptsache sich gewahrt haben, so daß wir aus den Formen, die sie heutigentages besitzen, noch mit großer Sicherheit die Grenzen bestimmen können, innerhalb deren die Veränderungen liegen, die sich an ihnen vollzogen haben.“³⁾ Vom genetisch-morphologischen Gesichtspunkte hat denn auch Stübel seine bekannte Einteilung der Vulkane getroffen. Dabei ist aber das wichtige Moment außeracht gelassen worden, daß dieser Unterschied ein Zeitunterschied ist, d. h. in den vulkanischen Paroxysmen lassen sich genau einzelne Phasen erkennen, in denen verschiedene Formen geschaffen werden, und in denen verschieden geartetes Material aus den Tiefen gefördert wird.

In ausgezeichneter Weise lassen sich diese Phasen auf der vulkanischen Insel Island erkennen.⁴⁾ Seit Mitte des Tertiär treten hier durch längere oder kürzere Intervalle unterbrochen vulkanische Kraftäußerungen auf, welche sich wesentlich von einander unterscheiden.

In grellem Kontraste stellen sich auf Island die Bildungen der ersten und der letzten Phase gegenüber. Nicht nur die Zeit, sondern vor Allem die Art der Förderungsprodukte schafft die Gegensätze. Dieser ersten Phase gehören alle Bildungen an, welche in zwei großen länger andauernden Eruptionsepochen gefördert wurden und uns heute in der regionalen Basaltformation entgegentreten.

Ihre Mächtigkeit entzieht sich unseren Blicken. Allein aus Verschiedenem können wir schließen, dass sie wenigstens 3000 m be-

1) Sueß, E.: Das Auslitz der Erde. Prag, Wien 1892. I. Bd. S. 776.

2) Stübel Alphons: Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig 1903.

3) Ebenda, S. 5.

4) Durch Subvention der „Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen“ war dem Verfasser im Sommer 1905 ein längerer Aufenthalt auf Island ermöglicht.

tragen muß. Neben dieser vertikalen Ausdehnung hat sie auch eine bedeutende horizontale Erstreckung. Wollen wir absehen von dem hypothetischen Basaltland, das nach Geikie u. a. den ganzen nördlichen atlantischen Ozean erfüllt haben soll, so ist Island für sich allein genommen ein weites Gebiet. Erscheint der Basalt in geschlossener Masse heute eigentlich in zwei weit von einander gelegenen Gebieten, so bedecken sie immerhin noch eine Fläche von mehr als 50.000 km^2 . Es ist aber sicher, daß diese beiden heute räumlich getrennten Basaltgebiete noch bis zum Ende des Tertiär, selbst bis zum Pleistocän miteinander im Zusammenhange gestanden haben und nur durch Störungslinien daraus gebracht worden sind.¹⁾ Da auch die einzelnen (verstreuten Basaltvorkommnisse im Südlände wie z. B. bei Hrúni in der Nähe der Laxá — Th. Thoroddsens Karte zeichnet freilich diesen Basaltvorhorst nicht, obgleich er eine größere Ausdehnung hat — denen des Nord- und Ostlandes analog sind, so müssen auch sie dem tertiären Island zugezählt werden. In dieser Basaltformation treten, wie bekannt, die Decken wechsellagernd mit Tuffen auf. Allein man wird wohl sagen müssen, daß die festen Basalte das Übergewicht haben. Denn häufig genug fehlen zwischen den Basalten die trennenden Tuffmassen, und hohe Basaltwände, die aus mehreren Decken zusammengesetzt sind, begegnen uns (Mödrvellir, Thyrill u. a.). Die Deckenform, in der die Basalte fast durchwegs auftreten, bringt es mit sich, daß die Morphologie in der Basaltformation eine einförmige ist. Die Plateauform ist die herrschende. Eine Abwechslung ist nur durch tektonische Störungen und äußere Agentien (Erosion) herbeigeführt. Es ist eine bis heute ungelöste Frage, ob die Basalte Spaltenausbrüchen ihr Entstehen danken oder nicht. Mit einer einzigen und auch hier nicht ganz einwandfreien Ausnahme (Vatnsdalur) konnte ein Zusammenhang der Decken mit Gängen nicht beobachtet werden. Nur in Vatnsdalur scheint der in Säulen ausgebildete Stock eine Zugehörigkeit zu der einen Decke zu besitzen. Diese Lokalität befindet sich vor dem Ausgang des Tales etwa 4—5 km südlich des Sees. Gänge im Basalte sind jedoch keine Seltenheit. Sicher waren die glühenden Massen, auf welche Art sie nun immer hervorgebrochen sein mögen, sehr dünnflüssig und in großen Mengen, um sich über so weite Gebiete einheitlich auszubreiten. Beachtet man, daß in den meisten Fällen die gleich-

¹⁾ Schneider: Beiträge zur physikalischen Geographie von Island. Petermanns Mitteilungen. Jg. 1907.

altrigen Tuffe eine Umwandlung durch die hangende Decke erfahren haben,¹⁾ so stellt sich uns die Frage entgegen, ob damals die Tuffe erst nach dem Lavaerguss herausgestossen wurden oder ob sich die Paroxysmen analog den rezenten abspielten. Es ist kein Grund vorhanden, den ersten Fall anzunehmen. Da ein derartiger Umwandlungsprozess nur lokal auf größere Strecken auftritt, so ist es wahrscheinlich, daß diese Tuffe einst die Oberfläche gebildet haben und erst späterhin mit der Basaltlava bedeckt wurden. In dieser Annahme wird man umsomehr bestärkt, da man oft genug das Profil verdeckter Erosionsrinnen sieht. Die erste Phase vulkanischer Tätigkeit auf Island charakterisiert sich sonach dadurch, dass bedeutende Massen von Lava ausgestoßen wurden, welche sich deckenartig ausbreiteten. Ihre Mächtigkeit ist im einzelnen Falle eine geringe, erst durch fortgesetzte Tätigkeit werden die Dimensionen geschaffen, welche uns heute dort begegnen. Der Tuff tritt im Verhältnis zum Basalt bedeutend zurück.

Anders in der zweiten Phase. Die Art der Paroxysmen ist verschieden. Der Tuff verschwindet vollständig nur Lavamassen werden gefördert. Die Mächtigkeit der einzelnen Decken ist bedeutend geringer. 1 m starke Lavabänke sind Ausnahmen, $\frac{1}{4}$ bis höchstens $\frac{1}{2}$ m die Regel. Dabei ist das Verbreitungsgebiet um ein Bedeutendes eingeschränkt. Zwar ist es größer als Thoroddsens Karte angibt,²⁾ aber außerhalb Islands Markung wurden die doleritischen Bänke dieser zweiten Phase bis jetzt noch nicht beobachtet. Und so ist Pjeturssons Vorschlag,³⁾ die Bildungen als insulare Basaltformation zu bezeichnen, nicht ohne Grund. Wenn wir uns nicht dafür entscheiden, sondern diese Bildungen mit der alten Bezeichnung praeglazialer Dolerit benennen, so liegen besondere Gründe vor, welche an anderer Stelle ausgeführt wurden.⁴⁾

¹⁾ Schneider: Einige Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. Sitzungsbericht des „Lotos“, Nr. 6. Jg. 1905.

²⁾ Th. Thoroddsens: Geological map of Iceland 1: 600.000; 1901, ist die beste vorhandene geologische Übersichtskarte. Über ihre Genauigkeit cf. Schneider K. Beiträge . . . l. c.

³⁾ Pjetursson: Om Islands Geologi. Meddelelser fra dansk Geologisk Forening. Nro. 11. Kopenhagen 1905. S. 18.

⁴⁾ Beiträge . . . l. c.

Zwischen beiden Bildungen muß eine lange Ruhepause auf Island eingetreten sein; zwischen beiden ist eine ausgesprochene Diskordanz. Die Zeit ihres Entstehens verlegt Pjetursson in das Spätpleistocän.¹⁾ Sicher aber sind diese Doleritdecken vor dem Anbrechen der Eiszeit bereits vorhanden und in ihrer Bildung schon abgeschlossen gewesen. Überall, wo sie beobachtet werden konnten, sind sie zu Rundhöckern abgeschliffen und tragen das Moränenmaterial, das die Gletscher bei ihrem endgiltigen Rückgang auf ihnen zurückgelassen haben. Auch für sie bleibt es eine offene Frage, ob sie aus Spalten oder aus Schloten gefördert wurden. Wahrscheinlich sind beide Arten maßgebend gewesen. Der interessante Spaltenausbruch, den die Jökulsá i Axarfjördr unterhalb Svinadalur angeschnitten hat, wurde in den „Beiträgen“ beschrieben. Ein praeglazialer Schlot wurde schon früher²⁾ von Hof nördlich von Blönduos erwähnt. Allerdings haben wir es hier mit einem Doleritausbruch zu tun, der in die Inter-glazialzeit Islands fällt, oder möglicherweise sogar in die erste Eisperiode.

Auch in dieser Phase erhält die Morphologie der Insel kein anderes Gepräge. Der deckenförmige Erguß der geförderten Massen schafft nur ebene Formen. In diesen beiden ersten Epochen wird fast nur Magma befördert, Tuff, anfangs vorhanden, schwindet in den letzten Ausbrüchen vollständig. Das äußerst dünnflüssige Magma ist ohne dessen Begleitung emporgedrungen. Diese erste Hauptphase des Vulkanismus auf Island ist mit dem Beginn der allgemeinen großen Vereisungen als abgeschlossen zu betrachten. Sie dauerte durch das ganze Tertiär hindurch. Nun erst beginnt auf Island ein Entwicklungsgang des Vulkanismus, der in Böhmen längstdurchlaufen war und in Italien ansetzte.

Es beginnt auf Island die zweite Phase, in der an die Stelle des dünnflüssigen Magmas zerspratztes Tuffmaterial tritt. Tuffe und Breccien sind die wichtigsten Förderungsprodukte. Gänge oder Lavamassen treten in den Hintergrund lassen sich vielmehr überhaupt nicht beobachten. Wir haben somit den geraden Gegensatz zu den Verhältnissen der ersten Phase.

¹⁾ l. c.

²⁾ „Lotos“ Nro. 6.

War der praeglaziale Dolerit in seiner Ausdehnung im Vergleich zu dem älteren Basalten stark im Rückgange, so gilt dies umso mehr von den Produkten dieser zweiten Phase. Die Palagonitbreccien und Tuffe, welche in ihr gefördert wurden, beschränken sich fast durchwegs auf das Gebiet, das sich zwischen den beiden Basaltgebieten des Ostens und Westens von Island erstreckt. Nur ganz vereinzelt kommen sie in diesen vor. Am meisten scheinen sie in dem Vulkangebiete westlich des Vatnajökull zur Ausbildung gekommen zu sein. Nicht minder ist dies in dem Vulkangebiet um den Myvatn der Fall. Der ganze Myvatner Bergzug wird von ihnen zusammengesetzt. Diese Phase ist für Islands Morphologie dadurch von Bedeutung, daß in ihr zum erstenmale Bergformen geschaffen werden, welche sich über weite Gebiete erstrecken. Sie zeigen sich entweder kuppen- und kegelförmig oder sie ziehen ohne Unterbrechung durch Gipfel als einheitlicher Höhenrücken hin. Der Vindbelgjárfjell am Nordwestufer und der schon genannte Myvatner Bergzug am Ostufer des Mückensees sind zwei unmittelbar gegenüberstehende Vertreter. Auch ihre Masse steht weit hinter der der früheren Phase zurück. Höchstens einige hundert Meter ist ihre Gesamtmächtigkeit. Freilich wissen wir nicht, wie viel loses feines und feinstes Material gleich bei der Bildung vertragen worden ist.

Wann, müssen wir uns fragen, haben die Ausbrüche stattgefunden? Th. Thoroddsen verlegt ihre Bildung in das Pliocän, bezeichnet sie somit älter als den Dolerit.¹⁾ Die tatsächlichen Beobachtungen sprechen jedoch dagegen. Helgi Pjetursson verlegte sie in das Pleistocän und zwar ins Spätpleistocän.²⁾ Die Verhältnisse am Myvatner Bergzug und an anderen Stellen lassen dem Verfasser die einzig richtige Erklärung zu, sie für interglazial anzusprechen. In der Interglazialzeit Islands war somit der Vulkanismus ausgezeichnet durch Förderung zerspratzten Materiales, und das Fehlen glutflüssigen Magmas. Daß der Palagonittuff in dieser Zeit gebildet worden ist, wurde schon früher gezeigt.³⁾ Es wurde dort das interglaziale Alter des Myvatner Bergzuges festgelegt und gezeigt, wie beim

¹⁾ Thoroddsen Th.: Die Hypothese von einer postglazialen Landbrücke über Island und die Far-Oer vom geologischen Standpunkte betrachtet. Naturwissenschaftliche Rundschau. 21. Jg. 1906. Nro. 31. S. 390.

²⁾ Pjetursson Helgi: Om Islands Geologi. I. c. S. 69.

³⁾ Schneider: Einige Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. Sitzungsberichte des „Lotos“ 1905, Nr. 6.

Nahen der zweiten Eisperiode sich an ihm die Massen teilten. Gleich den Nunatakers Grönlands mag er zwischen den Eisfeldern im Osten und Westen emporgeragt haben. Nur Firn und Schnee hat sich auf ihm gelagert. Wäre je Eis über ihn hinweggegangen, dann wären andere Formen geschaffen worden als man heute in diesem Bergzuge beobachten kann.

Interessant ist aber die Tatsache, daß ganz analoge Verhältnisse mitten im Innern ganz unabhängig von diesen Wahrnehmungen beobachtet wurden. Zwischen dem Láng- und Hofsjökull ist dieses Gebiet, das von Knebel kurz beschrieben und skizziert hat.¹⁾ Hier finden sich die Jarlhetturberge, welche in interglazialer Zeit aufgeworfen worden sind. Gleich dem Myvatner Bergzug haben auch sie in der darauf folgenden zweiten Eiszeit eine Gletscherscheide gebildet. „Die jetzt noch za. um 500 m sich erhebenden Berge haben die Eismassen des Láng-Jökull nach Süden abgedämmt, so daß sich hier selbst nur die Hofsjökull Eisströme bewegt haben.“ „Die vulkanische Gletscherscheide des Jarlhettur hat eine Vereinigung beider Eismassen, wie sie wohl in der Eiszeit anzunehmen war, verhindert.“

Diese interglazialen Pelagonitdurchbrüche bilden das Übergangsglied zu den Bildungen der nächsten Phase in der Entwicklung des Vulkanismus auf Island. In dieser haben wir zunächst wieder tertiäre Anklänge. Lavadeckenergüße treten auf, höchstens flache, wenig geböschte Berge werden gebildet, die in ihrer ganzen Anlage an einen umgelegten Schild, dessen Buckel oben liegt, erinnern. Wie bei den doleritischen Bildungen fehlt auch hier zwischen den einzelnen Decken Tuff oder vulkanische Asche. Die Hunderte von km^2 bedeckenden Lavamassen erscheinen in ihrer Gesamtheit wie eine weite Ebene. Die Mächtigkeit der Lagen, die Struktur des Gesteins lassen es nur zu deutlich erscheinen, daß die Massen bei ihrem Hervorbrechen äußerst dünnflüssig gewesen sein mußten, so daß den eingeschlossenen Gasen ein leichter Ausgang gestattet war. Hellhraun (spr. hedlüräun) d. i. flache Lava bezeichnet sie der Isländer. Ist sie einem einzelnen Schlot entquollen? oder brach sie längs

¹⁾ v. Knebel: Der Nachweiß verschiedener Eiszeiten in den Hochflächen des inneren Islands. Centralblatt für Miner., Geologie und Paläontologie Jg. 1905, S. 546 f.

einer Spalte an die Oberfläche? v. Knebel ist der Meinung, sie als Spaltenergüße zu deuten, „in den Spalten haben sich vielfach Krater gebildet, welche in einer Reihe angeordnet sind.“¹⁾ Einer solchen Kraterreihe entstammen die Massen, welche die Hallmundarhaun (spr. Hadlmundaräun) aufbauen, den typischen Vertreter der Helluhraun. Die Länge dieser Kraterreihe gibt Thoroddsen mit 10 km an.²⁾ Ihr Volumen³⁾ aber schätzt er auf 1075 km³. Mögen solche Schätzungen auch auf sehr ungenauer Basis beruhen, so können sie doch eine schwache Vorstellung von den geförderten Massen vermitteln. Das Aussehen und die charakteristischen Eigenschaften der Helluhraun (flachen Lava) wurden anderweitig beschrieben.⁴⁾ Gleichfalls wurde bereits⁵⁾ früher auf den Altersunterschied zwischen dieser und der Apalhraun hingewiesen. Nirgends aber wurden an ein und demselben Strom beide Formen, Helluhraun und Apalhraun, beobachtet, wie Thoroddsen angibt,⁶⁾ ohne dafür freilich Beispiele anzuführen. Die Helluhraun ist jene Lavaform, welche beim Neuerwachen des Vulkanismus nach der Eiszeit gefördert wurde. Sie ist die herrschende Form in den „Lavavulkanen“ Islands, die v. Knebel kurz skizziert hat.⁷⁾ Diese schildförmigen Lavavulkane, welche sich über einer weiten Basis zu einer verhältnismäßig geringen Höhe aufbauten, bestehen durchwegs aus Lava. Ihnen mangelt vollständig irgendwelches loses Aschen- und Blockmaterial. Bei der Bildung ist, wie v. Knebel ausführt, „das geschmolzene Magma völlig ohne explosive Begleiterscheinungen von den vulkanischen Kräften emporgehoben worden.“ Aus den Erdtiefen hat sich nach v. Knebel das Magma herausgepreßt, die ersten Bildungen erstarrten und wurden von den nachdrängenden emporgehoben. Niemals hat bei ihnen ein oberflächliches Abfließen aus einem Krater stattgefunden. Die

1) v. Knebel: Über die Lavavulkane auf Island, Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft. 58 Bd. 1906. Monatsber. S. 67.

2) Thoroddsen. Island. Grundriß der Geographie und Geologie. Petermanns geogr. Mitteilungen. Ergänzungsheft Nr. 152. 1905. S. 115.

3) Ebenda S. 139.

4) Beiträge zur physikalischen Geographie Islands. Petermanns Mitteilungen 1907.

5) Ebenda . . . — Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. Mitteilungen der k. k. geographischen Gesellschaft Wien. 1905. S. 630.

6) Island E. H. S. 140.

7) l. c.

Vertiefungen, welche sich am Gipfel finden, sind „keine Krater“ sondern bloße nachträgliche Sackungen. Die Entstehung der Lavaberge und -Krater stellt sich v. Knebel derartig vor: Die flüssigen Massen dringen hervor, kühlen sich sofort oberflächlich ab; die so erstarrte Decke wird von den nachdrängenden Massen aufgewölbt. Hört der Nachschub auf, folgt eine Art von Resorption des Magmas nach der Tiefe, es entsteht dadurch ein Hohlraum, in welchen die darüber liegenden Lavadecken niederstürzten und so gewissermaßen einen Pseudokrater bilden.

Durch diese Erklärungsweise will v. Knebel vor Allem die oft nur wenige *cm* betragende Mächtigkeit der übereinander liegenden Lavadecken deuten. Diese Deutungsversuche müssen aber als erzwungene angesehen werden. Ihnen widerspricht vor Allem die Morphologie dieser Schildvulkane. Der Vorgang, wie ihn v. Knebel zur Erklärung herbeizieht, hat als Endergebnis kegel- oder kuppenförmige Berge, bei denen auf relativ geringer Basis eine verhältnismäßig große Höhe sich aufgebaut hat. Die Böschungswinkel solcher Kegelberge betragen mehr als 10° , die Böschungswinkel der Schildvulkane kaum 3° .¹⁾

Vorgänge, wie sie v. Knebel, für die Genesis der Schildvulkane annimmt, haben sich tatsächlich auf Island abgespielt. Als ein geradezu klassisches Beispiel dafür wurde das „Paradies“ bei Skutustadir bezeichnet.²⁾ Hier haben wir es aber mit ganz anderen Formen zu tun als bei den Schildvulkanen. Die eruptiven Massen, welche an dieser Stelle entquollen sind, haben sich zu einer Kuppel aufgebaut. Der Basisdurchmesser entspricht fast der Höhe. Dasselbe Verhältnis, die gleiche Morphologie gestauter Lavamassen findet sich in anderen Vulkangebieten wieder, wie wir sehen werden. Stellen wir uns den Vorgang derartig vor, wie es A. Stübel für derartige Vulkane skizzierte³⁾, dann werden wir wohl immer noch der Wahrheit am nächsten kommen. Wenigstens erklären sie ungezwungen an den Schildvulkanen das Auftreten der zahlreichen Lavahöhlen und Lavatunnel, welche zum Krater convergierend verlaufen und vielfach mit Lavastalaktiten an der Decke besetzt sind.

1) Nach Thoroddsen sogar nur $1-2^\circ$, nur gegen den Gipfel zu lassen sich selten $7-8^\circ$ messen. E. H. S. 126.

2) Beiträge I. c.

3) A. Stübel: Die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge Leipzig 1903. S. 12.

Wir haben keinen Anhalt dafür, anzugeben, wann die Bildung dieser Lavaberge als abgeschlossen zu betrachten ist. Sicherlich war ihre Entstehung in historischer Zeit bereits abgeschlossen. Statt ihrer wurden andere Formen mit anderen Materialien gefördert. Zur Lava treten lose Aschenmaterialien. Das Aussehen der Lavamassen läßt darauf schließen, daß das Magma bedeutend zäher war als ehemals. Die festere Konsistenz gestattete den eingeschlossenen Gasen nicht den leichten Austritt. Diese mußten sich gewaltsam den Ausweg schaffen. Daher die eigenartige Struktur der petrographisch gleichen Massen, daher das Zackige und Zerrissene an der Oberfläche dieser jungen und jüngsten Lavaergüsse Islands, welche der Inselbewohner in Anlehnung an das Aussehen eben als *apalhraun* d. i. zackige Lava bezeichnet. Aber auch sie tritt mit fortschreitender Zeit in den Hintergrund und nur Aschen- und Blockmaterial werden gefördert. Freilich ist das nicht so zu verstehen als ob in der Jetztzeit niemihr Lava gefördert würde. Sie tritt bloß in den Hintergrund. In historischer Zeit haben die letzten Ausbrüche um den Myvatn stattgehabt. 1724, 1875 (Viti, Askja) waren reine Explosionsausbrüche bei denen keinerlei Lava geflossen ist. Thoroddsen schätzt das Aschenmaterial in der Umgebung des 12,8 km^3 fassenden Lavafeldes des Lakispalts vom Jahre 1783 auf 2—3 km^3 , eine Zahl, die viel zu klein ist, wenn man in Erwägung zieht, daß das Aschenmaterial damals ganz Island bedeckte, auf die Far-Oer niederfiel und in einem großen Teil von Europa Dämmerungserscheinungen ähnlich denen des Krakatau hervorrief¹⁾. 3—4 km^3 wird das Aschenmaterial des Askjaausbruches von demselben Verfasser geschätzt. An Hundert ist die Zahl der Explosionskrater um und in dem Myvatn, die in vorhistorischer Zeit gebildet worden sind.

Ein Unterschied in der äußeren Form der durch die Explosionen gebildeten Berge besteht aber gegen die, welche in der Interglazialzeit entstanden sind. Sämtliche rezenten Explosionsausbrüche haben den deutlichen Krater, um welchen das gänzlich zerspratzte Material gelagert ist, zeigen demnach weder Kuppel- oder Kegelform noch auch jene langen Bergzüge, welche für die Interglazialzeit typisch sind. Man wird diesen Unterschied gewiß nur auf ein verschieden kräftiges Ausstoßen der Tuffmassen zurückzuführen haben.

¹⁾ Thoroddsen l. C. E. H. S. 149.

Versuchen wir aus den beobachteten Tatsachen eine Entwicklung des Vulkanismus auf Island festzustellen, so ergeben sich ungezwungen einzelne Phasen. In den einzelnen Phasen wurde verschiedenes Material gefördert und infolgedessen auch andere morphologische Formen an der Erdoberfläche geschaffen. Jede Phase fällt in eine andere geologische Zeit. (cf. Tabelle).

Übersicht der Entwicklungsphasen des Vulkanismus auf Island.

Formation	Periode	Epoche	Phase des Vulkanismus	Förderungsprodukt	Morphologische Formen	
Tertiär	Oligocän		I.	vorwiegend Lava untergeordnet Tuff	Ebenen.	
	Miocän					
	Pliocän					
Quartär	Pleistocän	Praeglazial	II.	Ausschließlich Tuff	Kuppen, Kegelsberge-Höhenrücken.	
		Interglazial				
		Glazial und postglazial				I.
	Allneviem	praehistorisch und historisch		II.	(Apalhraun) Lava tritt in den Hintergrund, um Explosionsmaterial Asche und Tuff Raum zu geben	Die verschiedenen Bergformen rezentere Vulkane.
				III.	Gasexhalationen (Fumarolen, heiße Quellen etc.)	Aufbauend: Sinterkegel, Schwefellager. Zerstörend: Zersetzung des Bodens, wodurch den Atmosphären leichter Spiel ermöglicht wird.

Aus der Tabelle ist ein Moment sofort klar zu erkennen. Die Entwicklung des Vulkanismus auf Island vom Ende des Pleistocän bis zur Gegenwart ist

eigentlich nur ein Widerspiel der tertiären Verhältnisse.

In beiden Fällen sehen wir zuerst die überwiegende Förderung von flüssiger Lava, der zunächst Lava und Tuff, später nur Tuff folgt. Als letzte Phase in der Entwicklung des Vulkanismus auf Island haben wir die Fumarolentätigkeit, die heißen Quellen und alle anderen hieher gehörigen Phänomene zu betrachten. Ihr Wesen und ihre Beziehungen zu einander wurden in den „Beiträgen“ kurz skizziert. Die letzte Phase repräsentiert sich sonach als reine Gasausscheidung. Wir haben auf Island demnach folgende Reihe des Auslösens und der Aeußerung vulkanischer Kräfte:

1. Lavaförderung (I. Phase),
2. Tuffförderung (II. Phase),
3. Gasförderung (III. Phase).

Zweimal hat sich dieser Prozess abgespielt. Das erstemal im Tertiär und dem älteren Pleistocän, das zweitemal seitdem bis zur Gegenwart.

Die geographische Verbreitung der Ausbruchspunkte dieser Massen in den einzelnen einander folgenden Phasen zeigt, daß sie von einander nicht abhängig sind, sondern in der Natur des Vulkanismus ihre Ursache haben müssen. Die interglazialen Tuffe treten in der regionalen Basaltformation ebenso selbständig auf, wie die heißen Quellen und Fumarolen.

Von diesen isolierten Vulkangebieten im hohen Norden, wollen wir einige Beobachtungen aus zwei anderen weit von diesen gelegenen Eruptivgebieten anführen: Böhmen und Italien. Sind die tertiären Vulkane Böhmens längst erloschen und in der Folgezeit den verschiedensten Agenzien zum Opfer gefallen, so sind in Italien einzelne Eruptionszentren bis in die Gegenwart hinein tätig und gestatten uns die Vorgänge genau zu studieren.

Schon von den ältesten Perioden angefangen haben sich in Böhmen vulkanische Äußerungen bemerkbar gemacht. Laube hat darauf hingewiesen,¹⁾ und den Parallelismus dieser älteren Ausbruchgebiete mit dem Erzgebirge und der böhmischen Thermalpalte ausgesprochen. Mit diesem Parallelismus geht aber

¹⁾ Laube G. C., Geologische Exkursionen im Thermalgebiet des nord-westlichen Böhmens. Leipzig, 1884. S. 6.

gleichzeitig eine Verschiebung der Ausbruchsstellen von Südost nach Nordwest Hand in Hand. Dem mittelböhmischem Granitstock folgten nach Nordwest die Diabasdurchbrüche des Silur, die Porphyre des Pürglitzer Höhenrückens, welche im Carbon hervorgequollen sind, endlich die tertiären Eruptivmassen, welche sich am Fuße des Erzgebirges finden.

Die zuletzt genannten Eruptivmassen ziehen sich bekanntlich vom Egerer Becken mit Unterbrechungen bis jenseits der Grenze nach Görlitz. Zweimal treten die vulkanischen Massen als geschlossener Komplex auf. Als Mittelgebirge werden diese Komplexe allgemein bezeichnet. Da diese Bezeichnung vollkommen nichtssagend ist — sämtliche Gebirge Deutschlands sind Mittelgebirge — wollen wir für unsere Zwecke von diesen Gebieten als vom Elbvulkangebiet und Duppauervulkangebiet sprechen. Als kleinste Vulkane sind zu nennen der Kammerbühl und Eisenbühl bei Eger. Zwar hat es den Anschein, als ob die Brüx-Launer Berge ebenfalls ein selbständiges Vulkangebiet darstellen, doch ist dies noch nicht entschieden. In ihrem Aufbaue erinnern sie an das Elbvulkangebiet, zu dem wir sie einstweilen ebenfalls rechnen wollen.

Jedem, der beide Gebiete kennt, ist schon äußerlich der grelle Gegensatz in der Gestalt beider Systeme aufgefallen. Daß es geologische Gründe sind, welche diesen Gegensatz geschaffen haben, ist naheliegend. Die Bildungszeit dieser Vulkane hat man zwischen das Oligocaen und Untermiocaen verlegt. Heute ist dies nicht mehr so allgemein auszusprechen. „Denn die Eruptionen nehmen neben der Bildung der Absätze nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich einen viel größeren Umfang ein. Wenn auch das Maximum der basaltischen Eruptionen beiläufig zwischen die beiden Hauptflötzbildungen die aquitanische und untermiocaene hineinfällt, so darf doch die Scheidung bei weitem nicht die Schärfe beanspruchen, welche man ihr beim Beginne der betreffenden Studien zuzuschreiben geneigt war.“¹⁾

Und in der Tat, Studien in den genannten Gebieten haben folgende Altersreihe ergeben: Am relativ ältesten ist das Elbvulkangebiet, ihm folgt der Duppauer Vulkan, der jüngste ist der Kammerbühl und Eisenbühl.

¹⁾ Franz E. Sueß: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien-Leipzig 1903. S. 189.

Die ersten Anfänge des Vulkanismus im Elbvulkangebiete fallen in das Oberoligocaen.¹⁾ Beim Duppauer Vulkan hat es nicht vor dem Ende der Oligocaen stattgefunden.²⁾ Die Tätigkeit des Kammerbühlvulkanes aber fällt sogar erst gegen das Ende des Miocaen.³⁾ Er begann somit seine Tätigkeit erst dann, als die großen Nachbarn östlich von ihm schon zu ruhen begonnen hatten. Die Ausbruchszeit des Eisenbühl ist nicht so genau anzugeben. Sicher ist er aber noch jünger als der Kammerbühl. Ja, nach v. Gümbel sogar möglich, „daß die Eruptionstätigkeit hier in diluvialer, vielleicht gar in historischer Zeit noch stattgefunden hat.“⁴⁾ Haben wir im Elbvulkangebiet neben einem zentralen Stock zahlreiche selbständige Bildungen, welche teils als Lakkolithen, teils als Kuppen oder Kegel hervorquollen, und insbesondere in den Brüx-Laurer Bergen in großer Zahl auftreten, so verschwinden diese im Duppauer Vulkan fast vollständig. In diesem Gebiet brachen die vulkanischen Massen aus einem Zentralkrater hervor und bedeckten ein Gebiet von ungefähr 700 *km*². Die Lavamassen legten sich übereinander und bilden ein System von verschiedenen mächtigen Decken, zwischen denen bedeutende Massen von Tuff eingeschaltet sind. Die Gänge, welche in großer Anzahl um den Zentralstock, seltener am Rande durch die Decken hindurchbrechen, sind nur in den seltensten Fällen mit der darüber liegenden Decke in Zusammenhang zu bringen, sie bilden vielmehr im Ausgehenden nur kleine oft kaum hervortretende Hügel.⁵⁾

Ist es gestattet, auf Grund der heutigen Kenntnisse einige Vergleiche zwischen diesen einzelnen Vulkangebilden anzustellen, so ergeben sich folgende Tatsachen: Bei dem ältesten, dem Elbvulkangebiet spielen feste Massen die größte Rolle. Zähflüssig sind die Magmen hervorgedrungen

1) Hibs J. E.: Die Eruptionsfolge im böhmischen Mittelgebirge im Vergleiche zur Eruptionsfolge anderer vulkanischer Gebiete. Tschermacks Min. u. Petrogr. Mitteilungen. N. F. 19. Bd. Wien 1890. S. 490.

2) Der genaue Beweis über die hier vorgebrachten Tatsachen wird im Zusammenhange in eingehender Weise an anderer Stelle gegeben werden.

3) Proft Ernst: Kammerbühl und Eisenbühl, die Schichtvulkane des Egerer Beckens in Böhmen. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt. 44. Bd. 1894. S. 44.

4) Nach Proft l. c. S. 74.

5) Schneider Karl: Das Duppauer Mittelgebirge in Böhmen. Mitteilungen d. k. k. geograph. Gesellschaft in Wien. 1906. S. 10 ff.

und stauten sich zu den zahlreichen Kuppen und Kegeln, welche für dieses Gebiet charakteristisch sind. Hibsich hat uns gezeigt, wie ein großer Teil von ihnen bloßgelegte Lakkolithen sind. Gerade in der ersten Periode im Oberoligoocaen begann die vulkanische Tätigkeit mit dieser Lakkolithenbildung, erst später folgten die Oberflächenergüße.¹⁾ Der von Hibsich gebrachte Nachweis über die Lakkolithennatur der Phonolithkegel ist der beste Beweis für die von Reyer schon vor Jahren ausgesprochene Ansicht über die Entstehung dieser Kegelsberge, für welche er bekanntlich die Bezeichnung Quellsuppe vorschlug.²⁾ Auch einer Anzahl der Basaltkuppen des Brüx-Launer werden wir diese Genesis zuschreiben müssen, so z. B. den 509 m hohen Oblik nördlich von Laun u. a. Beachtet man die Morphologie dieser Berge, so fällt einem wohl sofort ihr steiler Böschungswinkel auf, der 15° meist übersteigt. Solche Formen verursacht eine Stauung der Lava aus der Tiefe, niemals ein oberflächliches Abfließen. Solche Böschungsverhältnisse haben wir aus den rezenten Staukegeln Islands berichtet und Italien wird uns ähnliche Beispiele geben. Wir ersehen damit, daß die Genesis, welche v. Knebel für die Schildvulkane Islands gibt, mit den Oberflächenformen nicht übereinstimmt. Wir müssen daher bei diesen nach wie vor bei der oberflächlichen Ergießung der Massen verbleiben. Sind Tuffmassen im Elbvulkangebiet auch ziemlich häufig, so treten sie doch gegen die festen Lavamassen in den Hintergrund.

Anders im Duppauer Vulkan. Schon v. Hochstetter hat die Tuffanhäufungen in diesem Gebiet verzeichnet und sie darauf zurückgeführt, daß der Hauptausbruch unter Wasser stattgefunden habe³⁾. „Mit einer Mächtigkeit von 600 Fuß an einzelnen Stellen umgeben sie in Form von groben, knollig angehäuften Basaltkonglomeraten, die in eckigen und abgerundeten Bruchstücken hauptsächlich die Basaltmandelsteine in sich schließen, mantelförmig das ganze Basaltgebirge in horizontaler Auflagerung auf Grundgebirge, Braunkohlenformation und Basalt bis zu 2100 Fuß

1) Hibsich l. c. S. 493.

2) Reyer Ed.: Über die Tektonik der Vulkane in Böhmen. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. 29. Bd. 1879. S. 463 ff.

3) F. v. Hochstetter: Allgem. Bericht über die geolog. Aufnahme der I. Sektion der geolog. Reichs-Anstalt in Böhmen 1855. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1856. III. Bd.

Meereshöhe, selbst bis an die Zentralmassen aufsteigend, hier oftmals auch mit jüngeren basaltischen Ergießungen wechsellagernd; als fein abgeschlammte Tuffe breiten sich basaltische Schlamm-massen selbst bis auf weite Entfernung von den Zentralmassen fast über das ganze Gebiet des Elbogener Braunkohlenbeckens an.“

Eine submarine oder besser sublakustre Eruption ist hier aber keineswegs anzunehmen. Die Lagerung des Tuffes lehrt nur zu deutlich, daß sie oberflächlich stattgefunden hat. Die feineren und feinsten Teile weiter weg vom Zentrum, die groben Blöcke in der Nähe des Zentralkraters. Aus den Tuffmassen zwischen Duppau und Olleschau gegen Koşlau zu kann man die größten ausgebildeten Bomben herauschälen. Ihre größte Verbreitung finden diese Tuffmassen gegen Osten und Südosten. Ob dies darauf zurückzuführen ist, daß hier kein größerer transportierender Bach oder gar Fluß ist, oder ob man für jene Zeit bereits vorherrschende Westwinde annehmen soll, welche die lockeren Massen gerade im Osten ansammelten, muß natürlich unbeantwortet bleiben. Nicht nur mantelförmig umlagern die Tuffe den Vulkan, sondern auch zwischen den einzelnen Decken selbst sind sie in großer Mächtigkeit vorhanden. Die oberflächlich aus dem Zentralkater geflossenen Lavamassen haben im Mittel einen Neigungswinkel von $1^{\circ} 50'$. Die Tuffanhäufungen sind in der Regel mächtiger als die über und unterlagernden festen Basaltdecken. Kurz gesagt: Indem jüngeren Duppauer Vulkan beginnen die zerspratzten Materialien die Oberhand über die geförderten flüssigen Lavamassen zu gewinnen.

Nicht genug damit. Auch reine Gasausblasungen haben im Duppauer Vulkan stattgehabt. Sie werden durch die eigentümlichen Höhlungen bewiesen, welche von den Bewohnern meist als „Zwerglöcher“ oder auch kurz als „Loch“ bezeichnet werden. Die bekanntesten sind die Zwerglöcher des Schwedelberges bei Gießhübel-Puchstein. Sie hat v. Hochstetter als Lagerstätten von Baumstämmen bezeichnet, welche im Tuffe eingebettet waren und nachträglich ausgewittert sind ¹⁾. Abgesehen davon, daß sich an anderen Stellen des Vulkangebietes analoge Höhlenbildungen finden, welche sich mit einer solchen Deutung nicht vereinbaren lassen, sprechen schon die am Schwedelberg selbst gemachten Beobachtungen nicht

¹⁾ v. Hochstätter: Karlsbad, seine geognostischen Verhältnisse und seine Quellen. Karlsbad 1856. S. 62 ff.

damit überein. Die Löcher finden sich in der Höhe des Berges, der aus einheitlich gelagertem Tuff zusammengesetzt ist. Fast alle Löcher gehen röhrenförmig senkrecht zur Tiefe. Bis 3 m wurde ihre Tiefe gemessen. Im Laufe der Jahre niedergebröckeltes Material verdeckt ihren weiteren Gang. Hohl aber klingt es, sobald man gegen den Boden anschlägt. Über 3 m Höhe und 1 m Breite erreichen die Dimensionen in dem oberen Teil, von dem aus einseitig schräg aufwärts eine weitere kanonenrohrartige Öffnung zur Oberfläche führt. Nicht die geringsten Unebenheiten zeigen die Wandungen dieser Röhren. Es ist als wären sie mit einem Schläge gebildet worden. Noch bedeutendere Dimensionen als hier nehmen die „Seelöcher“ am Seeberg bei Klösterle an. Bei der Legung der Trace für die Buschtährader Bahn wurde ein solches Loch angefahren. Mehrere Waggons Material mußten herbeigeführt werden, um die Höhlung zu füllen. Auf der halben Höhe des Berges treten kleinere Öffnungen zu Tage. Sowohl an der Bahnlinie als auch auf dem Bergrand ist im Winter an dieser Stelle der Schnee geschmolzen, während im Sommer eine kühle Luft heraustritt. Dieses Phänomen ist wohl nicht anders zu denken, als daß sich an dieser Seite des gänzlich aus Tuff bestehenden Berges eine große Höhle befindet, von der seinerzeit nur ein geringer Teil ausgefüllt war, und welche von einer gleichmäßig temperierten Luft erfüllt ist.

Röhrenartige Höhlungen zeigen sich im Osten des Gebirges bei Radigau ebenso wie im Innern am Oedschloßberg.

Laube hat für diese Erscheinungen eine Deutung gegeben, welche mit den tatsächlichen Beobachtungen viel besser übereinstimmt, als die bisherige Deutung v. Hochstetters. „Es scheint mir“, sagt Laube, „nicht ausgeschlossen, daß jene Höhle (Zwerglöcher am Schwedelberg) und andere ihr ähnliche durch den Ausbruch von Gasen entstanden, gedacht werden könnten, welche unter starker Spannung sich einen Ausweg durch die noch lockere Tuffablagerung erzwingen und so eine Art Schlot in diesem ausbließen“. ¹⁾ Nachdem anderweitig die Beobachtung gemacht worden ist ²⁾, daß gespannte Gase auch feste Gesteinshüllen durchstoßen können, braucht eine lockere Tuffablagerung nicht erst angenommen zu werden, umso mehr als in einem lockeren Material röhrenförmige

¹⁾ Laube G. C.: Die geologischen Verhältnisse des Mineralwassergebietes von Gießhübel-Sauerbrunn. Gießhübel-Sauerbrunn 1898. S. 20 f.

²⁾ Branco W.: Schwabens 125 Vulkanembryonen. Stuttgart 1894.

Bohrungen sich nicht halten würden. Für unsere Betrachtung gewinnt Laubes Erklärung umso mehr an Sicherheit als die bedeutenden Tuffmassen des Duppauer Vulkans darauf schließen lassen, daß bei den Paroxysmen dieses alten Vulkanes Gase bereits eine bedeutende Rolle gespielt haben.

Ohne auf weitere Details einzugehen, wollen wir uns zu den letzten Vulkanen Böhmens wenden, den Kammerbühl und Eisenbühl. Früher schon wurde angeführt, daß sie jünger als die bisher besprochenen Vulkane Böhmens sind, daß sie zu Ende des Miocaens bezw. sogar erst in diluvialer Zeit tätig gewesen sind. In unserer kurzen Entwicklung des tertiären Vulkanismus in Böhmen stützen wir uns für diese zwei Vulkane auf die letzten zusammenfassenden Ausführungen Profsts.¹⁾ Daraus geht nun die für die Entwicklungsgeschichte interessante Tatsache hervor, daß die lockeren Tuffmassen immer mehr zunehmen. Der heute nur mehr kaum 30 m hohe Kammerbühl ist fast durchwegs aus dunkelschwarzblauen, dunkelschwarzen oder auch dunkelbraunen Schlackenschichten aufgebaut. Ihr gesamter Habitus erinnert an das Aschenmaterial der rezenten Vulkane Islands. Nebeneinander liegende Proben aus beiden Gebieten könnte man nicht von einander halten. Ganz untergeordnet zu dem Aschenmaterial tritt an der südwestlichen Flanke ein kleiner Lavastrom zutage, der aus einem Nephelinbasalt besteht. Mögen heute bereits durch Menschenhand große Teile von beiden Produkten weggetragen worden sein, so wird keiner das verschwindend geringe Auftreten der festen Lava gegenüber den Aschenmaterialien am Kammerbühl läugnen können. Beim Eisenbühl ist aber auch diese verschwunden und nur Aschenmaterial („Trockentuffe“) beteiligt sich am Aufbau.

Wir haben also dieselben Verhältnisse in Böhmen wie in Island. Zunächst

1. Überwiegen der flüssigen Massen (Elbvulkangebiet). Zurücktreten der flüssigen Lava und Überhandnehmen des Tuffes (Duppauer Vulkan und Kammerbühl).

2. Reine Tuffbildung (Eisenbühl). Ebenso wie auf Island sind die verschiedenen Förderungsprodukte in verschiedener Zeit hergebracht worden u. zw. in einer analogen zeitlichen Reihenfolge wie dort.

Als dritte Phase haben wir auf Island die Gasförderung (die Fumarolen, heißen Quellen u. s. w.) angesehen. Wir haben gezeigt,

¹⁾ Profst Ernst: Kammerbühl und Eisenbühl . . . l. c. S. 25 ff.

daß ihr Auftreten nicht an die jüngsten Vulkangebiete gebunden ist, daß sie vielmehr selbständig weit ab von diesen in der regionalen Basaltformation auftreten. Mag ihr Auftreten hier immerhin in den meisten Fällen an tektonische Linien gebunden sein, einen direkten Zusammenhang zwischen ihnen und den jungen Vulkanen kann man schwer denken. Vielmehr wird man bei ihrem Anblick dazugebracht, sie als vollkommen selbständiger Natur und Genesis anzusehen. Es wurde daher auch ausgeführt, daß diese Erscheinung in der Natur des Vulkanismus seine Ursache haben muß. Eigenartig genug! Auch in Böhmen zeigen sich ganz analoge Verhältnisse. Zwar treten auch hier die heißen Quellen und Sauerlinge an tektonische Linien gebunden auf, aber auch in Böhmen kann man dank der geographischen Verbreitung dieses Phänomens an einen etwaigen Zusammenhang mit den alten Vulkanen nicht denken. Schon vor Jahren hat Laube darauf hingewiesen und den Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen stark in Zweifel gesetzt. „Man übersieht“, meint Laube,¹⁾ „daß die Teplitzer und Karlsbader Thermen, wengleich Basalte und Phonolithe bis an ihre unmittelbare Nähe reichen, doch recht abseits von jenen Gebirgen selbst liegen, an denen sie sich erwärmen sollen, und daß die Sauerlinge erst da recht häufig werden, wo die Basalte spärlich auftreten.“

Wir wissen, daß Sueß auf diese und andere Umstände fußend, in den heißen Quellen, den letzten Entgasungsprozeß unseres Erdkörpers sieht.²⁾ Für unsere Betrachtung ergeben sie sich tatsächlich als letzte Phase der vulkanischen Tätigkeit. In seiner Meinung wird man durch das genaue Studium, dessen sich die heißen Quellen und Sauerlinge Böhmens erfreuten, nur umso mehr bestärkt. Es zeigte sich, daß keine einzige Quelle ein höheres Alter hat als die Miocaenzeit, außerdem ist es mehr als wahrscheinlich, daß die Zahl der Thermen eine weit größere war.³⁾ Die Entwicklung der Phasen des Vulkanismus in Böhmen zeigt somit eine vollkommene Analogie mit denen auf Island, nur mit dem Unterschied, daß dort im Pleistocän die Entwicklung nochmals einzusetzen begann zu einer Zeit, in der sie in Böhmen bereits abgeschlossen war.

¹⁾ Laube G. C., Geologische Exkursionen . . . S. 10.

²⁾ Sueß Ed.: Über heiße Quellen. I. c.

³⁾ Laube G. C., Geologische Exkursionen . . . S. 15.

Den Entwicklungsgang, den die Fumeralen, heißen Quellen u. s. w. auf Island nehmen, läßt uns die Wahrscheinlichkeit einer ehemaligen reicheren Anzahl von Thermen in Böhmen zur Gewißheit werden.

Nur ganz oberflächlich wollen wir zum Schluß unserer Auseinandersetzungen den vulkanischen Erscheinungen Italiens uns zuwenden. Zunächst haben wir für die vulkanischen Bildungen dieser jüngsten europäischen Halbinsel den Satz zu wiederholen, den Th. Fischer schon lange ausgesprochen hat, daß nämlich die vulkanische Tätigkeit um so später beginnt, je weiter man nach Süden vordringt.¹⁾ Und in der Tat. Die nördlichste Ausbruchsstelle sind die Euganeen. Leider hat dieses Vulkangebiet unter dem Einfluß der Athmosphärien starke Veränderungen erfahren. Ganze Ströme und Decken scheinen verschwunden zu sein, wie aus den einzelnen Darstellungen hervorgeht.²⁾ In neuester Zeit sind aber in der Auffassung dieses Vulkangebietes wesentliche Änderungen vor sich gegangen. Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß man die Euganeen nicht als einheitlichen Vulkan etwa dem Ätna gleich aufzufassen hat, sondern daß sich in diesem Gebiete eine ganze Anzahl von selbständigen Ausbrüchen zeigt, daß die größte Zahl der früher als Stromenden gehaltenen Gebilde Lakkolithen sind.³⁾ Es sind ähnliche Erscheinungen wie in dem Elbvulkangebiet. In keinem der späteren Vulkane Italiens haben wir analoge Erscheinungen. Ist auch durch Denudation und Erosion ein großer Teil der Euganeen verschwunden, so sind die zahlreichen Lakkolithen ausschlaggebend für die Meinung, daß in diesem Vulkangebiete Lava eine führende Rolle gespielt hat. Auch hier zeigen die morphologischen Momente, daß durch von unten nachdringende Massen Kuppen und Kegel, nie aber flache Hügel wie die Schildvulkane Islands geschaffen werden. Als nächsten Vulkan, haben wir das Albanergebiet. Seine Bildungsgeschichte fällt in eine bedeutend spätere Zeit. Frech hat nachgewiesen,⁴⁾ daß wir seine Ausbrüche

1) Th. Fischer: Die Halbinsel Italien. Unser Wissen von der Erde. Herausgeg. v. Kirchhoff. II. 2. Wien und Prag. 1893. S. 315.

2) Reyer: Euganeen Bau und Geschichte des Vulkans von Padua. 1877. — Derselbe. Theoretische Geologie. Stuttgart. 1888. S. 31 ff.

3) Michael Stark: Die Euganeen. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins a. d. Universität. Wien. IV. Jg. 1906. S. 77 ff.

4) Frech Fritz: Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit. Zeitschrift der Gesellschaft f. Erdkunde. Berlin 1902. S. 685, 686.

wesentlich in die Eiszeit zu verlegen haben. Hier aber spielen Tuffe bereits eine große Rolle. Rein explosiver Natur sind die jüngeren Vulkane der campi Phlegraei bei Neapel. Außer ihnen finden sich noch zwei Vulkangebiete in diesem Landesteile; der Vulkan von Rocca monfina und der des Somma-Vesuv. Ist die Spezialgeschichte dieser drei Gebiete auch noch nicht klar gelegt, so kann man doch mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß die ältesten Bildungen die campi Phlegsii sind.¹⁾ Sie haben in der letzten Zeit eine eingehendere Untersuchung von Günther und de Lorenzo erfahren.²⁾ Man erkennt daraus, wie vom äußersten Westen die selbständigen Ausbrüche sich gewissermaßen um die Bucht von Pozzuoli halbmondartig gruppierten, wobei gleichzeitig die jüngsten sich der Küste näherten. Im allgemeinen sind es die gleichen Ergebnisse, welche Sueß³⁾ vor Jahren niedergelegt hat. Für die einzelnen Vulkane und -ruinen sind selbständige Ausbruchszentren anzunehmen. Nur in den allerseltensten Fällen ist ihnen Lava entquollen. Sie sind in der Gesamtheit durch einzelne Explosionsausbrüche von mehr weniger Heftigkeit entstanden. Von Camaldoli aus gesehen, erinnern sie in ihrer Morphologie und Gestaltung an jene zahlreichen Explosionskrater, welche den Myvatn erfüllen und an dessen Rand auftreten. Nur daß sie in Italien größere Dimensionen erreichen und dem Explosionskrater des Hverfjell östlich des Myvatn gleichen.

Der jüngste Vulkan Italiens ist der Somma-Vesuv. Trotz der zahlreichen Studien und Untersuchungen, welche dieser Doppelberg im Laufe der Jahre erfahren hat, gehört er zu den ungeklärtesten Vulkanbergen. Sicher ist nur das eine, daß er aus zwei verschieden alten Teilen zusammengesetzt ist, von denen jeder eine andere Entwicklungsgeschichte durchlaufen zu haben scheint. Es hat den Anschein als wären bei dem Aufbau der Somma die Lavamassen mehr beteiligt als bei dem Vesuv. Die eingehendste Schilderung der Somma und ihres Baues gab uns Johnston-Lavis⁴⁾. Bei diesen Untersuchungen ergab sich nun, daß

¹⁾ Deecke: Geologischer Führer durch Campanien. Berlin. 1901. S. 30.

²⁾ Günther: The phlegraeian fields. *Geographical Journal*. London 1897. X. S. 412 ff. — Lorenzo, G. de: History of volcanic action in the phlegraeian fields. *Quart. Journal Geol. Soc.* 1904. S. 296 ff.

³⁾ Sueß E.: Das Antlitz der Erde. II. d. S. 463 ff.

⁴⁾ Johnston-Lavis: The South Italian volcanoes. Naples 1891. S. 45—58.

beim Aufbau der Somma zunächst bedeutende Lavamassen mit dazugehörigen Aschen und Sanden gefördert wurden, welche den größten Teil des Berges bildeten. Schon in der 3. Ausbruchsperiode der Somma waren Explosionsausbrüche an der Tagesordnung, durch die der ursprüngliche Gipfel weggeblasen worden ist. Die Massen, welche zu Ende dieser Ausbruchsperiode ausgeworfen worden sind, haben eine Mächtigkeit bis 55 *m* im Durchschnitt gegen 10 *m*. Erst in den kommenden Zeiten wurden wieder Laven gefördert, aber sie spielen keine wesentliche Rolle, zumal die letzten vulkanischen Kraftäußerungen der Somma wieder reine Aschenförderungen waren. Mit dieser VI. Phase schließt die Tätigkeit dieses Berges ab. Dadurch ist nun dieses Vulkangebiet des Somma-Vesuv so interessant, daß es neuerdings auflebt und über dem gleichen Krater neue Massen auswirft. Soweit man aber die Geschichte des Vesuv kennt, muß man sagen, daß der Berg fast nur Aschen und Sandmaterialien auswirft. Nur im Jahre 1631 sind größere Lavaströme mit ausgetreten. Wenn wir aber erfahren, daß dabei die Aschen und Sande bis nach Thesalien und Cattaro geflogen sind, daß ganz Unteritalien von ihm bedeckt wurde, so wird man auch hier der Lava nicht allzugroße Bedeutung beilegen können. Der Ausbruch vom April 1906 ist ebenfalls wieder durch seine Aschenförderung ausgezeichnet. Das Studium der Lavaströme, die im April d. J. gegen Süden den Weg genommen haben und aus halber Höhe des Berges hervorgebrochen sind, lassen es mehr als wahrscheinlich werden, daß es bei dieser Eruption überhaupt zu keinem Lavaausbruch gekommen wäre, hätte die flüssige Masse den ganzen oberen Krater passieren müssen. Unwillkürlich erinnert man sich beim Anblick der Ströme gegen Boscotrecase der jüngsten isländischen Laven vom Typus der Apalhraun. Der Vesuv ist nach Allem zu urteilen in dem Stadium der überwiegenden Tuffförderung. Dadurch aber wird der Somma-Vesuv für uns von größerer Bedeutung, daß bei ihm über demselben Schlote aus vorwiegender Lavaförderung (Johnstou-Lavis I. Phase s. o.) in der Gegenwart vorwiegende Tuffförderung geworden ist.

Der einzige tätige Vulkan des festländischen Europa befindet sich danach in der II. Entwicklungsphase des Vulkanismus.

Die heißen Quellen etc. Italiens haben noch nicht die Untersuchung gefunden, welche notwendig ist, um für sie zu ähnlichen Ergebnissen zu kommen, wie in Island oder in Böhmen.

Drei weit von einandergelegene Gebiete wurden vom Verfasser im Laufe der Jahre besucht und haben hier kurz eine Skizzierung erfahren. In allen drei Gebieten zeigten sich vollkommen analoge Erscheinungen. Daß diese Erscheinungen, welche nebenbei in verschiedenen Erdepochen auftreten, eine Erklärung bedürfen, ist naheliegend. Einstweilen wollen wir uns aber in anderen Vulkangebieten der Erde umschaun, ob auch dort ähnliche Verhältnisse zu finden sind. Doch davon ein andermal.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften](#)

Jahr/Year: 1906

Band/Volume: [54](#)

Autor(en)/Author(s): Schneider

Artikel/Article: [Vulkanologische Studien aus Island, Böhmen, Italien 202-224](#)