2. Die südlichsten Vulkane Mittel-Amerikas.

Von Herrn Carl Sapper in Leipzig.

Ueber die Vulkane des centralen Hochlandes von Costarica und der columbianischen Provinz Chiriqui haben die Arbeiten von Oersted [1]), Hoffmann [2]), von Frantzius [3]), Karl von Seebach [4]), Moritz Wagner [5]), H. Pittier [6]) und Rob. Hill [7]) manche interessante Mittheilungen gebracht; eine gründliche Untersuchung derselben steht aber noch immer aus und ist in absehbarer Zeit auch nicht zu erwarten, weshalb ich im Folgenden die Ergebnisse der flüchtigen Beobachtungen mittheile, die ich während meines kurzen Aufenthalts in jenen Gebieten im Frühjahr 1899 machen konnte. Sind diese Beobachtungen auch naturgemäss lückenhaft, so erscheinen sie doch geeignet, ein besseres Bild von den betreffenden Vulkanen zu geben, als man sich wohl aus der zerstreuten und zum Theil schwer zugänglichen Literatur zusammenstellen könnte.

---

[1]) L'Amerique Centrale, Copenhague 1863.

[2]) Excursion nach dem Volcan de Cartago, in „Bonplandia" 1856, No. 3, Excursion nach dem Barba-Vulcan in Costarica, id. 1858, No. 16 u. 17.

[3]) Beiträge zur Kenntniss der Vulcane Costaricas, in Petermann's Mittheilungen, 1861, Heft 9 u. 10.

[4]) K. v. Seebach's Besteigung des Vulcans Turrialba in Costarica, in Petermann's Mittheilungen, 1865, Heft 9. — K. v. Seebach, Ueber Vulcane Central-Americas, Göttingen 1892.

[5]) M. Wagner u. C. Scherzer, Die Republik Costa Rica, Leipzig 1856. — M. Wagner, Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen America, Stuttgart 1870.

[6]) Apuntaciones sobre el clima y la geografia de la República de Costarica. San José 1889. — Informe sobre una excursion al Volcan de Poás in „La Gaceta", 22. Sept. 1888. — Informe sobre una ascension al Volcan de Irazú, „La Gaceta" 18. Dez. 1888. — Informe presentado al Supremo Gobierno sobre los fenómenos seísmicos y volcánicos ocurridos en la Meseta central en Diciembre de 1888, „Gaceta oficial" 17. Jan. 1889. — Informe sobre el actual estado del volcan de Poás, „Gaceta oficial" 12. Sept. 1890. — El Volcan de Poás in „Costarica ilustrada", 2a Ep., No. 29 (San José, 15. Juni 1891).

[7]) The geological history of the Isthmus of Panamá and portions of Costarica. Cambridge, Mass. 1898.

A. Die Vulkane des Hochlands von Costarica.

Die Vulkane des Hochlands von Costarica sind durch einen langen Zwischenraum von dem einzigen Vulkan der Provinz Chiriqui getrennt; die hypothetischen Vulkane Chiripó, Ujum, Kamuk (Pico Blanco) und Rovalo sind aus den Vulkanlisten zu streichen; dass der Pico Blanco kein Vulkan ist, hat W. Gabb durch eine Besteigung des Berges bewiesen.[1]) Ich selbst habe die genannten Berge mit Ausnahme des ersten wegen ungünstiger Witterungsverhältnisse gar nicht zu sehen bekommen, obgleich mich meine Reise in ihrer Nachbarschaft vorbeigeführt hat, und kann deshalb auch nichts zur Klärung dieser Frage beitragen.

Von den Vulkanen der Provinz Guanacaste sind die costaricensischen Hochlandsvulkane ebenfalls durch einen weiten Zwischenraum getrennt; es ist aber nicht unmöglich, dass sich bei der Erforschung der noch fast ganz unbekannten Sierra de Tilaran noch die eine oder andere vulkanische Esse nachweisen liesse, welche die Lücke auszufüllen vermöchte. Leider war das Wetter bei meiner Besteigung des Poás zu ungünstig, als dass ich jene waldbedeckten, unbewohnten Gebiete aus der Ferne hätte eingehend genug mustern können; immerhin konnte ich aber feststellen, dass die meisten Berge jener Gegend zu unregelmässige Contouren zeigen, als dass man an eine vulkanische Entstehung denken könnte. Nur ein einziger, nicht besonders hoher Berg in westnordwestlicher Richtung erschien mir in dieser Hinsicht einigermaassen verdächtig; ich hoffte bei zunehmender Aufklärung der Luft hierüber bestimmtere Anhaltspunkte zu gewinnen, aber bald wurde der Berg meinen Augen durch Wolken entzogen, so dass ich ganz im Unklaren blieb. Später peilte ich von San Carlos (am Nicaragua-See) aus einen conischen Berg in südsüdöstlicher Richtung (S. 20° O.) an, den ich seiner Gestalt nach für einen Vulkan halten möchte; aber etwas Bestimmtes darüber kann ich um so weniger aussprechen, als Niemand mir die Lage oder auch nur den Namen des fraglichen Berges zu nennen vermochte. Ein englischer Ingenieur aus Costarica hatte mir allerdings von einem Volcan de los Canastes oder Pelon gesprochen, der zwischen dem Rio Arenales und dem Rio S. Carlos liegen sollte; aber er selbst hatte ebenfalls nur davon gehört, weshalb der Kunde nicht viel Bedeutung zuzumessen ist.

Von den Vulkanen des centralen Hochlandes von Costarica

---

[1]) Informe sobre la exploracion de Talamanca verificada durante los años de 1873/74 por William M. Gabb, San José de Costarica 1894.

haben 3 (Poás, Irazú und Turrialba) noch in historischer Zeit sich thätig gezeigt, während der Barba seit langer Zeit vollständig inactiv gewesen zu sein scheint. Zwar schreibt ihm v. Frantzius eine Eruption (im Jahre 1776?) zu, bei welcher Lava ausgeflossen wäre. Von einem solchen Ausbruch weiss aber die fleissige compilatorische Arbeit von F. de Montessus de Ballore [1]) nichts zu berichten, und Pittier bestreitet ihre Richtigkeit direct angesichts der geologischen Beschaffenheit des Berges, welcher aus Lapilli, Schlacken, Sanden und Aschen besteht, in Mitte deren da und dort der feste Fels ansteht; Lavaströme hat aber Pittier nicht bemerkt. Es ist überhaupt wahrscheinlich, dass manche der berichteten Vulkanausbrüche niemals stattgefunden haben, sondern sich durch übertriebene Nachrichten oder directe Lügen in die wissenschaftliche Literatur eingeschlichen haben. Namentlich sollten Nachrichten aus Tagesblättern niemals ohne weitere Nachprüfung übernommen werden, da Zeitungen vielfach nur müssiges Gerede wiedergeben, wie ich schon bei mehreren Gelegenheiten in den letzten Jahren in Mittel-Amerika habe feststellen können.

Die drei Vulkane Poás, Barba und Irazú liegen in ostsüdöstlicher Richtung neben einander, getrennt durch die tiefen Einsenkungen von Desengaño (1800 m) und La Palma (1500 m), während der Turrialba das Ende einer im Vulcan Irazú stumpfwinklig von der Hauptspalte sich abzweigenden Seitenspalte bezeichnet. Alle diese Vulkane fallen gegen Norden jäh nach dem Tieflande zu ab, während sie gegen das südlich gelegene Hochland in schwacher Neigung stufenförmig sich abdachen. Man begreift dieses Verhalten, wenn man sich das starke Ueberwiegen der östlichen und nördlichen Winde vor Augen hält, wie es in ganz Mittel-Amerika zu beobachten ist. Ich entnehme dem Tomo V, 1892 der Anales del Instituto fisico-geográfico Nacional de Costa Rica (San Jose 1895) die relative Häufigkeit der Winde und berechne daraus folgende Procentverhältnisse:

WNW.	1½ pCt.	NNO.	7½ pCt.
NW.	6 „	NO.	21½ „
NNW.	3½ „	ONO.	27 „
N.	4 „	O.	22 „
NW = Quadrant	15 pCt.	NO. = Quadrant	78 pCt.

Auf die übrigen beiden Quadranten fallen also nur 7 pCt. der Windrichtungen, und von diesen 7 pCt. stellen die ostsüdöst-

[1]) Temblores y erupciones volcánicas en Centro-América. San Salvador 1884.

lichen Winde wiederum beinahe 5 pCt. Zwar gelten diese Zahlen zunächst nur für das Jahr 1892; aber bei der ungewöhnlichen Regelmässigkeit des Witterungsganges im Hochland von Costarica darf man wohl annehmen, dass auch sonst ein ähnliches Procentverhältniss der Windrichtungen besteht. Man kann sich also leicht vorstellen, dass der weitaus grösste Theil des zu Tage geförderten Auswurfsmaterials sich auf der westlichen und südlichen Abdachung der Vulkane abgelagert hat, und dass aus diesem Grunde auf dieser Seite auch die Hänge flacher geneigt sind, als auf der entgegengesetzten Seite.

Freilich kann man mir entgegen halten, dass aus demselben Grunde auch bei den übrigen mittelamerikanischen Vulkanen die östlichen und südlichen Abdachungen flacher sein müssten, als die entgegengesetzten, da auch dort ähnliche Windverhältnisse bestehen. Ich gebe zu, dass ich eine solche Beobachtung bei den Vulkanen von Nicaragua, Salvador oder Guatemala nicht gemacht habe [1]) und einen bedeutenden Einfluss der vorherrschenden Windrichtung auf die morphologische Ausbildung der Vulkane nur in Bezug auf die Lapilli-Krater feststellen konnte; dass die Gesammtgestalt dieser Vulkane von Wind nicht wesentlich beeinflusst wurde, erklärt sich aber leicht aus ihrer freieren Lage, insofern der auf der westlichen und südlichen Abdachung abgelagerte Ueberschuss lockeren Auswurfsmaterials zum grössten Theil wieder nachträglich durch Wind und Wasser weiter thalabwärts fortgeführt und über die angrenzende Tiefebene allmählich vertheilt werden konnte. Die Vulkane des Hochlandes von Costarica stossen aber im Südwesten nicht an eine Tiefebene, sondern an ein ansehnliches Gebirgsland, und die lockeren Auswürflinge, in Verbindung zuweilen mit beträchtlichen Lavaströmen, vermochten leicht die verhältnissmässig unbedeutende Einsenkung zwischen den Vulkanen und dem südlichen und westlichen Gebirge auszufüllen; neue Ausbrüche erhöhten allmählich das ursprüngliche Niveau der auf diese eben erwähnte Weise entstandenen Hochebene, und je höher das Niveau derselben stieg, desto flacher mussten naturgemäss auch die der Ebene zugewendeten Vulkan-

---

[1]) In den nördlicher gelegenen Ländern Mittel-Amerikas überwiegen auch die nördlichen und östlichen Winde nicht mehr ganz so stark, wie in Costarica, da sich hier bereits die Einflüsse einer grösseren Landmasse und der verwickelteren Bodenplastik geltend machen. So finde ich für Guatemala-Hauptstadt nach dem Resumen general de las observaciones meteorológicas hechas en el instituto nacional de Guatemala (Guatemala 1899), S. 25 folgendes Procentverhältniss der Windrichtungen im 9jährigen Mittel: N. = 17 pCt., NO. = 41 pCt., O. = 5 pCt., SO. = $2^1/_4$ pCt., S. = $7^1/_2$ pCt., SW. = $15^1/_2$ pCt., W. = $1^3/_4$ pCt., NW. = $1^1/_2$ pCt. und Kalmen = $8^1/_2$ pCt.

hänge werden, deren sanfte Böschung da und dort durch darüber hinfliessende Lavaströme noch für die Zukunft gesichert wurde. In Perioden längerer vulkanischer Ruhe erniedrigte dann die Erosion mehr und mehr das Niveau der aufgesetzten Hochebene, und die nach der Tiefe wie Breite wirkende fortschaffende Thätigkeit der zahlreichen, in den regenfeuchten Wäldern der Vulkane und der benachbarten Gebirge entspringenden Wasseradern zerstörten allmählich mehr und mehr die Ebene, die sich dann in Zeiten neuer, langandauernder vulkanischer Thätigkeit wieder frisch bildete, aber nicht mehr das Niveau der ursprünglichen Ebene erreichte u. s. w. Es hätte demnach hier derselbe Vorgang im Grossen stattgehabt, wie er im Kleinen zu der Bildung von Flussterrassen führt, nur mit dem Unterschied, dass hier die Auffüllung der neuen Ebene nicht durch die Geschiebe und Sinkstoffe von Flüssen, sondern durch die vom Wind herbeigetragenen vulkanischen Auswürflinge bewirkt wurde. Es mag dabei gelegentlich zu Stauungen des Wassers und damit zu vorübergehender Seenbildung gekommen sein, aber jedenfalls war dieser Vorgang ein ganz nebensächlicher und hat mit der Terrassenbildung der costaricanischen Vulkane nichts zu schaffen.

Die Terrassen bei Cartago sind in ähnlicher Weise zu erklären. Dagegen sind die Terrassen des Reventazonflusses als echte Flussterrassen aufzufassen; wenn auch hier die vulkanischen Auswürflinge, vom Wind herbeigetragen, neben den Flussalluvionen zur Geltung kamen und zur Bildung der Terrassen mitwirkten.

Leider giebt es keine genaue topographische Karte des centralen Hochlandes von Costarica, auf der man die Ausdehnung und Bedeutung der einzelnen Terrassen verfolgen könnte. So viel aber steht fest, dass sie sich weithin in gleichem Niveau ausdehnen[1]), wie z. B. Pittier feststellt, dass das Dorf San Pedro Calabaza am Vulkan Poas und das Dorf Barba am Abhang des gleichnamigen Vulkans auf einer und derselben Terrasse liegen, deren Zusammenhang allerdings durch mehrere Flussthäler gestört ist.

Wer die in historischer Zeit von mittelamerikanischen Vulkanen ausgeworfenen Aschen- und Lapilli-Massen sich vergegenwärtigt, wird sich allerdings nicht vorstellen können, wie dieselben zur Bildung so ausgedehnter Hochebenen hinreichen sollten, wie man sie angesichts der vorhandenen Terrassen für das Hochland von Costarica annehmen muss. Es kann aber kein Zweifel

[1]) Manche kleinere Terrassen mögen auch durch das Ende von Lavaströmen hervorgerufen sein, wie z. B. auch der terrassenförmige Aufbau des Vulkans Chingo in Guatemala sich auf solche Weise erklären lässt.

darüber sein, dass in früheren Zeitperioden die Thätigkeit der mittelamerikanischen Vulkane eine viel intensivere und ausgiebigere gewesen ist, als heutzutage, weshalb auch die lockeren vulkanischen Auswürflinge damals eine viel grössere Rolle in der Bodenplastik Mittel-Amerikas spielten, als heutzutage. Welche Bedeutung die Ablagerungen der lockeren Auswürflinge erreichen können, sieht man vielleicht nirgends in Mittel-Amerika so deutlich, als bei San Rafael del Sur (Nicaragua), wo über den horizontal geschichteten, jungtertiären Schichten des genannten Platzes sich eine Kappe von lose zusammengebackenen Lapilli und vulkanischen Sanden in einer Mächtigkeit von 4—500 Metern abgelagert hat.

[Daneben mag auch die Frage gestreift werden, ob nicht vielleicht in Costarica die vulkanische Thätigkeit schon früher eingesetzt hat, als im übrigen Mittel-Amerika. Die alttertiären Schichten Costaricas sind oft ganz erfüllt von klastischem, eruptivem Material, so dass sie oft genau wie Tuffe aussehen, und nach Hill findet sich derartiges Material sogar noch in den cretaceischen Kalken des Landes, während im nördlichen Mittel-Amerika die alttertiären Schichten kaum einen wesentlichen Bestandtheil dieser Beimengungen enthalten. Da die alttertiären Schichten allenthalben in Mittel-Amerika noch den Process der Hauptgebirgsbildung mitgemacht haben, so ist die Frage nach der Existenz alttertiärer Vulkane ohne jede Beziehung zu den vergleichsweise jungen Terrassenbildungen des Hochlandes von Costarica, aber die Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen, dass auch nach der Bildung des modernen Mittel-Amerika (gegen Ende der Miocän-Zeit) die vulkanische Thätigkeit in Costarica schon früher eingesetzt hätte, und dass deshalb auch die lockeren vulkanischen Auswürflinge hier hätten eine grössere Rolle spielen können, als im übrigen Mittel-Amerika.]

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen über die Vulkane des Hochlandes von Costarica will ich deren Gipfelregionen einzeln etwas eingehender besprechen.

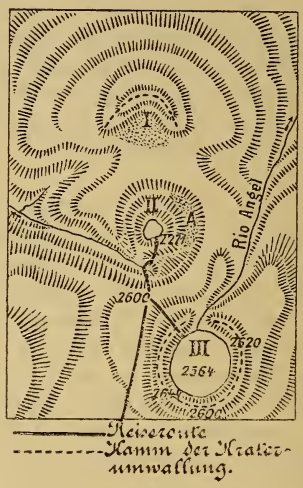
I. Poás, 2644 m.[1])

Die Gipfelregion des Poás ist von H. Pittier in seinem Informe sobre el actual estado del volcán de Poás („Gaceta oficial“ vom 12. Sept. 1890) gut und eingehend beschrieben wor-

[1]) In Bezug auf die Höhenzahlen der costaricensischen Vulkane folge ich den Angaben Pittier's, da derselbe seine Messungen mit grösserer Genauigkeit als ich ausführen konnte. Meine eigenen Aneroidmessungen ergaben überall etwas grössere Höhen.

den. Da aber sein Bericht nur schwer zugänglich ist, so genügt es nicht, einfach auf ihn zu verweisen, und ich sehe mich daher veranlasst, an dieser Stelle ebenfalls eine kurze Beschreibung zu geben.

Figur 1.



Man beobachtet 3 verschiedene Krater auf der Gipfelkuppe des Poás, einen nördlichen (I), einen mittleren (II) und einen südlichen (III). Die drei Krater liegen nicht genau auf einer Geraden, vielmehr ist der mittlere Krater etwas weiter westlich gerückt und liegt demnach ausserhalb der von NNW. nach SSE. gerichteten Verbindunglinie zwischen dem nördlichen und südlichen Krater.

Der nördliche Krater, welcher wohl der älteste von den dreien ist, ist zum Theil erhalten; die südlichste Hälfte seiner Umwallung ist vollständig zerstört, während die nördliche Hälfte als ein halbkreisförmig geschwungener, bewaldeter Bergrücken erhalten blieb.

Der südliche Krater, welcher auf der südwestlichen Seite seiner Umwallung den Culminationspunkt des ganzen Vulkans besitzt, ist sehr wohl erhalten. Die Umwallung des Kraters zeigte zur Zeit meines Besuches (6. März 1899) grosse, ziemlich neue Abrutsche, sowohl nach innen zu als auch an den Aussenhängen. Zahlreiche kleine Wasseradern führen nach dem Innern des Kraters zu und haben hier zur Bildung eines herrlichen Kratersees von fast kreisförmiger Gestalt und etwa 500 m Durchmesser Veranlassung gegeben. Obgleich manche der kleinen Bächlein,

welche in den See münden, nach Pittier schwefelgeschwängertes Wasser führen, ist das Seewasser doch von angenehmen Geschmack und völlig geruchlos. Die Oberflächen-Temperatur schwankte zur Zeit von Pittier's Anwesenheit (26.—31. August 1890) zwischen 10 u 11 ° C., während in $2^1/_2$ m Tiefe + 13,5° C. gemessen wurde. Der Wasserspiegel schwankt nach Pittier nur etwa 15 cm im Jahr; ein kleiner Bach entwässert den See und führt sein Wasser dem Rio Sarapiquí zu. Das Niveau des Sees giebt Pittier zu 2564 m an.

Der mittlere Krater des Poás ist offenbar der jüngste und noch immer thätig; er ist in den Raum zwischen dem nördlichen und südlichen Krater tief eingesenkt. Da der Kratertrichter noch den Nordhang der Umwallung des südlichen Kraters in Mitleidenschaft gezogen hat, so ist die südliche Wand des Kraters II bedeutend höher, als seine westliche, nördliche oder östliche Wand. Da aber an eben dieser Südwand die Quelle des Rio Toro amarillo sich befindet und dieser (in der Trockenheit versiegende) Bach in der Regenzeit eine starke erosive Wirkung auf die zersetzten Gesteine und die Schutthalden der Wand ausübt, so hat er vermocht, den Verbindungsgrat zwischen der westlichen und südlichen Wand anzugreifen und zu erniedrigen. Ueber diese Einsenkung hinweg führt der sehr mühselige, stellenweise gefährliche Pfad zu dem kleinen Kratersee.

Die Wände des thätigen Mittelkraters bestehen abwechselnd aus Lagen lockerer Auswürflinge, die zahlreiche grössere und kleinere Bomben und Lavabrocken einschliessen, und aus total zersetzten, einst festen Gesteinsbänken. Auf der Ostseite des Kraters bemerkt man den sichelförmigen Rest eines ehemaligen Kraterbodens in etwa $^3/_4$ Höhe der Wand; dieser Absatz ist bereits von zahllosen, mehr oder weniger tiefen Runsen durchzogen, die allmählich zu seiner völligen Zerstörung führen müssen. Fast ganz zerstört ist dagegen ein zweiter Absatz in etwa $^1/_6$ Höhe der Wand, und man kann nur noch einige undeutliche Spuren davon erkennen. Die Erosion erreicht überhaupt in dem lockeren Material der Kraterwände rasch bedeutende Wirkungen, und allenthalben sieht man die ganz vegetationslosen, grauen Wände von tiefen Schluchten und Rinnsalen durchzogen, auf denen das Regenwasser in jähem Falle dem Grunde des Kraters zustürzt. Hier haben sich die Regenwasser zu einem kleinen See gesammelt, der einen Durchmesser von etwa 150 m haben mag[1]), und der da und dort in den untersten Theil der Schluchten oder Rinnsale eindringt und so ein sehr vielfach zerrissenes Ufer erzeugt und

[1]) Pittier schätzt seinen Durchmesser auf nur 80 m.

die ursprüngliche Kreisform modificirt; an anderen Stellen (an dem Westufer) bemerkt man aber bereits Ansätze von winzigen Uferebenen, die in Folge von ausgeschiedenem Schwefel ein grünliches Aussehen besitzen.

Auf dem Grunde des Kraters befinden sich offenbar zahlreiche kleine Fumarolen; da dieselben aber vom Wasser bedeckt sind, so ist ihre Lage nicht genau zu erkennen. Sie müssen reich an H_2S und SO_2 sein und haben durch ausgeschiedenen Schwefel das Wasser des Sees milchigweiss gefärbt; die Wasser sind leider noch nie analysirt worden, dass sie aber stark sauer sind, bemerkte ich an der Messinghülse meines Thermometers, welche sofort vom Seewasser angegriffen wurde, als ich die Temperatur desselben maass. Ein leichter Dampf steigt allenthalben von dem weissen Spiegel des Sees auf, der gewöhnlich in einer leichten, fast wirbelförmigen Bewegung sich befindet. Es ist ein prachtvoller Anblick, den wunderbaren See mit seinen weissen Dampfwolken auf dem Grund des absolut vegetationslosen Kessels zu erblicken. In unregelmässigen Zwischenräumen brodelt es dann plötzlich an einer etwas excentrisch (nördlich) gelegenen Stelle, und es steigen unter mächtigem Gebrause schwärzliche Schlammmassen auf und sprudeln etwa 1 Minute lang bis zu 5—7 m Höhe empor, während kreisförmige Wellen den Ufern zueilen und sie mit Schlamm überspritzen; eine riesige weisse Dampfsäule steigt empor, dann ist wieder alles ruhig bis auf die ruhelose, geringfügige Dampfentwickelung des normalen Zustandes. In Folge der geisyrähnlichen Eruptionen sind die Gewässer des Kratersees mit suspendirtem Schlamm erfüllt, so dass sie aus der Nähe ein schmutziges Aussehen zeigen, während sie aus der Ferne, wie schon erwähnt, milchigweiss erscheinen.

Während meiner Anwesenheit auf dem Poás (6. März 1899) fanden Eruptionen um 11 h 20 m am., dann um 12 h 7 m pm. (stark) und nochmals 12 h 10 m pm., hernach wiederum um 1 h 37 m pm., 1 h 50 m pm. und 2 h 16 m pm. statt. Die Intensität der Eruptionen ist gegenwärtig, wie meine Beschreibung zeigen mag, eine recht geringe; in den Jahren 1888 u. 89 war aber die Eruptionsthätigkeit eine viel bedeutendere und ihr Maximum fiel mit der Serie von Erdbeben zusammen, welche gegen Ende des Jahres 1888 das Hochland von Costarica heimsuchten. Damals konnte Pittier einmal eine Eruption beobachten, bei welcher die Schlamm- und Wassersäule die Höhe von 62 m erreichte (mit dem Theodoliten gemessen). Mein Führer versicherte mir aber, dass im Jahre 1895 zuweilen die Eruptionen noch stärker gewesen seien und dass dann die Wassersäule manchmal

höher als die nördliche Kraterwand, also weit über 100 m emporgestiegen sei.

Die gewaltige Dampfmasse, welche gegen Ende der Eruptionen frei wird, wird oberhalb des Kraterkessels von den herrschenden Winden erfasst und über das benachbarte Gelände hinweggeführt; bei dem Vorherrschen nordöstlicher Winde wird im Südwesten des Kraters ein ziemlich langer und breiter Streifen so häufig von den scharfen Dämpfen des Vulkans bestrichen, dass die ganze Strecke vegetationslos ist und gebleicht erscheint, während da und dort rothgelbe Streifen thonigerer Lagen oder rothe, ausgedehntere Flecken zersetzter Eruptivgesteine aus der fahlen Umgebung hervorleuchten.

Die Temperatur des Kratersees wechselt natürlich auch mit dem Grade der vulkanischen Thätigkeit. v. Frantzius hatte im Jahre 1861 + 39,1° C. gefunden, Pittier fand am 26. Juli 1888 + 55,5° C., am 11. Januar 1889 + 64,2° C., während ich am 6. März 1899 die Temperatur des Sees zu + 51,0° C. bestimmte.

Das Niveau des Sees giebt Pittier zu 2277 m überm Meer an, wonach dieser See 287 m unter dem Niveau des oberen Kratersees liegen würde. Meine Aneroide zeigten einen etwas grösseren Unterschied (300 m).

Das Gestein ist meist stark zersetzt, und es gelingt nur schwer, frische Proben zu bekommen. Eine solche wurde auf meine Bitte von meinem Freunde Professor Dr. A. Bergeat untersucht und als Pyroxen-Andesit bestimmt.

2. Barba (2835 m).

Da mir Hoffmann's Bericht über seine Besteigung des Barba-Vulkans nicht zugänglich war, so kann ich nur nach mündlichen Mittheilungen meines verehrten Freundes, Professor H. Pittier, einige Angaben über den Berg machen, den ich nicht bestieg, weil ich wusste, dass er zur Zeit keine Spuren von Thätigkeit mehr aufweist und ebenso keinen interessanten Krater besitzt.

Der Vulkan besitzt drei Gipfel, von welchen die beiden äusseren aber keinen Krater zeigen. Vom Ostgipfel aus zieht sich nach WSW. hin ein langer, aus vulkanischer Asche bestehender Grat (Cerro de Cuerizi), der wohl dadurch entstand, dass bei einer Eruption des Ostkraters, der früher vorhanden gewesen sein muss, lange Zeit ostnordöstlicher Wind herrschte.

Der mittlere Barba-Gipfel besitzt einen wohlerhaltenen Krater, dessen Grund von einem kleinen, ovalen See ausgefüllt ist. Die

ostwestlich gerichtete Hauptaxe mag (nach Pittier) etwa 100 m lang sein, die Queraxe 60—70 m.

Ob der östlich an den Barba sich anschliessende Cerro de Surqui ein stark zerstörtes Vulkangerüst ist oder nicht, lässt sich ohne Autopsie nicht sicher entscheiden, ebenso wenig aber auch, ob die drei kegelförmigen Hügel, welche der östlichen Abdachung des Surqui aufsitzen, kleine Vulkane sind Einer dieser Hügel hat eine eigenthümliche Gestalt, als ob er einen Gipfelkrater besässe, der nach Osten hin geöffnet ist. Man sieht sowohl den Surqui als die genannten drei Hügel vom Irazú aus, leider erlaubte mir aber meine beschränkte Zeit nicht, sie zu besuchen.

3. Irazú, 3414 m.

Obgleich der Irazú unter allen grossen Vulkanen Mittel-Amerikas am leichtesten erstiegen werden kann, insofern man von Cartago ab bis zum höchsten Gipfel hinauf reiten kann, so scheint eine genaue Beschreibung seines höchst interessanten Kraters doch noch nicht zu bestehen. Wohl gehen alljährlich zahlreiche Partieen auf den Gipfel des gewaltigen Vulkans, aber sie alle wollen nur die berühmte Aussicht geniessen, welche den gleichzeitigen Anblick zweier Weltmeere erlaubt; die interessanten vulkanischen Phänomene sind eine Nebensache und werden deshalb in den zahlreichen Beschreibungen nicht ausführlicher behandelt. Auch Hill giebt nur einige dürre Bemerkungen an Stelle einer brauchbaren Schilderung, und da K. v. Seebach's einschlägige Notizen verloren gegangen sind, so kann nur[1]) Pittier's Beschreibung (in seinen „Apuntaciones", S. 34 ff.) ernsteren Ansprüchen genügen. Aber auch Pittier beschränkt sich nur auf die grossen Hauptzüge und erwähnt nur beiläufig die zahlreichen „bocas", welche sich in dem jüngsten, nordwestlichen Hauptkrater des Berges finden. Ich selbst hatte bei meinem Besuch des Berges (28. Februar 1899) leider nur 7 Stunden Zeit zu meiner Verfügung, so dass ich nur flüchtig die einzelnen Theile der Krater aus eigener Anschauung kennen lernen konnte. Ich habe deshalb auch die einzelnen Erscheinungen nicht hinreichend genau untersucht, um eine zuverlässige Antwort auf alle Fragen geben zu können. Aus demselben Grunde muss auch mein hypsometrischer Plan des Irazú-Kraters mit Nachsicht entgegengenommen werden, da er nur auf einigen wenigen Abschreitungen basirt und im Uebrigen sich nur auf eine Reihe von Peilungen gründet.

---

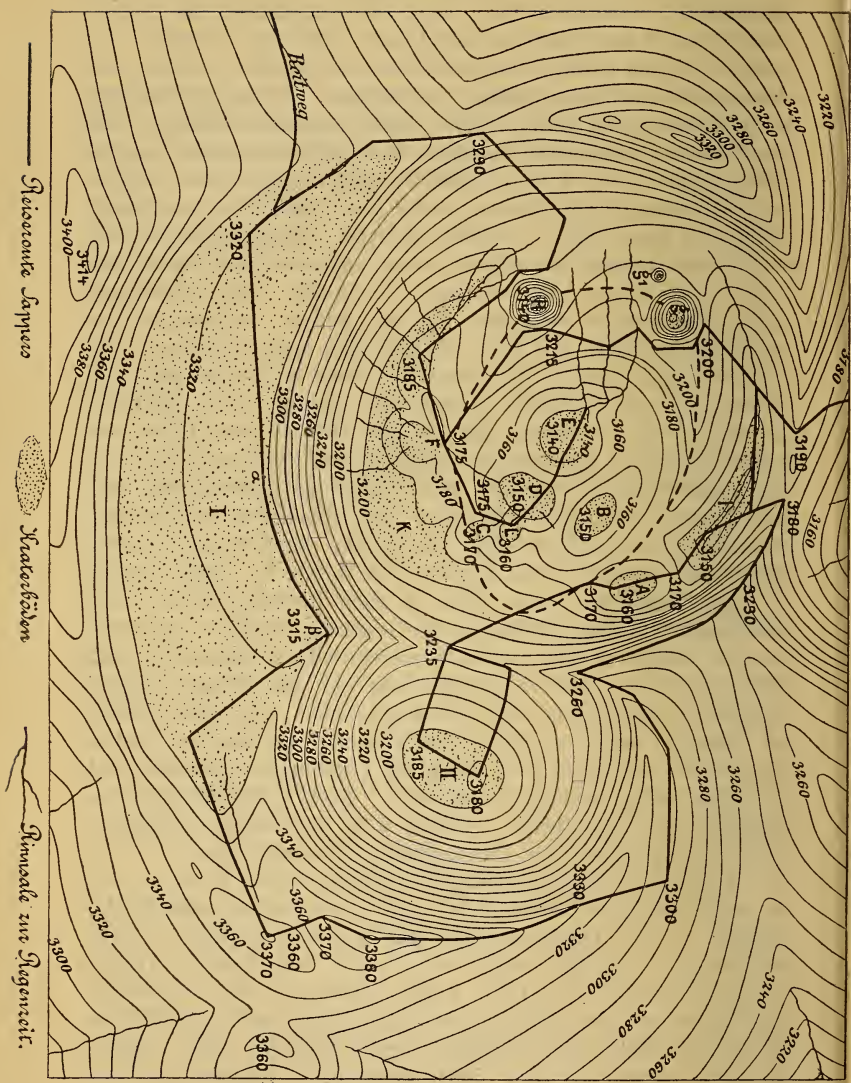
[1]) Die Berichte von Hoffmann und v. Frantzius sind mir leider nicht zugänglich gewesen.

Die Kürze der Zeit und die jämmerliche Beschaffenheit der Miethspferde verhinderte mich auch an einem Besuch des Reventado, eines Adventivkraters des Irazú; doch ist derselbe auch vom Wege aus deutlich zu erkennen. Ueberdies erschien ein Besuch dieses Kraters weniger nothwendig, da schon Oersted, K. v. Seebach und Pittier ihn näher beschrieben haben. Die kleine Wasseransammlung (Laguna de los Derrumbaderos), welche sich im Innern des Kraters befindet, liegt nach Pittier 2230 m hoch. Ausser dem Reventado, der 1 km südwestlich vom Hauptgipfel des Irazú liegt, erwähnt Pittier (Apuntaciones, S. 43) noch einen zweiten Adventivkrater, der südöstlich vom Gipfel sich befinde. Ich habe letzteren wegen theilweiser Wolkenbedeckung nicht sehen können, wohl aber fiel mir östlich vom Ostgipfel ein naheliegender Hügel auf (der auf dem Plan noch angedeutet worden ist), von welchem ich vermuthe, dass er ein parasitischer Vulkankegel mit zerstörtem Krater sein könnte; in der That sah ich auch vom Turrialba aus an der Ostseite des Irazú eine amphitheatralische Thalbildung, welche als ein Ueberrest eines Kraters gedeutet werden könnte. Eine endgiltige Entscheidung über diese Frage könnte aber nur durch eine eingehende Untersuchung gefunden werden, und dasselbe gilt betreffs der Deutung mancher Bergkuppen, welche sich da und dort am Massiv des Irazú erheben.

Der Gipfel des Irazú (3414 m nach Pittier) ist der Culminationspunkt eines geschwungenen Berggrats, welcher sich deutlich als Ueberrest einer alten Kraterumwallung bekundet; nach WSW. hin zieht sich vom Gipfel aus ein aus lockeren Lapilli bestehender Bergrücken hin, der sich ziemlich steil nach Norden hin, ziemlich sanft nach Süden hin abdacht. Da und dort haben Wasserrisse sich ihren Weg durch die Lapilliflächen gebahnt, und an vielen Stellen bemerkt man kleine, flach tricherförmige Einsenkungen im Lapilliboden, welche wohl nur durch ungleichförförmige Nachsackung des Untergrundes entstanden sind.

Von dem grossen ehemaligen Gipfelkrater des Irazú ist nur ein zwickelförmiger Ueberrest des alten Kraterbodens erhalten (I); derselbe ist von Lapilli bedeckt und besitzt etwa 3320 m mittlerer Höhe, liegt also etwa 110 m unter dem höchsten Gipfel. Der noch erhaltene Theil der Kraterumwallung senkt sich östlich vom Gipfel auf etwa 3350 m und steigt dann wieder bis 3370 m an. Da ich selbst den Hauptgipfel nicht bestiegen habe, sondern nur seine Höhe von dem westsüdwestlichen Lapillirücken aus schätzungsweise in Rechnung ziehen konnte, so können meine Höhenangaben nur als annähernd richtig angesehen werden. Um dies noch deutlicher zum Ausdruck zu bringen, habe ich alle Höhenangaben auf Zehner abgerundet, was um so eher erlaubt

Figur 2.



erschien, als es sich bei meinem Plan ja so wie so nicht um exacte Messungen, sondern nur um eine approximative Veranschaulichung der thatsächlich vorhandenen geologischen Gebilde handeln konnte.

Da von der Umwallung des Urkraters (I) nur etwas mehr als ein Quadrant erhalten ist, so kann man seine Grösse nicht genau feststellen; als Durchmesser mag man etwa 1200 m annehmen. Seine Form mag oval gewesen sein, seine Längsaxe ostwestliche Richtung besessen haben.

Später senkte sich auf der nordöstlichen Seite ein tiefer, ovaler Krater (II des Planes) ein, dessen Längsaxe in nordnordöstlicher Richtung verläuft und etwa 500 m messen mag, während die Queraxe etwa 400 m lang sein mag. Die Umwallung dieses Kraters, die grossentheils aus compactem Fels besteht und deshalb stellenweise sehr steil ist, ist zum grössten Theil vortrefflich erhalten und durch eine ganz flache, nach Südwesten hin sich vertiefende Einsenkung von der Umwallung des Urkraters getrennt. Der höchste Gipfel der Umwallung von II liegt südöstlich vom Mittelpunkt und erreicht eine Höhe von etwa 3380 m überm Meer, während der Kraterboden nur etwa 3180 m hoch liegt. Der westliche Theil der Umwallung wurde zerstört durch die Entstehung des dritten Hauptkraters, der eine westnordwestlich gerichtete Längsaxe von etwa 800 m Länge besitzt, während die Queraxe etwas über 700 m beträgt. Der höchste Gipfel der Umwallung befindet sich nordwestlich vom Mittelpunkt; seine Höhe schätze ich auf etwa 3320 m. Die tiefste Einsenkung der Umwallung (3180 m) befindet sich auf der Nordseite; im Nordosten lehnt sich die Umwallung an diejenige des Ostkraters an und bricht in steiler Felswand ab. Auf der Ostseite sind die Auswürflinge des Kraters über den Rand des Ostkraters vorgedrungen und haben einen Grenzwall erzeugt, der an seiner tiefsten Einsenkung 3235 m Höhe erreicht; im Süden begrenzt die horizontale Fläche des ältesten Kraterbodens (3315 m) die Umwallung, die zunächst in Steilwänden abbricht, an denen einige härtere horizontale Gesteinslagen leistenförmig vorspringen, dann aber in allmählich sich abflachenden Schutthalden nach dem Innern des Kraters sich abdacht. Der Boden des dritten Hauptkraters mag etwa 3140 überm Meer liegen; er ist aber nur an einer Stelle im Norden (J) erhalten und an einer zweiten Terrasse im Süden noch angedeutet. Sonst aber war das Innere des dritten Hauptkraters der Schauplatz so zahlreicher kleinerer Eruptionen, dass durch Bildung von Tochterkratern die ursprüngliche Kaldera fast ganz überdeckt worden ist. Wenn Pittier glaubt, dass die Bildung des dritten Hauptkraters der Eruption vom Mai 1723 zuzuschreiben wäre, so muss ich dem ganz entschieden widersprechen, denn die wenigen später berichteten Eruptionen des Irazú (1726, 1821, Mai 1844, Mai 1847 und März 1882) können unmöglich die zahlreichen Tochterkrater des erwähnten

Hauptkraters gebildet haben; die Bildung dieses dritten Hauptkraters muss demnach in eine viel frühere Epoche verlegt werden.

Die Geschichte des dritten Hauptkraters lässt sich leider an der Hand meiner flüchtigen Beobachtungen nicht mit voller Sicherheit klarlegen; so viel aber scheint sicher zu sein, dass eine gewisse Zeit nach der Bildung des Hauptkraters ein grosser, beinahe concentrischer Tochterkrater entstand, dessen Umrisse auf dem Plan durch eine gestrichelte Linie ungefähr veranschaulicht ist. Seine Längsaxe mag gegen 480 m lang gewesen sein, seine Queraxe etwa 320 m. Dieser älteste Tochterkrater ist auf den ersten Anblick kaum zu erkennen, da die beiden tiefen Einsturzlöcher G und H und der kleine Krater C sich gerade auf dem Kamm der Umwallung gebildet und ihn dadurch im Zusammenhang gestört haben. Durch die im Westen und Südwesten hauptsächlich abgelagerten Auswürflinge des ältesten Tochterkraters ist der Zwischenraum zwischen dem neuen Kraterwall und der Umwallung des Mutterkraters theilweise ausgefüllt worden, und aus diesem Grunde findet man auf der Westseite in der Gegend von G und H einen breiten Absatz, von dem aus nach Südosten und Nordosten hin tafelförmige Einsenkungen in entsprechender Krümmung nach der ehemaligen Caldera des Mutterkraters sich hinabsenken. In der Sohle dieser gekrümmten Thäler befinden sich Wasserrisse, welche in der Regenzeit ziemlich viel Schutt und Schotter mit sich führen und dadurch zur Auffüllung der vorhandenen Einsenkungen beitragen. So kommt es, dass auf der Nordseite des Hauptkraters nur noch eine schmale, zwickelförmige Fläche (J) der ursprünglichen Caldera erhalten blieb. Dieselbe würde grösser und sichelförmig geblieben sein, wenn sich nicht hier ein kleiner Krater A gebildet hätte, der die südöstliche Fortsetzung dieses Calderarestes eingenommen hat. Auf der Südseite ist der ehemalige Kraterboden durch den von der südlichen Hauptumwallung herabkommenden Schutt grösstentheils aufgefüllt worden, so dass hier nur noch ein etwas erhöhter Absatz (K) des Geländes die Lage des früheren Kraterbodens andeutet. Dazu kommt, dass sich auch hier später ein kleiner Krater (F) gebildet hat, dessen Boden aber von den zur Regenzeit zeitweise wasserführenden Rinnsalen mit Schutt und Geröllen fast ganz angefüllt worden ist. Der Krater F entwässert sich ebenso wie das gekrümmte Thal im Südwesten nach dem kleinen Krater D, dessen Boden sich ebenfalls mehr und mehr mit Schutt anfüllt. Der Wall des ältelten Tochterkaters mag an dieser Stelle von jeher eine Einsenkung besessen haben; ausserdem wurde aber hier der Zusammenhang, wie schon oben erwähnt, durch die Entstehung des kleinen Kraters C gestört und unter-

brochen. C und die undeutlich kraterförmige Einsenkung von L entwässern sich ebenfalls nach dem Kraterboden von D.

Der Wall des ältesten Tochterkraters verschmilzt im Südosten vollständig mit dem des Mutterkraters, so dass beide nicht mehr auseinander gehalten werden können, wenn auch eine auffällige, etwa halbkreisförmige, durch steilere Gehänge ausgezeichnete Stelle vorhanden ist. Leider legten sich aber bereits die Nebel auf diese Gegend, als ich von D aus jene Stelle besuchen wollte, so dass alle Versuche einer eingehenderen Untersuchung aussichtslos wurden und ich den Heimweg antreten musste.

Innerhalb des ältesten Tochterkraters nun haben sich wieder einige spätere kleine Krater gebildet: D, E und B, denen vielleicht noch L hinzuzuzählen wäre. Ueber das Altersverhältniss dieser Enkelkrater bin ich mir nicht recht klar geworden. Nur so viel steht fest, dass E jünger ist als D, da sein flacher Wall convex nach D hineinragt.

Das Altersverhältniss der ausserhalb des ältesten Tochterkraters befindlichen kleinen Krater A, C, F, G und H konnte ich nicht festellen. So viel aber scheint mir gewiss, dass die grossen, tiefen Einsturzlöcher G und H nebst dem kleinen Einsturzloch G′ die jüngsten vulkanischen Bildungen des dritten Hauptkraters sind. Sie fangen mit senkrechten Felswänden an, welche die scheinbar gewölbten Schuttlagen des Wallkammes des ältesten Tochterkammes entblössen, und zeigen an ihrem Boden einen rasch sich mehrenden Schuttkranz, der jedenfalls bald zu einer theilweisen Auffüllung dieser schachtförmigen Vertiefungen führen wird. Bei G. schätzte ich die Tiefe auf etwa 60 m. Die tiefste Stelle befindet sich nahe dem südsüdöstlichen Ende; bei H schätzte ich die Tiefe auf 80 m, der tiefste Punkt des Grundes liegt ziemlich central. Im Jahre 1888 hatte Pittier in G eine grosse, in H zahlreiche kleine, sehr thätige Fumarolen bemerkt, welche aber im Jahre 1889 bereits vollständig erloschen waren und seitdem nicht wieder in Thätigkeit kamen.

Dagegen befanden sich seit langer Zeit am Nordhang des Berges, in geringer Entfernung nordwestlich vom Krater zahlreiche Fumarolen und heisse Quellen, deren Thätigkeit zur Zeit der grossen Erdbeben um's Ende des Jahres 1888 stark zugenommen hatte. Pittier schreibt in seinen Apuntaciones, S. 46 ff. folgendermaassen: „Als ich daselbst im December (1888) und Januar (1889) war, fand ich den ganzen Hang in Thätigkeit, bis zu einer beträchtlichen Entfernung abwärts. Auf dem Grunde des Thales, welches vom Irazú und seinem Seitengrat Alto del Roble gebildet wird, schwebten beständig bläuliche Wölkchen schwefliger Säure, und überall an den Felsen, in den Schutthalden, im Ge-

strüpp erhoben sich die Fumarolen und flossen die heissen Wasser. Der Boden war wie zersetzt und erweicht, und tiefe Rinnsale hatten sich ausgefurcht, wo vorher nur die unbedeutenden Rinnen der zeitweiligen Bäche gewesen waren. Man hörte das Strömen unterirdischer Gewässer, und zu gewissen Momenten erfuhr das Erdreich ein eigenartiges Erzittern, dem gewöhnlich ein Auffrischen der Gasentwickelung und der Wasserausstossung folgte. Am 26. Januar 10 h am. zeigte das Thermometer + 79,8° C. im Wasser der Hauptquelle bei einer Lufttemperatur von + 16,7° C. und einem Luftdruck von 555,5 Millimetern."

Die Thätigkeit der Fumarolen hat inzwischen bedeutend nachgelassen, und zur Zeit meines Besuches fand ich nur noch einige wenige Fumarolen in einer Entfernung von etwa 600 m von der nördlichen Scharte der Kraterumwallung noch in schwacher Thätigkeit, während ich heisse Wasserquellen nirgends beobachten konnte. Die Fumarolen lagen etwa 2820 m überm Meer und zeigten eine hohe Temperatur, die zwischen + 88 und + 89° C. schwankte. Sie strömten schwefelwasserstoffhaltiges Wasser aus. In der Nähe der Fumarolen ist das Gehänge des Berges vegetationslos und stark zersetzt; oberhalb davon sind ansehnliche Bergstürze niedergegangen und haben die steil geneigten sandigen Schichten entblösst, welche abwechselnd mit Gerölllagen diesen Theil des Irazú zusammensetzen. Die Stelle, wo die Fumarolen vorkommen, heisst im Volksmund „El Volcancillo".

4. **Turialba**, 3325 m.

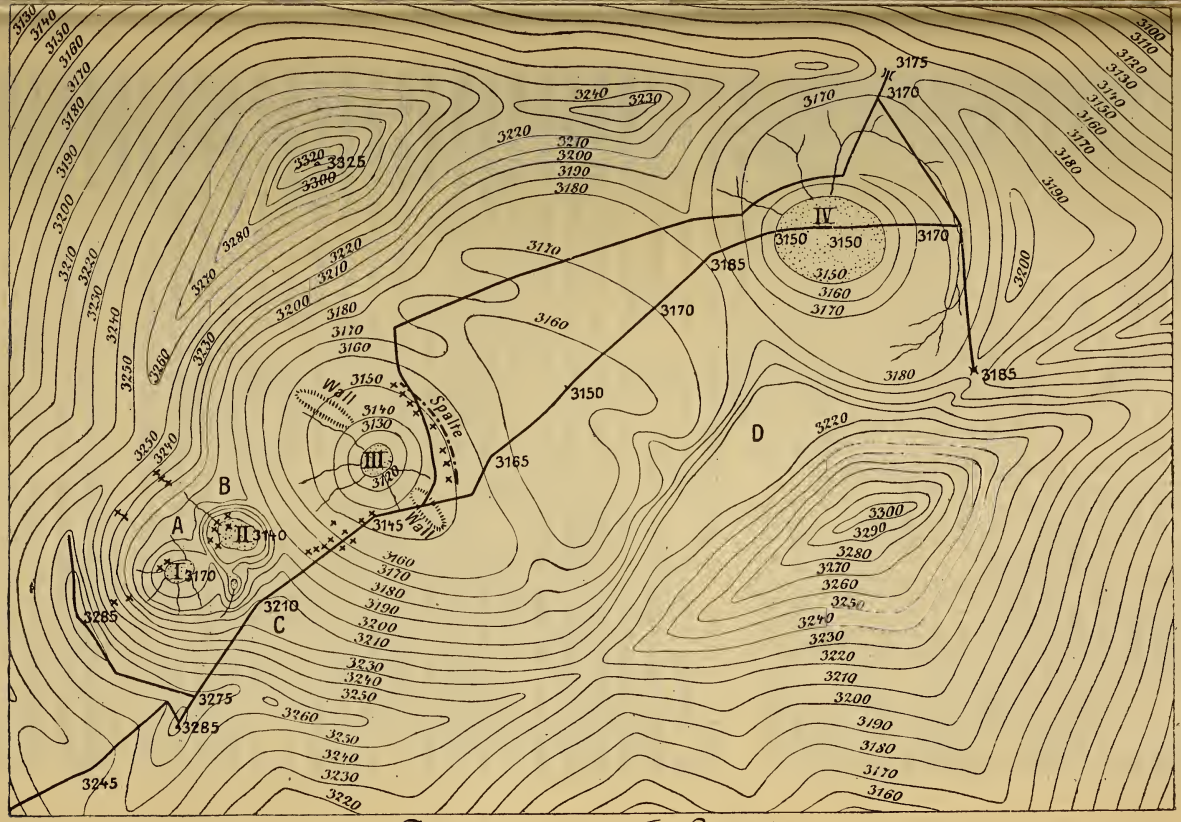
Da der Turialba von Karl v. Seebach in seinen „Vulkanen Central-Americas" S. 11—25 eingehend beschrieben worden ist, kann ich mich hier etwas kürzer fassen, als bei der Beschreibung des Irazú. Der Reventado, der Hauptkrater des Irazú, und die einzelnen Krater des Turialba liegen in einer fast geraden, von WSW. nach ONO. gerichteten Linie, welche zudem an der Westseite des Turialba durch einen gleichgerichteten Bergrücken angedeutet ist. Man geht daher wohl nicht fehl, wenn man Irazú und Turialba als Produkte einer einzigen Vulkanspalte ansieht.

Die Besteigung des Turialba, zur Zeit K. v. Seebach's sehr schwierig, bietet gegenwärtig keinerlei Schwierigkeiten mehr dar, wenn sie auch nicht ganz so bequem ist, wie diejenige des Irazú. Da ich aber (13. März 1899) von der Alphütte S. Elena (1810 m) aus zu Fuss in einem Tage die Besteigung des Turialba ausführte, blieben mir nur wenige Stunden zum Studiren des Kraters, und diese Zeit wurde mir durch die häufig aufsteigenden Wolken noch vielfach verkürzt. In Folge dessen konnte auch

mein Plan, der in der Hauptsache auf Abschreitungen und einigen Peilungen beruht, nicht die gewünschte Genauigkeit erreichen, obgleich er K. v. Seebach's Plan in Petermann's Mittheilungen, Jahrg. 1865, Tafel 9. in einiger Hinsicht zu ergänzen geeignet sein dürfte.

Pittier, welcher den höchsten Gipfel des Berges mehrmals erstiegen hat und von hier aus eine treffliche Aussicht über die ganze Gipfelregion des Vulkans geniessen konnte, spricht von zwei Kratern, welche sich im Osten von dem dreifachen Gipfelkrater in beträchtlicher Tiefe befänden, und von welchen der eine die Quelle des Rio Tortuguero, der andere, östlichste, diejenige des Rio Parismina enthalte. Da der höchste Gipfel des Berges gleich nach meiner Ankunft am Rand des Kraters sich in Wolken verhüllte und für die Dauer meines Aufenthalts bedeckt blieb, so verzichtete ich auf eine Besteigung desselben und beschränkte mich auf eine Begehung des Kraters, von dessen Ostrand aus ich die östlichsten Krater einsehen zu können glaubte. Als ich aber die südöstliche Scharte der östlichsten Kraterabtheilung (3185 m) erreicht hatte, erblickte ich nur ein schmales, rasch sich senkendes Thal, das auf seiner Südseite von einer hohen Felsmauer begrenzt war, und in geringer Entfernung schon setzten die wallenden Wolken meinem Blick einen undurchdringlichen Damm entgegen, und als ich die nordöstliche Scharte (3175 m) erreicht hatte, konnte ich keine zwei Meter weit sehen, da sich inzwischen die Wolken bereits in dichtem Schleier um den ganzen Berg gelegt hatten und zeitenweise auch das Innere des Kraters vollständig erfüllten.

Wie schon K. v. Seebach's Plan deutlich zeigt, besteht der Gipfelkrater des Turialba aus drei verschiedenen Abtheilungen, welche durch deutliche Einschnürungen von einander getrennt sind. Die Längsaxe des Kraters verläuft von WSW. nach ONO. und ist etwa 1400 m lang; von den einzelnen Abtheilungen ist aber nur die mittlere langgestreckt in derselben Richtung; sie nimmt mehr als die Hälfte der gesammten Länge ein. Die mittlere Abtheilung des Kraters ist auch die tiefstgelegene, und zwar fällt das Gelände von der westlichen Abtheilung steil nach der mittleren zu ab, während sich das Gelände von der östlichen Abtheilung nach der mittleren zu sanft abdacht und durch einige theils ganz durchgehende, theils stellenweise nur angedeutete flache Querwälle differencirt erscheint. Da alle diese flachen Querwälle ihre convexe Seite der östlichen Abtheilung zukehren, so könnte man sie am ehesten als Ueberreste der Umwallung des mittleren Eruptionscentrums erklären, das innerhalb der mittleren Kraterabtheilung mehrfach sich in westsüdwestlicher Richtung verschoben



× × × Fumarolen — Rinnsale

Figur 3. ——— Reiseroute SAPPER's.

hätte. Da der dem gegenwärtigen Eruptionscentrum der mittleren Abtheilung (III des Planes) östlich angrenzende Wall fast concentrisch dazu ist und ausserdem auf seiner Innenseite durch eine lange, gekrümmte, concentrische Spalte ausgezeichnet ist, so würde ich diese Erklärung auch für gut halten, wenn nicht eben quer über dieses Eruptionscentrum III hinweg sich die Ueberreste eines letzten, ganz flachen Walles fänden, dessen Zusammenhang durch den Krater III selbst gestört worden ist. Auf diesen Querwall ist die sonst plausible Erklärung schwer anwendbar, denn wenn man auch annehmen wollte, dass das mittlere Eruptionscentrum einst weiter westsüdwestlich gelegen hätte und wieder zurückgewandert wäre, so ist doch schwer denkbar, dass dann der ältere Querwall durch den neuen Krater nur einfach unterbrochen und nicht gründlich zerstört worden wäre. Ich muss also auf die Erklärung dieses Wallrestes vorläufig verzichten.

K. v. Seebach's Plan zeigt deutlich den Steilabfall der Querwand zwischen der westlichen und mittleren Kraterabtheilung. Es ist aber seitdem (wohl in Folge der Eruption vom Jahre 1866) diese Querwand theilweise durch Bildung eines tiefen Einsturzloches (II des Planes) gestört worden. Das Einsturzloch besitzt eine Tiefe von mindestens 40 m und steht nach Süden hin mit einem kleineren, unregelmässigeren Einsturzloch in Verbindung. Am Grunde und an der nördlichen und westlichen fast senkrechten Wand des Einsturzloches befinden sich zahlreiche kleine, thätige Fumarolen. Da sich dieses Einsturzloch gerade auf dem Kamm der Scheidewand gebildet hat, so ist die östliche Umwallung des Kraters I undeutlich geworden und theilweise zerstört. Am Nordwestrande des kaum kenntlichen Kraterbodens I, in den mehrere Rinnsale hinabführen, und an einigen Stellen der nördlichen und östlichen Umwallung befinden sich noch etliche Fumarolen, von deren Rand die Anwohner sich Schwefel zu holen pflegen.

Am Nordwestrand von I und II bemerkt man zwei unbedeutende, flache Absätze (A und B), welche vielleicht Ueberreste eines älteren Kraterbodens sind. Sichere Ueberreste eines älteren (und zwar höher gelegenen) Kraterbodens sind die Terrassenflächen von C (südöstlich von II) und D (südöstlich von der mittleren Kraterabtheilung). D bildet eine ziemlich ausgedehnte Terrasse, welche aus lockeren Auswürflingen aufgebaut ist und sehr steil nach der mittleren Kraterabtheilung abfällt. Südöstlich davon ragt steil die aus Fels gebildete ältere Umwallungsmauer auf.

Während der westlichste Kraterboden (I) nach meiner Schätzung etwa in einer Höhe von 3170 m sich befinden mag, fand ich die Höhe des tiefsten westlichen Theils der mittleren Kraterabtheilung

zu 3145 m. Hier ist aber das jüngste Eruptionscentrum (Krater III) dieser Abtheilung noch etwa 25 m tiefer eingesenkt, so dass die kreisrunde Caldera III mit 3120 m die tiefste Stelle des ganzen Turialbakraters darstellt. Einige kleine Rinnsale führen nach diesem Krater hinab, der in der Regenzeit eine kleine Wasseransammlung beherbergt (so auch zur Zeit von Seebach's Besuch, März 1865; zur Zeit meines Besuchs war der Krater vollständig trocken).

Die östlichste Abtheilung des Turialba-Kraters besteht aus einem kreisförmigen, flachen Krater (IV), der von einer ringförmigen Ebene umgeben ist. K. v. Seebach, der die östliche Hälfte dieser Ringebene für einen erhöhten Absatz angesehen hat, ist also im Unrecht. Die Ringebene ist nur an der Westseite durch den convex hereinragenden Theil des äussersten Walles der mittleren Kraterabtheilung gestört, sonst aber gut erhalten. Ein ansehnliches Rinnsal entwässert den grössten Theil der Ringebene nach dem Kraterboden zu, welchem auch einige andere kleinere Rinnsale zustreben. In der Regenzeit bildet sich auch hier eine Wasseransammlung, deren Tiefe aber nur etwa einen Meter beträgt, wie man an einem horizontalen Streifen kleiner Holzstückchen und trockener Blätter deutlich erkennen konnte. Im März 1865 war hier eine Wasseransammlung vorhanden, im März 1899 fand ich auch diesen Krater ganz trocken. Sein Boden liegt ungefähr 2150 m überm Meer, 20 m unterhalb der Ringebene. Der Durchmesser des Kraters IV erreicht ungefähr 150 m Länge.

Der Boden der mittleren und östlichen Kraterabtheilung besteht hauptsächlich aus Lapilli, zwischen denen häufig grössere Schlackenstücke und schwere Bomben zu beobachten sind. Die grossen Bomben haben durch die Wucht ihres Auffallens oft eine kleine Vertiefung im Lapilliboden (durch Hinwegschleudern der Lapilli) erzeugt. Auch sonst bemerkt man da und dort kleine, ganz flach trichterförmige oder langgestreckte Vertiefungen des Lapillibodens, hervorgerufen durch ungleichförmiges Nachsacken des Untergrundes oder durch Spaltenbildungen unterhalb der Lapillidecke. Dass die oberflächliche, schwarze Lapillischicht kaum $^1/_2$ m Mächtigkeit besitzt, bemerkt man an dem Rinnsal der östlichen Ringebene, wo unter der Lapillidecke gelbe Conglomerate vulkanischer Gesteinsmaterialien und kleinere Lavabänke zum Vorschein kommen. An anderen Stellen sieht man, dass die Lapillidecke sogar nur etwa 10 cm Dicke erreicht. Die Lapilli herrschen nur in den mittleren und östlichen Abtheilungen des Kraters, in der westlichen sind sie meist von Schutt überdeckt.

Am Aussenrand des Westkraters bemerkt man einen scharfen, südwestlich gerichteten Grat, der durch ein Kreuz geschmückt

ist. In seiner Nachbarschaft senkt sich der Berghang zunächst nach Westen zu nur sanft ab, weshalb hier durch einen nordwärts gerichteten Bachriss auch ein eigenthümlicher Quergrat nach NW. sich von der flachen Stelle des Hanges abzweigt. Hier findet man zahlreiche Lavastücke, welche kantige Brocken anders gefärbter und dichterer Laven einschliessen.

Am Abstieg bemert man ausser mächtigen Lapillilagen auch häufig Breccien von Laven und massive Blocklava. Das Gestein ist Andesit, wie am Irazú.

B. Der Vulkan Chiriquí, 3650 m.

Der Vulkan Chiriqui ist meines Wissens früher nur von Moritz Wagner, der im Jahre 1858 19 Tage an seinen Abhängen und den benachbarten Theilen der Cordillere umhergewandert war, eingehend untersucht worden, und ich entnehme seiner Schilderung in „Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika", S. 289 f. u. 323 ff. die wichtigsten Stellen, da ich selbst nur 5 Tage dem Vulkan widmen konnte und deshalb über den Gesammtbau des Berges nicht so genaue Auskunft geben kann, wie Moritz Wagner[1]), dem man auch die einzige brauchbare Karte der Provinz Chiriquí verdankt.

M. Wagner sagt über den Vulkan Folgendes (S. 289): „Der grosse Vulkan von Chiriquí, der höchste Berg des Landes, der für sich eine besondere Gruppe von mehr oder minder kegelförmigen Bergen bildet und an den südlichen Abfall der Cordillere sich lehnt, ist aus mehreren Gesteinsarten zusammengesetzt. Hornblende-Andesit scheint zum Bau derselben das Hauptmaterial geliefert zu haben. Die verschiedenen Bergstufen des Potrero und Boquete bestehen aus den von den Schlammströmen und Ascheneruptionen hervorgegangenen Tuffen. Die Laven, welche sich aus Seitenspalten in fächerförmigen Strömen nach der Ebene ergossen haben, sind nach der Untersuchung der von mir mitgebrachten Handstücke Oligoklas-Laven. Die graue, glasige Grundmasse derselben enthält Krystalle von Oligoklas und Hornblende mit Olivin." (S. 326): „Das Gestein, welches ich vom compacten Felsen an der Südwestseite des Vulkans an der höchsten von mir erreichten Stelle (in einer Höhe von 2967 m) abschlug, wurde von Herrn Professor Blum in Heidelberg untersucht und als Hornblende - Andesit erkannt." Ich bemerke dazu, dass meine Beobachtungen hiermit übereinstimmen. Gesteinsproben, welche ich vom höchsten Gipfel und vom Centralkegelchen des Vulkans

[1]) Petermann's Mittheilungen, 1861, Hft. 1, Taf. 2.

mitbrachte, hat mein Freund A. Bergeat untersucht und als Hornblende-Andesit bestimmt, ebenso einige Gesteinsstücke von einem Lavastrom aus der Nähe des Rio Las Calderas, während er eine Gesteinsprobe von einem alten Lavastrom aus der Nähe von Dolega (bei Los Comenaes am Uebergang über den Rio Cochea) als Basalt erkannte.

Weiterhin schreibt M. Wagner über den Vulkan Chiriquí (324 ff.): „Der Berg führt seinen Namen „Volcan" in dortiger Landschaft mit vollem Recht, und keiner der noch thätigen Feuerberge Central-Amerikas hat eine so mannichfaltige und formenreiche vulkanische Architectur, sowie grossartigere Reste von alten Eruptionen, aus deutlich abgegrenzten, fächerförmig ausgedehnten Lavaströmen, Aschen- und Lapillifeldern und Schlammströmen bestehend, aufzuweisen. Von den südwestlichen, mit Berg-Sabannen bedeckten Stufen des sogen. Potrero betrachtet, stellt der Vulkan eine Gruppe von fünf Bergkegeln dar. Der Gipfel des südlichen Hauptkegels ist abgestutzt, mit deutlicher Einsenkung und scheint den Eruptionskrater zu enthalten. Die scharfgezackte, halbkreisförmige, niedrigere Wand, die ihn umschliesst, ähnelt sehr der theilweise zertrümmerten vulkanischen Circuswand, welche bei den meisten Vulkanen vorkommt und die man den „Erhebungskrater" nannte, deren frühere geologische Deutung aber in neuester Zeit durch Lyell, Poulett, Scrope u. a. starke Anfechtungen erfahren hat."

„Zwei kleinere abgestutzte, wahrscheinlich später gehobene Kegel lehnen sich südlich und südwestlich an den mittleren Hauptkrater an. Höchst merkwürdig in dem Bau dieses Vulkans ist die ausgeprägte Stufenform an den südöstlichen und südwestlichen Gehängen. Die Unterlage dieser Terrassen besteht aus schlackigen Auswürflingen, den sogen. Lapilli, mit zerstäubter Asche gemischt Die Zersetzung derselben bildet erst eine dünne Humusdecke, welche den Wurzeln der Waldbäume keinen günstigen Boden darbietet und daher nur mit grasreichen Berg-Savannen und niederem Buschwerk überkleidet ist, während der übrige Theil des Berges mit dichtem, tropischem Hochwald bedeckt ist."

„Von der Südostseite, dem sogen. Boquete betrachtet, wo die kleineren Kegel nicht sichtbar sind, bietet der Vulkan von Chiriquí einen ganz verschiedenen Anblick dar. Dort erscheint er dem Auge als ein in die Länge gezogener Bergrücken mit verschiedenen Gipfeln, ähnlich wie der Pichincha, doch nicht so langgestreckt. Man würde ihn, von dieser Seite gesehen, nach seiner Form nicht mit Bestimmtheit als Vulkan erkennen, wenn nicht seine fast isolirte Randstellung mit einer von der Richtung

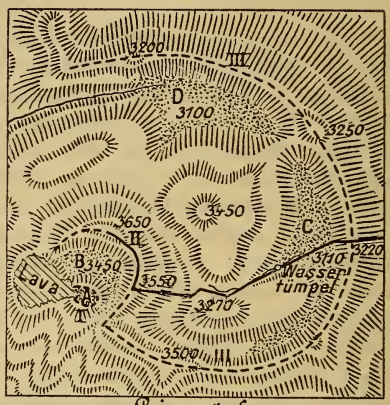
der Cordillere stark abweichenden Erhebungsaxe von SSW. nach NNO., die stark ausgezackten Contouren der Felsmauer seines südlichen Gipfels und der sich anschliessenden circusförmigen Felswand deutlich und sicher an die Gerüste wirklicher Feuerberge erinnerten."

„Bestimmtere Beweise seiner lange dauernden vulkanischen Thätigkeit zeigen die ausgedehnten Lavaströme, die sich aus Seitenspalten des Berges bandartig und zusammenhängend besonders in südlicher und südwestlicher Richtung ergossen haben und von denen die längsten bis nahe an das Dorf Dolega, d. i. beinahe 6 geographische Meilen vom Fuss des Berges, reichen. Auch die Schlacken- und Aschenniederschläge, die Tuffbildungen der alten Schlammströme, welche mächtige Schichten bilden und in den Erosionsschluchten der vom Vulkan herabstürzenden Wildbäche und kleineren Flüsse sehr schön aufgeschlossen sind, können als sichere Ueberreste und Zeugen der lange dauernden vulkanischen Thäitigkeit dieses Berges betrachtet werden. Die in der Provinz Chiriquí verbreitete Tradition bestätigt gleichfalls die feurige Thätigkeit des „Volcan", welche vielleicht bis in die erste Zeit der spanischen Conquista der Tierra firma, nämlich in die erste Hälfte des 16. Jahrhunderts, reicht." — „Die Möglichkeit, dass der Gipfelkrater noch jetzt, ähnlich wie bei dem Pichincha, Irazú, Pacaya u. s. w., dünne, schweflichte Dämpfe aushaucht, die man aus der tieferen Region nicht erkennen kann, ist noch vorhanden."

Diese Vermuthung M. Wagner's hat sich nicht bewahrheitet, wie ich bei meinem Besuch des Gipfels feststellen konnte, und ebenso wenig konnte ich manche andere Bemerkungen Wagner's bestätigen, wie diejenige über das Vorhandensein „zweier abgestutzter, wahrscheinlich später gehobener Kegel südlich und südwestlich vom mittleren Hauptkegel" oder diejenige von einer nordnordöstlich gerichteten Erhebungsaxe. Vielmehr erschien mir der Vulkan als ein breites Bergmassiv, dessen zahlreiche Kämme, Kuppen und sonstigen Erhebungen wohl als Zeugen einer sehr langandauernden, phasenreichen Eruptionsthätigkeit des Berges angesehen werden dürfen, obgleich es nicht möglich ist, die Rolle näher zu definiren, die jede einzelne Erhebung in der Geschichte des Berges gespielt hat. Leider verfolgten mich bei meiner Besteigung des Berges, wie bei allen Vulkanen des südlichen Mittel-Amerika, Nebel und Wolken, so dass es mir bei meinem kurz bemessenen Aufenthalt auf dem höchsten Gipfel des Berges nicht möglich war, einen klaren Ueberblick über die verwickelte orographische Gestaltung der ganzen Gipfelregion zu gewinnen. Die directe Beobachtung und gelegentliche kurze, leider stets be-

schränkte Ausblicke erlaubten mir aber doch folgende drei wichtige Phasen in der Bildungsgeschichte des Vulkans sicher zu erkennen:

Figur 4.



1. Es besteht ein wohlerhaltener, kleiner Centralkegel A, den M. Wagner von SW. her richtig erkannt zu haben scheint. Seine relative Höhe schätzte ich auf etwa 80 m; er ist oval, in ost-westlicher Richtung langgestreckt; seine Längsaxe mag etwas mehr als 200 m messen. An deren Ostseite zeigt die scharfe Kraterumwallung eine mässige Einsenkung. An der Westseite ist ein kleiner Lavastrom ausgeflossen, dessen Oberfläche sehr bizarr gestaltet ist und unter Anderem einen steilen, merkwürdigen Felszacken (wohl eine Spratzfigur?) nahe dem nördlichen Ende aufweist. Der Kegelmantel von A ist nur von wenigen Büschen und Vaccineensträuchern besiedelt, während der grösste Theil seiner nördlichen Abdachung vegetationslos ist und von weissen bis röthlichen Aschen gebildet ist. Fumarolen konnte ich keine bemerken, wohl aber zeigten die intensiven weissen oder röthlichen Flecken die ehemalige Lage früherer Fumarolen an, die noch nicht gar so lange erloschen sein können. Da meine Zeit zu einem Besuch des Centralkegelchens nicht reichte, so liess ich mir durch einen meiner Führer eine Gesteinsprobe von dort bringen.

2. Beinahe concentrisch mit dem Centralkegelchen verläuft ein alter Ringwall, der auch den höchsten Gipfel des ganzen Vulkans enthält.[1]) Etwas mehr als die Hälfte dieses Ringwalles ist

[1]) Die Seekarten geben dem Gipfel eine Höhe von 11265 Fuss englisch (= 3433 m), während mein englisches Aneroid 3650 m, mein

wohlerhalten. In der Nähe des Kammes steht vielfach compacter Fels an, während derselbe nach innen und aussen zu in grösserer Tiefe meist von Schutthalden überdeckt ist. Daher findet man auch Steilabstürze nur in der Nähe des Gratkammes, während weiter abwärts die Böschungen sich allmählich abflachen. Zwischen dem Centralkegelchen und dem benachbarten Ringwalle befindet sich ein gekrümmtes Thal (Atrium), dessen Boden mit Lapilli überdeckt ist. Der Ringwall senkt sich an der Grenze gegen den westlichen Lavastrom hin so tief herab, dass die Einsenkung des Kammes kaum mehr als 10 m höher sein dürfte, als der Grund des Atriums. Dieser bequeme Pass wird von den zahlreichen Tapiren des Berges so vielfach begangen, dass man von oben glaubt, einen viel betretenen Fusspfad vor sich zu sehen.

3. Ausser dem eben erwähnten Ringwall (II des Planes), welcher auch von M. Wagner vom Potrero aus richtig erkannt worden war, beobachtete ich aber auch die Ueberreste eines viel grösseren älteren Ringwalles (III des Planes), der von unten unmöglich mehr erkannt werden kann. Dieser äussere Ringwall verläuft in einer Entfernung von etwas mehr als 2 km vom Centralkegelchen und würde sehr deutlich kenntlich sein, wenn nicht eine Anzahl flacher, kuppenförmiger Hügel (wohl Ueberreste eines alten Lavastromes, der von dem Nordost-Abhang des inneren Ringwalles aus geflossen ist) den grössten Theil des Zwischenraumes zwischen den beiden Ringwällen ausfüllen würde. Die grösste Erhebung dieser Hügelgruppe schätzte ich auf etwa 3450 m überm Meer. Nur an zwei Stellen ist, soweit meine Beobachtungen reichen, der ursprüngliche alte Kraterboden noch in Form zwickelförmiger, grasbewachsener, lapillibedeckter Hochebenen erhalten (C und D des Planes). Durch eine dieser Hochebenen (C) führte mich mein Weg bei der Besteigung, und ich stelle hier fest, dass von Südwesten her ein Rinnsal zu demselben hinabführt, und dass innerhalb desselben zur Zeit meiner Besteigung (13. April 1899) sich noch eine Ansammlung guten, klaren Wassers befand, dessen Temperatur um $3^1/_2$ h pm. + 16,8° C. betrug. Da dies das einzige Wasser ist, das wir bei der Besteigung des Vulkans antrafen, so sei es der Beachtung etwaiger späterer Ersteiger besonders empfohlen. Die Lapilli-Ebene C liegt nach meiner Aneroidmessung 3110 m überm Meer, während der Ringwall III sich so steil bis zu 3220 m erhebt, dass an

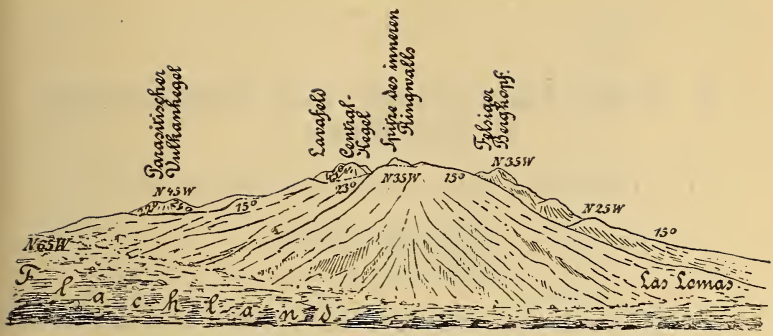
deutsches Aneroid 3700 m Höhe zeigte. Da meine Aneroid-Beobachtungen auch an den Vulkanen von Costarica durchwegs etwas höhere Beträge ergeben haben als Pittier's Messungen, so ist es nicht unmöglich, dass auch der Chiriquí-Vulkan etwas niedriger ist, als meine Aneroide zeigten.

vielen Stellen nackte Felswände zu Tage treten. Ein Querkamm trennt die beiden Ebenen C und D von einander; wo der Querkamm an den Ringwall stösst, erhebt sich dieser zu beträchtlicher Höhe, die ich aus der Ferne auf mindestens 3250 m schätzte. Westlich davon senkt sich dann der Ringwall bedeutend, um etwa nördlich vom Hauptgipfel nochmals zu etwa 3200 m anzusteigen. Noch etwas weiter westlich stösst ein nordsüdlich streichender hoher Bergkamm an den Ringwall.

C setzt sich im Süden in einem schmalen, gekrümmten Thal fort; ob dasselbe durchgeht bis zum inneren Ringwall II oder nicht, ist mir nicht bekannt. Ebenso wenig konnte ich (wegen der Wolkenbedeckung) mit Sicherheit entscheiden, ob Ringwall III an den inneren Ringwall II anstösst oder durch ein Atrium von ihm getrennt ist.

Das breite Massiv der Gipfelregion des Chiriquí - Vulkans senkt sich nach allen Seiten steil nach dem tief gelegenen Gelände der Umgebung ab. Zahlreiche Thäler und tiefe Wasserrisse haben sich allenthalben am Gehänge des Vulkans gebildet, und scharfe, oben sehr steile, nach unten zu sich sanfter hinabsenkende Berggrate haben sich zwischen den einzelnen Thälern gebildet. Da an allen diesen Graten unpassirbare Felswände auftreten sollen, so eignen sie sich nicht als Besteigungsroute, und deshalb sind auch wohl die Besteigungsversuche Wagner's und zahlreicher anderer, aus Einheimischen zusammengesetzter Partieen missglückt. Vor einigen Jahren versuchte dann ein deutscher Botaniker, dessen Namen ich nicht in Erfahrung bringen konnte, mit zahlreichen Führern über die Lapilli- und Aschenfelder im Südwesten emporzusteigen, musste aber wegen der lockeren Beschaffenheit der Asche wieder umkehren. Angesichts dieser Schwierigkeiten versuchte ich die Besteigung von Südosten her über die Lomas del Volcan und konnte sie mit zweimaligem Biwak in 2340 m ohne besondere Schwierigkeit durchführen. Wohl machten die zahlreichen Bambusendickichte, welche das Unterholz des Hochwaldes bilden, die Wanderung etwas mühsam, eine eigentliche Schwierigkeit bot aber nur der Abstieg vom äussersten Ringwall zur Lapilli - Ebene C dar, und da meine beiden Chiricaner Führer sich hier weigerten, weiterzugehen, so hätte ich unverrichteter Sache umkehren müssen, wenn ich nicht durch meinen aus Guatemala mitgebrachten Indianer den Rest der Besteigung hätte erzwingen können. Indem wir am Heimweg etwas weiter südlich den Anstieg zum äussersten Ringwall versuchten, kamen wir ohne besondere Schwierigkeit hinauf, weshalb ich meine Anstiegsroute (vom Hato de los Lambères am Boquete aus) etwaigen späteren Besteigern empfehlen kann. Eine gründliche

Figur 5.



Erforschung dieses isolirten Vulkans wäre sehr zu wünschen, da ich selbst bei meiner beschränkten Zeit und der ungünstigen Witterung nur das Allernothwendigste flüchtig beobachten konnte. Auch die Umgebung des Vulkans könnte noch manche Ueberraschung bieten; so schien es mir fast (von der Mata del Frances aus gesehen), als ob westlich vom Vulkan (NW. von der Mata del Frances) ein parasitisches Vulkankegelchen sich befände; jedoch konnte ich aus der Entfernung natürlich nicht mit Sicherheit erkennen, ob meine Vermuthung richtig ist oder ob es sich nur um eine auffällige Kammerhöhung eines Grates handelt.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1901

Band/Volume: 53

Autor(en)/Author(s): Sapper Carl

Artikel/Article: 2. Die südlichsten Vulkane Mittel-Amerikas. 24-51