

2. Geologische Beschreibung des Ringgebirges von Santorin.

VON HERRN KARL V. FRITSCH in Frankfurt a. M.

Erster Theil.

Allgemeine Uebersicht.

Die Inselgruppe von Santorin ($36^{\circ} 20'$ bis $36^{\circ} 29'$ nördl. Br. und $23^{\circ} 0'$ bis $23^{\circ} 10'$ östl. L. v. P.) ist als eine der interessantesten vulkanischen Gebirgsbildungen des Mittelmeerbeckens bekannt.

Die gesammte Gruppe, aus den Inseln: Thera und Therasia, und aus den kleineren Eilanden: Aspronisi, Palaeakaimeni, Neakaimeni, Mikrakaimeni, sowie einigen aus dem Meere aufragenden Felsen bestehend, erweist sich schon bei oberflächlicher Betrachtung als eng zusammengehörig, so dass für dies ganze Gebirgssystem ein Name: Santorin (eigentlich Santa Irene) gebräuchlich ist, welcher Name allerdings häufig auf den Haupttheil: Thera, beschränkt wird.

Wenn man von Norden her sich Santorin nähert und die Inselgruppe von Weitem, zwischen Nio und Sikino hindurch erblickt, so erscheinen anfänglich vereinzelt Gipfel, die sich jedoch, sobald man jene Inseln passirt hat, scheinbar zu einem domförmigen Gebirge vereinigen. Die Regelmässigkeit der Domform wird allerdings beeinträchtigt durch das viel steilere Aufsteigen des Gehänges an der Ostseite (ca. 35°), gegenüber der mit nur 8° bis 10° abfallenden Westseite. Bald gewahrt man auch, dass der scheinbare Gebirgsdom in seinen inneren Theilen ausgehöhlt ist: durch den gegen Nordwest geöffneten Meeresskanal von Apanomeria hindurch erblickt man die schwarzen Felsen der Kaimeni-Eilande, und weiter im Hintergrunde die Höhen im Südtheile Thera's, bei Akrotiri. Diese aber scheinen von der Ferne an den Westtheil (an Therasia) sich unmittelbar anzuschliessen. Erst in nächster Nähe erkennt man ein ellipsoi-

disches Ringgebirge, dessen Umwallung an drei Stellen unterbrochen ist durch die Meereskanäle von Apanomeria, von Tripiti und von Akrotiri (letztere beide, durch das kleine Eiland Aspronisi getrennt, können wohl als zwei Theile eines Kanales gelten); ein Ringgebirge in dessen centralen Theilen die Kaimeni-Eilande aus dem Meere aufragen.

Die Hauptzüge der Bodengestaltung von Santorin dürften durch die zahlreichen grösseren und kleineren Karten und Kartenskizzen in den geologischen Lehrbüchern und in Zeitschriften oder besonderen Werken der Mehrzahl der Geologen hinreichend bekannt sein, und selbst die Einzelheiten der topographischen Verhältnisse sind auf den Reliefkarten von A. STÜBEL und auf deren photographischen Nachbildungen*) besser dargestellt und zur Anschauung gebracht, als es eine Beschreibung vermöchte.

Durch die zahlreichen Lothungen, welche man meist den Offizieren der englischen Admiralität verdankt, ist die unterseeische Bodengestaltung fast genauer erforscht als die überseeische; und doch liegen für diese bei verhältnissmässig einfachem Bau mehr Höhenbestimmungen**) vor als für andere vulkanische Gebirge von gleicher Grösse.

Hier möge nur die kurze Zusammenstellung einiger Grössenverhältnisse Platz finden:

Die Längsaxe des ellipsoidischen Ringgebirges verläuft aus Nordwest nach Südost in einer Länge von 17 bis $17\frac{1}{2}$ Kilometer: die darauf rechtwinklige kürzere Axe, von 13 Kilometer Länge, trifft die erstere etwas südlich von Neakaimeni, nahe dem spitzen Ausläufer der Laven des Georgkegels, wie sich dieser im Mai 1866 darstellte. Die überseeische Grundfläche dieses Gebirgssystemes misst etwa 165 Quadr.-Kilometer oder drei geographische Quadratmeilen, wovon entfallen in runden Zahlen:

Auf das Ringgebirge 100 Quadr.-Kilom. — auf den Golf 65 Quadr.-Kilometer, nämlich:

*) Santorin und die Kaimeni-Inseln. Heidelberg, 1867 und: Das supra- und submarine Gebirge von Santorin. Leipzig, 1868.

**) Siehe die fast gleichzeitigen Publicationen von Höhenbestimmungen auf Santorin: K. v. SEEBACH, der Vulkan von Santorin S. 6 ff. — W. REISS und A. STÜBEL, das supra- und submarine Gebirge von Santorin. S. 19.

Thera	78	□ Kilom.	—	Meeresfläche	63	□ Kilom.
Therasia	9	□ Kilom.	—	Kaimeni-Eilande	}	2 □ Kilom.
Aspronisi	0,13	□ Kilom.	—	(Mai 1866)		
Meereskanäle	12,9	□ Kilom.	—			

(Der Golf und die Meereskanäle zusammen sind also etwa 78 Quadr.-Kilom. gross, das ist eben so gross als Thera.)

Der äussere Umfang des Gebirges beträgt (abgesehen von einigen Vorsprüngen) 51 Kilom., wovon auf Thera 35 Kilom. = $\frac{7}{10}$, auf Therasia 5 Kilom. = $\frac{1}{10}$, auf den nordwestlichen Meereskanal von Apanomeria $2\frac{1}{2}$ Kilom. = $\frac{1}{20}$, auf den durch Aspronisi zweitheiligen südwestlichen Meereskanal $7\frac{1}{2}$ Kilom. = $\frac{3}{20}$ fallen.

Der Golf: das innere Meeresbecken, in welchem die Kaimeni - Eilande aufragen, hat gleichfalls eine ellipsoidische, wiewohl nicht ganz regelmässige Gestalt, da einzelne Klippen des Ringgebirges gegen das Innere vorspringen. Es beträgt davon im Mittel die Länge 11,1 Kilom. = $1\frac{1}{2}$ geogr. Meilen; die Breite 7,4 Kilom. = 1 geogr. Meile. (Bei sorgfältiger Abmessung findet man Längen zwischen 10,9 und 11,3 Kilom.; die Breite ist nach der Entfernung von Phira nach der Bucht bei Keira Panagia auf Therasia bestimmt.)

Der Längendurchmesser des Golfes ist mehr in nordsüdlicher Richtung gestreckt, als der des Ringgebirges und der Mittelpunkt dieses Durchmessers fällt etwa $1\frac{1}{2}$ bis 2 Kilom. weiter nordwestlich als der Halbirungspunkt des Längendurchmessers für das Ringgebirge; die Einsenkung liegt daher dem nordöstlichen, nördlichen und westlichen Rande des Gebirges näher als dem südöstlichen. Eine geringe Hebung der Inselgruppe (um nur 10 Faden) würde genügen, die Verbindung zwischen Thera und Therasia über Aspronisi — im Südwesten — deutlicher hervortreten zu lassen. An den Aussenrand des Ringgebirges würden sich namentlich im Südtheile und gegen Südost breite Landstreifen anfügen, im Golfe und im nordöstlichen Meereskanale von Apanomeria aber würde man wenigstens an dem Ringgebirge fast keine Veränderung bemerken.

Denken wir uns die Inselgruppe um 100 Faden (182 M.) gehoben, so wird die Gebirgsmasse ähnlich wie in der Gegenwart ellipsoidisch erscheinen, doch mit einem im Süd-

theil stark ausgebuchteten Südwestrande (oder mit einem grösseren nach Südwest verlaufenden Vorsprung am Südende).

Von diesem Ellipsoid beträgt

die grösste Länge	29	Kilometer
„ mittlere Länge	26,5	„
„ grösste Breite	21	„
„ mittlere Breite	17—17,5	„
„ Fläche	355,5	Quadrat-Kilometer.

Ueber dieser Basis erhebt sich ein geschlossenes Ringgebirge, dessen Boden nach Innen aufsteigt, doch in ungleichmässigen Gehängen und in stufenförmigen Absätzen; die Böschung ist im südlichen und im nördlichen Theile am flachsten, im nordöstlichen am steilsten. Gehen wir vom nordwestlichsten Theile unseres angenommenen Meereshorizontes, der Hundertfadelinie, gegen das Innere des Gebirges, so ist hier die absolute Steigung am geringsten, sie beträgt nur 27 Fathom = 49,4 Meter und jenseit eines flachen Rückens von nur 2 bis 2,5 Kilom. Breite treffen wir auf eine vorgeschobene Bucht des inneren Wasserbeckens, das selbst 113 Fathoms tief hinabreicht unter die angenommene Basis.

Dies innere Becken hat mit Einrechnung des Kaimeni-Gebirges eine Flächengrösse von 67 Quadr.-Kilometer*), seine Gestalt lässt sich auf ein von Nord nach Süd langgestrecktes Ellipsoid von $9\frac{1}{2}$ bis 10 zu $6\frac{1}{2}$ Kilometer Durchmesser zurückführen, obwohl gegen West und Südwest, besonders aber gegen Nordwest buchtartige Arme auslaufen, wovon namentlich der letztgenannte ein nach dem Innern des Ringgebirges verlaufendes Thal darstellt.

Die Entfernung der inneren von der äusseren Hundertfadelinie beträgt

*) Also immerhin grösser als der innerhalb des jetzt bestehenden Ringgebirges gelegene Golf und nur 11 Kilometer kleiner als der Golf mit Einrechnung der Meereskanäle (S. 127). Während aber der Golf bei dem gegenwärtigen Zustande zur Gesamtfläche des Gebirges im Verhältniss $65 : 165 = 13 : 33 = 10 : 25$ steht, würde sich bei einer Hebung um 100 Faden das innere Becken zur ganzen Fläche verhalten wie $67 : 355,5 = 10 : 53$.

im nördlichen und nordöstlichen Theil	$4\frac{1}{2}$ — 5	Kilom.
„ östlichen Theil	6 — 8	„
„ südöstlichen Theil	9 —10	„
„ südlichen Theil	10 —12	„
„ südwestlichen Theil	$4\frac{1}{2}$ — 5	„
„ südwestlichen Theil bei der Ausbuchtung zwischen Therasia und Aspronisi	4	„
„ westlichen Theil bei der Ausbuchtung zwischen Therasia und Aspronisi	$3\frac{1}{2}$	„
„ westlichen und nordwestlichen Theil bei Therasia	$6\frac{1}{2}$ — 7	„
„ nordnordwestlichen Theil bei der Aus- buchtung zwischen Therasia und Thera	2 — $2\frac{1}{2}$	„

Das innere Becken ist also dem nördlichen und nordöstlichen sowie dem südwestlichen Theile der äusseren Hundertfadenlinie mehr genähert als dem nordwestlichen und namentlich dem südöstlichen, die Längsaxen der beiden Ellipsoide sind nicht vollkommen zusammenfallend, ebensowenig als deren Mittelpunkte (Axenkreuze). Der Mittelpunkt des ganzen Gebirges über der Hundertfadenlinie fällt südöstlich von der Neakaimeni nahe dem spitzen Vorsprung der Georg-Lava von 1866, der des inneren Beckens aber 2 bis $2\frac{1}{2}$ Kilometer weiter gegen Nordwest, nordwestlich von der Neakaimeni oder an deren nordwestliche Küste. Dass auch der jetzt supramarine Theil das entsprechende Verhältniss ergibt, wurde bereits erwähnt.

Ueber der angenommenen Basis, der Hundertfadenlinie, bildet die Gebirgsmasse der Inselgruppe ein geschlossenes Ringgebirge, in dessen innerem Becken die Kaimeni-Inseln auf einer Grundfläche von 9,6 □ Kilom. aufsteigen und gegen Osten mit dem äusseren Ringwall verbunden sind durch zwei Kegelberge, von welchem der eine jetzt gewöhnlich auf seinem Gipfel die Anker der im Golf von Santorin liegenden grösseren Schiffe trägt, da über ihm das Wasser nur 4 Faden (= 7,32 M.) tief ist.

Die Basis der Kaimeni-Inseln ist von Westsüdwest nach Ostnordost langgestreckt, und es liegt dieselbe dem Südrande des inneren Beckens weit näher (2,3 — 2,6 Kilom. entfernt) als dem Nordrande (4,3 — 4,5 Kilom.).

Durch untermeerische Rücken ist aber in Tiefen von 120 resp. 140 Faden unter der jetzigen Meeresfläche eine Verbindung der Kaimeni-Eilande mit dem äusseren Ringgebirge in der Richtung gegen Cap Tripiti auf Therasia und gegen den südöstlichen Theil von Aspronisi vorhanden, so dass, wenn die ganze Inselgruppe um 150 Faden (274,3 M.) gehoben würde, statt eines inneren Beckens deren drei hervortreten würden, von denen das nördlichste und grösste, mit zwei langen kanalartigen Buchten gegen Nordnordwest und Südost über seine ellipsoidische Grundform hinausgreifend noch 97 Meter tief (53 Faden), das westliche Becken 73 Meter (40 Faden) tief und das fast halbmondförmige südliche nur 13 Meter (7 Faden) tief sein würde, obwohl dasselbe das westliche Becken an Ausdehnung weitaus übertreffen würde.

Während durch fortgesetzte Hebung das Gebirgssystem der grösseren Inseln mehr und mehr einen geschlossenen Ringwall darstellen müsste, und die jetzt getrennt aus dem Meer hervortretenden Kaimeni-Inseln mehr und mehr als Gipfel einer Bergmasse hervortreten würden, könnte eine fortgesetzte Senkung dazu führen, die Einheit des Gebirges scheinbar zu zerstören und dasselbe in mehrere Eilande zu zerlegen.

Eine Senkung um 100 Meter würde das Ringgebirge noch ziemlich wohl erkennen lassen. Ein schmaler Landstreifen, gegen Ost an Breite etwas zunehmend, würde sich von Annomeria ostwärts erstrecken, dann ziemlich rasch in nordsüdliche Richtung umbiegen und in ansehnlicher Breite fortziehen bis in die Gegend von Karterado, wo er, etwas verschmälert, durch die von Pyrgos gegen Vothou vorgeschobene Höhe eine Ausbuchtung erhielte. Hier würde dann in westöstlicher Richtung ein scharfer und steiler Gebirgskamm, der grosse Eliasberg und Messavuno sich anschliessen. Südlich von diesem Rücken würde sich eine weite, nach Südost offene Bucht befinden, an deren Westseite der scharfe Kamm des Platanymos-Berges nur zu geringer Höhe aufstiege. Westlich vom schmalen Platanymos-Rücken würde wiederum eine kleinere Meeresbucht diesen von den südlichen Ausläufern des nordsüdlich verlaufenden Längsrückens trennen.

Eine breite Einsenkung würde von dieser Hauptinsel eine kleine Inselgruppe abschneiden, dem Hügellande bei Akrotiri entsprechend, wo einige kleine Felsriffe an der Stelle der

Kirche von Akrotiri, des Archangelo Vuno, Mavro Vuno und der Kuppe über dem Akrotiri-Vorgebirge sich neben einem etwas grösseren und höheren Eilande zeigen würden.

Aspronisi wäre unter die Fluthen untergetaucht, der Längsrücken von Therasia aber, an dem Steilhange des Golfes entlang, würde, wiewohl sehr verschmälert, sich erhalten zeigen. Von den Kaimeni-Eilanden würden nur sehr kleine Kuppen noch sichtbar sein.

Würde die Senkung 200 Meter betragen, so wäre das Bild des Ringgebirges minder deutlich, dann würde der Apanomeria zunächst liegende Theil Theras unter den Fluthen versunken sein, doch immer wäre noch ein Theil der Nordumwallung vorhanden, die Ostumwallung wäre fast vollständig erhalten bis auf den südlichsten Theil, ihr angeschlossen der Rücken des grossen Elias und Messavuno. Von der Südumwallung würde nur noch eine gerundete Kuppe, der Gipfel des Gebirges bei Akrotiri, aufragen und von der Westumwallung nur zwei langgestreckte kleine Eilande gegen Norden hin.

Bei einer Senkung von 300 Meter wäre von der Gestalt des Ringgebirges kaum mehr eine Spur erkennbar. Es würde dann nur der Megalo Vuno im Norden ein kleines Eiland bilden, daneben als Riff oder Untiefe der Gipfel des Kokkino Vuno, weiter östlich würde eine kleine steile Felseninsel vom kleinen Eliasberg übrig bleiben, südlich hiervon die Kuppe von Merovulion mit dem benachbarten Riffe von Skaro hervortreten, endlich weiter südlich noch die Kuppe der Umwallung über Athinio als Ausläufer der Felseninsel von Pyrgos und vom grossen Eliasberg erscheinen, von welchem östlich, durch einen Meeresskanal getrennt, die Kuppe des Messavuno ein Eiland bilden würde. Endlich würde bei noch um 100 Meter weiter gehender Senkung nur der Gipfel des grossen Eliasberges sich erhalten zeigen.

Die Bodengestaltung, und hiermit im innigsten Zusammenhange die geognostischen Verhältnisse berechtigen uns, bei der Beschreibung der Gebirgsmassen verschiedene Theile zu unterscheiden, deren charakteristische topographische Eigenthümlichkeiten am augenscheinlichsten bei der Untersuchung des Aussenhanges hervortreten. Gegen den Golf hin, sowie gegen die Meeresskanäle im Nordwesten und Südwesten sind überall jähe Abstürze vorhanden, deren Böschung im Allgemeinen zwar

nur an wenigen einzelnen Punkten 30° übersteigt, die jedoch einen treppenförmigen Bau besitzen: zahlreiche senkrechte Felsmauern wechseln hier mit weniger geneigten bis flachen Theilen des Gehänges.

Ueberall erblickt man an den Wänden dieses grossen Felsamphitheaters vorspringende Pfeiler, eingreifende Runsen und Schluchten; dazu verwirrt beim ersten Eindruck die Grossartigkeit dieser Scenerie und der bunte Wechsel von Gesteinen der mannigfachsten Färbungen den Beschauer, so dass erst bei genauerem Studium die den Relief-Verschiedenheiten des äusseren Hanges entsprechende Gliederung auch hier wieder erkannt wird, und zwar in ihren Ursachen, im geognostischen Bau. Orographische und geognostische Gründe rechtfertigen es, wenn wir als einzelne Gebirgsglieder gesondert besprechen

1. den nördlichsten Theil des Umwallungsgebirges,
2. die Nordostumwallung,
3. die Ostumwallung (2 Abschnitte sind davon unterscheidbar),
4. die Südostumwallung,
5. die Südumwallung: — das durch einen tiefen Sattel von der Hauptmasse Theras getrennte Hügelland von Akrotiri,
6. Aspronisi,
7. Therasia,
8. das seitlich neben dem Ringgebirge befindliche, aus metamorphosirten Schiefen und Kalksteinen gebildete Gebirge des grossen Eliasberges.

Nordumwallung.

Der nördlichste Theil der Umwallung des Golfes zeigt von dem Kanal zwischen Apanomeria und Therasia bis in die Gegend von Phinikia einen sehr regelmässigen Bau: einen durch keinen Hügel unterbrochenen, nur durch Wasserrisse (Barrancos) durchfurchten Abhang mit flacher Böschung, der vom Rande der Circsumwallung nach dem Meere im Norden und Nordwesten abfällt. Die Circsumwallung steigt von West nach Ost allmählig empor; durch den steilen, nach Süden (nach dem Innentheile des Golfes gerichteten) Abhang ist der obere Rand scharf abgeschnitten, doch nur mit unbedeutenden Wellen-

biegungen, nicht ausgekerbt. Ein schmales Plateau bildet die Höhe, auf welcher ein Theil von Apanomeria (141 Meter) und die Windmühlen und Häuser von Marmarini (146 Meter) stehen. Der Nordhang ist unmittelbar an diesem Plateau etwas steiler, als tiefer abwärts, wo derselbe ganz flach erscheint. Eine niedere, bei Kap Mavropetra etwas vorspringende Klippe und an deren Fuss ein schmaler, theils sandiger, theils (weiter westwärts) geröllreicher Strand, der die Küste wie ein Band umgiebt, begrenzt diesen Landstrich gegen das Meer im Norden.

Dieser Inseltheil, im Norden, Westen und Süden vom Meer umgeben, stösst im Osten an steilere Gehänge und Hügel, deren Fuss von der Eliaskapelle auf der Circusklippe (223 Meter) und den Umgebungen des Dorfes Phinikia am Nordhange (117 Meter) bis gegen das Kap Kulumbo in gebogener Linie sich erstreckt. So ist der Südtheil dieses Gebirgsabschnittes auf der Circusklippe nur etwa 2,4 bis 2,5 Kilometer lang anzunehmen, während die Nordküste, durch Kap Mavropetra in zwei Abschnitte zerlegt, etwa doppelt so lang ist, weil der flache Fuss dieses Theiles von dem flachen und niederen (nur 9 Meter hoch gelegenen) Lande am Fuss der Berggruppe des Megalo Vuno durch keinerlei Abschnitt getrennt ist.

Das Nordgehänge dieses Inseltheiles bietet fast keine Gelegenheit zur Erforschung des inneren Baues. Eine an 30 Meter mächtige Bank eines Tuffes, welcher zahlreiche Blöcke von allerlei Laven und anderen Gesteinen enthält, aber durch das Vorwiegen von Bimsstein und Bimssteinstaub (sogenannter Santorinerde) sehr hell, weiss bis gelblichweiss, aussieht, bedeckt den grössten Theil der Oberfläche; nur in dieser Schicht sind, ohne deren Unterlage zu erreichen, die Wasserrisse bei Phinikia und Apanomeria eingegraben, wo sie noch tiefer sind als weiter abwärts im flacheren Lande. Wohnungen, Speicher, Weinkeller, kurz Räume aller Art zur Benutzung der Santorinioten sind in diesem Tuff eingearbeitet, nicht nur hier in der Nordumwallung, in Apanomeria, Marmarini, Phinikia etc., sondern überall auf Thera und Therasia, denn im ganzen Ringgebirge ist dieser „obere weisse Bimssteintuff“ verbreitet. Ein Theil wenigstens der Meeresklippen gegen Nordwest gehört derselben Schicht von Bimssteintuff an; doch ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, dass auf der Fläche bei Kap Mavro-

petra die ursprünglich vorhandenen Theile dieser Bimssteintuffschicht bedeckt worden sind mit dem Detritus, welchen die Regengüsse von den höheren Theilen im Laufe der Zeit herabgeschwemmt haben. Da aber solche alljährlich sich bildende Detritusmassen nur sehr wenig (etwa durch minder häufiges Auftreten grösserer Blöcke) sich von dem ursprünglichen Material unterscheiden, auch zu einem ganz ähnlichen Tuff sich wieder verbinden, so lassen sich hier nicht wohl Unterscheidungen durchführen.

Ein Theil wenigstens des flachen Landes nahe am Meere, unterhalb Apanomeria, Phinikia und gegen Kap Kulumbo hin ist ein durch Hebung trocken gelegter Meeresboden, dessen Material aber gleichfalls fast ausschliesslich dem Bimssteintuff entnommen ist. In den Mauern, welche alle Wege auf diesem Terrain umgeben, bemerkten wir bei der Bereisung dieses Inseltheiles auffallend viel Meeresgerölle, leicht kenntlich an ihrer Form und an den bei Meeresgeröllen so häufigen Ueberwindungen mit Bändern und Leisten von Kalk, von Serpulararten, Balanen etc. herrührend. Unsere eigenen, bei flüchtigem Besuche des betreffenden Inseltheiles angestellten Beobachtungen hätten uns freilich nicht die Sicherheit gegeben, ob jene Gerölle vom nahen Strande zum Mauerbau herbeigeschafft, oder im Boden selbst gefunden wären, hätten die Herren DE VERNEUIL und FOUQUÉ nicht eine 15—20 Meter mächtige Schicht mit Geröllen und Seeconchylien an der Nord- und Nordostküste von Thera sowohl als auf Therasia mehrfach beobachtet.*)

Vermuthlich stammt von diesen ebenen Landstrichen alten Meeresbodens auch der Gyps, den wir einige Male nach Phira und Merovulion bringen sahen, wobei uns immer die Gegend bei Kap Kulumbo als Fundort angegeben wurde; Gypsmassen ganz ähnlicher Art finden sich nicht gar selten in den durch Hebung trockengelegten Küstenstrichen vulkanischer Inseln, besonders reichlich auf der Canareninsel Fuerteventura.

Der flache Nordhang des Landes bei Apanomeria hat uns in seiner geschilderten Beschaffenheit kein Urtheil über seinen inneren Bau gestattet, da er nur die obersten bedeckenden Gebirgslieder entblösste.

*) Siehe des letzteren Premier Rapport, d. d. 1. Juni 1867, p. 28, 29.

Dagegen bieten die Steilgehänge im Westen und Süden einen befriedigenden Einblick.

Die Klippenwand im West, gegen den Kanal zwischen Therasia und Aspronisi gerichtet, zeigt am Nordende eine niedere Klippe, aus dem „oberen weissen Bimssteintuff“ gebildet, welche sich über die flache geröllreiche Uferbank erhebt, dann steigt das Land allmählig zum schmalen Plateau empor, auf dem die Mehrzahl der Häuser von Apanomeria steht und das 140 bis 146 Meter über dem Meeresspiegel liegt. Die Küste hat drei kleine Einbuchtungen, von denen die mittlere als Pírguma, die südliche, der Ankerplatz der kleinen bei Apanomeria Ladung einnehmenden Fahrzeuge als Amuthi bezeichnet wird. Der „obere weisse Bimssteintuff“ bildet allein die Wand in ihrem nördlichsten Theile, bis etwa unterhalb der kleinen Kapelle des h. Johannes, nördlich der Pírguma-Einbuchtung. Hier treten darunter dunklere Felsmassen hervor, die nach Süden zu einen immer grösseren Theil der Wand einnehmen. Man unterscheidet gegen Süden hin immer zahlreichere über einander geschichtete Lager der dunklen Gesteine. Der „obere weisse Bimssteintuff“ reicht vom Nordende bis zur Höhe von Apanomeria und seine Mächtigkeit variirt an dieser Wand nicht wesentlich, so dass er eine der Bergoberfläche in der Neigung entsprechende, circa 30 Meter mächtige Bank bildet; nur am nördlichen Ende der dunklen darunter lagernden Gesteine ist die Mächtigkeit des weissen Tuffes beträchtlicher, denn er bedeckt und umhüllt hier den Schichtkopf einer ansehnlich starken darunter liegenden Felsmasse.

Die dunkleren Gesteinsbänke bestehen gegen Norden hin hauptsächlich aus mächtigen Ablagerungen von vulkanischen Schlacken- und Tuffmassen, unter denen besonders die grell ziegelroth gefärbten sich scharf neben den braunen abzeichnen. Es bilden diese Tuffe und Schlackenanhäufungen aber keineswegs stockförmige Massen, die auf einen begrabenen Ausbruchkegel hindeuten könnten, sondern sie sind in mächtigen Bänken abgelagert; diese selbst zeigen sich zwar von Süd nach Nord geneigt, doch noch weniger als der Berghang und der diesem parallele obere Bimssteintuff, der in Folge dessen die Schichtenden mehrerer dieser Lagen übergreifend bedeckt. Nördlich von Amuthi treten einige schwarze Lavenströme zu

jenen Tuffen und Schlacken, aber erst südlich von dieser kleinen Bucht, also in unmittelbarer Nähe des Südendes der betrachteten Klippenwand finden wir mehrere Lavenströme (etwa 5—6), scheinbar ganz horizontal liegend, über einander gelagert mit trennenden Schlacken und Tuffschichten. Fast bis zur halben Höhe der Wand steigt hier diese lavareichere Folge von vulkanischen Ablagerungen, und wird erst dann von den Schlacken und Tuffmassen, bei Apanomeria noch von einem Lavenstrom, schliesslich das Ganze vom Bimssteintuff bedeckt. In welcher Weise gerade im Grunde der Amuthi-Einbuchtung die erwähnten Lavenströme mit den nördlich anstossenden Tuffbänken verbunden sind, lässt sich wegen der vorhandenen Schutthalde und der Häuser wegen nicht bestimmen, wahrscheinlich aber wird dies scheinbar horizontale Schichtensystem in ähnlicher Weise von den dunklen und rothen Tuffen und Schlacken abweichend überlagert, wie diese weiter nördlich vom weissen Bimssteintuff.

Die südwärts gekehrte Klippe des Apanomeria-Landes nimmt von West gegen Ost an Höhe zu. Den höchsten Theil der Klippenwand nimmt der weisse Bimssteintuff ein, der zwar in einem grossen Theil der Klippenwand seine Mächtigkeit äusserst wenig und nur dadurch verändert, dass er Unebenheiten seines Untergrundes ausgleicht, gegen Osten aber, etwa von der obersten Windmühle von Marmarini an, sich auszuweiten beginnt und schliesslich von der Klippenwand ganz verschwindet.

In grosser Mächtigkeit stehen darunter die anderen vulkanischen Gesteine an. Nur im westlichsten Theile sieht man am Meere noch jene Folge von scheinbar horizontalen Lavenbänken, die wir im Südtheil der Westklippe erwähnten; hier bildet sie den Fuss des westlichen Vorsprungs und das Inselriff des Nikolo-Felsens unter Apanomeria, der aus vier durch Schlackenschichten getrennten Lavenströmen gebildet ist. Vom obersten derselben ist nur eine kleine Kuppe erhalten. Einer der Ströme hat eine Mulde des ehemaligen Bodens erfüllt und ist in dieser zu bedeutenderer Mächtigkeit aufgestaut.

Schon in nächster Nähe des Nikolo-Felsens erreicht dies kleine System übereinander gelagerter Lavenströme sein Ende; unter dem grössten Theile des Ortes Apanomeria steht am Meere an der Stelle der Laven eine mächtige braune Tufflage

an, darüber eine gleichfalls ansehnliche Schicht von rother Farbe, hauptsächlich aus Schlacken und Tuff bestehend. Dies ist offenbar dieselbe, die wir am Westabsturz schon kennen gelernt haben, denn sie lässt sich ununterbrochen um die Westspitze des Landes herum verfolgen. Hier scheint dieselbe etwas mächtiger zu sein, doch bleibt die Masse immer noch schichtförmig, und erinnert keineswegs an die Beschaffenheit von Schlackenkegeln in ihren inneren, der Ausbruchsmündung nahen Theilen. Ueber den rothen Schlacken lagert mit schwach westlichem Einfallen eine ansehnliche Lavabank, der dann der „obere weisse Bimssteintuff“ folgt. Weniger augenfällig sind hier, bei Apanomeria, andere Lavenbänke, die zwischen den erwähnten Hauptmassen auftreten, aber je weiter wir jetzt nach Osten hin der Klippenwand folgen, um so deutlicher treten solche hervor. So namentlich wieder ein mächtiger Lavastrom mit schwach westlichem Einfallen an dem pfeilerartigen Felsvorsprunge kurz hinter den obersten Häusern Apanomeria's, der zwischen dem braunen und dem rothen Tuff lagert und sich ostwärts weit verfolgen lässt.

Unterhalb der Windmühle von Marmarini fallen helle, weisse Tuffe und Bimssteinmassen im unteren Theil der Felswand auf, die, wiewohl sie von nicht beträchtlicher Mächtigkeit und an einer Stelle scheinbar unterbrochen sind, weithin ostwärts bis jenseit Phinikia fortsetzen, und man sieht einzelne Lavagänge bei dem grösseren pfeilerartigen Vorsprunge der Klippe unter Marmarini die unteren Theile der Wand durchschneiden. Oberhalb Marmarini, wo der „obere weisse Bimssteintuff“ sich auszukeilen beginnt, wird die Neigung des unmittelbar darunter gelagerten ansehnlichen Lavenstromes steiler und derselbe bedeckt übergreifend die schwach westlich einfallenden Lagen, wie sie in der geschilderten Klippenwand vorherrschen.

Gewaltige Schuttkegel bedecken bei der Höhe der Umwallung, auf welcher unweit Phinikia die Kapelle des h. Elias (223 Meter) liegt, die Klippen. So gering die geognostische Bedeutung dieser Schuttkegel ist, wollen wir, um eine Begrenzung zu finden, hier die Beschreibung unterbrechen und die Verknüpfung des geschilderten Inseltheiles mit der angrenzenden Partie des Megalo Vuno und kleinen Eliasberges im nächsten Abschnitt besprechen.

Wir können somit die gemachten Beobachtungen dahin zusammenfassen, dass mit Ausnahme des Flachlandes im Norden, welches einen alten Meeresboden zeigt, das Apanomeria-Land aus vulkanischen Gesteinen in pseudoparalleler Lagerung besteht. Die meisten dieser Lagen bestehen aus Tuff und Schlackenmassen mit untergeordneten Lavenströmen und fallen mit geringer Neigung nach Westen und Norden (also gegen Nordwesten) ein; sie schliessen sich aber an ein fast horizontal lagerndes System von Laven (Nikolo-Fels, Apanomeria-Spitze) an und werden bedeckt von dem steiler westwärts fallenden Lavastrom im Osttheil, sowie von der mächtigen, mehr nordwärts fallenden Bimssteintuff-Schicht, die ein gewaltiges Decklager überall bildet.

Nordostumwallung.

Für den Theil des Ringgebirges zwischen Phinikia und dem kleinen Elias ist charakteristisch die steile Neigung des äusseren, hügeligen Abhanges, das Vorhandensein muldenartiger, zuweilen an ihrem Beginne kesselartig erweiterter Thäler, nicht bloss grabenartiger Barrankos, und die mehrfach eingekerbte Beschaffenheit des oberen Randes der Umwallung.

Hiermit stehen auch andere Eigenthümlichkeiten im Zusammenhang. Es fehlt hier nämlich das schmale längs der Circusklippe hinziehende Plateau, dessen wir bei der Nordumwallung gedachten und welches wir bei der Ostumwallung wiederfinden; es ist dasselbe aber an den meisten Stellen ersetzt durch ein sanfteres Gehänge, das von den höchsten Punkten gegen die steile Circusklippe sich abdacht. Daher kommt es, dass der von den Santorinioten beim Verkehr der Ortschaften hauptsächlich benutzte Höhenweg hier an vielen Punkten die höchsten Kuppen dadurch umgeht, dass er sich auf dem Innenabhange, doch über der steilen Klippenwand, hinzieht, während er in den angrenzenden Inseltheilen nur am Aussenhange angelegt ist.

Es zerfällt der zu betrachtende Gebirgsabschnitt in einen nördlichen und einen östlichen Theil, indem sich die verschiedenen Berg Rücken des Aussenhanges trotz einzelner Abweichungen zurückführen lassen theils auf die Bergmasse des Megalo

Vuno (circa 330 Meter*) und Kokkino Vuno (circa 300 Meter), theils auf die des ebenfalls zweigipfeligen Berges, der nach einer im Sattel zwischen seinen beiden Spitzen liegenden Kapelle des h. Elias als kleiner Eliasberg bezeichnet wird (circa 320 Meter).

Von diesen Höhenpunkten gehen am Aussenhang strahlenförmig Bergrücken und Thäler herab; und zwischen diesen beiden Systemen finden wir am Circusrande eine beträchtliche Einsenkung (circa 205 Meter), am Aussenhange aber eine muldenartige Vertiefung, in der das Tokäu-Kloster und Gaidaro-Mandri liegen.

Die steilen Gehänge, welche von den höchsten Punkten sich nach dem äusseren Meere senken, erreichen letzteres nur an einem Punkte. Am Nordfuss der Megalo Vuno-Gruppe breitet sich nämlich das bereits besprochene Flachland, der ehemalige Meeresboden, aus, gleichmässig fortsetzend gegen Westen.

Beim Kap Kulumbo wird der Vorsprung der Küste durch einen kleineren, circa 56 Meter hohen Hügel gebildet, der mit steileren und höheren Rücken zusammenhängt, denselben aber doch nur angefügt erscheint. In der Mulde von Tokäu zeigt die Küste zunächst diesem Hügel sich ganz flach, weiter südlich steigen neben dem flachen geröllreichen ebenen Küstensaum niedere Klippen empor, die nach Süden zu an Höhe etwas zunehmen. Endlich an der auf der englischen Karte als Tokaiu bezeichneten, von unseren Führern to Buri genannten Spitze tritt ein steiler Rücken, der vom kleinen Eliasberg ausgeht, unmittelbar an's Meer heran, und die hier etwas höhere Klippe verdrängt fast ganz den Küstensaum. Doch schon bei den Steno genannten Häusern schiebt sich wieder zwischen die Steilhänge des kleinen Eliasberges und die Küste ein flacher Landstrich ein, der mit niedrigen Klippen gegen den Küstensaum abfällt. Die Einschnitte, welche sich am Aussenhange finden, sind zwar nicht tief genug eingeschnitten, um noch nach dieser Seite hin die an der Klippe nach dem Golf so vortrefflich aufgeschlossenen Verhältnisse des inneren Baues

*) Gerade in diesem Inseltheil sind die Höhenangaben erheblich verschieden, für den vorliegenden Zweck wurden daher abgerundete Näherungswerthe angegeben.

zu entblößen, doch geben schon die Beobachtungen an der Oberfläche einige Aufschlüsse, besonders deshalb, weil die Bimssteintuffbedeckung, die im angrenzenden Nordtheile den Aussenhang ganz verhüllt, hier mehr untergeordnet auftritt, ja stellenweise fehlt, wie das schon von mehreren Reisenden hervorgehoben worden ist.*)

Dieses Fehlen ist jedoch kein absolutes, in allen Mulden und Vertiefungen, sowohl am Umwallungsrande, als tiefer unten sind Massen vorhanden, die bald vollständig jenem weissen Bimssteintuff entsprechen, bald nur die grösseren Bimssteinstücke und anderen Gesteinsbrocken zeigen, die in den anderen Inseltheilen durch eine Art Cäment feinen Bimssteinstaubes (sog. Santorinerde) verbunden werden. Dieses staubartige Pulver verbindet aber in der Mulde von Tokäu, sowie in den flachen Landstrichen nordwestlich von Kap Kulumbo und südlich von Steno und to Buri die Gesteinstrümmer (die z. Th. einen Aufenthalt unter der See verrathen). So muss man das scheinbare Fehlen der Bimssteintuffschicht hier auf die Erosion zurückführen, die ja gerade an den steilen Hängen besonders wirksam sein konnte. Ein grosser Theil des Materiales jener Bimssteintuffdecke ist natürlich ins Meer geführt worden und gerade dieser Umstand dürfte als eine der Ursachen gelten dafür, dass hier die Curven gleicher Meerestiefe (die 5., 10., 50. und 100. Fadenlinie) sich nicht mehr dem Küstenrande nähern als in den benachbarten Inseltheilen, wo die überseeischen Gehänge viel minder steil sind.

Unter den vielen kleinen Partien heller Tuffmassen (die nur zum Theil Reste der Bimssteintuffdecke in loco sind, zum Theil aber erneute Bildungen von ähnlicher Art durch Zusammenschwemmung darstellen) treten nun die dunklen vulkanischen Gesteine zu Tage. Die steilen Bergrücken bestehen fast sämtlich aus festen Lavamassen, und wo irgendwie Gelegenheit zu näheren Beobachtungen ist, sowohl bei Phinikia und Kulumbo als bei Tokäu, to Buri und Steno kann man sehen, dass diese Bergrücken von sehr steil fallenden Lavenströmen gebildet sind, deren Oberfläche allerdings durch Erosion viel-

*) OLIVIER, Voyage dans l'empire Othoman II., S. 235. — VIRLET, Exp. scient. de Morée II. 2, S. 264. — K. v. SEEBACH, Vulkan von Santorin, S. 22.

fach von der Schlacken- und Blockkruste befreit ist. Die Neigung dieser Ströme entspricht der Böschung des Hanges; man bemerkt also keinen stufenförmigen Bau, wie er bei Berg- rücken gewöhnlich ist, die, aus pseudoparallelen Lavenströmen gebildet, eine steilere Neigung als die Lavenströme besitzen. Diese Rücken sind Wülste, ganz wie die vorspringenden Land- zungen der Neakaimeni. Mehrere der Rücken schneiden scharf ab, klippenartig gegen die flacheren Landstriche begrenzt; nur bei einigen wenigen aber sieht man die unmittelbare Unter- lage der Lavenströme: rothe Schlacken bei zwei bis drei be- sonders steil gegen das Flachland endigenden, vom Kokkino Vuno nördlich und nordwestlich ausstrahlenden Hügelrücken.

Den Bergrücken, die zum System des Kokkino Vuno und Megalo Vuno gehören, sind die vom kleinen Eliasberg aus- gehenden ganz ähnlich, nur sieht man unter letzteren beim Tokäu-Kloster mehrere wenig mächtige, über einander gelagerte Lavenströme; die Rücken sind übrigens noch steiler als die der nördlichen Bergmasse und bei dieser grösseren Steilheit kann man von vorn herein eine geringere Mächtigkeit der Lavenströme, die diesem Hang parallel geflossen sind, er- warten.

Die Einsenkung von Gädaro Mandri und Tokäu ist eine intercolline Mulde, allerdings von geringer Grösse, eine Thal- bildung hervorgerufen durch die Ablagerungsweise der vulkani- schen Gesteine, aus welchen die Umgebungen des Thales be- stehen. Besonders auffallend sind die von der Höhe herab- geschwemmten grellrothen Schlacken, die man in diesem Thale sieht, und die grosse Menge schwarzer Schlacken im Nord- westtheil am Wege bei Kap Kulumbo. Der kleine Hügel, der diese Spitze bildet, besteht aus grauem und braunem Aschen- tuff, meist von feinerdiger Beschaffenheit, der deutlich geschich- tet ist. Der Schichtenfall ist schwach, gleichwohl sieht man, dass derselbe nach allen Seiten hin gleichmässig stattfindet. Wahrscheinlich ist der Hügel als das Erzeugniss eines an die- ser Stelle erfolgten Aschenausbruches zu betrachten, da die Aschenmassen hier schwerlich in dieser Anordnung angeschwemmt sein können, auch bei Anschwemmungen sich denselben ver- muthlich mehr fremdes Material beigemischt hätte.

Die Klippenwand gegen den Golf hin stellt in ihrem west- lichsten Theile lediglich die Fortsetzung der Klippe von Apa-

nomeria dar. Aber schon in der Gegend von Phinikia sieht man die beiden schwach westlich fallenden Hauptmassen des mittleren Theiles der Wand: die weisse bimssteinreiche Lage und die darüber anstehende rothe Schlackenschicht, in discordanter Ueberlagerung über einem Complex von steil westlich und südwestlich fallenden Bänken, hauptsächlich von Laven. Noch deutlicher wird dies etwas weiter östlich, und gerade hier fallen die Lavenbänke etc. zum Theil gegen das Innere des Circus. Zugleich treten nahe dem Meere Gänge hervor, die indess meist nur die unteren Schichten durchschneiden, von denen aber nur sehr wenige bis hinauf zum Wege reichen. Ueber den Tuffmassen, die am Hange etwa bei 50—100 Meter Höhe auftreten, finden sich zahlreichere Lavenbänke, nicht mehr ein einziger Lavenstrom wie der weiter westlich theils unbedeckt, theils unter dem obersten weissen Bimssteintuff anstehende, uns schon bekannte.*) Unterhalb der Stavros-Kapelle (ca. 312 Meter) und des Megalo Vuono vermag man nicht mehr die bisher beobachtete Regelmässigkeit in der Lagerung der einzelnen den Hang zusammensetzenden vulkanischen Ausbruchsmaterialien zu erkennen; schon die zahlreichen kleineren und grösseren Pfeilervorsprünge der Klippe verwirren das Auge, dazu erblickt man eine beträchtliche Anzahl von Lavagängen, die oft knieförmig gebogen oder gegabelt erscheinen, von denen bisweilen einige an einander sich anschaaren oder einander kreuzen. Endlich sieht man, wo dunkle Aschen und Tuffe vorwalten, im unteren Theil der Klippen auch keine weithin gestreckten, durch ihre Färbung oder Gestaltung auffallenden Schichten, die einen Anhalt geben könnten; erst näher dem höchsten Rande, am sanfteren Abfall des Megalo Vuono ist der Bau regelmässiger, einzelne Bänke, die dem Auge fast horizontal erscheinen, lassen sich deutlicher verfolgen, um so mehr weil der minder steile obere Theil der Wand nur von äusserst wenigen der in der Tiefe zahlreichen Gänge erreicht wird. Während die scheinbar horizontalen oberen Bänke nach dem Gipfel des Megalo Vuono hinaufreichen, erkennt man in der unteren, unregelmässig erscheinenden Klippenwand sehr steil südwärts einfallende Massen, namentlich eine solche von grauer Farbe, wohl ein Trachytstrom auf Aschenlagen aufruhend, ist

*) S. oben S. 137 u. 138.

sehr auffallend. Andere Bänke sind mehr horizontal, und gegen die Einsattelungen zwischen der Megalo Vuno-Berggruppe und dem kleinen Elias sieht man auch einige nach Osten einfallende Lagen. Regelmässiger wird der Bau der Klippe bei der Einsattelung über Musaki und am kleinen Eliasberg: die pseudoparallelen Lagen erscheinen vom Meere aus im Allgemeinen horizontal gelagert. Abweichungen werden namentlich in den Umgebungen mächtiger dunkler Aschenmassen bemerkt, die stockförmig erscheinen, ohne jedoch den Charakter begrabener Schlackenkegel deutlich zu zeigen. Aschen und Schlacken, letztere oft von grellrother Färbung, bisweilen auch schwarz, spielen hier überhaupt eine grosse Rolle. Gegen den Gipfel des kleinen Eliasberges hin liegen wieder über diesen Aschen und Schlacken Lavenströme, und dass mehrere von diesen, die von fern gesehen fast horizontal erscheinen, mit steiler Neigung nach Nord und Nordost fallen, einige auch gegen Südost, davon überzeugt man sich auf der Höhe des Berges, wo man die Ströme am steilen Aussenhang herab verfolgen kann.

Lavagänge, im Grunde der Musakibucht zurücktretend, durchschneiden wieder mehrfach den unteren Theil der Wand des kleinen Elias, nur sehr wenige aber ragen bis nahe an den Höhenweg (von Aponomeria nach Merovulion) empor.

Von der Klippenwand des kleinen Elias ist übrigens nur der obere Theil in der geschilderten Weise scheinbar geschichtet. Bis zum vierten Theile seiner Höhe mindestens (also 80 bis 100 M.) ist sein südwestlicher Fuss durch stockförmige Lavamassen gebildet. Das Aussehen des Gesteines ist zwar im nördlichen Theile dieses Massives mehr hellroth, südwärts dunkler; es scheint aber, dass der ganze Stock als das Resultat eines Ausbruches anzusehen ist, der offenbar in gleicher Weise erfolgte, wie die Bildung der Kaimeni-Eilande.

Aus den gemachten Beobachtungen ergibt sich, dass die Berggruppe des Megalo Vuno und Kokkino Vuno einen Schichtenfall nach allen Seiten erkennen lässt, und hieraus, in Verbindung mit dem Auftreten der zahlreichen Gesteinsgänge am Südfusse dieses Berges folgt, dass an dieser Stelle zahlreiche Ausbrüche stattgefunden haben, denn die nach verschiedenen Richtungen ergossenen Lavenströme (deren Material ohnehin nicht unbeträchtliche Verschiedenheiten zeigt) können nicht bei einem Ausbruche von noch so langer Dauer entstanden sein.

Ebensowenig kann ein Ausbruch die vielen und verschiedenen Tuffe und Aschenmassen erzeugt haben. Alle beobachteten Verhältnisse erklären sich aber bei der Annahme, dass die Berggruppe das Erzeugniss zahlreicher Ausbrüche ist, die nicht alle an der gleichen Stelle (aus einer „Esse“) erfolgten, und denen sich die Ausbruchsmassen auch von entfernteren Punkten beigesellt haben. Bestimmte Ausbruchspunkte deutlich zu erkennen, ist kaum mehr möglich; es scheinen deren zwar zwei wenigstens sich nachweisen zu lassen, am Kap Kulumbo, wo der flache Aschenhügel wohl nach der Bildung der Hauptmasse des Megalo Vuno aufgeworfen sein mag, und bei dem Kokkino Vuno*), dessen aus rothen Schlacken bestehende Kuppe aus den umgebenden Massen des Bimssteintuffes hervorragt, als wenn die Schlacken über diesen auflagerten. Von mehreren Punkten aus, besonders im Westen bei Phinikia scheint es sogar, als gehörten Kokkino Vuno und der ähnliche Megalo Vuno einem ehemaligen Kraterrande an als die beiden erhaltenen Gipfel der einstigen Umwallung. Doch liegen am Megalo Vuno bis fast zum Gipfel auf der Südseite nahezu horizontale Lagen von Lava. Diese könnte man freilich für solche Massen halten, welche von den jetzt verschwundenen centralen Theilen des ehemaligen Gebirges gegen den Kegel des Megalo Vuno herandrängten und denselben zu überfluthen strebten. Doch haben hier offenbar noch vor der Ablagerung des weissen Bimssteintuffes Erosionswirkungen stattgefunden, und haben längst die ursprünglichen Bergformen verändert.

Auch der kleine Elias ist sicherlich einem alten Eruptionscentrum nahe gewesen, wie die an ihm auftretenden gröberen Schlacken und Rapilli sowie die Gänge an seinem Fuss beweisen. Da aber hier ein allseitiger Schichtenfall nicht beobachtet wird und der Bau des grössten Theiles seiner Westwand die pseudoparallele Lagerung zeigt, so lässt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen, dass der ehemalige Gipfel dieses Berges weiter westlich lag. Hierfür spricht auch die Einsenkung zwischen seinen beiden jetzigen Gipfeln, die vor der Bil-

*) Gegen die Deutung des Kokkino Vuno als Eruptionskegel hat sich Prof. K. v. SEEBACH sehr bestimmt ausgesprochen. Vulkan von Santorin S. 23 f.

dung der grossen Caldera (des Golfes nämlich) durch Erosion erfolgt zu sein scheint.

Ostumwallung.

Auch auf der Südseite ist der Hang des kleinen Eliasberges steil, aber in nicht bedeutender Tiefe schliesst sich das gleichförmig gebaute Land der Ostumwallung an. Der obere Rand der Umwallung zeigt allerdings noch einen wellenförmigen Wechsel von Erhöhungen und Einsattelungen; doch finden sich nirgend, wie in der Nordostumwallung steile Hänge zwischen den Höhenpunkten und den Sätteln, auch ist die Position der Höhen bestimmt durch ihre Lage gegenüber dem inneren Meeresbecken. Wo die Umwallung gegen den Golf vorspringt (bei Merovulion 361 M., Ober-Phira ca. 290 M., Aloniki ca. 240 M. etc.) finden sich die Erhöhungen; dem beträchtlichsten dieser Vorsprünge, dem von Merovulion, entspricht auch die bedeutendste Höhe der ganzen Umwallung (361 M. über der See, 750 M. über dem tiefsten Punkte des Golfes). Wo dagegen der Golf Buchten bildet, zeigen sich Einsattelungen im obereu Umwallungsrande, so dass die wechselnden Höhen desselben nur dem hier überaus regelmässigen Bau des Aussenhanges entsprechen. Ueber der steilen, oft pfeilerartig gegen die See vorspringenden inneren Klippenwand zeigt sich zunächst ein schmales, sehr schwach nach Ost geneigtes Hochland, welches die Hauptorte der Insel, Phira und Merovulion trägt, und im Gegensatz zu dem (mit $5 - 15^{\circ}$ Neigung) doch immer viel stärker geböschert erscheinenden Hange noch weiter ostwärts als schmales Plateau bezeichnet werden kann. — Der so eben erwähnte Hang ist in dem nördlichen schmaleren Inseltheile bei Vurvulo weit steiler als da, wo gegen Süden die Breite Theras zunimmt. Gegen das äussere Meer hin schliesst sich flaches Land an, das mit niedrigen Klippen gegen den theils sandigen, theils geröllreichen Küstensaum abfällt. Der Aussenhang wird von einer Anzahl von Barrankos durchschnitten, von denen bisweilen am Fusse des stärker geneigten Hanges zwei oder drei sich vereinigen und dann gemeinsam das Flachland und die niederen Klippen durchschneiden.

Wie steilwandige Gräben durchziehen diese Wasserrisse den Abhang, ohne dessen gleichförmiges Ansehen zu verän-

dern. Ja, von vielen Standorten der Höhe aus gehören besonders günstige Verhältnisse der Beleuchtung dazu, um dieselben überhaupt zu unterscheiden, man glaubt in der Regel einen ganz unzertheilten Hang vor sich zu haben, auf welchem die Mauern zwischen den Weinbergen und Feldern mehr als diese Rinnen markirt erscheinen. Und doch ist nicht nur die Tiefe, sondern auch die Breite dieser Wasserrisse in ihrem mittleren Theil nicht unbedeutend. Mehrere Ortschaften (Vurvulo, Karterados, Vunitza, Messaria, Vothon) liegen in diesen Schluchten versteckt. Veranlassung zu dieser auffallenden Anlage von Wohnplätzen mag einerseits die mit dem Holzmangel zusammenhängende troglodytische Lebensweise der Santorinioten geben (selbst mehrere Kirchen, in Vurvulo z. B., sind nur Höhlen im Tuff), dann aber auch die in den Schluchten vorhandene grössere Leichtigkeit, Trinkwasser anzusammeln, ferner der hier gegebene grössere Schutz vor den Winden, auf deren Heftigkeit man auch die Sitte der dortigen Frauen, das Gesicht ähnlich wie die Türkinnen zu verhüllen, zurückführt.

Die Barrankos gehen nicht bis zur Höhe der Umwallung hinauf, der Höhenweg, auf dem erwähnten Plateau hinführend und von allen Vorsprüngen der Umwallung ziemlich fern bleibend, durchschneidet keinen derselben. Auch im Flachlande nahe der Ostküste sind diese Schluchten nur unbedeutende Gräben, hin und wieder mit Oleanderbüschen geschmückt.

Wie in der äusseren Gestaltung so gleicht auch in der geognostischen Beschaffenheit dieser Hang dem bei Apanomeria. Auf der Höhe steht überall jene mächtige Bank weissen Bimssteintuffes mit zahlreichen Gesteinsbrocken an, die wir als Decklager bei Apanomeria kennen gelernt und in der Nordostumwallung, wiewohl durch Erosion stark zerschnitten, wiedergefunden haben. Diese Bank von Bimssteintuff überdeckt auch grossentheils die äusseren Gehänge, und nur im Nordtheile der Ostumwallung, wo bei Vurvulo die Böschung eine stärkere ist, treten schwarze und braune Lavafelsen darunter hervor, sowohl in den Barrankos, als auch auf den Rücken zwischen denselben. Diese Laven bilden scheinbar horizontale Bänke, deren Schichtköpfe der Bimssteintuff übergreifend bedeckt, da derselbe die Neigung des Hanges theilt. Im Flachlande am Fuss des Höhenzuges sind die durch Erosion herabgeschwemmten Massen des Bimssteintuffes ausgebreitet, und

gerade darum sind die Barrankos hier weniger tief, als da, wo sie nur abschwemmen, nicht auch die abgeschwemmten Theile wieder ablagern. Ob hier, wie in der Nordumwallung der Ostfuss des Gebirges aus dem Meere emporgehoben ist, haben wir nicht untersucht. Das Flachland breitet sich südlich von dem 300 Meter hohen, Monolithos genannten, auffallenden Fels-thurm von Kalkstein immer mehr aus, und gegen Gonia und Pyrgos hin wird auch der mittlere Theil des Hanges wieder steiler, ja stellenweise steiler als bei Vurvulo. Da wir aber Grund haben, diese Verhältnisse durch das Vorhandensein eines unter dem oberen Bimssteintuff begrabenen Rückens von Kalkstein zu erklären, begnügen wir uns hier mit dieser Audeutung.

Das Interesse des Geologen knüpft sich auch hier fast ausschliesslich an die Erforschung der dem Golf zugekehrten Klippenwand. Wir hatten am kleinen Eliasberge über dem mächtigen Trachytmassiv Aschen- und Schlackenlagen, zuoberst Lavabänke kennen gelernt, die zwar vom Innern des Golfes gesehen horizontal zu liegen scheinen, in Wahrheit aber steil nach aussen fallen. Dass nach Süden zu statt der sonst im mittleren Theile der Klippe vorwaltenden Aschen und Schlacken mehr Lavenströme auftreten, dass auch der Trachystock dort von anderen minder mächtigen Lavenmassen ersetzt wird, das sind Verhältnisse, die an sich bei der pseudoparallelen Anordnung vulkanischer Gesteine nichts Auffallendes haben.

Aber gerade an der Stelle, wo südlich vom kleinen Elias der obere Umwallungsrand eben wird, erscheint schon aus einiger Entfernung der Wechsel im Bau der Klippenwand auffällig. Südlich von hier besteht die Klippe bis über Merovulion hinaus fast ausschliesslich aus Lavenströmen, die allerdings durch Schlackenkrusten von einander getrennt sind, aber die Masse solch lockereren Materiales bedeutend übertreffen. Nur in der Höhe zeigt sich wie bei Apanomeria jene mächtige Bank des weissen Bimssteintuffes, die wir von nun an ununterbrochen bis Akrotiri verfolgen können. So erscheint die Wand viel gleichförmiger als die am kleinen Elias, wo ein bunterer Wechsel der Gesteine und ihrer Farben sichtbar ist, wo auch die Felsformen mehr variiren als hier. Diese gleichförmige Klippe des Nordtheils der Ostumwallung erscheint wie eine

Riesentreppe, in welcher jede Stufe der Mächtigkeit eines Lavenstromes entspricht.

Je aufmerksamer man die betreffende Stelle untersucht, um so mehr findet man Unterschiede von der Wand des kleinen Elias: selbst die obersten Laven der Wand von Merovulion und Skaro zeigen ein weit flacheres Fallen nach Osten als die des kleinen Elias; Gänge, die dort aufragten, finden sich hier nicht (mit einer gleich zu erwähnenden Ausnahme). Eine kleine, von der Höhe der Umwallung nach dem Golf herablaufende Runse bezeichnet die Grenze ziemlich genau, wenigstens für die dem Meere zunächst liegenden unteren Theile der Wand. Verfolgt man die einzelnen Lavenbänke der südlich anstossenden Wand mit den Augen, so sieht man viele davon hier sich auskeilen, einige sind auch bei der Erosion dieser Runse zerschnitten worden, doch sind es nur kleine und unbedeutende, gerundete Enden der Lavenströme des südlichen Theiles der Klippe, die an der Wand nordwärts gleichsam nur oberflächlich anhaften. Ob in der Höhe die Grenze ebenso bezeichnet ist, lässt sich nicht scharf genug überblicken. Auffällig ist dagegen, dass die von Nord her hier anstossenden Laven und Tuffe nicht gerundete Stromenden zeigen, sondern abgeschnitten erscheinen, wie es durch Erosion geschieht, so dass hier offenbar eine der in vulkanischen Gebirgen nicht seltenen Anlagerungen zweier verschiedener Systeme von Gesteinsbänken vorliegt, bei welcher die nordwärts vorhandene Masse des kleinen Elias mit ihren steil nach Osten fallenden Laven älter als die sanft nach Ost fallenden bis horizontalen Ströme der Skaro-Wand ist.

Sehr nahe südlich von dem kleinen Tobel, den wir als Grenze zwischen den Felsmassen des kleinen Elias und denen der Skaro-Wand betrachten, sieht man am Meeresufer eine Stelle, deren Verhältnisse einen weiteren Beleg für die Richtigkeit der dargelegten Ansicht geben. Unter den horizontalen Lavenbänken der Skaro-Wand und von diesen umhüllt und begraben zeigt sich nahe dem Meere ein rundlicher Fels deutlich von den umgebenden Massen durch den geologischen Bau verschieden. Der innere Theil desselben wird gebildet aus rothen Schlackenmassen, zwischen denen einige Bänke fester Lava, mit etwa 20° nach Süd geneigt, lagern. Ein Lavagang durchsetzt dies System.

Wie es scheint allseitig von diesen Massen abfallend, dieselben aber rings umhüllend, liegt ein gelblich grauer bis grünlischer Tuff über denselben und trennt diese von den daneben und darüber vorhandenen horizontalen Lavabänken. Mit grosser Wahrscheinlichkeit lassen sich diese Verhältnisse durch die Annahme deuten, dass hier ein einstmals isolirt stehender Felskopf erst von vulkanischen Aschenmassen überschüttet, später durch die horizontalen Laven der Skaro-Wand umhüllt und überfluthet wurde. Dieser Felskopf selbst mit seinen südwärts ziemlich stark geneigten Bänken ist aber vorher wohl nur durch Erosion von der Gebirgsmasse abgetrennt worden, deren Ueberrest der kleine Eliasberg ist. Darauf deutet auch der hier beobachtete Lavagang, welcher nur den unteren Kopf, nicht die horizontalen Skaro-Laven durchschneidet.

Die südlich an den kleinen Elias anstossende Klippenwand, die wir nach dem steilen Felspfeiler unter Merovulion als Skaro-Wand bezeichnet haben, ist ein äusserst regelmässiges System übereinander geschichteter Lavenströme, die durch Schlackenkrusten getrennt sind. Mehrere dieser Lavenströme sind sehr weit an der Wand hin zu verfolgen, andere dagegen von geringerer Erstreckung liegen dazwischen. Einige der Ströme sind sehr mächtig, z. B. der, welcher die ehemalige Feste Skaro (304 Meter) auf einer durch Erosion (Sattel 254 Meter) von der Höhe bei Merovulion getrennten Kuppe trägt*), auch einige Ströme im unteren Theile der Wand. Bei anderen ist die Mächtigkeit geringer und wechselnd. Nur einige wenige unter diesen Laven besitzen deutliche Säulenabsonderung, bei anderen werden allerdings prismatische, aber unregelmässige Formen durch die Zerklüftung erzeugt. So ist in Merovulion selbst das rundliche Ende eines solchen Laven-

*) Dieser Lavenstrom ist auffällig durch die grosse Anzahl der darin eingeschlossenen fremden Bruchstücke von körnig krystallinischer Beschaffenheit. In innigem Zusammenhange mit demselben steht eine an eben solchen Brocken reiche Lage braunrother schlackiger Masse, die diesen Strom rings zu umhüllen scheint, über demselben aber mächtiger ist als darunter. Die obere Lage dieser Schlackenmasse (wohl der Kruste des erwähnten Stromes) lässt sich an der Wand entlang bis nahe zum kleinen Elias beobachten. Der sehr leichte, poröse, gut zu behauende Stein giebt ein gesuchtes Baumaterial, wie so vielfach ähnliche schlackige Massen anderer vulkanischer Gebirge.

stromes (der sich im Aussehen kaum von den neuen Kaimeni-Laven unterscheidet) sichtbar, und die unregelmässigen Prismen, in welche derselbe zerfällt, stehen gleichsam radial angeordnet wie Radspeichen, da die sie trennenden Klüfte und Spalten auf der ehemaligen Oberfläche ungefähr senkrecht sind. Die Abwesenheit von Gesteinsgängen sowohl als von nest- oder stockförmigen Tuff- und Schlackenmassen an der Skaro-Wand dürfen wir wohl ebenso wie die geringe Neigung der hier anstehenden Lavenströme*), darauf zurückführen, dass der Ursprung dieser Ströme weit entfernter von der jetzigen Klippenwand gesucht werden muss als der der Laven des kleinen Eliasberges.

Im Grunde der kleinen Einbuchtung zwischen Merovulion und Phira ändert sich wieder das Aussehen der Klippenwand. Südwärts treten Lavenströme mehr vereinzelt auf und ein grosser Theil der Wand wird durch Tufflagen gebildet. Wiewohl Schutthalden am Steilhange die Beobachtung etwas erschweren, scheint aus einigen Beobachtungen hervorzugehen, dass die ungefähre Grenze zwischen den beiden so verschieden aussehenden Klippen theilen in der Höhe weiter südlich liegt als am Meeresspiegel, also wie eine von Süd nach Nord geneigte Linie (Fläche) erscheint. Die unteren Bänke der südlicheren (Phira-) Klippe sind schwach nach Norden geneigt, nur einige der oberen Lavenströme scheinen von Merovulion her mit schwachem Südfallen nach der Phira-Wand fortzusetzen. Letzteres Verhalten widerspricht jedoch keineswegs der Anschauung, dass die Tuffwand von Phira in ihrer Hauptmasse älter sei als die Skaro-Laven, deren einige**) später freilich die erstere überströmten.

Die einzelnen Lagen, aus denen die Phira-Wand besteht, sind von den reisenden Geologen mehrfach aufgezählt worden***), so dass wir hier ohne nähere Detaillirung an diese Angaben erinnern wollen, welche die Zusammensetzung des Gehänges

*) An einer Stelle wurden 22 über einander liegende Ströme gezählt.

**) Da die Skaro-Wand höher ist, so sind diese Ströme von Nord nach Süd (eigentlich von Nordwest nach Südost) geneigt.

***) VIOLET, Exp. scient. de Morée, p. 260 ff. FIEDLER, Reise, 2, 475, 490. RUSSEGCER, Reise, S. 206. K. v. SEEBACH, Der Vulcan von Santorin, S. 14 ff.

an dem von den wenigen Häusern der „Marina“ nach der Hauptstadt Santorins aufsteigenden Wege. (dem Dromo) und in dessen nächster Nähe schildern.

Hier sind im unteren Drittel der Wand röthliche, theils schlackenartige, theils wackenähnliche Tuffe sichtbar, über welchen ein schwarzer Lavenstrom von pechsteinartiger Beschaffenheit, ganz erfüllt mit Gesteinstrümmern aller Art, lagert. Oberhalb dieses Stromes überschreitet man eine Reihe von Tuffschichten, von denen die unteren noch röthlich grau und voll grosser Blöcke sind, während oben bräunliche Färbung vorherrscht, und zugleich grössere Fragmente zurücktreten. Hier ist Grus und feiner Sand (kleinste Lapilli und sogenannte vulkanische Asche) fast das ausschliessliche Material, mehrere der Aschenschichten weiter oben enthalten die eigenthümlichen Pisolith-artigen Körner (Concretionen), welche am häufigsten in Aschentuffen der trachytischen Gesteinsreihe*), selten in basaltischen auftreten. Etwa in der Mitte der braunen Tuffschichten finden sich einige von schwarzer Farbe. Bei den obersten Wendungen des Weges finden wir zwischen ähnlichen Tuffen einige Lavaströme eingelagert, die, rings von ihren Schlackenkrusten eingeschlossen, in ungleicher Meereshöhe über und neben einander liegen. Auf der Höhe der Felswand endlich lagert der „obere weisse Bimssteintuff“ in etwa 30 Meter Mächtigkeit. Die Stadt Phira ist darauf gebaut und viele kellerartige Räume, theils als Magazine, theils als Wohnzimmer dienend, sind in den Tuff eingearbeitet, der zwar keine eigentliche Schichtung zeigt, aber doch oft eine stufenweise Abwechslung von theils conglomerat- theils grusähnlichen Parteen mit solchen, in denen keinerlei grössere Gesteinstrümmern vorkommen.

Die grossen Gesteinsblöcke von schwarzen Laven etc. sind unregelmässig im Tuff vertheilt; sie geben grossentheils das Baumaterial für die Häuser der Stadt, welche bei dem Holzmangel auf der Insel sehr häufig mit Tonnengewölben gedeckt sind, über welche Gewölbe am steilen Hang innerhalb der Stadt Fussstiege von Strasse zu Strasse führen. Am Aussenhange sind die grossen Blöcke aus dem Tuff zu Mauern längs der Wege und zwischen den Grundstücken zusammengestellt.

Der in Serpentina von den wenigen Häusern an der

*) In Deutschland z. B. in den „Phonolithtuffen“ des Hegau.

See nach Phira hinauf gehende Weg vermeidet die grossen Schutthalden zu berühren, welche in der Tiefe beiderseits ansehnliche Theile der Wand bedecken, und derselbe wurde nahe der Höhe auch mit Geschick an den Enden zweier Lavenströme vorbei, oder besser zwischen denselben hindurch geführt. Nördlich, jenseit der grösseren Schutthalde, springt ein Felspfeiler gegen die See vor, an welchem man dieselben Gesteinsbänke wie am Wege erkennt. Auffällig erscheint nur, dass die sehr markirte Lavabank über dem unteren röthlich grauen Tuff (die Lava-Breccie mit Pechstein-Bindemittel) an diesem Vorsprunge offenbar in noch tieferem Niveau liegt, als man es, mit Berücksichtigung des nördlichen Einfallens dieses Lavastromes, erwarten sollte. Ist nicht vielleicht durch den Schuttkegel eine Verwerfung verdeckt, die einer geringen Senkung dieses Felspfeilers entspricht? Die Senkung ist vielleicht erst in neuerer Zeit eingetreten, da die im röthlichen Tuff eingehauenen Magazine beim Hafen von Phira zum Theil jetzt unter Wasser stehen.*)

Der röthliche Tuff, obwohl in bedeutender Masse anstehend, ist bei seiner nahezu gleichbleibenden Mächtigkeit zwar kaum als innerer centraler Theil eines Schlackenkegels zu betrachten, scheint aber doch einem solchen anzugehören. Die braunen und grauen Tuffe, deren Massenbeschaffenheit so häufig wechselt, sind gewiss durch zahlreiche einzelne Ausbrüche gebildet worden. Die eigenthümlichen Erosions-Formen, in denen diese Tufffelsen erscheinen, ihre fast lothrechten Wände, sind äusserst auffällig.

Folgen wir von Phira aus der Klippenwand südwärts, so sehen wir bis in die Nähe von Pyrgos und Vothon hin nirgend eine so auffallende, allgemeine Veränderung im Bau der Wand, wie wir solche am kleinen Elias und zwischen Merovulion und Phira kennen gelernt. Wohl erreichen einzelne Gesteinslagen ihr Ende, keilen sich aus und machen anderen, in gleicher Höhe auftretenden Platz, einige bedecken übergreifend und discordant die darunter gelegenen Bänke, aber alles dies sind Eigenthümlichkeiten des pseudoparallelen Baues von Felswänden vulkanischer Entstehung.

Uebrigens machen sich diese Verhältnisse fast nur im

*) v. SEEBACH l. c. p. 27.

unteren Theile der Klippe bemerkbar, und mehrere der Tuffschichten haben eine äusserst beträchtliche Erstreckung. Dies gilt namentlich — ausser von dem obersten weissen Bimssteintuff — auch von den braunen und schwärzlichen Aschentuffen, die wir schon unterhalb des oheren Lavenstromes von Phira kennen gelernt. Letzterer erreicht nahe den südlichsten Häusern der Stadt sein Ende, die dunklen Tuffe lagern nun unmittelbar unter dem oberen Bimssteintuff und lassen sich selbst über den Phyllit von Athinio hinaus bis in die Nähe von Akrotiri (wenigstens bis zur Windmühle bei der tiefsten Einsattelung Theras) verfolgen.

Wie aber schon unter Phira diese Tuffmasse nicht von einem Ausbruch abgeleitet werden kann, so zeigt die oft transversale Schichtung (discordante Parallelstructur, cross stratification) und der Wechsel des Materials (oft auch der Farbentöne), dass die scheinbar zusammengehörige ausgedehnte Bank vielen einzelnen Eruptionen ihre Entstehung verdankt. Lavenströme, die bei Phira diesen Tuffen eingelagert sind, haben wir darin nicht weiter südlich beobachtet, wohl aber über Messaria eine Ablagerung grell rother, leichter, als Mauer- und Baustein gebrauchter Schlacken. Unter den dunklen Tuffen lagert, etwa ebenso weit gegen Akrotiri sich erstreckend, eine mächtige Bank hellen Tuffes, weisslich gelb bis weissgrau gefärbt und wie der obere Bimssteintuff reich an Bimssteinstücken und Bimssteinpulver. Diese Bank beginnt etwa bei den unteren Häusern Phiras in der Mitte der Klippenhöhe und behält lange Zeit dieses Niveau, gegen Süd hin (gegen den hervorragenden Kopf des Phyllites) steigt dieselbe empor, um dann wieder gegen Akrotiri hin von der Phyllitmasse abzufallen. Dieses beiderseitige Abfallen vom Schiefer wird übrigens nur an dieser hellen Bank besonders auffällig, ist aber sämtlichen vulkanischen Ablagerungen der Klippenwand, welche den Phyllit erreichen, eigenthümlich.

Beträchtlich ausgedehnt ist auch eine Ablagerung rothbrauner Tuffe unter der erwähnten hellen Schicht, und noch tiefer zwei, an sich unbedeutende, nur als schmale vielfach gewundene Bänder erscheinende helle Bimssteinschichten.

Im unteren Theile der Klippe, wo theils weit ausgedehnte, theils auch minder breite Lavenströme, von dem Vorsprung beim Lazareth aus bis in die Nähe des Phyllites hin, mehrfach

auftreten, daneben Schlackenlagen, Tuffschichten von wechselnder Färbung, ferner auch conglomeratartige Tuffe und nahe am Phyllit dünngeschichtete, roth und weiss gestreifte Tuffe, machen sich weit grössere Unregelmässigkeiten bemerkbar, indem jede einzelne Ablagerung die Unebenheiten in der vorher vorhandenen Oberfläche möglichst ausgeglichen hat. Discordante, übergreifende Ablagerung ist hauptsächlich bei den vorspringenden Felsfeilern zu beobachten, indem oft über nahezu horizontale Lagen sich solche von stärkerer Neigung (besonders nach Nordost und Ost) aufgeschichtet haben.

Bedeutend ist besonders auch die Discordanz in der Höhe, wo der oberste weisse Bimssteintuff die nach aussen gewendeten Schichtköpfe der dunklen Tufflagen (von denen oft nur sehr kleine Theile erhalten sind) bedeckt. Von manchen Punkten aus ist man auch leicht der Täuschung ausgesetzt, zu glauben, dass die eine oder die andere der Lagen, namentlich der Lavenbänke, gegen West, also gegen das Centrum des Ringgebirges, einfallen, indem die perspectivische Verkürzung der gegen Nordost oder Südost einfallenden Ablagerungen falsche Vorstellungen erweckt, da man oft nur kleine Theile der Gesteinslagen auf einmal zu überblicken vermag.

In der Ostumwallung konnten wir zwei deutlich von einander verschiedene Theile erkennen: die fast ausschliesslich aus Lavenströmen aufgebaute Skaro-Wand und die unregelmässiger erscheinende Klippe von Phira, in welcher Tuffmassen eine bedeutendere Rolle spielen, die bei Phira selbst in den unteren, südlicher aber hauptsächlich in den oberen Theilen der Wand die Lavenströme fast gänzlich verdrängen. Nur der röthlich graue Tuff beim Hafen von Phira und das stockförmige Vorkommen der rothen Schlacken unweit Messaria deuten auf die Nähe ehemaliger Ausbruchspunkte; die meisten Gesteinslagen scheinen von ihren Eruptionspunkten entfernter zu sein.

Nicht unwahrscheinlich ist, dass die Lavenströme der Skaro-Wand eine Vertiefung*) ausgefüllt haben, welche zwischen den dem Schiefergebirge angelehnten, theilweise von demselben abfallenden vulkanischen Gesteinsmassen der Klippe von Phira und den älteren vulkanischen Bergen bestand, deren Ueberbleibsel der kleine Eliasberg ist.

*) eine Art intercollinen Raum.

Südost-Umwallung.

Indem wir, um die Beschreibung der Klippenwand des Golfes nicht zu unterbrechen, den Landstrich über Athinio zu der Südost-Umwallung des inneren Meeresbeckens rechnen, müssen wir hervorheben, dass hier gerade ein fremdartiges Element in den Bau des vulkanischen Gebirges eingreift, ohne denselben wesentlich zu beeinflussen. Denn alle Hauptzüge des Gebirgsbaues wiederholen sich hier ganz wie in der Ost- und Nord-Umwallung. Wohl ist die Klippenhöhe etwas nordwärts über Athinio (307 Meter, Mittel der Angaben von v. SEEBACH und REISS), die ansehnlich über dem Sattel bei Messaria und Vothon (circa 219 Meter im Mittel) emporsteigt, unzweideutig ein vorgeschobener Fuss oder Pfeiler der Bergmasse des grossen Elias, aber doch zeigt sich eine kleine Einsattelung zwischen dieser Höhe und dem nächsten Hügel bei Pyrgos (371 M.). Eine nach dem äusseren Meer sanft geneigte Fläche, eine Art kleines Plateau, schliesst sich an den nach dem Golfe gekehrten Steilhänge auch in der Südostumwallung wie im Osttheil an. Diese Fläche aber ist nicht so wellig, wie in der Ostumwallung, sondern ziemlich gleichförmig gegen Südwest geneigt, und nicht unbeträchtlich, so dass der obere Umwallungsrand beim Cap über Athinio etwa 312 (oder 307) M., bei Akrotiri im Sattel aber höchstens 73 M. hoch ist. In einiger Entfernung vom Umwallungsrande wird das Gehänge etwas steiler und hier zeigen sich die Anfänge von Wasserrissen. Von diesen Barrankos erreichen die nach Ost und Südost abfliessenden das Meer nicht einzeln, sondern vereinigen sich am Fusse der höheren Kalk- und Thonschieferberge (grosser Elias und Platanymos) zu zwei Gräben, deren einer das alte Gebirge durchschneidet, während der andere am Platanymos sich hinzieht. Die südwärts gerichteten Barrankos aber, etwa 20 an der Zahl, durchschneiden und zerreißen das in circa 10—20 M. hohen Klippen gegen den flachen sandigen Küsten-saum abfallende Land.

Wenn man von den Höhen bei Pyrgos, vom grossen Eliasberge oder von den Höhen bei Emporion aus diese Klippen überblickt, so hofft man wohl hier einen Aufschluss über den Bau des Landes zu erhalten, um so mehr, weil die gelbbraune Färbung dieselben hinlänglich von den viel heller, weiss

erscheinenden Küstenklippen der Nord- und Ostumwallung unterscheidet. Aber in diesen Klippen zeigt sich bei näherer Betrachtung kein Gesteinswechsel. Sie bestehen in ihrer ganzen Erstreckung aus einer tuffähnlichen Masse, in welcher zahlreiche Laven- und Bimssteingeschiebe eingebettet sind. Die gelblichbraune Hauptmasse aber ist erdig oder besser gesagt lehmartig und es darf dieser Tuff wohl als ein Product der Zusammenschwemmung betrachtet werden, dessen Material hauptsächlich, aber nicht ausschliesslich, der obersten Bimssteintuffschicht entnommen ist. Dass sich diese Masse submarin abgelagert habe, ist nicht unwahrscheinlich, konnte aber nicht bewiesen werden, da weder Petrefacten noch deutliche Schichtung beobachtet wurden.

Auch in den tieferen Schluchten, die der Weg von Megalochorio nach Emporion schneidet, findet sich stellenweise ein brauner Tuff, doch nur auf kurze Erstreckung sichtbar.

Der Sand des schmalen flachen Küstensaumes, hier an der Südküste wie überall an den Aussenküsten des Ringgebirges oft dicht mit Tangmassen überdeckt, ist an keiner anderen uns bekannten Küstenstrecke der Santorin-Inseln dunkler als an mehreren Stellen der Südküste zwischen Exomiti und Akrotiri. Krystalle und Splitter von Augit, Olivin, Magnetit, auch von Feldspath herrschen darin vor. Wie an den Küsten anderer vulkanischer Inseln öfters, so beobachtet man auch hier oft Anhäufungen fast reinen Magneteisensandes, den Wind und Wellen zusammengeschlämmt haben. So sind denn auch hier die gegen den inneren Golf gerichteten Steilhänge die einzigen Beobachtungspunkte, die über den inneren Bau des Landes Aufschluss geben.

Es besteht der obere Rand der Umwallung auch hier, wie in der Ostumwallung aus der mächtigen Bank des weissen Bimssteintuffes. Darunter erblickt man die dünngeschichteten gelbbraunen und gelblich grauen Tufflagen, die auch in der Ostumwallung anstehen; noch tiefer die uns gleichfalls von dorthier bekannte, hier aber an mehreren Stellen unterbrochene untere Bank weissen bis gelblich weissen Tuffes. Die zickzackförmige Strasse zum Beispiel, welche von der Windmühle bei Megalochorio nach den Hafentmagazinen von Athinio hinabführt, berührt nicht diese untere helle Tuffschicht, obgleich man dieselbe beiderseits vom Wege sieht. Unmittelbar unter

den dünn geschichteten braunen Tuffen steht hier Phyllit an, der dicht bei dem Wege am höchsten über den Meeresspiegel ansteigt (bis ca. 222 Meter). Der Schiefer, als eine mächtige stockförmige Masse erscheinend und durch die grünlich graue Färbung genugsam, schon aus der Entfernung, von den vulkanischen Gesteinen unterscheidbar, bildet von der kleinen Bucht nördlich von Athinio an einen grossen Theil der Klippenwand. Eine Runse bezeichnet die nördliche Phyllit-Grenze. Steil gegen Norden abfallend steigt die Schiefermasse empor, die, aus einiger Entfernung gesehen, neben den angelagerten bunten Schichten der Tuffe wie ein massiges Gestein erscheint. In der Höhe greifen die Tuffe über den Schiefer über und westlich und südlich von dem erwähnten Wege zeigt sich der Schiefer immer mehr von Tuffen bedeckt, so dass letztere sogar bis zum Fusse der Phyllitmasse am Meer herabreichen. Gleichwohl kann man unter den, oft nur in unterbrochenen Partien darüber gelagerten Tuffen, den Phyllit deutlich bis über Plaka hinaus südwärts verfolgen und noch etwas weiter südlich bei Athermia besteht eine kleine Stelle am Fusse der Wand aus diesem Gestein. Die Tuffe fallen allseitig von dem Phyllit ab, umgeben denselben also mantelförmig. Am deutlichsten ist das Abfallen nach Nord und Süd. Dass aber auch einige der kleineren schalenförmigen Tuffpartien bei Athinio steiles Einfallen nach Westen zeigen, verdient Beachtung, weil daraus hervorgeht, dass vor der Bildung der vulkanischen Massen der Rücken des Schiefergebirges westwärts nicht als hoher Kamm fortsetzte.

Die vielen kleineren Tuffmassen, die dem Phyllit aufgelagert sind, weisen mancherlei Unebenheiten der ehemaligen Oberfläche des Schiefergebirges nach und diese erklären hauptsächlich die schwer zu detaillirenden Verhältnisse der discontinuirlichen, verschieden gefärbten Tuffmassen dieser Klippenwand, von der wir nur folgende Einzelheiten anführen wollen.

Am Nordende des Schiefergebirges ist das unterste der über dem Phyllit sichtbaren vulkanischen Gesteinslager ein Bimssteintuff, der zwei- bis dreimal mit Schichten von Phyllitdetritus wechsellagert. In den Runsen, welche die pfeilerartigen Vorsprünge der Wand trennen, haben sich an geschützten Stellen Ablagerungen gebildet, die aus dem Schutt des Phyllites und dem der vulkanischen Gesteine gemengt, sich von den

eigentlichen Tuffschichten durch diese Zusammensetzung deutlich unterscheiden.

Von der Spitze bei Athinio südwärts wird der Bau der Klippe immer regelmässiger. Weithin kann man einzelne Gesteinsbänke im unteren Theil der Klippe verfolgen, ähnlich wie es mit den drei obersten Gesteinslagen der Fall war. Dazwischen treten allerdings auch Lager von kürzerer Erstreckung auf. Je weiter man nach Süden zu kommt, um so mehr nähern sich die oberen Gesteinslagen dem Seespiegel und an den nicht sehr beträchtlichen Pfeilervorsprüngen der Klippe erkennt man, dass die Bänke fast sämmtlich nach Südosten und Süden einfallen. Einige Unregelmässigkeiten, discordante Ueberlagerung etc. lassen sich natürlich nicht verkennen. Nur an sehr wenigen Stellen und ganz vereinzelt erblickt man Lavabänke*), durchaus vorwaltend sind an der Südostumwallung Tuffe, deren Farbe und Felsgestaltung ziemlich wechselt, so dass auch hier wie bei vorherrschend aus Lavenströmen gebildeten Wänden ein treppenförmiger Bau zu erkennen ist.

Die Schiefermasse von Athinio haben wir bei Besprechung der Südostumwallung nur in Bezug auf die sie umhüllenden vulkanischen Felsmassen betrachtet; wir wollen, der späteren Schilderung des nicht vulkanischen Inseltheiles vorgreifend, hier nur andeuten, dass wir uns die ehemalige Gestaltung dieses, lange Zeit unzweifelhaft selbstständigen Berges dem Messavuno im Osten der Insel ähnlich d. h. mit ziemlich steilem Abfall nach Westen denken. Vulkanische Auswurfsmassen waren es hauptsächlich, welche diese ehemalige Bergkuppe umhüllten und begruben. Und dieselben oder ähnliche Auswurfsmaterialien füllten auch die Lücke zwischen dem Phyllit- und Marmor-Gebirge und den Akrotiri-Bergen aus, die wir bald als den ältesten vulkanischen Theil des Ringgebirges kennen lernen werden. Die Ausbrüche, welche jene Tuffe lieferten, haben jedenfalls nicht in nächster Nähe der erhaltenen Umwallung stattgefunden, sonst würden wir Reste begrabener Kegel finden, oder wenigstens die einzelnen Tuffbänke nicht

*) Z. B. zwischen Athinio und Plaka im unteren Theil der Wand; in der Einbuchtung, wo der Hauptabbau der „Santorinerde“ stattfindet, im mittleren Theile; und nahe dem tiefsten Sattel im oberen Theile; nahe westlich davon wieder unten.

weithin, oft über das Schiefergebirge nordwärts fort, in der Ostumwallung mit nahezu gleicher Mächtigkeit fortsetzen sehen. Ja die Eruptionspunkte scheinen noch ferner von der Südostumwallung als von der Ostumwallung gelegen zu haben, da Lavenströme sich hier nur ganz untergeordnet zeigen. Ob die Tuffe der Südostumwallung submarin oder supramarin gebildet sind, ist eine Frage, die wir zu Gunsten der supramarinen Bildung zu entscheiden geneigt sind, ohne aber in diesem Inseltheil einen sicheren Anhalt dafür zu haben.

Süd-Umwallung.

Weitaus die interessanteste Partie des Ringgebirges von Santorin ist das Hügelland von Akrotiri, welches über der Südostumwallung ansehnlich emporsteigt. Als charakteristisch für diesen Inseltheil sind folgende Merkmale zu nennen: 1) die im Osttheil hügelige und westwärts plateauartige bis muldenähnliche Oberfläche, 2) das Vorhandensein von breiteren Thälern im Südosten neben Wasserrissen weiter westlich, und 3) die jäh Klippenabstürze der Südküste. So finden wir denn zahlreiche Aufschlüsse, welche einen ziemlich complicirten Bau dieses kleinen Gebirgsabschnittes darlegen, dessen Gipfel (ca. 212 Meter im Mittel) von dem Umwallungsrande etwa um 250 — 300 Meter entfernt ist, ja dessen Höhenkamm nur an wenigen Stellen mit dem Umwallungsrande zusammenfällt. Der zahlreichen Aufschlüsse halber werden wir am besten thun, die Beschreibung in etwas anderer Folge vorzunehmen, als bei den anderen Inseltheilen, und zuerst die Klippenwände darzustellen, wobei wir von denen des Golfes bei Akrotiri westwärts um das Vorgebirge herum fortschreiten, um dann erst die auf der Oberfläche des Gebirges gemachten Beobachtungen mitzutheilen.

Schon in der Gegend des Sattels östlich von Akrotiri treten einzelne Abweichungen von der sonstigen Regelmässigkeit in der Lagerung der Gesteinsbänke der Südostumwallung hervor, aber erst unmittelbar bei Akrotiri wird die Discordanz der einzelnen Gebirgslieder sehr auffällig. Die mächtige Bank des oberen weissen Bimssteintuffes setzt in der Gegend von Akrotiri ab, oder tritt wenigstens von der Küstenklippe zurück; wie beim kleinen Eliasberge, ist sie grösstentheils (allerdings nicht vollständig) von den stärker als in anderen

Inseltheilen geneigten Hängen des Umwallungsrandes hinwegspült. Auch die in der Süd- und Ostumwallung zunächst darunterliegenden braunen Tuffe treten von der Klippe zurück, dagegen verfolgt man die darunter liegende zweite helle Tuffschicht noch eine Strecke weit westlicher an der Klippe. Diese zweite helle Tuffmasse ist bei Akrotiri concordant aufgelagert auf fast horizontal liegenden braunen Tuffen, darunter aber zeigen sich ziemlich dünne Lagen von gelber und grauer Farbe, welche mit etwa $15-20^\circ$ ostwärts einfallen. Das Material dieser Lagen ist zwar manchen Tuffen sehr ähnlich, doch erkennt man in den zu sand- und grusartigen Massen zerkleinerten Gesteinen sehr vielerlei Laven; auch sind die kleinen Fragmente scheinbar abgerollt, so dass ein Absatz dieser Massen unter Wasser nicht unwahrscheinlich ist. Zunächst unter diesen ostwärts einfallenden Schichten lagern wiederum fast horizontale Bänke von weisser Farbe, von tuffartiger, zum Theil erdiger Beschaffenheit, dazu aber auch Lager mit grossen weisslich grauen, glasartigen Perlitbrocken, wobei man nicht wohl entscheiden kann, ob diese Massen ursprünglich ausgeströmte Laven waren, und durch Verwitterung zertheilt worden sind, oder ob sie durch Ejectamente sich gebildet haben.

Westwärts schneiden sowohl diese weissen horizontalen Bänke als die gelben, grauen und braunen, discordant darüber liegenden Schichten scharf ab, die Schichtköpfe werden bedeckt von schwarzen und rothen Schlacken, die einem bedeutenden stockförmigen, im Inneren aus massiger, theils poröser, theils derber Lava bestehenden Massiv angehören. Die Grenze gegen die geschichteten Bildungen ostwärts ist von Ost nach West geneigt. Die Westgrenze ist durch Schutthalden und Pflanzenwuchs (so spärlich dieser auch ist) verdeckt. Die obersten Tuffschichten bedecken auch dies Massiv, wie die ostwärts anschliessenden Schichten. Am Wege, der gerade über diese Schlacken und Laven vom Balos-Hafen nach Akrotiri aufsteigt, findet man zunächst darüber Bimssteintuff, dann, discordant mit diesen gelagert, graue, braune und schwarze Aschentuffe oft von sandartiger Beschaffenheit, dünn geschichtet und mit vielen Unregelmässigkeiten der Lagerung im Einzelnen (cross stratification). Am oberen Rande der Klippe, von wo das Land jedoch noch weiter, freilich schwach, gegen Akrotiri ansteigt, findet sich eine ansehnliche, fast horizontale

Bank schwarzer Schlacken: ausgezeichnete Lapilli und Saetti, zum Theil flacher Lavabrode mit mancherlei fremdartigen krystallinischen Gesteins-Einschlüssen.

Es kann nicht zweifelhaft sein, dass die stockförmige Anhäufung von Schlacken mit dem in der Mitte befindlichen Kern fester Lava einen Ausbruchskegel uns erhalten zeigt, der den älteren Gebirggliedern unmittelbar östlich (den weissen und den gelben, braunen und grauen Tuffen) sich anlehnte und lange nach seiner Bildung durch andere Tuffmassen umhüllt und begraben worden ist. Ob wir den ganzen Ausbruchskegel oder nur dessen Spitze sehen, ist nicht zu beobachten.

Nahe westlich von diesem Kegel treten in der Tiefe (am Meere) wieder helle Tuffmassen auf, die Hauptmasse der Klippenwand besteht aber, auf kurze Erstreckung allerdings, wieder aus verschiedenen Tuffschichten, ähnlich wie in der Südostumwallung. Nur ist auffällig, dass die oberen der hier entwickelten Lagen ein ziemlich starkes Einfallen nach Ost und Nordost (also nach dem Inneren des Golfes zu) erkennen lassen. Dazu gehört auch eine deutlich hervortretende Bank schwarzer Schlacken, die sich weithin an der Wand verfolgen lässt, fast im selben Niveau mit der Lapillischicht über dem Balos-Hafen, also wohl eine Fortsetzung dieser. Aber auch die tieferen Tufflagen fallen schwach nach Ost.

Da, wo die Klippe in diesem südlichen Inseltheil ihre grösste Höhe erreicht, fällt es auf, dass fast die ganze Wand aus einer hell, weisslich bis gelblich, gefärbten Masse besteht, von welcher die umgebenden dunkleren Tuffschichten nach beiden Seiten abfallen. Diese stockförmige helle Masse ruht auf einer nur wenig über das Meeresniveau ansteigenden bräunlichen und graulichen Felsbank, die vielfach von dunkleren braunen (kieseligen) Adern durchzogen ist und beim ersten Anblick an gewisse matte Palagonitvarietäten erinnert. Die weisse Hauptmasse der Klippe hat eine thonsteinähnliche Beschaffenheit und in ihrem unteren Theile zeigen sich schichtartige Absonderungen. Auch sind die einzelnen Partien der Masse im Gefüge und in der Färbung verschieden: hier ist das Gestein homogen, dort breccienähnlich oder sandartig, hier rein weiss, dort gelblich weiss, da grünlich, dort weisslich grau. Und doch erscheint das Ganze massig gesondert, ein einziges Gebirgglied. Jedenfalls haben an der Masse, die sicherlich nicht

seit ihrer Entstehung thonsteinartig ist, starke chemische Veränderungen stattgehabt, ob dieselben aber ein einheitliches vulkanisches Gebilde (einen Trachytstock oder Bimssteinkegel) betroffen haben, oder, was weniger wahrscheinlich, die Erzeugnisse mehrerer successiven Ausbrüche, hat sich nicht ermitteln lassen.

Dunkle Tuffbänke, welche nach Westen hin von dieser Masse abfallen, schliessen sich westlich an und bilden, über 1,5 Kil. weit, wieder den Haupttheil der Klippenwand. Der „oberste weisse Bimssteintuff“ zeigt sich wieder als die allgemeine Bedeckung des Ringgebirges; etwa in der Mitte der Wand — westwärts tiefer unten — tritt, wie in der Ost- und Südost-Umwallung, eine zweite helle Tuffschicht auf, darunter rothbraune Tuffe, und nahe dem Meere noch eine dritte, allerdings schwache, weissliche Bimssteinbank. Etwa in der Mitte zwischen den zwei oberen hellen Lagen erblickt man weithin ausgebreitet eine schwarze Schlackenlage, die wohl mit der östlich vom erwähnten Thonsteinstock identificirt werden kann.

Die meisten der einzelnen Lagen an dieser Wand gehen continuirlich fort und steigen bei einem kleinen Vorsprunge der Küste westlich von den kleinen Riffen am Strande (da, wo auf der GRAVES'schen Karte die Zahl 19 steht) wieder etwas an. Hier tritt unter dem untersten hellen Tuff eine geschichtete schwarze Schlackenmasse hervor, die nicht unansehnliches Einfallen nach Nordost zeigt. Diese Schlackenschicht und alle Gesteinsbänke der Wand lehnen sich hier an eine rothe stockförmige Masse an, die ganz aus Schlacken besteht und offenbar ein begrabener Ausbruchkegel ist. Südlich und südwestlich lehnen sich an diesen wieder die Tuffschichten, anfangs schwach von diesem Kegel abfallend*), dann mit schwachen Wellenbiegungen fast horizontal fortziehend. Diese Tuffmassen mit eingelagerten Schlackenbänken sind denen östlich vom Schlackenkegel in ihrer Beschaffenheit und Lage ganz ähnlich, nur sieht man die zweite (mittlere) helle Tuffschicht in nächster Nähe des Umwallungsrandes. Auch wurde in dieser Gegend eine unbedeutende Verwerfung der Schichten bemerkt.

Kaum ist ein Unterschied in dieser Zusammensetzung

*) Unmittelbar südlich vom Schlackenkegel ist die Neigung des Gehänges gegen den Golf so gering, dass in einer kleinen seewärts geöffneten Mulde der ganze Abhang zum Feldbau benutzt ist.

der Klippenwand zu beobachten, wo die Küstenlinie ihre bisher ost-westliche Richtung in eine nordost-südwestliche verwandelt: der grösste Theil der Aspronisi zugewendeten Klippe, welche den das Ringgebirge durchschneidenden Meeresarm begrenzt, besteht aus solchen Tuffen. Auffällig ist nur, dass in diesem Querschnitte des Ringgebirges weder die äussere Oberflächenform des Landes, noch das Einfallen der Schichten eine Neigung von innen nach aussen erkennen lassen: die Nordostklippe der Wand (bei der Zahl 2 der GRAVES'schen Karte) ist niedriger als die Wand bei Kap Akrotiri; die Schichten sind fast horizontal mit einigen Wellenbiegungen*), ja bei Kap Akrotiri fallen die Tuffe sämmtlich einwärts, und es treten darunter und daneben Felsmassen von abweichender Lagerung und Beschaffenheit hervor, ähnlich wie wir es bei der weissen Thonsteinmasse und den begrabenen Ausbruchskegeln gesehen haben. Nur sind hier diese Massen nicht vollständig von den jüngeren begraben, sondern ragen daneben empor.

Am auffallendsten ist eine ziemlich beträchtliche Masse weissen, zum Theil thonsteinähnlichen, zum Theil conglomeratartigen Tuffes, der ansehnliche Blöcke von Laven mit gerundeten (abgerollten) Formen enthält. Gangartig durchsetzt ein thonsteinartiges, gleichfalls helles Gestein diese Masse, wohl ein ganz zersetzter Trachytgang. Darüber liegt discordant, mit ca. 20° nordwestlich fallend, heller Bimssteintuff. Weiter südlich legt sich, nur wenig über die Küste ansteigend, ein Nest gelbbraunen Tuffes an, schwach südwestlich fallend, und nahe dabei eine noch kleinere Ablagerung grünlich weissen thonsteinartigen Tuffes, etwas stärker nach Südwest einfallend. Ueber diesen Tuffmassen liegt ein mächtiger Trachytstrom, den man von der Höhe über Kap Akrotiri herabkommen sieht und der an der äussersten Westspitze das Meer erreicht (auch an einigen Punkten zwischen den erwähnten tuffartigen Massen). Der Trachytstrom besitzt eine massige Absonderung, die Hauptmasse ist röthlich grau, die oberen Lagen mehr grünlich grau bis schwärzlich, und durch eigenthümliche Hohlräume mit concentrisch schaliger Bildung auffallend (Lithophysen RICHTHOFEN's).

*) Einige Schlackenbänke besonders füllen schwache muldenartige Vertiefungen ihrer Unterlage aus.

Die anstossende südliche Klippenwand zeigt noch deutlicher die Verhältnisse dieses Trachytstromes, der an der ostwärts rasch an Höhe zunehmenden Klippe sammt seiner Unterlage, dem grünlich weissen thonsteinähnlichen Tuff entblösst ist. An dieser wild zerrissenen Klippe sieht man auch, dass bei der Bildung solcher Wände durch Erosion des Meeres nicht unbedeutende Abrutschungen stattfinden, indem grössere, nur theilweise von den umgebenden Felsen abgetrennte Pfeiler und Säulen, aus dem Tuff und dem darüber liegenden Trachyt gebildet, gegen die Hauptmasse verworfen erscheinen, da die Grenzfläche der beiden Gesteine in verschiedenem Niveau liegt. Auf der Höhe bemerkt man stellenweise über dem Trachytstrom noch eine minder mächtige bräunlich gefärbte Lage, die aus abgerundeten Blöcken und Stücken (Geröllen?), unter andern von schönem halbglassigem grauem Sphärolithfels besteht.

Neben dem Gipfel befindet sich eine kleine Einsattelung, wo die Klippe niedriger ist und über einem sandigen und geröllreichen Küstensaume aufsteigt. Auf der kurzen Erstreckung dieser Einsattelung (kaum 100 Meter) besteht die Felswand wieder aus horizontal gelagerten braunen Aschentuffen in verschiedenen Schichten, überlagert von einer Partie des oberen weissen Bimssteintuffes. Die braunen Aschenschichten schneiden beiderseits scharf ab, sie sind ostwärts in ganz ähnlicher Weise angelagert an die schwarze Felsmasse des Kap Mavro, wie westwärts an den weissen Tuff und den gegen Westen einfallenden Trachytstrom von Kap Akrotiri.

Am Kap Mavro steigt die Klippe der Südseite am höchsten auf, jäh und schroff, zum Theil sogar überhängend. Die Wand und der kleine darüber liegende Hügel bestehen aus einer Anhäufung schwarzer Schlacken, untermischt mit sehr grossen, gleichfalls schwarzen Lavenblöcken. Die Schlackenmasse, nach oben hin von einigen klaffenden Spalten durchzogen, lässt eine schichtartige Ablagerung nicht verkennen, und zwar eine mantelförmige, allseits abfallende, doch nicht steil geneigte Lagerung der einzelnen Bänke, wie solche durch die successiven Paroxysmen eines an einer Stelle erfolgenden Ausbruches entstehen. Also erkennen wir auch in der Schlackenmasse des Cap Mavro einen Ausbruchskegel, der sich nach der geringen Neigung seiner Lagen und der wechselnden Färbung zu urtheilen, submarin gebildet haben mag. An den oberen

Gehängen sieht man noch einige Reste des darübergelagerten „obersten weissen Bimssteintuffes“.

Oestlich von Kap Mavro greift die See buchtartig in das Land ein; die Westwand dieser Einbuchtung, etwa 1 Kilometer lang, besteht aus einer niedrigen, durch einen ebenen Küstensaum von dem Meere getrennten Klippe, welche von einigen kleinen Schluchten*) zerrissen wird. In dieser Klippe zeigen sich braune Tuffschichten von sandartiger (aschenartiger) Beschaffenheit, überlagert vom „obersten weissen Bimssteintuff“, welche, obwohl fast söhlig, doch schwach muldenartig gelagert sind, da die Tuffe, namentlich die unteren Lagen, sowohl am Schlackenkegel von Kap Mavro als ostwärts schwach ansteigen. Diese Tuffmassen gleichen sehr denen, welche an dem nördlichen Klippenabsturz dieses Inseltheiles (dort freilich mit zwischengelagerten Schlackenbänken) entblösst sind und noch mehr der kleineren Tuffpartie westlich bei Kap Mavro.

Im Grunde der Einbuchtung, wo nahe an einander zwei grössere Schluchten münden, liegen graue und weisse Tuffe fast horizontal. Die Ostwand der Mulde aber bietet verwickeltere Verhältnisse dar. Der obere Klippenrand wird zwar noch an vielen Stellen von den fast horizontal liegenden graubraunen, grauen und braunen Aschentuffen gebildet, welche oft nesterweise Ablagerungen von weissen Bimssteintuffen — offenbar Reste der zum Theil durch Erosion weggeführten obersten allgemeinen Deckschicht — tragen, an einer Stelle südöstlich vom Archangelo Vuno auch einen kleinen Hügel von grell rothen Schlacken; aber unter diesen dunklen Tuffen zeigen sich andere meist heller (weisslich, grünlich, grünlich grau und röthlich) gefärbte Massen, die unter sich stockförmige Partien**) dunkler Gesteine hervortreten lassen. Aus letzteren bestehen auch die einzelnen Insselfelsen am Fusse der hier unmittelbar über der See ansteigenden Klippenwand, die höchst auffällige Felsgestalten zeigt. Ein imposanter Felsobelisk, aus dem erwähnten weissen Gestein bestehend, schliesst im Südost die in Rede stehende Bucht ab. Die stockförmigen und pyrami-

*) Es lassen sich deren sieben zählen, eine ist ganz klein, drei andere schneiden ebenfalls nur durch die obersten Lagen, nur drei aber sind tiefer eingesenkt und haben Schuttkegel vor sich.

**) Ob auch Gänge, wurde nicht genau genug geprüft.

dalen Massen dunklen Gesteins am Fusse der Felswand zeigen bei näherer Betrachtung sich unzweifelhaft als alte, sehr zer-setzte Laven mit vielen Spalten und Hohlräumen, die an Quarz, Calcit, Desmin und Reissit*) (einem wohl mit BREITHAUPT's *Monophanus hystaticus* identischen Zeolith) recht reich sind, und man erkennt an denselben säulenförmige Absonderung des Gesteines, zum Theil mit fächerförmiger Säulenstellung.

Die weissen überlagernden Gesteine haben den dunklen Laven zunächst eine massige Absonderung, näher am Klippenrande, in der Höhe, glaubt man Schichtung zu erkennen. Das Gestein selbst ist meist thonsteinähnlich, jedenfalls stark verändert; doch ist zweifelhaft, ob dasselbe ursprünglich Lava oder Tuff war.

An der Südostspitze der geschilderten Einbuchtung bildet unmittelbar neben dem eigenthümlichen obeliskenförmigen Fels von diesem „Thonstein“ eine dunkle Lavamasse den grössten Theil der Klippenwand; und daneben liegen, gegen Nordosten, übereinandergeschichtete Lagen von Tuffen, zuunterst grünlich gefärbt, darauf weisser Tuff, dann graugrüner, und oben die braunen Aschentuffe. Die Lagerung ist etwas ungleichmässig, an einer Stelle fallen die Lagen ziemlich stark gegen Nordost ein. Doch nur auf ganz kurze Erstreckung lassen sich die hellgefärbten Massen im unteren Theil der Klippe verfolgen. Diese senkt sich rasch, entsprechend der Oberfläche des Landes, das hier eine muldenartige Vertiefung, von Nordwest gegen Südost sich erstreckend, zeigt, und fast nur die obersten Lagen, die braunen Aschentuffe und deren Detritusablagerungen bilden die niedrige, über einem Geröllstrande aufsteigende Klippe im Grunde der hier vorhandenen kleinen Meeresbucht. In der Mulde, die hier von Nordwesten herabkommt, fällt ein konischer Hügel nahe dem Meere in die Augen, der trotz seiner auffallenden Gestalt, wie wir bald sehen werden, nur als ein Erzeugniss der Erosion aufgefasst werden kann. Gegen die Ostseite der Einbuchtung bemerkt man unter den braunen Aschentuffen den Durchschnitt eines Trachytstromes von nicht bedeutender Breite und Höhe, der von einem weiter landeinwärts liegenden, durch eine Kapelle gekrönten Rücken her,

*) HESSENBERG, mineralog. Notizen No. 9, S. 22, t. 3, f. 32 (Abhandl. der SENCKENBERG'schen nat. Ges. VII. Bd. 1870).

sich bis nach dieser Küstenstelle verfolgen lässt. Die braunen Aschentuffe sind hier beiderseits fast horizontal angelagert.

Das Ostende der in Rede stehenden Einbuchtung und zugleich die Ostgrenze des Akrotiri-Landes am Meere wird bei Mavrorhachidi durch einen Felsvorsprung gebildet, dessen niedrige, stark zerrissene Klippen kein flacher Küstensaum umgiebt. Es besteht dieser Vorsprung (östlich von welchem einige Vorrathshäuser angebracht sind, wo öfter Fischerkähne anlegen und in dessen Nähe bisweilen selbst grössere Schiffe vor Anker gehen) aus festen Laven und zwar aus drei übereinanderliegenden, schwach südlich einfallenden Lavaströmen, die nur geringe Schlackenkrusten zwischen sich haben. Ein Kegel theils schwarzer, theils grell rother Schlacken, auf den sich wohl der Ursprung wenigstens des obersten der hier sichtbaren Lavenströme zurückführen lässt, liegt ganz nahe der Küste, ja die steilen Seitenwände desselben nehmen sogar an der Zusammensetzung der Meeresklippe Theil. Die Gesteine sind recht frisch. Ein kleiner Sattel trennt den Gipfel dieses Kegels von dem schon erwähnten, mit ihm zusammenhängenden Rücken, welcher die oben erwähnte isolirte Kapelle trägt. Die in der Küstenklippe zwischen dem von der Kapelle herabkommenden Trachytstrom und den Laven des Vorsprunghes vorhandenen braunen Tuffe sind beiden Bildungen angelagert und zum Theil über beiden abgesetzt.

Der Schlacken- und Lavenkegel Mavrorhachidi beim Südhafen von Akrotiri ist offenbar ein Gebirgsglied, das nicht nur in seiner Bildungsweise, sondern auch in seiner geognostischen Stellung im Verhältniss zu den anderen in den Küstenklippen aufgeschlossenen Ablagerungen des Akrotiri-Landes eine analoge Stellung einnimmt, wie der Kegel des Kap Mavro, wie der an der Nordwestküste des Inseltheiles und wie der am Balos-Hafen. Die vorherrschend braunen Aschentuffe eines grossen Theiles der Klippen können nur als jüngere, zum Theil daran, zum Theil darüber angelagerte Bildungen gelten. Gleichwohl verbietet schon das frische Ansehen der Schlacken dieser Kegel, sie den ebenfalls von den braunen Aschentuffen und ihren Zwischenbildungen umhüllten, vorherrschend hell gefärbten Felsmassen (Thonsteinen, hellen Tuffen, Perliten und Trachyten etc.) im Alter gleichzustellen. In unmittelbarer Berührung mit diesen helleren Gesteinen stehen die Kegel von

Mavrorhachidi am Südhafen, und am Nordhafen (Balos) von Akrotiri, und in beiden Fällen verhalten sich die Schlackenkegel zu den helleren Gesteinen gerade wie die braunen Aschentuffe zu beiden: es sind jüngere, angelagerte Bildungen. Der oberste weisse Bimssteintuff endlich, obwohl hier nicht überall gleichmässig und mächtig verbreitet (offenbar durch stattgefundene Abschwemmung an den steiler geneigten Hängen unterbrochen) hat doch unzweifelhaft vor der partiellen Zerstörung auch diesen Inseltheil einst ganz überdeckt. So würden wir aus der Zusammensetzung der Seeklippen allein schon die Grundzüge des Gebirgsbaues im Akrotiri-Lande kennen lernen; die Beobachtungen an der Oberfläche des Landes ergänzen und erweitern aber in vieler Beziehung diese Kenntniss.

Nähert man sich auf dem gewöhnlichen Höhenwege dem Akrotiri-Lande, so fällt schon von einiger Entfernung aus auf, dass die östlichen Häuser und die Kirche (109 Meter) des Ortes Akrotiri auf einem isolirten Hügel stehen. Bis unmittelbar an den Fuss dieses Hügels verrathen die zahlreichen kleinen Bimssteinbrocken und die umherliegenden zum Theil in Mauern aufgeschichteten, pechartig glänzenden und schimmernden Lavablöcke, dass wir auf dem über die ganze Insel verbreiteten obersten Bimssteintuff hinschreiten. Schon bei den östlichsten Häusern aber sehen wir statt des gewöhnlich conglomeratartigen Gesteines einen weissen bis gelblichen erdigen Tuff ohne alle grössere Gesteinseinschlüsse anstehen und erblicken auf diesem aufgelagert eine schwarze, etwas schlackige trachytische Lava, den Baugrund der höchstgelegenen Gebäude. Zwar finden sich an manchen Stellen im obersten Bimssteintuff erdige Lagen, aber solche bestehen nur aus feinerzerriebenen Bimsstein (z. B. in Ober-Phira). Im Akrotiri-Tuff entdeckt man aber*) bei aufmerksamer Betrachtung marine Organismenreste (Foraminiferen, Terebratulina etc.), die im „oberen Bimssteintuff“ nicht gefunden worden sind. Letzterer ist noch nirgends im Ringgebirge unter Lava gefunden worden; in demselben sind nur Barrankos, nicht Thalmulden eingeschnitten, der Lavakopf von Akrotiri aber, über jenen weissen Tuff gelagert, trägt unverkennbare Anzeichen sehr starker Erosionswirkungen, welche durch die darauf errichteten Gebäude nicht

*) Zuerst Herr Dr. REISS am 5. Mai 1866.

verwischt werden. Da nun die feste Lava unmöglich hätte rascher zerstört werden können als der weiche obere Bimssteintuff in den anderen Inseltheilen, so muss wohl die Akrotiri-Lava und der darunter liegende weisse Tuff für älter gelten, als der in der Umgebung in tieferem Niveau liegende „obere Bimssteintuff“, letzterer hier als angelagerte Bildung betrachtet werden.

Die Einsattelung (80 M.) zwischen dem Hügel der Kirche von Akrotiri und dem gegen Westen höher ansteigenden Lande gestattete keine ganz genaue Beobachtung, weil der Boden überall bebaut ist; der „obere Bimssteintuff“ ist hier noch zum Theil erhalten, ob aber in zusammenhängender Ablagerung oder nur in einzelnen Vertiefungen ist nicht deutlich. — Jenseit des Sattels steigt im Ort Akrotiri selbst der Weg steil empor, und sehr bald erreicht man an demselben anstehende Felsen von weisslich grauem bis bläulich grauem, halbglasigem, in Perlit übergelenden Trachytgestein. Südwestwärts kann man dieses Gestein eine Strecke bergabwärts verfolgen und findet dasselbe umgeben von hellgefärbten Tuffen, welche auch die Unterlage des halbglasigen Gesteines zu bilden scheinen. Die zunächst angrenzenden Tuffe weichen zwar durch ihr sandsteinartiges Aussehen und ihre graue Färbung (in Folge eingemengter dunkler Körnchen von Hornblende, Biotit, Magnetit und Lava) von denen der östlichen Häuser Akrotiris ab, aber es wechseln so zahlreiche und so verschiedenartige Tufflagen derart weiter südlich mit einander ab, dass der Gehalt derselben an organischen Resten allein Berücksichtigung verdient und zu einer Gleichstellung mit den vorher erwähnten Tuffen berechtigt.

Die Lagerung dieser Tuffe an den südwestlichen Häusern Akrotiris ist etwas wechselnd, theils horizontal, theils mit Einfallen gegen Nord und Nordost.

Durch eine kleine Einsattelung von dem durch den halbglasigen Perlit gebildeten Hange abgetrennt, zieht sich ein ansehnlicher Berggrücken nach Südwest gegen den Südhafen (Mavrorhachidi) von Akrotiri fort, muldenartige Thäler trennen denselben sowohl von dem nördlichen Gipfel, worauf die obersten Häuser und die Kirche von Akrotiri stehen, als auch von dem südlicheren Rücken, der mit dem Schlackenkegel am Südhafen beginnend, nach der bereits erwähnten Kapelle und nach

dem Hauptgipfel des Akrotiri-Landes (212 M.) sich erhebt. In der Einsattelung nordwestlich von dem in Rede stehenden Rücken bemerkt man nur die versteinierungsführenden Tuffe und einige Reste des oberen Bimssteintuffes, wie sie auch auf dem Rücken selbst hier und da bemerkbar sind; derselbe besteht aber in seiner Hauptmasse aus einem Trachytporphyr von grauer Farbe, triklinen glasigen Feldspath und Hornblende führend, welcher zwar einige Abänderungen in Färbung und Gefüge der Grundmasse zeigt, offenbar aber das Erzeugniss eines Ergusses ist. Fast überall ist das Gestein in grosse eckige, lose aneinander liegende Blöcke zertheilt, nur im Grunde des Thales südlich und besonders am Südwest-Ende ist diese Zertheilung nicht auffallend. Gerade diese aber ist ein Charakter, den das Gestein mit den in historischer Zeit entstandenen Kaimeni-Laven (wenigstens mit deren oberen Partien) theilt und abgesehen von dem Fehlen einer kraterartigen Vertiefung kann man in diesem Rücken ein etwas kleineres Nachbild der Mikra Kaimeni erkennen (Höhe des Rückens über dem Thal ca. 35 — 40 M., Länge ca. 600 M. — Höhe der Mikra 68,6 M., Länge der Mikra 650 M.).

Von dem südlicheren Rücken, welcher die Kapelle trägt, haben wir schon das südwestlichste Ende, den Schlackenkegel von Mavrorhachidi und die den Küstenvorsprung bildenden Lavenströme kennen gelernt, auch des von der Kirche südwärts ziehenden Trachystromes gedacht (dessen Gestein auch zu den durch Feldspath und Hornblende porphyrischen gehört und stellenweise durch Auslaugung weisslich und zerreiblich (domitartig) geworden ist). Der grösste Theil des Rückens besteht aus den marinen Tuffen, welche hier allerdings arm an Petrefacten sind und unter sich mannigfach durch die bald grünliche, bald graue, bald weissliche und gelbliche, sogar stellenweise röthliche Farbe, durch die theils gleichartige erdige, bis thonsteinähnliche, durch Verkieselung hornsteinartige, theils sandartige und breccienartige Zusammensetzung, auch durch die bald horizontale bald geneigte Lagerung abweichen. Hervorheben wollen wir hier noch besonders, dass am Nordostende dieses Rückens die Tuffe häufig Wellenspurten (ripple marks) auf den Schichtflächen zeigen, dass sehr starke Verkieselung stellenweise eingetreten ist, und dass an einem grossen Theile des Rückens die Schichten mit 20° — 30° (24°

beobachtet) nach Ostnordost einfallen, besonders in der Nähe der Kapelle, wo zum Theil der Berghang dem Schichtenfall parallel ist.

Die versteinierungsführenden Schichten lassen sich von der Nähe der erwähnten Kapelle aus noch weiter nach Westen und Südwesten verfolgen; sie umhüllen wenigstens im Osten und Süden die Gehänge des Lumaravi (212 M.), des Gipfelberges im Akrotiri-Lande, und sind namentlich zwischen diesem und der südwärts sich erhebenden Kuppe des Archangelo Vuuo (168 M.) deutlich entwickelt; auch hier in verschiedenen Varietäten des Gefüges etc. und mit verschiedenen Fallrichtungen. An mehreren Stellen sind sie von jüngeren Gebilden, theils Anschwemmungen, theils anderen Tuffen, namentlich von Resten des obersten Bimssteintuffes bedeckt. Solche Bedeckung findet sich z. B. in der bereits erwähnten Mulde, die zwischen dem Archangelo Vuuo und dem durch den weissen Felsobeliken ausgezeichneten Küstenvorsprung einerseits und zwischen Lumaravi und dem Rücken der Kapelle andererseits sich von Nordwest nach Südost herabzieht.

Gegen den Grund dieser Mulde hin zieht die fast kraterartige Gestalt eines kleinen Hügels die Aufmerksamkeit auf sich, bei näherer Betrachtung zeigt sich jedoch diese Form als eine rein zufällige. An der Südseite hat dieser Hügel seine grösste Höhe und einen scharfen, fast halbmondförmigen Kamm, welcher im Grunde der Thalmulde aus grünlichen und weissen Tuffen besteht, die von fast horizontalen braunen Aschentuffschichten überlagert sind (denselben, wie wir sie in der nahegelegenen Meeresklippe kennen gelernt haben). Die hellen Tuffe darunter dürfen wir, obschon dort keine Versteinerungen gefunden wurden, der Uebereinstimmung in der Lagerung und dem Aussehen entsprechend, den marinen Tuffen zurechnen.

Dem höheren halbmondförmigen Rücken nördlich gegenüber und scheinbar zu einem und demselben Hügel gehörig, liegt ein kleinerer, aus festem, doch offenbar stark verändertem Trachyt bestehender Felsgrat; der scheinbare Krater hat also eine Umwallung aus wenigstens drei verschiedenen Gesteinslagen und ist offenbar nur eine Folge der Erosion.

Ein dem eben erwähnten ähnlicher, röthlich grauer Trachyt, hier und da ganz durchtränkt und überzogen mit Kieselsubstanzen (Quarz, Chalcedon, Hyalith etc.) wird in der Thal-

mulde aufwärts gegen Archangelo Vuno noch öfter beobachtet, doch ist dessen Verhältniss zu den petrefactenführenden Tuffen, die gleichfalls an mehreren Stellen auftreten, wegen der aufgelagerten Anschwemmungen und der vereinzeltten Reste des oberen Bimssteintuffes nicht klar. Deutlicher ist dies beim Archangelo Vuno (168 M) selbst, der als steiler Kegel seine Umgebung überragt (Westfuss 86 M., Nordfuss 127 M.) und an seinem Gipfel so massenhafte Trachytblöcke zeigt, dass wir jedenfalls den Berg selbst wesentlich für einen aus anstehendem Trachyt (Blocklava) gebildeten halten. Am Fusse aber sehen wir ringsum helle, zum Theil conglomeratartige Tuffe, die den Berg mantelförmig einschalen und nicht wenige, doch meist unbestimmbare Petrefacten enthalten (grosse Mytiliden etc.).

Am gegenüberliegenden Hange des Lumaravi, des Gipfels der Akrotiri-Berge, fallen die, gerade dort durch die besterhaltenen Petrefacten ausgezeichneten, marinen Tuffe gegen den Archangelo ein und lehnen sich an röthlich graue bis rothbraune trachytische Massen, welche hier und da darunter hervortreten, auch weiter westwärts für sich allein rippenartige Vorsprünge des Berges bilden, in deren Zwischenräumen breccienartige bis conglomeratähnliche Gesteine von heller Färbung, stark mit Kiesel durchdrungen, liegen. Dies könnten Aequivalente der marinen Tuffe sein, um so mehr als letztere am Nordosthange des Lumaravi, bei den obersten Häusern von Akrotiri (nahe oberhalb des erwähnten Perlites), eine conglomeratartige Beschaffenheit besitzen und eine Menge der verschiedenartigsten Gesteinsbrocken (Bimsstein, rothbraune Trachyte und Trachytporphyre, die man für alte Felsitporphyre halten möchte, krystallinische Aggregate von dioritartiger Zusammensetzung, Sanidinite etc.) einschliessen. Auch hier an dem Nordostfusse des Lumaravi fallen die marinen Schichten von diesem ab, mit $10-15^{\circ}$ gegen den Golf nach Nordnordost, zum Theil nach Nordwest geneigt.

Gegen den Gipfel ist der Lumaravi flacher als an seinem Ost- und Südhange, so dass nur wenige Aufschlüsse gegeben sind, die aufgelagerte Schichten mancherlei Art zeigen. So finden sich ganz nahe dem Gipfel zahlreiche schwarze Schlacken, öfter braune Aschentuffe und auch, namentlich nordwärts, der oberste Bimssteintuff mit seinen so charakteristischen schwar-

zen Lavenblöcken etc. Dass an den steiler geneigten Hängen diese Deckschicht nicht gefehlt hat, geht nicht nur aus einzelnen kleineren Partien (Nestern) des weissen Tuffes hervor, sondern auch aus den überall umherliegenden grösseren Blöcken, vorzüglich von schwarzem halbglassigem Trachyt, die bei Wegführung des leichteren Materiales um sie her von den Atmosphärlilien nicht weggeschwemmt und weggeblasen werden konnten.

Westlich von Lumaravi und Archangelo Vuno ist mit Ausnahme der Gipfel des Cap Mavro und Cap Akrotiri das Land als eine Hochfläche zu bezeichnen, die in ihrem grösseren Theile gegen Südosten, in einem kleineren gegen Nordwesten (gegen Aspronisi, Therasia und nach den Kaimeni-Inseln) sich sanft abdacht. Schluchten sind sowohl nach der Südküste hin als gegen den Kanal zwischen Thera und Aspronisi eingeschnitten; unter den ersteren ist die bedeutendste die am Fusse des Lumaravi und Archangelo Vuno gegen Südost sich ergiessende, welche schon dicht bei der Circus-Umwallung bei einer Kirche und Häusergruppe beginnend, über 1 Kilom. lang ist und wegen des Hervorragens der genannten älteren Bergmassen im Grunde einer Thalmulde eingesenkt erscheint.

Diese grösste Schlucht sowohl als die meisten anderen offenbaren Verhältnisse, die wir schon von den benachbarten Küstenklippen her kennen: unter dem auf der Hochfläche verbreiteten „obersten weissen Bimssteintuff“ mit schwarzen und anderen Blöcken lagern nahezu horizontale Bänke schwärzlich brauner bis graubrauner Aschentuffe (darin bei der eben erwähnten Häusergruppe eine Pisolithschicht). In den gegen Nordwest unweit Kap Akrotiri mündenden Schluchten sind ausser den Aschentuffen auch noch Schlackenbänke aufgeschlossen. Die Gipfel des Schlackenkegels vom Kap Mavro (118 M.) und des Trachytstromes von Kap Akrotiri (130 M.) ragen über das Plateau empor und zeigen, wie die höheren Akrotiri-Berge, nur noch einzelne nesterartige Ueberbleibsel des einst auch sie bedeckenden „oberen weissen Bimssteintuffes“ und der darunter lagernden braunen Aschentuffe.

Die auf der Oberfläche des Akrotiri-Landes gemachten Beobachtungen zeigen also, dass jene Ablagerungen heller Tuffe und Trachyte, die an vielen Punkten der Küstenklippe als

älteste Bildungen beobachtet wurden, ein hügeliges Gebirge dargestellt haben, dessen bedeutendere Gipfel (Lumaravi, Archangelo, Kap Akrotiri, Trachytrücken südlich von Akrotiri) sich noch erkennen lassen, obwohl die daneben aufgeworfenen Ausbruchskegel (Mavrorhachidi, Kap Mavro, Balos etc.) und die Ueberdeckung des Landes mit Tuffmassen, sowie die Verschwemmung der abgelagerten Gesteine manche Vertiefung ausgefüllt haben, während zugleich andere Unebenheiten durch Erosion theils vergrössert, theils hervorgerufen wurden. Die Erosion hat auf dem unebenen Boden von vielen Stellen den auf der ganzen Insel Thera vorhandenen oberen Bimssteintuff hinweggeführt, der in grösserer zusammenhängender Masse nur noch auf der Hochfläche im Westen dieses Inselabschnittes sich findet.

Eine wichtige Ergänzung zu den Beobachtungen an den Seeklippen bietet das Studium der petrefactenführenden Ablagerungen. Während wir selbst in den hellen Tuffen an der See nur sehr undeutliche Organismenreste (nordwestlich von Akrotiri) wahrnahmen, hat deren Herr FOUQUÉ nach mündlicher Mittheilung dort gesehen; auf dem Lande aber sind von uns an sehr zahlreichen Stellen bis fast 180 M. über dem Meeresspiegel Petrefacten gesammelt worden.*) Die petrographische Mannigfaltigkeit der petrefactenführenden Lagen und ihre Schichtungsverhältnisse haben wir bereits hervorgehoben, so dass wir nur noch darauf hinzudeuten brauchen, wie gerade diese gehobenen Schichten durch ihren häufig gegen das Innere des Golfes gerichteten Schichtenfall am allerklarsten die ehemals herrschende Theorie der Erhebungskratere in ihrer Unrichtigkeit darstellen. Ueber die Ursachen, aus denen die Verschiedenheiten in der Lagerung dieser Schichten hervorgegangen, kann man nicht apodictisch absprechen, doch dürfte die wahrscheinlichere Ansicht die sein, dass diese Massen auf unebenen Meeresboden abgesetzt, schon von vorn herein geneigte Schichten bildeten, indem sie vorher vorhandene trachytische Lavenmassen (Kegel, Rücken und Wülste etc.) umhüllten und sich denselben in ähnlicher Weise aulagerten, wie die

*) Auf Dr. A. STÜBEL's geogn. Uebersichtskarte sind nur zwei hauptsächliche Fundorte angegeben, um nicht durch zu viele Angaben zu verwirren.

gleichfalls geneigten, den Thonschiefer bei Athinio einschalen- den Tuffe. Gerade die eckigen Bimsstein- und Trachytstücke in dem petrefactenführenden Tuffe und die unebene Oberfläche der alten submarinen Laven können als Umstände angesehen werden, welche ein Festhaften des Absatzes auf beträchtlich geneigter Unterlage begünstigten. Da mehrere der darunter liegenden älteren Trachyte, wie ihr Gehalt an Kalkspath, Zeolithen und Quarz etc., sowie ihr Thongeruch verrathen, Wasser und Kohlensäure in nicht unbedeutender Menge aufgenommen haben, so könnte auch durch das Anschwellen der Unterlage eine Vergrößerung der ursprünglichen Neigung eingetreten sein. *) Dagegen erscheint die von FOUQUÉ **) ausgesprochene Ansicht, wonach die Eruption der unterlagernden Massen eine Zerreißung und Hebung dieser ausgedehnten Ablagerungen bewirkt haben soll, mit den bisher an Vulkanen beobachteten Erscheinungen (selbst mit der Hebung eines kleinen Theiles des alten Meeresbodens bei Bildung der nahen Nea Kaimeni) nicht in Einklang stehend. Die Hebung der marinen Ablagerungen ist gewiss auf Santorin kein locales Phänomen, da sich deren Spuren fast allgemein im Mittelmeerbecken und sogar ausserhalb desselben zeigen.

Die Mächtigkeit der marinen Schichten lässt sich schon der wechselnden Lagerungsverhältnisse und Erosionswirkungen wegen nicht bestimmen. Durch Schätzung nach den Verhältnissen beim Ort Akrotiri lässt sich dieselbe aber doch auf wenigstens 100 bis 120 Meter angeben. Auch ist es nicht gelungen, eine regelmässige Schichtenreihe aufzufinden, da es an erkennbaren Horizonten fehlt, während an fast jedem der Fundorte andere Petrefacten auftreten.

Von den petrefactenführenden Schichten ist keine, die nicht auf vulkanischen Gesteinen aufruhe und keine, welche nicht wesentlich aus vulkanischem Material bestände, worunter Bimssteinstücke und Bimssteinstaub eine hervorragende Be-

*) Doch wohl nur in geringem Grade.

**) Premier Rapport du 1 juin 1867. p. 5: des cones parasites étalent leurs coulées ou amas de laves plus ou moins modifiées par des actions chimiques postérieures à leur émission et montrent à leur surface les débris des couches fossilifères, qu'elles ont brisées et soulevées en paraissant au jour.

deutung haben. Eine noch so genaue Bestimmung des Alters der Petrefacten kann also nicht den ersten Anfang der vulkanischen Thätigkeit im Santorin-Archipel geognostisch feststellen. Die Lagerungsverhältnisse zeigen deutlich, dass während der ganzen Zeit der Ablagerung der marinen Schichten Eruptionen stattfanden, und da solche bis auf den heutigen Tag sich ereignen, bezeichnet die Bildung der marinen Schichten auch in dieser Hinsicht keinen Abschnitt.

Mein verehrter Freund Herr Dr. K. MAYER in Zürich hatte die Güte, die von mir gesammelten Petrefacten durchzusehen und zu bestimmen, eine bei dem mangelhaften Erhaltungsstande vieler Stücke nur einem so trefflichen Kenner tertiärer Formen gelingende Aufgabe.

Das Verzeichniss dieser Akrotiri-Petrefacten ergibt:

- Schizaster minor* MAYER, häufig.
Terebratula vitrea L. sp., nicht selten.
Ter. septata PHIL. valv. sup. (*Waldheimia*).
Ter. euthyra PHIL. (*Waldheimia*).
Ter. caput serpentis L. (*Terebratulina*), kleine Exemplare.
Ostrea hippopus LAM.
Anomia patelliformis E. sp. (*Placunanomia*).
Pecten similis LASKEY, häufig.
Pecten septemradiatus MÜLL. (= *pseudamusium Chemn.*), häufig.
Pecten varius PENN.
Avicula sp. (zu keiner bekannten Form passend).
Arca barbata L., Fragment.
Arca pectunculiformis SCAC.
Nucula sulcata BRONN.
 ? *Leda nitida* BROCCHI sp.
Cardium edule L., Fragment eines jungen Exemplares.
Cardium roseum LAM.
Lucina Astensis BRONN (aff. *L. Jamaicensis* LOWE).
Lucina spinifera MONTF.
Venus, Cytherea oder *Circe*, sp. nov.
 ? *Venus*.
Venus gallina L., Fragment.
 ? *Cardita*.
 ? *Corbula*.
Dentalium tetragonum BROCCHI, nicht selten.

Dentalium Dani HARK, nicht selten.

Turbo sanguineus L.

? *Rissoa* (Abdruck).

Assiminea littorina DELLE-CHIAJE.

Vermetus glomeratus L.

Ausser den aufgezählten Formen ist hier ein grosser *Mytilus* (vielleicht *galloprovincialis* LAM.) zu nennen, der zwischen Archangelo Vuno und Lumaravi in mehreren, aber schlecht erhaltenen Stücken gesehen wurde. Es sind ferner die zahlreichen Foraminiferen-Steinkerne zu erwähnen, die, eine sichere Bestimmung kaum gestattend, auf die Gattungen *Oolina*, *Glandulina*, *Nonionina*, *Rotalia*, *Spiriloculina*, *Triloculina* und *Quinqueloculina* zu beziehen sind. Endlich gedenke ich einiger Bryozoen-Fragmente (*Cerriopora*, *Eschara*) und der in thonsteinartiger Masse beim Balos-Hafen westlich gefundenen *Fucoidenreste*. Herr Dr. K. MAYER stellt diese Akrotiri-Fauna der des weissen Kalkes von Palermo, oder der von Rhodus gleich und bezeichnet sie als zum Astiano *) III. oder Oberpliocän gehörig.

Vergegenwärtigen wir uns noch einmal die an dem Hügellande von Akrotiri gemachten Beobachtungen, so werden wir uns die Entstehungsgeschichte dieses Inseltheiles in folgender Weise zu denken berechtigt sein.

Noch im Beginn der Neogenperiode war dieser Theil des Santorin-Archipels mit dem Meer bedeckt; später ereigneten sich hier und in der nächsten Umgebung wiederholt vulkanische Ausbrüche, welche theils mächtige Rücken und Kuppen von trachytischem Gestein, theils Bimssteinmassen und andere Auswürflinge lieferten. Diese losen Ejectamente waren es besonders, die das Material hergaben, aus welchem, in Verein mit zahllosen Foraminiferen und anderen organischen Resten Schichten auf und neben den unterseeischen vulkanischen Hügeln sich bildeten. Die versteinungsleeren Zwischenschichten mögen sich bei den jedesmaligen Ausbrüchen, d. h. bei massenweiserer Herbeiführung des vulkanischen Materials, gebildet haben. Zu der Auffüllung des ehemaligen Meeres-

*) Möge im Interesse des Wohlklanges der italiänische Name unverändert in die deutsche wissenschaftliche Sprache aufgenommen werden!

bodens durch die Bildung der jungtertiären petrefactenführenden Schichten und durch die vulkanischen Ausbruchsmaterialien trat aber die Wirkung einer successiven und schwerlich auf die nächste Umgebung Santorins allein beschränkten Hebung, welche die vorhandenen Hügel, ohne deren Schichten wesentlich zu dislociren, allmählig über den Meeresspiegel emportreten liess. Vermuthlich während der Zeit dieser Hebung bildeten sich zwischen den gedachten Hügeln (und offenbar auch in den benachbarten Theilen) neue Ausbruchskegel, theils von Schlacken allein, theils aus Schlacken und Laven bestehend. Die Vertiefungen, welche zwischen den älteren Hügeln untereinander wie zwischen diesen und den neueren Ausbruchskegeln bestanden, wurden nach und nach ausgefüllt durch die von benachbarten Eruptionsöffnungen ausgestossenen vulkanischen Producte, hauptsächlich durch Aschen verschiedener Ausbrüche (braune Aschentuffe). Die vorhandenen Lapillibänke deuten wohl darauf, dass einige der Ausbrüche in nicht gar grosser Entfernung von dem jetzigen Akrotiri-Gebirge stattfanden; da diese Schichten nur gleichmässig verbreitete Auswürflinge, besonders Schlacken, enthalten, kann man sie nicht wohl für Conglomerate von submariner Bildung, namentlich nicht für submarine Anschwemmungen halten, sondern für an Ort und Stelle niedergefallene Ejectamente.

In der Periode der Bildung dieser Lagen erfolgten auch grosse Bimssteinausbrüche, vermuthlich dieselben, welche auch in der Südost- und Ost-Umwallung das mächtige mittlere Bimssteintufflager erzeugten. Dass auch eine Wegführung des abgelagerten Materials statt hatte, beweist schon die Lagerung der verschiedenen Tuffschichten, von denen einige ganz deutlich Unebenheiten, wohl Barranko-Betten der früheren Oberfläche ausgeglichen haben (wie man namentlich an den nordwestlich gegen Aspronisi gerichteten Klippenabstürzen sieht). Von der wahrscheinlich schon damals thätigen Erosion des Meeres geben besonders die Klippen auf der Südseite Zeugnis. Endlich wurde die ganze Oberfläche des Landes mit der mächtigen Masse des oberen weissen Bimssteintuffes eben so überschüttet, wie die übrigen Theile des Ringgebirges, und es entstand der Steilhang gegen die inneren Theile des Golfes. Hätte dieser vorher bestanden, so müsste der weisse Tuff sich an den sanfteren Gehängen der nördlichen Klippenwand

und am Fusse derselben, zum Beispiel in der erwähnten Mulde beim westlichen Schlackenkegel der Nordklippe vorfinden, während nur auf der Südseite des Akrotiri-Landes Reste davon auch in den Vertiefungen auftreten; ferner müsste der Nordhang in gleicher Weise von Thalmulden und Barrankos zerschnitten sein als der Südbang.

Nach der Bildung des oberen Bimssteintuffes und der Klippenwand gegen den Golf wurde das Akrotiri-Land ebensowenig als die anderen Theile Theras durch Eruptionen verändert*); nur die Erosion, sowohl durch die bei den winterlichen Regengüssen sich ansammelnden Gewässer und die an den steilen Gehängen unvermeidlichen Abrutschungen als durch die Brandung schritt immer weiter vor und zerstörte an den steileren Hängen und in den Thälern der Südseite den grössten Theil des oberen weissen Bimssteintuffes, so dass dieser an manchen Stellen ganz, oft aber nur seine leichteren Theile unter Hinterlassung der schweren Blöcke schwarzer Lava und anderer Gesteine hinweggeschwemmt wurde. Indess könnte auch von vornherein der obere weisse Bimssteintuff geringere Mächtigkeit im Akrotiri-Lande besessen haben als in den übrigen Theilen Thera's.

Aspronisi.

Das kleine Eiland Aspronisi, kaum 680 M. lang, 250 M. breit, 71 M. hoch, erhebt sich als rings von nahezu senkrechten Wänden umgebener Felsen, als ein kleiner Tafelberg, aus dem Meereskanal, der Thera und Therasia im Südwesten trennt. An den Steilhängen der Klippen lässt sich ein gewissermaassen stufenförmiger Bau, die Folge der Verschiedenheit der Gesteinsschichten, erkennen. Diese letzteren sind fast durchgängig rings um die Insel herum zu verfolgen. Die Schichten besitzen eine geringe Neigung gegen Südost und zwar sind die untersten Lagen noch mehr horizontal als die oberen.

Die unterste Schicht, die man überall neben dem selten unterbrochenen schmalen, ebenen Küstensaume (einer Detritusbildung) wahrnimmt, ist dunkelbrauner bis graubrauner Aschen-

*) Kleinere Mengen vulkanischer Asche sind allerdings sicherlich bei allen den verschiedenen, in historischer Zeit erfolgten Ausbrüchen innerhalb des Golfes auch hier niedergefallen, wie es 1866 geschehen ist.

tuff, wie die ähnlichen Tuffe zwischen den älteren Akrotiri-Bergen und in der Südost- und Ost-Umwallung ziemlich zusammengesintert, dünn geschichtet, bisweilen mit „Cross stratification.“

Auf der Südseite Aspronisi's zeichnet sich eine dieser Tufflagen durch Abdrücke rundlicher, bisweilen verästelter Zweige von Bäumen oder Sträuchern aus, deren organische Masse aber weggeführt und deren Oberflächenbeschaffenheit, namentlich beim Mangel an Blättern, der Bestimmung keinen Anhalt gewährt. Eine andere Schicht dieser dunklen Tuffe ist reich an den bekannten, auch von Thera bereits erwähnten pisolithischen Körnern. Im Innern eines Stückes von etwas gelblich braun oder rostfarbig aussehendem sandigem Aschentuffe, aus einem wenig höheren Niveau abstammend, fand Herr Dr. REISS an der Nordostküste Aspronisi's jene ei- bis coconförmigen hohlen Körper*), die in den Bimssteintuffen Tenerife's und im Dünensande Fuerteventura's und Lanzarote's so häufig sind: die Bauten einer Mauerwespe (Sphegide).

Ueber den Aschentuffen folgt, namentlich auf der Südseite, eine Lage von Schlacken und Lapillis, darüber eine Ablagerung von Gesteinstrümmern, die besonders in ihren obersten Theilen conglomeratartig ist, und eine Menge grosser und kleiner gerundeter Brocken (wohl Gerölle) von mannigfachen Laven enthält. Endlich ruht über diesem Conglomerat derselbe „obere weisse Bimssteintuff“, den wir überall im Ringgebirge vorfinden, und der auch hier das Gipfelplateau bildet. Die auffällige weisse Farbe dieser, auch hier wohl mindestens 25 Meter mächtigen Bank hat dem Eilande den Namen gegeben (weisse Insel).

Bei der Aehnlichkeit, welche Aspronisi's Schichten mit den jüngsten Bildungen des Akrotiri-Landes haben, ist die Beobachtung der Pflanzenreste, Sphegidenbauten und auch wohl der Pisolithe**) in den untersten Gesteinsbänken hier deshalb um so interessanter, weil diese Vorkommnisse ein Recht geben, zu glauben, dass die hier sichtbaren Gesteinslagen sich supra-

*) FRITSCH und REISS, Tenerife, p. 19 und p. 50. FRITSCH, Reisebilder von den Canaren, p. 30.

**) Die sich bei heftigen Gewittern und Regengüssen während der Ascheneruptionen bilden sollen.

marin abgelagert haben, oder doch nahe dem bereits damals über das Meer aufragenden, jetzt zerstörten, inneren Theile Santorins.

Eine besondere Beachtung verdient auch die conglomeratartige Bank von Gesteinstrümmern, deren sehr mannigfaltige Gesteine kaum durch die Brandung allein von den benachbarten Küstentheilen der alten Insel hierher zusammengeführt sein können, sondern wohl grossentheils von den Theilen des ehemaligen Gebirges herrühren, die sich an der Stelle des jetzigen Golfes befanden. Von dort mögen sie in einem Thale durch Bäche oder Wildwasser hierher geführt worden sein. Ob sie jedoch supramarin oder im Meere zum Absatz gekommen sind, können wir beim Mangel organischer Reste noch nicht entscheiden.

Therasia.

Therasia, eine kleine Insel von circa 9,3 □ Kil. Flächenraum, hat eine etwas unregelmässige Gestalt, die sich auf eine Rhomben- oder Trapez-ähnliche Form zurückführen lässt, wenn man von der tiefen Einbuchtung der Ostküste bei Manola und von den gegen Nordost und Nord vorspringenden Spitzen absieht. Das Land fällt im Westen in niedrigen Klippen gegen einen schmalen flachen Küstensaum und gegen die See ab, über diesen Klippen finden wir ein sanftes von Barranko's durchfurchtes, allmählig ansteigendes Gehänge, im Osten aber eine hohe, gegen den inneren Golf abstürzende Felsklippe. Auch im Südwesten und Nordosten ist Therasia von steilen Klippen begrenzt, deren Höhe von West nach Ost allmählig (d. i. von aussen nach innen) zunimmt. Der unmittelbar am oberen Rande des Circus verlaufende Höhenkamm ist etwas wellig, indem, wie in der Ostumwallung, die der Mitte des Golfes zunächst liegenden Punkte des Umwallungsrandes die höchsten sind, während der Einbuchtung der Küste des Golfes die Einsattelung von Manola (161 Meter) auf der Höhe entspricht.

So ist Therasia einer der regelmässigsten Theile des Ringgebirges. Zugleich gewährt das Eiland zumal durch seine Klippenwände gegen Nordost und Südwest guten Einblick in seinen Bau. Die niedrige Klippe im Westen giebt dagegen, wie der flache Aussenhang des Eilandes, nur sehr unbedeutende

Aufschlüsse. Denn auch hier ist die mächtige Decke des „oberen Bimssteintuffes“ und die durch Abschwemmung daraus entstandenen (d. h. fast ohne anderes Material gebildeten) Schwemmgebilde*) nahezu überall der Beobachtung allein zugänglich. Nur an der Nordostseite nahe der Höhe findet sich eine Lavamasse in einer Schlucht entblösst, am Elias-Gipfel (276 M.) ist der obere Bimssteintuff weggeschwemmt und an dem Südennde der westlichen Klippe, wo diese etwas höher als anderwärts ist, erblickt man unter der allgemeinen Decklage eine Lavamasse, die bis unter den Meeresspiegel ununterbrochen reicht, gegen Norden aber nur eine kurze Strecke sichtbar ist. Zwischen Lava und Bimssteintuff lagern dort stellenweise noch braune Tuffe, meist aber nur die mächtige, agglomeratartige Blockkruste der erwähnten Lava, eines theils hellgrau, theils schwärzlich grau, theils bräunlich gefärbten Gesteins, welches hier und da etwas gebändert (Lithoidit-artig) erscheint und auch einzelne rundliche, schalig gebildete Hohlräume (Lithophysen) enthält.

Diesem Gestein gehört auch der naheliegende isolirte Kimina-Fels an, und die Hauptmasse desselben lässt sich an der Südwestklippe Therasia's eine nicht unbedeutende Strecke weit verfolgen, wo dasselbe in stockförmigem Auftreten bis zu einer Mächtigkeit von etwa 40 bis 50 Metern entblösst ist. Noch weiter ostwärts verdeckt eine Schutthalde an der Klippenwand die Begrenzung der mächtigen grauen Lavamasse, daher wir unbestimmt lassen, ob dieselbe — wie auf dem von Fouqué der oft erwähnten Abhandlung beigegebenen Profile gezeichnet ist — von höheren Theilen des Eilandes herabgeflossen und am Südennde nur aufgestaut ist, oder ob dieselbe nicht vielmehr einen an dieser Stelle hervorgebrochenen und aufgehäuften Trachytstrom (einen sogen. Massenausbruch) darstellt.

Den grössten Theil der Südwestklippe bildet ein System pseudoparalleler Lavenströme, Schlackenlager und Tuffschichten. Abweichungen vom vollkommen parallelen Bau sind vielfach sehr ausgesprochen. Die Unebenheiten der Oberfläche einer jeden einzelnen Ablagerung sind so viel als nur irgend möglich durch die nächstjüngeren Laven- und Tuffbildungen

*) wovon nach der oben citirten Abhandlung Fouqué's ein Theil unter dem Meeresspiegel entstanden ist.

ausgeglichen. Im unteren Theile der Klippe finden wir weithin gestreckte fast horizontale Lager — besonders eine beträchtliche rothe Schlacken- und Tuffmasse unmittelbar am Meer. Auch die zunächst darüber liegenden Lavenströme besitzen beträchtliche Längenerstreckung. Namentlich gegen die Höhe über Cap Tripiti hin sind jedoch oben Lavenströme von unbedeutender Ausdehnung wahrnehmbar, über welchen dann mit steilerer Neigung längere Lavenströme unter der alles bedeckenden „obersten weissen Tuffschicht“ ruhen. In dem östlichsten Theile dieser Wand, ganz nahe bei der Tripiti-Spitze selbst, wird die hier wieder niedrige Klippe von zwei Lavagängen durchsetzt, deren westlichster nach oben zu sich gabelt, während der östliche zur Bildung des eigenthümlichen Felsthores an der äussersten Tripiti-Spitze Veranlassung gegeben hat, wo der weichere Tuff neben dem Gange theilweise durch die Brandung fortgeführt worden ist.

Die Ostklippe von Therasia bietet, um es kurz zu sagen, pseudoparallele aber discontinuirliche vulkanische Ablagerungen, die hier flach, fast horizontal zu liegen scheinen, da man die Neigung nach Westen nicht zu erkennen vermag. Es ist eine sehr bedeutende Menge von einzelnen Lavenströmen, Tuffschichten und Schlackenbänken hier aufgeschlossen, von denen kaum eine einzige Lage (ausser dem obersten weissen Bimssteintuff) in der ganzen Längenerstreckung der Klippenwand beobachtet werden kann, obschon viele sich weithin verfolgen lassen. Die Mächtigkeit der einzelnen Gebirgsglieder ist ungleich verschieden. Unter den Lavenströmen, die man als die vorherrschenden Massen bezeichnen darf, kommen einige als dünne Bänke von 1 bis 2 Meter vor, andere als stockförmige Massivs von 50 bis 70 Meter Mächtigkeit (z. B. bei dem höchsten Gipfel des Eilandes südlich von Manola).

Bei mehreren dieser Lavenmassen ist die Ausgleichung früherer Unregelmässigkeiten des Untergrundes, über den sie sich ergossen, die Ausfüllung ehemaliger Bodenvertiefungen, sehr deutlich ausgesprochen. Die Schlacken- und Tuffmassen sind meist schwärzlich oder röthlich, nur ganz untergeordnet sind schwache Bimssteinschichten im mittleren Theile des Hanges. Auch dunkelbraune Aschentuffe wie auf Aspronisi, bei Akrotiri etc. sind kaum bemerkbar. Gänge wurden ausser den bereits erwähnten bei Kap Tripiti nicht beobachtet, wohl

aber wurde bei dem Einschiffungsplatz unter Manola eine unbedeutende Schichtendislocation, eine kleine Verwerfung an einer offenen Spalte, constatirt.

An der nordöstlichen Klippenwand Therasia's sind die Lagerungsverhältnisse eben so einfach. Hier tritt wieder die Neigung der meisten Gebirgsglieder gegen aussen, das ist gegen Nordost, hervor. Und auch hier sind die obersten Lager*) meist steiler gegen aussen geneigt als die unteren, die östlich vorhandenen steiler als die westlichen. Auch andere für die pseudoparallele Uebereinanderlagerung der Gebirgsglieder charakteristische Ungleichmässigkeiten treten hervor. Ziegelrothe bis braunrothe Tuffe und Schlackenmassen sind in nicht unbeträchtlicher Menge neben und zwischen den schwarzen, durch fast senkrechte Wände ausgezeichneten Lavenströmen vorhanden. Nur am Nordostende sind die weissen Massen des obersten Bimssteintuffes und der daraus entstandenen Schwemmgebilde allein entwickelt.

Dass die ziegel- und braunrothen Schlacken und Tuffmassen der Nordostwand von Therasia mit den ähnlichen Gesteinen der Westwand des Apanomeria-Landes im Zusammenhange sich gebildet haben und dass nur durch spätere Ereignisse diese Ablagerungen zerrissen worden sind, ist wohl ziemlich glaubhaft. Durchaus unwahrscheinlich indess, nach den Niveaueverhältnissen der einzelnen Bänke, ihrer Mächtigkeit und den Neigungswinkeln derselben, ist die ehemalige Zusammengehörigkeit der Lavenströme an den durch einen 1700—2600 Meter breiten Meeresskanal getrennten Klippenwänden von Therasia und Thera, so ähnlich auch die Gesteine sind.

Während viele der Laven des Apanomeria-Landes, wie wir gesehen, ihren Ursprung in der Nähe des Megalo Vuno und Kockino Vuno muthmaassen lassen, scheinen, auch den Höhenverhältnissen Therasia's zufolge, die Laven dieses Eilandes näher an diesem, also weiter westlich und südwestlich vom Megalo Vuno hervorgebrochen zu sein. Besonders die mächtigsten Lavenmassen Therasia's lassen sich kaum auf einen entfernten Ausbruchspunkt zurückführen, obwohl in dem Raume des gegenwärtigen Eilandes ein solcher nicht mit Sicherheit

*) Namentlich bedecken obere Schichten, zumal der oberste Bimssteintuff, übergreifend die Schichten der unteren Lagen.

nachgewiesen, höchstens im Südwesttheile vermutet werden kann.

Aus dem Vorstehenden ist ersichtlich, dass Therasia in seinem Bau am meisten Aehnlichkeit besitzt mit dem mittleren Theile der Ostumwallung (bei Phira) und auch mit der Nordumwallung. Hervorgehoben muss nochmals werden, dass hier die auf Aspronisi und in der Umgebung des Akrotiri-Gebirges so massenhaft vorhandenen dunkelbraunen (oft Pisolith führenden) Tuffe ebenso zurücktreten wie ältere Bimssteintuffe, die im Südtheil der Ostumwallung und weiter gegen das Akrotiri-Gebirge eine bedeutende Rolle spielen.

Nicht vulkanische Theile von Santorin.

In die Besprechung des vulkanischen Ringgebirges von Santorin waren wir genöthigt, einige Bemerkungen über die Phyllitmassen der Klippe von Athinio einzuflechten, welche dort einen Theil der Umwallung bilden. Wir sahen, wie die vulkanischen Gesteine (meist Tuffschichten) sich an diese anlehnen haben und dieselben umhüllen, so dass der Umwallungsrand dort noch überall sowohl den oberen weissen Bimssteintuff, als auch andere, ältere vulkanische Gesteine zeigt. Die so von Tuffen etc. umschlossene ältere Felsmasse besteht hauptsächlich aus grünlich grauem, seltener bräunlich- oder violett-grauem Phyllit, welcher mehr oder weniger krystallinisch erscheint und namentlich auf Schieferungsflächen seidenglänzende, krystallinische, glimmerähnliche Blättchen erkennen lässt. Die Schieferung ist nur zum Theil geradflächig, vorwiegend sind gefältelte Schiefer. Die meisten dieser Phyllite sind mit Schnüren, Flasern und dünnen Platten oder Lagen von Quarz durchwachsen, und überdies sind die kurzklüftigen Gesteinsmassen durchsetzt durch zahlreiche Adern und Schnüre von milchweissem bis wasserhellem Quarz, von Calcit, Siderit und ähnlichen Mineralien, welche ja überhaupt in Schiefergebirgen häufig auftreten. Untergeordnet erscheinen bisweilen auch Schichten krystallinischen Kalksteines zwischen den Schiefern; sehr vereinzelt in der Nähe von Athinio, öfter bei Plaka. An letzterem Orte findet sich am Phyllit auch eine schwache Ausblühung von Eisenvitriol und ähnlichen Salzen, die durch Zersetzung von Pyrit entstehen. Die Schichten dieses ältesten Gebirgstheiles von Santorin streichen bei Athinio nahezu nörd-

lich (genauer nord-nordwestlich) und fallen gegen Osten ein. Der geringste beobachtete Fallwinkel ist 25° , das Einfallen scheint bei den tiefsten und westlichsten Lagen am schwächsten, mehr in der Höhe und gegen Osten steiler zu sein. Auf der Höhe des Umwallungsrandes über Athinio sind die Gesteine des älteren Gebirges durch die vulkanischen Bildungen verdeckt, doch haben sie auf die Bodengestaltung offenbar einen bedeutenden Einfluss geübt, denn von der Klippenhöhe steigt das Land sanft an zu den Hügeln, auf deren einem die Stadt Pyrgos (371 M.) steht. Weiter östlich, südöstlich von Pyrgos, steigt mit steilen Wänden der Felsrücken des Oros Elias oder grossen Eliasberges (565 M. im Mittel) empor. Der Hügel von Pyrgos und seine Nebenhügel bestehen aber wie der grosse Eliasberg aus Marmor (krystallinischem Kalkstein). Ueber diesem liegen zwar, namentlich in kleineren und grösseren Vertiefungen des Bodens, Bimssteinmassen, zum Theil auch mit eingemengten Lavablöcken, ganz wie in dem „oberen Bimssteintuff“, der allgemeinen Decke des Bodens auf dem Ringgebirge. Freilich sind diese Bimssteinmassen hier, besonders auf den Höhen des Elias, lockerer als in der unmittelbaren Nähe der Umwallungsfelsen, auch an fremden Blöcken nicht ganz so reich, aber man kann nicht daran zweifeln, dass dieselben Ausbrüche, welche den oberen Bimssteintuff erzeugten, auch die erwähnten lockeren Massen ausgeschleudert haben. Nur sind durch die Erosion auf der steilen Unterlage die erdigeren Theile hinweggespült worden. Und ein grosser Theil hiervon ist offenbar hinabgeführt worden in die flachen Landstriche von Kammari und Perissa am Nord- und Südfuss des Elias, wo diese erdigen Massen sich mit dem ursprünglich dorthin geschleuderten ähnlichen Material verbunden und fast alle früheren Unebenheiten des Bodens ausgeglichen haben.

Die Fläche von Kammari im Norden des Elias ist gegen Westen begrenzt durch einen in seinem südlichen Theil steilen, nordwärts aber mehr abgeflachten Abhang, der sich in der Höhe an die sanftere Böschung der regelmässigen Theile der Umwallung anschliesst. An dem Steilabhange tritt unter dem oberen Bimssteintuff an vielen Stellen Marmor hervor, so unterhalb Pyrgos, bei den Orten Ano Gonia, Kato Gonia etc. Dieser Hang wird dadurch als ein von Westen her durch vul-

kanische Ausbruchsmassen theilweise überschütteter Rücken des alten Sedimentärgebirges charakterisirt. Im nördlichen Theile des Flachlandes ragt mit steilen, fast senkrechten Wänden, von fern fast wie eine Burgruine erscheinend, die Felsmasse des Monolithos (30 M.) empor, aus Marmor bestehend. Bei seiner isolirten Lage kann dieser Fels wohl für einen von der Hauptmasse abgetrennten Ausläufer des Marmorrückens von Pyrgos und Gonia gelten. Am südlichen Ende der Fläche steigen aus derselben ähnliche, aber minder steilwandige und theilweise niedrigere Felsen von Marmor*) empor, die man mit kleinen Inseln vergleichen kann. Wahrscheinlich sind sie in der That einmal Felseilande gewesen, denn trotz des Mangels sicherer Nachweise durch Conchylienreste etc. dürfen wir die Kammari-Fläche für eine frühere flache Meeresbucht ansehen, welche theils durch die Aufhäufung von den benachbarten Gebirgstheilen herabgeschwemmter Massen, theils durch Hebung trocken gelegt worden ist.

Das Gleiche gilt von der Fläche von Perissa im Süden des Eliasberges, deren Boden dem der Kammari-Fläche ganz ähnlich ist. Die Westbegrenzung bildet hier der Marmorücken des Platanymos (117 M.). Dieser entsendet einige niedrige Ausläufer gegen die Perissa-Fläche; sein Abhang gegen dieselbe (gegen Ost und Südost) ist von oben herab meist nur mit 10—15 Grad geneigt, nur unmittelbar am Flachlande bietet er viel steilere Böschungen, die für Inland-Klippen gelten können, wie die Brandung des Meeres sie häufig an sonst flachen Gehängen erzeugt. Gegen Westen fällt der Platanymos von seinem Höhenkamm steil ab gegen eine Einsenkung, welche ihn von dem flachen Hange der Südostumwallung trennt. Im Grunde der Einsenkung ist längs des Platanymos das Abflussbett der Regenwasser schluchtartig eingerissen. — Hätten in der Nähe der Südostumwallung vulkanische Ausbrüche stattgehört, so wäre vermuthlich der Platanymos ebenso wie der Rücken von Pyrgos und Gonia von Westen her eingehüllt und überdeckt worden.

Zwischen den Flächen von Perissa und Kammari steigt die Hauptmasse des älteren Gebirges von Santorin, der Bergrücken des Oros Elias (565 M.) und Messavuno (374 M.)

*) Zum Theil den Archäologen durch althellenische Gräber und Alterthümer wohlbekannt; so der 68 Meter hohe Kalkfels über Kammari.

empor. Die beiden Gipfel sind durch einen beträchtlichen Einschnitt, die Sellada (268 M.) getrennt. Der Höhenkamm, am Elias und bis zur Sellada scharf, wird am Messavuno etwas breiter, plateauartig, so dass dort im Alterthum eine Stadt Platz fand. Mit steilen Abstürzen, welche durch eine Menge eingerissener Schluchten und Runsen nur wilder und unzugänglicher werden, erhebt sich der Bergrücken, — eigentlich nur eine Felsmasse. Denn nur an wenigen Orten ist hier etwas Erde und Humus vorhanden (besonders am Messavuno), sonst sind es höchstens Bimssteinanhäufungen, die hier und da das nackte Gestein verdecken und in denen kümmerlich einige Feigenbüsche (beim Eliaskloster) gedeihen. Der eigentliche Eliasberg besteht fast ausschliesslich aus Marmor, der — oft äusserlich rostfarben oder mit grauen Flechten bedeckt, — hellgrau bis weiss, seltener röthlich ist und überall von zahlreichen blendend weissen Calcitadern durchsetzt wird. Das Korn des krystallinischen Kalksteines ist bald gröber, bald feiner, nirgends aber beobachteten wir einen wirklich dichten Kalkstein. Glimmerartige und ähnliche Silikate sind nicht selten eingesprengt, auch hier und da etwas Pyrit. An einem der Ausläufer des Elias, bei der Windmühle über Emporion erschien der Marmor dolomitisch, sonst aber meist ziemlich frei von Magnesia.

Phyllit zeigt sich am eigentlichen Eliasberge nur untergeordnet, unter anderem in einem Thälchen bei der Windmühle von Emporion. Am Messavuno dagegen ist derselbe, an den Steilhängen gegen Osten besonders, wieder reichlich entwickelt, ähnlich wie bei Athinio. Am Messavuno begleiten auch eigenthümliche bald mehr den conglomeratischen „Grauwacken“ bald mehr dem Verrucano ähnliche schieferige Massen die Phyllite, und erscheinen, wie die Kalkbänke, diesem eingelagert.

Petrefacten wurden bisher in keinem dieser Gesteine des älteren Gebirges beobachtet; wahrscheinlich sind deren Spuren durch die nach der Ablagerung erfolgten Krystallisationsprocesse verwischt worden.

Die verschiedenen Gesteine des älteren Gebirges verschiedenen „Formationen“ beizuzählen liegt durchaus kein Grund vor, denn das Streichen aller dieser Massen ist so constant, als es nur in irgend einem sedimentären Gebirge ist, ein nahezu nördliches bis nordwestliches. Die Schichten fallen sämmtlich

gegen Osten ein, und zwar bei Athinio mit 25° — 35° — 40° bei der Kirche von Gonia mit 48° , bei Emporion mit 55° etc. Da nun bei Athinio und Plaka, auch im Osten des Messavuno der Marmor im Phyllit, unweit Kammari am Messavuno aber Phyllit und „Grauwacke“ im Marmor Zwischenlagern bilden, so dürfen wir die Zusammengehörigkeit aller dieser Massen annehmen.

Gleiche oder doch wenigstens ähnliche Bildungen sind bekanntlich auf den benachbarten Inseln, auf Morea und in Kleinasien nicht selten, viele der Inseln des Archipels bestehen ganz oder grösstentheils aus solchen.

Ein kleines Felseiland ähnlich den übrigen ist jedenfalls lange Zeit hindurch auch der Eliasberg und Messavuno gewesen, bis in der Nähe vulkanische Ausbrüche stattfanden, welche sich an das Marmor- und Phyllitgebirge anschlossen, dann mit diesem zugleich, vermuthlich ganz allmählig, um wenigstens 170 bis 200 Meter gehoben wurden, während gleichzeitig die Insel durch immer sich wiederholende vulkanische Eruptionen anwuchs. In jener Zeit muss der Eliasberg und Messavuno, wahrscheinlich auch der Platanymos zu der vulkanischen Hauptmasse der Insel sich ganz ähnlich verhalten haben, wie ältere vulkanische Gebilde zu neueren in manchen rein vulkanischen Gebirgen.

Zu einem Vergleiche besonders geeignet sind die Canareninseln Canaria und Tenerife. Auf ersterer spielen die altvulkanischen Gebirge im Nordwesten (namentlich zwischen Aldea de S. Nicolas und Mogan) in ihrer Verbindung mit dem domförmigen Haupttheil der Insel eine ähnliche Rolle, wie auf Santorin die metamorphischen Sedimentärgebilde; noch ähnlicher ist aber auf Tenerife das Verhältniss der vom „Fussgebirge des Teyde“ grossentheils schon umhüllten altvulkanischen Berge von San Lorenzo und Adeje zum domförmigen Fussgebirge selbst.

Auf Canaria ist aber, wie auf Tenerife, das ältere Gebirge vom Scheitel des Domgebirges ziemlich entfernt geblieben; auf dem ungleich kleineren Santorin dagegen ist die Entfernung von den Gehängen des Eliasberges bis zum Rande des Golfes eine sehr geringe, ja es ist ein ehemals von vulkanischen Ausbruchsproducten ganz umhüllter Theil des alten Gebirges wieder (an der Circusklippe bei Athinio) freigelegt worden. —

Endlich sind auf Canaria und Tenerife die älteren Inseltheile niedriger als die jüngeren vulkanischen Bildungen, hier ist der Eliasberg viel höher als die höchsten Punkte des Umwallungsrandes.

Allgemeine Betrachtungen über das Ringgebirge von Santorin und Schlussfolgerungen.

Das vulkanische Ringgebirge von Santorin besteht, wie wir gesehen haben, aus verschiedenen Theilen, deren Bildung auf sehr verschiedene Zeiten und Verhältnisse hinweist. Gleichwohl ist kein einziger dieser Theile, der sich so, wie er jetzt vorliegt, gebildet haben könnte lediglich durch vulkanische Ausbrüche in den vorliegenden Theilen des Ringgebirges, das heisst, die Inselgruppe kann nicht dadurch entstanden sein, dass die vulkanischen Ausbrüche rings um ein von Eruptionen verschontes Centrum sich aneinandergereiht haben, der Golf lässt sich nicht als intercolliner Raum auffassen. Alle Beobachtungen weisen auf Ausbrüche hin, die in dem Raume des gegenwärtigen Golfes stattgefunden haben, und zwar in Zeiten, wo eine Gipfelein-senkung von der Grösse der jetzt vorliegenden unmöglich bestanden haben kann, wo dort höhere Gebirgstheile vorhanden waren, von denen her Laven nach den Höhen von Merovulion, Phira, Therasia etc. strömen konnten. Die Zerstörung dieser centralen Theile kann nicht bewirkt worden sein durch eine „blasenförmige Erhebung“ ursprünglich horizontaler Lagen, von denen dann die mittleren durch Einstürze unserem Auge entrückt wären, denn die Neigung der einzelnen Gebirgsglieder ist eine sehr verschiedene; übereinanderliegende Massen haben verschiedenes Streichen und Fallen, und zwar sind oft, ja fast überall, höherliegende Bänke steiler geneigt als ihre Unterlage. Gerade an den marinen Tuffschichten des Akrotiri-Landes, welche ihre gegenwärtige Lage unzweifelhaft einer Hebung verdanken, hat offenbar keine Aufrichtung vom Centrum des Ringgebirges her in merkbarer Weise eingewirkt, denn ein Theil dieser Tuffe fällt mit keineswegs geringer Neigung gegen das Centrum ein, und auch in anderen Inseltheilen (beim Megalo Vuno) zeigen sich einwärts fallende Lager. — Noch weniger sind die Schichten des alten Marmor- und Phyllitgebirges vom

Centrum des Golfes her aufgerichtet worden, denn gleich steile Schichtenstellung und ähnliches Streichen findet sich bei den entsprechenden Gesteinen der benachbarten nicht vulkanischen Cycladen; und auf Thera sind unmittelbar am Golfe bei Athinio die Neigungswinkel sogar kleiner als weiter ostwärts.

Bei der Entstehung des grossen und tiefen Golfes von Santorin an der Stelle der früheren centralen Gebirgstheile kann aber auch die Erosion durch fliessendes Wasser keinesfalls eine so bedeutende Rolle gespielt haben, wie bei der Bildung anderer Kesselthäler in vulkanischen Gebirgen, denn hier haben wir ein vollkommen geschlossenes Ringgebirge vor uns, wenn wir die unterseeischen Reliefverhältnisse gebührend berücksichtigen. Wollten wir willkürlich annehmen, die Inselgruppe sei um 500 bis 600 Meter nach ihrer Entstehung und nach der Bildung des Kesselthales durch Erosion gesunken, so wäre noch immer der von Innen nach Aussen ansteigende Boden des tiefen Kanales bei Apanomeria, des einzigen, der den Gewässern einen Ausgang hätte bieten können, unerklärt*). Der auf die Reliefverhältnisse dieses Kanales gebaute Schluss, dass fliessendes Wasser diese Caldera nicht hat bilden können, wird weiter unterstützt durch die Betrachtung der verhältnissmässig geringen Ausdehnung der Schluchten und Thäler auf der Insel, die jetzt gar keinen Bach und sehr wenige Quellen besitzt.

Auch dem Meere werden wir nicht zutrauen können, dass es den gewaltigen Golf ausgehöhlt und die beträchtliche Masse von Gesteinen aller Art die in den mittleren Theilen vorhanden gewesen sein muss, in wirbelnder Bewegung über die unterseeischen Bänke hinweg getragen habe, welche die Theile des Ringgebirges verbinden. Die ursprüngliche Bildung der Gipfelseinsenkung von Santorin lässt sich auf die Erosionsthätigkeit des Wassers also nicht zurückführen; welche Rolle aber die Gewässer nach der Entstehung der Einsenkung bei der Erweiterung derselben gespielt haben, werden wir später untersuchen.

Wollte man den Golf als Resultat einer grossartigen

*) Der diesen Canal nach aussen begrenzende unterseeische Rücken kann nach seiner Gestaltung nicht für das Resultat eines vulkanischen Ausbruches gelten, wie ein Blick auf die Karte von GRAVES oder auf das danach gefertigte Relief von Dr. A. STÜBEL lehrt.

Senkung des Bodens auffassen, so müsste man das Einsinken entweder langsam und allmählig erfolgt denken, oder plötzlich als Erdfall. Ein allmähliges Einsinken setzt das Vorhandensein von Gesteinen voraus, deren Volum nach und nach sehr vermindert werden kann, sei es durch Auslaugung oder durch Zusammenpressung. Solche Gesteine aber hätten sich im vulkanischen Gebirge selbst befinden müssen, nicht in der unbekanntenen Tiefe darunter, denn wäre die in ihrem Volum so beträchtlich verringerte Masse eine locale Ablagerung unter dem Centrum des vulkanischen Gebirges gewesen, so wäre durch die Verschränkung und Ineinanderfügung der Lavenströme und Tuffmassen etc. ein allmähliges Einsinken verhindert worden, das vulkanische Gebirge hätte wenigstens zeitweise in sich selbst zusammenhaltend eine entstehende Höhlung gewissermassen überwölbt. Es wäre also nur etwa ein plötzliches Einstürzen, ein Erdfall eingetreten. Wäre jedoch eine ausgedehntere Masse allmählig zusammengepresst worden, so hätte die Einsenkung nicht die centralen Theile allein betroffen.

Bleiben wir also bei der Idee einer allmählichen Einsenkung stehen, so setzt diese das Vorhandensein von Gliedern des vulkanischen Gebirges voraus, die einer bedeutenden Volumverminderung fähig waren. Solche Volumveränderung kann eintreten durch Auslaugung und durch Zusammenpressung. Die Annahme einer Auslaugung ist nicht im Einklang mit der Erfahrung, dass die häufigsten nachweisbaren Veränderungen der Laven und Tuffe Santorin's durch eine Aufnahme von Bestandtheilen (Wasser bei Zeolithen, Grünerde etc., Kohlensäure bei Calcit, Siderit etc., Sauerstoff bei fast allen Eisenverbindungen) und folglich durch eine Volumenvermehrung charakterisirt sind. An eine Zusammenpressung könnte man eher im Hinblick auf das reichliche Vorkommen von Bimsstein denken. Aber Auslaugung ebenso wie Zusammenpressung setzen hier bei der Tiefe des Golfes sehr beträchtliche Massen von geeigneten vulkanischen Gesteinen voraus. Durch Auslaugung scheint kaum mehr als ein Drittel der Stoffe aus den Laven und Tuffen fortgeführt werden zu können; die Zusammenpressung möchte wohl bei dem starkblasigen, auf Wasser schwimmenden Bimsstein das Volum über die Hälfte zu reduciren vermögen. Da nun kein vulkanisches Gebirge eine reine Bimssteinmasse von etwa tausend Metern Mächtigkeit aufweist, können wir eine

solche auch bei Santorin nicht voraussetzen, dürfen also auch nicht erwarten, dass dort die allergünstigsten Verhältnisse für eine Volumenverminderung durch Auslaugung und Zusammendrückung zugleich eingetreten wären. Das Maximum der denkbaren Volumverminderung der vulkanischen Gesteine Santorin's ist demnach wohl geringer als die Hälfte des ursprünglichen Volums. Es müssten also, um die Bildung des Golfes zu erklären, vulkanische Massen hier mindestens $1600 = 2,750$ Meter unter die Höhe von Merovulion, das heisst 1100 Meter oder 605 Faden unter den Seespiegel hinabgereicht haben. Das ist aber in so grosser Nähe von dem Marmor- und Phyllitgebirge ganz unwahrscheinlich, wenn wir die unterseeischen Reliefverhältnisse sowohl des metamorphischen Gebirges von Santorin als auch die der anderen Cycladen berücksichtigen.

Nur mit sehr gewagten Hypothesen würden wir uns daher eine langsame Einsenkung hier vorstellen können und müssen diese Annahme überhaupt fallen lassen, wenn wir die sichtbaren Gesteine Santorin's, ihre Anordnung und ihre verhältnissmässig frische Beschaffenheit betrachten.

Eben so unhaltbar erweist sich aber auch die Annahme eines plötzlichen Einsturzes, eines gewaltigen Erdalles. — Ein solcher würde einen unterirdischen Hohlraum mindestens von der Grösse der Einsenkung voraussetzen. Nun hat diese eine Tiefe von 750 Meter unter dem höchsten Punkte des Umwallungsrandes und das Areal, welches vom letzteren umspannt wird, kann — mit gebührender Berücksichtigung der Lücken zwischen Thera und Therasia (bezüglich Aspronisi) — für unsere Berechnung auf 70 Quadrat-Kilometer angenommen werden. Wäre also die Einsenkung eine rein trichterförmige, so würde sie einen Kegel von $\frac{70 \cdot 0,75}{3} = 17,5$ Kub.-Kilometer gleichgesetzt werden können, wäre sie eine cylindrische so betrüge ihr Volum 52,5 Kub.-Kilometer.

Berechnet man nur den Theil der Einsenkung, welcher höher liegt als die Hundertfadelinie, so ergiebt sich derselbe zu ca. 37 Kub.-Kilometern, nämlich als abgestumpfter Kegel berechnet von 70 Quadrat-Kilometer oberer Fläche und 543 Meter Höhe (182 Meter = 100 Faden, 361 Höhe von Merovulion) nach der Formel $M = \frac{1}{3} h (F + f + \sqrt{F} \sqrt{f})$. Da nun

eine genaue Berechnung doch nicht thunlich ist, so mögen wir in runder Zahl 40—45 Kub.-Kilometer annehmen.

Wie könnte nun das Dach eines so grossen Hohlräumes eingestürzt sein, ohne die gewaltigsten Verwerfungen und Zerreissungen des stehen gebliebenen Ringgebirges, dessen regelmässiger Bau oben beschrieben worden ist?

Wie und in welcher geologischen Periode aber ein so ungeheuer grosser Hohlraum unter dem einstmaligen centralen Theile von Santorin sich hätte bilden können, das sind Fragen, auf welche im vorliegenden Falle eine Antwort nur mit Hülfe einer überschwänglichen Phantasie gegeben werden könnte. Denn ehemalige Steinsalz- oder Gypslager in der Nähe der Oberfläche lassen sich hier nicht annehmen. Die neuerdings namentlich durch VOGELSANG vertretene Ansicht aber, dass aufsteigende Lava nach und nach die darüber befindlichen Felsmassen abgeschmolzen und so einen Hohlraum von entsprechender Grösse erzeugt hätte, erscheint schon darum wenig glaubhaft, weil die Laven überhaupt in nicht bedeutendem Maasse die Fähigkeit besitzen, feste Gesteine einzuschmelzen. Denn Form und Gesteinsbeschaffenheit kleinerer Brocken von mancherlei wohl kenntlichen Gesteinen zeigen sich an Einschlüssen in verschiedenen Laven in der Mehrzahl der Fälle recht wohl erhalten. Die ungeheure Kraft aber, welche aufsteigende flüssige Lava emportreibt, würde gewiss den heissen Gesteins- und Dampfmassen durch vorhandene engere Kanäle — auf Spalten und namentlich auf den Kreuzungspunkten verschiedener Spalten — den Ausweg gestatten und nicht erst Zoll für Zoll der Decke allmählig abschmelzen lassen, besonders wenn diese Kraft, wie wir mit Grund annehmen können, zum grossen Theil in der Lava selbst liegt, die ja offenbar aus der Tiefe gewissermaassen aufkochend an die Erdoberfläche gelangt.

Müssen aber alle die bisher angeführten Entstehungsur-sachen von Kesselthälern für die Bildung des Golfes von Santorin verworfen werden, so bleibt dafür die Erklärung durch einen grossartigen Act vulkanischer Thätigkeit, der oft genug beobachtet worden ist: durch Explosionen*). Hat hier der an-

*) Im engeren Sinn, das heisst durch den von FOLLETT SCROPE so meisterhaft dargestellten Vorgang der allmählichen Aussprengung eines Kraters, der in vorher vorhandene feste Gesteinsmassen wie eingegraben er-

gedeutete Vorgang stattgefunden, so müssen bedeutende Massen der herausgeschleuderten Gesteinsmassen sich auf dem erhaltenen Theile des Ringgebirges zeigen. Und das ist in der That der Fall.

Ueberall haben wir den oberen weissen Bimssteintuff das Ringgebirge bedecken sehen; wo derselbe fehlt, ist er nachweislich von den steileren Gehängen im Akrotiri-Gebirge und am kleinen Eliasberge, wie auf den schroffen Berglehnen des metamorphischen Gebirges weggeschwemmt, an den geschützten Stellen dieser Gebirgsabschnitte aber erhalten geblieben. Es enthält dieser Bimssteintuff fast überall grössere und kleinere Fragmente der verschiedensten Gesteine, und einen grossen Theil derselben erkennen wir in den anstehenden Gesteinsbänken der Klippen des Golfes wieder. Dieser Tuff bildet, wie wir gesehen haben, eine 30—40 Meter mächtige Decke auf dem ganzen Ringgebirge, und jedenfalls bedeckt er auf bedeutende Erstreckung hin auch noch den Meeresboden. Die auf Thera, Therasia und Aspronisi angehäuften Massen allein würden bei der angegebenen Mächtigkeit und der Grösse des Ringgebirges von 100 Quadrat-Kilometer zwischen 2 und 3 Kub.-Kilometer betragen. — Diese Tuffmasse für sich allein betrachtet müsste schon als ein Beleg einer grossartigen „Explosion“ aufgefasst werden, für welche man noch einen bedeutenden „Explosionskrater“*) suchen würde, wenn derselbe nicht, wie hier, sich deutlich zu erkennen gäbe. — Wäre sie ein zusammengeschwemmtes Gebilde, so könnte bei der Verbreitung über die ganze Insel nur eine marine Ablagerung darin vermuthet werden, deren Material hauptsächlich einem grossen vulkanischen Gebirge entnommen sein müsste. Da die hierher gehörigen Ablagerungen am grossen Eliasberge bis über 560 Meter ansteigen, so müsste das Meer zur Zeit dieser Ablage-

scheint. Siehe des grossen Forschers Aufsatz im Quart. journ. geol. Soc. November 1859. Uebersetzung von PIERAGGI Mémoire sur le mode de formation des cones volcaniques et des cratères. (Paris 1860. S. 50 ff.)

*) Man mag die Bezeichnung tadeln, weil alle Kratere durch Explosionen gebildet werden, die dem früheren Gebirge aufgesetzten sowohl als die in dasselbe eingegraben erscheinenden, ich fühle mich indess nicht berufen, den Sprachgebrauch zu verändern, der die eingesenkten Kratere als Explosionskratere, die aufgesetzten als Eruptionskratere bezeichnet, so unrichtig die beiden Ausdrücke auch sind.

rung mindestens so viel höher gestanden haben, und nur von den mehr als 560 über dem jetzigen Meeresspiegel liegenden Theilen hätte die Erosion das Material entnehmen können. Das einstmals im Innern des Golfes vorhandene höhere Gebirge aber könnte man sich nicht so bedeutend vorstellen, dass von ihm das so verschiedenartige Material an Gesteinen aller Art entnommen sein könnte, wie wir es jetzt im Tuff finden, der ganz offenbar noch weit um die Inselgruppe her verbreitet sein muss, da er in beträchtlicher Mächtigkeit die Klippen gegen das äussere umgebende Meer bildet.

Bei der jedenfalls sehr langen Zeit, welche die Erosion gebraucht haben würde, das Material jenes Tuffes ins Meer zu führen, und dort gleichmässig zu vertheilen, müsste eine deutliche Schichtung dieses Tuffes eingetreten sein, und die zahlreichen Aufschlüsse, welche an der Umwallung des Golfes sich finden, die vielen Arbeiten, welche vorgenommen werden, um Keller, Wohnungen, ja Kirchen in diesem Tuff auszuhöhlen, müssten jedenfalls zahlreiche Versteinerungen zu Tage bringen. Der Tuff enthält aber längs des Umwallungsrandes keine Petrefactenbänke, ist ganz undeutlich geschichtet und umhüllt im buntesten Wechsel Gesteinsblöcke von vielen Centnern Gewicht neben Bröckchen, die nur Bruchtheile von Grammen wiegen. Viele dieser Gesteinsbrocken sind so eckig und scharfkantig, dass man nicht glauben kann, dieselben seien im Meere bewegt worden. Ueberdiess müssten wir, bei Annahme der submarinen Ablagerung dieses Tuffes eine der als unhaltbar dargestellten Erklärungsweisen für die Bildung des Golfes annehmen.

Die Lagerung und Beschaffenheit des oberen Bimssteintuffes ist dagegen eine ganz den ausgeschleuderten Massen anderer „Explosionskratere“ entsprechende, sowohl grossen Bildungen der Art als auch den kleinsten bekannten; über eine grössere Fläche verbreitet*), nur undeutlich geschichtet, treffen

*) Wenn Herr Professor VOGELSANG die Explosionstheorie für die Maare der Eifel und für die „cratères lacs“ der Auvergne bekämpft, so verleitet ihn offenbar dazu das scheinbare Missverhältniss der Eruptionsmasse zum Trichterraum, wie es aus der geringen Mächtigkeit der Ringwälle von Ejectamentis um die Maare hervorzuhellen scheint. Ununtersucht und ununtersuchbar für viele ältere Maare ist aber die Grösse der

wir vulkanische Schlacken- und Aschenmassen — hier Bimsstein und Bimssteinpulver — und zugleich eine Menge von Gesteinstrümmer der verschiedensten Grösse, welche meist Gesteinen angehören, die wir in den Gehängen einer im Centrum dieser Ablagerung befindlichen steilwandigen Vertiefung, des „Explosionskraters“, anstehend wiederfinden können.

Die grössten Blöcke zeigen sich hier, wie bei jedem „Explosionskrater“, nahe der Umwallung desselben; vereinzelter finden sie sich in grösserer Entfernung. Auch auf den höchsten Punkten in der Umgebung, hier am grossen Eliasberge, treten die schweren und grösseren ausgeschleuderten Trümmer zurück.

So sind wir denn für die Erklärung der Bildung sowohl des Golfes von Santorin als auch des dortigen oberen Bimssteintuffes auf die Explosionstheorie verwiesen. Und nur eine Frage haben wir noch zu erledigen, bevor wir diese Theorie unbedingt annehmen.

Ist die vulkanische Thätigkeit, wie wir dieselbe aus beglaubigten historischen Berichten kennen, im Stande einen so ausgedehnten Kessel auszusprengen?

Wir veranschlagten die Flächengrösse der Einsenkung unter Zurechnung einiger Theile der Meereskanäle zwischen Thera und Therasia zu 70 Kilometer, die Tiefe ist gefunden worden zu 750 Meter unter dem Rande bei Merovulion. Die Masse der verschwundenen Gebirgstheile kann auf etwa 40—45 Kubik-Kilometer angenommen werden. Verhielten sich nun die ausgeschleuderten Massen des ehemaligen Gebirges zu den gleichzeitig ausgeworfenen Bimssteintheilen wie 1:9, bildeten sie also nur 1 Zehntel der gesammten Auswurfsmasse — was bei Betrachtung der zahllosen Gesteinstrümmer im Tuff kaum ein übertriebener Anschlag ist — so wären im Ganzen bis 450 Kubik-Kilometer ausgeschleudert worden, also etwas über eine geographische Kubikmeile.

Nun wird die Masse, welche vom 5. April bis 15. Juli 1815*) vom Temboro oder Tambora auf Sumbava ausge-

von Ausbruchsproducten einst überschütteten Fläche; die feine stanbartige „Asche“ jener alten Eruptionen ist nicht mehr aufzufinden oder doch nicht mehr sicher auf bestimmte „Explosionskratere“ zurückzuführen, der Massenverlust der Ringwälle durch Erosion entzieht sich der Schätzung.

*) Die Angabe, dass der betreffende Ausbruch von 1815 vier Jahre

schleudert worden ist, berechnet von ZOLLINGER*) auf $2\frac{1}{2}$ Kubikmeilen (1020 Kubik-Kilometer), von JUNGHUHN auf 9 Billionen Kubikfuss oder 309 Kubik-Kilometer.

Der Raum, über welchen sich der Aschenfall des Cosiguina 1835 verbreitete, soll nach M. WAGNER einen Durchmesser von 270 geogr. Meilen besitzen, also etwa 57000 geogr. Quadratmeilen oder 3135000 Quadrat-Kilometer messen. Würde nun die auf dieser Fläche ausgeschleuderte Masse, die 8 Stunden südlich vom Ausbruchspunkte 10 Fuss mächtig ist, als ein flacher Kegel von 3 Meter Höhe berechnet — also kaum übertrieben geschätzt, da sie in nächster Nähe gewiss viel mächtiger ist, — so ergeben sich dafür 3135 Kubik-Kilometer. Und doch hat der Krater des Cosiguina nur etwa 2,8 Kilometer im Durchmesser**).

Wir sehen also, dass vulkanische Ausbrüche, die in diesem Jahrhundert stattfanden, Mengen von Auswurfmaterial geliefert haben, welche vermuthlich die bei der angenommenen Explosion in Santorin noch sehr weit übertreffen, so dass diese Annahme auch durch die Grösse des Phänomens nicht in Widerspruch oder Gegensatz zu dem steht, was von der vulkanischen Thätigkeit überhaupt bekannt ist.

Dürfen wir den vorhergehenden Betrachtungen zu Folge die Entstehung des Golfes von Santorin auf die grossartigen vulkanischen Explosionen zurückführen, welche den oberen weissen Bimssteintuff erzeugt haben, so können wir doch nicht umhin, an eine Erweiterung und Vergrösserung des Kraters durch Erosion zu glauben. Dass diese noch jetzt fortfährt, wirksam zu sein, davon geben uns die namentlich bei Regengüssen sich ablösenden und herabrollenden Gesteinstrümmen nicht minder Zeugnis, als die kulissenartigen Felszacken und

gedauert, beruht auf einem Schreib- oder Druckfehler. POULETT SCROPE Mémoire sur le mode de formation des cônes volcaniques et des cratères, trad. PIERAGGI, Paris 1860. S. 54.

*) Derselbe tüchtige Naturforscher schätzt die Tiefe von dem höchsten Punkte des Tambora-Kraterandes (2756 M. ca) bis zum See innerhalb des Kessels zu 533 M. und nach der schönen, ZOLLINGER'S Abhandlung beigegebenen ZIEGLER'Schen Karte von Sumbava hat der Krater des Tambora fast dieselbe Weite wie der Golf von Santorin nämlich 12 Kilometer Länge, 7,5 Kilometer Breite.

**) K. v. SEEBACH Vulcan von Santorin S. 79.

Vorsprünge, sowie die Geröll- und Schutthalden, welche manche Theile der Klippen verhüllen und von denen die wichtigsten bereits bei der Beschreibung erwähnt worden sind.

So leicht sich aber die Thätigkeit der Erosion hier nachweisen lässt, so fehlt doch jeder Anhalt für eine Bestimmung der Grösse der Erosionswirkung. Es lässt sich nicht entscheiden, ob die Wände des Explosionskraters, jetzt im überseeischen wie im submarinen Theile fast gleichmässig steil — meist mit 30—45 Grad — geneigt, jemals senkrecht gewesen sind. Die Erscheinung, dass die Linien gleicher Meerestiefe (die 50 und 100 Fadenlinie) gerade bei mehreren der Buchten des Golfes von der Küste sich etwas mehr entfernen als anderwärts, deutet darauf, dass gerade dort die Umrisse der Umwallung noch durch Erosion (Ablösung und Abrutschung von Felsmassen und Felsblöcken, Abschwemmung bei Regengüssen) verändert worden sind. Doch scheinen diese Veränderungen durch Erosion bei den überseeischen Theilen des Ringgebirges im Allgemeinen nicht als sehr bedeutend betrachtet werden zu können.

Anders ist es mit den unterseeischen Theilen desselben. Es lässt sich wohl denken, dass nach der Bildung des Golfes ein niedriger über die See aufragender Damm Aspronisi mit dem Hügellande von Akrotiri verbunden hat, und dass dieser Theil der Umwallung, welcher wohl, wie Aspronisi selbst aus Conglomeraten, Tuffen und ähnlichen leicht zerstörbaren Gesteinen bestand, erst nach und nach dem Andrange der Wogen erlegen ist. Für diese Ansicht kann man geltend machen, dass kein altgriechischer Name für Aspronisi bekannt ist, überhaupt die Alten nur Thera und Therasia nennen, nicht das zwischen beiden liegende Eiland. Indess könnte dieses, unzugänglich, unbenutzt und klein, wie es ist, eben nur seiner Bedeutungslosigkeit wegen unerwähnt geblieben sein. Jedenfalls ist kein triftiger Gegengrund aufzufinden, der es verböte, den flachen Meerereskanal zwischen Aspronisi und Akrotiri durch nachträgliche Meererosion zu erklären.

Eine solche Erklärung passt jedoch weniger für den Meeresarm zwischen Therasia und Aspronisi. Dort liegen die unterseeischen Reste des Ringgebirges weiter vom Centrum des Golfes entfernt als die Westküste Therasias; gerade da, wo wir nach den Verhältnissen des überseeischen Gebirges

den unterseeischen Umwallungsrand erwarten sollten, finden wir bedeutende Tiefen, grösser sogar als an vielen Stellen im Innern des Golfes.

Das Meer zwischen Aspronisi und Therasia bedeckt und erfüllt ein 175—190 Faden tiefes unterseeisches Becken, dessen Wände gegen Westen ebenso steil sind als gegen Nord und Süd, eben so steil als die meisten übrigen Theile der Umwallung des Golfes. Es dürften sich diese Verhältnisse am leichtesten erklären, wenn man annimmt, dass an dieser Stelle die überseeische Verbindung bereits bei der Aussprengung des Golfes zerstört wurde und zwar durch Explosionen, welche etwas seitab stattfanden.

Der Kanal zwischen Therasia und Apanomeria weicht von dem eben betrachteten nicht unerheblich ab. Es zeigt der Meeresboden dort kein unterseeisches Becken, sondern ein nach dem Innern des Golfes ziemlich allmählig abfallendes Thal, das nicht geringe Aehnlichkeit besitzt mit der schluchtartigen nordwestlichen Fortsetzung des Dasar am javanischen Gunung Tengger.

Die Bildung dieses „Kanals von Apanomeria“ kann man kaum auf seitlich erfolgte Explosionen zurückführen, da die langgezogene Gestalt desselben einer solchen Erklärung wenig günstig zu sein scheint. Der Meeresboden gleicht eben nicht einem Maare oder einer Aneinanderreihung von Maaren. Nun vermag man sich nicht vorzustellen, dass die Erfüllung des nahezu 400 Meter unter dem Meeresspiegel hinabreichenden Explosionskraters durch die Meereswogen ohne grossartige Erosionswirkungen erfolgt sei. Um so gewaltiger musste die Erosion wirken, falls sie noch während der Dauer der Explosionen erfolgte und die eindringenden Wassermassen mehrfach ganz oder theilweise wieder durch die Gewalt der Gase aus dem Innern des Beckens ausgestossen wurden. Lesen wir doch selbst in Berichten über kleinere submarine Eruptionen von den gewaltigen Strömungen, die dabei stattfinden, Strömungen, die sogar ohne Vorhandensein eines den Wogen geöffneten Kraters bei der Eruption von 1866 in Santorin beobachtet werden konnten. Dass gerade zwischen Therasia und Apanomeria das Meer einen Zugang zu dem sich öffnenden Explosionskrater finden konnte, ist nicht unwahrscheinlich, wenn man bedenkt, dass sich der Umwallungsrand sowohl als die

ganze Oberfläche des Landes vom Megalo Vuno (330 M. ca.) gegen Apanomeria (144 M.) senkt, und dass über Cap Simadiri Therasia (222 M.) hoch ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die tiefste Stelle der Einsattelung zwischen der Höhe über Simadiri und dem Megalo Vuno noch westlich von Apanomeria gewesen. Dann muss aber die Entwässerung eines nicht unbedeutenden Theiles des ehemaligen Gebirges am Boden dieser Einsattelung stattgefunden haben. Denn nirgends an den Wänden des Apanomeria-Landes und der Insel Therasia finden wir Anzeichen vom früheren Vorhandensein eines vom Centrum des Gebirges nach aussen verlaufenden Bachbettes und es ist also keineswegs unwahrscheinlich, dass diese Entwässerung durch einen ansehnlich tiefen Barranko erfolgte. War nun das Bett dieses Barrankos bis nahe zum Meeresspiegel eingerissen, so kann dasselbe den bei Erdbeben so häufig beobachteten Springfluthen den Weg zum entstehenden Explosionskrater geboten haben und dann verhältnissmässig rasch durch das eindringende Meer vertieft und erweitert worden sein. Die grösste in den Berichten angegebene Höhe solcher Springfluthen ist die von nahezu 70 Metern, welche bei dem mit einem Ausbruche der Kliutschewskaja Sopka in Verbindung gebrachten Erdbeben im October 1737 zu Lopatka*) beobachtet sein soll.

Dass gewaltige Erdbeben die Explosionen von Santorin begleitet haben, ist wohl als ziemlich sicher anzunehmen, dieselben werden aber jedenfalls nicht nur Springfluthen erzeugt, sondern auch durch Auflockerung des Gebirgsbaues die Erosionswirkungen der eindringenden Fluthen verstärkt haben.

Die angedeutete Ansicht über die Bildungsweise des Kanales von Apanomeria vermögen wir zwar nicht durch ein historisch bekanntes Beispiel zu bestätigen, aber auch nicht entscheidend zu widerlegen, sie scheint nicht dem zu widersprechen, was von der Wirkung vulkanischer Kräfte und erodirender Wassermassen bekannt ist. Immerhin können wir ohne hypothetische Voraussetzungen die Bildung der das überseeische Ringgebirge von Santorin zerschneidenden Meeresskanäle nicht erklären.

Die gewaltigen Explosionen, welche den Golf aushöhlten,

*) NAUMANN Geologie I. 230.

sind nach den Untersuchungen von FOUQUÉ, ALAFUSOS etc. *) in die Periode des griechisch-kleinasiatischen Steinzeitalters zu setzen. Unter dem oberen Bimssteintuff auf der Südseite von Therasia ausgegrabene Häusertrümmer und Geräte verrathen eine nicht mehr ganz niedrige Kultur — ähnlich etwa der der älteren Pfahlbautenbewohner der Schweiz etc. — und lassen fast als zweifellos erscheinen, dass die Insel früher nicht, wie gegenwärtig, holzarm gewesen ist, da bei den Bauten Olivenholz in nicht unbeträchtlicher Menge verwendet worden ist.

Suchen wir uns nun nähere Rechenschaft über die Beschaffenheit der Insel vor dem Zeitpunkte der grossen Explosionen zu geben, so haben wir die Anhaltspunkte dafür in den Formverhältnissen des Ringgebirges, besonders wie sie sich darstellen, wenn wir den oberen weissen Bimssteintuff uns hinwegdenken, in den Lagerungsverhältnissen der verschiedenen Gebirgsglieder, endlich im Material des oberen weissen Bimssteintuffes zu gewinnen.

Die Form des Gebirges ist nur im östlichen, nicht vulkanischen Inseltheil noch nahezu dieselbe wie vor der Aussprengung des Golfes. Wohl mag seitdem erst die Trockenlegung der Flächen von Perissa und Kammari stattgefunden haben; wohl ist die Erosion seitdem nicht unthätig gewesen, sie hat aber offenbar nur die früheren Erosionsformen hier und da schärfer hervortreten lassen, denn im entgegengesetzten Falle müssten sich am Fusse des grossen Eliasberges, des Messavuno und Platanymos vor den etwa neu gebildeten Thälern noch über dem weissen Bimssteintuff ganz ungewöhnliche Schuttkegel der alten Gesteine aufgehäuft haben. Allerdings scheint nach der Tradition der Santorinioten eine Veränderung am Osthange des Messavuno eingetreten zu sein; es soll ein Weg am Strande entlang von Kammari nach Perissa geführt haben. Ob derselbe dem Andränge der Brandung erlegen ist, oder ob eine — vermuthlich nur lokale — Senkung, vielleicht durch Abgleiten eines Theiles der steil aufgerichteten Schiefermassen,

*) Die interessante Abhandlung von FOUQUÉ, die schon öfter citirt worden ist, giebt eine ausführliche Schilderung der beweisenden Ausgrabungen der Südwestküste Therasia's an einer Stelle, die der Verfasser nicht untersucht und mit seinen Reisegefährten Dr. REISS und STRÜBEL nur ganz zufällig bei Nacht betreten hat, zu einer Zeit, wo von derlei archäologischen Funden noch nicht gesprochen wurde.

eingetreten ist, lässt sich nicht mehr angeben. Doch würde ein solches Ereigniss, wenn es überhaupt stattgefunden hat, die allgemeine Form des Phyllit- und Marmorgebirges nicht modificirt haben; dieses hat offenbar schon vor der Aussprengung des Golfes aus dem steilen zweigipfeligen Rücken des grossen Eliasberges und Messavuno, aus dem niedrigeren Platanymos-Rücken, aus den von Tuffmassen umhüllten Höhen von Pyrgos, Athinio und Gonia, sowie aus einzelnen kleinen isolirten Kuppen und Felsen (Monolithos, Felsgräber-Hügel etc.) bestanden.

Es ist verbunden gewesen mit dem vulkanischen Gebirge, dessen Ueberreste uns erhalten sind. Dieses hat an wenigstens zwei Stellen — im Akrotiri-Lande und am Megalo Vuno — damals ebenso wie gegenwärtig nach dem Innern des Gebirges gerichtete Abhänge, also gesonderte Gipfel besessen; die bei den Explosionen ausgeschleuderten Massen des oberen weissen Bimssteintuffes überdecken noch jetzt einige Theile der nach innen gekehrten Abhänge, von den Gipfeln selbst aber ist diese Decke ebenso wie von den Klippen des Schiefer- und Marmorgebirges grossentheils abgeschwemmt, das ältere Gestein blossgelegt, und demnach wohl auch seitdem etwas davon weggeführt worden. In der Nordostumwallung sind es jedoch nur einzelne Kuppen, die solche Abhänge nach innen zeigen, in der Südumwallung aber fast das ganze Land, von dem Orte Akrotiri bis zur äussersten Westspitze, mit einziger Ausnahme des Punktes am Westhang des Lumaravi, wo die Kirche und Häusergruppe sich befindet.

In diesen Theilen, der Nordost- und der Süd-Umwallung, finden wir auch Schluchten und sogar Thalmulden, die vor der Ueberdeckung durch den oberen weissen Bimssteintuff bestanden haben müssen. Mehrere dieser Vertiefungen sind durch die Ablagerungsweise der älteren vulkanischen Massen bedingt, intercolline Räume; andere aber, deren Entstehung durch Erosion allein erklärt wird, die aber festes Gestein durchschneiden, sind im Verhältniss zu den bloss den oberen Bimssteintuff durchschneidenden Barrankos der übrigen Inseltheile sehr vertieft. Nun sind zwar die Gehänge in der Süd- und Nordost-Umwallung steiler als anderwärts, aber diese Inseltheile sind schmal, es fällt daher auf dieselben eine geringere Regenmenge, und dass diese hier so unverhältnissmässig grosse Ein-

schnitte erst seit der Bildung des obersten Bimssteintuffes erzeugt hätte, ist kaum glaublich; wohl aber kann man sich leicht vorstellen, dass hier ältere Erosionsthäler vorlagen, welche zwar auch mit dem Auswurfmaterial der grossen Explosionen gefüllt wurden, immer aber hinreichend vertieft waren, um von neuem als Betten der Wildwasser zu dienen, welche den weissen Tuff und einen Theil seiner Unterlage herauschwemmen, also die Schluchten und Thäler vergrösserten.

Was die anderen Inseltheile anlangt, die Nord-, die Ost- und Südost-Umwallung, Aspronisi und Therasia, so zeigen sich dieselben sämmtlich als Theile von Abhängen, die auf höhere, näher dem Centrum des Golfes gelegene Gebirgspartien hinweisen. Die sanfte Neigung des Aussenhanges berechtigt aber von rein orographischem Standpunkte aus nicht zu einer näheren Bestimmung der Form des ehemaligen centralen Gebirgstheiles. Denn sanfte, höchstens bis 10 Grad geneigte, im oberen Theile aber etwas steiler als im untersten abfallende Gehänge kommen sowohl bei Domgebirgen als bei Kegelbergen vulkanischen Ursprunges vor; auf Tenerife z. B. ist in den Neigungswinkeln kein Unterschied zwischen den unteren Partien des domförmigen „Fussgebirges“ und des kegelförmigen Teyde-Gebirges, den Volcanes del Teyde, und bei beiden Gebirgsgliedern sind die Böschungswinkel steiler, je höher man aufsteigt. Und auch das Vorkommen selbstständiger Kuppen, wie der Hügel des Akrotiri-Landes und der Nordost-Umwallung, gestattet keinen sicheren Schluss, ob das ehemalige centrale Gebirge kegelförmig oder domförmig war.

Einer auffallenden Thatsache muss noch gedacht werden. Man dürfte wohl erwarten, in den Wällen des Ringgebirges Stellen zu finden, wo der obere weisse Bimssteintuff in beträchtliche Vertiefungen zwischen den unterlagernden Gesteinen hinabreicht, wo Schluchten (Barrancos) in die Wände des ehemaligen Gebirges eingerissen waren. Folgt man aber mit dem Auge der so leicht kenntlichen hellen Schicht rings an der Umwallung entlang, so zeigen sich wohl schwache Ausbiegungen der unteren Fläche des Tuffes, nirgends aber in den erhaltenen Theilen des Ringgebirges wirkliche Schluchten, die durch den Tuff ausgefüllt worden wären. Oben schon haben wir daraus in Verbindung mit den Höhenverhältnissen der

Umwallung geschlossen, dass ein Theil der Gewässer der ehemaligen Insel zwischen Therasia und Apanomeria abgeflossen sei. Aus den gleichen Gründen lässt sich auf das ehemalige Vorhandensein einer oder zweier Schluchten zwischen dem Akrotiri-Lande und Therasia schliessen, welcher Schluss noch durch die beträchtliche Geröllablagerung auf Aspronisi einige Bestätigung erhält.

Am meisten auffällig ist das Fehlen jeder Andeutung eines nach aussen verlaufenden früheren Barrankos an der Einsattelung östlich von Akrotiri, wo auch unter dem oberen weissen Bimssteintuff fast nur weiche Gesteine anstehen, die der Erosion besonders günstige Bedingungen bieten mussten. Nun zeigt aber die Südumwallung fast durchweg eine nach dem Innern des Golfes ganz ähnlich wie nach aussen geneigte Oberfläche, und diese Verhältnisse erklären sich am leichtesten, wenn wir uns denken, dass die vom centralen Gebirge abfliessenden Gewässer nicht zwischen Akrotiri und Megalochorio nach der Südküste flossen, sondern in einem zwischen dem centralen Gebirge und den Akrotirihügeln liegenden Thale gegen Südwest sich ins Meer ergossen. So erschiene denn das Akrotiri-Land als ein schon früher selbstständiger Inseltheil, durch eine Thaleinsenkung von dem centralen Gebirge abgetrennt. Damit stimmt recht wohl überein, dass von den centralen Theilen des Gebirges keine Lava nach den Akrotiri-Hügeln gelangt zu sein scheint, sondern dass diese nur durch loses Auswurfsmaterial mit dem verschwundenen mittleren Theil verbunden gewesen sind.

Verfolgen wir nun, da die orographischen Verhältnisse nicht in allen Punkten genügenden Aufschluss geben, mit Hülfe der Lagerungsverhältnisse der Gesteine unsere Aufgabe, ein Bild von der Gestalt Santorins vor der Entstehung des Golfes zu gewinnen, weiter, so müssen uns die wesentlichen Verschiedenheiten in den Schichtensystemen an den verschiedenen Stellen der Umwallung die Ueberzeugung erwecken, dass die Gebirgsmasse, deren höchste Theile bei der Aushöhlung des Golfes verschwunden sind, keine vollkommen einheitliche gewesen ist, sondern aus verschiedenen Theilen von verschiedenem Alter bestand.

Wie oben erwähnt, erscheint der nördlichste Theil der Ostumwallung, die fast ausschliesslich aus Lavenströmen auf-

gebaute Wand von Skaro und Merovulion, als Ausfüllung einer zwischen der Gebirgsmasse des kleinen Eliasberges und der von Phira eingeschobenen Vertiefung, also als eine spätere Bildung. Die mittleren, lavenreicheren Theile der Ostumwallung deuteten auf die Anwesenheit von Eruptionspunkten nahe dem jetzigen Umwallungsrande; die Gesteine der Nordumwallung leiteten ihren Ursprung — ihres Fallens nach Nordwest wegen — hauptsächlich von den Gipfeln der Nordostumwallung her, mit Ausnahme etwa der älteren, begrabenen, fast horizontalen Lavenströme unter Apanomeria. Therasia dagegen deutet wieder auf Ausbrüche zwischen Megalovuno und der jetzigen Klippenwand von Therasia.

Diese Verschiedenheiten des Baues im Ringgebirge lassen sich gar nicht erklären, wenn man eine einzige vulkanische „Hauptesse“, einen centralen Kegel annimmt; sie weisen mit Bestimmtheit darauf, dass das centrale Gebirge mehrgipfelig war, wobei wir eine Verbindung der Gipfel durch ein wenig geneigtes Hochland, ein Plateau, annehmen dürfen, so dass wir die ehemalige Insel als eine im Allgemeinen domförmige betrachten.

Weiter aber spricht gegen die Annahme einer früheren Kegelform noch der Umstand, dass gerade an den höchsten Stellen des Ringgebirges (Merovulion, kleiner Elias, Phira, Therasia) Lavenströme vorherrschen, während an tieferen Punkten, wohin doch von einem Centralkegel aus die Lavenströmen mussten, wenige oder keine Laven sind (Aspronisi, Apanomeria, Leprokomeion, Akrotiri-Sattel).

Diese Anschauung wird noch besonders unterstützt durch die weitausgedehnten, tief unter der oberen Deckschicht und unter anderen Schichten begrabenen Lagen von Bimssteintuff und von braunen Aschentuffen, wie sie zwischen Aspronisi und Phira beobachtet wurden, in den nördlichen Theilen des Ringgebirges aber entweder gar nicht vorkommen, oder doch nur untergeordnet auftreten. Diese vulkanischen Auswurfsmaterialien deuten auf Ausbrüche, bei denen, wiewohl mit minderer Intensität als später bei der Aushöhlung des Golfes, grössere Kraterbecken oder Maare an den Flanken oder den Höhen des Gebirges gebildet worden sein mögen; so namentlich bei der Entstehung des unteren (bezüglich mittleren) Bimssteintuffes, der vom Lazareth bei Phira bis gegen das Südwestende

des Akrotiri-Landes verfolgt werden kann und an Mächtigkeit dem oberen weissen Tuff nahe kommt (20 — 30 Meter), auch wie dieser, mancherlei fremde Gesteinstrümmer umhüllt.

Vielleicht sind zwar diese grösseren Kratere durch spätere Eruptionsmassen erfüllt worden; immerhin passt aber deren auch nur vorübergehende Anwesenheit nicht zum Bilde eines vulkanischen Kegelberges, sondern nur zu dem eines flacher endigenden Domgebirges.

Dass in den jetzt verschwundenen Theilen des ehemaligen Gebirges grössere Einsenkungen, vielleicht selbst bis unter den Meeresspiegel reichend, vorhanden gewesen sind — ob noch zur Zeit der Aussprengung des Golfes ist eine offen zu lassende Frage — dafür sprechen auch directe Funde unter den mancherlei Gesteinsblöcken, welche der oberste Bimssteintuff umhüllt. Dieser enthält nämlich:

1) Lavablöcke aller Art, wovon man einen bedeutenden Theil mit den aus der Umwallung bekannten Gesteinen der Beschaffenheit nach identificiren kann.

2) Stücke, welche dem Phyllit- und Marmorgebirge entnommen sind. Dieselben sind fast nur in der Nähe von Pyrgos, Messaria und Megalochorio häufig; Phyllit bildet meist nur kleinere Fragmente. Diabasbrocken, bei Messaria gefunden, beweisen, dass auch das Phyllitgebirge Santorins, wie das anderer benachbarter Gegenden, von Diabas durchsetzt war.*) — Die relativ geringe Menge von Phyllitstücken steht im Einklange mit dem aus den Verhältnissen der Auflagerung der Tuffe gezogenen Schlusse, dass bei Athinio von diesem alten Gebirge nur ein kleiner Theil durch die Explosion mit zerstört worden ist, dass also wohl der Phyllit hier vor der Bildung der vulkanischen Inselmasse einen steilen Hang, ähnlich wie an dem Messavuno, gebildet hat.

3) Krystallaggregate, zum grossen Theil von Mineralien, die in ähnlicher Weise, aber in einzelnen und oft kleineren Krystallen unter den porphyrtig in den Laven eingesprengten Mineralien vorkommen. Ich nenne von diesen Aggregaten:

*) Granitstücke bei Messaria gefunden — Glimmerschiefer bei den althellenischen Felsgräbern über Kammari — Gneiss bei Skaro, sind nicht mit Sicherheit als ausgeschleuderte Massen zu betrachten; sie könnten durch Menschenhand nach Santorin gebracht worden sein.

a) sogenannte Sanidinite, d. h. krystallinisch-körnige, aber meist zellig-poröse (bis locker-körnige) Aggregate von Feldspathen mit Hornblende, hier nicht selten auch mit säulenförmigen Quarzkryställchen, sonst aber arm an anderen Mineralien; b) doleritähnliche Gemenge (trikline Feldspathe, Augit, Olivin); c) körnigen Augitfels*) (Fassaitformen); d) Gemenge von theils feldspathartigen, theils, in Drusen, wollastonitähnlichen weissen Silicaten mit braunem gelbrindigem Granat.**)

4) Bimssteinstücke, oft bis kopfgross.

5) Blöcke und Brocken eines eigenthümlichen dunkelgrauen porösen Kalksteines. Dieser besteht aus sphäroidischen und nierenförmigen Knollen von Erbsen- bis Wallnuss-Grösse, welche zwar an den Berührungsstellen fest mit einander verbunden sind, zwischen einander aber Hohlräume lassen, in denen bisweilen kleine Aragonitbüschel sitzen, also von einem vielen Oolithen und namentlich dem Erbsenstein ähnlichen Gefüge. Jede einzelne Knolle hat eine concentrisch schalige Structur, etwas faserige, matte graue Kalklagen sind durch papierdünne, stark glänzende, schwärzliche Bänder getrennt. Die Oberfläche jeder dieser Schalen ist höckerig oder nierenförmig.***)

— Die Blöcke dieses Kalksteines, der bei seiner dunklen Färbung von weitem leicht für eine Lava gehalten werden kann, finden sich im oberen weissen Tuff auf Therasia, bei Apanomeria, Phinikia, Merovulion, Vurvulos, Phira und bis Messaria hin, vielleicht sogar noch weiter südwärts. Oft genug überzeugt man sich, dass diese Blöcke im anstehenden Tuff liegen. Bei ihrer grossen Verbreitung deuten sie auf ein beträchtliches, bei den Explosionen zerstörtes Lager. Bisweilen zeigen sich Fossilien in diesem Kalkstein, und am gewöhnlichsten Formen, die Herr Dr. K. MAYER als *Bythinia ulvae* PENN sp. (Turbo) bestimmte. Ein kleines Stück dieses Kalkes von Therasia enthält nach Dr. K. MAYER's Bestimmung *Cerithium conicum* BLAINV. (*mamillatum* RISSO).

Diese beiden Formen deuten auf eine ziemlich späte Bildungszeit, da beide noch lebend vorkommen; und zwar darf

*) Ein Stück von Dr. W. REISS nahe der Akrotiris Spitze gefunden.

***) Ein Block von Dr. A. STÜBEL unweit Kap Kulumbo gefunden.

***) Es mag dahingestellt bleiben, ob dieser Kalkstein als Nulliporen- oder Algen-Kalkstein bezeichnet werden darf.

das Cerithium als ein Beleg für Bildung des Kalksteines in salzigem oder doch brackischem Wasser, vielleicht einer Lagune, angesehen werden. Ob das Kalksteinlager im Zusammenhange mit den jungtertiären Tuffen des Akrotiri-Landes gestanden, ist nicht zu ermitteln.

Da nun ein ähnliches Gestein in den erhaltenen Theilen des Ringgebirges nicht aufzufinden war, liegt es wohl am nächsten, dasselbe in einer Vertiefung des ehemaligen Gebirges entstanden zu glauben. Und zwar kann diese Vertiefung, da bei Akrotiri die Kalkstücke nicht bemerkt wurden, in dem nördlichen Theile des jetzigen Golfes gesucht werden, da gerade, wo bei Annahme eines kegelförmigen Gebirges, nach den Höhenverhältnissen von Merovulion, dem kleinen Elias und Therasia zu schliessen, die höchste Erhebung gelegen haben müsste; wo aber nach unserer oben erörterten Ansicht zwischen der Bergmasse der Nordostumwallung und der von Therasia, sowie derjenigen, von welcher die Lavenströme von Merovulion ausgegangen sind, eine beträchtliche Einsenkung bestanden hat, deren Vorhandensein den Einbruch des Meeres in den Explosionskrater durch den Canal von Apanomeria beförderte.

Kann auch nicht geläugnet werden, dass der auf die Bithynien-haltigen Kalksteinbrocken des Tuffes gebaute Schluss deshalb nicht zwingend ist, weil das Kalksteinlager durch Laven von mehreren hundert Metern Mächtigkeit kann bedeckt gewesen sein, so lässt sich doch nicht abstreiten, dass er mit den auf anderem Wege gewonnenen Resultaten in Uebereinstimmung ist.

Fassen wir noch einmal kurz die Entstehungsgeschichte Santorins zusammen, so werden wir zu folgenden Ansichten geführt.

In der Mitte der Tertiärzeit etwa bestand in diesem Theile des Mittelmeeres eine kleine, etwa 360 — 380 Meter hohe Insel, wie die meisten der Cycladen aus Marmor und Phyllit etc. bestehend, die nach allen Seiten hin ziemlich steil ins Meer abgefallen zu sein scheint.

In der Nähe dieser Insel ereigneten sich submarine vulkanische Ausbrüche, deren älteste Producte bei Akrotiri uns noch theilweise erhalten sind, und welche sich nach und nach zu einem bedeutenderen vulkanischen Gebirge zusammenhäuften,

über dessen verschiedenen Kuppen anfänglich auch marine Sedimente sich ablagerten, deren Material theils organischer Entstehung, theils aber den vulkanischen Ausbruchsmassen entnommen war.

Auch dieses in der Bildung begriffene vulkanische Gebirge wurde nach und nach zu einer Insel, einmal durch die Aufthürmung der Ausbruchsmassen, dann aber durch die Wirkung der auch auf Santorin fühlbaren Hebung, welche in vielen Theilen Europas und Westasiens, ja der der ganzen nördlichen Halbkugel, grosse Theile des Tertiärmeeres zurückgedrängt hat und welche namentlich auch an benachbarten Landstrichen nicht vulkanischen Ursprunges (Morea, Rhodus etc.) ebenso wirksam gewesen ist als auf den vulkanischen Eilanden (Milo, Santorin etc.).

Die anwachsende vulkanische Insel verband sich nach und nach mit dem älteren Eilande und grössere Theile von dessen westlichem Abhange wurden mit vulkanischen Ausbruchsmassen bedeckt und überschüttet. Das vulkanische Gebirge wurde gebildet durch eine Menge von einzelnen Ausbrüchen, welche zu verschiedenen Zeiten an verschiedenen Stellen erfolgten, nicht aus einer einzigen „Hauptesse“ hervorbrachen; durch successive Eruptionen wurden mehrere einzelne Gebirgsstücke neben und nach einander aufgebaut, zu denen in dem gegenwärtigen Ringgebirge verschiedene vulkanische Schichtensysteme gehören. Grössere Vertiefungen (Kratere oder Maare, Lagunen) haben wenigstens zeitweise sich in dem vulkanischen Gebirge befunden. Die verschiedenen Gipfel desselben kann man sich zu einer domartigen Bergmasse verbunden denken. Nur durch wenige Hauptthäler scheint diese Insel entwässert worden zu sein. Wahrscheinlich hat ein solches Thal das Hügelland von Akrotiri von der Hauptmasse des Gebirges abgetrennt, ein anderes hat vermuthlich über dem gegenwärtigen Kanal von Anapodi seine Mündung gehabt. Mehrere kleine Thäler, die aber nur Theilen der ältesten sichtbaren vulkanischen Bildungen Santorins, den Akrotiri-Hügeln und dem nächstälteren vulkanischen Inseltheil, der Gebirgspartie des kleinen Eliasberges und Megalo Vuno angehören, zeigen sich noch gegenwärtig in ihrer früheren Lage und in wenig veränderter Grösse.

Dagegen hat allem Anscheine nach zwischen Phira und dem kleinen Eliasberge zeitweise eine bedeutende Vertiefung,

ein Thal oder eine Meeresbucht, bestanden, welche nach und nach von einer grösseren Anzahl von Lavenströmen erfüllt worden ist, so dass dieselbe schliesslich eingeebnet, ja hier das Land über die umliegenden Theile des Abhanges erhöht wurde.

In der Periode des griechisch-kleinasiatischen Steinzeitalters, während die Insel bereits eine mit anderen Cycladenbewohnern in Handelsbeziehungen stehende Bevölkerung besass, erfolgte ein grosser vulkanischer Ausbruch, bei welchem durch eine Reihe heftiger Dampfexplosionen der centrale Theil des Domgebirges zerstört worden ist. Alle Felsmassen, die nicht mehr fest zusammenhingen und über dem Ausbruchsheerde lagen, wurden ausgeschleudert; die Meerescanäle zwischen Therasia und Aspronisi, sowie zwischen Therasia und Apanomeria wurden in Folge der Explosion, theils durch diese selbst, theils durch die Erosion des in den gebildeten Schlund eindringenden Seewassers gebildet; die ringförmigen Ueberreste des Gebirges mit einem Theile der ausgeschleuderten Massen — mit dem weissen Bimssteintuff — bedeckt.

Seitdem hat sich die Form des Ringgebirges noch in einigen Stücken verändert. In den nördlichen Inseltheilen ist eine Hebung durch marine Organismenreste nachweisbar; es scheinen auch locale Senkungen (oder nur Abrutschungen) stattgefunden zu haben; die Thätigkeit der bei den winterlichen Regengüssen sich sammelnden Wildwasser hat Barrankos in den Bimssteintuff eingerissen; die älteren Schluchten, Thäler und Hänge im nordöstlichen und südlichen Inseltheile sowie am Phyllit und Marmorgebirge sind durch die Erosion wieder von einem grossen Theile des Bimssteintuffes befreit worden. Die Meeresbrandung hat an allen Küstenpunkten gewirkt, es sind niedrige Klippen an den meisten Punkten der äusseren Küste gebildet worden; vielleicht auch hat bei der Entstehung des Golfes noch ein überseeischer Zusammenhang zwischen Aspronisi und den Akrotiri-Hügeln bestanden, welcher erst durch die Wirkung der Brandung verschwunden ist.

An diesen Veränderungen des Ringgebirges hat die vulkanische Thätigkeit keinen oder doch nur einen secundären Antheil, indem etwa durch die heftigen Erdbeben und Meereschwankungen, welche mehrere der neueren Eruptionen be-

gleitet haben, die Erosionswirkungen oder etwaige Abrutschungen (Senkungen) befördert worden sein können.

Dagegen haben vulkanische Eruptionen mehrfach innerhalb des Explosionskraters stattgefunden, und auch ausserhalb in geringer Entfernung von der Nordostumwallung, theils Inseln, theils nur submarine Berge bildend, über deren Entstehung, Lage und Beschaffenheit die Schriften von v. SEEBACH und von REISS und STÜBEL ausführlich berichten.*) Von den Erzeugnissen jener Ausbrüche sind uns nur fünf theilweise zugänglich: die über den Meeresspiegel aufragenden Spitzen der fast ausschliesslich aus fester, ausgeströmter Lava bestehenden Berge, deren Entstehung in die Jahre 198 und 197 v. Chr., 726 n. Chr., 1570 — 1573, 1707 — 1711, und 1866 — 1870 fällt. Jedenfalls sind bei allen diesen Eruptionen ebenso wie 1866 beträchtliche Mengen losen Materiales ausgeschleudert worden, welche, wenn sie zu Schlackenkegeln vereinigt wären, ansehnliche Berge darstellen würden. Aber nur der kleinste Theil dieser Ejectamente ist uns noch sichtbar: viele von den eigenthümlichen, künstlichen „Glasthränen“ vergleichbaren Bomben auf den Kaimeni-Eilanden, und der dünne Mantel ausgeworfenen Materiales unmittelbar um die hauptsächlichsten Ausbruchspunkte der Dampfvolken. Auf den Kaimenis selbst ist ein grosser Theil der kleineren Schlacken und der Aschen zwischen den grossen Blöcken der Erstarrungskruste dieser Lavaberge verschwunden; von den grösseren ausgeschleuderten Stücken sind viele ununterscheidbar von den Lavenblöcken, zwischen denen sie liegen. Alles, was ins Meer geschleudert wurde, entgeht der Beobachtung; die nach Thera und weiterhin auf festes Land niedergefallene, mehr oder minder sandartige Asche — welche die flachen Dächer von Phira oft in einer Nacht 1866 mehr als 1 Millimeter hoch bedeckte, — ist

*) REISS u. STÜBEL, Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche bei Santorin, p. 39. — Die Angaben über die Menge schwimmenden Bimssteins, der bei der Eruption von 726 v. Chr. das aegaeische Meer bedeckt haben soll, lassen sich vielleicht auf eine Zerstörung einer beträchtlichen Masse des obersten weissen Bimssteintuffes zurückführen, da bei der Abwesenheit eines Kraters im Eruptionsgebilde von 726 kaum glaubhaft erscheint, dass diese Bimssteinmengen bei jener Eruption ausgeschleudert worden seien. REISS u. STÜBEL, l. c., p. 24 ff., p. 66. K. v. SEEBACH, l. c. p. 37.

theils durch Erosion bald fortgeschwemmt, theils durch das Wachsthum von Pflanzen, theils durch die Bewegung von Thieren, theils durch Pflugschaar und Hacke der Bewohner, theils endlich durch Wind und Regen mit dem Humus oder mit dem Detritus des „oberen weissen Bimssteintuffes“ in kurzer Zeit vermengt worden. Unterseeisch aber müssen im Golfe von Santorin, und selbst ausserhalb desselben, Tuffschichten von nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit ähnlich denen, die wir im alten Ringgebirge kennen gelernt haben, bei den in historischer Zeit erfolgten Ausbrüchen sich gebildet haben.

Wir haben gesehen, dass schon in mehreren der älteren Inseltheile neben Schlackenkegeln und neben Lavenströmen von nicht ungewöhnlichen Dimensionen Berge fester Lava, analog den neugebildeten Kaimenis, uns entgegentreten. Wir können daher in Santorin nicht einen Vulkan erkennen, der periodisch die Form und Art seines Weiterbaues geändert hätte. Warum bei einem Ausbruche ein Maar oder Explosionskrater erzeugt wird, bei einem anderen ein Lavaberg und weitverbreitete Tuffschichten, bei einem anderen wiederum ein Schlackenkegel mit oder ohne Lavaström, darüber müssen künftige Untersuchungen uns Belehrung schaffen. Denn richtig erscheint wohl im Allgemeinen, dass Laven der trachytischen Gesteinsreihe häufiger als Lavaberger (Massenausbrüche) auftreten, dass dagegen Massen aus der petrographischen Familie des Basaltes dünnere Lavenströme zu bilden pflegen; dass wir trachytische Tuffe in weitverbreiteten Schichten, basaltische Tuffe in kegel- oder stockförmigen Massen zu sehen gewohnt sind. Ausnahmen von diesen Regeln sind jedoch zahlreich und gerade Santorin bietet uns mehrere Beispiele dünner Ströme trachytischer Gesteine. Eben solche Ausnahmen können, wenn erst eine grössere Anzahl Vulkane genauer studirt sein wird, zur richtigen Erkenntniss viel beitragen.

Santorin zeigt uns, wie jeder bisher eingehend untersuchte Vulkan, dass die Erzeugnisse der einzelnen Eruptionen in den verschiedenen Formen ihres Auftretens Bausteine sind, welche sich zu einem Ganzen verbinden, dessen Gestaltung ausser von der vulkanischen Thätigkeit nur noch von den Erosionswirkungen abhängig ist.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1870-1871

Band/Volume: [23](#)

Autor(en)/Author(s): Fritsch Karl von

Artikel/Article: [Geologische Beschreibung des Ringgebirges von Santorin. 125-213](#)