

SÉPARAT-ABDRUCK

AUS DEM

NEUEN JAHRBUCH

FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE.

Festband 1907.

(S. 310—329 und Taf. XVI.)

Staukuppen.

Von

Alfred Bergeat in Clausthal.

Mit 1 Tafel und 5 Textfiguren.



Stuttgart.

E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).

1907.

Staukuppen.

Von

Alfred Bergeat in Clausthal.

Mit Taf. XVI und 5 Textfiguren.

Als sich vor fünf Jahren im Étang Sec, dem alten Krater des Mont Pelé auf Martinique ein mehrere hundert Meter hoher Andesitdom infolge der Emporpressung zähen Magmas bildete, bedeutete dies ein denkwürdiges, seltenes Ereignis, für welches aus der freilich kurzen Zeit wissenschaftlicher vulkanologischer Beobachtungen mit zweifelloser Sicherheit nur die im Jahre 1866 erfolgte Entstehung des Georgioskegels auf der Nea Kaimeni als Gegenstück genannt werden konnte. Wer nach ähnlichen Gebilden aus früherer Zeit Umschau hielt, empfand, wie unsicher die Grundlagen für die entstehungsgeschichtliche Beurteilung sogar naheliegender, gemeinhin als homogene oder massige Vulkane oder als Quellkuppen bezeichneter Berge sind. Mit wirklichen Staukuppen teilen mannigfache andere Bildungen vulkanischen Ursprungs, wie manche Denudationsrelikte von Deckenergüssen, durch die Erosion herausgeschälte Vulkanstiele und Intrusivmassen die äußere Form, dieser aber ist seit V. BUCH und V. HUMBOLDT bis auf STÜBEL im allgemeinen immer eine viel zu große Wichtigkeit nicht nur bei der Systematisierung,

sondern auch bei der genetischen Erklärung beigemessen worden. Die sorgfältigsten Abbildungen und Modelle geben allein keinen Aufschluß über die Entstehung eines vulkanischen Gebirges, die nur durch die Untersuchung seiner Struktur im Zusammenhalt mit den petrographischen Verhältnissen aufgedeckt werden kann. Im folgenden will ich einige mir aus eigener Anschauung bekannte vulkanische Berge beschreiben, die ihre jetzige kuppenförmige Gestalt einer Aufstauung von Lava über der Erdoberfläche verdanken. Es ist dabei nicht beabsichtigt, Beweise für die Möglichkeit der Entstehung solcher Staukuppen beizubringen, denn diese ist seit 40 Jahren erwiesen; vielmehr sollen die nachstehenden Zeilen nur dazu beitragen, die Zahl der genauer bekannten Staukuppen zu vermehren.

Sowohl die mehr als 100 m über das Meer ansteigende Staumasse des Georgios im Golf von Santorin, wie der einige hundert Meter hohe und zudem noch von der berühmten, durch mechanische Extrusion emporgehobenen Felsnadel überragte Dom des Mont Pelé bestehen aus Hypersthenandesit. In beiden Fällen verlangsamte die Zähigkeit des Glutflusses und die ihn umhüllende, aus grobblockigem, sehr glasreichem Gestein bestehende Erstarrungskruste die Ausbreitung der Lava, die im großen ganzen unter ihr verborgen blieb; nach LACROIX¹ fand eine Injektion des Andesits in die Risse der Erstarrungskruste des Domes am Mont Pelé statt und am Georgios wurde diese letztere durch die nachdringenden Massen „immer von neuem fortgeschoben, gehoben, geborsten und zertrümmert“². Die Bildung beider Staukuppen war von heftigen vulkanischen Explosionen begleitet, die auf

¹ La Montagne Pelée. 1904. 132—151.

² V. SEEBACH, I. Bericht über die vulkanischen Neubildungen bei Santorin; Nachr. k. Ges. d. Wiss. Gött. 1866. 149—154. — REISS und STÜBEL, Santorin. 1868. 191—201. — STÜBEL, Die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. 1903. 13—14.

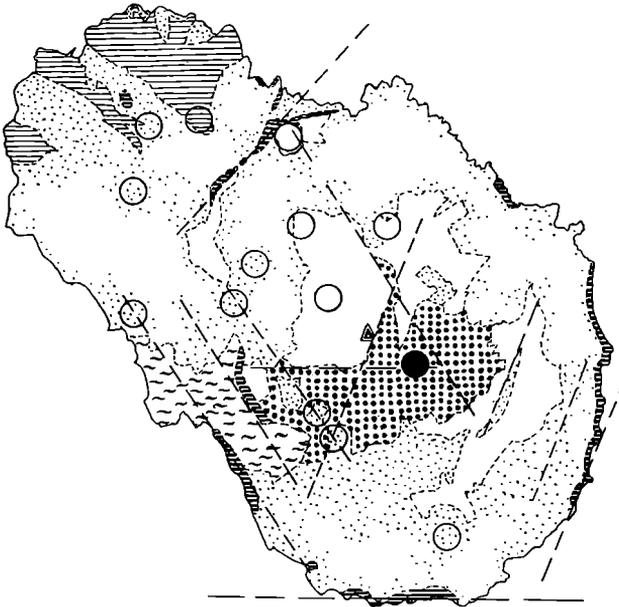
dem Georgios vier Monate nach dem Hervorbruch der Lava zur Aufschüttung eines Auswurfskegels führten, am Mont Pelé häufig die unter enormem Drucke entweichenden heißen Wolken bildeten. Die Aufstauung der Kuppen war demnach eine Begleiterscheinung solcher Vorgänge, wie sie für echte Stratovulkane wesentlich sind, und der Ausbreitung der Lava in Stromform war hauptsächlich nur die besondere Zähigkeit des Magmas hinderlich. Es besteht deshalb kein Grund, zwischen solchen Staukuppen und den Stratovulkanen so streng zu scheiden, wie es mitunter geschieht. Tatsächlich bedeutet denn auch die Aufstauung des Domes im Étang Sec, dem alten Krater des Mont Pelé, nur eine Episode in der Geschichte dieses echten Stratovulkans, mit dessen Produkten sein Gestein die denkbar größte chemische Übereinstimmung zeigt. Mit dem Hervorquellen eines Staukegels und etwa damit verbundenen Explosionen mag häufig die durch einen Vulkanschlot zur Entlastung kommende Energie örtlich verbraucht werden, und es entsteht dann, um sich eines von STÜBEL in viel weiterem Umfang gebrauchten Ausdruckes zu bedienen, ein monogener Vulkan¹. Die Aufstauung einer Lavakuppe kann sich aber an einem Stratovulkan zwischen dem Erguß von Lavaströmen und der wiederholten Zerspritzung des Magmas abspielen und ebensowohl ist es denkbar, daß eine gewaltige Aufstauung von Lava die Tätigkeit eines Stratovulkans für immer endigt und, wenn ihr Umfang groß genug ist, ihm das Gepräge einer Staukuppe aufdrückt, unter welcher die älteren geschichteten Produkte

¹ Unter monogenen Vulkanen verstand STÜBEL auch Stratovulkane, die sich nach seiner Ansicht infolge eines Ausbruchs gebildet haben sollten. Für monogen hielt er nicht nur etwa den Monte nuovo, sondern auch sämtliche weit verbreitete Sommabildungen und alle großen Vulkane ohne jüngeren „Explosionskegel“; den Beweis, daß diese in ihrer ganzen heutigen Masse und Gestalt das Ergebnis eines katastrophartigen Ereignisses seien, hat er nicht erbracht.

mehr oder minder begraben werden können. Die bisherigen Erfahrungen sprechen zwar dafür, daß im allgemeinen innerhalb derselben, oft lange Zeiträume währenden Tätigkeitsperiode eines Vulkans aus dem gleichen Schlotte Magma von wenig schwankender chemischer Zusammensetzung gefördert wird. Unter der wohl begründeten Voraussetzung jedoch, daß die an die Oberfläche dringenden Schmelzflüsse am gleichen Ausbruchsorte zu verschiedenen Zeiten auch verschiedene Temperaturen und mithin auch einen ungleichen Flüssigkeitsgrad besessen haben können, sind die obigen Vorstellungen um so annehmbarer, wo es sich um saurere Schmelzflüsse handelt, die ohnehin in demselben Gebiete zur Ausbildung mineralogisch zwar ähnlich zusammengesetzter, äußerlich aber recht verschiedener, bald strom-, bald kuppenartiger Erstarrungsformen neigen können.

Alte Staukegel können, zumal wenn sie, wie die Mehrzahl der unten zu erwähnenden Berge, längere Zeit der Tätigkeit des Meeres ausgesetzt waren, den rezenten Lavakuppen nicht mehr völlig gleichen. Man wird vor allem das Fehlen der ursprünglichen Erstarrungskruste zu gewärtigen haben. Ein etwaiger Aufschüttungskegel könnte verschwunden, der ehemalige Krater unkenntlich geworden sein. Daß die im folgenden zu schildernden Gebilde tatsächlich den Staukegeln von Santorin und Martinique verwandte Erscheinungen sind, dürfte deshalb um so wahrscheinlicher werden, weil gerade sie noch Spuren einer petrographisch mit der Staumasse übereinstimmenden Bedeckung von Auswürflingen, oder einen Krater, oder auch beiderlei Merkmale mit den Stratovulkanen gemeinsam haben.

Die innere Struktur der Staukuppen von Santorin und Martinique ist nicht bekannt, an den hier zu besprechenden Vulkanbergen dagegen ist sie vielfach durch die Erosion aufgeschlossen. Sie ist hier anders bei den andesitischen als



- | | |
|---|----------------------------------|
|  | Feldspatbasalte |
|  | Pantellerit-Laven |
|  | Pantellerit-Tuffe, Alluvionen |
|  | Augitandesit der Montagna Grande |
|  | Augitandesit-Strom |
|  | Phonolith und Liparit |
|  | Bruchlinien |
|  | Wichtigere Vulkane |
|  | Die Montagna Grande |
|  | Krater des Monte Gibelè |

Fig. 1. Geologisches Übersichtskärtchen der Insel Pantelleria, z. T. nach FÖRSTNER. Maßstab 1 : 150 000.

bei den liparitischen Kuppen: die andesitischen Stau-
massen sind kompakt, wie aus einem Gusse erstarrt, stellen-
weise plattig oder säulenförmig abgesondert, und in einem
Falle konnte ich auch an der Auflagerungsfläche eine schlackige
Ausbildung wahrnehmen; die liparitischen Kegel Liparis,
von welchen weiter unten die Rede sein soll, bestehen hin-
gegen aus einer Anhäufung ineinander gekneteter, abge-
rissener Lavaschollen. Ich habe diese Staukegel früher als
„Schollenkratere“ bezeichnet¹.

Ich beginne die Einzelschilderung mit den mir bekannten
andesitischen Staukuppen und nenne von diesen zuerst
die Montagna Grande auf der Insel Pantelleria, süd-
westlich von Sizilien. Über Pantelleria liegt eine knappe
aber sehr inhaltreiche Schilderung FÖRSTNER's² vor; ich
selbst habe dieser schönen Vulkaninsel bisher nur einen Be-
such von wenigen Tagen widmen können. Inmitten zahl-
reicher Vulkane (Fig. 1) bildet die Montagna Grande mit
836 m Höhe die bedeutendste Erhebung auf der 84 qkm
großen Insel. Sie besteht aus einem an auffällig großen
Feldspateinsprenglingen reichen Augitandesit, dessen Erguß
nach FÖRSTNER demjenigen älterer Phonolithe und Liparite
folgte und der Förderung pantelleritischer und basaltischer
Laven voranging. Gegen Nordwesten zu wird der Abhang
der Montagna Grande größtenteils von jüngeren pantelleritischen
Bimssteinen bedeckt, die dem etwa 250 m unter ihrem Gipfel
liegenden Krater Cuddia Mida entstammen dürften, der noch
schwache Fumarolen aushaucht (Fig. 2). Die eigentliche
Andesitmasse der Montagna Grande ist kraterlos. Gegen
Osten, Süden und Norden bricht ihr, wohl teilweise wegen

¹ Die äolischen Inseln. Abh. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. 20.
I. Abt. p. 103—105.

² Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria; Boll. R.
Com. geol. 1881. No. 11—12.

der jüngeren Tuffauflagerung von Westen her ziemlich sanft aufsteigender Rücken mehr oder weniger steil ab. Jenseits der Steilränder besteht das Gelände wiederum, soweit es nicht durch Pantellerittuffe und -laven bedeckt ist, aus Augitandesit. Eine 5 km lange und gegen 2 km breite Zone desselben ist dem Berge besonders im Osten und Süden vorgelagert. Unweit der Montagna Grande aber und von deren bewaldetem Gipfel durch ihren östlichen Steilabfall geschieden steigt der Andesitvulkan Monte Gibel  bis zu 700 m Höhe auf. Er besteht aus demselben Augitandesit wie jene und

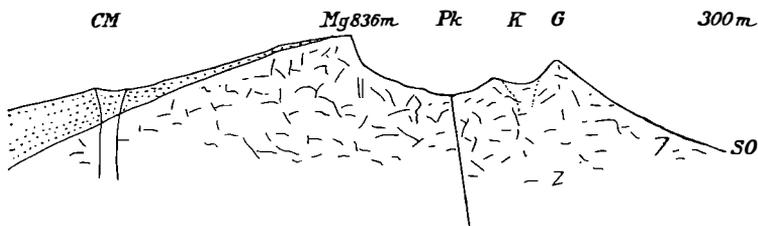


Fig. 2. Profil durch die Montagna Grande und den Monte Gibel  auf Pantelleria. Längen und Höhen 1 : 37 500.

CM Cuddia Mida. Mg Montagna Grande. Pk Passo Khalchi und die Bruchlinie: G Monte Gibel . K Krater. — Links Pantellerittuff, rechts Augitandesit.

trägt auf dem Gipfel einen sehr deutlichen, ringsum von einem ungleichmäßig hohen Felswall umschlossenen Krater. Nach der Generalstabkarte und meiner photographischen Aufnahme mag der Durchmesser des flachen, in Felder umgewandelten Kraterbodens ungefähr 200 m betragen. Am Passo Khalchi, der den Monte Gibel  vom Steilabhang der Montagna Grande scheidet, sieht man, daß die letztere aus massigem, ungeschichtetem, klotzig oder säulenförmig abgesondertem Augitandesit besteht, der in bis zu 6 m Durchmesser erreichenden Blöcken die Paßhöhe und auch den Felswall des Gibel kraters bedeckt. Auf dem Kraterwall findet man auch in großen Mengen die losen, von FÖRSTNER beschriebenen Feldspäte.

Ob diese aus dem Gestein ausgewittert oder, was mir nicht unwahrscheinlich zu sein scheint, aus dem Krater ausgeschleudert worden sind, vermochte ich nicht zu entscheiden.

Von sehr wesentlicher Bedeutung sind für den jetzigen geologischen Aufbau Pantellerias zahlreiche, gruppenweise nach mehreren Richtungen verlaufende Bruchlinien, welche die Montagna Grande umziehen und von denen einige sie wie nach vier Seiten eines Sechsecks längs der bezeichneten Steilränder abschneiden. Diese Bruchlinien tragen viel zum landschaftlichen Gepräge der Insel bei, indem sie gewöhnlich zur Bildung von Steilwänden führten, die bis zu 300 m Höhe erreichen können. Längs derselben sind mehrfach die tiefergelegenen, älteren Eruptivmassen aufgeschlossen. Ich habe sie so in das Kärtchen eingetragen, wie ich sie alsbald nach meiner Rückkehr von der Insel in die Generalstabskarte einzeichnete. Sie sind in FÖRSTNER's Arbeit alle einzeln aufgezählt. Es ist hier gleichgültig, ob man sich mit FÖRSTNER vorstellt, daß längs dieser Linien einseitige Hebungen stattgefunden haben, oder ob man vielmehr an Senkungen denkt, die dann mit dem Massenverlust zusammenhängen könnten, der in der Tiefe durch die Aufstauung der Montagna eintrat; wesentlich ist nur, daß ein solcher Bruch zwischen dem Krater des Monte Gibelè und der etwa 300 m über der Paßhöhe aufsteigenden Montagna Grande hindurchzieht. Es folgt hieraus die Vorstellung, daß der Monte Gibelè der wirkliche Krater der gesamten Andesitmasse gewesen ist.

Auf den äolischen Inseln folgten auf eine Zeit der Aufschüttung basaltischer Stratovulkane andesitische Ergüsse; wie die ersteren so fanden auch diese wenigstens in der Hauptsache submarin statt. Den Andesiten folgten Liparite und Basalte. Die Andesite bilden in chemischer Hinsicht eine Reihe, worin die Kieselsäuregehalte zwischen 56,5 und 65,5% betragen; sie gehören teilweise zu den Pyroxen-

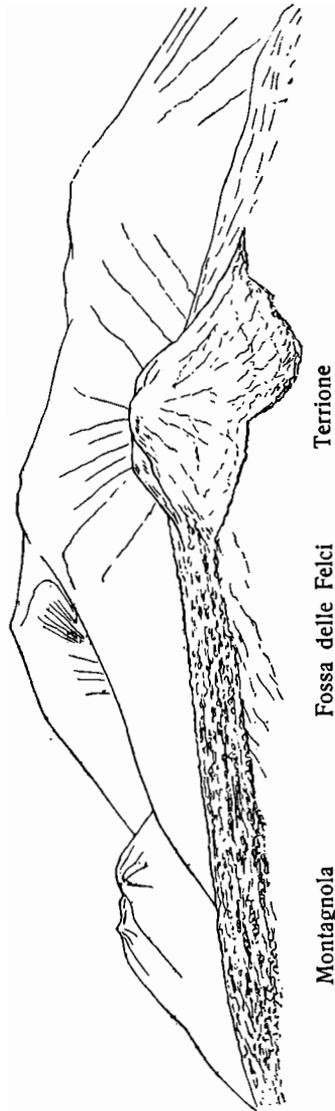
andesiten und zeigen dann Ähnlichkeit mit den Feldspatbasalten, oder sie führen mehr oder weniger reichlich Glimmer und Hornblende. Wo sich Gelegenheit zur Feststellung des relativen Alters bietet, sind die basischeren Glieder der Reihe älter als die saureren. Während auf den äolischen Inseln die Pyroxenandesite immer nur als Tuffe oder Lavaströme vorkommen, treten die saureren Glimmer- und Hornblendeandesite fast nur als Auswurfsprodukte oder in Form von Staukuppen auf und zeigen dann trachytischen Habitus. Solch letztere gibt es drei: die Insel Panaria bildet in ihrer ganzen Ausdehnung die Ruine einer derartigen, ehemals sehr umfangreichen Andesitmasse, und auf der Insel Filicudi sind die Montagnola und höchstwahrscheinlich auch das Capo Graziano Staukuppen.

Die Insel Panaria ist eine 420 m hohe Masse von glimmerfreiem Hornblendeandesit, die sich nach Osten zu in mäßiger Neigung abdacht, nach Westen in durchschluchteten Steilhängen gegen das Meer abstürzt. Dort zeigt das Gestein stellenweise eine prachtvolle säulenförmige Absonderung und ist von einem bis zu 4 m mächtigen, gleichfalls aus Hornblendeandesit bestehenden Gang durchsetzt. Im übrigen ist der Felsblock von Panaria wie aus einem Guß geformt, ohne jede Andeutung einer Zwischenlagerung von Tuffen. Solche finden sich allerdings sowohl auf der tiefsten Strandterrasse, wie auch auf den höher gelegenen Abhängen der Insel in ziemlicher Verbreitung. Die Tuffbedeckung der Strandebene ist petrographisch der Insel fremd und ihre Herkunft steht höchstwahrscheinlich mit der Bildung der 3,5 km weit entfernten Liparitmasse Basiluzzo im Zusammenhang. In der Tuffbedeckung hingegen, welche man von 200 m Meereshöhe bis zum Gipfel der Insel beobachtet, wiederholen sich die mineralogischen Merkmale des Hornblendeandesits der Insel; sie läßt in einer ausgezeichneten Schichtung, wobei die

eine Bank mehr Bomben, die andere mehr Lapilli enthält, deutlich eine ursprüngliche Lagerung erkennen. Ich zweifle nicht daran, daß sich auch über der jetzt nur mehr als Ruine erhaltenen Ausbruchsmasse von Panaria dereinst ein Auswurfskegel erhoben hat, der mit dem westlichen Teil der Insel entweder in ähnlicher Weise zur Tiefe gesunken ist, wie der Monte Gibelé längs des Steilabbruchs der Montagna Grande auf Pantelleria, oder durch das Meer weggespült wurde.

Die Insel Filicudi besteht aus vier vulkanischen Bergen. Die Haupterhebung bildet die 773 m hohe Fossa delle Felci, ein ziemlich stark zerstörter, alter basaltischer Stratovulkan. Sie ist das älteste Gebilde der Insel. Auf der Ost- und Südseite dieses Kegels sind späterhin zwei halbkreisförmige Talnischen entstanden, in deren Mitte es zu vulkanischen Auswürfen und zur

Bildung von Lavakuppen kam (Fig. 3). Die nördlichere von diesen letzteren, der 280 m hohe Terrione, besteht aus



Montagna Grande Fossa delle Felci Terrione
 Fig. 3. Blick auf den westlichen Teil der Insel Filicudi.
 (Aus BERGEAT, Abh. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. 20. 1. Abt.)

Augitandesit, die südlichere, die 333 m hohe Montagnola, aus pyroxenführendem Hornblende-Glimmerandesit; ihr Gestein ist etwas saurer als das des letzteren und sie ist zweifellos jünger als er. Isoliert von den drei vorigen bildet ein ganz ähnlicher Hornblende-Glimmerandesit das malerische, 174 m hohe Vorgebirge des Capo Graziano, in welchem der langgestreckte östliche Teil der Insel endigt. Der Terrione besteht aus z. T. mächtigen, übereinander geflossenen Lavaströmen und scheint von ähnlicher Entstehung zu sein, wie die in den Jahren 1895—1899 gebildete Lavakuppel am Westabhange des Vesuv¹; die beiden anderen Kuppen besitzen dagegen eine massige Struktur. Der Andesit der Montagnola ruht mit schlackiger Unterseite und darüber mit säulenförmiger und plattiger, in der Hauptmasse aber grobklotziger Absonderung auf alten Strandablagerungen². Es ist fraglich, ob eine kleine Vertiefung auf ihrem Gipfel als Spur eines Kraters gedeutet werden darf. In nächster Nähe der Montagnola habe ich indessen auf dem Abhange der basaltischen Fossa delle Felci andesitische Auswürflinge angetroffen, die petrographisch dem Gesteine der ersteren entsprechen; auf ihr selbst scheinen solche nicht aufzutreten, so daß man wohl annehmen darf, daß der andesitische Staukegel erst in einer späteren Phase der Eruption emporgetrieben worden ist. Während sich die Gestalt der Montagnola ziemlich unverändert erhalten haben dürfte, hat das viel niedrigere

¹ MERCALLI, Sul modo di formazione di una cupola lavica vesuviana; Boll. Soc. geol. ital. **21**. 1902. 197—210. — MATTEUCCI, Sur les particularités de l'éruption du Vésuve; Comptes Rendus. **129**. séance du 3 juillet 1899; — Cenno sulle attuali manifestazioni del Vesuvio (fine giugno 1899); Rend. d. R. Accad. d. Scienze Fis. e Mat. d. Nap. fasc. 6—7. 1899; — Sul sollevamento endogeno di una cupola lavica al Vesuvio; ebenda. fasc. 6—7. 1898; — Sullo stato attuale del Vesuvio (3 luglio 1899) e sul sollevamento endogeno della nuova cupola lavica avvenuto nei mesi di febbraio — marzo 1898; Boll. Soc. Sismol. Ital. **5**. 1899—1900. No. 2.

² Äolische Inseln, p. 211. Fig. 26.

Capo Graziano sehr durch die marine Erosion gelitten, wie die deutlich erkennbaren Strandterrassen an ihm beweisen. Bemerkenswert ist aber auch hier das Vorkommen submarin abgelagerter Andesittuffe am Fuße des Berges.

Ein großartiges Beispiel für eine mächtige andesitische Aufstauung scheint wenigstens in seinem oberen Teile der Nevado de Toluca in Mexico zu bieten. Ich lernte diesen Vulkan gelegentlich einer Exkursion kennen, welche vor dem diesjährigen Geologenkongreß unter der freundlichen Führung

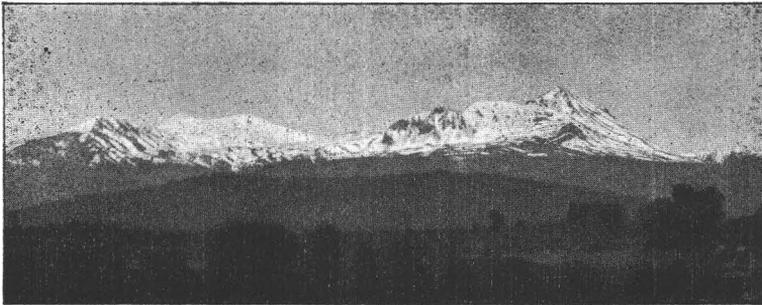


Fig. 4. Der Nevado de Toluca von Toluca aus gesehen. Nach einer Photographie, die mir zu Toluca geschenkt wurde. Zur Zeit unserer Besteigung, Ende August 1906, war der Vulkan fast vollständig schneefrei. Die beschneiten Höhen bilden den Rand der Caldera, die höchste Erhebung ist der Pico del Fraile. Vergl. die Taf. XVI. Die breite beschneite Einsenkung links vom Hauptgipfel entspricht dort dem mittleren niederen Teil des Kraterandes; der nur teilweise beschneite Felsgipfel links ist die höchste Erhebung auf der Tafel rechts. Der schneeige Doppelgipfel daneben gehört schon dem jenseitigen Rand der Caldera an.

der Herren ORDONEZ und FLORES stattfand und weiterhin noch den Jorullo zum Ziele hatte. Der Nevado ist mit rund 4570 m Höhe der vierthöchste Vulkan Mexicos. An Größe und Schönheit der Form steht er hinter dem Popocatépetl, dem Iztaccihuatl und besonders dem Pik von Orizaba zurück. Über die Ebene von Toluca steigt er etwa 2000 m hoch an, und seine höchsten Erhebungen liegen ungefähr 500 m über der Baumgrenze und erreichen eben die Zone des ewigen

Schnees (Fig. 4). Sie sitzen mit steilerer Neigung einem breiten Sockel auf, als wenn sie den untersten Teil eines jetzt verschwundenen hohen Kegels gebildet hätten. Umgeben von den teilweise zackigen, fast vegetationslosen Gipfeln ist in den Berg eine weite Caldera eingesenkt, deren Dasein man von der Ebene her kaum bemerkt. Der Nevado de Toluca zeigt vielmehr von Toluca oder Calimaya her — von welchem letzterem Dorfe aus die Besteigung am bequemsten unternommen wird — nicht so sehr das Profil eines Vulkans, sondern vielmehr dasjenige eines jener mehrgipfeligen Berge, wie sie uns aus dem nordtiroler Schiefergebirge in Erinnerung sind. An den vulkanischen Charakter des Gebietes gemahnen freilich die teilweise sehr regelmäßigen jüngeren basaltischen Kraterkegel in der Umgebung des Nevado. Eine genauere geologische Untersuchung der ausgedehnten Vulkanmasse ist **bisher noch nicht vorgenommen oder so doch wenigstens nicht veröffentlicht worden; am** eingehendsten wurde in neuerer Zeit der Nevado von ORDOÑEZ¹ beschrieben.

Der Krater des Vulkans kann leicht zu Pferd und von einem einigermaßen guten Fußgänger vielleicht mindestens ebenso bequem zu Fuß erreicht werden. Beim Anstieg aus der Ebene sind mächtige, geschichtete Massen von Bimssteintuff zu beobachten, unter denen stellenweise der andesitische Felsgrund aufgeschlossen ist; die tiefen, vom Regenwasser ausgefurchten, sehr steilwandigen Schluchten gewähren mitunter einen wenn auch unvollkommenen Einblick in die Struktur des Untergrundes des den Vulkan umgebenden Fruchtländes und die weißen Bimssteinanhäufungen erinnern hier lebhaft an die liparitische Tuffbedeckung Liparis. Wäh-

¹ Le Xinantecatli ou Volcan Nevado de Toluca; Mem. Soc. Cientif. „Antonio Alzate“. 18. 1902. 83—112. — Siehe u. a. auch FELIX und LENK, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico. 1. 1890. 26—27 und FLORES, Le Xinantecatli ou Volcan Nevado de Toluca; Guide des excursions du X^me. Congrès géologique international. 1906. 9.

rend des Rittes durch die lichten Bergwälder mit ihren grasbewachsenen und blumenreichen Lichtungen fällt in den tiefer gelegenen Teilen des Vulkangebirges ein gewisser Wechsel in den Terrainformen auf, der durch kuppenartige Vorsprünge, Talnischen und durch plateauartige Terrassen bedingt wird. Tuff und Detritus verhüllen ihre innere Struktur, ich kann deshalb auch nicht sagen, daß ich irgendwo eine Wechselagerung von Tuffbänken und Lavaströmen wahrgenommen hätte, wie sie einem Stratovulkan entspräche. Ein solcher Aufbau fehlt aber, nach allem, was ich sah, der einige hundert Meter über die Baumgrenze ansteigenden Gipfelregion, wo die spärliche Pflanzenbedeckung nur massiges Gestein hervortreten läßt. Zwar fand ich noch nahe der Einsenkung, durch welche man in die Caldera hinabsteigt, Auswürflinge, aber sie sind offenbar Auflagerungen auf dem massigen andesitischen Felsaufbau des Berges. Überraschend ist der erste Blick in die Caldera. Es ist ein weiter Kessel, umrahmt von zackigen oder gratförmigen, in ihrer Zerrissenheit an alpine Szenerie erinnernden Felsbildungen. Seine Form ist elliptisch, die Größe des längsten und des kürzesten Durchmessers wurde von DOLLFUS und MONTSERRAT (1865) zu 1431 bzw. 595 m angegeben; der Kraterboden wird zum guten Teile von zwei Seen bedeckt, zwischen denen sich ein über 100 m hoher andesitischer Staukegel erhebt (Taf. XVI). Der größere dieser Seen soll immerhin nur Durchmesser von 300 und 213 m und eine Tiefe von nur 10 m besitzen; sie liegen angeblich 4270 m über dem Meere, die Tiefe der Caldera unter dem höchsten Punkte des Felswalles, dem Pico del Fraile, betrüge demnach 300 m. Die steilen Innenwände des Felsrings sind bis hoch hinauf mit enormen Halden von Grus, Sand und Blöcken bekleidet, die bis an die Ufer der Seen heranreichen. Wo sie sich in einiger Entfernung dem Auge in ihrer ganzen Fläche bieten, gleichen sie unersteigbaren hohen Wänden.

Dabei zeigen sie je nach dem Grade der Gesteinszersetzung wechselnde dunkle oder lichte Farben. Trotzdem ist der Felswall an vielen Stellen so weit herab entblößt, daß man Untersuchungen über seine Struktur wohl anstellen könnte. Was ich sah, als ich über einen moränenähnlichen Schuttwall gegen den Gipfel ansteigend in die eigentliche Felsregion gelangt war, besaß nur das massige Gefüge einer homogenen, allerdings vielfach zerrissenen und zerklüfteten einheitlichen Andesitmasse, und ich habe nirgends die für einen Stratovulkan charakteristische Struktur wahrnehmen können. Man gewinnt den Eindruck, daß die oberen Teile des Nevado de Toluca in ihrer großen Hauptmasse aus einer mehrere hundert Meter mächtigen Aufstauung von andesitischem Schmelzfluß entstanden sind und daß die Bildung dieser Masse der Entstehung der weiten Caldera vorausgegangen sein muß. Über ein von mir in dieser Weise nicht beobachtetes Vorkommen lockerer Massen sagt ORDOÑEZ: „*Quelques amas et lits de brèches séparent quelques fois les différentes coulées*“ es läßt sich aus dem textlichen Zusammenhang nicht entnehmen, daß ORDOÑEZ eine solche Wechsellagerung in der Gipfelregion und nahe der Caldera beobachtet hat.

Auch der im wesentlichen kuppenförmigen Erhebung, welche mit exzentrischer Lage den Kraterboden in zwei ungleiche Teile scheidet und die beiden Kraterseen voneinander trennt, scheint ein Tuffmantel vollständig zu fehlen und sie darf wohl als ein alter Staukegel angesprochen werden. Ihre Oberfläche ist in Blockwerk aufgelöst, das in Massen den Fuß des Berges bedeckt. Das Gestein des Nevado de Toluca und seines Kraterkegels ist ein in den frischeren Proben grauer Hornblendehypersthenandesit von trachytischem Aussehen.

Ich habe im vorigen versucht, die Entstehungsweise der Kraterumwallung des Nevado de Toluca als des Überrestes

einer großen andesitischen Aufstauung zu erklären; ob ich dabei die richtige Deutung gefunden habe, müßte eine eingehendere Untersuchung dieses Berges ergeben. In bezug auf die letzten Vorgänge, welche sich an dem merkwürdigen Vulkan abgespielt haben, gelangte ich zu folgender Vorstellung. Mir scheint es, als ob nach der Aufstauung der großen Gipfelmasse im zeitlichen Zusammenhang mit einem Niederbrechen oder Zurücksacken derselben auch hier eine Phase vulkanischer Explosionen gefolgt wäre und daß die am Fuße des Vulkans und an seinen Gehängen zu beobachtende Bimssteinbedeckung bei diesem Ausbruche gefördert worden sei. Wenn im Krater selbst solche Tuffe nicht mehr zu sehen sind, so kann das mit einer Wegwaschung und damit erklärt werden, daß sein Boden und teilweise auch seine Innenwände mit jüngeren Schuttmassen bedeckt sind. Die Bildung des kleinen Staukegels innerhalb der Caldera mag dann das Ereignis gewesen sein, mit welchem die Magmaförderung aus dem Vulkanschlote abschloß.

Anders als die Struktur der erwähnten andesitischen Staukegel ist diejenige einiger im nachstehenden zu schildern-der liparitischer Kuppen der äolischen Inseln. Die Liparite gehören dort der jüngsten Bildungsgeschichte des Archipels an. Ihre Förderung fällt in die Quartärzeit (Basiluzzo; Monte Guardia, Monte Giardina, Monte Capistrello, Forgia vecchia und Monte Pelato auf Lipari) oder hat vielleicht noch später stattgefunden (Monte Lentia und die Fossa auf Vulcano). Auf Lipari sind wiederum ältere und jüngere liparitische Ergüsse zu unterscheiden: die ersteren samt den ihnen zugehörigen Tuffablagerungen sind submarin vor sich gegangen, die jüngeren und die zur selben Zeit erfolgten Bimssteinausbrüche fanden erst statt, als sich auf dem trockenen Lande und auch über den älteren Lipariten eine mehr oder weniger dicke Schicht von Tufflöß gebildet hatte. Beide

unterscheiden sich chemisch dadurch, daß die jüngeren etwas saurer sind als die älteren, petrographisch insofern, als die ersteren fast nur rein glasig und sphärolithisch erstarrt sind, während sich in der Glasmasse der letzteren mehr oder weniger kristallisierte Einsprenglinge finden. Die älteren submarin geförderten Liparite bauen die Schollenkrater des Monte Guardia (369 m), des Monte Giardina (283 m), des Monte Capistrello (132 m) und noch einige andere z. T. tiefgehend denudierte Vulkanmassen auf, zu den jüngeren gehören vor allem die berühmten Lavaströme der Rocche rosse und der Forgia vecchia und der prachtvolle Bimssteinkegel des Monte Pelato.

Die drei genannten Staukegel¹ bestehen nicht aus einheitlich nach dem Ergusse erstarrter Lava, sondern „sie gleichen vielmehr großen Haufen von Blöcken, die zusammen mit kleineren Trümmern im halbflüssigen, zähen Zustand ineinander gepreßt, gewissermaßen miteinander verschweißt worden sind. Die Eruption dieser Laven muß eine sehr langsame, eine träge gewesen sein; die Menge der gleichzeitig geförderten Massen war eine geringe, der Grad ihrer Verflüssigung reichte gerade hin, um sie zur Oberfläche zu fördern. Dort stauten sie sich um die Ausbruchsoffnung, die neu geförderten Massen wurden in die noch zähen hineingepreßt und, da die Eruption unter Wasser vor sich ging, so war die Abkühlung eine rasche und damit auch eine Auflösung der geförderten Massen in schollenförmige, aber immer noch ziemlich plastische Trümmer bedingt. Die letzteren tragen in sich die deutlichsten Anzeichen dafür, daß sie wirklich geflossene Lava gewesen sind, d. h. sie zeigen häufig eine hübsche Bänderung, die schon makroskopisch sichtbar ist und durch einen Wechsel von poröseren und dichteren,

¹ Siehe in meiner Abhandlung über die äolischen Inseln p. 103—109. Taf. V und XVIII.

helleren und dunkleren Massen, manchmal auch von halb entglasten und obsidianischen Partien bewirkt wird“ (Äolische Inseln, p. 104). Der Monte Giardina und der Monte Capistrello, weniger auffällig der Monte Guardia, zeigen auf ihrem Gipfel kraterartige Vertiefungen. Der Krater des Monte Capistrello ist jetzt noch über 100 m tief und etwa 300 m weit, die muldenförmige Einsenkung auf dem Gipfel des Monte Giardina ist 350 m weit und liegt 60 m unter der höchsten Erhebung des Berges. Auf beiden Kuppen und besonders auf dem Monte Capistrello finden sich Reste einer alten Decke von Auswürflingen, die petrographisch dem Gestein dieser Berge verwandt sind. Die Eruption der älteren Liparite Liparis war übrigens begleitet von der Ablagerung ungeheurer Massen von Bimsstein, die sich unter der Decke des Tufflösses und der jüngsten Bimssteine des Monte Pelato bis auf die Gipfel der alten, im Norden der Insel gelegenen Basalt- und Andesitkegel, d. i. etwa 6 km weit vom Monte Guardia, verfolgen lassen und im Süden die Täler und Vertiefungen zwischen den Staukegeln gutenteils ausfüllen.

Eine große Ähnlichkeit mit den Schollenkratern Liparis dürften auch die Pantelleritkegel auf Pantelleria besitzen.

Der Grund für die Möglichkeit der Aufstauung von Lavaergüssen zu Staukuppen ist selbstverständlich in erster Linie in deren jeweiliger Zähflüssigkeit zu suchen, wobei im ganzen, wie auch die obigen Beispiele dartun, saurere Schmelzflüsse eine größere innere Reibung besitzen als basischere und in jedem einzelnen Falle die Temperatur des Schmelzflusses von Bedeutung sein muß. Die Annahme, daß ein größerer Gehalt an absorbierten Gasen auch eine größere Leichtflüssigkeit bedinge, fände an den erwähnten liparitischen Staukuppen insoferne keine Bekräftigung, als gerade die zähen Laven dieser Vulkane so reich an Gasen gewesen sind, daß sie zum großen Teile sehr porös, stellenweise sogar

bimssteinartig erstarrt sind. Dasselbe gilt für die aus ineinander gestauchten und gekneteten Schollen bestehenden Obsidianströme der Forgia vecchia und der Rocche rosse: auf deren Oberfläche kann man Bimssteinlaven finden, die mitunter im Handstücke nicht von den Bimssteinauswürflingen der Umgebung zu unterscheiden sind.

Es liegt nahe, nach der Ursache zu fragen, welche die aufgestauten Andesit- und Liparitmassen zum Austritt nach der Erdoberfläche zwang. Bei den im obigen beschriebenen Gebilden liegt nach meiner Meinung kein Grund vor, sie anderswo als in der Expansionskraft nach oben drängender

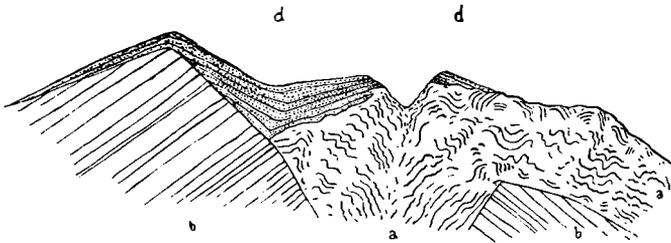


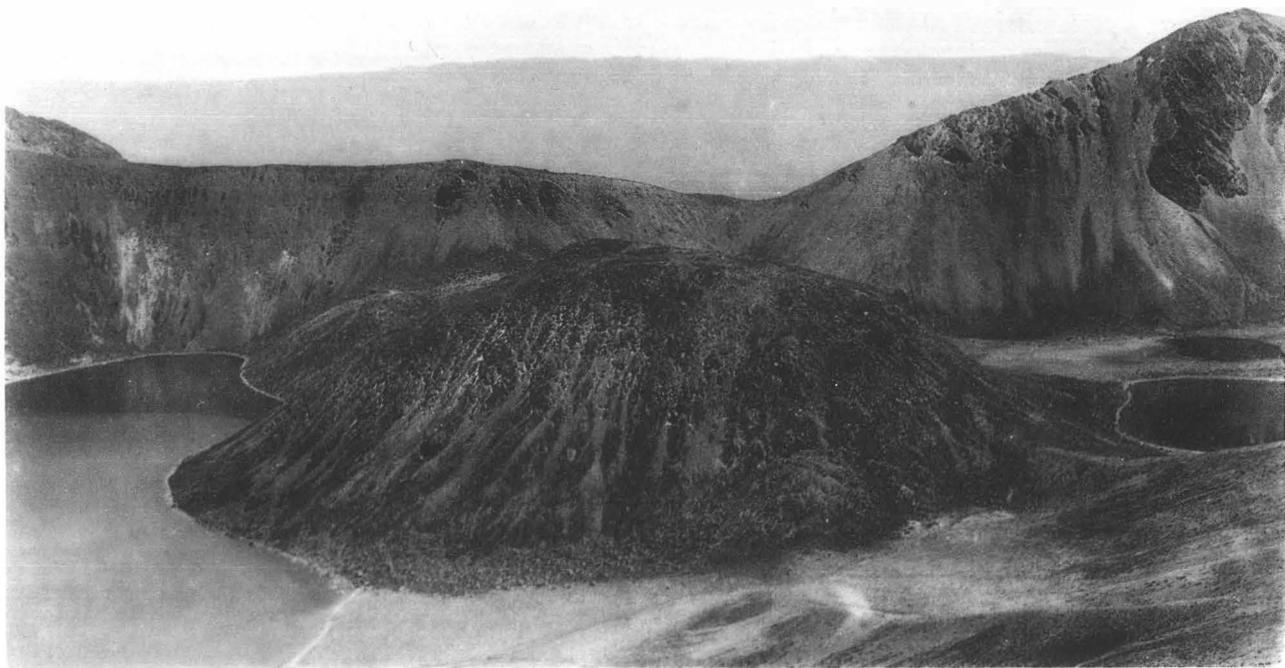
Fig. 5. Profil am Ursprung der Rocche rosse auf Lipari. a der Obsidianstrom; b der ältere Bimssteinkrater des Monte Pelato; c grubenförmige Vertiefung, von der aus die Zerspratzung von Obsidianmasse und die Bildung der Scherbenlapilli d am Schlusse der Eruption statthatte.

(Aus BERGEAT, Abh. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. 20. I. Abt.)

Gasmassen zu suchen. In solchen Fällen, wo der Aufstauung der Lava Explosionen folgten, die vom Auswurf bimssteinartig aufschäumenden Magmas begleitet waren, darf man wohl annehmen, daß hinter kälterem und vielleicht gasärmerem Magma heißerer, daher leichtflüssigerer und zur Ausscheidung der Gase fähigerer Schmelzfluß nachdrängte. Daß aber Gase für sich allein, nachdem sie den Schmelzfluß nach außen geschoben haben, explosionsartig zutage treten und dabei die letzten noch im Schlotte befindlichen, schon mehr oder weniger erkalteten Magmareste durchschlagen können, dafür bietet der

Lavastrom der Rocche rosse im Nordosten der Insel Lipari ein schönes Beispiel (Fig. 5). Am oberen Ende dieses stellenweise wohl über 100 m mächtigen, gegen 2 km langen und bis über 1 km breiten Obsidianstromes befinden sich einige wenig auffällige Vertiefungen, deren eine etwa 20 m weit und 8 m tief ist. Sie bezeichnen die Stelle einer Gasexplosion, mit welcher die Tätigkeit des Monte Pelato, in dessen weitem Krater der Obsidianstrom entsprang, ihren Abschluß fand. In der unmittelbaren Nähe dieser Gruben ist sowohl der Lavastrom wie der alte Kraterrand von merkwürdigen Auswürflingen überstreut; es sind nicht die Bimssteine oder Obsidianbomben, welche als Produkt einer früheren Eruption den Monte Pelato aufbauen, sondern lauter Scherben der schon fast erstarrten Obsidianlava, welche die letzte, verhältnismäßig dünne Decke über der nachdrängenden Gasmasse im Schlotte gebildet hatte, als diese, von dem früheren Drucke des zähen Schmelzflusses entlastet, plötzlich ihren Ausweg nach der Oberfläche fand.

Clausthal, 15. Dezember 1906.



A. Bergat phot.

Die Andesitkuppe und die beiden Seen im Krater des Volcan Nevado de Toluca (Mexiko).