

Zur Geologie der süditalienischen Vulkane Exkursionsführer

Von **Walter Medwenitsch** *)

Mit 31 Abbildungen und 25 Photos

Gedruckt mit Unterstützung des Bundesministeriums für Unterricht, des Not-
rings der wissenschaftlichen Verbände Österreichs und des Kulturamtes der
Stadt Wien

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. **Walter Medwenitsch**, Geolog.
Inst. d. Universität, Universitätsstr. 7, A 1010 Wien I.

| INHALT: | Seite |
|---|--------------|
| A. Zusammenfassung | 5 |
| B. Vorbemerkungen | 5 |
| C. Daten zur regionalen Geologie der Apenninenhalbinsel | 6 |
| D. Einige allgemeine Daten über Vulkanismus | 18 |
| E. Charakterisierung einzelner Vulkangebiete Süditaliens | 29 |
| 1. Der Raum von Neapel | 29 |
| a) Vesuv | 30 |
| b) Pompeji | 39 |
| c) Herculaneum | 41 |
| d) Die Phlegräischen Felder (Campi Flegrei) | 41 |
| e) Ischia | 48 |
| 2. Äolische (Liparische) Inseln (Isole Eolie) | 55 |
| a) Stromboli | 61 |
| b) Basiluzzo und Panarea | 67 |
| c) Salina | 68 |
| d) Filicudi und Alicudi | 70 |
| e) Lipari | 73 |
| f) Vulcano | 84 |
| 3. Ätnabereich | 90 |
| a) Ätna | 92 |
| b) Monti Iblei | 105 |
| F. Praktische Hinweise | 107 |
| G. Literaturhinweise | 111 |
| a) Zur regionalen Geologie | 111 |
| b) Zum Vulkanismus | 114 |
| c) Führer | 119 |
| d) Karten | 120 |

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN:

- Abb. 1: Kartenskizze: Die Strukturen des Apennins.
Abb. 2: Kartenskizze: Die Einfügung des Apennin-Systems im westmediterranean Gebirgsbau zwischen Alpen und Atlas.
Abb. 3: Kartenskizze: Apennin und angrenzende Räume.
Abb. 4: Ausbruchsdigramme.
Abb. 5: Kartenskizze: Vesuv und Phlegräische Felder.
Abb. 6: Karte: Lavaströme des Vesuvs seit dem 18 Jhdt.
Abb. 7: Entwicklung des Somma-Vesuvs seit prähistorischer Zeit.
Abb. 8: Blockbild des Vesuvs.
Abb. 9: Veränderungen des Vesuvkraters seit 1906.
Abb. 10: Diagramm der vom Vesuv geförderten Lavamengen während der persistierenden Tätigkeit zwischen 1913 und 1944.
Abb. 11: Grundriß und Säule des Macellums von Pozzuoli; Lage des Fußbodens des Macellums von Pozzuoli in Bezug zum Meeressniveau.
Abb. 12: Geologische Übersichtsskizze von Ischia.
Abb. 13: Profil durch den vulkanotektonischen Horst von Ischia.
Abb. 14: Tektonische Skizze der Insel Ischia; Isoleistenkarte der Erdbebenkatastrophe von 1883 auf Ischia; vulkanische Tätigkeit auf Ischia in geschichtlicher Zeit; Erdbeben auf Ischia (1800—1930).
Abb. 15: Tektonische Karte und E—W—Profile der Insel Capri.
Abb. 16: Übersichtsskizze der Äolischen Inseln.
Abb. 17: Stromboli: Lageskizze der Insel.
Abb. 18: Gipfelskizze des Stromboli.
Abb. 19: Geologische Übersichtsskizze der Insel Salina.
Abb. 20: Kartenskizze der Inseln Filicudi und Alicudi.
Abb. 21: Kartenskizze und Profile der Insel Lipari.
Abb. 22: Kartenskizze der Insel Vulcano.
Abb. 23: Skizze der Vulkangebiete Ostsiziliens.
Abb. 24: Schematisches Profil durch den Ätna.
Abb. 25: Schema der Ausbruchstypen am Ätna.
Abb. 26: Vulkanotektonische Skizze des Ätna.
Abb. 27: Dichteverteilung der Ausbruchszentren am Ätna.
Abb. 28: Sippencharakter der sizilianischen Vulkane (Diagramm).
Abb. 29: Kartenskizze des Ätna mit den wichtigsten Lavaergüssen und Eruptionszentren.
Abb. 30: Kartenskizze der Monti Iblei (SE-Sizilien).
Abb. 31: Graphischer Fahrplan der Schifffahrtlinien zu den Liparischen Inseln.

VERZEICHNIS DER PHOTOS:

- Photo 1: Vesuv, Eruptionsstadium 1944 (käufl. Ansichtskarte).
Photo 2: }
Photo 3: } Vesuv (Erguß 1858): Strick- und Fladenlava (Photo W. Med.).
Photo 4: }
Photo 5: Solfatara: Gesamtansicht eines Schlammvulkanes (Photo W. Med.).
Photo 6: Solfatara: Schlammvulkan (Photo W. Med.).
Photo 7: Pozzuoli: Säulen des Serapistempels (Photo W. Med.).
Photo 8: Stromboli: Gesamtansicht (Fliegeraufnahme); (käufl. Ansichtsk.).

- Photo 9: Stromboli: NW-Flanke mit Krater (Sciarrà del Fuoco); (käufl. Ansichtskarte).
- Photo 10: Stromboli: Eruptionsphase (käufl. Ansichtskarte).
- Photo 11: Lipari: Obsidianstrom der Forgia Vecchia (W Canneto; Blick nach W); (Photo W. Med.).
- Photo 12: Lipari: Bombeneinschlag in Tuffen (nordöstliche Basis des Mte. Guardia); (Photo W. Med.).
- Photo 13: Lipari: Campo Bianco mit Bimssteinabbauen (käufl. Ansichtskarte).
- Photo 14: Lipari: Bimssteinabbau (Photo W. Med.).
- Photo 15: Lipari: Bimssteinabbau (Photo W. Med.).
- Photo 16: Lipari: Diskordanz in basaltischen Tuffen im NW der Insel (Quattropani); (Photo W. Med.).
- Photo 17: Lipari: Diskordanz in basaltischen Tuffen; Detail aus dem gleichen Aufschluß (Photo W. Med.).
- Photo 18: Lipari: Fließfalten in Obsidian (Fossa della Rocche Rosse, bei Aquacalda); (Photo W. Med.).
- Photo 19: Der Norden Vulcanos: Vulcanello, Fossa und Altvulcano (Aufnahme vom Mte. Guardia auf Lipari nach S); (Photo W. Med.).
- Photo 20: Vulcano: Fossakrater mit Fumarolen (käufl. Ansichtskarte).
- Photo 21: Acicastello (N Catania): Kissen-(Pillow-)Lava (Photo W. Med.).
- Photo 22: Ätna: Steinbruch mit Idealschnitt durch einen älteren Lavastrom; im Hintergrund der Ätna; Blick von S, von der Ätnastraße (Photo W. Med.).
- Photo 23: Ätna-NE-Krater: Bombeneinschlag im Schnee (Ostern 1957; Photo W. Med.).
- Photo 24: Ätna-NE-Krater: Lavawurftätigkeit, Ostern 1957; (Photo W. Med.).
- Photo 25: Ätna-NE-Krater: Blick zum Valle del Bove mit jungem Lavastrom; Ostern 1957 (Photo W. Med.).

A. Zusammenfassung

Einleitend werden die Probleme der regionalen Geologie der Apennin-Halbinsel aufgezeigt. Es wird als Ergebnis eigener Arbeiten betont, daß die Südalpen als direkte Fortsetzung der Dinariden Jugoslawiens aufgefaßt werden müssen. Nordapennin, Kalabrien und Sizilien zeigen einen weiträumigen Deckenbau. Wesentlich für die regionale Einordnung ist die Vergenz im Nordapennin, welche Frage vor allem R. S t a u b gestellt hat. Das Problem der Gliederung und des Bewegungsablaufes der zentraliden Elemente (Nordapennin, umbrischer Bogen, Kalkapennin) müßte unter Berücksichtigung der Verteilung und des Wanderns von Faziesbereichen in Raum und Zeit, vor allem unter Berücksichtigung der Flyschträge, einer Lösung nähergebracht werden. Auffällig sind jedenfalls die faziellen Beziehungen der Abruzzen (Kalkapennin) zu den zentraliden Elementen der Dinariden.

Der Vulkanismus Italiens steht mit der finalen orogenen Entwicklung des Apenninsystems unmittelbar im Zusammenhang; die Schollenabbruchtektonik des adriatischen Vor- und vor allem des tyrrhenischen Rücklandes spielt noch dazu eine wichtige Rolle. Die im Orogen liegenden Vulkanprovinzen der Toscana, der Romana, der Campana und der Äolischen Inseln zeigen pazifischen bis mediterranean Sippencharakter; letzteren vor allem in Annäherung an das Rückland. Nach A. R i t t m a n n können diese Magmen als anatektisch gedeutet werden. Der Ätna ist der einzige aktive Vulkan Italiens, der direkt Differentiate des primären, subkrustalen simatischen Magmas fördert. Die Förderprodukte des Ätna sind eindeutig atlantisch; dadurch wird seine Position im südlichen Vorland des alpinen Orogens bestätigt. Die vulkanische Tätigkeit des Ätnabereiches wandert von der Trias bis zur Jetztzeit von S nach N; diese Nordverlagerung der vulkanischen Tätigkeit geht parallel mit der Verengung im apenninen Orogen und mit dem Vorschub der Deckenelemente nach außen (nach Süden).

Daten für Exkursionen werden für den Raum von Neapel (Vesuv, Pompeji, Herculaneum, Phlegräische Felder, Ischia), für die Äolischen Inseln (Stromboli, Basiluzzo und Panarea, Salina, Filicudi und Alicudi, Lipari, Vulcano) und für den Ätnabereich (Ätna, Monti Iblei) an Hand der Literatur gegeben. Auch praktische Hinweise und Notizen über die reiche Kulturgeschichte dieses Bereiches wurden eingefügt.

B. VORBEMERKUNGEN:

Vulkanismus ist eines der lebendigsten und interessantesten Kapitel der Geologie. Vulkanismus spielt in der geologischen Zyklik eine besondere Rolle. Vulkanismus ist auch für den Außenstehenden, für den naturwissenschaftlich Interessierten leicht erfaßbar.

Die süditalienischen Vulkane zeigen viele Stadien und Formen des Vulkanismus in voller Evolution; sie haben daneben den Vorteil, von unseren Bereichen aus verhältnismäßig leicht erreichbar zu sein. Daher müssen sie wohl auch zu den klassischen Exkursionsgebieten gezählt werden.

Der Sinn vorliegender Hinweise ist es, zu solchen Exkursionen anzuregen und ihre Vorbereitung zu erleichtern, da es über dieses Gebiet zahlreiche Einzeldarstellungen, aber nur wenige übersichtliche Publikationen gibt.

Wir haben Hinweise für Exkursionen gesammelt, die uns seit 1957 in dieses herrliche Gebiet führen. Wir haben uns bemüht, möglichst viele

Arbeiten, Daten und Meinungen zu berücksichtigen, zu ordnen und möglichst authentisch wiederzugeben. Aus gegensätzlichen Anschauungen soll die Problematik aufgezeigt werden.

Natürlich liegt das Schwergewicht auf der Vermittlung geologischer Daten. Aber auch Petrographen und Mineralogen werden Angaben aus ihren Interessensbereichen finden. Diese Datensammlung wendet sich nicht nur an Studierende, Lehrende und geologisch Interessierte; wir hoffen, daß sie auch zu weiteren Arbeiten in diesem interessanten und problemreichen Gebiet anregt.

Vorliegende Arbeit hat sich aus kleineren Exkursionshinweisen langsam entwickelt. Ich danke vor allem Herrn Prof. DDr. Ing. H. WIESENER für sein nimmermüdes Drängen, diesen Exkursionsführer druckfertig zu gestalten. Ich muß auch dankbar sein, daß ich immer wieder zu Vulkanexkursionen initiiert wurde. Bei jeder dieser Exkursionen glaubte ich, daß es die letzte sei! Doch diese herrliche süditalienische Landschaft, diese so eindrucksvolle Geologie lockten immer wieder! Gerne erinnere ich mich an schönen Exkursionstage, verbunden mit anregenden Diskussionen über das Gesehene mit den Fachkollegen.

Abschließend ist es mir eine angenehme Pflicht, allen jenen zu danken, die mir auf diesen Exkursionen mit Rat und Tat immer wieder beigestanden sind. Für viele Anregungen sowie für die kritische Durchsicht dieses Manuskriptes möchte ich besonders den Herren Dr. R. JANOSCHEK, Prof. Dr. H. MEIXNER, Dr. H. PICHLER und Prof. DDr. Ing. H. WIESENER danken; besonders verbunden bin ich Dr. H. PICHLER (Tübingen), der es mir gestattete, bisher unveröffentlichte neue Arbeitsergebnisse von den Liparischen Inseln in den vorliegenden Exkursionshinweisen zu verwenden.

C. DATEN ZUR REGIONALEN GEOLOGIE DER APENNINENHALBINSEL

(Siehe Abb. 1—3)

Reisen wir z. B. von Norden an, so queren wir nach Überschreiten der alpin-dinarischen Grenzzone den alpinen Südoststamm, die Südalpen; diese sind ja durch eine oberflächlich verhältnismäßig ruhige Lagerung gekennzeichnet. Wir sollten aber nicht vergessen, daß die Südalpen die Fortsetzung der Dinariden sind, die aus dem SE, aus Jugoslawien heraufziehen (siehe Abb. 3); schon die Karten von F. KOSSMAT lassen klar erkennen, daß die Südalpen die höchsten Strukturelemente der Dinariden darstellen. In Anlehnung an die vor allem von A. WINKLER-HERMADEN schon früher geäußerten Ansichten sieht M. RICHTER 1962 die Südalpen als eigenen Orogen-

stamm, der sich als selbständiges Element zwischen Nordalpen und Dinariden einschleibt; die Grenze zwischen Südalpen und Dinariden verläuft vom Raum nördlich Vicenza über Vittorio — N Aviano (Friaul) bis Pölland (Krain/Slowenien); an dieser Grenze wären die Südalpen auf die Dinariden (mit ihrer Hochkarststrecke) überschoben; die Südalpen würden nach dieser Ansicht in den Savefalten und in den Falten der (weitgehendst mit Tertiär bedeckten) Pannonischen Ebene fortsetzen. Das ungefaltete Gebiet des Plateaus von Verona zwischen Dinariden—Alpen einerseits und Apennin andererseits mache eine direkte Verbindung von Dinariden und Nordapennin unmöglich; diese Tafel solle nach SE (allerdings unter dem Tertiär des Vorlandes) fortsetzen und noch Istrien erreichen. Dieser Bereich von Istrien, den M. RICHTER mit dem Plateau von Verona gleichsetzt, ist nach B. SIKOŠEK und W. MEDWENITSCH 1965 autochthones Adriatikum, also das Vorland des alpinen Süd Stammes, das auch die Molasse-Vorsenke trägt; eine ähnliche Deutung ist jedenfalls auch für das Plateau von Verona zu erwägen, wie es ja schon R. B. BEHRMANN 1958 getan hat.

Nicht nur die Arbeiten von B. SIKOŠEK & W. MEDWENITSCH 1965 haben gezeigt, daß vor allem die faziellen Gegebenheiten gegen eine Stammestrennung von Südalpen und Dinariden sprechen; zeigen doch beide Zonen das gleiche Jungpaläozoikum und das gleiche Altmesozoikum; die tektonischen Gegebenheiten sprechen dafür, daß die Südalpen die höchsten Deckenelemente des Dinarikums (zentralide Decken der Dinariden) darstellen.

Wesentlich ist es, daß M. RICHTER in den einzelnen Gebirgszonen Einzelindividuen sieht, „die nicht in unendlichen Faltensträngen verlaufen“ (siehe Abb. 1). Dem wäre entgegenzuhalten, daß das alpine Orogen in seinem N- wie in seinem S-Stamm eine weitgehend idente Stammesgliederung (im Sinne von L. KOBER) zeigt; die Genese der vergleichbaren Orogenstämme in Nordalpen und Dinariden ist sehr ähnlich; die bestehenden Unterschiede dürften jedenfalls auf eine verschiedene zeitliche Entwicklung zurückzuführen sein.

Die in den Dinariden Sloweniens und Kroatiens noch so breite und mächtige externide Flyschzone (Adriatikum) wird schon im Bereich Udines sehr schmal und spitzt gegen E aus, jedenfalls zugedeckt von den jungen Sedimenten des Po-Beckens.

Das Po-Becken liegt eigentlich im Knick des Westalpenbogens, im N von den S-Alpen begrenzt, im S vom N-Apennin; es verbirgt die direkte Beziehung zwischen alpinem Süd Stamm und Apennin, was auch in der Literatur viel und verschieden gedeutet wird. Die Po-Ebene bietet auch im Hinblick auf die Raumverengung dieser Beugestelle des alpinen Orogens schwierige

Probleme, vor allem in Hinblick auf die Lage der Tröge der alpinen Geosynklinale. Das Po-Becken (mit konkordanter Schichtfolge vom Oligozän bis ins Oberpliozän) ist nach R. B. BEHRMANN 1958 asymmetrisch gebaut; Geophysik und Bohrerergebnisse sprechen für eine Beckenachse hart nördlich des heutigen Beckenrandes. Es ist mit Jungtertiärmächtigkeiten von 5000—6000 m zu rechnen. R. STAUB gibt für nichtgefaltetes Oligozän—Oberpliozän 8000 m Mächtigkeit an. Dazu ist noch mit gut 1000 m marinem Quartär zu rechnen*). Das adriatische Vorland ist auch nach R. B. BEHRMANN bis in das Plateau von Verona zu verfolgen, mit verschiedenen Hochzonen unter dem Po-Becken. Der südliche und mittlere Teil der Po-Ebene zeigt im Streichen weithin verfolgbare Faltenzüge (auch mit älteren Schichtgliedern), während der Nordteil einen einfacheren Bau mit einer gegen die Alpen allmählich ansteigenden Monokline zeigt.

Betrachten wir die Position des Apennin im Sinne von L. KOBER, so sind die Apenninketten die Fortsetzung der Dinariden, mit regionaler Bewegung auf das in der Adria versenkte Vorland, also mehr oder weniger nach E; der Apennin wäre durch die tyrrhenische Zwischenmasse vom alpinen N-Stamm getrennt, der über die Westalpen Korsika erreicht. Der Apennin zeigt Deckenbau. Externiden, Zentraliden und Metamorphiden (die normale orogene Stammesgliederung im Sinne von L. KOBER) sind nachzuweisen. Die Molasse ist vom Po bis in den Golf von Tarent, bis nach Sizilien zu verfolgen; sie greift aber auch oft auf die externen Bauelemente transgressiv über. Das Einsetzen einer einheitlichen Extern-(Flysch-)Zone wäre erst in Umbrien zu beobachten. Es ist möglich, daß auch Elemente der Flyschzone unter der Po-Ebene liegen. Schon L. KOBER betonte, daß die nächsthöheren tektonischen Einheiten vor allem in ihren Außenbereichen Serien von Flyschcharakter führen.

Die Zentraliden werden seit G. STEINMANN in die tieferen Toscaniden und in die höheren Liguriden gegliedert. L. KOBER zählt einen Teil des kalabrischen Kristallins zu den Toscaniden; ihre weitere Schichtfolge umfaßt Jungpaläozoikum, geringmächtige Trias, gut gegliederten Jura, reich entwickelte Kreide (unt. Kreide: Majolika; obere Kreide: Scaglia), Nummulitenkalke, Flysch und Alberese (Kalktonschiefergruppe, Altoligozän?). Natürlich zeigen die Toscaniden eine spezielle tektonische Differentiation und fazielle Unterschiede zwischen N und S.

Die Liguriden zeigen eine wesentlich geringmächtigere Schichtfolge aus Granitschollen, Serpentiniten, Gabbros und Spliten mit Oberjura-Senon

*) Guten Überblick über Bau, Schichtfolge und Lagerstätteninhalt des Pobeckens gibt die Darstellung in Bd. II der Schriften des Kongresses über die Gaslagerstätten West-Europas in Mailand vom 30. 9. — 5. 10. 57 (erschienen Rom 1959).

lariten, Majolika-Neokom und Argilloscisti, die bis in das Cenoman-Senon reichen sollen. Diese geringmächtige Serie der Liguriden ist im Nord-Apennin weit verbreitet und auf große Weiten (um 100 km) überschoben. Die dadurch bedingten Vorstellungsschwierigkeiten in mechanischer Hinsicht wurden und werden immer wieder als Kriterien gegen die Existenz solcher Überschiebungen herangezogen; R. B. BEHRMANN denkt daher auch an Unterschiebung.

Im Bereich von La Spezia liegt das tektonische Fenster von Carrara, bereits P. TERMIER bekannt. In ihm sollen nach L. KOBER 1931 Metamorphiden vorliegen, mit Zentralgneisen, wenig Jungpaläozoikum, geringmächtiger Trias und an die 1000 m Jura, vor allem Marmore, aber auch Kalkschiefer und Breccien umfassend, wie auch fragliches Eozän. G. MERLA denkt bei dieser Zone an tiefere, metamorphe Toscaniden.

Im Gegensatz zum bisher skizzierten Nordapennin zeigt der mittlere Abschnitt (umbrischer Apennin) eine wesentlich ruhigere Tektonik und auch eine andere fazielle Entwicklung (Riff-Fazies im Mesozoikum), so daß er oft auch dem Nordapennin gegenübergestellt und z. T. sogar als fremdartiges Bauelement angesehen wurde.

Erst in Kalabrien erkennen wir wieder Farben des Kristallins auf den geologischen Karten. L. KOBER sieht hier z. T. ebenfalls Metamorphiden, die auch auf Sizilien (peloritantisches Massiv) übergreifen sollen, dort vielleicht den höheren Toscaniden entsprechend.

R. STAUB sieht im N-Apennin eine gleiche Abfolge der tektonischen Einheiten, aber mit umgekehrter Bewegungstendenz; also nicht nach E sondern nach W bewegt. Daher sind Liguriden und Toscaniden als alpine Zonen in Fortsetzung der Westalpen zu sehen. Erst umbrischer Apennin und südlichere Bereiche zeigen nach dieser Auffassung gegensinnige (nach E, SE) Bewegungstendenz. Dieser Gliederungsversuch ist wichtig, da auf ihm mehrere Arbeiten jüngerer Datums (z. B. J. AUBOUIN 1960, M. RICHTER 1963) basieren.

M. RICHTER 1963 (siehe Abb. 1) betont, daß der Apennin in mehrere Teile zerfällt und weder in fazieller noch in tektonischer Hinsicht eine Einheit wäre. Besonders auffallend ist der Bogen des Nordapennins, in dem Flyschablagerungen vorherrschen; er wäre vom Turiner Hügelland bis Rom zu verfolgen. In ihm stecken die bekannte ligurische und toscanische Fazies, zu der als dritte nach M. RICHTER die emilianische Fazies hinzukommt. Es wäre nicht mit einem einheitlichen ligurischen Trog und einer einheitlichen ligurischen Decke im Sinne von G. STEINMANN zu rechnen: An der Innenseite läge der innere Flyschtrog (ligurischer Trog), an der Außenseite der äußere, emilianische Flyschtrog (Tortona—Volghera—

Bologna—S. Marino). In den Flyschtrögen besteht ein außerordentlicher Wechsel von kompetenten und inkompetenten Gesteinen (Unter — Oberkreide, früher „Argille scagliose“), die disharmonische Faltung bedingen. Gravitative Gleitung geht vor allem in die Richtung der Hauptsenkungsachse der Flyschtröge. Daneben zeigen noch die inkompetenten, tonreichen

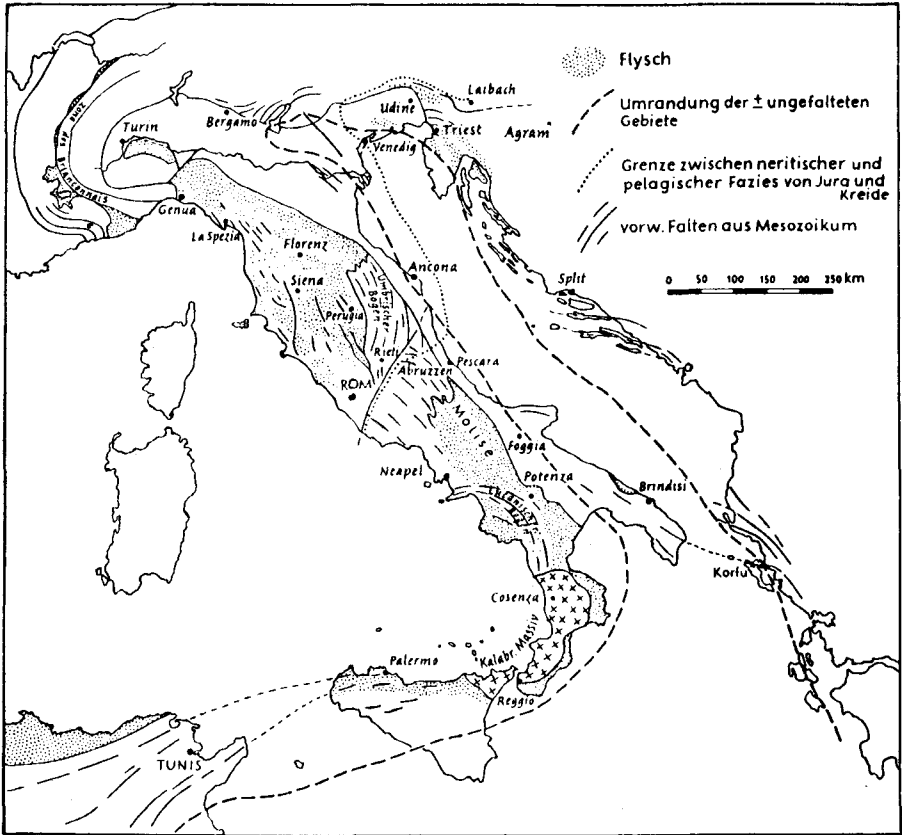


Abb. 1: Die Strukturen des Apennins (M. Richter 1963).

Serien eine auffallende Diapirtektonik, die auch schon R. B. BEHRMANN 1958 beschreibt. Für diesen Stil der nordapenninischen Tektonik prägte M. RICHTER 1963 den Begriff einer „Scherbentektonik“ und stellt ihn der alpinen Deckentektonik gegenüber. Diese Art der Tektonik im Apennin postuliert das Fehlen einer einheitlichen ligurischen Decke; es gäbe aber trotzdem Gleitungen bis zu 30 km Weite und auch tektonische Fenster.

Vor dem großen Bogen des Flyschapennins liegt der kleinere umbrische Bogen, noch dem N-Apennin zugehörig. In diesem Bereiche wäre die Fazies der Südalpen (lombardische Fazies, wie etwa im Raume Gardasee—Brescia—Bergamo) charakteristisch. Der Gesamtbogen des Nordapennins (+ umbrischer Bogen) endet an der großen tektonischen Linie, die in SW-Richtung vom Raume SSW Ascona — südlich Ascoli bis S Rom verläuft. An diese Linie und damit an die Falten des umbrischen Bogens streichen die breiten Falten der Abruzzen rechtwinkelig heran. Die Abruzzen wären durch eine neritische Fazies, wie sie den Dinariden eigen ist, charakterisiert; aus den NW-Abruzzen werden Faziesübergänge beschrieben. Diese „dinaride“, neritische Fazies ist durch Zentral- und Süditalien, über Sizilien bis nach Nordafrika (Atlas) zu verfolgen.

M. RICHTER betont, daß sämtliche Fazieszonen der Alpen nach S zu enden: Der helvetische Raum würde in der Tyrrhenis südlich Nizza enden, die Zone des Briançonnais südlich Savona und das Hochpenninkum südlich Genua. Der ligurisch-toscanisch-emilianische Raum reiche bis Rom an das tyrrhenische Meer. Südlich anschließend läge der dinarische Faziesraum. Daraus wird eine Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung der Faziesräume gefolgert.

Die Abruzzen zeigen nach diesem Bilde breite, schräg gestellte Horste oder Halbhorste mit ostvergenten „Aufschiebungen“ und Grabenzonen, erfüllt mit miozäner Molasse; eine ähnliche Tektonik wäre auch in Süditalien, Nordsizilien und Tunesien evident.

S der Abruzzen kommt als neues Element die Molisezone (schon von R. STAUB 1951 erfaßt), ein Senkungsstreifen mit Flysch (vergleichbar dem dinarischen Flysch) und Molasse, die sich über das generell S-abtauchende Mesozoikum der Abruzzen legen. Die Innenzone der Molisezone bildet ab Salerno der Lucianische Bogen mit bemerkenswert mächtiger Trias.

Den Deckenbau am Rande des Kalabrianischen Massivs bezweifelt M. RICHTER.

Östlich der Molisezone folgt ein schmaler Pliozänstreifen und dann der „Apulische Rücken“, vom Mte. Gargano bis an die Südspitze Apuliens hinziehend, in den griechischen Außeninseln sein Gegenstück findend.

Das Alter der Bewegung wäre sehr verschieden: M. RICHTER führt an, daß im N-Apennin (N Genua) die oberoligozäne Molasse ungefaltete über den fertigen Bau transgrediert; im übrigen Apennin liegt ungefaltete Helvet über älteren Bauelementen. Für die Abruzzen wird die Tektonik im wesentlichen mit Postuntermiozän, in Kalabrien postmiozän bis postunterpliozän eingestuft.

Betrachten wir nun den Apennin in der Sicht von R. B. BEHRMANN 1958,

gewonnen in langjähriger Arbeit, den Deckenbau bestätigend (siehe Abb. 2). Es handelt sich dabei um die letzte ausführliche, deutschsprachige zusammenfassende Arbeit über Italien; es ist vielleicht interessant, daß ähnliche Übersichten von italienischen Autoren eigentlich nicht existieren.

R. B. BEHRMANN 1958 betont, daß der penninische, westvergente Deckenbau der Westalpen zwischen Savona und Genua in die Tyrrhenis hinausstreicht und zweifellos im Deckenbau von Ostkorsika seine Fortsetzung findet. W-Alpen und Apennin sind im Autochthon von Genua nur durch eine Scheitelung der Faltungsvergenz getrennt; das westvergente Pennin wird hier vom ostvergenten Ligurikum geschieden. Bisher haben die meisten Geologen die allochthone Überlagerung (bei Überschiebungsweiten von 100—120 km) der Liguriden (Ophiolit-Serie) auf das Alttertiär und Mesozoikum der Toscaniden, das in den Hangenelementen tektonisch stark beansprucht ist, festgestellt. Unterschieden durch die Metamorphose von den nichtmetamorphen höheren Toscaniden ist die autochthone Serie der Apuaner Alpen, mit dem Leitgestein der Marmore von Carrara (Jura); diese Carrariden werden von L. KOBER als Metamorphiden gedeutet.

Seiner strukturellen Position nach vor dem Deckenbau der Liguriden und in seinem Faltenantypus entspricht der umbrische Bogen dem Schweizer Jura. Während am NE-Rande das Mesozoikum des umbrischen Bogens in überkippter Flexur unter Miozän der Vortiefe eintaucht, ist im Bereiche des Umbiegens aus der NW—SE- in eine NNW—SSW-Richtung der stärkste Ostvorschub zu verzeichnen. An der Autochthonie des umbrischen Bogens wäre nicht zu zweifeln.

Die Abruzzen und der Kalkapennin Latiums werden von kompakten Riffkalken des Mesozoikums aufgebaut; sie sind nur wenig gefaltet, aber durch Bruchtektonik intensiv zerstückelt; auch E—NE-gerichtete Aufschiebungen auf die jungmiozänen Grabsenken werden beschrieben.

Im Südapennin wäre Autochthonie vorherrschend; Flysch lagert normal über kalkigem Mesozoikum. E. BENE0 1951 sieht im Flysch eine durch Schwerkraftgleitung bedingte Decke, ähnlich den Liguriden des Nordapennins. Überschiebungen größeren Ausmaßes wären auch vom lukianischen Apennin bekannt.

R. B. BEHRMANN 1958 bestätigt auch den alpinen Deckenbau im kalabropeloritanischen Massiv, allerdings mit verschiedener Vergenz, die z. T. auch als Rückfaltung aufgefaßt werden kann. Auch Cl. GRAND-JACQUET, L. GLANCEAUD, R. DUBOIS und A. CAIRE bekräftigen diesen Deckenbau und lösen ihn in 3 Phasen auf: In der Kreide kam es zur Überschiebung der schon M. LIMANOWSKI 1913 bekannten Kristallindecke über mehr oder weniger metamorphe Serie und über nichtmetamorphes Mesozoikum des

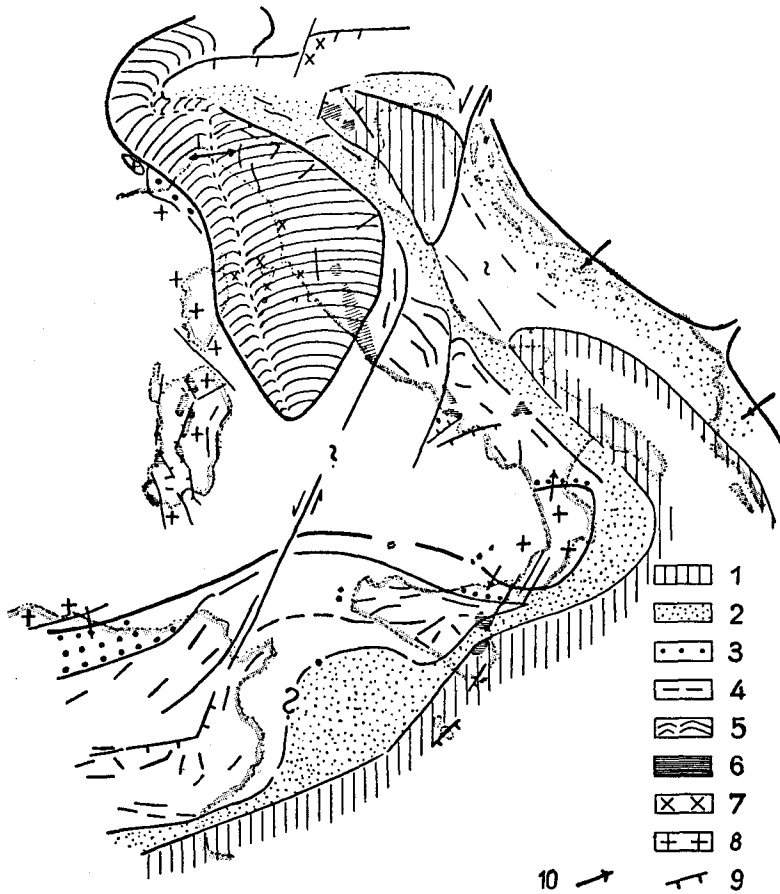


Abb. 2: Die Einfügung des Apennin-Systems im westmediterranen Gebirgsbau zwischen Alpen und Atlas (aus R. B. Behrmann 1958).

- 1 — Afrikanisch-adriatisches Vorland
- 2 — Pliozäne bzw. quartäre Vortiefe
- 3 — Numidisch-kalabrische und westalpine Flyschzonen
- 4 — Autochthone jungtertiäre Faltenzüge
- 5 — Pennino-ligurides Deckenland
- 6 — Auftreten von finalelem Vulkanismus
- 7 — Auftreten von tertiärem sialischem Plutonismus
- 8 — Variszische Granitmassive
- 9 — Bruchzonen regionaler Bedeutung
- 10 — Vergenzen der Faltensysteme

Kalkalpenins von E nach W oder in umgekehrter Richtung (!). Im Oligozän — tieferen Miozän kam es zum Abgleiten von Flyschdecken. A. CAIRE vertritt auch für das peloritische Massiv Siziliens eine ähnliche Deutung wie für Kalabrien.

Für Sizilien hat G. MERLA folgende regionaltektonische Gliederung als generelle Basis für die erdölgeologische Prospektion gegeben (T. Rocco 1959):

Das im NE-Sporn Siziliens gelegene peloritische Massiv besteht aus gegen SW bewegten Kristalldecken, getrennt durch metamorphe Sedimente. Im S liegen darüber isolierte Deckschollenreste aus mesozoischen Gesteinen. Südlich und westlich anschließend liegen Sedimente des Mio-Oligozäns in Flyschfazies weit verbreitet vor; diese zeigen N-vergente Falten und Überschiebungen nach Süden. A. CAIRE 1961 sieht das peloritische Massiv als östliche Fortsetzung des rifo-telliennen Systems in N-Afrika. Liegen doch auch diesem große Flyschmassen vorgelagert, die z. T. als Ultradecke, z. T. jetzt in einer Verschluckungsnarbe beheimatet, gedeutet werden.

Im SW-Teil der Insel liegen 2 Tertiärbecken. Das kleine Becken von Castelvetrano ist vorwiegend mit tonig-mergeligen Sedimenten erfüllt. Das größere Becken von Caltanissetta zeigt vor allem im Paläogen Flysch mit groben Blockströmen, die weittransportierte exotische Blöcke beinhalten.

Das ibleische Plateau bildet den SE-Teil der Insel, mit den Tertiärbecken im Vorlandsbereich des alpinen Orogens gelegen; es zeigt vulkanische Aktivität von der Trias bis zum heutigen Tage (Ätna).

R. B. BEHRMANN 1958 erwähnt, daß von L. TREVISAN 1953 die Idee eines palermitischen Deckenbaues wieder aufgegriffen wurde, basierend im Neben- und Übereinander zweier verschiedener Fazies des Mesozoikums.

Die laramische Phase wird als Stammfaltung der Westalpen und des Apennin gewertet. R. B. BEHRMANN gibt auch ein sehr interessantes Beispiel für das Wandern der Faltung in Ostsizilien. Ist in den peloritischen Bergen laramische Faltung vorherrschend, so durchschreiten die nächstjüngeren Phasen immer südlichere Bereiche, bis die walachische Phase den Bereich von Agrigent erreicht.

Versucht man den Widerstreit der Meinungen zu überschauen, so bereitet zweifellos die Einordnung des Nordapennin mit seinem Deckenbau (Carrariden, Toscaniden und Liguriden) größere Schwierigkeiten. Man kann ihn als Fortsetzung der Dinariden sehen, als selbständigen Faltenstrang oder auch westvergent als Fortsetzung westalpiner Einheiten. Dieser von R. STAUB geäußerten Ansicht kann man vielleicht nähertreten, wenn man wie R. STAUB und später auch M. RICHTER die faziellen Beziehungen zwischen umbrischem Apennin und Teilen der Südalpen (lombardische Fazies) würdigt. Sicher ernst zu nehmen sind die faziellen Beziehungen zwischen dinarischem Mesozoikum und Apennin-Mesozoikum, worauf vor allem

J. AUBOUIN 1960 hinwies, auch M. RICHTER 1963. Wir möchten glauben, daß in einer paläogeographischen Analyse das Wandern von geschlossenen Fazieszonen in Raum und Zeit genau verfolgt werden sollte; vor allem scheint mir die verschiedene Raumlage in der Zeit der einzelnen Flyschträge äußerst interessant*). Auch sollte man endlich berücksichtigen, daß die Flyschentwicklung seit der Kreide für viel frühere weiträumigere als laramische Hauptbewegungen spricht. Eine solche Analyse könnte vor allem Auskunft über die Gliederung der zentraliden Bauelemente geben, in deren nach außen wandernden „Flyschträgen“ sich der regionale Bewegungssinn widerspiegeln müßte. Ist der N-Apennin im Sinne von R. STAUB westbewegt, so spricht die Ostvergenz im Zentral- und Südapennin für ein zweiseitiges Orogen, mit wahrscheinlich größeren Überschiebungsweiten als bisher angenommen. Ist jedoch die Bewegungstendenz des Nordapennins regional nach E gerichtet, muß man entweder mit einem Einschleiben des Apennins als eigene Zone zwischen Alpen und Dinariden rechnen und bzw. oder in der Stammesgliederung der Apenninhalbinsel umdenken, aber unter Berücksichtigung des kalabro-sizilianischen Deckenbaues.

Tiefere Orogenteile in Carrariden und in Calabriden-Peloritaniden sind durch das Auftreten alpin metamorpher Serien weitgehend sichergestellt. Die Externiden zeigen sich weniger als Zone, viel eher als Stadium vor allem in den Randteilen der Zentraliden. Das adriatische Vorland wird in seiner Position wohl kaum bezweifelt werden.

In Abb. 3 haben wir eine tektonische Kartenskizze des Apennins und seiner angrenzenden Räume gegeben; wir möchten vielleicht noch einen Gedanken dieser Skizze stärker betonen: Ostalpen wie Dinariden zeigen an der Grenze zwischen Metamorphiden und Zentraliden Serien, die durch besonders starke „Ophiolit-Führung“ einerseits und durch starke Hornsteinführung andererseits charakterisiert sind. Es ist also die Trennungsfuge zwischen Autochthon und Deckenkörper durch besonders starken initialen Vulkanismus gekennzeichnet. Dem Subdinarikum der Dinariden und dem Hochpennin/Unterostalpin der Alpen scheinen im Apennin die Liguriden serienmäßig zu entsprechen. G. MERLA sieht in den Liguriden die einzigen allochthonen Serien des Nordapennins, in den Toskaniden Autochthon. Unter extremer Wahrung dieses Gesichtspunktes könnte man auch die Liguriden als einzige Elemente der Zentraliden des Apennins bezeichnen, während dann für Toskaniden, umbrischen Apennin, Abruzzen und Südapennin externide Position zu folgern wäre. Dem scheint vor allem das Fenster von Carrara zu widersprechen, das innerhalb der Toskaniden

*) Das Wandern einer „orgenen Hauptfront“, das sich in den Flyschträgen ausdrücken soll, verfolgte H.-G. W u n d e r l i c h 1966 im Nordapennin.

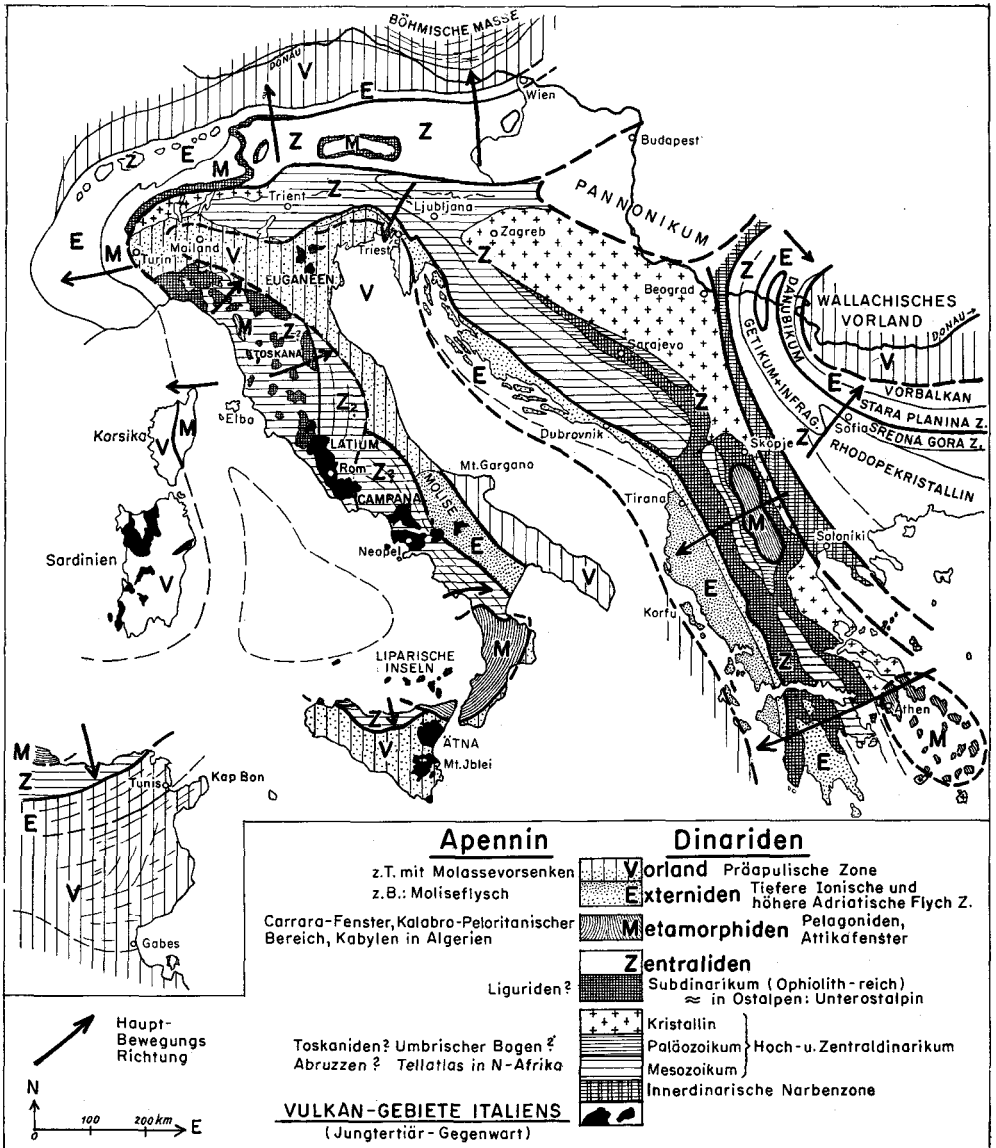


Abb. 3: Apennin und angrenzende Räume. W. Medwenitsch 1966. Unterlagen: J. Auboin 1960, R. B. Behrmann 1957, A. Caire 1964, L. Kober 1954, W. Medwenitsch und B. Sikošek 1964, R. Staub 1951, Tektonische Karte von Europa 1964.

liegt; auch das kalabro-peloritanische Massiv ist ebenfalls von höheren, zentraliden (?) Elementen überschoben. Die Arbeiten von E. TEN HAAFF 1964 zeigen, daß die Toskaniden viel Flysch führen, der in von W nach E jünger

werdenden Trögen konzentriert ist; die Haupttransportrichtung des eingeschütteten klastischen Materials wird mit NW—SE angegeben. Dieser Flysch beweist starke orogene Bewegungen; auch zeigen die nach E immer jünger werdenden Flyschtröge eine gegen das adriatische Vorland gerichtete Hauptbewegungstendenz an. Wir wissen auch von den Dinariden, daß Flyschtröge die zentraliden Elemente (Hochkarstdecke, Subdinarikum) durchwandern und die Externiden erst im Eozän erreichen. Daher können auch Toskaniden, Umbrischer Bogen und Abruzzen den zentraliden Apennin-Bauelementen zugezählt werden, wie wir es auf unserer Skizze in Abb. 3 festgehalten haben.

In dieser Skizze sind auch die Vulkangebiete Italiens (Jungtertiär — Gegenwart) besonders hervorgehoben: Dem adriatischen Vorlande sitzen die jungtertiären (oberpliozänen?) Vulkane der Euganeen auf. Auch der Ätna ruht dem Vorland des alpinen kalabro-sizilianischen Orogenbogens auf; seine Gesteine haben eindeutig atlantischen Chemismus. Natürlich zeigt auch die Insel Sardinien Vorlandvulkanismus, der sich hier vor allem in charakteristischen, morphologisch besonders auffallenden Arealergüssen äußert; dem Oligo-/Miozän werden trachytische Engüsse zugeordnet, dem Mio-/Pliozän basaltische Eruptionen. Trachyte, Phonolithe, etc. wurden im Plio-/Pleistozän gefördert; letzte Äußerungen eines quartären Vulkanismus sind Basalte.

Die Vulkangebiete der Toskana, der Romana, der Campana und der Äolischen Inseln sind wohl auf den finalen Vulkanismus (im Sinne von H. STILLE) der Apennin-Orogenese zurückzuführen, bedingt in den jüngsten, vorwiegend vertikalen Bewegungen vor allem im Rücklande der Toskaniden; dieser Vulkanismus soll im oberen Pliozän einsetzen und im Mittel- und Jungquartär einen Paroxysmus haben; in der Gegenwart sind noch Vesuv, Stromboli und Ätna tätig. Die Förderprodukte zeigen überwiegend mediterranen Sippencharakter. Hervorzuheben ist noch, daß in der Toskana der Vulkanismus durch Dampf- und Fumarolenfelder (Ladarello!) charakterisiert ist; ein subvulkanisches Stockwerk kühlt ab und entgast; so haben wir ein aktualistisches Beispiel für die in den alpinen Kettengebirgen so weit verbreiteten subvulkanischen Lagerstätten, die es ja in der Toskana (Pyrite!) auch als Produkte eines früheren subvulkanischen Stadiums gibt.

C. BURRI 1966 gibt zu bedenken, daß angesichts der laramischen Hauptfaltung des Apennins der subsequente Vulkanismus im Oligozän, der finale Vulkanismus im Pliozän/Quartär zu erwarten wäre; nun kann aber der gesamte Vulkanismus der Apenninen-Halbinsel mit Spätpliozän/Quartär eingestuft werden. Petrochemisch lassen sich nun 2 Serien unterschei-

den: Am Innenrand des Apennins ließ sich ein K — trachybasaltisches Stamm-Magma bestimmen. In einer von der Toskana über Latium bis zu den Äolischen Inseln verfolgbaren, an die 700 km langen Zone treten andesitisch-dazitisch-liparitische Laven auf. Nach den allgemein geltenden Erfahrungen müßte die basische Vergesellschaftung als final, die saure als subsequent gedeutet werden. Die Gleichaltrigkeit beider Serien deutet nun C. BURRI so, daß die anatektischen, subsequenten Schmelzen in der Tiefe gespeichert wurden, nachdem sie aus irgendwelchen Gründen nicht gefördert werden konnten; sie wurden aber zusammen mit den finalen Magmen hochgepreßt. Wir persönlich möchten noch sagen, daß wir die laramische Phase nur als e i n e der Hauptfaltungsphasen im Apennin halten.

D. EINIGE ALLGEMEINE DATEN ÜBER VULKANISMUS

(Siehe Abb. 4)

Einige allgemeine Bemerkungen über den Vulkanismus sollen in abrißartiger Form, den Führungstext ergänzend, eine Einführung in die Problematik geben und auch zeigen, wie vielseitig diese ist. Am Beispiele der südtalienischen Vulkane allein können nur Einzelabschnitte des Vulkanismus anschaulich gemacht werden. So wollen wir, um der allgemeinen Bedeutung des Vulkanismus gerecht werden zu können, in diesem Abschnitte der reichen Erfahrung von A. RITTMANN folgen, der in seinem Werke: „Vulkane und ihre Tätigkeit“ (II. Aufl., 1960) einen ganz hervorragenden geologischen Überblick gibt: „Es kann keine selbständige Theorie des Vulkanismus geben, ebensowenig eine solche der Gebirgsbildung, sondern nur eine gemeinsame geologische Theorie, einen Erklärungsversuch, der das ganze irdische Geschehen umfaßt, von dem der Vulkanismus nur ein Teil ist, der nicht aus dem organischen Zusammenhang mit anderen Teilen herausgerissen werden darf“ (A. RITTMANN 1960, S. III).

Heute kennt man auf der Erde über 500 tätige oder in historischer Zeit tätig gewesene Vulkane; die Zahl der erloschenen Vulkane geht in die Zehntausende. Mehr als 2 Mio. km² der Festlandoberfläche wurden in jüngster geologischer Vergangenheit von Vulkaniten bedeckt. Auch sollte nicht vergessen werden, daß 95% der zugänglichen Erdkruste aus kristallinen Gesteinen (Magmatite + Metamorphite) aufgebaut ist und die Seditimente mit 5% eigentlich ganz unbedeutend sind.

A. RITTMANN 1960 betont, daß Vulkanologie in erster Linie ein Teilgebiet der Geologie ist. Die Vulkanite und ihre Mineralbildungen werden von Petrographen und Mineralogen studiert. Die Gesetzmäßigkeiten des Ausbruchsmechanismus der Vulkane sind nur zu verstehen, wenn man mit dem physiko-chemischen Verhalten des Magmas, einer natürlichen gas-

hältigen Silikatschmelze, vertraut ist. Die Gesetze der Thermodynamik helfen beim Verständnis des Wärmehaushaltes und der Energiebilanz. Auch gewinnen immer mehr geophysikalische, geochemische und physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden an Bedeutung. „Nie darf jedoch vergessen werden, daß alle diese Messungen und Berechnungen nur dann zu wahrer Erkenntnis führen, wenn sie sichere geologische Beobachtungstatsachen zur Voraussetzung haben.“ (A. RITTMANN 1960, S. 2).

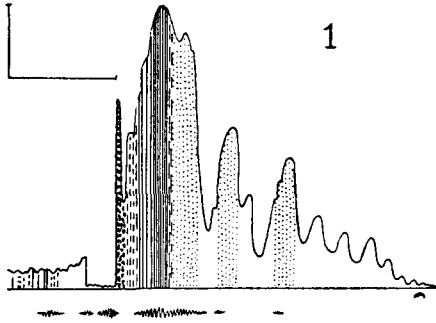
Nun einige Stichworte:

Vulkanische Tätigkeit: Darunter sind nicht nur große Ausbrüche zu verstehen, die Höhepunkte der Aktivität und von kurzer Lebensdauer sind; man muß auch die verschiedenen Erscheinungen, die direkt oder indirekt durch vulkanische Kräfte bedingt sind, berücksichtigen.

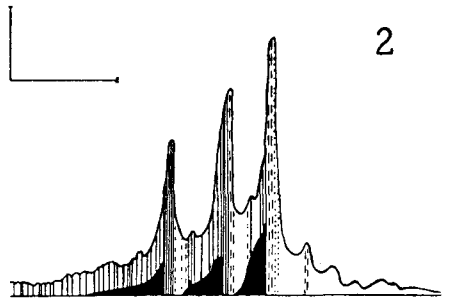
Heiße Quellen, meist mit einem mehr oder weniger großen Gehalt an Mineralstoffen, sind in erloschenen Vulkangebieten weit verbreitet; der Anteil juveniler Wässer ist noch nicht sicher zu bestimmen; vielleicht haben sie in diesem Falle einen höheren Deuteriumoxyd-Gehalt; intermittierende heiße Springquellen sind seit Jahrhunderten aus Island als *Geysire* bekannt.

Sehr bekannt ist auch die **Solfataren- und Fumarolentätigkeit;** bei Solfatarenanalysen von Dampfquellen von Ladarello (Gebiet von 200 km² in der Toscana) wurde 1895 von R. Nasini das Helium entdeckt. In diesem Gebiete werden aus mehr als 100 Bohrlöchern jährlich etwa 26 Mio. t Dampf gefördert, der mehr als 2 Mrd. Kilowatt Strom liefert; daneben besteht eine bedeutende chemische Industrie, die Borsäure, Ammoniak, Kohlensäure und Edelgase aus diesen Dämpfen produziert. Im Gegensatz zur ruhigen und gleichmäßigen Förderung der Dämpfe während der Solfataren- und Fumarolentätigkeit steht die **Dampfförderung aus offenem Schlot** der stärker tätigen Vulkane mit verhältnismäßig dünnflüssigen Laven (z. B. Vesuv, Ätna).

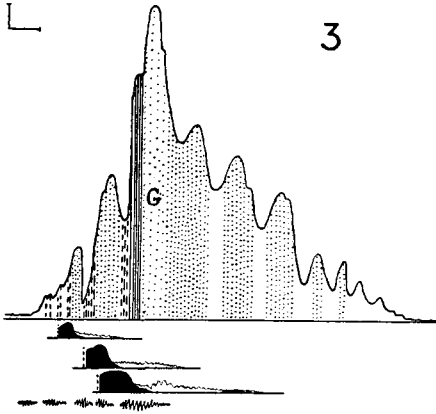
An denselben Vulkanen geht die **rhythmische Dampftätigkeit** in eine oft lange andauernde Schlacken- und Lavawurfttätigkeit über, die früher als strombolianische Tätigkeit bezeichnet worden war; es handelt sich dabei um eine Form der Dauertätigkeit; steigt der Glutfluß im Schlot höher, können von den hervorbrechenden Dämpfen Lavafetzen mitgerissen und ausgeworfen werden. Ähnlich ist auch die rhythmische Dauertätigkeit des **Aschenwurfes** (z. B. Stromboli), wenn der Schlot durch Kratermaterial zugeschüttet ist. Die thermisch intensivste Art der Dauertätigkeit ist die **Lavaseetätigkeit**, vor allem vom Kilauea auf Hawaii bekannt, auch hawaiianische Tätigkeit genannt. Die **langsame Effusivtätigkeit** ist eigentlich eine Art der Dauertätigkeit großer Vulkane mit dünnflüssiger gasarmer Lava; je nach dem Ort des Ausbruches kann man einen langsamen Gipfelausbruch (**Terminal-Effusion**) von einem langsamen Flankenausbruch unterscheiden (subterminaler oder lateraler Ausbruch), beide besonders charakteristisch am Vesuv; langsam austretende Lava kann sich über der Schlotmündung zu einer Kuppe aufstauen. Die Staukuppen wachsen von innen heraus (z. B. Zaravulkan auf Ischia). Die Explosionserscheinungen nehmen bei langsamen Extrusionen oft ein verheerendes Ausmaß an (z. B. Mt. Pelée 1902), oft verbunden mit absteigenden, zurückfallenden oder überquellenden Glutwolken. **Rasche Ausbrüche** bei offenem Schlot treten nur bei Vulkanen mit dünnflüssiger Lava auf, in Form von Gipfel- und Flankenausbrüchen oder von exzentrischen Ausbrüchen. Bei explosiven Terminaleruptionen wird nur Lockermaterial gefördert, bei gemischten Eruptionen fließen auch Lavaströme aus; Beispiele werden vom Vesuv beschrieben, für explosive Ausbrüche vor allem vom Ätna. **Ausbrüche bei verstopftem Schlot** sind vor allem an zähflüssige Magmen gebunden, kommen sehr häufig vor und weisen eine große Mannigfaltigkeit auf (z. B. plinianische Explosionen am Vesuv, auf Vulcano, etc.) Durch **Gasausbrüche** und **phreatische Explosionen** können die Pfropfen ver-



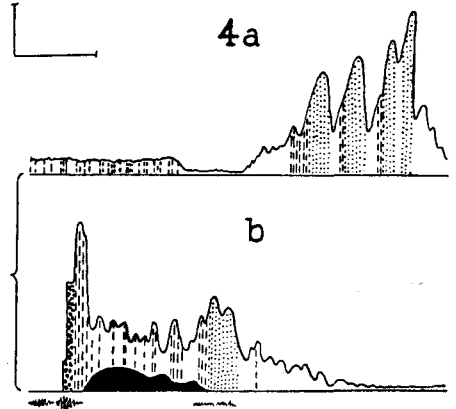
1. Ejektiver Gipfelausbruch



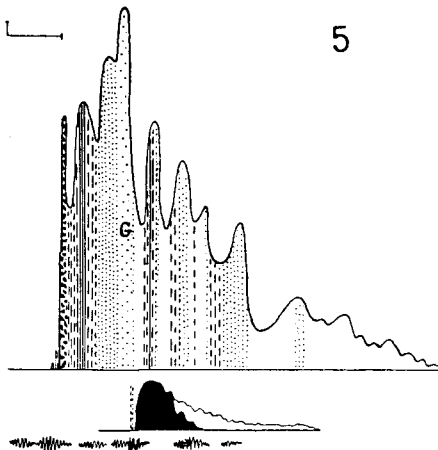
2. Gemischter Gipfelausbruch



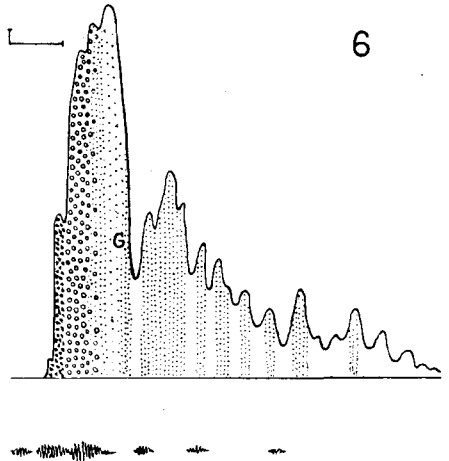
3. Flankenausbruch



4. Exzentrischer Ausbruch
a) Schlot; b) Ausbruchsstelle



5. Gemischter Flankenausbruch bei
verstopftem Schlot



6. Bimssteinausbruch bei verstopftem
Schlot

stopfter Vulkanschlote durchbohrt oder ausgeschleudert werden; dabei kommt es nicht zum Auswurf frischer Lava (z. B. pazifische Vulkane); unter den Gasen ist Wasserdampf vorherrschend. Als Erstausbruch oder Initialausbruch wird von A. Rittmann der Geburtsakt eines Vulkanes mit Schaffung eines neuen, unabhängigen Schlot, verstanden (z. B. Arso auf Ischia/1301, Monte Nuovo/Pozzuoli/1538, Paricutin/Mexiko/1943). Die Linear ausbrüche haben den Charakter von Erstausbrüchen, die an Spalten erfolgen (Beispiele vor allem aus kratogenen Bereichen, z. B. Island). Submarine Ausbrüche sind häufig, kommen aber verständlicherweise selten zur Beobachtung.

Begleiterscheinungen der Ausbrüche: Glutlawinen, Schuttströme, Lavaströme, Glutwolken, Aschenregen, etc.; Flutwellen bei submarinen Ausbrüchen, Wasser- und Eisstürze bei Eruptionen unter Eisbedeckung, Wasserstau durch Lavaströme oder Lockermassen, phreatische Explosionen bei Lavaströmen in Sumpfgebieten mit „wurzellosen“ Kraterkegeln, Eruptionsregen (Gemenge aus juvenilen und meteorischen Wässern), Lichtbögen (beobachtet bei starken Explosionen des Vesuv).

Zur Erläuterung dieser Zeilen bringen wir im folgenden die phänomenologische Systematik der Vulkantätigkeit nach A. Rittmann 1960 (S. 66—68); gleichzeitig verweisen wir auf Abb. 4, in der verschiedene Ausbruchstypen in Diagrammen charakterisiert werden.

I. Diffuse Dauertätigkeit

Förderung von heißem Wasser oder Dämpfen und Gasen aus zerstreuten Klüften und engen Kanälen in vulkanischen Gebieten.

A. Thermaltätigkeit

1. Thermalquellen (Säuerlinge, Mineralquellen, Schwefelquellen)
2. Geysertätigkeit

B. Fumarolentätigkeit

1. Mofetten (Kohlensäure und Wasserdampf)
2. Dampfquellen (gesättigter Wasserdampf)
3. Solfataren (mit Schwefelwasserstoff)
4. Heiße Fumarolen (mit Schwefelsäure)
5. Heiße Fumarolen (mit Salzsäure)

II. Zentrale Dauertätigkeit

Langdauernde Förderung magmatischer Stoffe aus dem offenen Vulkanschlote, der kein Erschöpfungszustand folgt, es sei denn nach einem abschließenden paroxysmalen Ausbruch.

A. Exhalative Dauertätigkeit

1. Ruhige Dampfförderung
2. Rhythmische Dampftätigkeit

Abb. 4: Ausbruchdiagramme.

Signaturen: Schwarz = Lavaergüsse; eckige Punkte = Breccienwürfe; gestrichelt = Schlackenwürfe; schraffiert = Lavawürfe bis Lavafontänen; Ringe = Bimssteinausbrüche; fein punktiert = Aschenausbrüche; ohne Signatur = Dampftätigkeit; G = Gasstrahl; Zackenlinie unter dem Diagramm = Erdbeben. Bei 3 und 5 finden die Lavaergüsse auf den Flanken statt und sind deshalb unterhalb der Abszisse (Kraterrand) eingetragen. Die Maßstäbe in der linken oberen Ecke jedes Diagramms bedeuten für die Abszisse etwa 1 Tag, für die Ordinate etwa 1000 m Wurfhöhe (aus A. Rittmann 1960).

B. Ejektive Dauertätigkeit

1. Schlackenwurfstätigkeit
2. Lavawurfstätigkeit (bis Lavafontänen)
3. Lavaseetätigkeit

C. Effusive Dauertätigkeit (sog. langsame Ausbrüche)

- a) dünnflüssiges Magma
 1. Langsame Gipfeffusionen (Terminaleffusionen)
 2. Langsame Flankeneffusionen (Lateraleffusionen)
- b) zähflüssiges Magma
 1. Staukuppentätigkeit (Extrusionen)
 2. Stoßkuppentätigkeit (Protrusionen)

III. Ausbrüche von Zentralvulkanen

Paroxysmale Förderung magmatischer Stoffe, gefolgt von Erschöpfungsstand.

- #### A. Ausbrüche bei offenem Schlot (Dauertätigkeit abschließend)
1. Ejektive Ausbrüche (Terminalejektionen)
 2. Gemischte Gipfelausbrüche (Terminaleruptionen)
 3. Gemischte Flankenausbrüche (Lateraleruptionen)
 4. Exzentrische Ausbrüche (exzentrische Eruptionen)

B. Ausbrüche bei verstopftem Schlot (Initialausbrüche)

- a) dünnflüssiges Magma
 1. Schlacken- und Aschenausbrüche (explosive Eruptionen)
 2. Gemischte Gipfelausbrüche (Terminaleruptionen)
 3. Gemischte Flankenausbrüche (Lateraleruptionen)
 4. Plinianische Ausbrüche (Magma differenziert)
- b) zähflüssiges Magma
 1. Bimssteinausbrüche (hochexplosive Eruptionen)
 2. Glutwolkenausbrüche (s. auch II. C. b)
 3. Lavablockausbrüche (vulkanianische Eruptionen)

C. Erstausrüche (Initialdurchbrüche) (Perforationen)

- a) dünnflüssiges Magma
 1. Schlacken- und Aschenausbrüche
 2. Gemischte Erstausrüche
- b) zähflüssiges Magma
 1. Bimssteindurchbrüche
 2. Gemischte Bimssteindurchbrüche

IV. Spaltenausbrüche (Lineareruptionen)

Erstausrüche, die aus einer aufreißenden, regionalen Spalte erfolgen.

- a) dünnflüssiges Magma (Basalte)
 1. Effusive Spaltenausbrüche
 2. Gemischte Spaltenausbrüche
 3. Explosive Spaltenausbrüche
- b) zähflüssiges Magma (Rhyolithe usw.)
 1. Ignimbrit-Spaltenausbrüche
 2. Bimsstein-Spaltenausbrüche (Staurücken)

Anhang: Phreatische Ausbrüche

1. Phreatische Schlotausbrüche
2. Phreatische Perforationen
3. Wurzellose phreatische Explosionen

Die Förderprodukte der Vulkane:

Die vulkanischen Gase werden während Eruptionen in großer Menge und mit großer Gewalt ausgestoßen; die Fumarolenprodukte geben wesentliche Auskünfte über die chemische Zusammensetzung der Gase.

Die Formen der flüssigen und festen Förderprodukte: Das Magma wird bei niedrigem Druck in glutflüssige Lava und in eine Gasphase getrennt. Die Erstarrungsformen der ausgeflossenen Lava sind von der Art des Fließens abhängig; diese ist wieder durch die Viskosität, den Gasgehalt, den Böschungswinkel und durch die Abkühlungsgeschwindigkeit bedingt. Im allgemeinen erfolgt die Abkühlung zu langsam, um die Abbildung einer Fluidalschichtung zu ermöglichen. Bei konstanter Fließgeschwindigkeit bildet sich bei heißen dünnflüssigen Laven oberflächlich eine glatte Fladenlava; bei beschleunigter Fließbewegung (Gefällezunahme) Schollenlava. Bei Verzögerung der Fließbewegung tritt die Bildung von Seillaven (Strickklaven) auf, solange die Haut noch nicht völlig erstarrt ist. Gekröselava bildet sich, wenn die Kruste dünn und die darunter sich stauende Lava noch dünnflüssig ist. Ist die Kruste schon dicker und die Lava zähflüssiger, so entstehen Schollendome oder ein langgestreckter Schollenrücken. Dringt bei diesen die Lava an Spalten hoch, so kann man Lavakeile beobachten. Diese bisher angeführten Oberflächenerstarrungsformen können auch zusammenfassend als Fladenlava oder mit dem hawaiianischen Begriff Pahoeholava bezeichnet werden; sie sind an heiße, relativ dünnflüssige und weitgehend entgaste Laven gebunden.

Bei Laven mittlerer Viskosität bildet sich Brockenlava (hawaiianisch: Aa-Lava).

Aus zähflüssigen Laven können die Gase nicht so leicht entweichen und die Schmelze bleibt bis zur Erstarrung verhältnismäßig gasreich; es bildet sich oberflächlich Blocklava.

Im Inneren der Ergüsse erstarren alle Laven zu Gesteinen, die bei kieselsäureärmeren Magmen oft vollkristallin sind, bei sauren Magmen jedoch meist Glas enthalten. Bei langsamer Abkühlung entstehen Abkühlungsrisse, die senkrecht zur Abkühlungsfläche stehen und die oft beobachtbare säulige Absonderungen bedingen. Bei submarinen Basalt- und Tephritergüssen sind Pillowlaven (Kissenlaven) besonders charakteristisch. Wo rhyolithische Laven ins Meer geflossen sind (z. B. Vulcano), verwandeln sie sich in Perlite; Perlite können aber nach A. Rittmann im Gegensatz zu den Pillows nicht als Beweis einer submarinen Entstehung angesehen werden.

A. Rittmann 1960 bezeichnet alle, im festen oder flüssigen Zustand durch ausbrechende Gase mitgerissenen oder ausgeworfenen Materialien als Lockerstoffe, die von Thorarinnson 1954 als „Tephra“ bezeichnet wurden. Der Begriff „Tuff“ sollte nur für sekundär verfestigte Lockerstoffe verwendet werden. Beides umfaßt der Oberbegriff „Pyroklastika“ oder pyroklastische Sedimente. Nach ihrer Herkunft sind die Lockerstoffe solche, die aus dem erumpierenden Magma stammen oder aus dem zertrümmerten Nebengestein des Schlotes bestehen. Aschen sind staubartige bis sandige Lockerstoffe; pisolithische Aschen charakterisieren subaerische Ausbrüche. Bimssteine sind stark aufgeblähte, hochporöse und glasig erstarrte Magmafetzen, die von starken Explosionen gefördert werden; sie bilden sich nur bei zähflüssigen Magmen und bei plötzlicher Druckentlastung. Wurfshlacken sind ebenfalls im Fluge erstarrt, aber nur mäßig aufgebläht; sie bilden sich aus dünnflüssigeren Magmen. Schweißshlacken fallen flüssig herab und schweißen sich am Boden fest; sie entstehen nur aus dünnflüssigem Magma; einzeln erinnern sie an Fladenlava. Bomben sind Lavafetzen, deren Form

durch Rotation im Fluge bestimmt wird; sie fallen erstarrt zu Boden. Zähflüssige Magmen liefern Brotkrustentbomben.

Im Gegensatz zu den Aschen, Bimssteinen, Schlacken und Bomben, die sich aus flüssig ausgeworfenen Lavafetzen formen, bestehen die Auswürflinge aus Bruchstücken aller Größen, in festem Zustande ausgeworfen: Lapilli (2—20 mm Durchmesser) bestehen aus alten Schlacken und Laven; dasselbe gilt von den größeren Blöcken; unter den kleineren sind magmafremde Xenolithe häufig. Kristall-Lapilli sind ausgeworfene Einsprenglinge des noch flüssigen Magmas; Augit-, Olivin- oder Plagioklas-Kristalle sind am häufigsten, aber fast immer von einer dünnen, schwarzen Lavahaut umgeben.

Die mit Aschen vermischten Lockerstoffe jeglicher Art verfestigen sich unter dem Einfluß von Wasser zu Tuffen. Materialmäßig sind Aschentuffe (Cinerite) von Bimssteintuffen und Brecciantuffen zu unterscheiden, alle meist gut geschichtet. Submarin abgelagerte Lockerstoffe sind meist mit sedimentärem Material vermengt (Tuffite). Chaotische Tuffe entstehen aus Ablagerungen von Glutwolken und Schlammströmen. Ignimbrite oder Schmelztuffe bilden sich als Ablagerungen von überquellenden Glutwolken bei Linearausbrüchen sehr saurer Magmen; Rheoignimbrite sind lavaähnlich geflossen (z. B. Mt. Amiata/Toscana).

Auch primär verfestigte Schweißschlackenbänke sind mit Lavaströmen zu verwechseln; sie unterscheiden sich durch ihre geflammte Textur sowie durch das Fehlen von Basal- und Deckenschlacken; typische Schweißschlackenbänke und -decken sind auf Ischia zu beobachten; weitere Beispiele sind der „Piperno“ der Phlegräischen Felder und der sogenannte „Sperone“ der Albanerberge. Bei stärkerem Gefälle können sich brekziöse Schweißschlackenströme bilden.

Die Klassifikation und Benennung der Vulkanite bietet noch immer sehr komplexe Probleme, da vor allem die Glassubstanz noch nicht in allen Arbeiten voll berücksichtigt wird. So kann es auch vorkommen, daß die verschieden texturierten Gesteine eines Lavastromes verschieden bestimmt wurden.

In Anlehnung an Rosenbusch schlägt nun A. Rittmann 1960 folgendes Klassifikationsschema vor, in dem Lokalnamen und Magmatypen möglichst vermieden wurden und die Gesteine nach der Art ihrer salischen Gemengteile benannt werden; (in den Klammern sind die normalen Farzbahnen/Vol. % der femischen Gemengteile beigefügt).

Klasse I: Rhyolithische Vulkanite

- Feld 1: Familie der Alkalirhyolithe (< 12)
 a) Alkalirhyolithe s. str. (Sanidin mit Biotit, Augit)
 b) Natronrhyolithe (Anorthoklas mit Aegirin oder Natronamphibol)
 Feld 2: Familie der Rhyolithe s. str. (< 15)
 Feld 3: Übergangsfamilie der Quarzlatite (< 20)

Klasse II: Dazitische Vulkanite

- Feld 4: Familie der Rhyodazite (< 25)
 Feld 5: Familie der Dazite s. str. (10—30) und
 Familie der Quarzbasalte (40—60)

Klasse III: Trachytische Vulkanite

- Feld 6: Familie der Alkalitrachyte (20)
 a) Alkalitrachyte s. str. (Sanidin mit Biotit, Augit)
 b) Natrontrachyte (Anorthoklas mit Aegirinaugit, Na-Amphibol)
 Feld 7: Familie der Trachyte s. str. (10—25)
 Feld 8: Übergangsfamilie der Latite (20—40)

Klasse IV: Andesitische und basaltische Vulkanite

- Feld 9: a) Familie der Trachyandesite (20—40) und
 b) Familie der Trachybasalte (40—75)

- Feld 10: a) Familie der Andesite (20—40) und
b) Familie der Basalte (40—75)

Klasse V: Phonolithische Vulkanite

- Feld 11: a) Familie der Nephelinphonolithe (< 20) und Sodalithphonolithe usw.
b) Familie der Leuzitphonolithe (< 20)
- Feld 12: a) Familie der tephritischen Nephelinphonolithe usw. (10—30)
b) Familie der tephritischen Leuzitphonolithe (10—30)

Klasse VI: Tephritische Vulkanite

- Feld 13: a) Familie der phonolithischen Nephelintephrite (20—40)
b) Familie der phonolithischen Leuzittephrite (20—40)
- Feld 14: a) Familie der Nephelintephrite (30—50)
b) Familie der tephritischen Leuzitite (30—50)

Klasse VII: Foiditische Vulkanite

- Feld 15: a) Familie der phonolithischen Nephelinite (30—50) Sodalithite usw.
b) Familie der phonolithischen Leuzitite (30—50)
- Feld 16: a) Familie der tephritischen Nephelinite (30—50) usw.
b) Familie der tephritischen Leuzitite (30—50)
- Feld 17: a) Familie der Nephelinite (Sodalithite, Hauynite) (40—75)
b) Familie der Leuzitite (40—75)

Klasse VIII: Ultrafemische Vulkanite

- Feld 18: a) Familie der Pikrite (75—100) (Olivin vorherrschend bis 100%)
b) Familie der Mafitite (75—100) (Augit vorherrschend)
c) Familie der Melilithite (75—100) (Melilith vorherrschend)

Zwei Vulkanit-Fazies sind zu unterscheiden, die durch verschiedenen Mineralbestand gekennzeichnet sind: a) Vulkanitfazies (niedriger Druck, Gasarmut), in der Pigeonite, Leuzit und Melilith stabil sind und häufig auch Glas auftritt. b) Subvulkanitfazies (hoher Druck, Gasreichtum), in der Hypersthen, Hornblende und Biotit stabil sind und kein Glas auftritt. Beide Fazies haben Quarz, Feldspäte, Nephelin, Augite (mit Ausnahme der Pigeonite), Olivin und Akzessorien. Charakteristische subvulkanische Mineralien können als intratellurische Einsprenglinge in Vulkaniten auftreten, wo sie jedoch instabil sind.

A. Streckeisen 1965 kommt nach einer Rundfrage zu einer Klassifikation der Eruptiva (mit weniger als 90% dunklen Gemengsorten), die auf dem Dreieck Quarz — Alkalifeldspat — Plagioklas — Foid beruht. Diese Gliederung kann am besten der folgenden Tabelle entnommen werden:

| Plutonite | Vulkanite | |
|------------------------|-----------|--|
| 1 a Quarz-Gesteine | 1 | |
| 1 b Quarz-Granite | | |
| 1 c Quarz-Granodiorite | | |

| Putonite | | Vulkanite | | |
|----------|--|---|-----------------|--|
| 2 | Alkaligranite | 2 | Alkalirhyolithe | |
| 3 | Granite | 3 a Rhyolithe 3 b Rhyodacite | | bei Q = 45—60: |
| 4 | Granodiorite (An < 50) Granogabbro (An > 50) | 4 Dacite | | „quarzreich“ bei M = 75—90: „mafisch“ |
| 5 | Quarzanorthosite M 0—5 Quarzdiiorite (An < 50) Quarzgabbro (An > 50) } M > 5 | 5 Quarzandesite (M < 40) Quarzbasalte (M > 40) | | |
| 6 | Alkalisyenite | 6 Alkalitrachyte | | |
| 7 | Syenite | 7 Trachyte | | |
| 8 | Monzonite | 8 Latite | | bei Q = 5—20: „quarzführend“ bei F = 0—10: „foidführend“ bei M = 75—90: „mafisch“ |
| 9 | Monzodiorite (An < 50) Monzogabbro (An > 50) | 9 Latitandesite (M < 40) Latitbasalte (M > 40) | | |
| 10 | Anorthosite M < 10 Diorite (An < 50) Gabbro (An > 50) } M > 10 | 10 Andesite (M < 40) Basalte (M > 40) | | |
| 11 | Foyaite (M 0—30) Malignite (M 30—60) Shonkinite (M 60—90) | 11 Phonolithe | | |
| 12 | Plagifoyaite | 12 Tephritische Phonolithe | | |
| 13 | Essexite (An < 50) Essexitgabbro (An > 50) | 13 Phonolithische Tephrite | | bei M = 75—90: „mafisch“ |
| 14 | Theralithe | 14 Tephrite | | |
| 15a | Foyaitische Foidite | 15a Phonolithische Foidite | | |
| 15b | Theralithische Foidite | 15b Tephritische Foidite | | |
| 15c | Foidite s. str. | 15c Foiditische Vulkanite s. str. | | |
| 16 | Mafitite (Peridotite, Pyroxenite, Hornblendite usw.) | 16 Mafititische Vulkanite (Pikrite, Melilithite usw.) | | |

Gewisse Vulkanite sind häufig miteinander vergesellschaftet, während andere sich gegenseitig ausschließen. Man spricht von Vulkansippen; sie kennzeichnen eine petrographische Provinz oder eine comagmatische Region. F. Becke trennte die pazifische von der atlantischen Provinz; P. Niggli trennte von letzterer die mediterrane Provinz ab. Die Sippenzugehörigkeit ist sofort am Mineralbestand zu erkennen:

Stark atlantisch: Nephelin, Titanaugit. — Syntagmatit-Einsprenglinge.

Pazifisch: Quarz als Hauptgemengteil, großer Anorthitgehalt der Plagioklasse selbst bei hohem Kieselsäuregehalt. Orthaugit-Einsprenglinge.

Stark mediterran: Leuzit, Diopsidaugit, Biotit-Einsprenglinge in kiesel-säurearmen Gliedern, usw.

Bei schwächerem Charakter ist die Unterscheidung nach dem Mineralbestand schwieriger, wohl aber bei chemischer Analyse möglich.

Nun noch einige Daten zur Form und zum Bau der Vulkane: Die Vulkanbauten sind weitgehend von der Viskosität abhängig. Mit steigender Viskosität nimmt die Neigung zu explosiver Gasentbindung zu (z. B. Stratovulkane). Für alle Magmasippen gilt, daß basische, Mg-, Fe-, Ca-reiche Magmen meist heiß und dünnflüssig sind; saure, Al- und alkalireiche Magmen sind dagegen kühler und viel zähflüssiger.

Stark bestimmend für die Form und den Bau des entstehenden Vulkans ist auch die Form des Förderkanals, der ein röhrenförmiger Schlot, aber auch eine klaffende Spalte sein kann. Danach unterscheidet man Zentralvulkane (Schlotvulkane) und Linear- oder Spaltenvulkane; diese Typen können monogen (einaktig) oder polygen (mehraktig) sein.

Lavavulkane bauen sich vorwiegend aus Lavaergüssen auf; gemischte Vulkane sind aus Laven+Lockermassen aufgebaut; der Explosionsindex schwankt zwischen 11—90%. Stratovulkan ist ein Sammelbegriff für alle aus Lavaströmen und aus Lockermassen aufgebauten polygenen Vulkane. Die durch Explosionen, aber vor allem durch späteren Einsturz bedingten Riesenkrate werden Calderen genannt. Das Gegenstück zu letzteren und zu den vulkanotektonischen Senken stellen die vulkanotektonischen Horste (z. B. Ischia) dar; beiden gemeinsam ist die Zertrümmerung des Herdaches in Schollen und meistens auch die Bildung von Kleinvulkanen auf den begrenzenden Störungen. Lockervulkane sind vorwiegend monogen, geschaffen in Explosionsausbrüchen zähflüssiger Magmen; sie erreichen nie die Größe der Stratovulkane und treten meistens in Gruppen auf. Solche Gebilde entstehen oft in der letzten Phase eines gemischten Ausbruches und bedecken die vorher ausgeflossenen Lavaströme. Zu unterscheiden sind Bimsstein-, Schlacken-, Tuffkegel und Bimssteinwälle; in letzteren können sich durch aufsteigendes Grundwasser Kraterseen (Maare) bilden. Bei gewissen Erstausbrüchen werden nur Gase gefördert; es bilden sich Gasmaare oder Durchschlagröhren (Diatreme).

Sind die Vulkane durch eine kontinuierliche Magmaentwicklung von basisch zu sauer gekennzeichnet, spricht man von normal zusammengesetzten Vulkanen. Rekurrierend zusammengesetzte Vulkane sind durch ein wiederholtes Zurückgreifen auf Förderprodukte, Tätigkeitsarten und Bauformen, die einem früheren Stadium der Restschmelze entsprechen, charakterisiert. Bei invers zusammengesetzten Vulkanen ist die Entwicklungsabfolge der normalen genau entgegengesetzt (z. B. Stromboli, Vesuv).

Als allgemeine Gesetzmäßigkeiten hebt A. RITTMANN hervor, daß der ozeanische Vulkanismus effusiv ist, der kontinentale gemischt und der der Kontinentalränder und der Inselgirlanden sehr explosiv. Die wichtigsten Vulkangebiete der Erde liegen in den Orogenen der jungen Faltengebirge und haben pazifischen Charakter; der kontinentale und ozeanische Vulkanismus fördert atlantische Magmen; die aktiven Vulkane

mit ausgeprägt mediterranem Charakter liegen in Einbruchszonen des Rücklandes von Faltengebirgen oder auch in den großen Grabenzonen, wo der mediterrane Sippencharakter aber viel schwächer ausgeprägt ist.

Diese Gesetzmäßigkeiten gelten für alle orogenen Zyklen; die einzelnen Phasen dieser Zyklen sind durch den entsprechenden Magmatismus charakterisiert, wie es vor allem H. STILLE 1940 aufzeigte:

| Phasen des Zyklus | Entsprechender Magmatismus (Benennung nach Stille) |
|-----------------------------|---|
| Geosynklinale | Geosynklinaler Vulkanismus = initialer Vulkanismus Stilles (effusiv basaltisch-pikritisch) |
| Tektogenese (Faltung) . . . | Tektogener Plutonismus = synorogener Plutonismus (intrusiv sauer pazifisch) |
| Orogenese s. str. (Hebung) | Orogener bis spätorogener = subsequenter Vulkanismus (explosiv pazifisch) |
| Postorogenese (Abtragung) | Postorogener Vulkanismus = finaler Vulkanismus (effusiv basaltisch oder ignimbritisch) (aus A. Rittmann 1960) |

Als allgemein bekannt darf gelten, daß die seismisch aktivsten Gebiete zum Großteil mit aktiven Vulkangebieten zusammenfallen.

Abschließend betont A. RITTMANN, daß das primäre, olivinbasaltische Magma keinen ausgesprochenen Sippencharakter zeigt, zumeist aber atlantische Differentiationstendenz. Die sekundären, anatektischen Magmen zeigen meist einen pazifischen Sippencharakter; sie sind vorherrschend rhyodazitisch, seltener dazitisch und meist unfähig, sich weiter zu differenzieren. Durch die Vermischung primärer und sekundärer Magmen sind hybride Magmen zu erklären, vorwiegend pazifisch, in der Zusammensetzung von Trachyandesiten, von Quarzlatiten.

A. RITTMANN betont besonders, daß sich pazifische Magmen in größeren Mengen nur durch Anatexis sialischer Gesteine und Hybridismus anatektischer Magmen bilden können. Diese Vorgänge sind nur in den Tiefzonen der Orogene vorstellbar, bestätigt im Gebundensein pazifischer Sippen an Faltengebirge. Atlantische Magmen treten dort auf, wo das primäre olivinbasaltische Magma an abysalen Spalten tief aufdringen kann und Gelegenheit zur Differentiation hat; dies ist einerseits in Geosynklinalen der Fall, andererseits in kontinentalen und ozeanischen Bruchzonen. Mediterrane Magmen kommen da vor, wo dem aufsteigenden primären Magma oder seinen Differentiaten die Gelegenheit geboten ist, mit sedimentären Karbonatgesteinen oder magmatischen Karbonatiten in Kontakt zu treten; diese besonderen Bedingungen sind vor allem in einsinkenden Bruchländern und in Grabenzonen (verhältnismäßig selten) gegeben.

E. CHARAKTERISIERUNG EINZELNER VULKANGEBIETE SÜDITALIENS

1. Der Raum von Neapel

Die Stadt Neapel wurde im 5. Jh. v. Chr. gegründet, 541 von den Goten erobert, darauf Herrschaft der Byzantiner. Von 763—1139 folgt die Epoche des selbständigen Herzogtums. Erschöpft durch die langen Kriege gegen die Normannen unterwarf sich Neapel König Roger, der Palermo zur Hauptstadt machte. Den Normannen folgten die schwäbischen Hohenstaufen. 1266—1442: Unter dem Monarchen aus dem Hause Anjou wurde Neapel die Hauptstadt eines Königreiches, das ganz Süditalien umfaßte. 1442 eroberte Alfons von Aragon die Stadt. 1503—1734 beherrschten spanische Vizekönige die Stadt. Durch den polnischen Erbfolgekrieg kam Karl von Bourbon auf den Thron von Neapel; wieder unabhängiges Reich. Nach der Schlacht von Austerlitz bestieg Napoleons Bruder Joseph den Thron. Von 1815—1860 ist die zweite Regierungsperiode der Bourbonenkönige. Nach dem Sieg der Revolution von 1860 setzte Garibaldi die Vereinigung des Königreiches Neapel mit dem übrigen Italien durch.

Mit den Albaner Bergen durchqueren wir auf der Fahrt von Rom nach Neapel den Südteil der Romanischen Vulkanprovinz, die in einzelnen Aufschlüssen mit basaltischen Tuffen bis auf die Höhe des Kap Gaeta reicht. Der nordwestliche Eckpfeiler der campanischen Vulkanprovinz ist der Roccamonfina, mit Trachyten, Latiten, Basalten, Leuzititen und den zugehörigen Tuffen; südlich dieses breiten, schon stärker erodierten Vulkankegels liegt die mit Alluvionen erfüllte Volturno-Ebene, die sich zwischen Roccamonfina im N und Campi Flegrei bzw. Vesuv im S einschiebt. Die basalen grauen und vor allem gelben neapolitanischen Tuffe (mehr trachytischer Zusammensetzung) umgeben in breitem Gürtel diese Vulkanzentren; sie sind im S bis in die Halbinsel von Sorrent und im E bis über Benevento hinaus im zentralen Südapennin zu verfolgen.

Roccamonfina, Campi Flegrei und Vesuv liegen in den mehr rückwärtigen Teilen des zentralen Apennins mit Trias, Jura und vor allem Oberkreide; R. B. BEHRMANN beschreibt diesen Teil des Apennins als autochthonen Bereich. Die einzelnen Vulkanzentren scheinen an Kreuzungen mit tyrrhenisch streichenden Störungen (NW—SE) gebunden zu sein. Der basaltische Vulkankegel bei Rionero in Vulture (mit Leuzititen) liegt an der Grenze des eozänen Flyschtroges zur Molassevertiefe.

Diese zum Großteil voneinander unabhängigen vulkanischen Teilgebiete können als Äußerungen eines campanischen Batholithen (A. RITTMANN) gelten. Hervorstechend ist der Vesuv als Musterbeispiel eines Stratovulkans; seine Gesteine zeigen Veränderungen, die nur durch die Assimilation von Nebengestein durch das aufsteigende Magma erklärt werden können. Die Campi Flegrei sind ein vor allem explosiv geprägter vulkanischer Komplex, mit den klassischen Beispielen für Solfataren und Fuma-

rolen. Die Bohrmuschelspuren an den Säulen des Serapistempels in Pozzuoli machen Bodenhebung und -senkung im Gefolge vulkanischen Geschehens besonders augenfällig. Ischia wiederum wurde als markantes Beispiel eines vulkanotektonischen Horstes bekannt.

Wir sollten als Geologen nicht vergessen, daß der Vesuv auch für den Mineralogen schon seit altersher ein klassisches Gebiet darstellt: Wurde doch schon 1795 von A. G. WERNER das Mineral Vesuvian beschrieben. Auch sind nach F. ZAMBONINI 1936 an die 180 verschiedene Minerale vom Vesuv bekannt.

a) Vesuv (Abb. 5—10, Photo 1—4)

Wenigstens einmal in seinem Leben soll ein Geologe den Vesuv besucht haben: Nicht umsonst findet man seine Profile, seine geologische Geschichte in fast allen Lehrbüchern mehr oder minder ausführlich dargestellt. Schon J. W. v. GOETHE, mit den Basalten im damaligen Widerstreit von Neptunismus und Plutonismus befaßt, nahm die Beschwernisse einer zweimaligen Vesuvbesteigung am 2. und 6. 3. 1787 auf sich; bei der 2. Unternehmung wurde er von Eruptionen überrascht.

Für uns ist heute der Vesuv das beste Beispiel für einen *Stratovulkan*: Der Vulkankegel wird aus einer Wechselfolge von Lavaergüssen und Lockermassen aufgebaut, wobei letztere etwa 10—15 : 1 überwiegen. Daraus ergibt sich zwingend die *Rhythmik vulkanischen Gesche-*

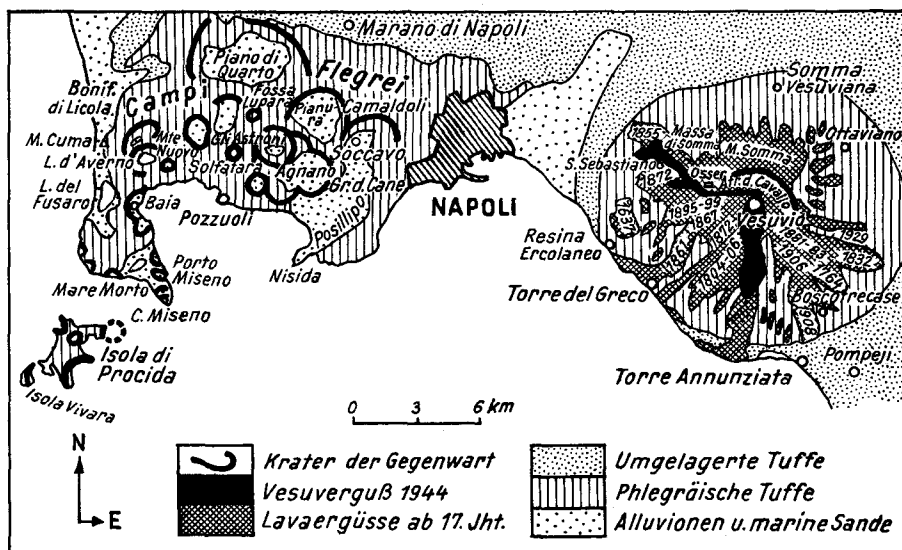


Abb. 5: Kartenskizze: Vesuv und Phlegräische Felder (nach L'Italia Fisica 1957 und M. Loosli 1963), W. Medwenitsch 1967.

hen s. Diese Stratovulkane, fast alle süditalienischen Vulkane zählen dazu, gehören nach H. Cloos der Explosivreihe an: Ein Großteil der Lavamassen wird durch Explosionen in die Luft geblasen. Dieser Vulkantypus, der im Gegensatz zur Effusivreihe (H. Cloos) steht, ist vor allem an Orogene, an junge Faltengebirge, gebunden.

Beide Vulkantypen, Explosions- wie Ergußreihe, vereinigen sich nach H. Cloos in der Calderareihe: Die Vulkanbauten fallen mit der Zeit der Verwitterung und Zerstörung anheim; die Kraterkessel werden durch nachträglichen Einsturz oft gewaltig erweitert: Es bildet sich eine Caldera. Ihr aufgesetzt erscheint die zweite Vulkangeneration; man kann auch vom Vesuvstadium sprechen. Der Mt. Somma (1132 m) zeigt das Calderastadium; ihm ist als zweite Generation der junge Vesuv (1270 m) aufgesetzt.

Noch ein anderes sehen wir am Vesuv in lehrbuchmäßiger Klarheit: Die Veränderung des Magmas, der Laven durch Aufschmelzen,

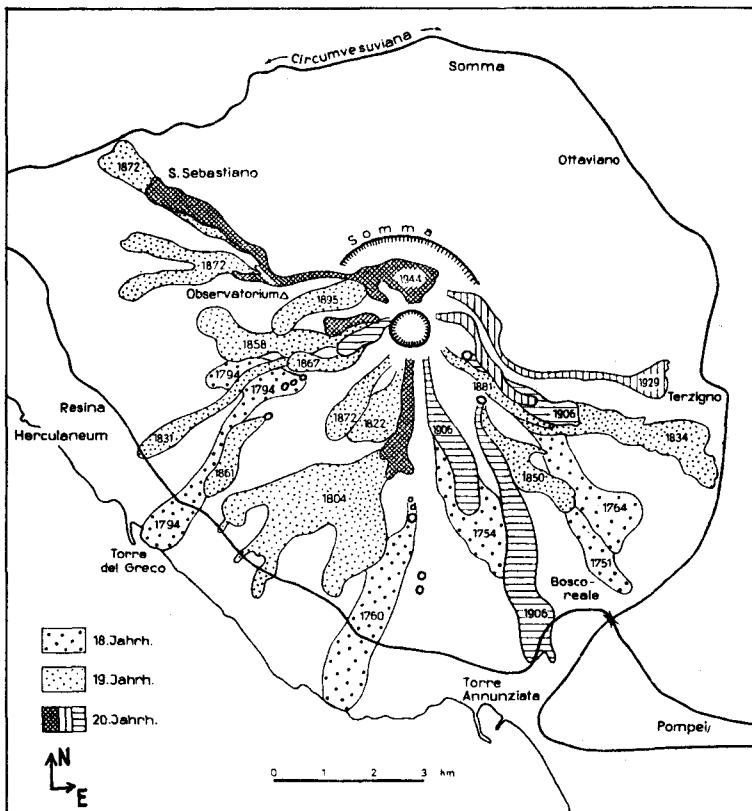


Abb. 6: Lavaströme des Vesuvs seit dem 18. Jahrhundert (aus W. Carlié 1965).

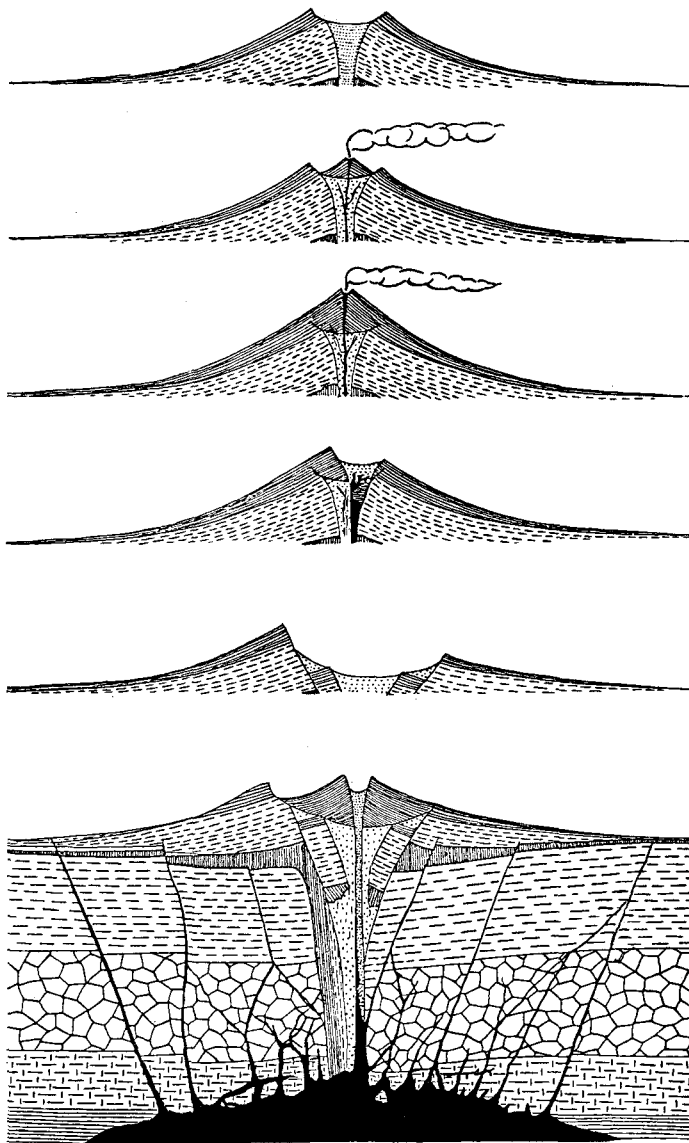


Abb. 7: Entwicklung des Somma-Vesuvius seit prähistorischer Zeit (aus A. Rittmann 1960).

1. Nach der letzten prähistorischen plinianischen Eruption besaß der Vulkan einen weiten Gipfelkrater.
2. Die nachfolgende Dauertätigkeit baute in diesem Krater einen zentralen Kegel auf.
3. Im 8. Jahrhundert a. Chr. war der zentrale Kegel so groß geworden, daß der Vulkan einen einheitlichen, gegen 3000 m hohen Kegel bildete.

durch *A s s i m i l a t i o n* der durchbrochenen, zum Großteil kalkigen Deck-sedimente. A. RITTMANN gebührt das Verdienst, besonders darauf hingewiesen zu haben.

Der Vesuv hat einen Durchmesser von 16 km. Bis zu etwa 600 m erhebt er sich als flacher Kegel, gemeinsamer Sockel für die zwei Hauptteile des Berges, für den Mt. Somma und für den eigentlichen Vesuv. Die Somma bildet einen halbkreisförmigen Ringwall, gegen außen flach, gegen innen steil abfallend. Dieser meiststudierte Vulkan der Erde nimmt eine Fläche von etwa 480 km² ein (siehe Blockbild in Abb. 8). Der Monte Somma erreicht eine max. Höhe von 1132 m, der Vesuv eine solche von 1281 m. Zwischen diesen Spitzen liegt die breite Fläche des Valle del Gigante, in seinem N-Teil als Atrio del Cavallo, im S-Teil als Valle dell'Inferno besser bekannt (siehe Abb. 5 u. 6). S. C. SILVESTRI 1961 bezeichnet den Vesuv als klassisches Beispiel für einen Atrio-Vulkan (oder Vulkan vom Somma-Typus).

Im Gegensatz zum Ätna zeigt der Vesuv an seinen Flanken nur wenige Adventivkegel: An den Südhängen liegt der 180 m hohe Calmaldoli bei Torre del Greco, von der Autostrada nach Pompeji gut zu sehen. Im Atrio del Cavallo wurde bei einer langsamen lateralen Effusion (1891—1893) der Colle Margerita gebildet; der Colle Umberto am Eingang zum Atrio del Cavallo ist auf gleiche Art 1895—1899 entstanden. Die Lava von 1858 wird von S. C. SILVESTRI als besonders charakteristisches Beispiel für zähflüssige Lava angeführt; sie bedingt langsame Effusionen.

Der „Ursomma“ ist aus den ältesten pyroklastischen Produkten der Campana aufgebaut; es handelt sich um die „graue n Tuffe“ trachytischer Zusammensetzung, wohl aus Bohrungen und Brunnengrabungen bekannt, aber nicht aus dem Anstehenden. Diese initiale Eruptionstätigkeit,

-
4. Die lange Periode der Dauertätigkeit fand ihren Abschluß mit einer gewaltigen plinianischen Eruption (8. Jahrhundert a. Chr.). In der Folgezeit wurde der Krater durch abstürzendes Material eingeebnet. Der Berg erschien einipfelig mit einer Kraterebene, wie er von STRABO beschrieben wurde.
 5. Nach der Eruption von 79, die Pompeji und Herculaneum zerstörte, besaß der Vulkan eine weite Gipfelcaldera, deren höherer Nordrand den heutigen Monte Somma bildet.
 6. Seither entstand in dieser Caldera der heutige Vesuvkegel, der den Vulkan zweipfelig erscheinen läßt. Er besteht von oben nach unten aus: Tephritischen Leuzititen des Vesuvs, Leuzittephriten des Jung-Somma, phonolithischen Leuzittephriten des Alt-Somma und trachytischen Tuffen und Laven des Ur-Somma. Der Untergrund besteht aus tertiären Sandsteinen, Tonen und Mergeln, unter denen Kalksteine der Kreide und des Juras folgen. Der Herd ist bis in die triasischen Dolomite eingedrungen, deren Assimilation die eigenartige Entwicklung des Somma-Vesuv-Magmas verursacht.

auch aus den Phlegräischen Feldern bekannt, begann nach G. D'ERASMO 1931 und A. RITTMANN 1933 nach dem Siziliano, etwa 12.000 a. Chr. (?). Die Basis des Somma reicht nach F. PENTA 1950 etwa 1000 m unter den Meeresspiegel; Bohrungen bei Ponticelli haben gezeigt, daß die Laven auf mächtigen Tuffen mit marinen Konchylien liegen, die dem Vulkanismus der „Campi Flegrei“ entstammen sollen. Während einer Ruheperiode nach dem Initialausbruch des Somma, die durch Erosion und Bodenbildung belegt ist, setzte eine intensive vulkanische Tätigkeit in den Campi Flegrei westlich Neapel ein; dabei wurden große Mengen des „gelben neapolitanischen Tuffes“ (ein trachytischer Tuff) gefördert, der z. T. die Trachyte („grauen Tuffe“) des Monte Somma bedeckte; diese gelben Tuffe, leicht bearbeitbar, werden seit Römerzeiten in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen.

Etwa 6000 a. Chr. begann eine neue Eruptionsperiode mit Orvietiten (Trachyte bis phonolithische Leuzittephrite), die den Altsomma bedingte; seine Förderprodukte bedeckten den Ursomma vollständig. Der letzte plinianische Ausbruch dieser Periode wird mit etwa 1200 a. Chr. datiert; er schuf eine große Gipfelcaldera. Darin entstand aus verhältnismäßig hellen Leuzittephriten (Ottajanite; mit mehr Leuzit als beim Altsomma) in langer Dauertätigkeit der Jung-Somma mit einem an die 3000 m hohen Kegel (siehe auch Abb. 7). Etwa 800 a. Chr. beendete eine gewaltige plinianische Eruption diese Periode; in der Folgezeit wurde der Krater durch abgestürztes Material eingeebnet. Der Berg war nun eingipfelig mit einer Kraterebene, wie wir ihn aus den Beschreibungen von STRABO kennen. In der plinianischen Eruption von 79 p. Chr. — bekanntlich die Eruption, die Pompeji und Herculaneum zerstörte — wurde der Gipfel des Jung-Somma in die Luft geblasen; eine weite Gipfelcaldera blieb, deren höherer Nordrand den heutigen Monte Somma bildet. Seither entstand in dieser Caldera schrittweise der heutige Vesuvkegel mit vor allem tephritischen Leuzititen (typische Vesuvite).

Der Untergrund von Vesuv-Somma wird aus tertiären Sandsteinen, Tonen und Mergeln gebildet, in deren Liegendem Kalkke der Kreide und des Juras folgen. Der Herd ist nach A. RITTMANN bis in die triadischen Dolomite eingedrungen, deren Assimilation die spezielle Entwicklung des Somma-Vesuv-Magmas bedingt. Die Magma-Kammer des Vesuv liegt nach den geochemischen, petrographischen und vulkanologischen Untersuchungen von A. RITTMANN in 4—5 km Tiefe, bestätigt durch die seismologischen Untersuchungen von G. IMBÒ 1950.

Nun zur Vesuvtätigkeit in historischer Zeit: 63 p. Chr.: Schweres Erdbeben, mit teilweiser Zerstörung von Pompeji, Herculaneum und Neapel. 16 Jahre später die älteste historische Eruption des Vesuv,

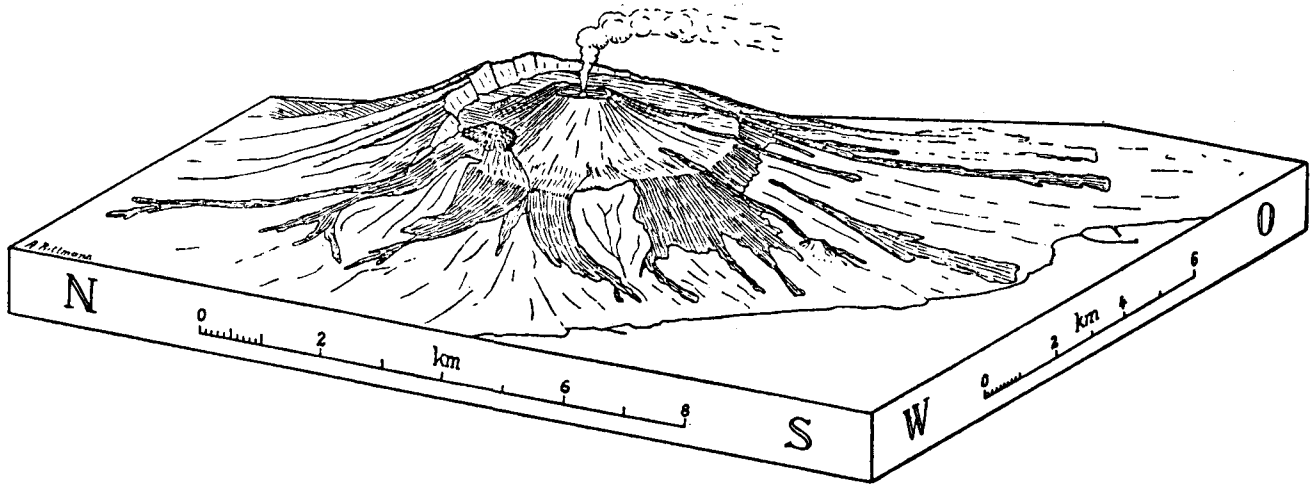


Abb. 8: Der Somma-Vesuv, ein zusammengesetzter Stratovulkan. Der eigentliche Vesuvkegel hat sich seit dem plinianischen Ausbruch im Jahre 79 in der Gipfelcaldera des Monte Somma aufgebaut. Im Norden ist der Kraterrand des Somma noch gut erhalten, im Süden ist er dagegen unter den Lavaströmen des Vesuvs begraben. Zwischen dem Somma und dem Vesuv liegt das Atrio del Cavallo mit den beiden Fließkuppen des Colle Umberto und des Colle Margherita (aus A. Rittmann 1960).

beschrieben von PLINIUS dem Jüngeren in seinen berühmten Briefen an TACITUS: 79 p. Chr. ist die eigentliche Geburtsstunde des Vesuv; Pompeji, Herculaneum und Stabiae werden vernichtet. Es war eine Initialeruption nach einer langen, nach archäologischen Studien über 700 Jahre dauernden Periode von Inaktivität, in der das Magma sicher gravitative wie pneumatolytische Differentiation erfuhr. Dieser plinianische Ausbruch war nach der Ansicht einiger Autoren (z. B. A. RITTMANN 1950) von einem lateralen Lavaerguß in den tieferen Teilen des Somma, in der Nähe der heutigen Ortschaften Somma Vesuviana und Somma Anastasia, gefolgt.

Über die späteren Ausbrüche in den Jahren 202, 472, 512, 685, 993, 1036, 1139, 1306 und 1500 ist nicht allzuviel bekannt. 1631 erfolgte eine gewaltige Eruption, die auch als Beginn der eigentlichen historischen Periode des Vesuv betrachtet werden kann; durch diese Eruption wurde auch die üppige, hoch hinaufreichende Vegetation zerstört; 3000 Menschen fanden den Tod. Es folgen dann nach G. IMBÒ 1944 für den Zeitraum zwischen 1652 und 1944 etwa 20 miteinander abwechselnde Perioden der Ruhe und der Aktivität, wie sie auch für das 18. und 19. Jh. der Eruptionstabelle in M. NEUMAYR — F. E. SUSS 1920 (S. 41) zu entnehmen sind. Beim Ausbruch von 1767 wurde die Kirche von S. Vito (an der heutigen Vesuvstraße) von Lavamassen eingeschlossen; der Lavastrom erreichte fast die heutige Stadtgrenze von Neapel. Der Ausbruch von 1794 richtete in Torre del Greco schwere Verwüstungen an. Im vergangenen Jahrhundert waren in den Jahren 1804 und 1805 Ausbrüche, von denen L. v. BUCH berichtete; die Eruptionen von 1810 und 1832 beobachtete A. v. HUMBOLDT. 1871—1872 war eine der unheilvollsten Aktivitätsperioden (u. a. beschrieben von A. HEIM).

Das heutige Vesuvbild basiert z. T. auf der großen Eruption 1906, die 20 Mio. m³ Material erbrachte und die Ortschaften Ottaviano und S. Giuseppe Vesuviano teilweise zerstörte; Hunderte fanden den Tod. Die Periode von 1913 bis 1944 ist durch persistente Aktivität charakterisiert; in diesen 30 Jahren wurde der Krater 300 m hoch aufgebaut; diese Stadien sind der Abb. 10 gut zu entnehmen. In dieser Periode waren Gipfeleffusionen mit Aschenwurf (1929) sowie langsames Gipfelüberfließen (1933 und folgende Jahre) zu verzeichnen. Das Diagramm in Abb. 10 gibt eine Vorstellung über die gewaltigen Mengen an Lava, die im Zeitraum von 1913 bis 1944 gefördert wurden.

Die Eruption vom 18.—29. III. 1944 rief eine letzte radikale morphologische Veränderung des Gipfelkegels (siehe Abb. 9 und Photo 1) hervor: Einen Einbruch der Kraterplattform des inneren Kraterkegels. Große Mengen von Asche, die nachweislich bis Albanien (1500 km) transportiert

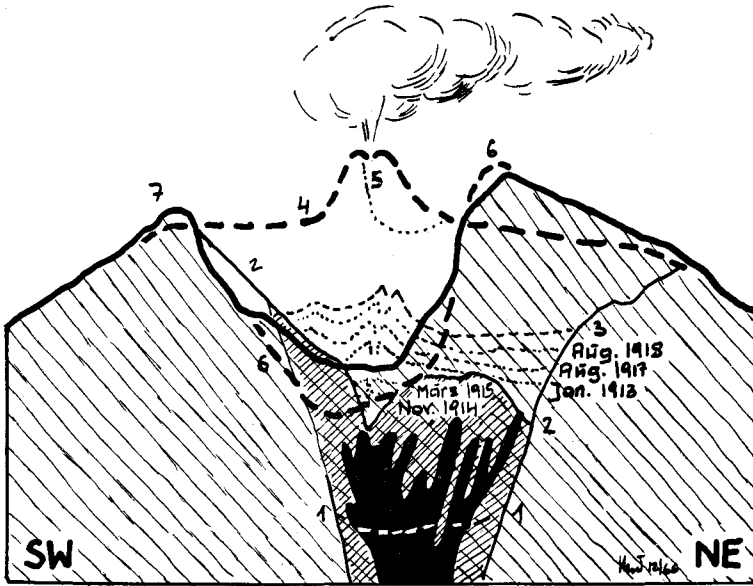


Abb. 9: Veränderungen des Vesuvkraters seit 1906.

1. Zustand nach dem großen Ausbruch von 1906.
2. Im Sommer 1913 ist der Kraterboden durch abgestürztes Material und frische Wurfslacken zugedeckt.
3. Zustand im Sommer 1920: ein zentraler Schlackenkegel ist entstanden.
4. März 1944: interkraterische Lavaströme haben den Krater fast vollständig ausgefüllt und um die Ausbruchsöffnung hat sich ein steiler Schweißschlackenkegel gebildet.
5. Kurz vor dem Ausbruch von 1944 stürzte der zentrale Ausbruchskegel teilweise ein und verstopfte den Schlot.
6. Unmittelbar nach dem Ausbruch von 1944: die Explosionen haben einen neuen Krater ausgesprengt; auf dem Kraterstand wurde frisches pyroklastisches Material abgelagert.
7. Heutiger Zustand: Der Kraterboden ist unter abgestürztem Material begraben. Im ENE besteht die Kraterwand aus gebankten Lavaschichten (alte Ausfüllung des Kraters), im WSW dagegen aus Lavaströmen und Schlackenbänken des alten Vulkankegels (nach Malladra und Imbò aus L'Italia Fisica 1957 und A. Rittmann 1960).

wurden, und von Lapilli wurden ausgeworfen, begleitet von Lavaeffusionen (tephritische Leuzitite = Vesuvite); G. Imbò kalkulierte die Lavamengen mit $21 \times 10^6 \text{ m}^3$. Die schwarzen Blocklavafelder dieses Ergusses sind an der W-Seite durch das Atrio del Cavallo bis in die Ortschaften S. Sebastiano und Massa zu verfolgen und heben sich auch an der S-Seite von den älteren, bereits begrüneten Lavaströmen deutlich ab (siehe Abb. 6). Eine detaillierte Beschreibung dieser Eruptionsperiode findet sich bei G. Imbò 1942–45, 1950 und A. PARASCANDOLA 1945.

Seit 1944 befindet sich der Vesuv im Fumarolenstadium bei geschlossenem Schlot (S. C. SILVESTRI 1961). Der Vesuv scheint erloschen zu sein; seine auf früheren Bildern so charakteristische Rauchfahne fehlt; nur im Krater ist schwache Fumarolentätigkeit wahrnehmbar. Wir sollten aber nicht vergessen, daß dieses Ruhestadium nun schon über 20 Jahre dauert; für den Vesuv überaus lange. Es ist naheliegend, daß man allgemein in nächster Zeit mit einer neuerlichen Vesuv-Aktivität rechnet; Anzeichen scheinen Temperaturzunahmen bei Messungen im Krater und in Bohrlöchern zu sein.

Eine Exkursion erreicht, von Neapel ausgehend, nach einigen Kilometern Autobahn in Resina/Pugliano die herrliche Vesuvstraße. Nach S. Vito (in etwa 200 m Seehöhe) wird der Lavastrom von 1767 gequert; wir sehen auch die südlichen Lavaergüsse von 1944. Unterhalb des Observatoriums erreichen wir die Lava von 1858, die vor allem durch Schollendome (Tumuli) und besonders durch modellartig schöne Seillava (Stricklava) gekennzeichnet ist (siehe Photo 2—4). Das Observatorium liegt am Collina del Salvatore, einem Teil des Somma-Walles. Von hier und etwas später im Atrio del Cavallo ergibt sich der beste Überblick über den Lavastrom von 1944 (W-Ast). Der Krater kann mit einem Sessellift erreicht werden; besser ist es aber, bis zum Ende der Straße in 1017 m Höhe zu fahren; von hier führt ein guter Fußweg durch Aschen und Lapilli auf den Krater, der aber nur mit Führer und nach Bezahlung einer Taxe betreten werden darf. Exkursionen in der Kraterregion allein sind unmöglich, außer in Begleitung italienischer Fachkollegen. Der höchste Punkt des Vesuvkraters liegt in 1158 m Höhe; der E-Teil des Kraters zeigt steile

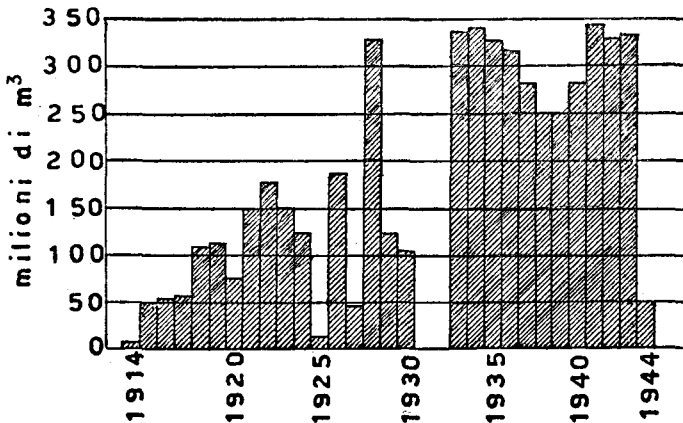


Abb. 10: Diagramm: Quantität der ausgeworfenen Laven während der persistierenden Aktivität des Vesuvs (1913—1944); (nach Imbò 1960, aus S. C. Silvestri 1961).

Wände; der W-Krater, der vor allem aus Pyroklastika besteht, ist halb eingestürzt; grobe Blockmassen liegen am Kraterboden. Der heutige Krater hat eine Tiefe von etwa 300 m; der Kraterstand ist elliptisch (400 mal 580 m). Am Kraterstand sind Blöcke Leuzit-reicher Gesteine zu beobachten; Leuziteinzelkristalle sind auch leicht in den Aschen und Lapillis zu sammeln. Fumarolen gibt es vor allem einige Meter unterhalb des südlichen Kraterstandes; sie haben eine Temperatur von etwa 80°. Eine zweite Fumarolenzone liegt am E-Rande, wo die Temperatur etwa 500° C beträgt; Tenorit, Halit und Contunnit*) konnten hier gefunden werden. Die Aussicht vom Krater, vor allem auf den Golf von Neapel, ist unvergeßlich.

Auf gleicher Strecke erreichen wir wieder die Autobahn, um die Exkursion mit einem Besuch Pompejis oder Herculaneums fortzusetzen.

b) Pompeji (siehe Abb. 5)

Abriß der Geschichte: Pompeji ist eine oskische Gründung, stand im 6. Jh. v. Chr. unter griechischem und etruskischem Einfluß und wurde im 5. Jh. von den Samniten erobert. 290 v. Chr. ging es mit Rom ein Zwangsbündnis ein. Als Pompeji aber der Liga Italica beigetreten war, wurde es 89 v. Chr. von Sulla belagert; 80 v. Chr. mußte die Stadt eine römische Kolonie aufnehmen und wurde als Colonia Veneria Pompeji völlig romanisiert. Ab 62 v. Chr. dürfte sie den Namen Colonia Neroniana führen; 63 v. Chr. schwere Beschädigung durch Erdbeben.

Plinius d. Ä., der mit der in Misenum unter seinem Befehl liegenden Flotte zu Hilfe geeilt war, starb in Stabiae, vergiftet durch Schwefeldämpfe. Plinius d. J. schildert den Tod seines Oheims und den Untergang dieser blühenden Siedlungen (79 n. Chr.).

Von 1594—1600 ließ der Architekt Dom. Fontana von den Quellen des Sarno nach Torre Annunziata einen Stollen vortreiben, wobei der Hügel von Pompeji durchfahren wurde; Ruinen und Inschriften wurden entdeckt. Aber erst 1748 begann man mit planmäßigen Ausgrabungen, die seit 1860 regelmäßig fortgesetzt werden.

Pompeji ist durch eine bis zu 7 m mächtige Aufschüttung zugedeckt, die im Liegenden aus gröberem Bimssteintrümmern besteht, im Hangenden aus regelmäßig geschichteten Lagen feiner und gröberer Asche. Die Einwohnerzahl von Pompeji wird auf 20.000 geschätzt. Das Unglück dürfte verhältnismäßig langsam hereingebrochen sein, da bisher nur etwa 700 Leichen (Hohlformen in Tuffen, zur Präparation mit Gips ausgefüllt) gefunden wurden; drei Viertel der Stadt sind bisher freigelegt.

Die Ablagerungen dieses Ausbruches zeigten auf der Palestra von Pompeji vom Liegenden zum Hangenden, entsprechend der Abfolge der Förderung, folgendes Profil (A. RITTMANN 1960):

*) Weitere Exhalationsbildungen (nach Klockmann-Ramdohr-Strunz 1967): Salmiak, Hämatit, Magnetit, Ferrucit, Mascagnin, Carobbiit, und andere.

1. Allmählich ineinander übergehende Bimssteinschichten 260 cm
 - a) Weiß, gerundet, hoch porös; Brechungsindex = 1,509; mit Lappillien und kleinen Blöcken von Sommalaven.
 - b) Hellgrau, weniger gerundet, porös. Brechungsindex = 1,518 mit Xenolithen von eozänem Mergelkalk (etwa 1 km unter dem Meeresniveau).
 - c) Grünlichgrau, ziemlich kantig, mäßig aufgebläht. Brechungsindex = 1,525 mit Xenolithen von hochmetamorphen Triasdolomiten und komagmatischen Tiefengesteinen (Herddach, etwa 5—6 km unter dem Meere).
2. Vulkanischer Sand 5 cm
3. a) Lapilli, allothigenen Ursprungs 3 cm
 - b) Aschen (vorwiegend glasig) mit Pisolithen. Brechungsindex = 1,535 64 cm
 - c) Lapilli 3 cm
 - d) Aschen 2 cm
 - e) Lapilli 3 cm
 - f) Aschen mit Pisolithen, oben in Humus übergehend 30 cm

Herculaneum wurde von 3 Schlammströmen zugedeckt; der erste enthält bereits alle genannten Arten von Bimssteinen und noch dunklere, die etwa dem vulkanischen Glas in 2 (obiges Profil) entsprechen.

Lassen wir A. RITTMANN 1960 (S. 98—99), den besten Kenner der süditalienischen Vulkane, selbst zu Worte zu kommen, um zu zeigen, welches Geschehen man aus diesem Profile ersehen kann (siehe auch Abb. 5).

„Bei dem heutigen Orte Somma entsprang am N-Fuß des Vulkans ein mächtiger Lavastrom, der sich in breiter Front bis Castell Cisterna ergoß und aus petrographischen und stratigraphischen Gründen dem Ausbruch von 79 zugeordnet werden muß. Aus dieser Tatsache folgt, daß der Ausbruch bei verstopftem Schlot nach einer sehr langen Ruheperiode einsetzte, während der sich das Magma im Schlot und in den obersten Herdpartien differenzieren konnte, ohne durch entweichende Gase umgerührt zu werden. Zuerst wurden die leichtesten Differentiate (weiße Bimssteine) gefördert, zuletzt die schwere Lava. Die Abfolge der Ereignisse ergibt sich wie folgt:

Unmittelbar nach Auswurf des Schlotpfropfens wurden in kurzer Zeit ungeheure Mengen von Bimsstein und Aschen ausgeworfen und der ganze Schlot leergeschossen, was die vom Herddach stammenden Xenolithe beweisen. Die Ausbruchswolke mußte viele Kilometer hoch gestiegen sein; die Bimssteine fielen auf Pompeii und Umgebung, während die Aschen, vom Winde verfrachtet, viel weiter im Süden niedergingen. Danach förderte ein Gasstrahl sandig zerriebenes Material der Schlotwandung mit wenig zerspratztem Magma (2).

Während einer relativ ruhigen Pause rutschten die Innenwände des Kraters in den Schlot. Von der nächsten Explosion wurde der Schutt zertrümmert und ausgeworfen (3 a), und die Gewalt des Ausbruchs nahm rasch zu. Das gasreiche Magma der Tiefe stieg hoch und wurde durch außerordentlich heftige Explosionen zerstäubt und in einer sich immer mehr steigenden Reihe von Aschenwürfen größten Ausmaßes gefördert. Der Höhepunkt des Ausbruches, der nun erreicht wurde, mußte von heftigen Erdbeben begleitet gewesen sein. Ein sehr großes Gebiet, besonders im Westen, wurde von schweren Aschenfällen heimgesucht, während in Pompeii der Aschenregen nur mäßig war (3 b). Die Pisolithen zeigen, daß es regnete. Große Aschenmengen wurden auf den Westhang des Vulkans durch den Regen in Schlammströme verwandelt, die, alles auf ihrem Wege mitreißend, über Herculaneum hereinbrachen und es begruben.

Durch den Auswurf der riesigen Bimsstein- und Aschenmassen waren jedoch der Schlot und der obere Teil des Herdes geleert worden. Das Herddach verlor seine Stütze und sackte zusammen längs radialen und konischen Brüchen. Auf

einem derselben drang das Herdmagma bis zur Oberfläche und ergoß sich über das Sumpfgelände am Nordfuß des Monte Somma. Der Gipfel des Berges stürzte ein, so daß ein Riesenkrater, die Gipfelcaldera des Monte Somma, entstand, in der sich seither der Vesuv aufgebaut hat.

Vergleicht man diese Rekonstruktion mit den historischen Überlieferungen, so findet man eine vollständige Übereinstimmung. Die Dokumente von Plinius d. J. erlauben jedoch eine genauere Datierung der Ereignisse. Danach begann der Ausbruch am Vormittag des 24. Aug. 79 und erreichte seinen Höhepunkt am Morgen des 25. Aug. mit heftigen Aschenfällen und Erdbeben. Dagegen gibt die Rekonstruktion Angaben über die Ereignisse, die in den historischen Dokumenten nicht erwähnt sind, wie der Lavastrom, der in unbewohnte Gegenden geflossen war, zu einem Zeitpunkt, in dem alle Augenzeugen geflüchtet oder umgekommen waren“.

Wir möchten noch verweisen, daß einige interessante Stellen des Briefes von PLINIUS d. J. in M. LOOSLI 1963 (S. 13—15) wiedergegeben sind.

Eine lohnende Ergänzung eines Pompeji-Besuches bieten die Sammlungen des Nationalmuseums, in denen die kostbaren Einzelfunde und die Hohlraumausgüsse der bei der Katastrophe umgekommenen Menschen und Tiere verwahrt werden.

c) Herculaneum (siehe Abb. 5)

Nach der Überlieferung wurde Herculaneum von Hercules gegründet. Es wurde in der Folge von den Oskern, Griechen, Samniten und Römern (89 v. Chr.) eingenommen. Im 1. Jh. n. Chr. war es eine bevorzugte Sommerfrische der reichen Familien Roms und Kampaniens.

Von Herculaneum verblieb nur ein geschichtlicher Hinweis in der Literatur. 1719 hatte Emanuel Fürst von Elboeuf das Glück, beim Anlegen eines Brunnen-schachtes auf das antike Theater zu stoßen und dort zahlreiche Statuen zu finden. Dadurch kamen die Archäologen auf die Spur der alten Stadt. Karl III. von Neapel setzte die Ausgrabungen 1738—65 fort und auch im 19. Jh. wurden sie von Zeit zu Zeit wieder aufgenommen. Doch erst seit 1927 wurden sie nach wissenschaftlichen Grundsätzen methodisch durchgeführt. Etwa ein Drittel Herculaneums wurde freigelegt; der größte Teil der römischen Siedlung liegt noch unter der heutigen Stadt.

Herculaneum hatte nur ein Drittel der Ausdehnung Pompejis und nicht mehr als rd. 5000 Einwohner, die anscheinend im Augenblick der Katastrophe nach Neapel flüchten konnten. Die Häuser in Herculaneum sind denen in Pompeji ähnlich, weisen aber eine größere Mannigfaltigkeit auf.

Wie schon früher erwähnt, wurde diese Stadt zur gleichen Zeit wie Pompeji, aber nicht von Aschenmassen, sondern von 3 Schlammströmen, die zu Tuffen erhärteten, vollkommen zugedeckt.

Pompeji ist bekannter; alles strömt dorthin. Doch halte ich persönlich einen Besuch von Herculaneum für überaus lohnend, da die Fundstelle kleiner, geschlossener und daher übersichtlicher ist als Pompeji. Man gewinnt einen guten Einblick in eine römische Stadt aus dem Jahre 79 p. Chr.

d) Die Phlegräischen Felder (Campi Flegrei); (siehe Abb. 5, 11 und Photo 5—7)

„Eine Wasserfahrt bis Pozzuoli, leichte Landfahrten, heitere Spaziergänge durch die wundersamste Gegend der Welt. Unterm reinsten Himmel der un-

sicherste Boden... Siedende Wasser, Schwefel aushauchende Gräfte, dem Pflanzenleben widerstrebende Schlackenberge, kahle widerliche Räume und dann doch zuletzt eine immer üppige Vegetation... sich über alles Ertötende erhebend... ja, den herrlichen Eichenwald an den Wänden eines alten Kraters behauptend“. So hält J. W. v. Goethe seine Eindrücke der Phlegräischen Felder fest.

Im unmittelbaren Westen der Stadt liegt das zweite große Vulkangebiet Neapels: Die *Campi Flegrei*, die „brennenden Gefilde“. „Phlegreton“ ist der Feuerstrom der antiken Unterwelt! Dieses ganze Ausbruchgebiet könnte man nach A. SIEBERG als einen einzigen Vulkan (Camaldoli) auffassen, mit zahlreichen Ausbruchstellen (26 deutliche und einige undeutliche Krater), die z. T. am Festlande, z. T. jetzt am Meeresboden liegen. Eine auffallende Eigentümlichkeit der Campi Flegrei ist es, daß sie in ihrer Tätigkeit und in ihren Produkten völlig unabhängig vom Vesuv sind, obwohl nur 14 km von diesem entfernt (siehe Abb. 5). Alle Eruptionen haben hier in der Hauptsache in gewaltigen Explosionen das Magma zu Tuffen (ältere: gelbe, jüngere: graue) zerstäubt und nur sehr wenig Laven (Augittrachyte, viel seltener Basalte oder Leuzittrachyte) gefördert.

Diese eigenartige Kraterlandschaft der Phlegräischen Felder wäre dadurch zu erklären, daß die Ausbruchspunkte über einem gemeinsamen Herde wanderten.

Nach V. GOTTINI 1961 nimmt das Vulkangebiet der Phlegräischen Felder ein Areal von etwa 150 km² ein, auf dem 50 Eruptionszentren verteilt sind; die jüngeren zeigen morphologisch gut erhaltene Krater. Der Phlegräische Vulkanismus ist noch aktiv: 1538 wurde in einer explosiven Eruption der 140 m hohe Kegel des Monte Nuovo gebildet und der Krater der Solfatara zeigt ununterbrochene Fumarolentätigkeit seit römischer Zeit.

Neuere geologische Untersuchungen haben ergeben, daß die Phlegräischen Felder eine komplexe Caldera mit einem Diameter von etwa 14 km darstellen, der eine große Zahl monogenetischer Vulkane aufgesetzt ist. Eine große Bruchzone in tyrrhenischer Richtung (ENE) trennt die Caldera in 2 Teile; der Südblock ist unter Meeresniveau abgesunken.

Der höchste Punkt des ehemaligen Calderarandes ist der Camaldoli (458 m), der die randlich gelegenen Krater Pianura und Soccavo trennt. Von den zahlreichen kleineren Kratern ist der Monte Gauro mit einer Höhe von 331 m der größte.

Man gewinnt auch vom *Camaldoli* (Kloster!) den besten Überblick; zu diesem Kraterrand zählen noch die Höhen des Spina, des Monte Gauro, der Insel Procida (gelbe Tuffe) und des Posillip (gelbe Tuffe; Grab des Vergil).

Prächtig erhalten ist der Explosionskrater des *Astroni* (237 m); die Explosion, die den großen Tuffring aufschüttete, hat einen älteren trachytischen Lavastrom durchrissen, der am Ostabhang sichtbar wird; am Kraterboden liegt eine Gruppe von 60 m hohen Schlackenhügeln.

Die *Fossa Lupara* liegt NNW des *Astroni* und zählt zu den jüngsten Gebilden; sie besteht aus vier konzentrischen Kratteringen und gilt als bestes Beispiel eines Schlackenkraters.

Höheres Alter haben die ähnlichen Kraterbildungen *Solfatara*, *Campiglione* (mit *Mt. Gauro*), *Mt. Grillo*, *Cigliano*, der *Averner See* und der ehemalige *See von Agnano*.

Der *Averner See* ist die Ausfüllung eines Explosionskraters. Im Altertum galt er als Eingang zur Unterwelt. Lange Zeit verband ein Kanal den *Averner-* und den damals viel größeren *Lucriner See* mit dem Meer; ein idealer Kriegshafen der Römer. Wenige Kilometer nordwestlich liegt *Cuma*, als *Cumae* eine der blühendsten griechischen Kolonien in Süditalien (900 a. Chr.): Auf einem 80 m hohen Tuffkegel sieht man noch heute die Reste einer Akropolis und eines Jupitertempels; tiefer, auf einer Terrasse liegen die Reste eines Apollotempels; noch tiefer ist die „*Grotte der Sybille*“, ein in Tuff gehauener Gang mit Trapezquerschnitt.

Der *See im Krater von Agnano* wurde 1870 trockengelegt; am Kraterboden liegt heute die Pferderennbahn von Neapel. Am Fuße des südlichen Kratersteilrandes liegt die altbekannte „*Hundsgrotte*“ (*Grotta di Cane*); in dieser entweicht ständig Kohlensäure (*Mofette*), die wohl einem Hund, aber kaum dem größeren Menschen gefährlich werden kann.

Knapp südlich des *Averner Sees* liegt der *Monte Nuovo* (139 m), der Ende November 1538 unter Erdbeben und heftigen Explosionen innerhalb weniger Tage aus Schlacken (Sodalith-führende Trachyte) und älteren Tuffen (+ Mauerziegeln!) aufgebaut wurde; er verschüttete zum Großteil den *Lucriner See* und das an den Ufern gelegene Dorf *Triglerpole*. Im Kraterinneren wurde 1940 eine Bohrung bis auf 670 m Teufe niedergebracht; die zunächst langsam ansteigende Temperatur betrug maximal 78°. Der *Monte Nuovo* ist ein klassisches Beispiel eines Explosionskegels, bei dem keine Lava ausgeflossen ist; der Krater hat einen Durchmesser von etwa 400 m und eine Tiefe von 125 m. Eine ausführliche Entstehungsgeschichte des *Monte Nuovo* kann bei *M. Loosli* 1963 (S. 42—47) nachgelesen werden.

Im N liegt der größte Explosionskrater, zugleich eines der ältesten Gebilde dieses Gebietes, die *Ebene von Quarto*: Elliptisch, mit einem Durchmesser von 3—4,5 km.

Im S liegt das malerische Kap Miseno, in dem die Phlegräischen Felder auslaufen. Es ist der letzte Rest eines im Meer versunkenen Vulkankegels. Dicht vor dem Kap liegt die Vulkaninsel Procida mit vier durch die Brandung schon stark zerstörten Vulkanen; Terra Murata und Pozzo Vecchio (gelbe Tuffe) sowie Solchiaro und Vivara (Olivin-führende, trachybasaltische Tuffe). W Kap Miseno liegen in Küstennähe die submarinen Krater Milliscola und Torre Fumo; die Entdeckung weiterer Krater im Küstenbereich ist noch zu erwarten.

Nach A. RITTMANN kann man das gesamte Gebiet der Phlegräischen Felder als polygene Caldera („festonierte Caldera“) betrachten, die aus einer mächtigen Gipfelcaldera nach einem hochexplosiven Ausbruch eines großen Stratovulkans („Urphlegräus“) entstanden ist. In den Schwächezonen des alten Calderarandes wurden bei peripheren Ausbrüchen die vielen kleineren Calderen angelegt. Dabei wurde das alte Einsturzmaterial zerrüttet und von Spalten durchsetzt, auf denen das Magma hochdrang und die vielen kleinen Krater und Vulkane bilden konnte, von denen der Monte Nuovo der jüngste ist. Diese moderne Auffassung entspricht weitgehend dem schon früher skizzierten Bild von A. SIEBERG 1914.

Die Förderprodukte des „Urphlegräus“ (präcalderischer Vulkan) sind nur als ausgeworfene Blöcke in vulkanischen Breccien und in den bis 700 m mächtigen grauen Tuffen bekannt; Trachyte sind vorherrschend; daneben sind auch Trachyandesite und Leuzit-führende Vulkanite zu beobachten; alle diese und viele andere vulkanische und subvulkanische Gesteinsarten zählen zur Alkalireihe. Der Urphlegräus dürfte postmiozän aktiv gewesen sein; ein genaues Zeitschema läßt sich für den Vulkanismus der Phlegräischen Felder noch nicht geben.

Die ältesten aufgeschlossenen Serien umfassen verschiedene, trachytische Laven und gebankte Tuffe (Torre Gaveta, Monte Procida), die von kleinen Vulkanen am Rande der Caldera stammen. In der weiteren Entwicklung wurde das trachytische Magma stärker explosiv, mit starken Eruptionen von Bimssteinen und Aschen, die um die Krater abgelagert wurden; es entstanden so Vulkane aus schwach gebänderten, chaotischen, gelben Tuffen, wie z. B. Capo Miseno, Bacoli, Porto Miseno, Nisida etc. Mangelnde Vertikalsortierung (Gradierung) und Verfestigung durch hydrothermale und z. T. auch pneumatolytische Minerale ist besonders in der näheren Umgebung der Krater charakteristisch. Diese Faktoren werden im gelben Tuff besonders deutlich, der einer Serie von monogenetischen Vulkanen entstammt, die im Bereiche von Baja, des Pisillipo, vom Capodimonte, etc. lagen. Der jüngste, aus gelben Tuffen bestehende Vulkan ist der Mte. Gauro. In der langen Periode der gelben Tuffe

kommt es zu 2 Eruptionen: Die erste formte den Krater von Soccavo. Die Produkte dieser Eruption sind gut geschichtete, schwach verfestigte Tuffe (mit Bimssteinen, Aschen, Sanden, Breccien), überlagert von „Piperno“ (einem Pseudo-Ignimbrit, gebildet bei der Eruption von Lavafontänen) und einer mächtigen polygenen Breccie („breccia del museo“). Die zweite Eruption (im Pianura) erbrachte helle Aschen und kleine Bimssteinbröckchen. Nach diesen beiden Eruptionen, die am Calderarand erfolgten, wurde weiterhin der gelbe Tuff abgesetzt. Detaillierte Tuffprofile finden sich in G. GOTTINI 1961.

Die jüngsten Perioden der phlegräischen Aktivität sind durch eine große Anzahl von Eruptionen gekennzeichnet; trachytische Dome und mannigfaltige Kegel aus Aschen, Bimssteinen und Schlacken wurden aufgebaut. Für die wichtigsten gibt V. GOTTINI 1961 folgende zeitliche Abfolge: Der Dom des Monte Olibano (S der Solfatara); Krater von Agnano (mit intrusiven Trachyten); Solfatara, Monte Ciliano und Krater von Averno; Krater von Astroni (spätes Neolithikum?), Krater der Fossa Lupara (prähistorisch), Monte Nuovo (Eruption von 1538). Außer letzterem waren alle Vulkane schon in der Antike bekannt; aber keine besonderen Ereignisse wurden beschrieben. Archäologische Datierungen wie auf Ischia, sind hier noch nicht versucht worden.

Einen besonderen Anziehungspunkt für eine Exkursion bildet der Krater der Solfatara (Forum Vulcani), schon im Altertum bekannt. Er war namensgebend für eine „besondere, halbschlummernde vulkanische Tätigkeit“ (A. SIEBERG), für das Solfatarenstadium: Es handelt sich um eine gewisse Ruheperiode; sie kann zwischen Ausbrüchen liegen, wie auch am Ende und am Beginne von Eruptionen stehen. Die Solfatara wird gerne als Musterbeispiel eines „erlöschenden Vulkanes“ hingestellt (M. LOOSLI 1963, K. SCHOKLITSCH 1965), was im Einzelfall stimmen kann, aber generell nicht zutrifft. Der ebene Boden des 300—350 m weiten Kessels des Forum Vulcani, nur 70 m tief in den Krater eingesenkt, besteht aus eingeschwemmten, trachytischen, oberflächlich stark zersetzten, ganz weißen, porösen Aschen; ein Teil der Solfatara ist auch aus trachytischen, meist total zersetzten Laven („Bianchetto“) aufgebaut. Am Ostrande des Kraterbodens liegt die stärkste Dampfquelle, die Bocche grande. Ihre Dämpfe brechen kontinuierlich unter Zischen aus einer Spalte hervor; sie versetzen den über den Öffnungen liegenden Sand in tanzende Bewegung. Die Temperatur der Dämpfe schwankt zwischen 130° und 165° C. Es handelt sich um überhitzten Wasserdampf mit H₂S, CO₂ und Spuren von AsH₃, aber nicht mit SO₂. Letzteres bildet sich durch atmosphärische Oxydation, wobei Schwefel (und auch Realgar) abgesetzt werden ($2\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{S} + \text{SO}_2$). Die zersetzende Wirkung der schwefeligen

Säure wird nicht nur an den Gesteinen der Solfatara augenscheinlich; auch an Kunstfaserstoffen und an „Nylons“ überinteressierter Besucherinnen wird ihre Wirkung im Zeitraffertempo deutlich.

Im Solfatara-Krater wurden im Erschließungsprogramm natürlicher energetischer Quellen (SAFEN) 2 Bohrungen abgeteuft. Die 150 m tiefe Bohrung zeigte maximale Temperaturen von 120° C, die 550 m tiefe Bohrung solche von nur 100°. Daraus ist ersichtlich, daß die Temperaturen keine Funktion der Tiefe sind. Eine Aufheizung durch heißen Wasserdampf, der in Klüften aufsteigt, ist wahrscheinlich.

Es gibt natürlich noch eine ganze Reihe kleinerer Dampfquellen; ihre Tätigkeit ist im Laufe der Zeit starken Schwankungen unterworfen. Nach gleichmäßiger Tätigkeit im 19. und zu Beginn des 20. Jhdts. scheint nunmehr die Dampfförderung heftiger geworden zu sein. Am 19. 9. 1955 ist eine kräftige Dampfquelle mit 155° C unter heftigem Pfeifen ausgebrochen.

Bricht eine solche Dampfquelle durch grundwasserreiche Aschenschichten, so bildet sich mit der Zeit eine kesselförmige Vertiefung, in der unter mächtigem Blasenwerfen ein dunkler Brei (Färbung durch ausgefälltes FeS) brodelt, der in seiner Dicke vom Wetter abhängig ist. Er besteht aus feinsten, im Grundwasser aufgeschlämmten und zersetzten Aschenteilchen, wobei die dauernde Zufuhr von überhitztem Wasserdampf aus der Tiefe den Brei im Kochen hält. Beim Schauspiel dieser „Schlammvulkane“ (Photo 5, 6) verliert man fast den Zeitbegriff und auch die besten Vorsätze, nur maßvoll zu photographieren.

Schon zieht uns ein neues Phänomen an: Die auffällige Steigerung der Dampfförderung bei Annäherung einer brennenden Zigarette, eines brennenden Zündholzes oder eines brennenden Stückes Papier an die Dampfquelle. Die verstärkte Tätigkeit ist nur eine scheinbare, da die Quelle während des Versuches nicht mehr Dampf fördert als sonst; nur die geförderte Dampfmasse wird zu erhöhter Tröpfchenbildung gereizt und besser sichtbar. Die Ursache dürfte also in vermehrter Kondensation liegen, da Rauch oder Staubpartikel als Kondensationskerne wirken; dazu kommt noch, daß die Luft in der Nähe der Flamme ionisiert wird, so daß die Wirkung durch die Gegenwart elektrisch geladener Teilchen wesentlich gesteigert wird.

Noch einen besonderen Punkt haben wir zu besuchen: Die Ruinen des Serapis-Tempels unweit der Solfatara bei Pozzuoli (siehe Abb. 11). Wir sehen die Reste der 48 Säulen eines römischen Macellums (Markthalle), die heute im Meerwasser stehen. Auch sind deutliche Spuren von Bohrmuscheln in 3,60—6,30 m Höhe der z. T. 12 m hohen Säulen zu beobachten. Wir haben hier das bekannteste Beispiel für Undationen, für

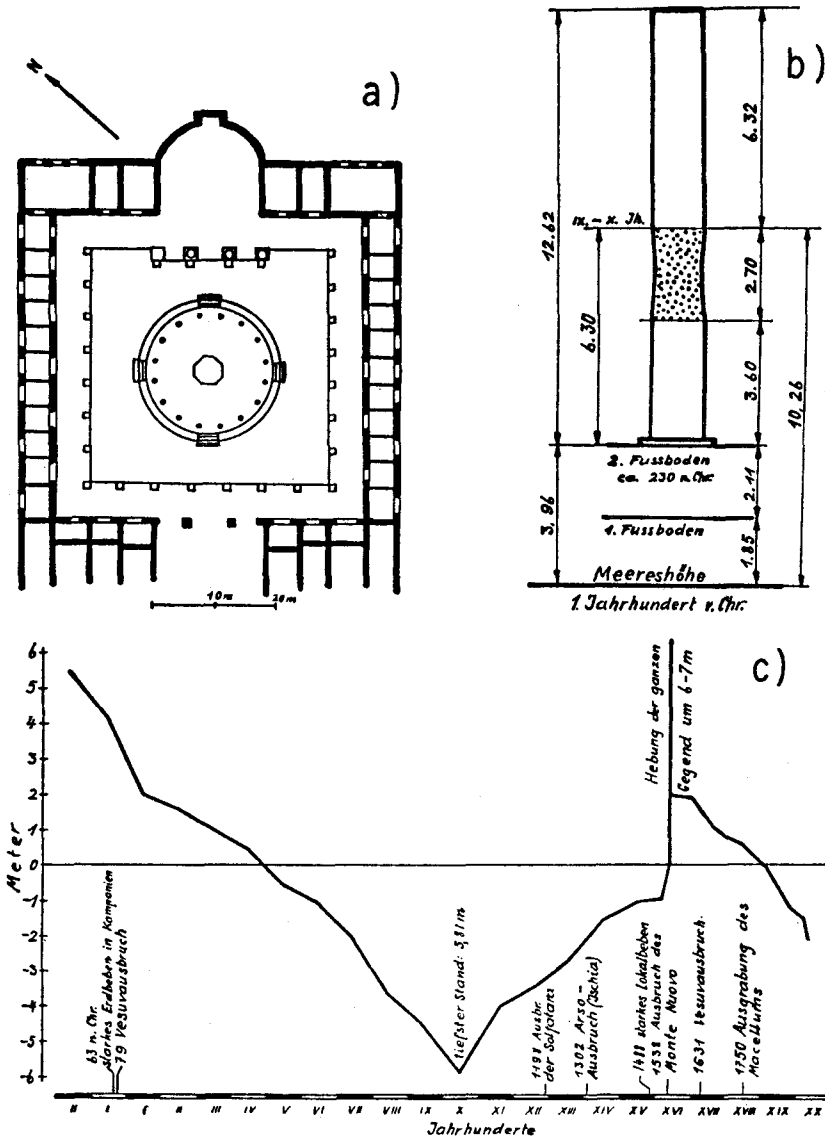


Abb. 11: Das Marcellum von Pozzuoli („Serapistempel“); (aus M. L o o s l i 1963).

- a) Grundriß.
- b) Säule.
- c) Lage des Fußbodens in Bezug auf das Meeresniveau.

säkulare Hebungen und Senkungen der Küste mit Strandverschiebung im Gefolge des Vulkanismus vor uns: für das gleiche Phänomen spricht auch der in geschichtlicher Zeit verschiedene hohe Eintritt in die

Blaue Grotte auf Capri. Man spricht von bradyseismischen Bewegungen (Magmabewegungen in hochliegendem Herd, das in einzelne Schollen zerfallende Gebiet einmal da, einmal dort erfassend).

Vulkanismus äußert sich nicht nur in Eruptionen, Explosionen, nicht nur in Förderung von Warmluft, von Dämpfen, sondern auch im Auftreten von Erdbeben und in gebietsweisen Hebungen und Senkungen des Bodens.

Die erste Erwähnung des Serapis-Tempels stammt aus dem Jahre 105 a. Chr.; 205 p. Chr. stand derselbe noch unversehrt. Später verfiel er; Schutt, vulkanische Materialien und Sinterbildungen bedeckten den Boden bis zu einer Höhe von 3,5 m. Dann tauchte langsam das ganze Bauwerk unter. Die Hebung wird mit dem Ausbruch des Mt. Nuovo in Zusammenhang gebracht (siehe Abb. 11). Eine neuerliche Absenkung ist gegenwärtig im Gange, da die Säulen heute bereits wieder im Wasser stehen, vor einigen Jahrzehnten aber noch trocken lagen.

E. SUSS 1878 hat sich mit dem Problem des Serapis-Tempels besonders befaßt. Er betonte, daß sich dieses Bauwerk inmitten eines tätigen Kraters befände. Die hier beobachtbaren Erscheinungen hätten mit der Hebung zusammenhängender Gebirgsmassen und der sog. kontinentalen Hebung und Senkung nichts zu tun.

e) Ischia (Abb. 12—14)

Ischia, eine der „Trauinselfn“ des Mittelmeeres, liegt 33 km westlich von Neapel; sie ist 46 km² groß, ihre höchste Erhebung ist der Monte Epomeo (789 m). Die Insel ist seit griechischer und römischer Zeit ob ihrer Mineralquellen und Fumarolen berühmt. Ischia bietet die Möglichkeit, Vulkanotektonik zu studieren und eine große Zahl verschiedener Vulkantypen und mannigfaltige Vulkanite kennenzulernen. Von besonderem Interesse sind die engen Beziehungen zwischen Archäologie und Vulkanologie, wie sie das Museum von Porto d'Ischia (begründet durch G. BUCHNER und A. RITTMANN) aufzeigt. Schon die Ankunft mit dem Schiff auf der Insel ist „zünftig“, da das Hafenbecken in einem abgesunkenen Krater liegt.

Folgen wir im Überblick V. GOTTINI 1961: Bis 1930 herrschte die allgemeine Meinung, daß der Monte Epomeo ein tief erodierter Vulkan mit zahlreichen kleineren Adventivkegeln sei. A. RITTMANN 1930 konnte erstmalig zeigen, daß der Monte Epomeo nicht ein Vulkan, sondern der höchste Teil eines vulkano-tektonischen Horstes ist; die Adventivkegel sitzen unabhängig auf den Brüchen des Horstes. Vor allem aus der magmatischen Differentiation und anderen tektonischen, geologischen wie seismischen Kriterien ist auf die Existenz einer lakkolithischen Magmakammer zu schließen. Die Magmenintrusion bedingte ein Bersten

des Daches in große Schollen mit unterschiedlicher Hebung. Die höchsten Teile eines solchen Blockes (siehe Profil in Abb. 13) liegen im Monte Epomeo vor, mit subaerischen, grünen, gelblich verwitternden Tuffen trachytischer Zusammensetzung; es sind dies die ältesten, auf Ischia anstehenden Gesteine, die nach A. RITTMANN 1930 wahrscheinlich triadische Dolomite überlagern. Diese Tuffe konnten noch nicht durchbohrt werden; sie konnten in letzter Zeit auch unter den Phlegräischen Feldern nachgewiesen werden. Die obersten Partien dieser grünen Tuffe wurden stark gebleicht und zu feinkörnigen, geschichteten Tuffiten nach Absinken ins Meer umgelagert. An einigen Stellen liegen über den Tuffen marine Tone, die nach Fossilfunden mit älterem Pleistozän eingestuft werden konnten. Die erneute Hebung erfolgte nicht gleichmäßig, wie aus den Strandlinien und Brandungshohlkehlen abzulesen ist, deren höchste am Colle Jetto 500 m über dem Meeresspiegel liegt. Dieser Tuff ist die Unterlage für alle jüngeren Vulkanbauten.

Der viereckige Epomeo-Block (-Horst) ist von Staffelbrüchen begrenzt, an denen Eruptionen trachytischer und sodalithisch-phonolithischer Magmen an vielen Stellen erfolgten (siehe Abb. 12, 13).

Die Hauptbruchlinie streicht N 52° E (tyrrhenische Richtung) und teilt den kleineren SE-Teil (Campagnano-Scholle) der Insel vom Zentralblock (mit Epomeo-Scholle). An ihr liegen 7 Eruptionszentren (markantes Beispiel für Reihenvulkane), im NE beginnend: Castello d'Ischia (Alkali-trachyt-Dom), Krater von San Michele (trachytische Aschen und Lavaströme), die Krater von Nocelle, Molara und Vateliero (latitische Laven und Schlacken), der Krater von Testaccio (trachytische Tuffe) und schließlich im SW der Dom von San Angelo (Sodalithphonolith). Diese Hauptbruchlinie kann an der Ostküste der Insel Procida vorbei, über die Phlegräischen Felder bis in den Apennin bei Benevento verfolgt werden. In diese tektonische Hauptlinie, die nicht vulkanogen bedingt ist, drang das Magma in Form einer lokalen Kammer ein und formte so den vulkanotektonischen Horst von Ischia.

Zwischen Campagnano-Scholle im SE und Epomeo-Horst im W schiebt sich im NE der Insel der dreieckige Arso-Graben ein, das am tiefsten abgesunkene Gebiet der Insel.

Der Osten des Zentralblockes wird durch 2 endogene Rücken (Mte. Trippoldi, Costa Sparaine) charakterisiert, die Staffelbrüchen aufsitzen.

Im NE von Ischia, der durch Brüche zerstückelt ist, gibt es eine Gruppe von Vulkanen, die bei historischen Eruptionen gebildet worden sind. Der jüngste ist der Arso-Krater, dem der bekannte

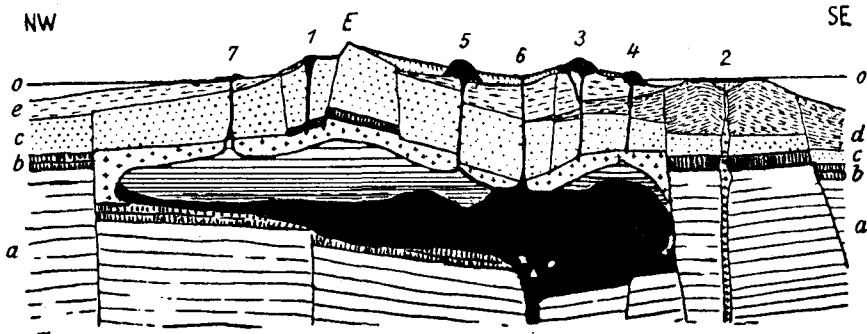


Abb. 13: Profil durch den vulkano-tektonischen Horst von Ischia (nach A. Rittmann, aus V. Gottini 1961).

- a) Sedimentäre Basis; b) Basalte und Trachybasalte; c) grüner trachytischer Tuff (Epomeo-Tuff); d) Submarine Tuffe und Laven; e) Jüngere Tuffe.
- 1) Montagna Nuova; 2) Secca d'Ischia; 3) Mte. Vezzi-Dom (Alkali-Trachyte); 4) S. Pancrazio-Dom (Sodalith-Phonolithe); 5) Mte. Trippodi-Dombrücke (Trachyte); 6) Molara-Krater (Latite); 7) Zara-Domerguß (Alkalitrachyte). Die verschiedene Signatur zeigt die Differentiation in der lakkolithischen Magmakammer an; ihre verfestigten Teile haben Kreuzsignatur.

trachytische Lavastrom (2 km lang) aus dem Jahre 1301 entstammt. Südwestlich des Kraters, der den Hafen von Ischia bildet, liegt eine große Kuppe aus Alkalitrachyten (Montagnone Maschiatta), die in ihren höchsten Teilen eingebrochen ist und einen Krater mit einem Durchmesser von 500 m und einer Tiefe von 80 m formt. Nordwestlich anschließend finden wir den Komplex des Monte Rotaro, der folgende Entwicklung zeigt: Ein ältester Kegel besteht aus Bimsstein mit einem Lavastrom. An der N-Flanke erfolgte eine jüngere Eruption unter Bildung eines exzentrischen Kraters, wobei sich eine neue Kuppe bildete; in ihrem tieferen Teile erfolgte eine dritte Eruption, mit Krater und einem Lavastrom (Alkalitrachyte). Nahe diesem Lavastrom liegt der Mte. Tabor: Eine Protrusion von Alkalitrachyten in das Hangende fossilführender Tone, die aufgewölbt und pyrometamorph wurden.

Zwischen Casamicciola und Lacco Ameno (im N der Insel) liegen Reste eines schmalen Kraters (Casa Fundera) mit Phonolithen, in denen schöne Sodalithkristalle zu finden sind. Nördlich Lacco Ameno liegt der Mte. Vico, eine prähistorische Kuppel mit Sodalithphonolithen, z. T. mit trachytischen Tuffen bedeckt. Im NW der Insel liegt das Gebiet von Zara mit einem großen trachytischen Lavastrom; diese Trachyte sind autopneumatolytisch verändert, wobei sich u. a. Sodalith, Sanidin, Biotit und Sphen bildeten.

Schlecht erhaltene Krater zeigt der Campotese im SW der Insel. Letzterem benachbart ist der prähistorische Scarupo-Vulkan (auf

der Halbinsel Punta dell' Imperatore), der in einer einzigen Eruption gebildet wurde; zuerst wurden Bimssteine und Laven gefördert, später nur noch durch Fontänen aus einem Lavasee.

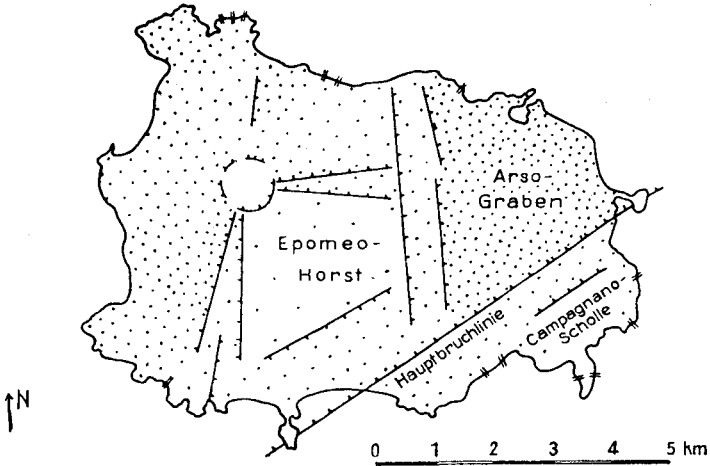


Abb. 14a: Tektonische Skizze der Insel Ischia. Je heller die Fläche, desto höher tektonisch liegt die Scholle (aus W. Carlé 1965).

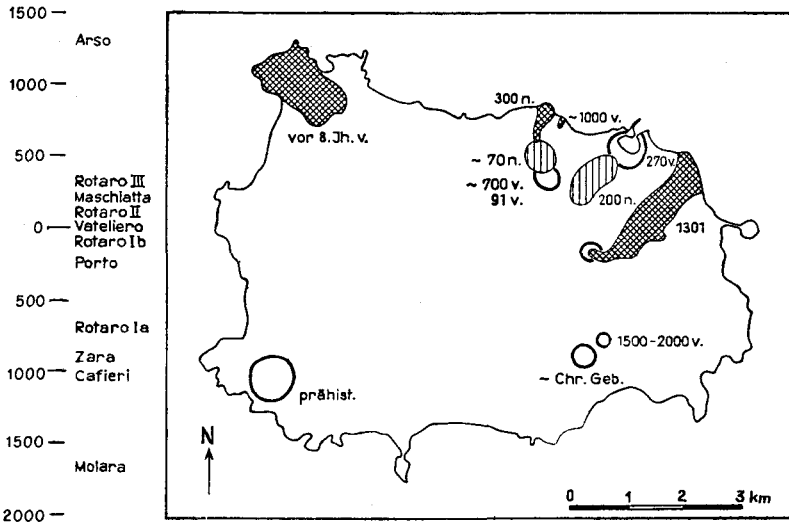


Abb. 14b: Karte der vulkanischen Tätigkeit auf Ischia in geschichtlicher Zeit. Gezeichnet nach Angaben von Buchner 1940. Hell = Explosionskrater, senkrechte Schraffen = Quellkuppen, Kreuzschraffen = Lavaströme (aus W. Carlé).

Zwei Eruptivgänge (Trachyte) müssen aus Ischia noch erwähnt werden: Der eine liegt in der Grotta di Terra (an der SE-Küste), der andere an der N-Küste bei Cafiere.

Alle Vulkanite Ischias sind frei von Sediment-Einschlüssen; außerdem sprechen die petrochemischen Daten gegen eine Assimilation; daraus folgert A. RITTMANN, daß der periphere Herd Ischias über der Trias, aber unter extrem mächtigen Vulkaniten läge (im Gegensatz zum Herd des Vesuvs). Im regionalen Sinne kann der Herd von Ischia als hypabyssische Apophyse des großen campanischen Batholithen gesehen werden; letzterer wird in etwa 10 km Tiefe unter dem Kristallin vermutet. Alle vulkanischen Ereignisse Ischias können unmittelbar aus dem oberflächennahen Herd abgeleitet werden, der 3 km unter dem Meeresniveau zu erwarten ist.

Das primäre olivinbasaltische Magma stieg nach A. RITTMANN an abys- salen Spalten auf, wobei es einer gravitativen Differentiation unterlag.

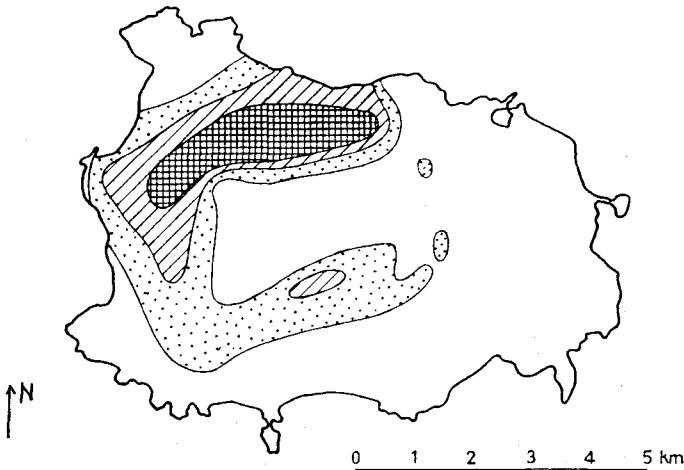


Abb. 14c: Isoseistenkarte des katastrophalen Bebens von 1883 auf Ischia. Nach Rittmann 1930 (aus W. Carlé 1965).

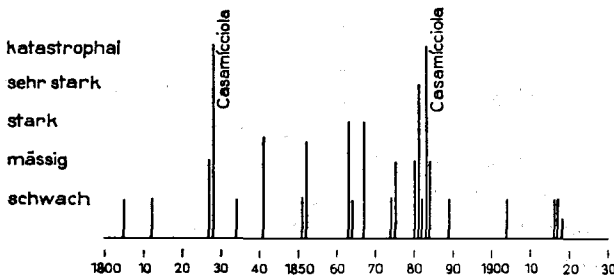


Abb. 14d: Erdbeben auf Ischia zwischen 1800 und 1930 (W. Carlé 1965).

Daraus resultieren trachytische bis latitische Schmelzen im Hangenden des intrudierenden Magmas. Dieses leicht differenzierte Magma baute die lakkolithische Kammer auf Ischia auf, in diesen Grenzen führten kombinierte gravitative und pneumatolytische Prozesse zur Formierung eines Sodalith-phonolitischen Magmas (atlantisch) in den höchsten Teilen der Kammer; tiefer folgten trachytische und latitische Magmen (kalkalkalisch), was typisch für eine pneumatolytische Differentiation sein soll.

Von Ausbruchskatastrophen auf der Insel Ischia ist einiges durch die antiken Schriftsteller bekannt geworden; jedoch erst die Korrelation vulkanischer Schichten mit Kulturresten hat etliche exakte Aussagen ermöglicht (P. u. G. BUCHNER 1940). Prähistorisch entstanden der große Campotese- und der kleine Molara-Krater (= 1500 a. Chr.) sowie der Cafieri-Gang. Während der ersten griechischen Besiedlung ereignete sich die katastrophale Zara-Eruption; auch wurde der erste Rotaro-Krater gebildet. Während der römischen Republik entstand der Vulkan auf Porto d' Ischia und es ereignete sich die zweite Rotaro-Explosion. In der römischen Kaiserzeit verwandelte sich die Ebene S und W von Porto d' Ischia in eine reich gegliederte Vulkanlandschaft. Das Eruptionszentrum des Rotaro rückte immer weiter nach N: Etwa zur Zeit Diokletians entströmte einer Bocca Lava, die das Meer erreichte. Ab 19. Jänner 1301 entströmten einem Krater durch 2 Monate Laven, die als Arso-Strom in breiter Front das Meer zwischen Porto d' Ischia und Ponte Ischia erreichten. Unter einem Lavastrom am Nordgehänge des S. Michele-Kraters entdeckte man mittelalterliche Scherben, die für noch einen, allerdings schriftlich nicht überlieferten Ausbruch sprechen (siehe Abb. 14 b).

In Abb. 14 d sind die Erdbeben auf Ischia seit 1800 graphisch erfaßt (aus W. CARLÉ 1965). Zu gewissen Zeiten herrschte starke Bodenunruhe, ausgeprägt in gebündelten Erdbebenstraßen. Zwei Beben hatten katastrophale Ausmaße, beide an den Raum von Casamicciola gebunden (2. 2. 1828 und 28. 7. 1883). Letzteres vernichtete in wenigen Minuten die Ortschaft Casamicciola und mit ihr 2313 Menschen. Das Epizentrum lag in der Nähe der Bruchzone zwischen Casamicciola und dem Epomeo-Gipfel; an den westlichen und südlichen Bruchzonen des Epomeo-Horstes wurden Relaisbeben registriert: Die Schütterzone legt sich also hufeisenförmig um den Epomeo-Horst, seine Randstellung besonders hervorhebend (siehe Abb. 14 c). Die Untersuchung der Mineral- und Thermalwässer der Insel Ischia durch W. CARLÉ 1965 (die Arbeit enthält auch viele Profile der Bohrungen auf natürliche Dampfquellen) hat ergeben, daß das Epizentrum durch Schwefelwasserstoffgehalt der Fumarolen (sonst sind die Thermen und Fumarolen der Insel schwefelwasser-

stofffrei) markiert wird. Dieses juvenile Gas erlaube die Annahme eines aktiven Herdes unter diesem Gebiet.

„Ob sich am Arso der letzte Ausbruch ereignete? Nach den katastrophalen Erdbeben des vergangenen Jahrhunderts erwartete man kurzfristig folgende Ausbrüche — sie blieben aus. Doch bedeutet dies keine Versicherung für alle Zeiten; denn wie später zu zeigen ist, scheint sich ein aktiver Herd anzukündigen“. (W. Carlé 1965; S. 1277).

W. CARLÉ 1965 gibt eine einprägsame Übersicht über „die Mineral- und Thermalwässer am Golf von Neapel“, deren Leitgedanken wir noch skizzieren möchten: Der Autor betont, daß die Vulkane am Golf von Neapel an NE-streichende Spalten der sedimentären Unterlage gebunden sind. In der Umrahmung des Golfes entspringen zahlreiche, verschiedenartige und z. T. auch thermale Mineralwässer. Fast alle Wässer besitzen beträchtliche Anteile an Na- und Chlorid-Ionen. Juveniles Wasser wäre in keinem Falle anzunehmen. Alle Mineralwässer könnten durch Einsickerung meteorischer Wässer ebenso erklärt werden. Der Chemismus der strandnahen Mineralwässer spricht für laterales Einsickern von Meerwasser an Spalten, Brüchen und z. T. auch an abgesunkenen Vulkanbauten. Änderungen können durch Beimischen anders mineralisierter Wässer wie auch durch Kationenumtausch erklärt werden: weitere Änderungen ergäben sich durch Hinzukommen von gasförmigem CO₂ oder Schwefelwasserstoff. Bei höher liegenden Mineralwässern kann der Salzgehalt auch durch erneut mobilisierte Porensalze oder Porenwässer, die von früheren Überflutungen stammen, erklärt werden. Es kann auch damit gerechnet werden, daß in den Porenräumen vulkanische Salze sublimiert wurden. Rezentes, juveniles Salz dürfte in keinem Falle beteiligt sein. W. CARLÉ 1965 betont, daß freie Kohlensäure und Schwefelwasserstoff juvenile Stoffe sind, die von Tiefenherden zeugen, die in verschiedenem Grade aktiv sind. Allerdings wird angeführt, daß sich in Castellamare di Stabiae Schwefelwasserstoffe durch Reduktion von Sulfat unter bakterieller Mithilfe bilden. Die oft hohe Temperatur der Thermalwässer wie der Fumarolen ist in der Energieausstrahlung peripherer Tiefenherde bedingt. Diese Warmströme können z. T. durch in Spalten aufdringende Wasserdämpfe beeinflusst werden; letztere sind ausgezeichnete Wärmeträger, die die Erdtemperaturen lokal stark emportreiben können, wie aus den einzelnen Fumarolenfeldern (z. B. Solfatara) bekannt wurde; gleichzeitig wäre aber zu bedenken, daß es sich nicht um juveniles Wasser handeln muß.

2. Die äolischen (liparischen) Inseln (Isole Eolie) (siehe Abb. 15, 16)

Treten wir in Neapel die Schiffsreise zu den Äolischen Inseln an, so können wir bereits nach einer Stunde die Umrisse der legendenumwobenen

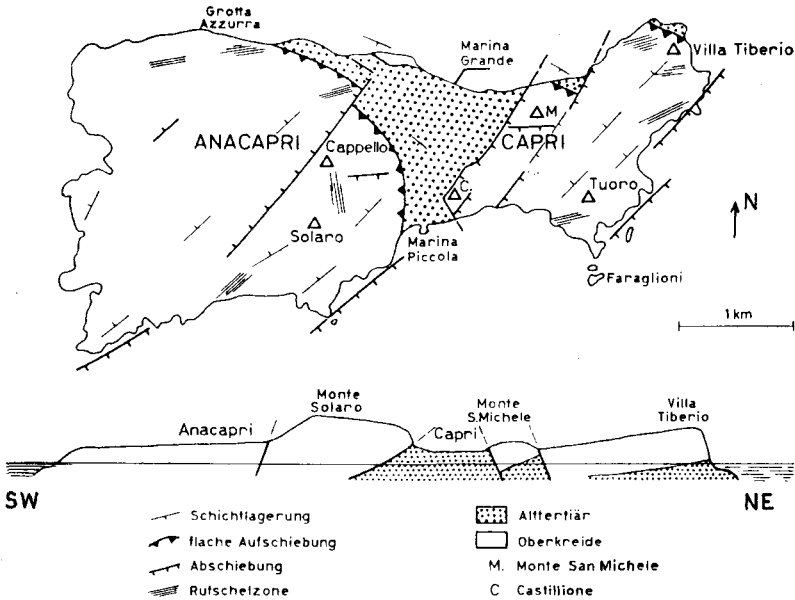


Abb. 15: Tektonische Karte der Insel Capri; Ost-West-Profil. Nach Signorini (1950); aus W. Carlé 1965.

In sel Capri erkennen; aus ihrer Morphologie läßt sich gut die Geologie ablesen (siehe Abb. 15). Capri zählt geologisch zur Sorrentiner Kette und ist durch einen jungen Bruch, der heutigen Meerenge der Bocca piccola, von der Halbinsel von Sorrent getrennt. Wie der Kartenskizze und dem Profile nach R. SIGNORINI 1950 (Abb. 15) zu entnehmen ist, sind Oberkreide- (+ vielleicht auch z. T. oberjurassische) Kalke flach auf eine eozäne flyschoiden Serie (Sandsteine, Tonschiefer + Tuffe) überschoben (wahrscheinlich Überschiebung nach NE), später durch ein vorwiegend NE-gerichtetes Bruchsystem germanotyp zerblockt. So ist die unruhige Oberfläche der Insel zu erklären. In Reliefumkehr wurde der zentrale Marina-Horst zur morphologischen Senke, da der leicht abtragbare Flysch zutage kam. Der Horst-Charakter der Mittelscholle wird dort morphologisch deutlich, wo die Kreidekalke über dem Eozän noch nicht abgetragen sind; hier liegt auch im Mte. Solaro die größte Höhe der Insel. Früher (G. de LORENZO 1907) wurde an eine zerstückelte Serie gedacht, die Oberkreide + Eozän umfaßt; den Überschiebungsbau hatte schon G. ROVERETO 1907 vertreten. Die Küstenformen Capris sind größtenteils durch Verwerfungen bedingt; so auch die S-Küste, an der die Blaue Grotte liegt; deren Verhältnisse lassen auf eine sehr junge Senkung Capris schließen.

Nachdem wir abends Neapel mit dem Schiff verlassen haben, erreichen wir im Morgengrauen, vielleicht schon von einem Ausbruchssalat begrüßt, den nördlichen Vorposten der Liparischen Inseln (Abb. 16), den Stromboli, der nachts durch seinen Feuerschein über viele von Seemeilen sichtbar ist und bei den Seefahrern als wichtiger Orientierungspunkt und als untrügliches Wetterzeichen gilt; gutes Wetter: wenig Wolkenbildung, aufsteigender Rauch; schlechtes Wetter: starke Pilzwolke.

Großtektonisch gesehen liegen die Äolischen Inseln nach R. STAUB im Bereiche der „Italienischen Virgation“, an der Beugestelle des Apennins nach Sizilien und an der Grenze zur tyrrhenischen Masse. Nach R. STAUB 1932 lägen die Inseln Vulcano und Lipari innerhalb des unter Meeresniveau abgesunkenen NW-Teiles der Kalabro-Peloritanischen Masse; Salina, Filicudi und Alicudi lägen am hypothetischen NW-Rand dieses Massivs; Panarea und Stromboli aber schon innerhalb des „dinariden Apenninrandes“. R. JAKOB 1958 vertritt eine ähnliche Ansicht: Die Inseln würden einem Bruchsystem am Innenrande des südlichen (dinariden) Stammes des mediterranen Orogens aufsitzen.

Die Äolischen Inseln*) sind, abgesehen von quartären Strandbildungen, rein vulkanischen Ursprungs und als finale Erscheinungen der Apenninorogenese anzusehen, wobei aber noch der Abbruch der tyrrhenischen Masse auf jeden Fall zu berücksichtigen ist. Nur auf Lipari finden sich saure Gesteine, die mengenmäßig die basischen überwiegen, es sind dies die nach der Insel benannten Liparite und die großen, „klassischen“ Bimssteinvorkommen.

Der Durchbruch des Magmas erfolgte zweifellos an Brüchen dieser inneren Beugestelle des Orogens, die von den einzelnen Autoren verschiedenen angenommen werden, da nicht direkt zu beobachten. Kristallin wurde durchbrochen, das in den Fremdeinschlüssen der Vulkanite (Glimmer-

*) Vielleicht ist es auch reizvoll, die „andere klassische Seite“ der Äolischen Inseln aufzuzeigen; M. Loosli 1963 (S. 61) schreibt: „Für die Alten bildeten die nordsizilischen Inseln den dankbaren Schauplatz mythologischer Berichte. Der kunstfertige Vulcanos hatte seine Essen auf Vulcano, der Windgott Aolos aber war auf Lipari oder Stromboli zu Hause. Odysseus genießt seine Gastfreundschaft (10. Gesang der Odyssee), wird mit einem günstigen Westwind entlassen und erhält die widrigen Winde als Geschenk in einen Sack eingesperrt. Nach 9 Tagen und Nächten erscheint endlich in der zehnten Nacht das griechische Ufer Ithakas. Während nun Odysseus vom Schlummer übermannt wird, beschloss seine neugierigen Gefährten, den geheimnisvollen Sack, in dem sie unermessliche Schätze von Gold und Silber vermuteten, zu öffnen:

Und sie lösten den Schlauch, und mit einmal entsausten die Winde.

Plötzlich ergriff sie der Sturm und schleuderte weit in das Weltmeer

Hin die Weinenden, fern vom Vaterlande.

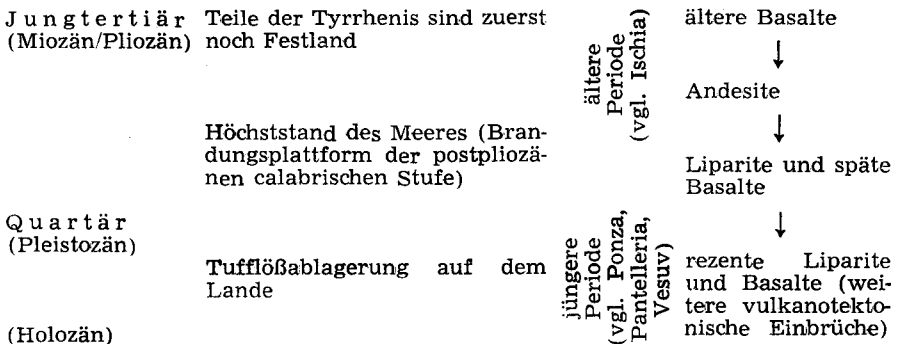
Der brausende Orkan warf die Schiffe nach den äolischen Inseln zurück, aber ein zweites Mal half Aolos nicht“.

syenit/Lipari, Orthogneise/Filicudi, Quarzite etc.) nachzuweisen ist. Ein ursprünglich zusammenhängendes basaltisches Reservoir scheint während der Differentiation zu immer mehr isolierten Herden abgeschnürt worden zu sein, so daß nach einem ähnlichen Beginn der Differentiation (vom „Basalt“ zum „Andesit“) immer individuellere Züge auftreten, mit basaltischen wie liparitischen Extremen. Der vulkanische Typus der Liparischen Inseln entspricht annähernd dem der Toscana. Nach R. JAKOB 1958 bleibt eine schwache Mediterraneität soweit ausgeprägt, daß geringe Schwankungen im Kieselsäure-Alkalihaushalt zur Leuzitbildung führen können (auf Vulcanello). Die Basalte Strombolis entsprächen noch am ehesten dem pazifischen Typus; die Liparite auf Lipari entsprechen einem alkaligranitischen Magmentyp, während Filicudi und Alicudi wieder mehr pazifisch sind.

Die genauere petrographische Kenntnis der Äolischen Inseln ist jedoch recht bescheiden. Wie R. JAKOB 1958 so treffend sagt, „teilen die Inseln in dieser Hinsicht das Schicksal mancher anderer als ‚klassisch‘ bekannten Gegenden“. Die Äolischen Inseln sind eigentlich schon sehr früh geologisch und petrographisch untersucht worden, so vor allem von A. BERGEAT 1899. Spätere moderne Untersuchungen unterblieben, so daß die alten, z. T. summarischen und z. T. nicht ganz zutreffenden Gesteinsbezeichnungen noch immer in der neueren Literatur mitgeschleppt werden. Neuere petrographische Angaben beruhen meist auf kürzeren Besuchen.

Ebenso klassisch ist die erste, mehr geographische Beschreibung (mit hervorragenden Karten) der Liparischen Inseln von Erzherzog LUDWIG SALVATOR (1893 bis 1896), in der die Gesteinsarten vom Professor für Mineralogie an der Universität Prag, F. BECKE und von M. STARK (1904) beschrieben sind.

E. NICKEL gibt für die Liparischen Inseln nach A. BERGEAT folgenden Abriß vulkanischen Geschehens:



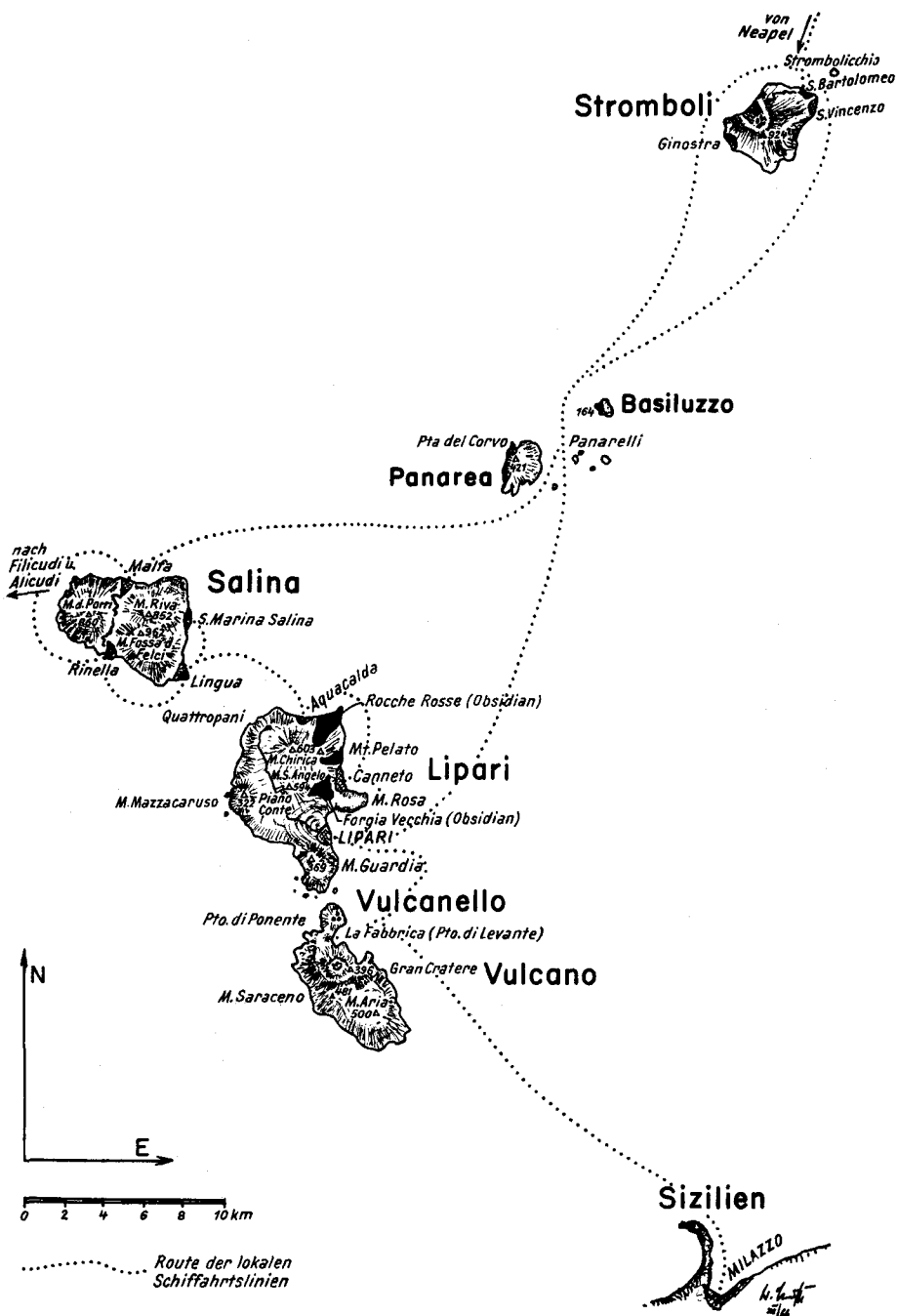


Abb. 16: Skizze der Äolischen (Liparischen) Inseln. W. Medwentsch 1966
 (Unterlagen: Karten des Touring Club Italiano sowie verschiedene Skizzen von
 E. Nickel und W. M.).

In letzter Zeit (1961 bis 1963) wurde die Insel Lipari von H. PICHLER neu 1 : 10.000 kartiert; dabei konnten 4 vulkanische Abfolgen unterschieden werden:

1. Die „trachyandesitisch/trachybasaltische“ Folge („I. Zyklus“).

(Der I. Zyklus entspricht der „Epoche der Basalte“ BERGEATS (1899, S. 269), der II. der „Epoche der Andesite“, der III. und IV. der „Epoche der Liparite etc.“ dieses Autors.)

2. Die rhyodazitisch/quarzlatitische Folge („II. Zyklus“).

3. Die ältere rhyolithische Folge („III. Zyklus“).

4. Die jüngere rhyolithische Folge („IV. Zyklus“).

Das Alter der vulkanischen Ereignisse — nach A. BERGEAT 1899 im Miozän/Pliozän mit den „Basalten“ beginnend, im älteren Quartär mit den „Andesiten“ fortsetzend und im jüngeren Quartär mit den „Lipariten“ endend — ist problematisch, da eine sichere paläontologische Beweisführung kaum möglich ist.

Nach H. PICHLER 1964 ergeben sich zwingende Hinweise, daß der Vulkanismus der Äolischen Vulkanprovinz wesentlich jünger ist, als bisher angenommen wurde: Die vulkanische Tätigkeit setzte im Bereiche des gesamten äolischen Archipels erst im Quartär ein.

H. PICHLER 1967 hat seine Auffassung leicht differenziert und konkretisiert:

Die Liparischen Inseln können magmatologisch in 2 Gruppen gegliedert werden: a) Lipari, Salina, Filicudi, Alicudi sowie Panarea-Basiluzzo zeigen stark-bis mittelpazifischen Charakter. b) Stromboli und Vulcano-Vulcanello sind durch schwach-pazifischen bis mittel-mediterranen Charakter gekennzeichnet.

Der Gesteinsbestand der gesamten Provinz wird genetisch durch eine „Kontakt-Anatexis“ erklärt: Kratogene Krustenteile verschiedener Zusammensetzung würden durch hochsteigende simatische Fronten aufgeschmolzen. Das Warum? und Wie? erscheint mir persönlich noch sehr, sehr problematisch.

Den magmatologischen Unterschied dieser beiden, oben angeführten Gruppen versucht H. Pichler 1967 durch „pneumatolytische Alkali-Zufuhr im Gefolge einer nicht sehr stark ausgeprägten komplexen Differentiation“ zu erklären.

Auf den Äolischen Inseln setze der submarine Vulkanismus auf Panarea im Günz-Mindel-Interglazial (unteres Mittel-Pleistozän) mit dazitischen-rhyodazitischen Laven unter Bildung eines komplexen Staukuppenvulkans ein. Im nächst-jüngeren Interglazial (oberes Mittel-Pleistozän) würden auch die Inseln Lipari, Salina, Filicudi und Alicudi vom Vulkanismus ergriffen; diesem I. Zyklus, besonders deutlich auf Lipari, folgen auf dieser Insel noch 3 Phasen; in der letzten wurden Bimssteine und Obsidiane gefördert, noch bis in das Neolithikum reichend.

*) Laut freundlicher brieflicher, bisher noch nicht publizierter Mitteilung von Dr. H. Pichler, auch zitiert in W. M. und H. Wieseneder 1963.

Auch die Arbeit „Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli“ von R. JAKOB 1958 gibt wichtige neue Erkenntnisse; allerdings sind Lipari, Salina, Filicudi und Alicudi nicht untersucht worden. Neben eigenen Aufsammlungen wurde vor allem Material von O. de FIORE (Vulcano und Vulcanello) und von A. RITTMANN (Stromboli) bearbeitet. Die zusammenfassenden petrographischen Ergebnisse der Autorin seien gleich vorweggenommen:

1. „Die basischen Gesteine der untersuchten Inseln liegen an der unmittelbaren Grenze des Leucitolithfeldes. Diese Grenzstellung zeigt sich auch darin, daß es vielfach gelingt, unter den Leucitgesteinen des italienischen Festlandes Vergleichsgesteine zu finden.“

2. „Die altbekanntesten Leucitgesteine von Vulcanello bilden keinen Fremdkörper innerhalb der Provinz. Vulcano und Vulcanello bilden vielmehr zusammen eine Einheit von schwach mediterranem Charakter.“

3. „Die wahrscheinlich leucitführenden Trachybasalte von Stromboli, deren Leucitführung nicht eindeutig gesichert ist, sind auf Stromboli kein Fremdkörper, sondern bilden zusammen mit den übrigen Gesteinen auf Stromboli eine Einheit, die etwas ausgeprägter pazifisch ist als auf Vulcano und Vulcanello.“

4. „Die äolische Provinz scheint als Ganzes ebenfalls von schwach pazifischem bis mediterranem Charakter zu sein. Bei dieser Aussage muß allerdings bemerkt werden, daß auf Filicudi eher die pazifische Tendenz vorzuherrschen scheint und daß eine Reihe von Inseln, vor allem die zweitgrößte, Salina, noch ungenügend bekannt sind. Enge Verwandtschaft besteht auch zu anderen subsequent-vulkanischen Provinzen im tyrrhenischen Raume, zur quartären toscanischen und zu gewissen Serien der sardischen Provinz. Im Vergleich zur Toscana ist die äolische Provinz als Ganzes etwas niedriger silifiziert und es gelang zu zeigen, daß dieser Unterschied genügt, um die teilweise Leucitführung zu erklären.“

5. „Die Gesteinsmannigfaltigkeit aller Inseln kann sowohl durch Karbonatassimilation, verbunden mit Kristallisationsdifferentiation, als auch durch komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation allein gedeutet werden. Beiden Prozessen überlagert sich lokal eine geringe Quarzassimilation, welche, im Gegensatz zur hypothetischen Karbonatassimilation, durch entsprechende Einschlüsse belegt ist.“

a) Stromboli (Abb. 16 bis 18, Photos 8 bis 10)

Nähern wir uns von N der Insel Stromboli, so sehen wir 1,5 km nördlich der Hauptinsel die 43 m hohe Klippe des Strombolicchio (mit Leuchtturm); sie besteht aus basaltischer Lava und kann als Rest eines kleinen Flankenkegels gelten. Die Gesteine sind ziemlich stark zersetzt; sie zeigen jedoch eine gewisse Ähnlichkeit mit den plagioglasreichen Trachybasalten Strombolis; der Chemismus ist nach R. JAKOB 1958 theralithgabbroid.

Je nach den Wetterbedingungen — auf einer Exkursion zu den Liparischen Inseln verspürt ein jeder, daß diese Inseln nicht ohne Grund nach dem Gott des Wetters und der Winde auch Äolische Inseln benannt werden — landen wir in San Bartolomeo oder in San Vincencio (siehe Abb. 17) auf freier Reede, was immer ein erlebnisreiches Um- und Ausbooten bedingt.

Der Stromboli (strongyle = der Kreisel) bildet eine 12,6 km² große Insel; wir können aber auch sagen: Diese Insel wird aus einem Vulkan gebildet. Er erreicht 926 m Höhe; aber in seiner nächsten Nähe mißt das Meer rasch über 1000 m Tiefe. Der Stromboli ist also ein mächtiger Vulkankegel und wir landen bei San Vincenzo oder in San Bartolomeo eigentlich

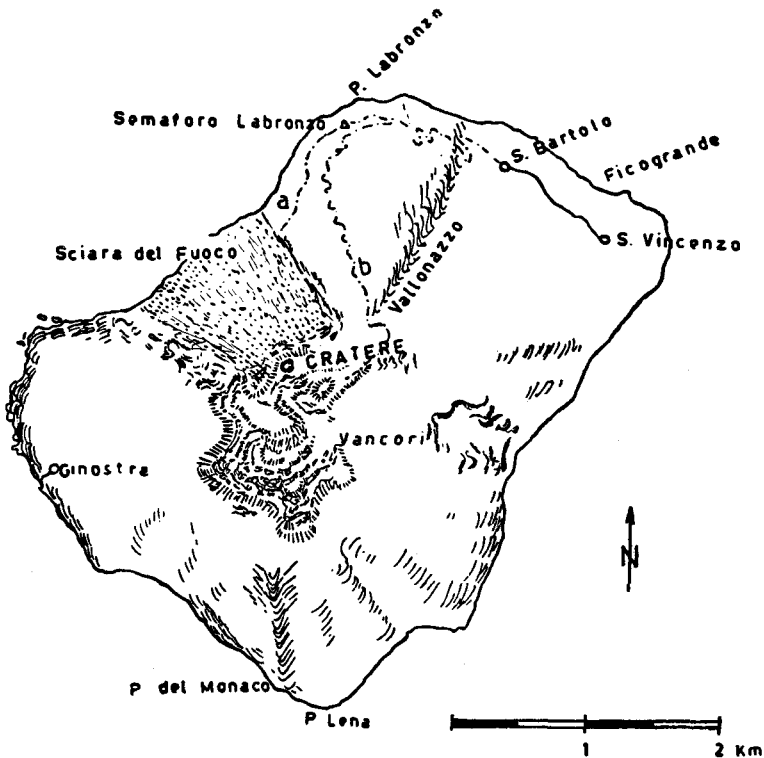


Abb. 17: Skizze von Stromboli (aus Maria di Re 1961), die Exkursionswege zum Observatorium (a) und zum Krater (b) sind strichliert eingetragen.

in seiner Gipfelregion. Es wäre aber zu bedenken, ob nicht auch der Stromboli, wie der Ätna, was noch später gezeigt werden kann, einem tektonischen Horste aufsitzt. Nach F. v. WOLFF liegt der Herd des Stromboli nur in etwa 2000 m Tiefe (?).

Der höchste Punkt der Insel ist die halbkreisförmige, nach NW geöffnete Sierra di Vancori; sie ist aus einer Wechselfolge von Lavaergüssen und Tuffen aufgebaut und verkörpert den Rest eines alten Kraters. 500 m nördlich befindet sich eine zweite Spitze, die „Cima“ oder „Pizzo sopra la Fossa“; 200 m tiefer liegt der aktive Krater mit 5 flachen Eruptivkegeln, aus deren trichterförmigen Mäu-

lern, bei günstigen Bedingungen, alle 5 bis 15 Minuten Lavafontänen ausgestoßen werden, zeitweilig abgelöst von Gasexplosionen mit Aschen- und Blockwurfstätigkeit. Die nordöstliche, der Sciarra am nächsten gelegene Bocche ist die größte und aktivste. Die Aktivität der übrigen Bocchen, zwischen denen Fumarolenfelder liegen, ist schwächer. Nach NW geht die Kraterterrasse in einen steilen Abhang über, der als „Sciarra del Fuoco“ bezeichnet wird (siehe Abb. 17 und Photo 9). Es handelt sich um die Flanke des heute tätigen Vulkans, der aus Aschen und Laven aufgebaut ist. Die Sciarra wird durch steile Wände des älteren Vancori-Vulkans (im SW: Filo di Bazzano; im NE: Filo del Fuoco) begrenzt. In diesen Wänden durchkreuzen zahlreiche Gänge die Laven und Tuffe.

Der Stromboli zeigt seit etwa 300 v. Chr. dauernde Aktivität; wichtige Eruptionen, z. T. unter Glutwolkenbildung, erfolgten nach M. di RE 1833, 1887, 1889, 1905, 1914, 1915, 1929, 1930, 1936, 1943, 1949, 1954, 1955 (28. 2.: Submarin; 22. 3.: Zentral) und 1956. Auf Stromboli bestehen die neueren Eruptionen im wesentlichen aus Bomben und Aschen; untergeordnet (1930, 1943) erfolgen auch Lavaergüsse. Die Eruptionstätigkeit zeigt eine Abhängigkeit vom Luftdruck: Bei Tiefdruckwetter erfolgen häufigere, weniger starke Eruptionen; bei Hochdruckwetter ist es umgekehrt.

Vor allem Trachybasalte, Basalte und Trachyandesite mit wechselndem Olivinegehalt sind die gefördertsten Gesteine. Im einzelnen sind Hypersthen-Biotit-Trachyandesite (Plagioklas (An₄₅₋₅₀), Alkalifeldspat, Biotit und Hypersthen, häufig mit diopsidischem Rand, als Einsprenglinge) vertreten. Olivin ist dagegen selten. Die Grundmasse ist arm an dunklen Gemengteilen. In Gesteinshohlräumen findet sich Cristobalit. Die glasreichen Hypersthen-Augit-Andesite enthalten Plagioklas (An₅₀₋₆₅) und Augit sowie gelegentlich Olivineinsprenglinge. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus hell- bis dunkelbraunem Glas. Weitere Typen sind Hypersthen-Augit-Trachyandesite sowie fein- und grobkörnige Leucit-basanite. Der häufigste Gesteinstyp der rezenten Laven sind Trachybasalte. In den plagioklasarmen Typen treten Einsprenglinge mit An₈₀ auf. Dazu kommen diopsidischer Pyroxen und Olivin als Einsprenglinge. Vereinzelt kommt Biotit und Hypersthen dazu. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas (An₅₅), Alkalifeldspat, etwas Olivin und Magnetit. Die plagioklasreichen Trachybasalte sind hell- bis dunkelgrau. Die Plagioklase nehmen hier 40% des Gesteinsvolumen ein. Als endogene Einschlüsse sind Olivin-gabbro, Olivin-Augit-Gabbro, issitischer Hornblende-Augit-Olivin-Gabbro, Olivinpyroxenit sowie Syenogabbro-Leukodiorit bekannt. Exogene Einschlüsse sind lediglich Quarzsandsteine.

Der Stromboli ist der einzige, ständig tätige Vulkan in Europa und daher auch ein besonderer, nicht allzu schwer er-

reichbarer Anziehungspunkt für Touristen. Die Explosionen und Eruptionen zeigen in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge kaum eine Regelmäßigkeit. A. SIEBERG verweist besonders darauf, den Stromboli nicht als einen fortwährend tätigen Vulkan zu bezeichnen, da in den langen Reihen von Berichten auch Perioden absoluter Ruhe beschrieben werden.

Ähnlich äußert sich auch E. NICKEL 1964 (S. 99): „Die Regelmäßigkeit der ‚Ruhetätigkeit‘ darf man nicht zu schematisch verstehen. In manchen Jahren läßt die Tätigkeit merklich nach, nicht nur zum Ärger der Touristen... In anderen Jahren steigt der Lavaspiegel so weit an, daß die entweichenden Dämpfe dauernd vom Widerschein gerötet bleiben und auch vom Tale farbig gesehen werden. Normalerweise ist am Fuße des Berges Feuerschein nur während der Eruptionen zu bemerken. Im Falle gesteigerter Tätigkeit freilich steigen die Lavafontänen so hoch, daß man ihre Spitzen sogar von San Vincenzo sehen kann.“

Der größte Teil der Insel besteht aus einem alten, längst erloschenen Vulkan mit andesitischen Laven und Tuffen; an dessen eingebrochener NW-Flanke sitzt der rezente Stromboli.

R. JAKOB 1958 glaubt, auch für die Gesteine von Stromboli eine kombinierte Quarz- und Kalk-Dolomit-Assimilation in Betracht ziehen zu müssen. An Hand von Diagrammen kann gezeigt werden, daß die Gesteine Strombolis gegenüber denen von Vulcano-Vulcanello an Anorthit reicher sind.

Stromboli wäre die am deutlichsten pazifische, der von R. JAKOB untersuchten Inseln. Auch Filicudi dürfte, soweit bisher bekannt, eher pazifisch sein. Vulcanello dagegen wäre die am ausgeprägtesten mediterrane Einheit; Vulcano hingegen stünde zwischen Vulcanello und Stromboli.

Wenn man in Stromboli landet, ist der erste Eindruck ein eigenartiger: Soweit man blicken kann, nur schwarzer Basaltstrand. Und doch fanden hier K. TURNOVSKI und H. HOLZER 1953 eine Anzahl von gutgerundeten, hellen Kalkgeröllen (mesozoischen Alters) und einige kleinere, weiße Quarzgerölle, die vom Festland abgeleitet werden müssen und nicht von Gebäuden stammen können; sie müssen aus dem Sockel, aus dem Untergrund der Insel stammen, der in nicht zu großer Tiefe liegen dürfte. Damit könnte auch erklärt werden, was F. v. WOLFF vertritt: Aus älteren Ergüssen sind leuzitführende Laven bekanntgeworden; F. v. WOLFF begründete dies mit einer Herdverlagerung nach oben, wobei auch karbonatische Gesteine durchörtert wurden.

Dieser Makrobefund von H. HOLZER und K. TURNOVSKI findet in der sedimentpetrographischen Untersuchung von strombolianischen Strandsanden durch H. WIESENER ergänzende Bestätigung: Etwa 70% des

Sandes bestehen aus Mineralien basischer Ergußsteine, wobei größere Mengen Magnetit auffallen; der Rest besteht aus vermutlich mesozoischen Kalken; der vereinzelt auftretende Granat stammt wahrscheinlich aus aufgearbeiteten Sandsteinen. Der Sand von Stromboli zeigt keine ausgeprägte Sortierung; die Abrundung der Komponenten ist geringfügig bis fehlend. Es spricht also nichts für eine mechanische Zerkleinerung durch marine Aufbereitung oder Verwitterung.

Wir selbst konnten am Strande von San Vincenzo auch Gerölle von hellen Serizitquarziten und auch von kristallinen Kalken beobachten; alle dort zu findenden Gerölle geben unserer Meinung nach den repräsentativen Querschnitt einer z. T. schwach metamorphen Serie; wenn der Stromboli einem tektonischen Horst aufsitzt, wurde sie leicht von der marinen Aufarbeitung erfaßt. Die durch diese Gerölle angedeutete Schichtserie, die sicher im Kalabrianischen Kristallin „unterzubringen“ ist, scheint uns einer Schiffsballastdeutung zu widersprechen, wie auch die Kleinheit und die weitgehende Rundung der Gerölle.

H. PICHLER 1964 befaßte sich bei der Bearbeitung der Insel Salina auch mit der Frage dieser exotischen Strandgerölle auf den Äolischen Inseln; sie sind von Lingua/Salina, Rinella/Salina, von Lipari (S der Stadt am Portinentestrand) und von Filicudi bekannt. H. PICHLER sammelte Granodiorite und Diorite, biotit-, muskowitzreiche Augengneise, helle „gewöhnliche“ Gneise, Quarzphylliten entstammende Quarzknauern, bräunlichgraue bis weißliche Kalke mit organischem Detritus, verschieden gefärbte Sandsteine, Glaukonitsandsteine, feinkonglomeratische Kittquarzite, Quarzite und Marmore; die kristallinen Gesteine wären mit ähnlichen Gesteinen im peloritischen Massiv durchaus vergleichbar; alle Gerölle sind nicht kontaktmetamorph verändert.

Für die Herkunft dieser ortsfremden Strandgerölle ergeben sich nach H. PICHLER 1964 drei Möglichkeiten:

1. Transport von Sizilien bzw. vom italienischen Festland (Schiffsballast, Bausteine, Kalk für Brennöfen etc.).
2. Marine Aufarbeitung von xenolithreichen Tuffen und anderen Vulkaniten.
3. Marine Aufarbeitung eines submarinen Reliefs, das aus metamorphen und sedimentären Gesteinen gebildet wird. H. PICHLER meint, daß eine solche Aufarbeitung nur sehr bedingt möglich wäre, da sie auf die Tiefen von nur einigen Zehnern von Metern beschränkt wäre.

H. PICHLER nennt etliche Beispiele für Schiffsballast; bei einem Großteil der kleineren Gerölle wäre mit der zweiten Möglichkeit zu rechnen.

Der heute tätige Krater liegt in etwa 750 m Höhe. Den eindrucksvollsten Blick in diese Kraterwanne, in der verschiedene Bocchen tätig sind, bietet die Cima Vancori (926 m), auf dem Alt-Stromboli gelegen, auf gutem Wege verhältnismäßig leicht in 3 Stunden zu erreichen; lohnend nur bei gutem Wetter; bei Nebel oder tiefhängenden Dampfschwaden entschieden abzuraten!

A. RITTMANN hat den Stromboli eingehend untersucht; ich halte es für interessant, einige seiner Detailbeobachtungen wiederzugeben:

Die wichtigste Eruptionsöffnung liegt am Ostrande des Schlotpfropfens. Sie hat die Form eines 60—80 m weiten und gegen 30 m tiefen, trichterförmigen Kessels mit flachem Boden, der mit Aschen, Sand und bis zu kopfgroßen Steinen bedeckt ist. Die Auswürfe finden in unregelmäßigen Intervallen von Viertelstunden bis zu mehreren Stunden statt. Trotz starkem Wechsel der Intensität und des Rhythmus der Tätigkeit bleibt der Ablauf immer ein ähnlicher:

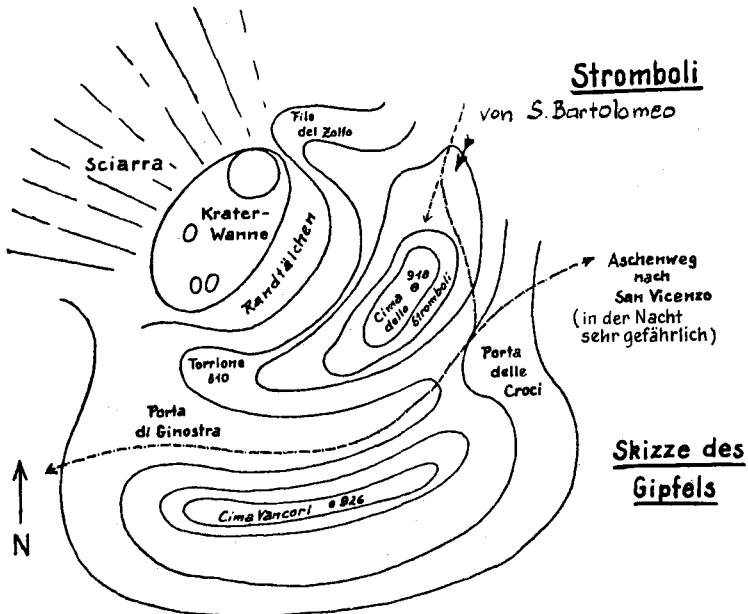


Abb. 18: Skizze der Gipfelregion des Stromboli (E. Nickel 1964).

Zuerst setzt ein immer stärker werdendes Zischen ein; in der Mitte des flachen Kesselbodens beginnt Asche hochzuwirbeln, der sich bald Sand und kleinere Steine beimengen. Das Zischen verstärkt sich zu einem mächtigen Brausen, das rasch in Donnern übergeht. Der Gasstrom wird mächtiger und reißt alle Aschen und Gesteine in die Höhe. In das Donnern mischt sich das Prasseln der meist in den Kessel zurückfallenden Gesteine. Erst nachdem der Auswurf eine gewisse Stärke erreicht hat, werden rotglühende Schlacken ausgeworfen; diese fliegen etwa 70—100 m, je nach Intensität des Ausbruches, in die Luft und werden zu Bomben gedreht, fallen auf die Asche als Schweiß-Schlacken oder fallen wieder in die Auswurföffnungen, wobei oft ein schwapperndes Geräusch zu vernehmen ist. Hierauf kommt es rasch zu einem Abklingen und völligen Versiegen der

Tätigkeit; in diesem Erschöpfungszustande ist nur Solfatarentätigkeit zu beobachten. Die maximale Wurfhöhe der Steine beträgt 250—300 m, während die Aschenwolken die doppelte Höhe erreichen. Die Auswürfe dauern 10—40 Sekunden und erfolgen aus mehreren Bocchen abwechselnd, in unregelmäßigen Intervallen. In der Zwischenzeit ist überhaupt keine Tätigkeit und kaum eine Dampfentwicklung wahrzunehmen.

Ein Abstieg in die Kraterwanne ohne sachkundigen Führer ist entschieden abzuraten. Die Aufstiegs- und Abstiegsroute wird von E. NICKEL 1964 sehr eindrücklich beschrieben (siehe Abb. 18). Man soll aber die Beobachtungsmöglichkeit vom Observatorium (Pta Labronzo, 115 m) oder vom mittleren Teil des Serpentinweges (Ende der Pflasterung) nicht geringerschätzen; es lassen sich auch bei schlechtem Wetter von hier etliche Ausbrüche, die vor allem in der Nacht von großer Eindrücklichkeit sind, erleben und auf den Film bannen.

b) Basiluzzo und Panarea (Abb. 16)

Haben wir uns von der herben Schönheit Strombolis losgerissen, so erreichen wir nach etwa einstündiger Fahrt (20 km) nach S, gegen Lipari, diese kleinen Vulkanreste mit ihrer charakteristischen Silhouette: Nach E gekippte Tafeln, umgürtet von vielen gischtumspülten, kleinen vielgestaltigen Klippen.

Basiluzzo, die wesentlich kleinere der beiden Inseln, liegt NNE von Panarea und erreicht 165 m Höhe. Bei beiden Inseln kann es sich um die Ostflanken eines einzigen Vulkanstockes handeln. Nach den älteren Beschreibungen (wiedergegeben in E. NICKEL) wird Basiluzzo aus Obsidianen aufgebaut, über der eine blasig-schaumige Entwicklung einer Bimssteinlava liegt.

Nach der neueren Darstellung von Maria di RE 1961 wird Basiluzzo aus „typischen“ Serien von Ignimbriten *) und Rheoignimbriten aufgebaut, deren säulenartige Strukturen während der Schiffsfahrt an der SE-Flanke gut zu erkennen sind.

Basiluzzo wird nicht von linienmäßigen Schiffen berührt, da nur temporär bewohnt; es kann mit einem Fischerboot von Panarea aus erreicht werden. Auf dem ostwärts abfallenden Plateau liegen nur Schafweiden und kleinere Getreidefelder; Römerreste werden vom E Basiluzzos von E. NICKEL erwähnt.

Panarea, wesentlich größer und ständig bewohnt, hat seinen höchsten Punkt in der Punta del Corvo; um Panarea und Basiluzzo erreicht das Meer eine maximale Wassertiefe von 90 m, womit ein in seinen Größenverhält-

*) H. Pichler teilte mir brieflich mit, daß diese Gesteine keine Ignimbrite sind; eigentliche Obsidiane wären auch nicht vertreten.

nissen Lipari ähnlicher vulkanischer Komplex umrissen wird. Panarea hat seinen Namen („die Verwünschte“) von den für die Schifffahrt gefährlichen Klippen der Ostseite, an der sich auch der heutige Linienverkehr vorbeidrückt, unter Berührung der Ortschaft San Pietro. Die Insel zeigt keine erkennbaren Kraterbildungen. Geologisch wie petrographisch ist die Insel verhältnismäßig eintönig. Nach den jüngsten Angaben von Maria di RE 1961 wären vor allem quarzlatitische Ignimbrite vertreten, nach anderen Daten (E. NICKEL 1964) Hornblendeandesite (\pm Augit, Olivin) mit z. T. glasigen Varietäten; allerdings stehen noch genauere Untersuchungen aus. An der Südflanke der Insel ist säulige Absonderung auffällig. Zu erwähnen sind noch Fumarolen und Thermalquellen von der Ostküste (Hafen S. Pietro) wie an der Nordspitze der Insel (Calcara).

Mit Recht berühmt sind in der Punta Milazzese (SE-Spitze) die Fundamente eines bronzezeitlichen Dorfes, das in deutlicher Schutzposition auf einem ins Meer vorspringenden, etwa 20 m hohen Felsplateau liegt; das Grabungsmaterial ist z. T. im Museum von Lipari ausgestellt.

c) Salina (Abb. 16, 19).

20 km WSW der Insel Panarea liegt die zweitgrößte, äußerst fruchtbare Insel der Liparen, Salina (knapp 27 km²). E. NICKEL 1964 hebt hervor, daß Salina noch größer sein würde, wenn der Meeresspiegel nur wenig tiefer stünde: Die drei Kegel der Insel ruhen auf einer breiten Basis; zu erwähnen ist im NE Salinas die Untiefe der Secca del Capo.

Der Name der Insel stammt von den an der SE-Ecke bei Lingua gelegenen und 1953 endgiltig aufgegebenen Salzgärten. Im Altertum hieß die Insel Didyme, die Zwillinginsel; denn von SW her gesehen scheint die Insel nur aus 2 mächtigen, fast gleich hohen, regelmäßigen Vulkankegeln zu bestehen, dem Mte. Fossa delle Felci (962 m, im E; höchster Punkt des Archipels) und dem Mte. dei Porri (859 m, im W; oben mit einer Kraterwanne); hinter diesen verbirgt sich der Mte. Rivi (847 m, im NE).

Im Bereich der Insel Salina sollen sich die dreistrahligten Bruchspalten kreuzen, denen die einzelnen Vulkane der Liparischen Inseln aufsitzen mögen (?).

Sicher ist aber, daß Salina Locus typicus für die Malvasia-Traube ist; der berühmte Malvasia-Wein (ein Süßwein besonderen Aromas) soll schon zu den Tafelfreuden Cäsars beigetragen haben. Die Traube hat ihren Namen nach der Ortschaft Malfa.

Im Linienschiffverkehr wird Salina umrundet; im N wird in Malfa angelegt; die Küste zeigt hier ausgeprägte Terrassenbildung in Rivimaterial (Tuffe und gangdurchsetzte Laven) mit Brandungskonglomeraten. In Malfa werden Wein, Kapern, Fische und Oliven verschifft. Die

Nordküste endet im W mit einem eindrucksvollen Naturtor in Tuffen. Anschließend fahren wir an der Westküste am Kraterkessel der Pollara vorbei. An der Südküste wird in Rinella angelegt; vom Meer aus haben wir nun guten Einblick in die Südhänge des Mte. Fossa delle Felci mit der für Stratovulkane typischen Abfolge und Wiederholung von Lava- und Tufflagen. Wieder wird an der SE-Spitze in Lingua angelegt und das letzte Mal auf der Insel Salina (Ostseite) in S. Marina Salina; von der Ostküste sind römische Reste und prähistorische Funde anzuführen.

Nach A. BERGEAT 1899 wurde nun endlich die als nicht besonders interessant „verschrieene“ Insel Salina von H. PICHLER im Rahmen seiner Neuaufnahmen der Insel Lipari in Übersichtsbegehungen studiert; die Ergebnisse dieser geologisch-petrographischen Studien (mit einigen Gesteinsanalysen) sind nicht nur für Salina, sondern auch für die gesamten Liparischen Inseln von Bedeutung, vielleicht noch etwas zu straff formuliert.

Wir lassen am besten H. PICHLER 1964 mit seiner Zusammenfassung (S. 800—801) selbst zu Worte kommen:

„Auf Salina beginnt die vulkanische Tätigkeit mit der Förderung von Labradorit-Andesiten und Trachyandesiten, die den alten Pollara-Vulkan und den Vulkanstock des Mte. Rivi aufbauen. Der letzte wird von mindestens zwei größeren Vulkanen — dem südwestlichen und dem nordöstlichen Mte. Rivi-Vulkan — zusammengesetzt. Anschließend kam es im Südosten der Insel zu der Extrusion saurer Laven in Form von Staukuppen und Staurücken (mit rhyodazitischem Chemismus).

Im Bereich der alten Rivi-Vulkane und jenem der sauren Laven im SE-Teil von Salina sind marine Brandungsterrassen mit 2 bis 4 m mächtigen, groben Küstenkonglomeraten nachweisbar: sie haben Höhen von maximal +30 m (NE-Teil von Salina) und +10 bis +15 m (SE-Teil der Insel). Da diese beiden Terrassensysteme auch auf anderen Inseln des Archipels ausgebildet sind, wird ihre Entstehung durch eustatische Spiegelschwankungen des Mittelmeeres während des Pleistozäns erklärt: die höheren Terrassen entsprechen dem Tyrrhenien I (Mindel/Riß-Interglazial — oberes Mittelpleistozän), die tieferen dürften dem Monastirien I/II (= Tyrrhenien II — Riß/Würm-Interglazial — mittleres Jungpleistozän) zuzuordnen sein. Der Beginn der vulkanischen Tätigkeit im Bereich des Äolischen Archipels muß damit wesentlich jünger als bisher angenommen angesetzt werden: nämlich nicht im Miozän und Frühpliozän, sondern erst im Quartär beginnend.

Im jüngeren Quartär bildeten sich auf Salina etwa gleichzeitig die beiden großen Stratovulkankegel des Mte. dei Porri und der Fossa delle Felci, die nicht basischen Chemismus aufweisen, wie bisher angenommen wurde, sondern von rhyodazitischen Laven und Tuffen zusammengesetzt werden. Sie sind altersmäßig mit dem großen Stratovulkan auf Lipari — dem Mte. S. Angelo — zu parallelisieren.

Als jüngstes vulkanisches Ereignis auf Salina fand die Aussprengung des großen Kraters von Pollara und die Förderung quarzlatitischer Bimssteine statt. Diese Bimsstein-Tuffe führen reichlich xenolithische Auswürflinge, unter denen granitische bis dioritische Tiefengesteine, kristalline Schiefer, Marmore, Kalksilikatfelse und thermometamorph sehr wenig veränderte, reichlich globigerinenführende mergelige Kalke des Tertiärs besonders auffallen. Als untermeerischer Sockel der Äolischen Inseln ist damit die NW-Fortsetzung der Kalabrisch-Peloritanischen Masse belegt.

Der Vulkanismus der Äolischen Provinz ist durch die posthume quartäre Bruchtektonik im Raume der heutigen Tyrrhenis bedingt. Durch diese Schollen-

bewegungen entstanden Brüche, längs denen sialisch-anatektische Restmagmen pazifischer Sippe empordringen konnten“.

Stellen wir noch die Ergebnisse A. BERGEAT's (1899) denen von H. PICHLER 1964 (ex H. PICHLER 1964, S. 806 u. 811) gegenüber:

| Land | Meer |
|--|--|
| <p>Miozän und Frühpliozän: Entstehung des Monte Rivi. (Gesteine: Ältere Basalte und Basaltandesite, Hypersthenbasalte und deren Agglomerate und Tuffe).</p> <p>Altpleistozän: Entstehung der Fossa delle Felci (und des andesitischen Urkegels von Pollara?). (Gesteine der Fossa: überwiegend Pyroxenandesite neben untergeordnet olivinführenden, jüngeren Basalten sowie deren Agglomerate und Tuffe).</p> <p>Mittelpleistozän: Entstehung des Monte dei Porri. (Gesteine: doleritische Feldspatbasalte und deren Agglomerate und Tuffe).</p> <p>Einsturz des Urkegels von Pollara. Jungpleistozän: Beginn der Bildung der lößartigen Tuffe, während derselben Ausbruch des Pollarakraters. Ablagerung von Alluvionen bis in die Jetztzeit.</p> | <p>Steigt bis mindestens 400 m über das heutige Niveau.</p> <p>Der Monte Rivi wird teilweise abradiert. Ablagerung seines lockeren und festen Materials als Tuffe und Gerölle über deren Abrasionsterrasse.</p> <p>Terrassenbildung am Süd- und Ost- abhang der Fossa.</p> <p>Rückzug des Meeres.</p> <p>(A. Bergeat 1899, S. 85, 250)</p> |

d) Filicudi und Alicudi (Abb. 20).

Diese westlichsten der Liparischen Inseln sind bei der Umrundung Salinas in Umrissen am Horizont zu erkennen. Sie liegen nicht an der Hauptschifffahrtsroute und können nur dreimal in der Woche von Lipari aus erreicht werden.

Filicudi (~ 20 km W Salina) ist 10 km² groß, mit etwa 600 Einwohnern, die von Oliven-, Feigen- und Kapernbau leben. Die Insel zeigt ein

| Land | Meer |
|--|---|
| <p>? Alt- oder Mittelpleistozän: Entstehung des Vulkanstockes des Mte. Rivi: zwei oder mehrere Förderzentren. Etwa zur selben Zeit Bildung des alten Pollara-Vulkans. Chemismus: Labradorit-Andesite, Trachyandesite.</p> <p>Extrusion saurer Laven im SE-Teil von Salina in Form von Staukuppen und ähnlichen Gebilden. Chemismus: rhyodazitisch.</p> <p>Höheres Jungpleistozän bis Holozän: Bildung der beiden großen Strato-vulkane der Fossa delle Felci und des Mte. dei Porri. Chemismus: rhyodazitisch.</p> <p>Bildung eines Verwitterungshorizontes, Zusammenschwemmung der Tuffe über dem alten Küstenkonglomerat.</p> <p>Heraussprengung des großen Pollara-Kraters und Förderung quarzlatitischer Bimssteine.</p> <p>Verwitterung und Bodenbildung.</p> | <p>Bildung von Strandterrassen im NE-Teil von Salina. Meeresspiegel + 30 m über NN (Tyrrhenien I).</p> <p>Bildung von Strandterrassen im SE-Teil von Salina. Meeresspiegel maximal + 15 m über NN (?Monastirien I/II).</p> <p>(H. Pichler 1964, S. 811)</p> |

deutliches Strandterrassensystem; im westlichen Hinterlande liegt der Fossa Felci (774 m); ihm östlich vorgelagert sind die Berge der Montagnola und des Terrione. A. BERGEAT 1899 sah in diesen vorgelagerten Höhen eigenständige Vulkane (mit andesitischen Förderprodukten) bedingt durch seitliche Einbrüche der Fossa, die basaltisch ist.

H. PICHLER 1964 (S. 817) entdeckte auf der alten Brandungsterrasse am Piano del Porto [im S der Insel westlich des Capo Graziano*)] zahlreiche „exotische“ Strandgerölle in Blöcken bis zu einem halben Meter Durchmesser: Granodiorite, Hornblende-reiche Diorite, Quarz-Feldspat-Muskowit-Pegmatite, Ortho- wie Paragneise, Marmore, bräunliche feinkonglo-

*) Das Capo Graziano ist auch durch seine bronzezeitlichen Funde bekannt!

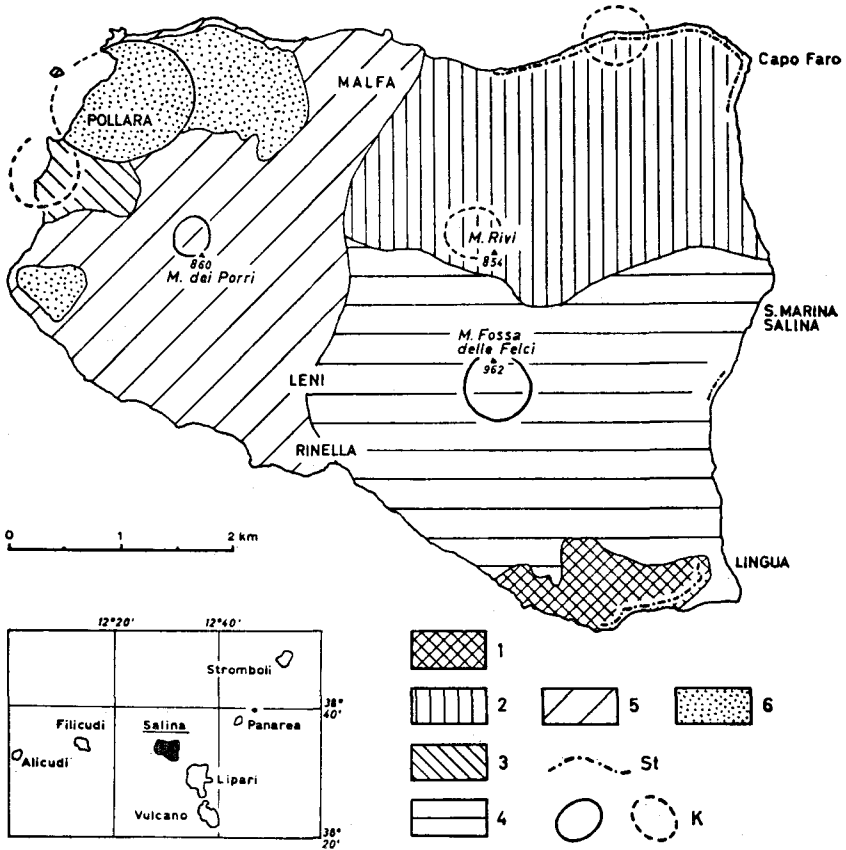


Abb. 19: Geologische Übersichtsskizze der Insel Salina (nach Bergeat 1899 und eigenen Begehungen); H. Pichler 1964.

1 = Sauere (rhyodazitische) Laven der Staukuppen westlich von Lingua; 2 = Labradorit-Andesite, Trachyandesite und zugehörige Tuffe der Mte. Rivi-Vulkane; 3 = Labradorit-Andesite des alten Pollara-Vulkans; 4 = Rhyodazitische Laven und Tuffe des Fossa delle Felci-Vulkans; 5 = Rhyodazitische Laven und Tuffe des Mte. dei Porri-Vulkans; 6 = Quarzlatitische Bimssteine des Pollara-Kraters; St = Marine Terrassen mit alten Strandkonglomeraten; K = Sichtbare Krater bzw. vermutete Eruptionszentren.

meratische Kittquarzite, graugrünliche und gelbliche Sandsteine, weiße bis lichterötliche Dolomite, dunkelgraue und weißliche Kalke, Fossildetrituskalke und Nummuliten-führende Kalke (Tertiär). H. Pichler schließt eine hominide Herbeiführung dieser Blöcke auf Grund des Vorkommens auf der alten Strandterrasse aus. Eine marine Aufbereitung eines submarinen, nichtvulkanischen Reliefs käme wegen der Tiefenverhältnisse um Filicudi

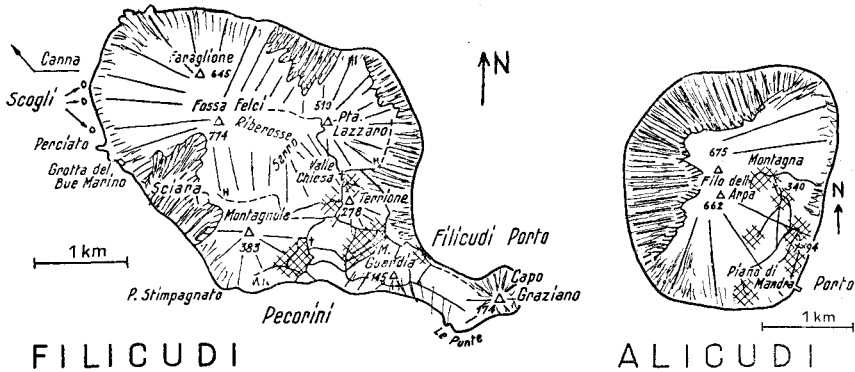


Abb. 20: Skizze von Filicudi und Alicudi (nach E. Nickel 1964); mit gekreuzten Signaturen ist das trachybasaltische Fundament angedeutet.

herum auch nicht in Betracht. Dagegen glaubt H. PICHLER an eine marine Aufarbeitung saurer Laven (Teile der rhyodazitischen Staukuppen des Capo Graziano), die das nichtvulkanische Material in Form xenolithischer Einschlüsse aus der Tiefe nach oben brachten; diese Deutung erscheint uns nicht voll befriedigend und einem Nichtvulkanologen schwer vorstellbar; submarine Reliefaufarbeitung in einer bestimmten Phase ist doch wahrscheinlicher.

Alicudi (~ 20 km W Filicudi) ist die westlichste der Äolischen Inseln, das Ericusa der Alten (benannt nach dem Heidekraut); sie ähnelt von weitem dem Stromboli. Am Ufer ist für die Siedlungen und Kulturen kein Platz; dafür schieben sie sich die Steilhänge hoch hinauf. Hauptgipfel sind der Montagnola (675 m) und der Filo dell' Arpa (662 m). Den schütterten Literaturhinweisen — bei diesen Inseln verständlich — ist zu entnehmen (E. NICKEL), daß der Ostteil von Alicudi (ähnlich Filicudi) andesitisch wäre; die steilen, unzugänglichen Westhänge zeigen die Laven eines Stratovulkans, z. T. mit Basalt-Agglomeraten.

e) Lipari (Abb. 16, 21; Photos 11—18).

Nach dem Umfahren von Salina fällt unser erster Blick auf den N-Teil der Insel Lipari, der vom Mt. Pelato und dem sich aus ihm ergießenden Obsidianstrom der Fossa delle Rocche Rosse beherrscht wird. Herrlich hebt sich dieser rot verwitterte Strom vulkanischen Glases aus der weißen Bimssteinlandschaft. Diese beherrscht von Porticello bis Canneto den Nordostteil der Insel.

Über der Stadt Canneto fällt uns der herzförmige (Spitze nach oben) dunkle Obsidianstrom der Forgia Vecchia auf. Der widerstandsfähigere

Obsidian, mit steilen Erosionsrändern an den Flanken, ist gegenüber den weicheren Bimssteinen und Lipariten erhaben herausgewittert.

Lipari ist die Hauptstadt der gleichnamigen Insel (früher auch als Melognis, Meligunis oder Meligunte bekannt), ungefähr in ihrer Mitte gelegen; die Insel Lipari ist die größte der Äolischen Inseln (38 km²). Lipari ist ein Städtchen mit etwa 6000 Einwohnern und soll nach Liparus, dem sagenhaften König der Ausonier — so zuerst bei Tukydidēs — benannt worden sein.

E. NICKEL gibt einen sehr instruktiven Überblick über die Geschichte der Stadt, die ich in Auszügen wiedergeben möchte (S. 41—42):

„Die Inseln waren schon neolithisch besiedelt (unterste Lage der Ausgrabungen von Lipari) und der Obsidian wurde als Klingenmaterial ausgebeutet und exportiert... Die Inseln bleiben vor allem Schiffahrtsstützpunkte. Die Ausgrabungen auf Lipari (Akropolis), Panarea (Punte Milazzese) und Filicudi (Capo Graziano) zeigen Siedlungen mit ovalen Rundbauten in ausgesprochener Festungslage. Milazzese, wohl gegen 1400 v. Chr. in Blüte, hat den bedeutendsten Siedlungsrundriß geliefert.

Die Keramik ist z. T. ägäische Importware (Mykenische Keramik). — Gegen 1250 v. Chr. finden sich allenthalben Zerstörungsspuren an den Siedlungen. Um 1000 v. Chr. versiegen die östlichen Einflüsse. Es kommen die Bruttier, Campaner und Lucanier, also italienische Nachbarn. Daher wohl die Diodorus-Geschichte von der Herrschaft der Ausonier, die unter König Liparos (und Aiolos) die Inseln kolonisiert haben sollen.

Dorische Griechen aus Knidos und Rhodos kommen 580 v. Chr. und befestigen die Herrschaft durch Bündnisse mit dem blutverwandten Syrakus und Tindari“.

„In der folgenden Zeit wurden die Inseln Spielball der benachbarten Großmächte (480 Schlacht von Himera; 426 erobern die Athener Milazzo). Beim Ausbruch des 1. punischen Krieges ist Lipari von Karthago besetzt. Die von den Römern (unter den Consuln Gaius Duilius und Gnaeus Cornelius Asina) in 60 Tagen (?) aus dem Boden gestampfte Flotte, nämlich 20 Drei- und 100 Fünfruderer, fuhr 260 v. Chr. den Karthagern Richtung Messina entgegen. Die Vorhut samt Consul Cornelius wird zwar im Hafen von Lipari vom Feinde gefangenommen; aber Consul Duilius stößt mit dem Gros der Flotte Richtung Milazzo vor. Die Karthager verlieren die Schlacht durch Leichtsinns; 31 Schiffe bleiben in den Händen des Siegers, dazu 7000 Gefangene (3000 waren gefallen). Zum Gedenken an diese Schlacht bei Mylae, dem ersten Seesieg Roms, errichtete man auf dem Forum von Rom eine Siegestsäule“.

„Im Jahre 183 v. Chr. (aber auch wenig später, so im Jahre 126) werden von Strabo (nach Poseidonius) sowie Polybios, Orosius, auch Diocassius bedeutende vulkanische Ereignisse für die Inseln gemeldet, die sich vermutlich auf Vulcano beziehen, von dem Polybios 3 tätige Krater angibt...“

In der Römerzeit wird neben Ackerbau vor allem Alaungewinnung betrieben. Wie uns Cicero meldet, können sich von Zeit zu Zeit die Inseln der Piratenverwüstung nicht entziehen. — Die Inseln bleiben nun am Rande der Ereignisse, bis sich 1100 n. Chr. Benediktinermönche ansiedeln. Neben Landwirtschaft betreibt man nun wieder stärker den Abbau der Bodenschätze: Alaun und Schwefel.

Im 14. Jahrhundert halten es die Inselbewohner mit den napolitanischen Anjous, die von hier aus die Nordküste Siziliens abschirmen konnten. Die Insulaner profitierten für die Wirtschaft, aber in den Kriegen Karls V. erstürmt 1544 die 150 Schiffe zählende türkische Flotte unter Chaireddin-Barbarossa nach zehntägiger Belagerung Lipari und führt 9000 Einwohner aus den

Trümmern in die Sklaverei. Damit ist die Insel fast menschenleer geworden.

In der Folge wird Lipari neu befestigt und auf den Bergen Wachen ausgestellt (Monte Guardia). So gelingt es mit abwechselndem Geschick das Piratenzeitalter zu überstehen.

Gegen 1700 ist die Inselwelt wieder voll besiedelt, sie gehört „verwaltungs-technisch“ zu Sizilien. Mehr und mehr schaltet man sich in die Schiffahrtsgeschäfte zwischen Sizilien und Neapel ein.

Seit 1850 beginnt die Bimssteingewinnung merklich zu werden, wobei Canneto und Acquacalda aufblühen. — Auf Vulcano geht die Schwefel- und Alaunausbeute weiter. (Die Ausbrüche von 1888 und 1890 zerstören die ‚Industrie‘ und erst 1910 beginnt man wieder mit der Kultivierung des verwüsteten Bodens.)

1881 ist der wirtschaftliche Höhepunkt des Archipels überschritten. Die Bevölkerung, die inzwischen 23.000 Einwohner zählt, bekommt die Modernisierung der Schiffahrt zu spüren, Lipari wird als Stützpunkt ausgeschaltet. Auch die Umgehung der Inseln durch die Calabrische Eisenbahn wurde schon erwähnt. Die Auswanderung beginnt, 1921 waren es noch 17.000 Einwohner, heute sind es gegen 14.500 Einwohner.“

Überblick:

Die Insel Lipari ist geologisch wie morphologisch dreigeteilt: Im Hinterland der Stadt liegt in einer nach E abfallenden Schüssel, aus Tuffen und „Tufflöss“ bestehend, ein sehr fruchtbares Gebiet, das auch als „fruchtbare Mitte“ bezeichnet werden kann.

Der S wird vom Mt. Guardia (369 m) beherrscht, ist Bergland und wird durch die älteren Liparite charakterisiert.

Der N ist ebenfalls Bergland; der NE ist durch die jüngsten Liparite in Form von Obsidianen und Bimssteinen gekennzeichnet (Mt. Pelato). In der NW-Ecke sind an der Basis des Mt. Chirica (603 m) die Trachybasalte des Unterbaues aufgeschlossen. Südlich anschließend liegt der Mte. San Angelo (594 m) mit Gesteinen der rhyodazitisch/quarzlazitischen Folge, mit Fumarolen und Thermen in seiner weiteren Umgebung (Therme San Calogero, Bagno Secco).

Lipari erlebte in geschichtlicher Zeit keinen Ausbruch. Die Geologie der Insel ist im Detail nicht einfach, kompliziert durch eine junge Bruchtektonik. Nach A. BERGEAT 1899 glaubte man bisher, daß auf Lipari und den meisten der übrigen Äolischen Inseln die vulkanische Tätigkeit im Miozän—Pliozän mit Basalten begann, im älteren Quartär mit Andesiten fortsetzte und schließlich im späten Quartär mit der Förderung von sehr unterschiedlichen Magmen abschloß, unter denen die Rhyolithe (Liparite) und Obsidiane-Bimssteine besonders häufig sind. Wir haben daher einen basaltischen Unterbau, auf dem sich zumeist exzentrisch die späteren Vulkanbauten ansetzten. Die Arbeiten von H. PICHLER haben ergeben, daß die vulkanische Tätigkeit auf den Liparen erst im Pleistozän einsetzt.

Lipari gilt als Paradebeispiel der magmatischen Differentiation von Basalt über Trachyandesite zum Liparit. F. v. Wolff dagegen sieht in Lipari seine

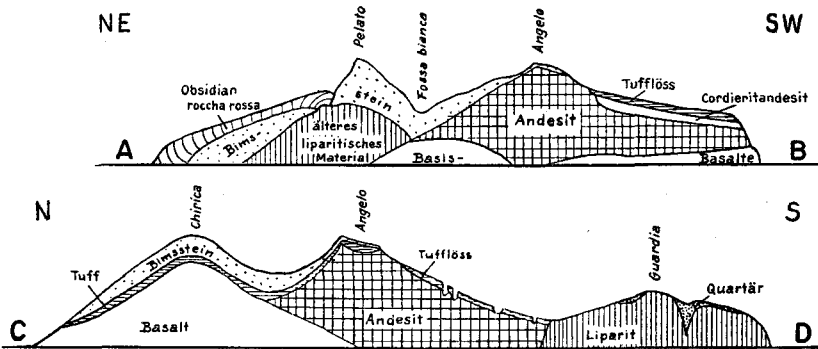
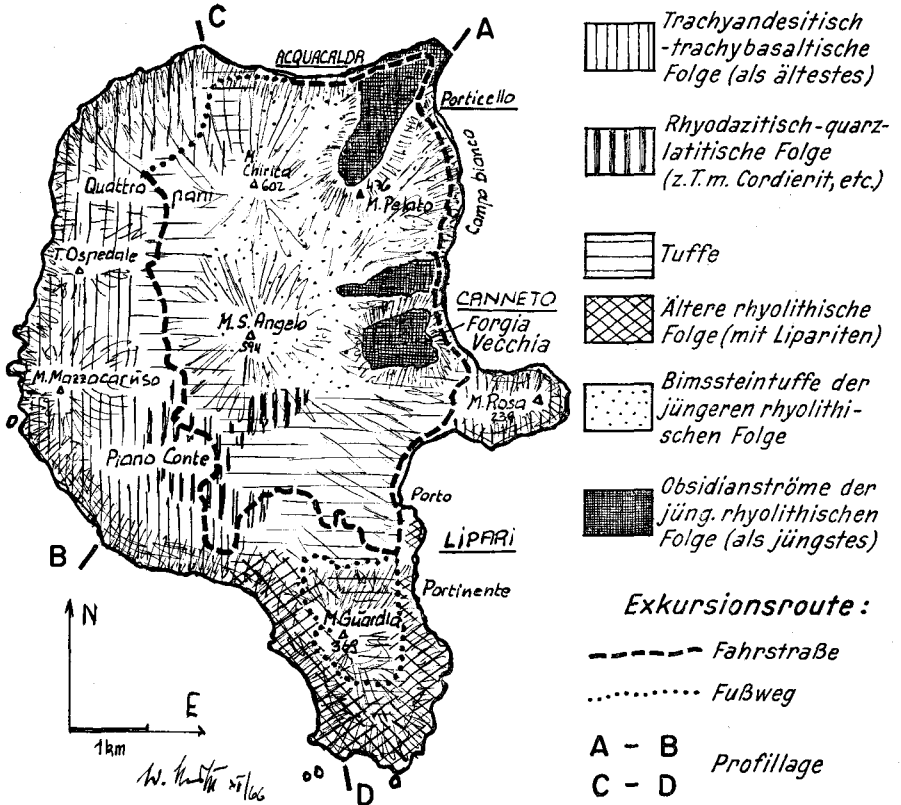


Abb. 21: Geologische Kartenskizze von Lipari. Zusammengestellt: W. Medwenitsch 1966; Unterlagen: C. Sturiale 1961 und E. Nickel 1964. Geologische Profile durch Lipari (schematisiert und viermal überhöht nach A. Bergéat 1899 (aus E. Nickel 1964).

These bestätigt, daß sich auch dioritische (andesitische) Gesteine durch Vermischung von basaltischem Sima mit Sial bzw. lithogenem Liparit bilden können. F. v. Wolff nimmt die Basalte der Liparen als etwa dem Sima entsprechend an und errechnet aus etwa 30 Teilen Basaltmagma und 70 Teilen assimilerter Sialkruste die hiesigen Andesite.

Neuere Vorstellungen gibt schon C. STURIALE 1961, der das vulkanische Geschehen auf den Liparischen Inseln als postpliozän ansieht, in Zusammenhang mit der Gestaltung der nordsizilianischen Küste. Auch er betont den komplexen Aufbau von Lipari; die Vulkanbauten Liparis entstammen nicht einem Vulkane, sondern zeigen eine Zyklik, wobei die älteren Vulkanbauten schon stärker zerstört, die jüngeren dagegen ausgezeichnet erhalten sind.

C. Sturiale 1961 unterscheidet 3 Gruppen von Vulkaniten in folgender zeitlicher Reihung: I. (ältest) Laven und Tuffe basaltischer oder andesitischer Zusammensetzung in: Timpone Ospedale, Timp. Pataso, Timp. Ricotta, Timp. Mazzacarusu, Timp. Carrubbo, Monterosa (Petra Campana, Pizzo Mazzone), Mte. Chirica, Mte. S. Angelo. II. Rhyolithe (z. T. Ignimbrite, saure Tuffe, rhyolithischer Bimsstein und Quarzlatite mit Cordierit in Mte. Giardina, Mte. Guardia, Mte. Capistrello und Mte. S. Lazzaro. III. (jüngst) Rhyolithischer Obsidian in Forgia Vecchia und Mte. Pelato.

Von besonderer Bedeutung sind auf Lipari auch die Tuffe: An erster Stelle sind die Bimssteintuffe zu nennen, die den Nordostteil der Insel (vom Mte. Chirica bis zum Mte. Pelato) prägen. Gelbbraune Tuffe sind an der Westküste von Quattropiani bis Quattrocchi zu verfolgen. Schließlich werden um Pignatore graue Tuffe erwähnt.

Nun möchten wir doch die Ergebnisse der Arbeiten H. PICHLER's 1963 umreißen, die noch nicht vollständig publiziert wurden, uns aber in vorläufiger Form für unseren Führer 1963 wie folgt skizziert worden sind:

Dem I. (ältesten) Zyklus („trachyandesitisch-trachybasaltische Folge“) gehören heute weitgehend zerstörte Vulkanbauten im NW—W der Insel (Mte. Chirica, Mte. Mazzacarusu) an, ebenso die beiden Vulkankegel des Monterosa-Vorgebirges im NE von Lipari.

Der II. Zyklus („rhyodazitisch-quarzlatitische Folge“) schuf den großen Strato-vulkan im Zentrum der Insel, den Mte. San Angelo. Diese Folge ist durch eine mächtige Tuffserie (pflanzenführend) charakterisiert. Der letzte Akt der vulkanischen Tätigkeit des Mte. San Angelo war die Effusion größerer Ströme quarzlatitischer Laven, die reichlich Einschlüsse von stark umgewandeltem Kristallin-Material neben Cordierit, Granat, Andalusit, Sillimanit, Biotit, Spinell (Bergeat 1908, 1909) führen. Nach einer längeren Ruhepause — angezeigt durch einen mehrere Meter mächtigen Verwitterungshorizont als hangendste Schicht des II. Zyklus — setzte auf Südlipari (III. Zyklus, „ältere rhyolithische Folge“) die Extrusion sehr saurer (rhyolithischer und alkalirhyolithischer) Laven („Liparite“) ein. Dazu kam es zu großen explosiven Ausbrüchen, die Bimsstein-Material („älterer Bimsstein“) förderten. Der ganze S-Teil der Insel wird von Staukuppen und Bimsstein-Tephra aufgebaut; Ignimbrite sind entgegen der Auffassung von S. Hjelmqvist u. a. (1956) nicht nachzuweisen (H. Pichler 1963). Nach der Förderung dieser sauren Laven und Bimssteine setzte auf Südlipari erneut Verwitterung und Bodenbildung ein.

Der IV. Zyklus („jüngere rhyolithische Folge“) ist auf den NE-Teil der Insel beschränkt, setzte mit Bimssteinförderung ein („untere jüngere Bimssteine“); es folgt die Effusion saurer obsidianischer Rhyolithe („ältere Obsidiane des

Nordteils“; Cannetello-Schlucht bei Canneto). Danach kam es erneut zu gewaltigen Bimssteinförderungen aus 2 Kratern („obere jüngere Bimssteine“; Bimssteine des Mte. Pelato!), denen als jüngstes und abschließendes vulkanisches Ereignis die Effusion der beiden Obsidianströme der Forgia Vecchia und der Fossa delle Rocche Rosse folgten („jüngere Obsidiane des Nordteils“).

Nach H. Pichler ist die Theorie F. v. Wolffs abzulehnen; der überwiegende Teil der Laven auf Lipari sind sialisch-anatektischer Herkunft.

Nun noch einige Exkursionsdaten; es soll gebührend verwiesen werden, daß E. NICKEL 1964 viel ausführlicher ähnliche Exkursionen beschreibt, die auf einen längeren Aufenthalt auf Lipari abgestimmt sind.

a) Lipari—Mt. Guardia (369 m) und zurück (Abb. 21)

Beginnen wir im Stadtgebiet: Die Akropolis steht auf Lipariten, die teilweise entglast sind; auf der Akropolis befindet sich der Dom, ursprünglich in normannischem Stil errichtet; der heutige barocke Bau ist aus dem Jahre 1654, die Fassade von 1861 (schöne Innenausstattung). Beiderseits des Domes liegt das Museo Eoliano, das die reichen frühgeschichtlichen Funde der Äolischen Inseln beherbergt. Ein Besuch beider Museumsgebäude ist sehr lohnend. Vor dem Dome liegen offene Grabungsstätten *): Sie er-

ab III. Jahrhundert a. C.
IV.—III. Jahrhundert

Romano
Ellenistico

1125—800
1250—1125
1400—1250
1800—1400

Ausonio II, frühe Eisenzeit
Ausonio I, letzte Bronzezeit
Milazzese, mittlere Bronzezeit
Capo Graziano I und II,
frühe Bronzezeit

Jungsteinzeit:

Anfang 2. Jahrtausend
Ende 3. Jahrtausend

Piano Quartara (Panarea)
Piano Conte
Piano Diana (Ceramica lucida rossa)
Ceramica dipinta
Meandro spiralicco
Ceramica dipinta trichromica
Castellaro

Mitte 3. Jahrtausend

Anfang 3. Jahrtausend
Ende 4. Jahrtausend
Mittlere Steinzeit (Mesolithikum)
8000—4000
Altsteinzeit (bis 8000 v. Chr.)

brachten bearbeitete Obsidiane, Reibsteine und Steinäxte der mittleren und vielleicht auch der älteren Steinzeit; präneolithisch sind gepreßte Tonwaren, altneolithische Gefäße mit rotgestreiften Flächen und neuneolithisch zierlicher gemusterte Gefäße mit geschnörkelten Henkeln. Darüber folgen bronzezeitliche Horizonte: Ovale Häusergrundrisse mit spezieller Keramik; ovale Hütten mit Keramik der ersten mykenischen Periode. Endlich kommen Zeugen der italischen und griechischen Kolonisation um

*) Die genaue Stratifizierung aus diesem Profile gibt nachstehende Tabelle (ex E. Nickel 1964, ergänzt):

1000 a. Chr. (rechteckige Grundrisse, „barocke“ Keramiken) sowie die Zeugen griechisch-römischer Hochkultur, die die eigentliche Akropolis entstehen ließ.

Wir verlassen die Stadt nach S und sind bald in den Westhängen des Mte. Guardia, der querfeldein von W erklommen werden kann, von S über einen Weg aber leichter erreichbar ist. Wir haben nun die Möglichkeit, in den Felsanrissen, in den kleinen Schluchten und — man sollte es eigentlich nicht sagen —, in den Mauern der Kulturterrassen, die klassischen Liparite zu sehen. Meine Reaktion — das sollen die klassischen Liparite sein? — wird sicher kein Einzelfall bleiben, denn wir sehen vor allem stark glasige Typen, schlackige Typen, mit Fließstrukturen: Einen sehr uneinheitlichen Gesteinskomplex. Das führte sicherlich dazu, diese Liparite als Ignimbrite *) (S. HJELMQVIST 1956, C. STURIALE 1961, S. SOMMARUGA 1955 und B. BALDANZA 1961) zu deuten, was aber auch irgendwie in der heutigen Zeit steckt.

Wir wollen uns im Folgenden keineswegs in diese endlose Diskussion einschalten, sondern nur an Literaturzitaten den Stand und die Problematik beleuchten:

H. PICHLER 1963 kennt aus dem Südbereich von Lipari nur „Pseudo-Ignimbrite“. Er betont, daß die für Ignimbrite als typisch beschriebenen

*) A. Rittmann 1960 gibt folgende Ignimbrit-Definition: „Ignimbrite oder Schmelztuffe entstehen in riesigen Massen als Ablagerungen von überquellenden Glutwolken bei Linearausbrüchen sehr saurer Magmen. Besonders in den tieferen Teilen dieser Ablagerungen sind die Glutaschen miteinander innig verschmolzen und häufig pseudofluidal, so daß das massige Gestein, das oft auch eine säulige Absonderung zeigt, einer Rhyolithlava zum Verwechseln ähnlich sieht. Es unterscheidet sich davon jedoch durch seine flächenhafte Verbreitung, die die alte Topographie einebnet, und durch seinen allmählichen Übergang in poröse, schwach versinterte Aschentuffe nach oben und gegen die Ränder der Ignimbritdecken. Die völlig regellose Verteilung und Lagerung von Einsprenglingen (größere Phänokristalle, manchmal auch Lapilli und Blöcke) gibt dem Gestein ein chaotisches Gefüge. Im Dünnschliff finden sich häufig Kristallbruchstücke, und oft sind in der verschweißten Grundmasse noch die Umrisse einzelner Glassplitter zu erkennen, die sich aneinander anschniegen und um die Kristalle herumgebogen sind, wodurch pseudofluidale Strukturen entstehen. — Wenn Ignimbrite auf stark geneigter Unterlage abgelagert werden, beginnen sie zu fließen, wodurch sie noch lavaähnlicher werden. Solche geflossene Ignimbrite, die ich als Rheoignimbrite bezeichne, sind besonders schön am Monte Amiata (Toscana) entwickelt ... Sie bilden auf den Flanken des Berges breite und flache Ströme, die inmitten einer Ignimbritdecke liegen, aus der sie wie Gletscher aus der Firndecke hervorgehen. Durch das langsame Fließen wird die für Ignimbrite kennzeichnende Feinstruktur vollständig verwischt. Die glasige Grundmasse der Rheoignimbrite zeigt keine Spur mehr von zusammengeschweißten Glassplittern, sie ist vielmehr völlig homogen geworden und oft von perlitartigen Rissen durchsetzt. Fluidalgefüge im großen Maßstab ist ziemlich häufig und erkennbar an dünnen schlackig-blasigen Lagen, die sich durch Entgasung infolge von Druckentlastung längs Scherflächen der laminar fließenden Masse gebildet haben oder auch an stark ausgezogenen linsigen Schlieren, die durch Einwölbung, Erweichung und Streckung von Bruchstücken der Deckschichten im Rheoignimbrit entstanden sind.“

Gefüge (welded tuff-structures) kein eindeutiges Kriterium für Ignimbrite darstellen. Sie sind nämlich auch in sauren Laven nachweisbar: Teile der rhyolithischen Obsidianströme auf Lipari, sowie die Staukuppen und Staurücken in Südlipari und auf Vulcano zeigen die gleichen Gefüge. Handstücke und Dünnschliffe dieser pseudo-ignimbritischen Laven sind von echten Ignimbriten nicht zu unterscheiden. Nomenklatorisch wären diese pseudo-ignimbritischen Lagen innerhalb von Lavaströmen und Staukuppen als „Fließbreccien“ und „Extrusionsbreccien“ zu bezeichnen. Ein wesentliches Kriterium für Ignimbrite wäre nur die flächenhafte Verbreitung.

An Hand der untersuchten Verhältnisse auf Santorin gibt H. PICHLER 1964 (S. 415) folgende Ignimbrit-Definition:

„Ignimbrite sind pyroklastische Gesteinseinheiten saueren, seltener auch intermediären Chemismus von meist weiter deckenförmiger Erstreckung, die durch einen, den überquellenden Glutwolken sehr ähnlichen Eruptionsmechanismus entstanden sind und verschweißte und nicht verschweißte Gesteinstypen einschließen.“

„Welded ignimbrite ist ein durch den Zustand geringer bis intensiver Verschweißung des pyroklastischen Materials charakterisierter Gesteinstyp ignimbritischer Entstehung mit vitroklastischem, pseudofluidalen Gefüge, nonwelded ignimbrite ein solcher, der durch Nichtverschweißung seiner Bestandteile gekennzeichnet ist“. Diese beiden Typen können nach dem Prinzip der Typvarietät untergliedert werden.

Während solcher oder ähnlicher Betrachtungen und Diskussionen hat man sicherlich bald den Gipfel des Mte. Guardia (369 m) erreicht. Wir werden mit einem selten schönen Ausblick auf die südlich gelegene Insel Vulcano (siehe Phot. 19) belohnt. Im fernen Hintergrund ist bei guter Sicht die im Frühjahr noch schneebedeckte Silhouette des Ätna wahrzunehmen.

Der Abstieg bringt uns dann durch das schluchtartige Valle del Conte wieder nach Lipari zurück. Wir sehen bunte Tuffe, die in Tufflöß übergehen, weiters Andesite und glasige Liparite. Diese Serie wird von basaltischen Tuffen unterlagert. Und diesen sollte man besondere Aufmerksamkeit widmen. An ihnen kann man die Rhythmik vulkanischen Geschehens am bankweisen Wechsel grober Auswürflinge mit feinen Aschenstraten ablesen. Größere Bomben sind mit solcher Wucht in den unverfestigten Boden geschleudert worden, daß die liegende Feintuffbank eingebuchtet wurde. Weiters können wir in den Tuffwänden kleine Störungen verschiedenster Art beobachten: Mit Schleppungsstrukturen; auch glatt die Straten um kleinere oder größere Beträge versetzend. Besonders interessant sind synsedimentäre Brüche im Kleinmaßstab, die uns Vergleichsmöglichkeiten mit Profilen des nördl. Wiener Beckens aufdrängen (siehe Phot. 12, 16, 17).

b) Lipari — Canneto — Campo bianco — Aquacalda;
Quattropani — Piano Conte — Quattrocchi — Lipari.

Der Bus bringt uns von Lipari über den Mte. Rosa (mit Trachybasalten der 1. Eruptivfolge) nach Canneto.

Bei Canneto besteht die Basis der Höhen aus älterem, glasigen Liparit, der an der Uferkante und in der Cantelloschlucht ansteht; in der genannten Schlucht ist auch die Grenze des südlich gelegenen Mte. S. Angelo-Andesits zu den Obsidianen der Forgia Vecchia aufgeschlossen.

Auf dieser Unterlage liegt Bimsstein der jüngsten Folge, der am Mte. Pelato fast 200 m Mächtigkeit erreicht. In diesem Bimssteingebiet wurden in der letzten Eruption Obsidiane gefördert: Forgia Vecchia oberhalb Canneto und Fossa delle Rocche rosse, die sich aus dem Mte. Pelato ergoß, sind die modellhaften Obsidianströme, die vor allem vom Schiff aus hervorragend zu sehen sind.

Der Bimsstein ist das erste Ziel unserer Exkursion und wir können ihn und seine Abbau- und Aufbereitungsmethoden entlang der Straße nach Porticello am Campo bianco studieren (Phot. 13—15).

Bimsstein ist auf Lipari in gewaltigen Mengen vorhanden; er ist ein alkalibetontes, sehr kieselsäurereiches Glas von meist heller Farbe; zahllose Luftblasen, beim Zersprätzen entstanden, verleihen ihm eine überaus poröse schwamm- oder schaumartige Struktur. Daher schwimmt der Bimsstein solange auf dem Wasser, bis alle Luft ausgetrieben ist; so findet man auch am Strande der übrigen Äolischen Inseln viele kantengerundete Bimssteinbrocken. Er entsteht aus Obsidian, wenn diesem bei der Eruption besonders lebhaft Gase und Dämpfe entweichen.

Am Campo bianco (siehe Photos 13—15), der von Canneto bis Porticello reichenden etwa 2 km langen Steilwand wird der Bimsstein in mehreren Betrieben abgebaut: Durch einfaches Abkratzen, Abschaufeln und Abrutschenlassen wird der Bims von der Wand gelöst; es überwiegen feine, staubige Komponenten (Augenschutz und Halstuch bei dieser Exkursion sehr zu raten!), in denen allerdings auch Brocken verschiedener Größe eingestreut sind. Im Stollen werden stückiges Material und besondere Qualitäten gewonnen. Die Aufbereitung beschränkt sich vor allem auf eine Sortierung, z. T. noch von Hand, unter großer Staubentwicklung. Die Gewinnungsmethoden sind als sehr einfach und „traditionsgebunden“ (E. Nickel) zu bezeichnen. Der sortierte Bimsstein wird direkt in Frachtschiffe verladen und in viele Länder der Erde exportiert.

Der Arbeit von P. Roux entnehmen wir, daß das gewonnene Rohmaterial in Fabrikanlagen ausgelesen und zerkleinert wird. Etwa 30 Sorten werden für die verschiedensten Verwendungszwecke in den Handel gebracht. Der Bimsstein gilt als Glättungs- und Poliermittel (z. B. für Aluminium); er wird in der Papierindustrie benötigt, wie auch als Zusatz für Kunstharze, Seifen und Reinigungsmittel. Er ist ein Zusatzstoff für Radiergummi und wird in Glasschleifereien, wie für die Anfertigung von gewissen Filtern verwendet.

Bimssteinstücke, in ihrer Größe zwischen 6 und 20 cm schwankend, werden ausgesucht und je nach ihrer Härte sortiert: Feinste Auslese, fein-weiß, weiß, grau, schwarz, etc. Die besseren Grade von einer Größe zwischen 10 und 30 cm

werden Stück für Stück verfeinert; die minderen Qualitäten werden zwischen Eisenrollen gewalzt, so daß ihre Unebenheiten abgestumpft werden. Der so präparierte Bimsstein wird von der Marmorindustrie, von Tischlern, Wagenbauern, Malern und Druckern (Polieren von Drucktypen) wie bei der Herstellung von Violinsaiten verwendet.

In den letzten Jahren spielt der Bimsstein in der Bauindustrie eine immer größer werdende Bedeutung, vor allem in den Körnungen bis 25 mm. Mit Zement vermischt, wird er nicht nur in der Schüttbauweise sondern auch für gegossene Bausteine und Bauelemente verwendet. Für Bimsstein spricht seine hohe Druckfestigkeit (85—130 kg/cm²), seine ausgezeichnete Adhäsion, sein geringes spez. Gewicht (725—750 kg/m³ in den Monaten April—September; 800 kg/m³ in den Monaten Oktober—März; Zement-Bimssteinmischung mit 10 bis 15% Bimssteinstaub hat 850—900 kg/m³: Sicherheitslast 20 kg/cm²; Ziegel dagegen 1600—1800 kg/m³ oder Schotter-Zementmischung 2400—2800 kg/m³); seine schalldämpfenden Eigenschaften, seine Unveränderlichkeit gegenüber Feuchtigkeit und Wasser, seine Hitzebeständigkeit (schmilzt erst bei 1230°), seine Sägbarkeit, Elastizität und Ökonomie. Eigenschaften, die z. T. schon lange bekannt sind, da ja die Kuppel der Hagia Sophia in Istanbul aus Bimsstein erbaut wurde.

Welch große wirtschaftliche Bedeutung der Bimsstein für Lipari hat, spiegelt sich am besten in folgenden Zahlenwerten (nach E. Nickel) wider: etwa 4000 Arbeiter sind beschäftigt; davon vier Fünftel im Bezirk Canneto/Porticello, ein Fünftel in Aquacalda. 1900 wurden 10.000 t produziert, 1928: 50.000 t, 1938: 80.000 t und 1954: 100.000 t, 1960: 150.000—200.000 t; davon werden 25% exportiert. P. Roux gibt für 1955 einen Export von 138.000 t an; eine Zahl, die sich in der Zwischenzeit sicher bedeutend erhöhte, wenn nicht schon verdoppelte oder verdreifachte.

Die Vorräte sind gewaltig, da vom Bimsstein ein Areal von etwa 8 km² eingenommen wird.

Auf unserer Wanderung (jetzt gibt es schon bis Aquacalda eine Asphaltstraße, die eine Autobusexkursion ermöglicht) haben wir bereits die Bimssteinlandschaft verlassen. Neue Eindrücke kommen über uns: Die bizarren Formen des Obsidianstromes der Fossa della Rocche rosse*).

Obsidian wurde schon in der späteren Steinzeit für Werkzeuge und Waffen gewonnen: Beim Anschlagen fallen sofort messerscharfe, scharfkantige Stücke an. Der Obsidian zeigt eine rostbraune, rostrote Verwitterungsrinde, ist aber in seinem Inneren schwarzgrün—dunkelgrün gefärbt; ein Handstück gerät schöner als das andere, obwohl unsere Hände unter der Splitterwirkung stark leiden. Der Rucksack wird schwer und schwerer. Aber was soll man machen, wenn man die schönen Fließstrukturen sieht, die Entglasungssphärolithe, Einschlüsse und v. a.? (Siehe Phot. 18).

F. BERNAUER 1941 beschreibt alle diese Eigentümlichkeiten des Obsidians recht anschaulich und ausführlich.

Beim Überschreiten des Stromes entlang der Straße fallen vor allem die echten Fließ- und Staufalten im Obsidian auf.

*) Nach H. Pichler 1967 ist dieser Obsidianstrom noch in das Neolithikum zu stellen; nach einer Diskussionsbemerkung eines Freiburger Doktoranten (Herr Keller) haben Holzreste im Liegenden des Rocche rosse-Obsidianstromes ein absolutes Alter von 1220 ± 100 Jahren ergeben.

R. E. ADLER und M. W. SCHMIDT 1966 berichten von „Tektonischen Beobachtungen auf Lipari“, die sich aber nur auf den Obsidianstrom der Rocche rosse beziehen. Neben Fließfalten beobachteten Vff. eine Anzahl anderer tektonischer Erscheinungsformen, die einer Biege- und Bruchtektonik zugeordnet werden müßten.

„Diese sind als ein Zeichen dafür anzusehen, daß der junge holozäne, den Hang des Pelato-Vulkanes „herabkriechende“, äußerst zähflüssige und rasch erkaltende Obsidianstrom mechanisch an der Erdoberfläche und zum Teil sogar mit Modellgeschwindigkeit in gleicher Weise reagierte wie ein Gestein, das während einer Tektogenese innerhalb der Erdkruste tektonisch deformiert wird. An die Stelle einengender tektonischer Kräfte trat dabei im Obsidianstrom die hangparallele Komponente der Schwerkraft sowie der Reibungswiderstand an der Unterlage. und die einzelnen dünnen Obsidian- und Perlitlagen übernahmen die Funktion „sedimentär abgelagerter Schichten“, die bei Biegebeanspruchung zunächst weitgehend elastoplastisch reagieren, sich an ihren „Schichtfugen“ gegeneinander verschieben und damit eine Biegegleitung ermöglichen. Diese wird dann bei weitgehender Verformung des Obsidians auch noch durch die verschiedenartigsten Brucherscheinungen, wie Trenn- und Gleitbruchbildung und stellenweise sogar auch Schieferung, ergänzt“ (S. 641).

Vff. heben in dieser gefügekundlichen Arbeit hervor, daß die einzelnen Faltenelemente in girlandenförmiger Anordnung die Fließrichtung des Obsidianstromes nachzeichnen und betonen.

Barbarisch und beispielloos ist die Verschandelung dieses herrlichen Obsidianstromes: Eine herrliche unberührte Naturlandschaft und ein Locus typicus der Geologie werden vernichtet, da der Abraum der Bimssteingruben seit etwa 3 Jahren auf dem Obsidianstrom zum Meere hin abgelagert wird. Dieser Bimssteinabraum überdeckt erschreckend rasch wichtige Teile des Obsidianstromes und vor allem seine Grenzen zu den anstehenden Bimssteintuffen.

Unterdessen haben wir den kleinen Ort *Aquacalda* erreicht. Von hier aus steigen wir nun langsam, fast wegeolos in der Nordflanke des Mte. Chirica (603 m) in Tuffen oder basaltisch—andesitischen Laven der 1. Folge gegen W, um *Quattropani* an der Westküste Liparis zu erreichen. Hier könnte man schon den Autobus besteigen und nach Lipari zurückfahren; es wäre aber schade; ein Fußmarsch ist ob der landschaftlichen und geologischen Schönheiten zweifellos vorzuziehen.

Wir erreichen hier im NW den basaltischen Unterbau, der im Mte. Chirica und Mte. San Angelo nur in seinen höchsten Teilen von Bimssteinen überlagert ist. Der Höhenzug des *Mazzacarusu* (322 m) trennt die *Quattropani*-Hochfläche vom *Pianoconte*; hier, an der Westflanke des Mte. San Angelo liegen auch *Fumarolen* und *Thermen* (*Terme San Calogero*, *Bagno Secco*); in ihrer Nähe befinden sich kleine *Kaolinvorkommen*. Wir erreichen auf guter Straße den Aussichtspunkt *Quattroocchi*/Belvedere mit eindrucksvollem Blick in die westliche Steilküste Liparis mit ihren *Faraglioni*, ihren Klippen, im S überragt vom Ätna. Die Straße führt

größtenteils durch gelbbraune Tuffe; diese sind in den Straßenböschungen prächtig aufgeschlossen.

Am Abstieg nach Lipari treten wir in diese „Löfsmuschel“ ein; wir haben aber auch zahlreiche gute Aufschlüsse in verschiedenen Andesiten und vor allem in ihren Tuffen (siehe Photos 12, 16 u. 17).

Knapp unterhalb des Aussichtspunktes Belvedere liegt an der Straße ein Steinbruch, in dem „Cordieritandesite“ (A. BERGEAT 1899) aufgeschlossen sind. Es handelt sich nach H. PICHLER 1964 um Cordierit, Andalusit, Sillimanit*), Biotit, Granat und Spinell führende Quarzlatite. Diese den Vulkaniten fremden Minerale wurden zweifellos aus stark metamorphen kristallinen Schiefem des Basements von den Laven aufgenommen; diese Quarzlatite zeigen also Merkmale einer Anatexis**).

Auf den Höhen, vor allem um den Mte. S. Angelo fallen große Regenwasser-Sammelanlagen auf: Tausende Quadratmeter Betonflächen, von wo das Wasser in große Reservoirs rinnt. Von hier gelangt es gereinigt in das Wasserleitungssystem der Insel. Diese Anlagen sind notwendig geworden, da es auf der Insel keine Quellen gibt, das Zisternenwasser in jeder Beziehung unzulänglich war und ein Transport mit Zisternenschiffen vom Festland oder von Sizilien mit der Zeit untragbar wurde.

f) Vulcano (Abb. 16, 22; Photos 19, 20)

Die Insel Vulcano (21 km²) ist von Lipari aus ein beliebtes Ausflugsziel und mit einem Fischerboot leicht zu erreichen. Meist umfaßt eine solche Fahrt auch den Besuch der Klippen zwischen Lipari und Vulcano und eine Einfahrt in die Grotta di Cavallo (Brandungshöhle).

Vulcano ist nach B. BALDANZA 1961 ein zusammengesetzter Stratovulkan im Fumarolenstadium.

Vulcano läßt sich morphologisch recht gut gliedern: Süd- oder Altvulcano, mit dem Lentiavulkan, Fossa di Vulcano und Vulcanello (siehe Photo 19).

*) Dr. J. Riedl, der an einer unserer Exkursionen teilgenommen hat, beobachtete in Dünnschliffen Sillimanit zweierlei Art: Einmal in größeren nadelförmigen Kristallen, wie sie auch in Kinzigiten und Sillimanitgneisen des Moldanubikums auftreten; man findet aber auch Sillimanit parallel den s-Flächen in besenförmigen Büscheln aus Cordierit (auch aus verschiedenen Gesteinen des Waldviertels/Moldanubikum bekannt).

**) Ein Erlebnis (1965) aus diesem Steinbruch: Ein junger Mann (Mittelschüler) sitzt auf einem Block und klopft Handstücke, die sich um ihn in Bergen häufen,, für ein deutsches Mineralienkontor im Akkord. Er ist nicht Geologe; geologisch ist er durchschnittlich (?) interessiert; klopft er das beste, an Fremdeinschlüssen reichste Material? Genügt eine schriftliche Einweisung, um Typushandstücke der Insel Lipari zu schlagen, die dann als solche in die ganze Welt versandt werden?

Der S-Teil von Vulcano wird von einer schüsselförmigen Hochfläche des Vulcano del Piano (Mte. Aria 499 m) beherrscht, aufgebaut aus Basalten und seinen Tuffen. Diese Gesteine bilden im N einen großen, im N-Teil eingebrochenen Krater (Caldera); diesem ist der jüngere G r a n

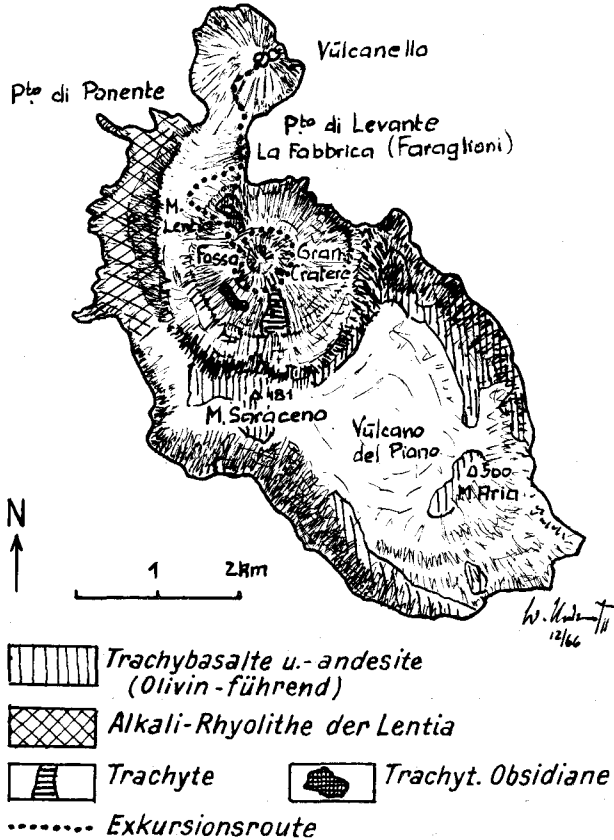


Abb. 22: Geologische Kartenskizze der Insel Vulcano. Entwurf: W. Medenitsch 1966; Unterlage: B. Baldanza 1961.

Cratere (386 m) mit seinem zweifach gebauten Kraterkegel und seinen saueren, aber noch Olivin führenden Produkten, eingesetzt. Das Material der letzten Eruption des Fossa-Kraters hatte vorwiegend granosyenitischen Chemismus. Die Liparite und Obsidiane der Lentia und der Piettre Cotte sind alkalibetont.

Beispielhaft instruktiv ist der Blick in den innersten Krater, dessen Schlot durch Aschenschlamm verstopft ist (siehe Photo 20). Am Rande und an der Innenböschung des Kraters beobachten wir zahlreiche Solfataren; im Windschatten finden wir kleine, schöne Schwefelkriställchen. Früher

wurde dieser Schwefel in primitiven Sublimationskästen von Sträflingen aufgefangen. Der Innenkrater besteht nur aus Lockermassen, da die letzte Eruptionsperiode 1888—1890 nur explosiv war; diese wurde von G. MERCALLI beschrieben: Bomben wurden bis zu 600 m hoch geschleudert; unter diesen fallen vor allem die bis zu 20 m³ großen „Brotkrustenbomben“ auf.

Diese Brotkrustenbomben entstammen einem gasreichen, zähflüssigen Magma. Der noch flüssige Kern bläht sich bimssteinartig auf; dabei wird die bereits erstarrte, glasreiche, aber noch dünne Kruste gesprengt, so daß sich zahlreiche Risse bilden, die der Oberfläche das Aussehen einer Brotkruste verleihen (A. Rittmann).

R. JAKOB 1958 gibt an, daß S ü d v u l c a n o mit Ausnahme zweier Spezialgesteine vom Passo Piano und vom Monte Luccia, bzw. den Fili di Moli-nello petrographisch sehr eintönig ist. Wohl wären die extremen Typen von einander ziemlich verschieden; doch sind sie durch so mannigfache Übergänge miteinander verbunden, daß eine Unterteilung in Gruppen recht schwierig ist. Auch die Ganggesteine ließen sich mineralogisch nicht von den Laven unterscheiden und zeigen die gleiche Variationsbreite. Beschrieben werden olivinführende Trachybasalte (einsprenglingsreiche und einsprenglingsärmere Typen) und als Spezialgesteine: Einsprenglingsfreier Trachybasalt, olivinführender Vicoit und ein hypidiomorphkörniger Monzonit als endogener Einschluß.

Vom L e n t i a v u l k a n beschreibt R. JAKOB 1958 glasreiche und sehr feinkörnige Trachyandesitoide*).

Zur F o s s a d i V u l c a n o (G r a n C r a t e r e) macht die gleiche Autorin folgende Angaben: „Über die Gesteine der Fossa existieren zahlreiche ältere Angaben, in die erst A. LACROIX (1908) eine gewisse Klarheit brachte. Während nach der Zusammenstellung von A. BERGEAT die älteren Gesteine der Fossa noch relativ uniform sind, die jüngsten aber eine große Mannigfaltigkeit zeigen sollen, gelang es A. LACROIX zu beweisen, daß diese Annahme auf falschen Analysen basiert war. Es konnte auch die Existenzberechtigung des Begriffes Volcanit, der von W. H. HOBBS (1893) für ein

*) R. J a k o b, 1958 (p. 24): „Nach einem Vorschlag von A. R i t t m a n n, 1933, welcher hier befolgt wird, erweist es sich als zweckmäßig, die Namen glasreicher Gesteine auf die Silbe -oid enden zu lassen, um hervorzuheben, daß sie sich auf den aktuellen Mineralbestand beziehen. Dabei wird die Möglichkeit offengelassen, daß die Gesteine bei völliger Kristallinität der Grundmasse anders bezeichnet werden müßten. Diese Nomenklatur nach A. R i t t m a n n muß streng von derjenigen nach A. L a c r o i x (1933) unterschieden werden. A. L a c r o i x (1933) benennt die Ergußgesteine nach dem gemäß ihrem Chemismus zu erwartenden Mineralbestand. Ist dieser zu erwartende Mineralbestand nicht realisiert, läßt er den Namen des Gesteins auf die Silbe -oid enden. Beispiel: Ein Ergußgestein, das seinem Chemismus entsprechend ein Dacit sein müßte, dessen Quarz aber nicht zur Ausscheidung gelangte, nennt A. L a c r o i x Dacitoid. A. R i t t m a n n nennt dieses Gestein jedoch Andesitoid, weil er den Namen nur nach dem aktuellen Mineralbestand wählt.“

glasreiches Augit-Anorthoklas-Gestein von dacitischem Chemismus geprägt wurde, widerlegt werden. Für die vorliegende Arbeit wurden die Gesteine der Fossa nach rein petrographischen Gesichtspunkten eingeteilt. Es ergab sich dabei, daß sie, abgesehen vom Lavastrom der Pietre Cotte, ziemlich einheitlich sind“. Folgende Gesteinstypen werden beschrieben: Olivinführende Plagioklastrachyte (glasreiche, feinkörnige und grobkörnige Plagioklastrachyte) und alkaligranitischer Obsidian der Pietre Cotte mit endogenen Einschlüssen (Andesite, eventuell Trachyandesite).

Von Vulcano—Vulcanello sind auch reine, weiße Quarzsandsteine als exogene Einschlüsse nach R. JAKOB bekannt geworden.

Von H. PICHLER konnte auch auf Vulcano ein ältester trachybasaltisch/trachyandesitischer Zyklus, dem Zyklus I auf Lipari entsprechend nachgewiesen werden, auf ihn geht der Aufbau Süd(Alt)-Vulcanos zurück. Es folgt der Einbruch der Caldera, dann drangen die saueren (rhyolithisch bis alkalirhyolithischen) Laven der Lentia-Berge (NW-Vulcano) auf. Dann bildete sich der Kegel der Fossa; zuerst eine „Alt-Fossa“ (nach H. PICHLER) mehr im E bzw. ENE der heutigen „Jung-Fossa“. Die Entstehung des Vulcanello ist wahrscheinlich als jung (?? historisch) anzunehmen; Datierungsversuche des Entstehungsalters von Vulcanello nach „alten Quellen“ (ARISTOTELES) sind nach H. PICHLER sehr zu bezweifeln.

BALDANZA's Annahme (1961 Symposium-Führer), die Lentia wäre der älteste Teil Vulcanos, steht mit den Feldbeobachtungen nicht in Übereinstimmung. Ignimbrite sind auf Vulcano entgegen B. BALDANZA u. a. nach H. PICHLER nicht nachzuweisen.

B. BALDANZA 1961 gibt für Vulcano eine Übersicht der vulkanischen Aktivität, die aber für den frühgeschichtlichen Zeitraum vorsichtig beurteilt werden muß.

Der Aufstieg auf den Krater vom kleinen Hafen an der NE-Seite der Insel erfolgt auf einem schmalen Fußpfad und ist sehr leicht. Dabei wird der kleine Obsidianstrom der Pietre Cotte überschritten. Das ist die jüngste Lava auf Vulcano; denn alle späteren Ausbrüche waren explosiv. Knapp östlich liegt der doppelte laterale Explosionskrater der Forgia Vecchia. Über Erosionsrinnen geht es aufwärts; bald erreichen wir den Kraterand, auf dessen Ostseite die Hauptfumarolenfelder liegen. Nach einem Kraterrundgang (!) wird der Abstieg durch eine vergnügliche Abfahrt in Aschenfeldern bereichert.

Weitere Exkursionen, auch in den Südteil der Insel beschreibt E. NICKEL 1964 in tagebuchartiger Anschaulichkeit.

Zwischen dem Gran Cratere und dem nördlich liegenden Vulcanello befindet sich eine schwach besiedelte Ebene. Aus dieser ragt der grellgelb-

braun verwitterte Felsen „La Fabbrica“ heraus, der zahlreiche künstliche Höhlungen aufweist. Wir wissen bereits, daß sich heute Vulcano nur im Fumirolen/Solfatarenstadium *) befindet; die heißen Dämpfe haben bei ihrem Aufstieg die durchstrichenen Gesteine zersetzt, alunisiert; diese Solfataren lieferten: Schwefel (+ Selen), Realgar, Borsäure, Salmiak, Gips, Alaun, Hieratit, Glauberit, u. v. m. Es wurden früher jährlich 100 t Alaun, 20 t Schwefel und 10 t Borsäure gewonnen; zeitweise waren etwa 500 Arbeiter (Sträflinge) beschäftigt. In der letzten großen Eruptionsperiode 1888—90 wurden die Fabrikationsanlagen zerstört und seit dieser Zeit ist dieser Bergbau auf Vulcano nicht mehr hochgekommen. Vielleicht werden doch wieder einmal Versuche unternommen.

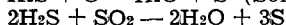
In der Nähe dieses Felsens, in der Ostbucht entspringen im Küstenbereiche heiße Quellen und Solfataren (einmaliger Badestrand!) auf einer Fläche von 5000 m².

Vor etwa 15 Jahren wurde von der AGIP-Mineraria eine Bohrung bis 569,50 m Tiefe abgeteuft; diese erbrachte in etwa 300 m ganz gute Dampfquellen, die aber zur Gewinnung elektrischer Energie nicht ausreichten; mit dem Bau eines Thermalbades wurde vor einiger Zeit begonnen. Jetzt ist die Bohrung verschlossen (so schlecht und recht) . . . die Bohrkerne sind inzwischen vollkommen verwittert . . . das Schwimmbecken unterliegt schon hominider wie vulkanischer Erosion . . .

F. BERNAUER untersuchte auf Vulcano die Exhalationen und ihre Produkte am Krater, im Gebiet des Grundwassers und unter dem Meeresspiegel im Hinblick auf die Bildung sulfidischer Erze. Die Tuffe des Fossakraters sind längs einer den Krater kreuzenden N—S-Störung vererzt: Und zwar durch Umwandlung des im Gestein ursprünglich vorliegenden Eisens in dunkles Sulfid, wie auch durch Ausfällung des von Verwitterungslösungen zugeführten Eisens als kristallisierter Pyrit. Die Verwitterung dieses Gesteins hinterläßt unter dem Einfluß der hohen

*) Einige Möglichkeiten von Mineral-(Lagerstätten)bildung bei vulkanischen Prozessen sollen hier aufgezeigt werden:

Schwefel: $\text{H}_2\text{S} + \text{O} - \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ (Solfatara, Vulcano)



Über 96°C bilden sich gelbe nadelige Kristalle, die beim Berühren zerfallen.

Sulfidische Erze (Vulcano): Aus Metallchloriden und -sulfiden durch Zersetzung mit H₂S bilden sich BiS₂, AsS, PbS, ZnS FeS, u. v. a. m. Auch verriesen die H₂S-haltigen Wässer die im Umkreis der Ausbruchsstelle vorhandenen Erze.

Eisenglanz (Vesuv, Stromboli): Eisenchloride werden durch Wasserdampf oxydiert. Dabei wird HCl frei.

Kontaktminerale (Vesuv): Bei Kontakt mit Fremdgesteinen bilden sich Vesuvian, Granat, Epidot, usw.

Primäre Bildungen sind sehr häufig, aber unbeständig, da leicht wasserlöslich (z. B.: Chloride und Sulfate von Fe und Cu, Alaun).

Temperaturen und der reichlich entstehenden Schwefelsäure einen Rückstand von fast reinem Opal. Eisen, in geringerem Grade auch Gips, wird in der Nähe angereichert, alles übrige weggeführt.

Das Studium der Eisensulfidablagerungen am Solfatarenfeld zeigt, daß die Grenze der Vererzung nach oben durch die atmosphärischen Einflüsse bedingt ist. Auch ergaben sich wichtige Hinweise für die Genese sedimentärer Kieslagerstätten, wie sie in Meggen und am Rammelsberg vorliegen. Die vulkanischen Gase, die meist Cl und F wie deren Verbindungen, ferner H_2O , H_2S , CO_2 , CO , N_2 , NH_3 führen, sind für die Lagerstättenbildung von großer Bedeutung.

Von F. BERNAUER 1941 wurde im Südteil von Vulcano der seltene *Gearksutit*, ein Mineral der Kryolith-Gruppe ($Al [F, OH]_3 \cdot CaF_2 \cdot H_2O$), entdeckt und zwar in Gängen, Imprägnationen und unregelmäßigen Nestern innerhalb der jüngsten vulkanischen Tuffe. Ca und Al sind aus dem Nebengestein ableitbar; F wurde vermutlich mit Wurfslaggen in löslicher Form gefördert und durch Sickerwässer nach unten gebracht.

Auch gibt es ein Mineral, das auf der Insel Vulcano seinen *Locus typicus* hat. Für diesen Hinweis haben wir H. MEIXNER (Bezugnahme auf die 7. Auflage des „Neuen Dana“, Bd. 2, p. 103/104) besonders herzlich zu danken:

Hieratit, K_2SiF_6 , kubisch, farblose bis weiße oktaedrische und kubooktaedrische Kristalle, besonders in heißem Wasser löslich: *Hieratite from Hiera* *), an ancient name for Volcano; found originally as a fumarolic deposit on Vulcano, one of the Lipari Islands, associated with sassolite (Sassolin, $B OH_3$) mirabilite (Glaubersalz), glauberite, selenhaltigem Schwefel und verschiedenen Alaunen (Lit. COSSA, Acc. Linc., Trans., 3, 141, 1882; Bull. soc. min. 5, 61, 1882).

Auch wurden von Vulcano die Sulfate *Metavoltin*, *Voltait* (in Kristallen) und *Millosevichit* bekannt.

Vielleicht nach einem Bade in den submarinen, küstennahen Thermen besuchen wir noch rasch den *Vulcanello*, einen kleinen Drillingsparasitärkrater an der Nordspitze der Insel; er ist modellhaft schön ausgebildet, wie wir es vom Mte. Guardia auf Lipari gesehen haben (siehe Photo 19). *Vulcanello* förderte *Leuzitbasanite* und *Leuzittephrite*. Besonders bizarr schlackig aufgerissen sind oberflächlich die kleinen Lava-

*) Aus E. Nickel, 1964 (S. 43): „Ein Wort noch zur Mythologie: Zunächst zu Vulcanos Namen ‚Hierà‘, die Heilige. Gemeint ist die Weihe der Insel an den Schmiedegott Hephästos, der seine Werkstatt unter allen Vulkanen hatte; die Schloten waren also seine Feueressen, aus den Blasebälgen (Strabo) traten die Winde, die in der Tiefe in Verwahrung gehalten wurden. Viele tätige Vulkaninseln des Altertums hießen Hierà.“

ströme. Der östliche Kegel ist im Abfall zum Meer prächtig erodiert: Oft nur dünne Lavadecken wechseln mit Schlacken und Tuffen: Ein Strato-vulkan im Kleinen, „wie er im Buche steht“. Wenn man ARISTOTELES glauben darf, wäre die Entstehung von Vulcanello vor 305 a. Chr. möglich *).

Zur Petrographie von Vulcanello gibt R. JAKOB 1958 folgende Daten: Alle Gesteine dieses Teiles von Vulcano lassen makroskopisch Augit und Plagioklas erkennen. Sie sind durchwegs arm an Einsprenglingen; unter diesen dominiert Augit. Im Detail werden angeführt: Leucitfreie Gesteine, glasreiche Andesitoide und olivinführender Trachyandesit bis Plagioklastrachyt (als Einzelfall) und Leucitbasanite (Leucitbasanitoide, Leucitbasanite mit feinfilziger Grundmasse und Leucitbasanite mit xenomorphem Leucit).

R. JAKOB 1958 betont besonders, daß Vulcanello im Gegensatz zu früheren Ansichten im äolischen Raum kein Fremdkörper ist. Die Ansicht von F. v. WOLFF (1914, p. 149), daß auf Vulcanello „die mittelitalienische Provinz mit ihren Leucitgesteinen pazifisches Gebiet erobert habe“, erscheint zu extrem formuliert. Vulcano und Vulcanello würden vielmehr eine Einheit von schwachmediterraneum Charakter bilden. Es müsse auch eine SiO₂-Assimilation in Betracht gezogen werden.

Auf ein Problem möchte ich noch an Hand von Vulcano am Rande hinweisen: Der Grand Cratere ist 386 m hoch; die von F. v. Wolff errechnete Schlotlänge beträgt 750 m; der Herd läge also nur 370 m unter dem Meeresspiegel! Und trotzdem ist er nicht mehr in der Lage, Lava zu fördern. Auch der Stromboli hätte nach F. v. Wolff eine verhältnismäßig kurze Schlotlänge. Kurze Schlote verhindern eine weitgehende Differentiation, wie sie z. B. am Ätna beobachtet werden kann, der eine Schlotlänge von 6500 m aufweist. Auch das starke Schwanken im Sippencharakter der Gesteine macht wahrscheinlich, daß die meisten Förderungen aus abgetrennten, vielleicht auch hybriden Restmagmenkörpern stammen.

3. Ätnabereich

(Abb. 2, 3)

In zweistündiger Seefahrt erreicht man von Lipari die kleine Hafenstadt Milazzo (etwa 30 km westlich Messina) an der Nordküste Siziliens; (oder man kommt von S, von hier auf die Liparischen Inseln; täglich mehrmalige Verbindung nach Lipari). Wollen wir zum Ätna, so führt die Fahrt zuerst nach Messina und dann entlang der herrlichen Ostküste nach

*) Denjenigen, die es glauben wollen, sei die Schilderung der Entstehung von Vulcanello durch Aristoteles nicht vorenthalten (ex E. Nickel, 1964): „Dort blähte sich die Erde ein wenig auf und erhob sich unter Getöse zu einer Art Hügel. Nachdem dieser durchbrochen war, drang daraus ein heftiger Luftstrom heraus, der Funken und Asche mit sich emporriß. Und die nahegelegene Stadt Lipari überschüttete er ganz und gar mit Asche, die auch bis nach einigen Städten Italien getragen wurde. Und noch jetzt kann man deutlich die Stelle sehen, wo sich dies zugetragen hat.“ (Arist. meteor. II, 8.)

S. Knapp nördlich Taormina verlassen wir das peloritane Massiv, dem noch mesozoische Deckschollen überschoben sind. Nun kommen wir in das Vorland der alpinen Ketten Siziliens mit der Molassezone; diesem Vorlande sitzt der Ätna auf. In zweistündiger, abwechslungsreicher Fahrt haben wir Catania erreicht; oder, wir haben es nicht so eilig und umfahren noch den mächtigen Vulkankegel des Ätna auf der Zirkumätinastraße (Taormina—Linguaglossa—Randazzo—Bronte—Adromo—Paterno—Catania).

Im folgenden geben wir noch eine kurze, historische Charakteristik dieser 4 Städte NE-Siziliens:

Milazzo ist die einstige griechische Kolonie Mylae (716 a. Chr. gegründet); hier war ein wichtiger Kriegshafen; in dieser Bucht erfochten die Römer ihren ersten Seesieg über die Karthager (260 a. Chr.). Auf dem Kap von Milazzo liegt das aus dem 13. Jahrhundert stammende Schloß, das später von Charles V. erweitert wurde. Heute beherrscht eine große Raffinerie östlich der Stadt weit hin die Landschaft.

Messina, heute Bezirkshauptstadt mit etwa 250.000 Einwohnern, wurde nach der schweren Erdbebenkatastrophe vom 28. Dezember 1908 (der auch Reggio und viele kleinere Orte dieses Gebietes zum Opfer fielen) neu aufgebaut. Die alte Siedlung Zankle (Griechisch: Zanklon = Sichel) wurde von den Griechen Messana genannt; 426 a. Chr. kam die Stadt unter die Herrschaft Athens und wurde dann von den Karthagern erobert. Dyonysio, der Tyrann von Syrakus, befreite die Stadt und baute sie neu auf. Sie fiel 228 unter die Gewalt der Mamertiner (kampanische Söldner) und verbündete sich mit Rom. Durch Ottaviano kam es zu einer römischen Stadtherrschaft; dann kam die Stadt unter byzantinische Herrschaft und wurde unter den Normannen zu einem blühenden Handelszentrum. Im Jahre 1571 bereitete sie der Flotte des Don Juan von Österreich, dem Sieger von Lepante, einen ehrenvollen Empfang (Statue). Im Jahre 1674 unterlag sie nach langem Widerstand dem spanischen Angriff. 1783 zerstörte ein heftiges Erdbeben einen großen Teil der Stadt; 60 Jahre später kam es zur Beschießung durch die Flotte der Bourbonen, die sie bis zur Befreiung durch Garibaldi beherrschten.

Sehenswert sind der Dom, das Museo nazionale und die Kirchen S. Maria Alemanna (13. Jahrhundert) und Annunciata dei Catalani (Normannenkirche). Der Rundblick vom Friedhof wird im „Blauen Führer“ sehr gepriesen.

Taormina ist eine alte Siedlung der Siculer, später der Griechen (Flüchtlinge aus der griechischen Kolonie Naxos, ab 358 v. Chr.); dann römisch, arabisch und normannisch. An der Piazza Vittorio Emanuele liegt der Palazzo Corvaia (15. Jahrhundert); dahinter die Reste eines römischen Theaters aus der Kaiserzeit. Das berühmte „Griechische Theater“ stammt wahrscheinlich aus der hellenistischen Zeit, wurde aber von den Römern in der Kaiserzeit vollständig erneuert; von der Höhe seines Zuschauerraumes genießt man wohl einen der schönsten Blicke auf den Ätna. Die Lage der Stadt an den Berghängen inmitten einer prächtigen Gartenlandschaft wird mit Recht oft gerühmt.

Catania liegt auf 13 m Seehöhe und hat etwa 300.000 Einwohner. Catania ist heute eine wichtige Industrie- und Handelsstadt.

Katane wurde 729 a. Chr. von den Joniern von Naxos aus besiedelt. Es war eine der ersten Städte Siziliens, deren sich die Römer bemächtigten (263), 402 noch einmal von den Syrakusanern unter Dyonys dem Tyrannen heimgesucht. 1169 wurde die Stadt durch ein Erdbeben zerstört. Heinrich VI. (1192) und Friedrich II. (1232) zerstörten die ihnen feindlich gesinnte Stadt. Die Aragonier gründeten 1444 die Universität. 1669 wurde die Stadt durch einen Ätnausbruch teilweise vernichtet. Das Erdbeben von 1693 machte Catania dem Erdboden gleich. Die Stadt wurde dann nach den Plänen von G. Vaccarini im Barockstil neu erbaut, unter starker Verwendung der Ätnagesteine.

Mittelpunkt ist die von Barockbauten umsäumte Piazza del Duomo, mit der Fontana dell' Elefante (Elefantenbrunnen von Vaccarini, 1736); der antike Elefant ist aus Lava geformt und trägt einen ägyptischen Obelisken; dieser Elefant ist das Wahrzeichen Catanias. Der Dom wurde 1099 unter Roger I. errichtet und mehrmals erneuert; die Barockfassade stammt von Vaccarini (1736). Im Inneren des Domes (zweiter Pfeiler rechts) steht das Grabmal des berühmtesten Sohnes der Stadt, Vinc. Bellini, von G. B. Tessara. Das Kastell Ursino (für Kaiser Friedrich II. als Hafenfeste erbaut, 1669 von Lava umflossen, von den Erdbeben 1693 und 1818 schwer beschädigt) beherbergt heute das Museo Civico. Sehenswert sind weiters das Griechische Theater, das Amphitheater (2. Jahrhundert) und der Giardino Bellini.

a) Ätna (Abb. 23—29, Photos 21—25).

„Je mehr wir uns mit dem Ätna beschäftigen, desto komplizierter erscheint uns dieser einzigartige Vulkan. Das gründliche Studium seines Baues, seiner Tätigkeit und seiner Produkte ist erst am Anfang und die

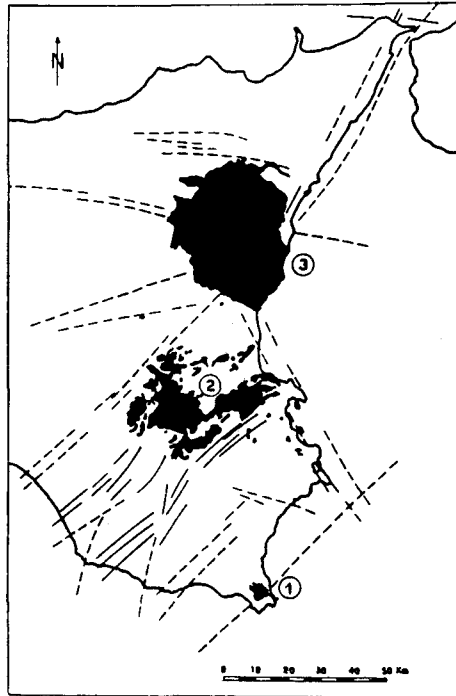


Abb. 23: Vulkangebiete Ost-Siziliens.

1. Capo Passero-Pachino: Submarine basische Ergüsse mit Hyaloklastiten (Kreide).
2. Monti Iblei: Submarine basische Ergüsse mit Pillow-Laven, Hyaloklastiten und Lavagängen; z. T. auch subaerische Lavaströme (Basalte, Tephrite). Jungtertiär bis Altquartär.
3. Ätna: Lavareicher Stratovulkan auf präätneischen submarinen Basalten ruhend (Quartär). Die rezenten Laven des Ätnas sind Grenztypen zwischen Basalten, Andesiten und Nephelintephriten. Ältere Laven des Trifoglietto sind z. T. helle Olivin-Andesite (aus A. Rittmann 1963).

bisher erreichten Ergebnisse sind noch recht dürftig.“ (A. RITTMANN 1963, S. 789):

Um den Vulkanismus des Ätna und seine Stellung auf Sizilien zu verstehen, muß man vor allem die regionale Geologie Ostsiziliens beachten. Die Ölbohrungen in SE-Sizilien (Ragusa, Gela) haben einen submarinen, triadischen (?) Vulkanismus (basaltische und tephritische Hyaloklastite) nachweisen können. Etwas weiter nördlich liegen die Ausbrüche im Jura, mit mehr oder weniger großen Unterbrechungen. Am Capo Passero und bei Augusta sind analoge Vulkanite in der Kreide zu beobachten. Die mächtigen, weit verbreiteten Lavaströme mit Lavagängen, Pillow-Laven und Hyaloklastiten der Monti Iblei (S Catania) entstammen vor allem submarinen Spaltenergüssen im Miozän und Pliozän; es gab auch einige kleine Inselvulkane. Im Quartär verlagerte sich die Aktivität noch mehr nordwärts bis in die Gegend des heutigen Ätnas; wir sehen z. B. bei Acicastello und bei Acitrezza submarine Laven mit Pillows und Hyaloklastiten (siehe Abb. 23).

Wie A. RITTMANN 1963 besonders hervorhebt, ist der Vulkanismus Ostsiziliens an Bruchzonen gebunden; diese liegen im Vorlande des Orogens, was wir hervorheben möchten; daher werden auch ausschließlich basische, atlantische Magmen gefördert: Olivinbasalte, Andesinbasalte, Nephelintephrite und sogar limburgitische Nephelinite.

Im Quartär ist der Vulkanismus an eine tektonisch besonders geschwächte Zone (Kreuzung gebündelter Störungen, siehe Abb. 23) gebunden; das ist die Grundlage für den heutigen Ätna; diese Zone ist auch durch besondere seismische Aktivität gekennzeichnet.

Besonders wichtig ist die neue Erkenntnis von A. RITTMANN, daß sich der Ätna seit dem Altquartär auf einem aufsteigenden Horste aufbaute. Marine Tone der Sizilianischen Stufe sind an der Ostflanke des Ätnas in 800 m Seehöhe anzutreffen; westlicher sind die noch höher gehoben („argille scagliose“ und oberpliozäne Sandsteine). Die relative Höhe des eigentlichen Vulkankegels wird von A. RITTMANN 1963



Abb. 24: Schematisches Profil durch den Ätna. Der Ätna ist aus mehreren Einzelvulkanen aufgebaut, die auf einem in Hebung befindlichen Horst ruhen. Weit punktiert: Trifoglietto-Vulkan mit seiner Caldera (Val del Bove). Eng punktiert: Ätna, dessen Gipfelkegel im Einsturzkrater von 1669 aufgebaut ist (aus A. R i t t m a n n 1963).

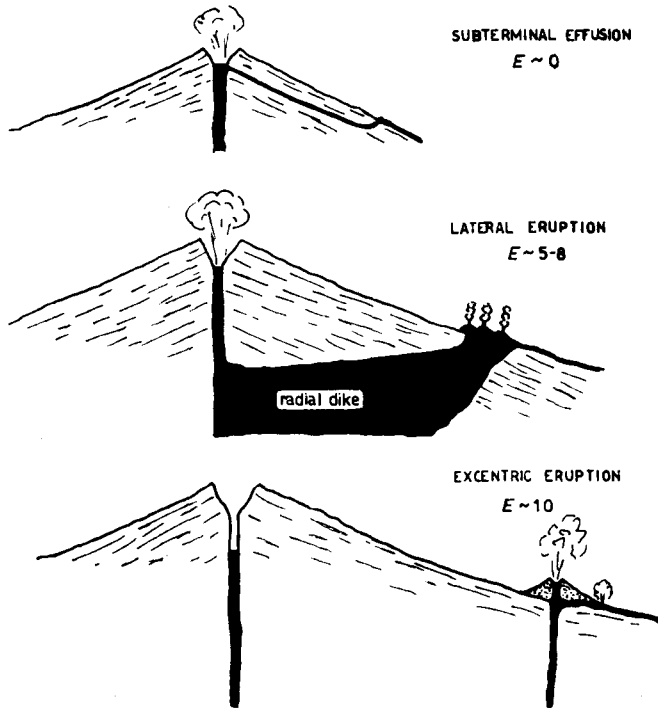


Abb. 25: Schema der Ausbruchstypen.

Subterminaler Ausbruch: Das im Krater entgaste Magma dringt zwischen periklinale Schichten ein und bricht wegen des steigenden hydrostatischen Drucks an die Oberfläche durch, wo es einen ruhig fließenden Lavastrom bildet. Pyroklastisches Material fehlt.

Lateraler Ausbruch: Das Schlotmagma dringt längs einer Radialspalte zur Oberfläche, wo eine Reihe von Schlacken- und Lapillikegeln aufgeschüttet werden, aus deren tiefstgelegenen Lava ausfließt. Das pyroklastische Material beträgt zwischen 5 und 8% der Gesamtförderung.

Exzentrischer Ausbruch: Das Magma der Tiefe dringt auf einer vom Hauptschlot unabhängigen Spalte an die Oberfläche, wo ein kleiner Vulkan aufgeschüttet wird, an dessen Fuß große Lavamengen gefördert werden. Pyroklastika machen etwa 10% aus, worunter Aschen vorherrschen (aus A. Rittmann 1963).

mit etwa 2000 m geschätzt, wenn man von der verhältnismäßig dünnen Lavenbedeckung der Flanken des Sedimentsockels absieht.

Das Gebirge des Ätnas ist aus mehreren, sich überdeckenden Vulkankegeln aufgebaut. Der zweitjüngste ist der Trifoglietto (siehe Abb. 24); seine weite, sich nach E öffnende Gipfelcaldera ist das bekannte Valle del Bove, durchzogen von zahlreichen Gängen, die radial vom Trifoglietto ausstrahlen. Viel jünger ist der aktive Kegel des Mongibello, der sich an der Westflanke des erloschenen Trifoglietto an einer N—S-

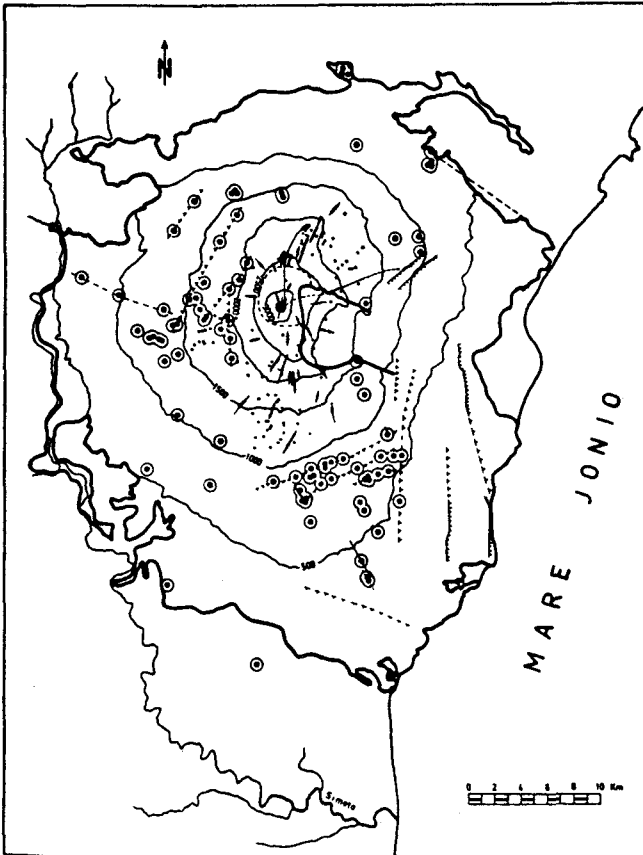


Abb. 26: Vulkanotektonische Kartenskizze des Ätnas.

Die starke Linie gibt die äußere Grenze der Lavabedeckung sowie den Rand der Caldera des Trifoglietto an. Punkte = Ausbruchsstellen von Lateralausbrüchen; Ringe = exzentrische Ausbruchsstellen. Die wichtigsten Brüche und Verwerfungen sind eingetragen (aus A. Rittmann 1963).

Spalte aufbaute. Sein Aufbau wurde durch einen Gipfeleinbruch unterbrochen, wahrscheinlich nach dem exzentrischen Ausbruch von 1669. Der damals entstandene „elliptische Krater“ ist später durch folgende Lavaströme und Lockermaterial eingeebnet worden; der aktive Kegel des Ätnas ragt heute um 300 m höher empor.

Der Ätna ist ein reger Vulkan: Sein Mittel beträgt etwa 15 Ausbrüche im Jahrhundert; eine Periodizität ist nicht ablesbar. Nach den eigentlichen Ausbrüchen treten meist kurze Ruhepausen ein, worauf

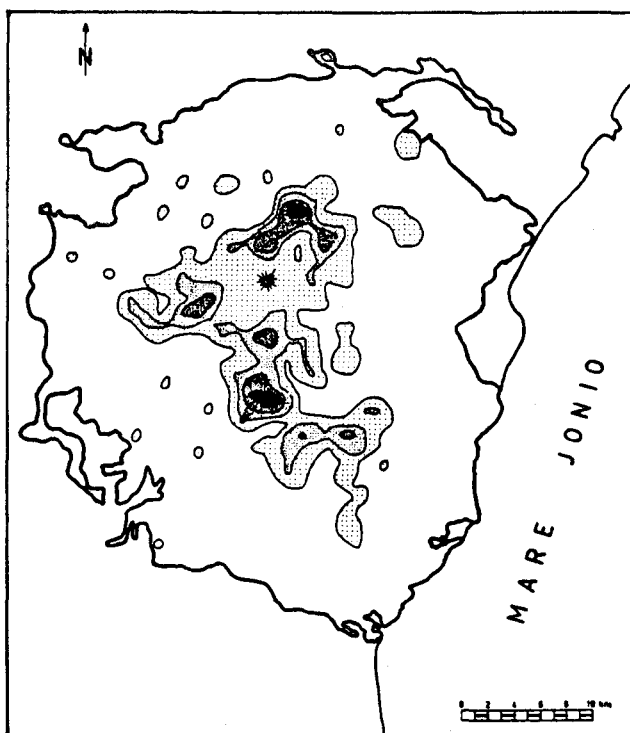


Abb. 27: Dichteverteilung der Ausbruchszentren auf dem Ätna.

Die größte Dichte bedeutet mehr als zwei selbständige Ausbruchszentren auf 1 km^2 . Man sieht deutlich, daß die Anordnung der Ausbruchszentren durch die tektonischen Linien des Untergrundes vorgezeichnet ist (vgl. Abb. 23); (aus A. Rittmann 1963).

Dauertätigkeit folgt. Die sichtbaren Erscheinungen der Magmatätigkeit sind vom Stande der Magmasäule im Schlothe abhängig: Bei Tiefstand des Magmaspiegels gibt es nur rhythmische Dampfförderung, beim Höhersteigen Schlacken- und Lavawurftätigkeit; gleichzeitig sind langsame subterminale Effusionen möglich; dabei fließt das im Krater entgaste Magma durch oberflächennahe Kanäle seitlich, an der Basis des Ausbruchskogels aus einer Boccha, ab.

Die vielen Ausbrüche des Ätna lassen sich nach A. RITTMANN 1963 in drei Gruppen gliedern (siehe Abb. 25):

a) Subterminale Ausbrüche: Sind von den subterminalen Effusionen der Dauertätigkeit nur quantitativ verschieden. Sie fördern in kürzerer Zeit viel größere Lavamengen; die explosive Entgasung erfolgt durch den Hauptkrater; Schlacken- oder Lockerkegel werden nicht gebildet.

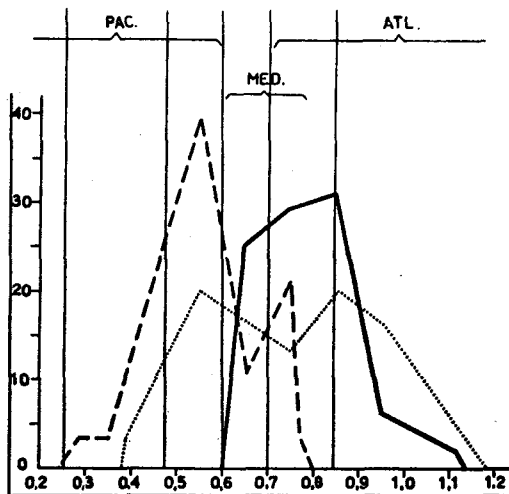


Abb. 28: Sippencharakter der sizilianischen Vulkane.
Abszisse: Logarithmus des Sippenindex

$$\sigma = \frac{\text{Alk}^2}{\text{SiO}_2 - 43}$$

Ordinate: Häufigkeit der σ in %. Volle Linie = Ätna (atlantisch). Gestrichelt = Stromboli (pazifisch mit mediterranem Einschlag). Punktiert = Vulcano (pazifisch) und Vulcanetto (mediterran); (aus A. Rittmann 1963).

b) **Laterale Ausbrüche:** Eine vom Hauptschlot ausgehende Radialspalte reißt durch, bedingt im hydrostatischen Druck des Schlotmagmas. Austritt des gasreichen Pyromagmas an den Flanken des Vulkans; Ausfluß des weitgehend entgasten Magmas am unteren Ende der Spalte und Erstarrung zu Aa-Lava (hawaiianische Bezeichnung für Brockenlava); der Hauptkrater reagiert mit mehr oder weniger heftigen Aschenwürfen (z. B.: Monti Silvestri/Ausbruch 1892).

c) **Exzentrische Ausbrüche:** Unter heftigen lokalen Erdstößen Öffnung von Bocchen an den tieferen Flanken des Berges. Die stark explosive Tätigkeit konzentriert sich auf eine oder auf wenige, benachbarte Bocchen, die sich zu einem Krater vereinigen; um diesen erfolgt die Aufhäufung der ausgeworfenen Aschen und Lapilli zu einen großen Lockerkegel, an dessen Basis zuletzt noch gasreiche Lava durchbricht. Als typisch hebt A. RITTMANN das passive Verhalten des Hauptschlotes hervor, von dem der exzentrische Ausbruch unabhängig ist; die Magmazufuhr erfolgt längs durch die regionale Bruchtektonik vorgezeichneten Spalten und bevorzugt die Schnittlinien von Brüchen. Die so entstandenen Lockerkegel müssen als selbständige Kleinvulkane angesehen werden.

In der Dichteverteilung der Ausbruchszentren am Ätna (Abb. 27) wird die Tektonik besonders deutlich; die Häufungsstellen liegen alle an den Schnittpunkten von Störungen.

„Im Vergleich mit den anderen italienischen Vulkanen nimmt der Ätna entschieden eine Sonderstellung ein, und zwar nicht nur in bezug auf seine Tätigkeit, seinen komplizierten Bau, seine Lage auf einem tektonischen Horst, seine zahlreichen, weitgehend unabhängigen Kleinvulkane, sondern auch in Hinsicht auf den Aufstiegsmechanismus seines Magmas. Tatsächlich ist es höchst wahrscheinlich, daß der Ätna keinen eigentlichen intrakrustalen Magmenherd besitzt, sondern nur ein System von abyssalen Förderspalten, die bis zur subkrustalen Magmazone reichen“. (A. RITTMANN 1963, S. 788).

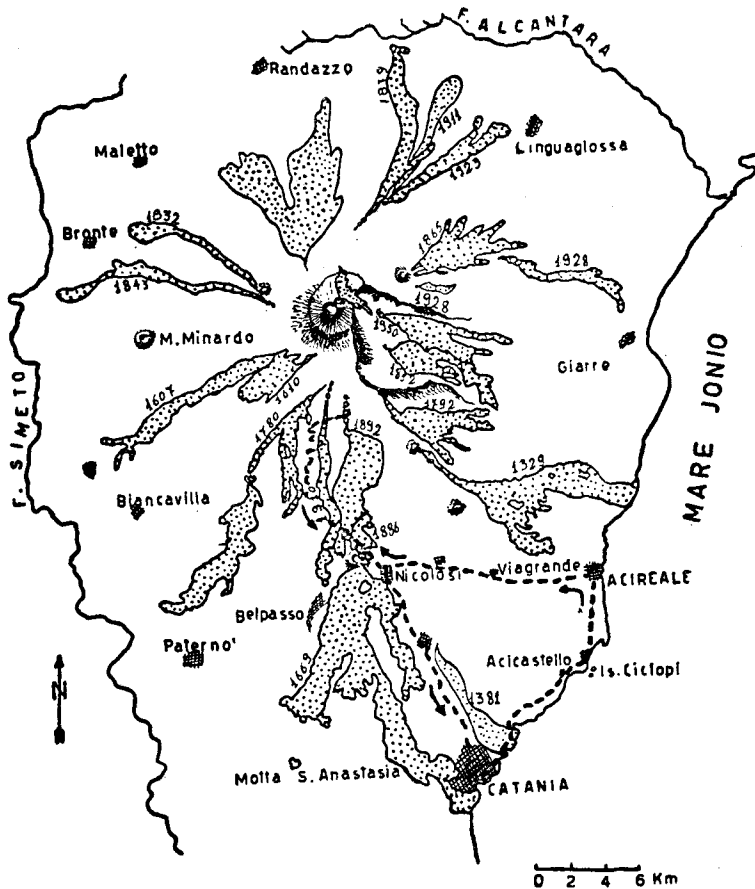
Noch einmal soll betont werden, daß die Laven des Ätnas (vorwiegend Andesite mit tephritischem Einschlag) ausnahmslos der atlantischen Sippe angehören. Dagegen zeigen die Laven des Stromboli, des Vulcano und des Vulcanello pazifischen bis mediterranen Sippencharakter (Abb. 28). Die unterschiedliche tektonische Stellung dieser Vulkanprovinzen wird auch aus ihrem Chemismus deutlich: Einerseits Vorlandposition; andererseits Lage im Orogen oder in dessen Rücklande. Auch A. RITTMANN bekräftigt, daß die Äolischen Inseln eine ähnliche tektonische Stellung haben wie die Vulkangebiete der Toscana, der Romagna und der Campana. Nach den letzten Ergebnissen können deren Magmen als anatektisch gedeutet werden. Der Ätna ist nach A. RITTMANN 1963 „der einzige aktive Vulkan Italiens, der direkt Differentiate des primären, subkrustalen simatischen Magmas fördert, wodurch seine Sonderstellung ohne weiteres begreiflich wird“ (S. 799).

Nun zur lokalen Situation:

Die Laven des Ätna bedecken etwa 1570 km². Die Höhe des Ätna (Monte Gibello; „Gibel Utlanat“ der Sarazenen), der einen Basisdurchmesser von etwa 40 km hat, variiert: 1864... 3313 m, A. SIEBERG gibt sie 1914 mit 3274 m an, 1936... 3263 m und 1956 (nach einem starken Paroxysmus) ... 3290 m.

Hunderte von Parasitärkratern oder Adventivkegeln sind an den Flanken des Vulkans zu beobachten, im S und N besonders gehäuft (Abb. 27). Manche dieser Adventivkegel überragen ihre Umgebung um 250 m. Isolierte Adventivkegel sind selten.

Die Lavaströme der wichtigsten Eruptionen sind auf Abb. 29 eingezeichnet (nach M. CASTIGLIONE GIRLANDO 1961). Seit 1955 zeigt der Ätna eine persistierende, aber variable Aktivität im NE-Krater; subterminale Effusionen gasarmer Laven sind häufig.



Unter geschichtlich bezeugten Ausbrüchen kennt man etwa 135; die bedeutendsten im Altertum ereigneten sich 475 und 396 a. Chr.; die verheerendsten im Mittelalter waren die Ausbrüche von 1329—1381; in der Neuzeit hat der Ausbruch von 1669 eine Spalte von Nicolosi bis fast zum Hauptkrater aufgerissen, die Monte Rossi wurden aufgeworfen, Catania z. T. verschüttet. Im 18. Jh. zählte man 16 Ätnausbrüche, im 19. Jh. 19 und im 20. Jh. bisher 6 (1911, 1923, 1928, 1942, 1947 und 1950—51).

Wir selbst hatten die Gelegenheit, die persistierende Aktivität des Ätnas am NE-Krater Ostern 1957 eingehender zu beobachten (siehe Photos 22—25). Ostern 1963 beobachteten wir einen subterminalen Lavaström an der

NE-Flanke des Ätnas, den wir von Linguaglossa über das Refugio Suca erreichten: Eindrucksvoll war die langsam vordringende Blocklavahalde in 2200—2300 m Höhe, von der sich glühende Blöcke lösten und zischend den Schnee hinabfuhren; wir werden auch an den Sturm und die eisige Kälte zurückdenken, die uns nur wenige Minuten Beobachtungszeit ließen; unvergeßlich bleibt auch der lange, weglöse Nachtabstieg über Stock und Stein, durch Wacholder und Ginster...

Über die Ausbrüche 1964 berichtet A. RITTMANN 1964 (S. 799—800):

„Am 1. Februar 1964 riß am Osthang des Zentralkegels in 3000 bis 3100 m ü. M. eine Radialspalte auf, aus der Schlacken und Aschen ausgeworfen wurden, die eine Reihe von kleinen Schlackenkegeln aufschütteten. Am unteren Ende der Spalte brach ein Lavastrom hervor, der 4 km weit bis in das Valle del Bove floß. Am 20. Februar war der Ausbruch zu Ende.

Am 7. April wurden im Zentralkrater Lavafontänen bis 600 m hoch geschleudert. Dieses Schauspiel wiederholte sich in noch stärkerem Maße am 13. April. Die herabfallenden Lavafetzen bauten im Krater einen Kegel auf, so daß jetzt die Höhe des Ätnas 3300 m überschreitet. Gleichzeitig quoll Lava über den Nordrand des Kraters und ergoß sich kilometerweit über den Außenhang. Dasselbe wiederholte sich am 20. und 27. April und am 2. Mai.

Am 7. Mai erneute Lavafontäne im Zentralkrater und Überfließen eines 4 km langen Lavastromes gegen W in Richtung des Städtchens Bronte.

Vom 13. bis 18. Mai ereignete sich ein weiterer, heftiger Gipfelausbruch mit Lavafontänen und starker interkraterer Lavaförderung. Unter dem Druck der Lava gab der schon durch einen Ausbruch von 1949 zerrüttete und geschwächte Kraterwall im SSW nach und die dünnflüssige Lava ergoß sich mit großer Geschwindigkeit aus der entstandenen tiefen Scharte. Der Strom (4½ km lang) floß etwa 100 m westlich am Observatorium vorbei und erreichte Quote 2100 m ü. M. ohne Schaden anzurichten. Dieser Ausbruch bot ein eindrucksvolles Schauspiel und gab leider Anlaß zur Verbreitung von übertriebenen Berichten und z. T. unterschobenen und gefälschten Illustrationen in der Weltpresse.

Alle diese Gipfelausbrüche stellen eigentlich nur Höhepunkte der Dauertätigkeit dar. Dementsprechend stellt sich nach ihnen am Vulkan kein Erschöpfungszustand ein, wie dies bei paroxysmalen Ausbrüchen der Fall ist, sondern nur eine kurz befristete, starke Abnahme der Dauertätigkeit, wenn abgerutschtes Material vorübergehend den Schlot verstopft, um bald darauf wieder explosiv ausgeworfen zu werden, worauf die fluktuierende Dauertätigkeit wieder ihren normalen Verlauf nimmt.

Am späten Abend des 14. Juni erfolgte jedoch im Zentralkrater 25 Minuten lang ein Trommelfeuer von sehr heftigen Explosionen, die Blöcke, Sand und Aschen bis 5000 m hoch über den Krater schleuderten. Zum Schluß folgten einige Lavafontänen. Diese außerordentlich heftige Tätigkeit ist kaum im Rahmen der fluktuierenden Dauertätigkeit zu erklären. Vermutlich ist vorher in der Tiefe eine Spalte aufgerissen, in die das Magma eindrang. Die Magmasäule senkte sich, von den Schlotwänden glitten Lockermassen in die Tiefe. Infolge des plötzlichen Absinkens des hydrostatischen Drucks kam es zu einer explosionsartigen Entgasung und zum Auswurf der abgerutschten Massen. Ob die Spalte in der Tiefe weiter aufreißen und die Oberfläche erreichen wird, kann jedoch noch nicht vorausgesehen werden.“

Auch 1965 zeigte sich der Ätna immer wieder aktiv, was für eine Expedition einen besonderen Ansporn bilden könnte. Mitte Februar 1966 berichtet unter dem Titel „Ätna: Neuer Vulkankegel“ eine Wiener Tageszeitung („Die Presse“):

„Die Lavamassen, die seit fünf Tagen aus dem 3300 m hohen Ätna herausgeschleudert werden, haben bereits einen neuen Vulkankegel entstehen lassen. Er befindet sich unweit des gewaltigen Zentralkraters. Die Zahl der Eruptionen hat sich stark vermehrt. Während es zunächst alle 3 Minuten zu einem Ausbruch gekommen war, erfolgen die Eruptionen jetzt 15- bis 20mal pro Minute. Allerdings hat die Gewalt der Explosionen etwas nachgelassen. Hunderte Tonnen vulkanischen Gesteins werden 300 bis 350 Meter hoch in die Luft geschleudert. Bei Beginn der neuen Eruptionen am Montag waren Gesteinsbrocken sogar bis zu 400 Meter hochgeschleudert worden. Der Lavaausbruch ist nach wie vor stark; für bewohntes Gebiet besteht aber keine Gefahr. Der Lavastrom hat eine Temperatur von schätzungsweise tausend Grad Celsius; er ist jedoch nur 3 Kilometer lang.“

Unter den Prä-Ätna-Laven herrschen basaltische vor, welche manchmal auch tephritisch werden können. Die Analcimbasalte der Zyklopeninseln sind basaltische Gesteine mit Kontakt-Analcim.

Die Gesteine des Trifoglietto-Vulkans scheinen vor allem Andesite und Trachyandesite zu sein.

Die Laven des jüngeren Ätna ändern sich nach M. CASTIGLIONE GIRLANDO 1961 nicht allzusehr in ihrer Zusammensetzung. Mineralogisch handelt es sich um Pheno-Andesite bis Pheno-Basalte. Nach ihrem chemischen Bestande fallen sie sehr nahe an die Grenzen zwischen Andesiten, Andesin-Basalten, Trachyandesiten und Nephelin-Tephriten. Für diese Übergangsgruppe wurde von A. RITTMANN 1960 der Name „Ätnait“ vorgeschlagen. Dieser Begriff ist wichtig, da er verschiedene Gesteinsbezeichnungen für ein- und denselben Lavaerguß, welcher kleine Variationen im Gesteinsbestand zeigt, ersetzt.

A. RITTMANN 1963 betont, daß in den Spalten sehr komplizierte, sowohl gravitative als auch pneumatolytische Differentiationsprozesse stattfinden.

In der „Mineralogia Etnea“ (S. di FRANCO 1942) werden vom Ätna über 100 verschiedene Minerale angeführt.

Eine Exkursion folgt am besten der von M. CASTIGLIONE-GIRLANDO 1961 (Internat. Assoc. of Volcanology) angeführten Route: Catania — Ognina — Acicastello — Acitrezza — Acireale — Aci San Antonio — Viagrande — Trecastagni — Pedara — Nicolosi — Grande Albergo Etna — Casa Cantoniera — Monti Silvestri. Rückfahrt nach Catania über Nicolosi — Mascalucia — Gravina. Diese Route gibt auch die Möglichkeit, die submarinen Prä-Ätna-Ergüsse in eindrucksvollen Aufschlüssen zu sehen.

Der NE-Teil von Catania liegt am Golf von Ognina, dieser wird in seiner Form von der Lavafront des Ausbruches 1381 (exzentrischer Ausbruch nahe Mascalucia in 400 m SH) bestimmt. Auf der Weiterfahrt werden Laven (Andesite) an der Hauptstraße nach Messina gequert.

Bei Acicastello sind an den Felsklippen Eruptiva zu sehen: vor allem submarine Ergüsse aus Pillow-Lava (Kissenlava). Die Pillows sind von

einer glasigen Kruste umgeben; die Internzonen zeigen radiale Spalten. Zwischen den Pillows liegen Zeolit-reiche Hyaloklastite*). Auch ist hier der Kontakt zwischen einem submarinen, basaltischen Erguß und einer alten, subaerischen andesitischen Lava des Ätna (säulige Absonderung) aufgeschlossen.

Einige Kilometer N Acicastello gibt es einen guten Ausblick auf die Zyklopeninseln, die aus basaltischen Intrusionen (in Sedimente des Siciliano) aufgebaut sind.

Bei Acireale wird ein fault-scarp („Timpa“) gezeigt. Wir verlassen hier die Hauptstraße und wählen die Nebenstraße nach Nicolosi. Bei Aci S. Antonio liegt der Mte. Serra (501 m), ein prähistorischer, exzentrischer Adventivkegel, heute schon bewachsen. Wir sehen später die prähistorischen Kegel des Monte Gurna, der Tre Monti und des Monte Troina.

Bei Nicolosi gibt es einen guten Blick auf die Monti Rossi; es wird dabei eine Zone durchquert, die aus Lapilli und Asche des Monti-Rossi-Ausbruches 1669 besteht. Die Monti Rossi sind die größten Adventivkegel des Ätna. Ein großer Lavastrom ($76 \times 107 \text{ m}^3$ vom 11. 3. 1669) umfließt den prähistorischen Nebenkrater des Monpiliери; er ist maximal 4 km breit

*) A. Rittmann, 1960, definiert Pillowlaven (Kissenlaven) und Hyaloklastit wie folgt (S. 79 bis 82):

„Besondere Formen bilden sich, wenn dünnflüssige Laven unter Wasser fließen und abgeschreckt werden. Es entstehen dann die besonders für submarine Basalt- und Tephritergüsse charakteristischen Pillowlaven (Kissenlaven), deren Bildung folgendermaßen vor sich geht: Sowie die ausfließende Lava mit dem kalten Meerwasser in Berührung kommt, überzieht sie sich mit einer dünnen glasigen Kruste, die nach innen ganz allmählich in zähflüssige und dann in dünnflüssige Lava übergeht. Durch nachdrängende Lava wird diese Kruste gedehnt, ihre äußerste, schon erstarrte Schicht wird gesprengt und zerbröckelt, während die darunter liegende, zähflüssige Schicht zu einer neuen Glaskruste erstarrt, die bei weiterem Lavazufuß ebenfalls zerbröckelt und wiederum durch eine tiefere Glaskruste ersetzt wird. Bald ist der Lavastrom von einer aus zerbröckeltem Glas bestehenden Schicht bedeckt, die als Wärmeschutz dient und die Abkühlung verlangsamt, so daß sich eine dickere zusammenhängende Kruste bilden kann. Beim Weiterfließen des Stroms entstehen in der Kruste Risse, auf denen dünnflüssige Lava des Strominnern in gleicher Weise ausfließt wie bei der Entstehung von Gekröselava. Die abschreckende Wirkung des Meerwassers verursacht nun jedoch die Bildung von rundlichen Pillows an Stelle der subaerischen, wulstigen Gekröseformen. Die herausquellende Lava-protuberanz umhüllt sich wiederum sofort mit einer Glaskruste, die bei weiterem Nachdrängen von Lava zertrümmert wird, worauf sich eine neue Glaskruste bildet, die dasselbe Schicksal erleidet usw., bis der Lavazuschub im Innern aufhört und sich ein infolge der Oberflächenspannung rundlicher Pillow geformt hat, der sich rasch abkühlt. Beim Erstarren bilden sich im Innern Schwundrisse, die senkrecht zur Abkühlungs Oberfläche stehen. Der völlig erstarrte Pillow besitzt eine glasige Kruste und ein mehr oder weniger kristallines Innere, das eine radialsäulige oder besser radialpyramidale Absonderung zeigt. Die Größe des Pillows wird durch das Gegenspiel von Lavanachub und Abkühlungsgeschwindigkeit bedingt. Wie bei der Gekröselava sind auch hier der Druck der ausfließenden Lava und die Zuflußgeschwindigkeit meist gering. Beim Wachsen

und reichte vielleicht bis Catania, das Castell Ursino umfließend, und 300 m von der alten Küste entfernt im Meere endend.

Von Nicolosi an folgen wir der Ätnastraße. Die Lavaströme von 1892 (dem Monte Silvestri entstammend) und 1910 werden gekreuzt; in ihnen liegen instruktive Steinbrüche, die guten Einblick in die einzelnen Lavaströme und in ihren Aufbau geben.

In der Nähe des Hotel Etna liegt ein prähistorischer Lavaström, der ungewöhnlich reich an Phenokristallen von Plagioklasen (Lokalbegriff: „lava cicirara“ = Linsenlava) ist.

Von der Casa Cantoniera ist ein guter Blick auf die Eruptionsspalte von 1910. Den tieferen Teilen entströmte sehr flüssige Lava. 23 Krater und Kegel wurden an dieser Spalte gebildet.

Abschließend wird das sehr eindrucksvolle Eruptionszentrum der Monti Silvestri (1892) besucht; es besteht aus 4 großen Kratern. Der höchste war etwas explosiv; dem südlichsten und niedersten entfloßen große Lavamengen.

Der Aufstieg auf den Ätna ist jetzt sehr erleichtert, da es eine Seilbahn gibt, die aber oft wegen starker Stürme nicht funktioniert. Der Anstieg bis zum Observatorium erfordert 3 bis 4 Stunden; er ist im Frühjahr bei Schneelage (Anstieg früh am Morgen) leichter. Der Anstieg

des Pillows nehmen bei konstantem Zufluß die Dehnungsgeschwindigkeit der Oberfläche und die dadurch verursachten Zerrkräfte dauernd ab, wodurch die Zeitspannen zwischen den sich folgenden Zertrümmerungen der Glaskruste immer größer werden. Dementsprechend dauert auch die Abkühlung länger, und die erstarrte Lavahaut wird schrittweise dicker und widerstandsfähiger. Schließlich ist sie imstande, dem Druck der zufließenden Lava standzuhalten und so ein weiteres Wachstum des Pillows zu verunmöglichen. Zumeist erstarren die schlauchartigen Zufuhrkanäle und zerbröckeln, hier und da sind jedoch bis zu meterlange Reste derselben in den Pillowlaven noch erkennbar.

Die frisch gebildeten Pillows sind noch mit flüssiger Lava erfüllte Blasen, die auf den Flanken und an der Stirn des Lavastromes hinabrollen und sich übereinander lagern, wobei sich die noch heißeren jüngeren Pillows an die bereits starren älteren anpassen. Oft zeigen daher die Pillows an ihrer Unterflache Einbuchtungen oder wulstige Vorsprünge, je nachdem sie auf oder zwischen ältere Pillows zu ruhen kamen. Manchmal rollen sie auch in den vom Lavastrom beiseitegeschobenen Schlick, der dann die Zwischenräume der Pillows ausfüllt. Normalerweise bleiben die Pillows jedoch in der während ihrer Bildung entstandenen Masse von Glassplittern liegen, die durch das erhitzte Meerwasser und durch die aus der Lava entweichenden Gase oberflächlich mit einer hellbräunlichen Zersetzungskruste umhüllt werden. Das noch frische glasige Material wurde ehemals von Sartorius v. Waltershausen für ein Mineral angesehen, das er Palagonit nannte, wonach man die ganzen Ablagerungen als Palagonittuffe bezeichnete. Dieser Name ist irreführend, da es sich keineswegs um pyroklastische Tuffe handelt, sondern um in situ entstandene, hier und da auch abgerutschte oder verschwemmte Anhäufungen zerbröckelter Glaskrusten der werdenden Pillows, wofür bis jetzt kein passender Name gefunden wurde. Vielleicht könnte man sie Hyaloklastite nennen.“

vom Observatorium zum Zentralkrater mit seiner starken Fumarolentätigkeit ist äußerst eindrucksvoll; ist er aber aktiv, so ist eine Besteigung oder eine Annäherung nur mit Lokalkennern zu empfehlen. Vom Hauptkrater kann man sich auch gut über eine eventuelle Tätigkeit (in den letzten Jahren fast ständig) des NE-Kraters informieren. Eine Annäherung hat mit entsprechender Vorsicht zu erfolgen.

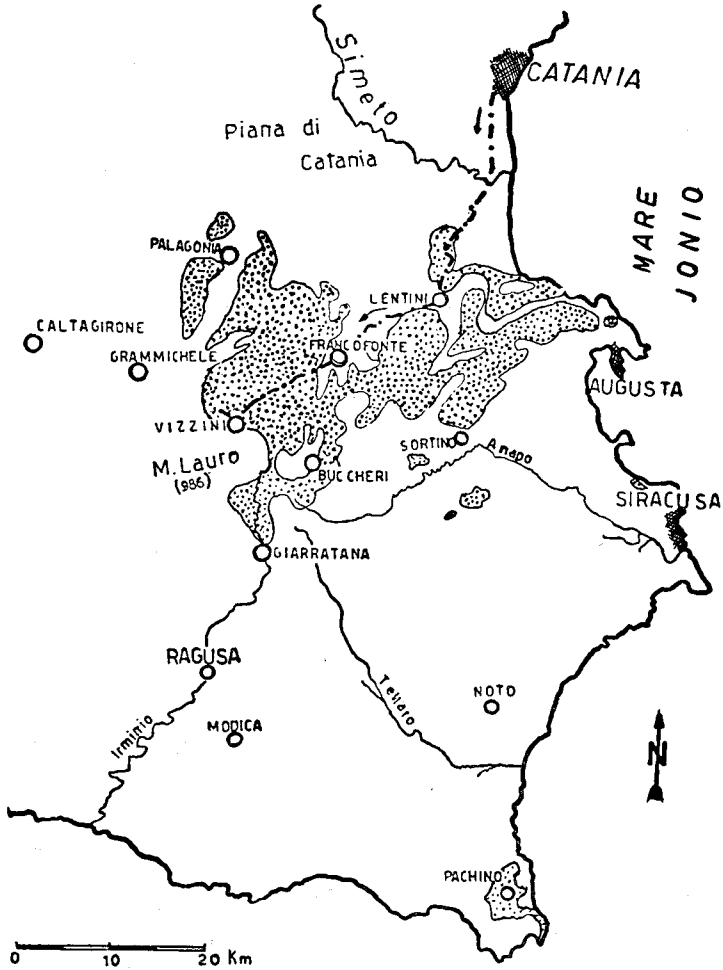


Abb. 30: Skizze des Monte Iblei (SE-Sizilien).

Punktirt = Submarine Vulkanite.

Strichliert = Exkursionsroute; (aus A. Campione 1961).

c) Monti Iblei (Abb. 30)

Hat man für Sizilien etwas mehr Zeit, so ist auch ein Besuch der Monti Iblei geologisch sehr lohnend; eine solche Exkursion führt in eine Landschaft abseits der touristischen „Traumpfade“.

Die Vulkan-Region der Monti Iblei erstreckt sich von der S-Grenze der Ebene von Catania bis nach Sortino und Buccheri, und umfaßt ein Gebiet von etwa 250 km². Dazu kommen isolierte Vorkommen mit 150 km². Dieses Gebiet wird durch mehr oder weniger horizontal liegende Kalke mit tonigen Zwischenlagen charakterisiert; in diesen Sedimentiten liegen in verschiedenen Niveaus submarine Lavaergüsse. Der höchste Teil der Monti Iblei (Mte. Lauro, 1000 m) besteht nur aus diesen submarinen Laven. Im Zentralteil der Monti Iblei liegen die Vulkanite an der Basis miozäner Kalke sowie zwischen obomiozänen und pliozänen Serien.

Wir folgen in diesen Ausführungen dem Führer 1961 von A. CAMPIONE: Die Schichtfolge wird am besten durch folgende Tabelle charakterisiert; wobei auch die Ergebnisse der Ölbohrungen berücksichtigt wurden; in einigen Bohrungen erreichen die Vulkanite Mächtigkeiten von über 350 m.

| | | |
|-------------|--|---------------|
| Pleistozän | Kalkarenite, Submarine Laven | } Monti Iblei |
| Pliozän | Tonsteine, Submarine Laven | |
| Miozän | Tonsteine, Mergel, mergelige Kalke, Kalkarenite, Submarine Laven | |
| Oligozän | Kalke, Kalkarenite, Hornsteine | |
| Eozän | Kalke, Konglomerate | |
| Oberkreide | Mergel, Tonmergel, Submarine Laven | |
| Unterkreide | Mergel, Kalke | |
| Malm | Kalke | |
| Dogger | Kalke, Mergel, Tonschiefer, Submarine Laven | |
| Lias | Kalke, Mergel, Submarine Laven | |
| Obertrias | Dolomite, Tonschiefer (Öl-führend), Submarine Laven | |
| Mitteltrias | Dolomite, Submarine Laven | |

Das Gebiet der Monte Iblei ist durch ein Bruchsystem charakterisiert. Die normalen Brüche sprechen für eine Spannungsdeformation, bedingt durch den Vulkanismus; sie sind NE-SW- und NW-SE-gerichtet. Die Kreuzungspunkte dieser beiden Bruchsysteme scheint der Vulkanismus besonders zu bevorzugen.

Über das Alter dieser Brüche lassen sich keine sicheren Aussagen machen; auf jeden Fall sind diese Brüche jung wiederbelebt; ihre Bewegungstendenz hält noch heute an, was in der hohen seismischen Aktivität dieses Gebietes zum Ausdruck kommt.

Der altnesozoische Vulkanismus liegt im S des Gebietes der Monte Iblei, von Ragusa bis zum Kap Passero. Am Beginn des Känozoikums wanderte der Vulkanismus in den Zentralbereich der Region und dann weiter in den N. Bei dieser Wanderung stellt der Prä-Ätna-Vulkanismus ein Glied des Monti-Iblei-Vulkanismus dar. Diese Wanderung des Vulkanismus korrespondiert unserer Meinung nach mit der zunehmenden Verengung der Geosynklinale.

Die Eruptivgesteine der ibleiischen Region liegen in Form submariner Laven vor, begleitet von großen Massen von Hyaloklastiten (ehemals Palagonittuffe) mit oder ohne Pillow-Laven.

In der ibleiischen Region wurden z. T. auch subaerische Ergüsse mit Tuffen gefunden.

Die Vulkanite der Monte Iblei sind Basalte und tephritische Basalte; letztere sind durch das Auftreten von Ti-Augit, Ägirin-Augit oder Käsutit gekennzeichnet. Die Vulkanite der mittleren Trias können als richtige Basalte angesprochen werden, da sie gemeinen Augit und basische Plagioklase enthalten; doch sind die Augite dieser Gesteine in ihren Außenzonen Ti-führend und geben diesen Gesteinen eine tephritische Tendenz.

Die tephritische Natur des ibleiischen Magmas kann durch eine pneumatolytische Differentiation des ursprünglich basaltischen Magmas in großen, abysalen Spalten erklärt werden. In diesen führten aufsteigende magmatische Gase zur Anreicherung von Alkalien, von Fe und Ti in den allerhöchsten Magmentteilen, die dabei auch desilizifiziert wurden. Diese Differentiation schreitet graduell fort, in langen Zeiträumen; das sehen wir daran, daß die ältesten Effusionen in der mittleren Trias vorherrschend basaltische Gesteine zeigen.

Exkursionsroute (nach A. CAMPIONE 1961): Bei Verlassen Catanias in südlicher Richtung sehen wir beim Leuchtturm die Front des Lavastromes von 1669. Anschließend wird die größte alluviale Ebene Siziliens durchquert; diese Ebene von Catania trennt den Ätna von der älteren ibleiischen Region.

Wir passieren die Simeto-Brücke und erreichen die Fernstraße 114; wir sehen Aufschlüsse in pleistozänen Kalken des Calabriano. Im Bereiche von Francoforte überwiegen die Vulkanite. Zwischen Francoforte

und Vizzini sehen wir in den Lavamassen im großen sphaeroidale Verwitterung („cipolle“).

Vizzini (bekannt durch die Oper „Cavalleria Rusticana“); im Valle delle „Concorie“ (66 km von Catania entfernt) sehen wir basale Kalke, darüber etwa 100 m mächtige Hyaloklastite; den Abschluß bilden submarine Laven.

Ponte Pilo: Hyaloklastite mit Bruchstücken von Pillows. In der Tiefe des Tales ist säulige Absonderung im submarinen Lavastrom zu beobachten, der aus N (Mte. Impiso) kommt. Die Lava ist basaltisch, mit tephritischer Tendenz.

Ein Stück weiter sehen wir im submarinen Impiso-Lavastrom eine charakteristische Aufblätterung (Kontraktion bei Abkühlung). An der gleichen Lokalität können wir auch die thermalen Auswirkungen beobachten, wenn die Vulkanite von einem höheren Lavastrom überdeckt werden.

Brücke 127: Gelbrötliche Hyaloklastite mit isolierten Pillows in äußerst eindrucklichen Querschnitten. Diese Hyaloklastite liegen über einer Akkumulation von Pillows, die den Beginn eines submarinen Lavastromes darstellen. Die Innenteile des Lavastromes zeigen säulige Absonderung und Aufblätterungsstrukturen.

Der nächste Aufschluß zeigt Pillows in ihrer typischen radialpyramidalen Struktur; sie liegen an der Oberseite eines submarinen Ergusses. Einige Pillows haben sich vom Lavastrom gelöst und wurden in einem mergeligen, fossilführenden Kalk des Calabriano sedimentiert.

Bahnhof Vizzini: Gruppe von SW-NE-streichenden Gängen, in Kontaktnähe glasig. Diese Gänge sind als Apophysen des tieferen Teiles eines Lavastromes zu deuten, die die Hyaloklastite der Hangenteile des gleichen Stromes durchschneiden.

Alter Steinbruch ABCD: 20-m-Profil durch geschichtete Hyaloklastite mit basalen Pillows, durchschnitten von 2 Gängen; ein Teil der Hyaloklastite zeigt Kalkzement. Die Pillows zeigen eine sekundäre Mineralisation (Kalzit, Zeolithe).

F. PRAKTISCHE HINWEISE

(Abb. 31)

Dazu möchte ich einige Gedanken äußern, die mir wichtig erscheinen; gleichzeitig soll aber auf die sehr ausführlichen Reisehinweise im Führer von E. NICKEL 1964 aufmerksam gemacht werden.

Die günstigste Zeit für eine Exkursion zu den süditalienischen Vulkanen ist das Frühjahr oder der Herbst; ich denke da für Gruppen-

reisen vor allem an die Zeit nach den Osterferien (April bis Mai) oder die Zeit nach den Sommerferien im September. Es ist zu erwähnen, daß in den Hauptferienzeiten die Liparischen Inseln schon sehr stark, jährlich zunehmend, besucht werden. Man kann die Exkursion mit einer Anreise von N oder S durchführen: Entweder besteigt man das Schiff in Neapel (einmal wöchentlich, im Sommer zweimal wöchentlich), oder man nimmt einen der Dampfer von Milazzo, von wo täglich Verbindungen nach Lipari bestehen. Eine Exkursion mit den Bereichen Neapel, Liparische Inseln und Ätna ist mit einem Zeitaufwand ab 14 Tagen gut durchführbar. Wenn man mehr Zeit hat, kann man in Neapel Standquartier nehmen und die einzelnen Objekte besuchen; sehr schön ist auch ein längerer Aufenthalt auf den Liparischen Inseln, mit einem Standquartier in Lipari. Doch sollte man bis Neapel oder Sizilien durchfahren und auf der An- wie auf der Rückreise kaum noch zusätzliche Punkte besuchen. Die Vulkangebiete der Toscana und der Romana, die hier nur regional gestreift werden konnten, sind eigene Exkursionen wert. Die Anreise mit der Bahn ist viel bequemer als mit dem Pkw; eine Pkw-Anreise erfordert mehr Zeit; außerdem muß man den Wagen in Neapel oder in Milazzo garagieren, wenn man die Liparischen Inseln besucht. Auf jeden Fall muß aber ein Exkursionsprogramm die Liparischen Inseln beinhalten.

Entscheidend für die Wahl der Exkursionsroute ist der Schiffsfahrplan, der von E. NICKEL 1964 graphisch dargestellt wurde (siehe Abb. 31). Wenn man von N kommen will, so kann man zuerst an einem Tage in Neapel den Vesuv, Pompej oder Herculaneum sowie die Phlegräischen Felder (+ Pozzuoli) besuchen. Kommt man in Gruppe, so bestellt man am besten bei Crr (Napoli, 72, Piazza Municipio) einen Autobus (preiswert). Bei Benützung der öffentlichen Verkehrsmittel benötigt man für das oben skizzierte Programm 2 Tage; 3 bis 4 Tage, wenn man noch Ischia besuchen will.

Den genauen Schiffsfahrplan, der natürlich kleinen Änderungen unterworfen ist, erhält man von der Schifffahrtsgesellschaft Navisarma (Messina), oder von dem Schiffsmakler Carlo Genovese (Napoli, Via Agostino de Pretis 78), bei dem auch die Schiffsfahrkarten erhältlich sind. Kabinenplätze (in der Touristenklasse sehr preiswert) sind auch hier vorzubestellen oder bei einem heimatlichen Reisebüro.

Bei günstigem Wetter genügen für Stromboli 1 bis 1½ Tage; man hält es hier leicht auch 2 bis 3 Tage aus; es kann aber geschehen, daß das Schiff bei schwerer See nicht landen kann und so der Aufenthalt unfreiwillig verlängert wird; mit dieser Möglichkeit ist auf jeden Fall zu rechnen. Die Unterbringung in Stromboli ist außer Saison nicht schwer; es gibt

eine ganze Reihe von Locanden, die recht entsprechend ausgestattet sind. Wir haben auf unseren Exkursionen meist im Albergo Stromboli des **CAI** oder in der Locanda Brasilia genächtigt und waren auch mit der Verpflegung sehr zufrieden.

Auf einer weiträumigen Übersichtsexkursion wird man den Besuch von Panarea streichen und sich mit der Vorbeifahrt begnügen müssen; bei einem längeren Inselaufenthalt (vielleicht mit Standquartier auf Lipari) sollte auch ein Besuch von Panarea, Salina und eventuell auch von Filicudi wie Alicudi erwogen werden. Das Unterkommen in Lipari ist nicht allzu schwer; es steht eine Reihe netter Hotels und Albergos zur Auswahl; wir stiegen immer im Hotel della Regione ab. Für die Insel Lipari selbst muß man 2 bis 3 Tage rechnen; einen Tag (es reicht auch ein halber Tag) muß auch für eine Vulcano-Exkursion von Lipari aus (mit einem Fischerboot) vorgesehen werden.

Von Milazzo erreicht man Catania in 4 bis 5 Stunden. Für den Ätna sollte man schon 1½ Tage zur Verfügung haben, um auch zum Gipfel zu kommen, wenn es die Wetterlage gestattet. Im Frühjahr ist das Wetter meist unbeständig, aber nie dauernd schlecht und auf jeden Fall besser als in unseren Breitengraden; der Herbst ist sehr beständig. Auch sollte man nicht vergessen, daß es von Wien nach Catania 40 Bahnstunden sind, nach Neapel 26 Stunden.

Auf Stromboli, in Lipari, Catania und Palermo gibt es Jugendherbergen. Hotelunterkünfte in Neapel, Catania, Syracusa oder Palermo können leicht bei **CAI** oder einem heimischen Reisebüro erfragt und auch bestellt werden.

Wird die Rückreise von Palermo aus angetreten, so ist auf der Strecke nach Neapel der tägliche Nacht-Expresßdampfer sehr zu empfehlen.

Natürlich läßt sich auch die Exkursion in Sizilien beginnen und mit einem Besuch von Vesuv und Phlegräischen Feldern in Neapel beschließen.

Nun noch einige Daten zu den **K o s t e n** einer solchen Exkursion: In Italien kann man nach dem jetzigen Stand mit 120 bis 140 öS Lebenskosten durchkommen. Für die Anreise und die Schifffahrten ist mit 1500 bis 1800 öS bei Einzelreisen zu rechnen; bei Gruppenreisen kommt man in die Nähe von 1000 öS. Auf jeden Fall lohnt sich der finanzielle Aufwand, da die geologischen Eindrücke einer solchen Reise mannigfaltigst und überwältigend sind.

Bei der **A u s r ü s t u n g** für eine solche Exkursion sollte man folgendes bedenken: Eine normale Reisekleidung ist einmal notwendig, um in Italien nicht so aufzufallen. Bei der Exkursionsausrüstung ist zu bedenken, daß zu Ostern die Nächte noch kühl sind und es auch regnen kann; bei Aufstiegen auf den Ätna oder den Stromboli ist daran zu denken, daß meist

ein bitterkalter Wind weht. Um Ostern liegt am Ätna noch Schnee. Ausreichender Wind-, Kälte- und Regenschutz sind sehr wichtig. Eine gute Focus-Taschenlampe ist für die Nachtaufstiege sehr notwendig. Feste, hohe Bergschuhe sind neben festeren Halbschuhen erforderlich; das Schuhwerk wird durch Lava-, Schlacken- und Aschenhalden sehr stark beansprucht. Sehr zu empfehlen sind auch Gamaschen, da man in den Aschen sehr leicht bis zu den Knöcheln versinkt. Lange Geländehosen sind kurzen vorzuziehen, da man auf den Exkursionen oft durch dorniges Gestrüpp kommt. Eine Badeausrüstung, wie eine kleine Reiseapotheke und kleiner Mundvorrat, den man sich im Lande überall ergänzen kann, ist selbstverständlich. Sehr zu empfehlen sind ein versperrbarer Koffer und ein Rucksack; für den Gesteintransport ist die Mitnahme eines Jutesackes oder eines festen Netzes mit genügend Verpackungsmaterial anzuraten. Auch soll aufmerksam gemacht werden, daß man für Nachtaufnahmen am Stromboli oder am Ätna unbedingt ein Stativ braucht; eine Teleoptik kann oft verwendet werden. Der Filmvorrat ist nicht zu knapp zu bemessen; für eine 14tägige Exkursion sind bei überlegtem Fotografieren 6 Filme nicht zu viel.

Ich kann zum Abschluß nur noch eine gute Fahrt wünschen, schönes Wetter und viel Erfolg, der sich bei der Rückkehr in einem gewichtigen Rucksack äußert!

G. LITERATURHINWEISE

a) Zur regionalen Geologie

- Andreatta, C.: Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani. — Boll. Off. Geol. d'Ital., Roma 66 (1941) 4.
- Arbenz, P.: Zur Tektonik Siziliens. — Vjschr. Natf. Ges., Zürich 53 (1908).
- Aubouin, J.: Essai sur la paléogéographie post-triassique et le développement tecto-orogénique secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales: Lombardie et Vénétie, Italie; Slovanie, Yougoslavie). — Bull. Soc. Géol. France, Paris 5 (7) (1963), S. 730—765.
- Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. — Géol. Rsch. Stuttgart 52 (1963) 2, S. 480—534.
- Geosynclines. — Elsevier Publ. Co., Amsterdam—London—New York 1965.
- Behrmann, R. B.: Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems. — Geotekton. Forsch. H. 12, Stuttgart 1958.
- Beneo, E.: Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare. — Boll. Soc. geol. Ital., Roma 68 (1949).
- Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. — Proc. 4th World Petr. Congr., Sect. I/A/2, Roma (1955), S. 109—124.
- Caire, A., Glangeaud, L. & Grandjacquet, C.: Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabrosicilien (Italie mér.). — Bull. Soc. Géol. Fr., Ser. 7, Paris 2 (1960), 915—938.
- Caire, A. & Mattauer, M.: Comparaisons entre la Berbérie et le territoire sicilo-calabrais. — C. R. Ac. Sc., t. 251, 1804—1806, Paris 1960.
- Caire, A.: Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. — Bull. Soc. Géol. Fr., Ser. 7, Paris 3 (1961), 6, S. 545—558.

- Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique. — Ann. Soc. Géol. du Nord, Lille 84 (1964), 3, S. 163—181, 2 Abb.
- d'Erasmio, G. & Benassai-Sgadari, M. L.: Bibliografia Geolog. d'Italia. Vol. III. Campania. — C. N. R. Napoli 1958.
- Duee, G.: Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Peloritains (zone de Militello-Tortorici) Sicile nord-orientale. — Bull. Soc. Géol. Fr. Ser. 7, Paris 3 (1961), 6, S. 368—579.
- Fabiani R. & Segre A. G.: Schema strutturale della Regione Italiana. — La Ricerca Sci. Contr. Sci. Geol., Cons. naz. ricerche, Roma 22, (1952).
- Flores, G.: Evidence of slump phenomena (Oligostromes) in aereas of hydrocarbon exploration in Sicily. — Proc. 5th World Petr. Congr. 1959, S. 159—275.
- Glangeaud, L.: Les éruptions tertiaires nord-africaines. Leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. — C. R. 19 Sess. Congr. Geol. intern. Alger, sect. XV, fasc. XVII, S. 71—100, Alger 1952.
- Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. — Rev. Geogr. pays. et Geol. dyn., 2. Ser., Paris 2 (1957), S. 200—220.
- Paleogeographie dynamique de la méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quadernaires. — Centr. Nat. Rech. Sc., Colloques, Paris (1962), S. 125—165, 11 Fig.
- Gortani, M.: Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia. — Geotekt. Symp. H. Stille; Dt. Geol. Ges., Geol. Verein, Pal. Ges., S. 143 bis 176, Stuttgart 1956 (umfangreiche Lit.).
- Grandjacquet, Cl., Glangeaud, L., Dubois, R. & Caire, A.: Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie). — Rev. Geogr. Phys. etc., Paris 4 (1961), 3, S. 131—147, 10 Fig.
- Haaf, E. ten: Flysch formations of the northern Apennines. — Dev. in Sed. 3 (Bouma-Brouwer: Turbidites), Amsterdam (Elsevier) 1964, S. 127—136, 3 Fig.
- Kafka, F. T. & Kirkbridge, R. K.: The Ragusa Oil Field in Sicily. — 5th World Petr. Congr. 1959, S. 233—257.
- Kober, L.: Geologische Untersuchungen im Apennin, besonders Kalabriens. — Sitz. Ber. Ak. Wsch., math.-natw. Kl., Wien, 6. 6. 1935.
- Grundlagen des Deckenbaues des Apennins. — Forsch. u. Fschr., Berlin (1935), S. 286.
- Das alpine Europa und sein Rahmen. Ein geologisches Gestaltungsbild. — Verl. Borntraeger, Berlin 1931.
- Bau und Entstehung der Alpen. II. Aufl. — Deuticke, Wien 1955.
- Kossmat, F.: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. — Mitt. Geol. Ges., Wien (1913).
- Kraus, E. C.: Über das tektonische Raumproblem, behandelt am Beispiel des ligurisch-tyrrhenischen Orogens. — Geol. Jhb., Hannover 81 (1963), S. 221 bis 236, 1 Abb.
- Limanowski, M.: Die große kalabrische Decke. — Bull. Ac. Sc. Krakau, Cl. Sc. Math. Nat. (A), Krakau (1913), S. 370—385.
- L'Italia Fisica. — Conosci L'Italia, Vol. I. — Touring Club Italiano. Milano 1957.
- Lugeon, M. & Argand, E.: Sur les grands phénomènes de charriage en Sicile. La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. — C. R. Ac. Sc., Paris 14 (1906), S. 966—968, S. 1001—1003, S. 1107—1109.
- Manfredini, M.: Schema dell'evoluzione tettonica della penisola Italiana. — Boll. Serv. Geol. d'Italia, Rom 84 (1963), S. 1—26, 3 Taf.
- Medwenitsch, W. & Schlager, W. mit Beiträgen von Exner, Chr.: Exkursion 1/5: Ostalpenübersichtsexkursion. — Mitt. Geol. Ges., Wien 57 (1964), 1, S. 57—106, 3 Taf., 8 Abb.

- Medwenitsch, W. & Sikošek B.: Abriß der Geologie und Tektonik Jugoslawiens. — Carpatho-Balkan Geolog. Assoc., VII Congr. Sofia, Reports, Sofia (1965) I, S. 293—303, 2 Abb., 25 Lit.
- Merla, G.: Geologia dell'Appennino settentrionale. — Boll. Soc. Geol. Ital., Pisa **70** (1952).
- Essay on the geology of the northern Apennines with a Geological Map 1:1,000,000. — Gas-Field Meeting, Milano 1957. — Agip Mineraria, Firenze 1957, 30 S.
- Migliorini, E.: Collana di Bibliografie Geografiche delle Regione Italiane. Vol. II: Campania. — C. N. R., Napoli 1960.
- Ogniben, L.: Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. — Riv. Miner. Sic., **11**, No. 64—65, 183—212, 1960.
- Pfannenstiel, M.: Quartäre Spiegelschwankungen des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres. — Vjschr. Natf. Ges., Zürich **96** (1951), S. 81—102, 4 Abb.
- Das Quartär der Levante. Teil I. Die Küste Palästinas, Syriens. — Abh. math.-natw. Kl. Ak. Wiss. Lit., Mainz (1952), 2, S. 373—475, 2 Abb., 8 Taf.
- Po-Ebene. Lagerstätten und Schichtfolge der... — I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale. Atti del convegno di Milano, 30/9. — 5/10/52. — Vol. II. — Roma 1959, Acc. naz. dei Lincei.
- Quitow, H. W.: Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. — Beitr. Geol. westl. Mediterr. geb. (Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.), III. F., H. 13, 63—186 (1935).
- Regione Sicil., Assessorato Industria e Commercio: Studi e indagini per ricerche di idrocarburi. — 80 S., 15 Taf.: Palermo (1961).
- Richter, M.: Alpen, Apennin und Dinariden. — N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mon. H., Stuttgart (1962), S. 466—480, 3 Abb., 22 Lit.
- Rocca, T.: Gela in Sicily, an unusual Oil Field. — Proc. 5th World Petr. Congr. 1959, 207—232.
- Rovereto, G.: Liguria Geologica. — Mem. Soc. Geol. Ital., Roma **2** (1939).
- Sacco, F.: L'Odissea geologica dell'Apennino settentrionale. — Boll. Soc. Geol. d'Ital., Roma **57** (1939), 3, S. 335—352.
- Schmidt de Friedberg, P.: Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile. — Rev. Inst. franc. Petr. Ann. combust. liqu., Paris (1962), S. 635/68.
- Seidlitz, W. v.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. — Verl. Borntraeger, Berlin 1931.
- Signorini, R.: Sulla tettonica dell'Isola di Capri. — Boll. Soc. Geol. Ital., Roma **69** (1950), S. 517—534.
- Sikošek, B. & Medwenitsch, W.: Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. — Verh. G. B. A., Wien (1965), Sd. H. „G“ = Zschr. D. G. G., Hannover **116** (1965), 2, S. 86—102, 7 Abb., 41 Lit.
- Staub, R.: Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. — Viertelj. Schr. Natf. Ges., Zürich **77** (1932), S. 159—182, 1 Abb., 1 Taf.
- Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — Ecl. geol. Helv., Basel **42** (1949), S. 215—407.
- Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. — Ecl. geol. Helv., Basel **44** (1951), S. 29—130.
- Steinmann, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — C. R. Congr. Internat. Geol., Madrid **2** (1926), S. 637—667.
- Stille, H.: Die sogenannte Rückfaltung des Apennins. — Nachr. Ak. Wsch., Göttingen, Math., Phys. Kl., Berlin (1927), S. 292—312.
- Tectonique Apennin, Calabre et Sicile (Themenheft). — Bull. Soc. Géol. France, Paris **4** (1962), 5.
- Teichmüller, R. & Quitow, H. W.: Deckenbau im Apenninbogen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III., H. 13, Berlin (1935).

- Truillet, R.: Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (monts Péloritans, Sicile). — Bull. Soc. Géol. Fr., Ser. 7, Paris 3 (1961), 6, S. 559—567, 2 Fig. 17 Lit.
- Wijkerslooth, P. D.: Bau und Entwicklung des Apennins. — Amsterdam 1934.
- Wunderlich, H. G.: Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen. — Nachr. Ak. Wsch. in Göttingen, II. Math.-Phys. Kl., Göttingen (1960), 6, S. 117—158, 14 Abb.
- Der gegenwärtige orogenetische Zustand der Apennin-Halbinsel. — Tectonophysics, Amsterdam (Elsevier Publ. Co.) 1 (1965), 6, S. 495—516, 6 Abb.
- Orographie, Faltenbau und Untergrund im West-Alpen-Nord-Apennin-Bogen. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., Stuttgart (1965), 3, S. 166—183, 7 Abb.
- Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — Hochschultaschenbücher No. 339, 339 a + b, Bibliogr. Inst. Mannheim (1966) 367 S., 60 Abb.

b) Zum Vulkanismus

- Abbruzzese, D.: Sulla catastrofica esplosione dello Stromboli dell 11 Settembre 1930. — Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. VI, Vol. I., Mem. IV. (1936).
- & Cavallaro, C.: L'eruzione sottomarina di Stromboli del 28 Febbraio 1955. — Riv. Stromboli, Messina 4 (1955).
- Adler, R. E. & Schmidt M. W.: Tektonische Beobachtungen auf Lipari. — N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mon. H., Stuttgart (1966) 11, S. 641—665, 20 Textabb., 13 Lit.
- Alfano, G. B. & Friedländer, J.: La storia del Vesuvio, illustrata dai documenti coevi. — Ed. K. Höhn, Ulm 1929.
- Baltzer, A.: Über die jüngsten Eruptionen auf der Insel Vulcano und ihre Produkte. — Vierteljahresschr. d. Schweiz. Naturf. Ges., Zürich 19 (1874), S. 306—313.
- Bergeat, A.: Die Äolischen Inseln (Stromboli, Panarea, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi, Alicudi) geologisch beschrieben. — Abh. math.-phys. Kl. Kgl. Bayr. Ak. Wsch., 1. Abt., München 20 (1899).
- Der Cordieritandesit von Lipari, seine andalusitführenden Einschlüsse und die genetischen Beziehungen zwischen dem Andalusit, Sillimanit, Biotit, Cordierit, Orthoklas und Spinell in denselben. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd., Stuttgart 30 (1910), S. 575—627.
- Zur Petrographie der Äolischen Inseln. — Cbl. f. Min. etc, Stuttgart (1918), S. 329—337.
- Bernaer, F.: Zur Kenntnis der Brotkrustenbomben von Vulcano. — N. Jb. f. Min. etc. Abt. A, Beil. Bd. 64 (1931), S. 629—648.
- Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 69, Abt. A (1934), 60—92 und Teil II in Beil. Bd. 75, Abt. A (1938), 54—71.
- Eine Gearsutit-Lagerstätte auf der Insel Vulcano. — Zschr. Dt. Geol. Ges. Bd. 93, Jg. 1941, H. 2/3.
- Die Glaslava von Lipari. — Natur und Volk, 71, 373—386, Frankfurt 1941.
- Brinkmann, R.: Abriß der Geologie, 1. Bd.: Allgemeine Geologie. — Enke-Verlag, Stuttgart 1961 (9. Aufl.).
- Buchner, P. & G.: Die Datierung der vorgeschichtlichen und geschichtlichen Ausbrüche auf der Insel Ischia. — Natur, V, 28, 1940.
- Burri, C.: Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. XXVIII (1948), p. 49—64, P.-Niggli-Festschrift.
- & Niggli, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I und II. — Publ. Stiftung „Vulkaninstitut I. Friedlaender“ 3 und 4, Zürich 1945 und 1949.
- Burri, C.: Le Province petrografiche post mesozoiche dell'Italia. — Rend. Soc. Min. Ital., Pavia 17 (1961), S. 1—40, 8 Abb.
- Problemi petrochimici del vulcanismo Italiano. — Mem. Acc. Patavina, Cl. Sc. Mat. e Nat., Padova 78 (1965/66), S. 109—133, 4 Abb.

- Butze, H.: Lavaströme und Aschenregen. — Brockhaus, Leipzig 1955.
- Campione, A.: Materiali vulcanici nel sottosuolo di Ragusa (Sicilia). — Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania 1961.
- Carlé, W.: Die Mineral- und Thermalwässer am Golf von Neapel. — Geol. Rsch., Stuttgart 54 (1965), 2, S. 1261—1313, 18 Abb., 2 Taf., 24 Lit.
- Cavallaro, C.: L'attività dello Stromboli dal 1940 al 1953. — Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania. — Ser. IV, Vol. III/10, 1957.
- L'attività effusiva dello Stromboli del 22 marzo 1955. — Riv. Stromboli, Messina 5 (1957).
- Cloos, H.: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. — Verl. Borntraeger, Berlin 1936.
- Colomba, L.: Sopra alcune lava alterate di Volcanello. — Boll. Soc. geol. Ital., Roma 20 (1901), p. 233—246.
- Cortese, E. u. Sabatini, V.: Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. — Mem. desc. carta geol. d'Italia, Roma 7 (1892).
- Cucuzza, S. S.: L'Etna nel 1956. — Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. VI, Vol. XI (1957).
- Cumin, G.: Su l'attività eruttiva terminale dell'Etna. — Rev. Stromboli, Messina 4 (1953).
- L'Eruzione laterale etnea del novembre 1950 — dicembre 1951. — Bull. Volc. Ser. II, T. 15, Napoli 1954.
- Cumin, G., Gambi, L., Nice, B., Pieruccini, R. & Speranza, F.: Note e illustrazione interuniversitaria delle Isole Eolie. — Univ. di Messina 1955.
- Dal Piaz, G.: La costituzione geologica dei Colli Euganei. — Atti e Mem. R. Acc. Sci. etc., Padova 51 (1935).
- De Lorenzo, G.: Attività vulcanica nei Campi Flegrei. — Rend. R. Acc. Sc., Roma 1904.
- De Lorenzo, L.: L'Etna. — Pubbl. No. 37 dell'Italia Artistica, Bergamo (1907).
- d'Erasmus, G.: Studio geologico dei pozzi profondi della Campania. — Boll. Soc. Nat. Napoli, 43 (1931).
- Di Franco, S.: Ricerche petrografiche sulla lave dell'Etna. — Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. V., XVII (1930).
- Mineralogia etnea. — Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. VI, Vol. V, Mem. IX (1942).
- Erzherzog Ludwig Salvator: Die liparischen Inseln. — (anonym herausgegeben). — 8 Bde.; Verl. Heinr. Mercy, Prag 1893—96.
- Fabiani, R.: Eruzioni sottomarine in Sicilia durante il giurese. — La Miniera Ital., A. 14, Roma (1930).
- Falini, F.: Rilevamento geologico della zona Nord-Occidentale dei Campi Flegrei. — Boll. Soc. Geol. Ital., Napoli 69 (1950), 2.
- Fiore, O., de: Vulcano (Isole Eolie) vol. suppl 3, Rev. Vulc. Redattore I. — Friedlaender, Berlin (1922).
- Bibliografica delle Isole Eolie. — Bull. Volcanol. Napoli, 2 (1925), S. 113—161.
- Sulla geologia di Vulcano (Isole Eolie). — Rendic. R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli, 3 (1925), S. 32—42.
- Fisher, R. V.: Classification of volcanic breccias. — Bull. Geol. Soc. Amer., New York 71 (1960), S. 973—981.
- Heim, A.: Der Stromboli Mitte Mai 1872: Notizen aus meinem Reisetagebuch. — Z. Vulkanol. 14 (1931), S. 1—12.
- Hjelmqvist, S.: Resa till Lipariska öarna. — Geol. Fören. i Stockholm. Förh. (1951).
- On the occurrence of ignimbrite in the pre-Cambrian. — Sver. Geolog. Undersök., Ser. C, No. 542, Stockholm (1956).

- H o b b s, W. H.: Über den Volcanit, ein Anorthoklas-Augit-Gestein von der chemischen Zusammensetzung der Dazit. — Z. Deutsche geol. Ges. 45 (1893), S. 578—593.
- H o f f m a n n, F.: Über die geognostische Beschaffenheit der Liparischen Inseln. — Ann. Phys. Chemie, Halle/Leipzig 26 (1834), S. 1—88.
- I m b ó, G.: Parossismo di Stromboli nel settembre 1930. — Bull. Vulc. No. 15—18, Napoli 1933.
- Considerazioni sull'attività dello Stromboli successiva al parossismo del settembre 1930. — Ann. Osserv. Vesuv., Napoli 3 (1936).
- Il parossismo vesuviano del marzo 1944. — Rend. Acc. R. Sc. Fis. e Mat., S. 4a, Napoli 13 (1942—1945).
- L'Osservatorio vesuviano e sua attività nel primo secolo di vita. — Ann. Osserv. Vesuv., S. 5a, Vol. unico, Napoli 1950.
- L'attività eruttiva vesuviana e relative osservazioni nel corso dell'intervallo 1906—1944 ed in particolare del paross. del marzo 1944. — Ann. Osservat. Vesuv., S. 5a, Vol. unico, Napoli 1950.
- I vulcanici attivi italiani. — In „Italia fisica“, T. C. I., Milano 1957.
- J a k o b, R.: Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli. — Publ. d. Stiftung Vulkaninst. Imm. Friedländer, Zürich 7 (1958).
- J o h a n n s e n, A.: Die qualitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. — Cbl. Min. etc. A, Stuttgart (1932).
- J o h n s t o n - L a v i s, H. J.: Enclosures of quartz in lava of Stromboli etc. and the changes in composition produced by them. — Quart. J. geol. Soc., London, 50 (1893).
- L a c r o i x, A.: Les laves des dernières éruptions de Vulcano. — C. R. Ac. Sc., Paris, 147 (1908), S. 1453—1457.
- Classification des roches éruptives. — Paris 1933.
- L a u t e n s a c h, H.: Die Insel Ischia. — Acta geogr. 14 (Auer-Festband), Helsinki (1955), S. 249—285.
- L a z z a r i, A.: Segnalazione della caduta in Albania delle ceneri del Vesuvio dell'eruzione del marzo 1944. — Boll. Soc. Nat., Napoli 57 (1949).
- M a g n a n i, M.: Osservazioni geologiche e morfologiche sull'isola di Stromboli. — L'Universo, Firenze 20 (1939).
- M e d w e n i t s c h, W.: Der Ätnausbruch, Ostern 1957. — Riv. Stromboli, Messina 6 (1958), S. 22—24.
- Exkursionsbericht: Liparische Inseln — Ostsizilien — Vesuv. — Mitt. Geol. Ges., Wien 56 (1963), 2, S. 739—743.
- M e i x n e r, H. & S c h e m i n z k y, F.: Vorkommen uranhaltiger Quellsinter an der Sorgente romana in Lacco Ameno d'Ischia (Italien). — Fund. Balneo-Bioclimatolog., Stuttgart 4 (1964), S. 332—341.
- M e r c a l l i, G.: Sopra alcune lave antiche e moderne Stromboli. — Rend. R. Inst. Lombardo. Sc. Nat. (2) 33 (1891), S. 863—873.
- Le lave antiche e moderne dell'Isola Vulcano. — Giorn. Min. etc. (Pavia) 3 (1891/92), S. 2—18.
- N a r i c i, E.: Contributo alla petrografia chimica della provincia magmatica Campana e del M. Vulture. Parte I e II. — Zschr. Vulk. XIV/3 (1932) & XV/1—2, Berlin (1933).
- N e u m a y e r M., & S u e s s, F. E.: Erdgeschichte, 1. Bd.: Dynamische Geologie. — 3. Aufl.; Bibliogr. Inst., Leipzig — Wien 1920.
- N e w Z e a l a n d J o u r n. of Geol. and Geophys., Spec. Volcanic Issue (Ignimbrites), Wellington 8 [1965], 4.
- N i c o t e r a, P.: Osservazioni geologiche sulla collina di Posilippo e sulla zona urbana occidentale di Napoli. — Boll. Soc. Geol. Ital., Napoli 69 (1950) 2.
- P a n i c h i, U.: Contributo allo studio dei minerali dell'Isola di Vulcano. — Soc. It. Sc. detta „dei XL“, (3), Roma (1914), S. 19.
- L'eruzione vesuviana del marzo 1944. — Rend. R. Acc. Sc. Fis. e Mat., S. 4a, Napoli 13 (1945).

- Parascandola, A.: I vulcani occidentali di Napoli. — Boll. Soc. Nat. XLVIII, Napoli 48 (1936).
- Penta, F.: Sulle ricerche per forze endogene nel Napoletano. — Boll. Soc. Geol. Ital., 69 (1950).
- Perret F. A.: The lava eruption of Stromboli, summer-autumn 1915. — Amer. J. Sc., 42 (1916), S. 443—463.
- Pichler, H.: Ignimbrite auf Santorin (Ägäische Inseln). — Ann. Géol. des Pays Hellén., Athen 14 (1963), S. 408—435, 6 Taf., 1 Tab.
— Zur Problematik der Ignimbrit-Diagnose. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., Stuttgart 118 (1963), 3, S. 281—290, 2. Abb.
— Beiträge zur Geologie der Insel Salina (Äolischer Archipel, Sizilien. — Geol. Rsch., Stuttgart 53 (1963), 2, 1964, S. 800—821, 5 Abb., 1 Tab., 19 Lit.
— Neue Erkenntnisse über Art und Genese des Vulkanismus der Äolischen Inseln. — Geol. Rsch., Stuttgart 57 (1968); im Druck.
- Platania, G.: Stromboli. — C. Rend. IX. Congr. Internat. de Geogr., Geneve 2 (1908).
— L'esplosione dello Stromboli del maggio 1919. — Boll. Acc. gioenia Sc. Nat. in Catania, Vol. 2, Fasc. 52 (1923).
- Plinius, d. J.: Briefe 16, 18.
- Ponte, G.: I basalti globulari e i tufi pelagonitici in Val di Noto. — Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. V. T. III., Mem. 10 (1910)
— La formidabile esplosione dello Stromboli del 1916. — Mem. per. serv. alla descr. carta geol. d. Italia 7 Pte. IVa, 1921, p. 330.
- Rath, G. vom: Die weiße Asche von Vulcano, aufgeworfen am 7. September 1873. — Z. Deutsche Geol. Ges. 27 (1875).
- Reck, H.: Die Soffionenfelder Toscanas in ihrer vulkanologischen Bedeutung. — Z. f. Vulk., Berlin 16 (1934—1936), S. 161—179.
- Rittmann, A.: Beitrag zur Kenntnis des neapolitanischen Tuffes. — Z. f. Vulk., Berlin 10 (1926/27), S. 81—88.
— Geologie der Insel Ischia. — Zschr. Vulk. Erg. Bd. 6, Berlin (1930).
— Der Ausbruch des Stromboli am 11. September 1930. — Z. Vulkanol., 14 (1931), S. 47—77.
— Zustand des Vesuvs im Jahre 1932. — Z. f. Vulk., Berlin 15 (1933/34).
— Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv-Magmas. — Z. Vulkanol., Berlin, 15 (1933), S. 8—94.
— Der Alkalitrachyt der Solfatara und seine Zersetzung durch Fumarolengase. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Zürich 14 (1934).
— & Buchner, G.: Origine e passato dell'isola di Ischia. — Opusc. illustr. Mus. di Ischia (1942).
— Origine e differenziazione del magma ischitano. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Zürich 28 (1948).
— Rilevamento geologico della collina dei Camaldoli nei Campi Flegrei. — Boll. Soc. Geol. Ital., Napoli 63 (1950), 2.
— L'eruzione vesuviana del 79. Studio magmatologico e vulcanologico. — In „Pompeiana“, Verl. Macchiaroli, Napoli 1950.
— Sintesi geologica dei Campi Flegrei. — Boll. Soc. Geol. Ital., Napoli 69 (1950), 2.
— Cenni sulla geologia di Procida. — Boll. Soc. Geol. Ital., Roma 70 (1951).
— Nomenclatur of Volcanic Rocks. — 1952.
— Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi pelagonitici. — Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. IV, Vol. IV., Fasc. VI (1958).
— Sul meccanismo dell'attività vulcanica persistente. — Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, Ser. IV, Vol. IV/6, 1958.
— Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. Aufl. — F. Enke Verl., Stuttgart 1960.
— Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. — Geol. Rsch., Stuttgart 52 (1962), 2, S. 853—861, 3 Abb.

- Les Vulcans et leur activité. — Franz. Ausg. nach der II. Aufl., eingerichtet und eingeleitet von H. Tazieff. — Masson et Cie., Paris 1963, 462 S., 183 Fig., 6 Taf.
- Vulkanismus und Tektonik des Ätna. — Geol. Rsch., Stuttgart 53 (1963), 2, 1964, S. 788—800, 13 Abb.
- Ronner, F.: Systematische Klassifikation der Massengesteine. — Springer-Verl., Wien 1963.
- Roux, P.: Die Bimssteinindustrie. — Arti graf. Fr. Fiorentino, Lipari 1956.
- Salomon, W.: Grundzüge der Geologie. Bd. 1., Allg. Geologie. — Stuttgart 1924.
- Santi, B.: Manifestazioni esalativo — idrotermali dell'Isola d'Ischia. — Bull. volc., Ser. II, Napoli 16 (1955), S. 181—224.
- Sappa, M.: Fenomeni geysiriformi dell'Isola d'Ischia. — Boll. Volc., Ser. II, Napoli 16 (1955), S. 225—250.
- Sapper, K.: Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane. — Z. f. Vulk., Berlin 3 (1917), S. 65—197.
- Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche. — Schr. d. wsch. Ges. in Straßburg 27 (1917).
- Schenk, E.: Zur Entstehung der Stricklava. — Geol. Mitt., Achen 5 (1964), 3, 1966, S. 211—226, 14 Abb.
- Scherillo, A.: Nuovo contributo allo studio dei prodotti dell'eruzione vesuviana del 1944. — Bull. Volcan., S. II, Napoli 13 (1953).
- Schoklitsch, K.: Der Vesuv und die Phlegräischen Felder (Teilbericht über die vulkanologische Exkursion der Naturhistoriker an Höheren Schulen der Steiermark (Ostern 1965). — 47. Jahresber. d. 2. Bundesgymnas. Graz, (1965), S. 1—14, 4 Abb., 24 Lit.
- Der Ätna und die Liparischen Inseln. — JBer. 3. Bund. Real-Gymn., Graz 1964/65, S. 1—15, 4 Abb., 42 Lit.
- Sieberg, A.: Einführung in die Erdbeben- und Vulkankunde Süditaliens. — G. Fischer Verl., Jena 1914.
- Sommaruga, C.: Osservazioni fatte nell' Isola di Vulcano (Isole Eolie). — Boll. Volc., Ser. II, Napoli 16 (1955), 30 S.
- Spallazani, L.: Viaggi alle due Sicilie. Vol. I — Soc. Tipogr. Class. It. Milano (1825).
- Stark, M.: Die Gesteine Usticas und die Beziehung zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. — Tschm. Min. Petr. Mitt., Wien 23 (1904), S. 469—532.
- Basische Gesteine der Euganeen. — Min. und Petr. Mitt., Leipzig 54 (1942), 123—175, 277—372, 55 (1943), 137—192, 213—270.
- Stefani, D., di: Die Phlegräischen Felder bei Neapel. — Peterm. Geogr. Mitt. Gotha, Erg. H. 156 (1907), S. 201.
- Stella-Starrabba, F.: Sulle lave dell'eruzione dell' Etna del 1928. La variazione della composizione chimica durante il periodo effusivo. — Bull. Volc. Nr. 15—18, Napoli 1928.
- Streckeisen, A.: Die Klassifikation der Eruptivgesteine (Ergebnis einer Rundfrage). — Geol. Rsch., Stuttgart 53 (1965), S. 478—491, 1 Abb.
- Turnovsky, R. K. & Holzer, H.: Platons Atlantisbericht — eine Erinnerung an Vulkankatastrophen im Mittelmeer? — Riv. Stromboli, Messina 3 (1952).
- Turnovsky, K., Holzer, H., Wieseneder, H. & Scharbert, H.: Geologische Reisenotizen aus Stromboli. — „Stromboli“, Messina 1955.
- Ventriglia, V.: Rilievo geologico dei Campi Flegrei (zona centrale fra la direttissima Napoli—Roma e la collina dei Camaldoli). — Boll. Soc. Geol. Ital., Napoli 69 (1950), 2.
- Vighi, L.: Rilevamento geologico della zona a Sud del parallelo di Baia e della zona di Nisida, Coroglio e Trentaremi, nei Campi Flegrei. — Boll. Soc. Geol. Ital., Napoli 69 (1950), 2.

- Vuagnat, M.: Les basalts en coussins d'Aci Castello et du Val di Noto. — Rend. Soc. Mineral. Ital., Pavia 15 (1959).
- Wager, L. R., Brown, G. M., & Warsworth, W. J.: Types of Igneous Cumulates. — Journ. Petr. Oxford 1 (1960), S. 73—85.
- Waltershausen, S. von.: Der Ätna. — 1. und 2. Bd. Leipzig (1880).
- Washington, H. S.: The Roman Comagmatic Region. — Washington (1906). — The Rhyolites of Lipari. — Amer. Journ. of Sc., 50 (1920).
- Washington, H. S., Arousseau, M., Keyes, M. G.: The Lavas of Etna. — Americ. Journ. Sc., Ser. 5, Washington 12 (1926), 71.
- Wolff, F. v.: Der Vulkanismus (2 Bde.). — Enke Verl., Stuttgart 1914 u. 1929.
- Zambonini, F.: Mineralogia Vesuviana. — 2. Aufl. — Torino 1936.

c) Führer

- Baldanza, B.: Guide for the excursion to Vulcano. — Int. Ass. Volc. Symp. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Borsi, S.: Guide for the excursion to San Vincenzo (Tuscany). — Int. Ass. Volc., Symposium 1961, Ist. Vulv. Univ. Catania.
- Castiglione Girlando, M.: Guide for the Etna excursion. — Int. Ass. of Volc. Symp. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Dainelli, G.: Guida della escursione ai Campi Flegrei. — Rend. R. Acc. Sc., Roma 1904.
- Deecke, W.: Geologischer Führer durch Campanien. — Samml. Geol. Führer, Borntraeger, Berlin 8 (1901), 207 S.
- Dräyer — Schefold: Pompei. — Piper Verl., München 1956.
- Gottini, V.: Guide for the excursion to Phlegrean Fields. — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961, Ist. Geol. Univ. Catania.
- Guide for the excursion to Ischia. — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961., Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Italien: Touring Club Italiano. — Les Guides Bleus; Hachette, Paris, 1955.
- Loosli, M.: Faszinierende Vulkane. — Orell-Füssli Verl., Zürich 1963.
- Malladra, A.: Guida alla escursione al Vesuvio. — Atti XI, Congr. Geogr. It. in Napoli, Vol. 4, 1930.
- Medwenitsch, W.: Vesuv und Liparische Inseln (Exkursionshinweise). — Geol. Ges., Wien 1960 (hektographiert), 29 S., 7 Abb., 60 Lit.
- Medwenitsch, W. & Wieseneder, H.: Liparische Inseln — Ostsizilien — Vesuv. Ergänzende Exkursionshinweise. Exkursion d. Geol. Ges. Wien u. d. Österr. Min. Ges. 1963. — Geol. Ges. Wien, 1963 (hektographiert), 28 S., 16 Abb., 70 Lit.
- Micheluccini, M.: Guide for the Excursion to Roccastrade (Tuscany). — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Mitterpergher, M.: Guide for the excursion from Arcidosso to Rome. — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961. Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Neapel, Capri, Ischia und Pompeji. — Merian XI/6, Hamburg 1958.
- Nickel, E.: Führer durch die Äolischen Inseln (Isole Eolie). — Der Aufschluß, Heidelberg (1964), Sd. H. 13, 118 S., 36 Abb., wenig Lit.
- Pasquale, R. de: Führer durch die Äolischen Inseln. — Messina 1956 (nicht-geologischer Führer).
- Pratesi, M., & Mazzuoli, R.: Guide for the excursion to Mt. Amiata (Tuscany). — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Re, M. di: Guide for the excursion to Stromboli. — Int. Ass. Volc. Symp. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Silvestri, C. S.: Guide for the excursions to Vesuvius. — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.
- Guide for the excursion to the Latian Volcano. — Int. Ass. Volc. Sympos. 1961, Ist. Vulc. Univ. Catania.

Soc. Geol. Italia: Note illustrative per le escursioni della LIV riunione estiva (Vulkane im Raume von Neapel). — Boll. Soc. Geol. Ital., Roma 69 (1950), S. 563—644.

Soc. Mineral. Italia: Guida alle escursioni (Vesuvio — Pompei — Campi Flegrei). — 1960.

d) Karten

Beneo, E.: Carta geologica della Sicilia (m. Faziesdiagramm) 1 : 500.000 — 1961. — Carta geologica d'Italia, 1 : 1.000.000. — Serv. Geol. Roma 1961.

Carta d'Italia dell Touring Club Italiano, 1 : 250.000, Bl. 51 (Etna), Bl. 56 (Catania).

Carta d'Italia, 1 : 500.000 dell Touring Club Italiano, Bl. II.

Carta geologica d'Italia. 1 : 1.000.000. — Roma 1929—1931.

Carta geologica d'Italia. 1 : 100.000, Bl. 184 (Napoli), Bl. 244 (Isole Eolie). — Sehr alt!

Golfo di Napoli, Bl. I, 1 : 50.000. — Touring Club Ital., Milano.

Dal Piaz, G. B.: Carta tettonica d'Italia e delle regioni circostanti. Technica Ital. 2, 1 e 2, Trieste 1947.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 16. Februar 1967.

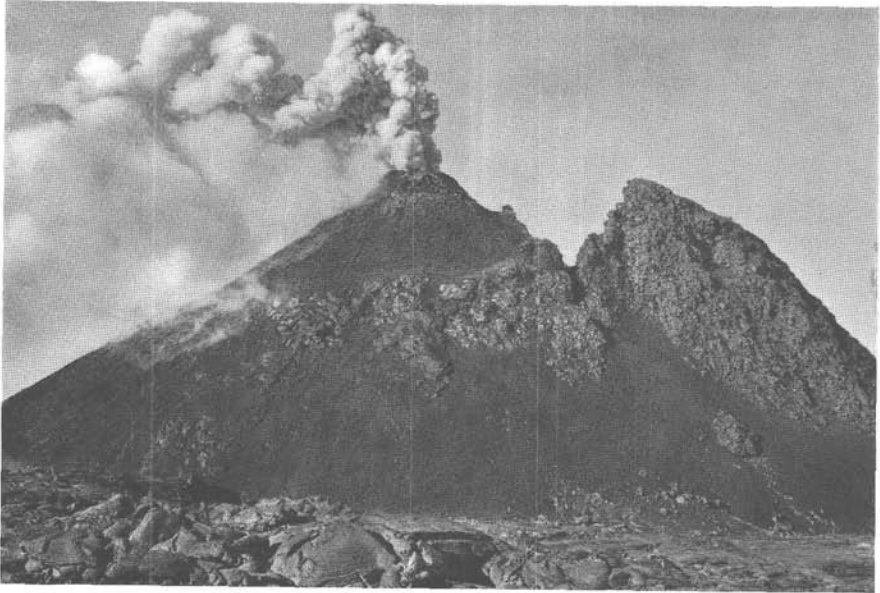


Photo 1: Vesuv. Eruptionsstadium 1944 (käufll. Ansichtskarte).

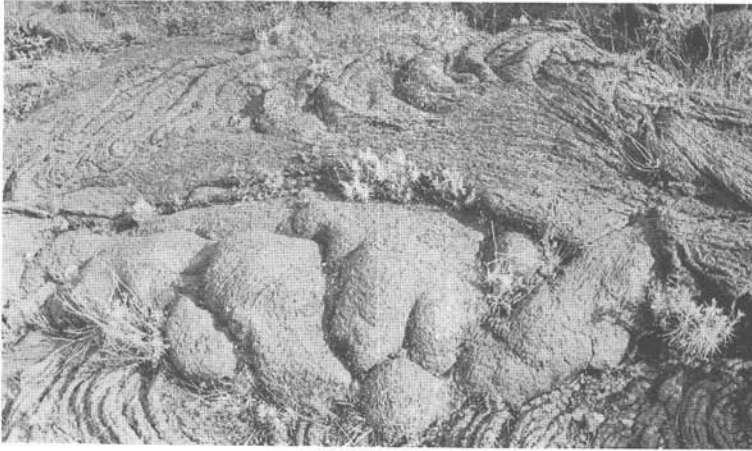


Photo 2:



Photo 3:

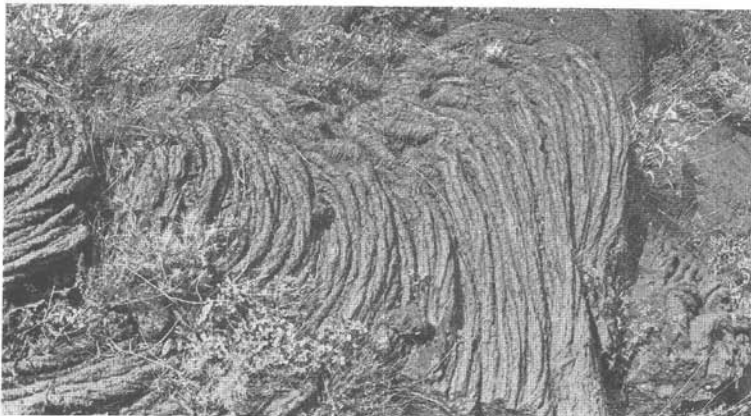


Photo 4:

Vesuv (Erguß 1858): Strick- und Fladenlava (Photo W. Med.).



Photo 5: Solfatara: Gesamtansicht eines Schlammvulkanes (Photo W. Med.).

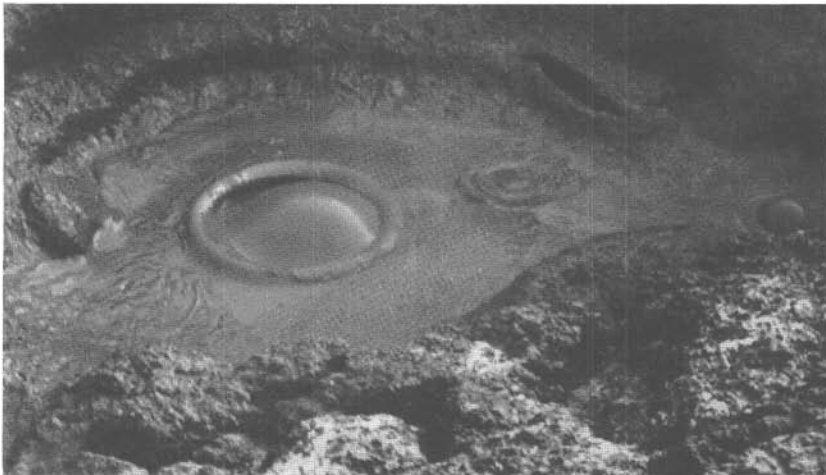


Photo 6: Solfatara: Schlammvulkan (Photo W. Med.).



Photo 7: Pozzuoli: Säulen des Seraphistempels (Photo W. Med.).



Photo 8: Stromboli: Gesamtansicht (Fliegeraufnahme); (käufl. Ansichtskarte).

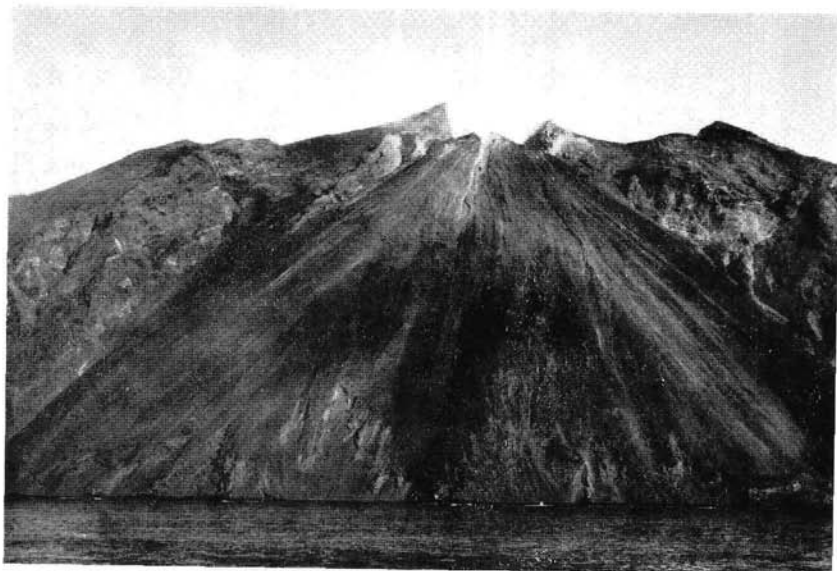


Photo 9: Stromboli: NW-Flanke mit Krater (Sciarrà del Fuoco);
(käufl. Ansichtskarte).



Photo 10: Stromboli: Eruptionsphase (käufl. Ansichtskarte).

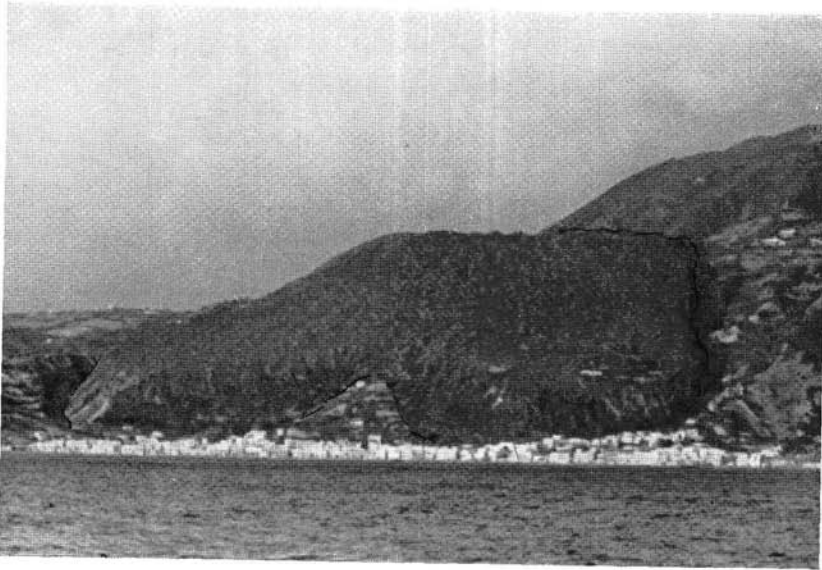


Photo 11: Lipari: Obsidianstrom der Forgia Vecchia (W Canneto; Blick nach W);
(Photo W. Med.).



Photo 12: Lipari: Bombeneinschlag in Tuffen (nordöstliche Basis des
Mte. Guardia); (Photo W. Med.).

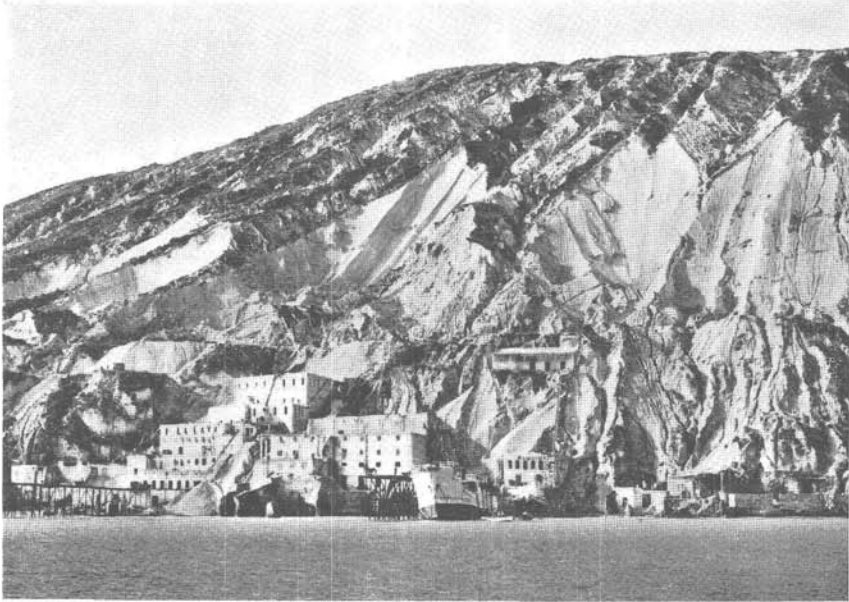


Photo 13: Lipari: Campo Bianco mit Bimssteinabbauen (käufl. Ansichtskarte).

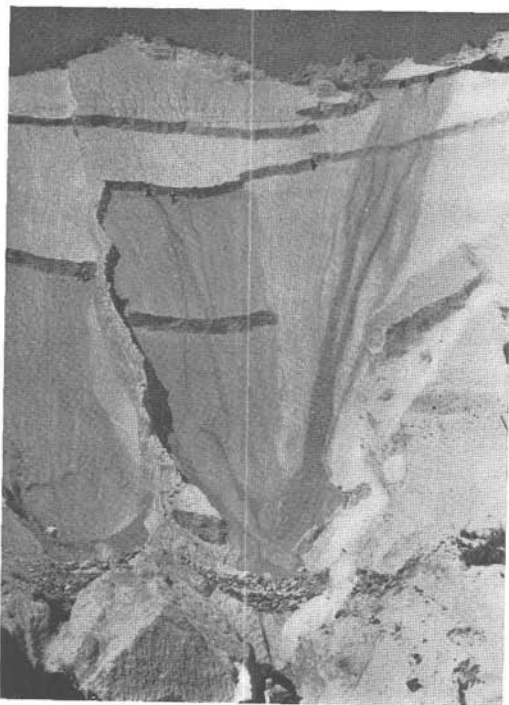


Photo 14: Lipari: Bimssteinabbau (Photo W. Med.).

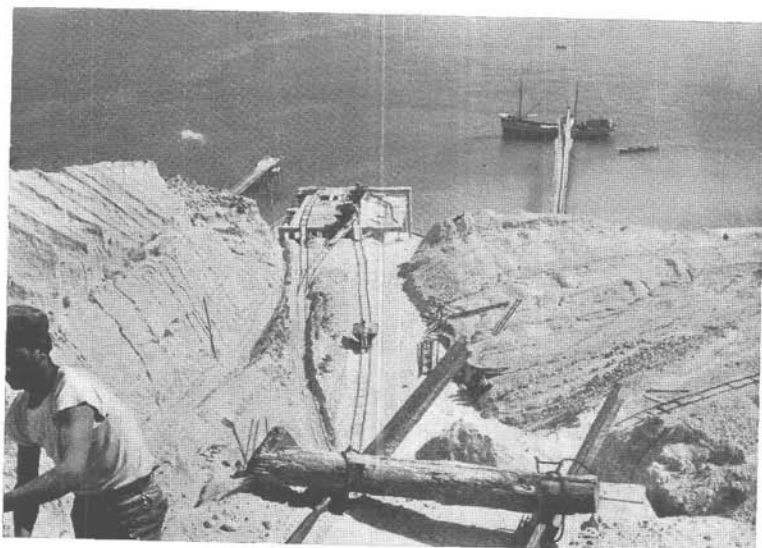


Photo 15: Lipari: Bimssteinabbau (Photo W. Med.).

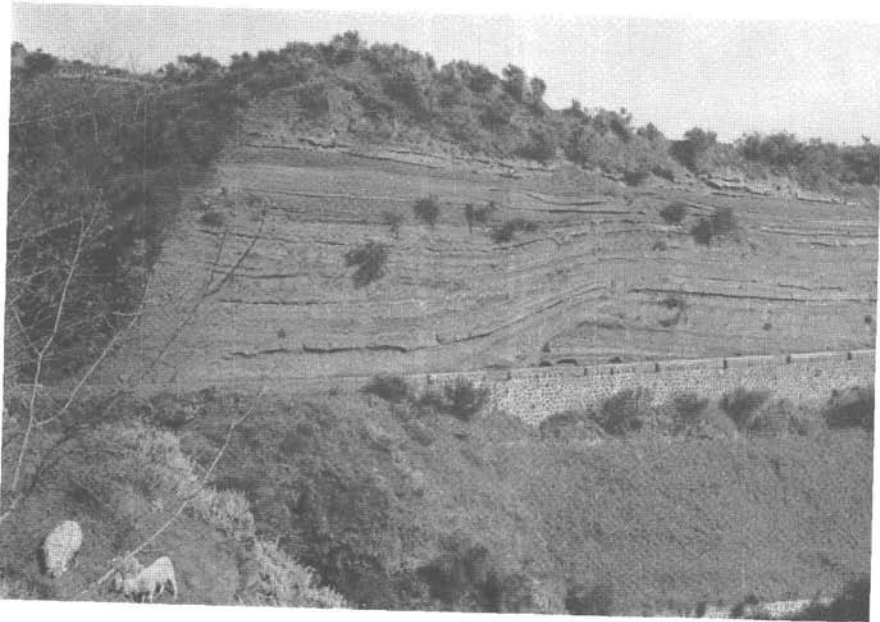


Photo 16: Lipari: Diskordanz in basaltischen Tuffen im NW der Insel (Quattropani); (Photo W. Med.).

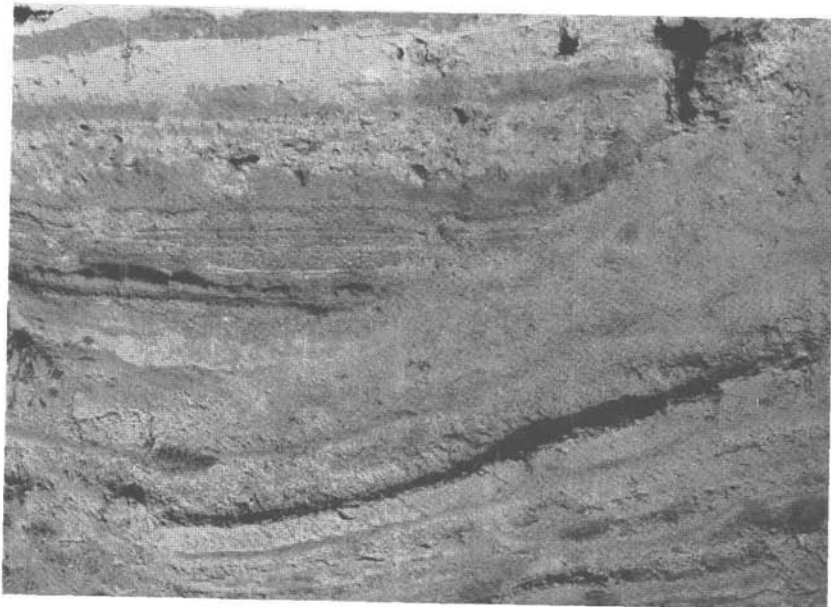


Photo 17: Lipari: Diskordanz in basaltischen Tuffen; Detail aus dem gleichen Aufschluß (Photo W. Med.).

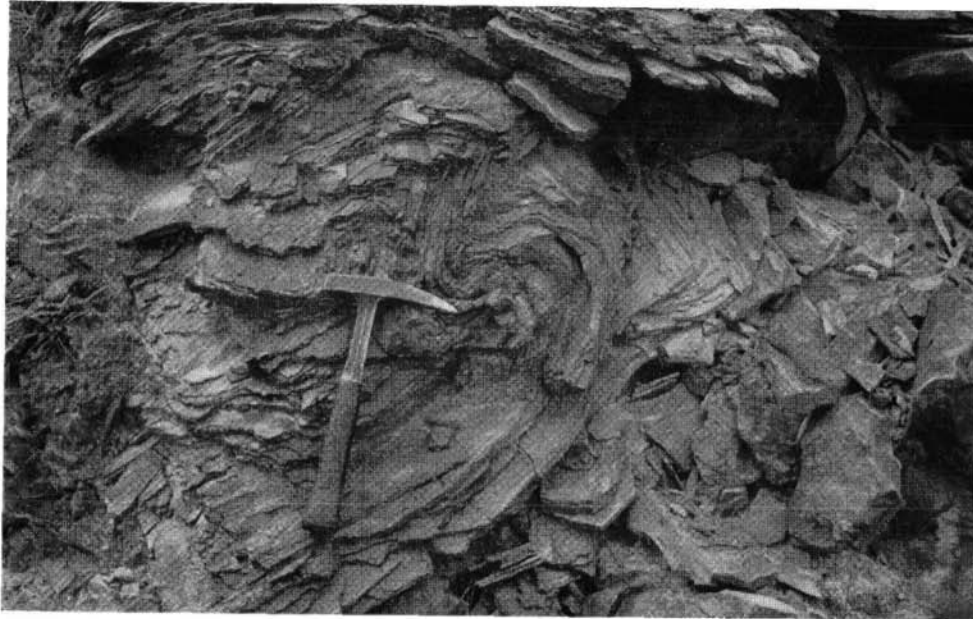


Photo 18: Lipari: Fließfalten in Obsidian (Fossa della Rocche Rosse, bei Aquacalda); (Photo W. Med.).

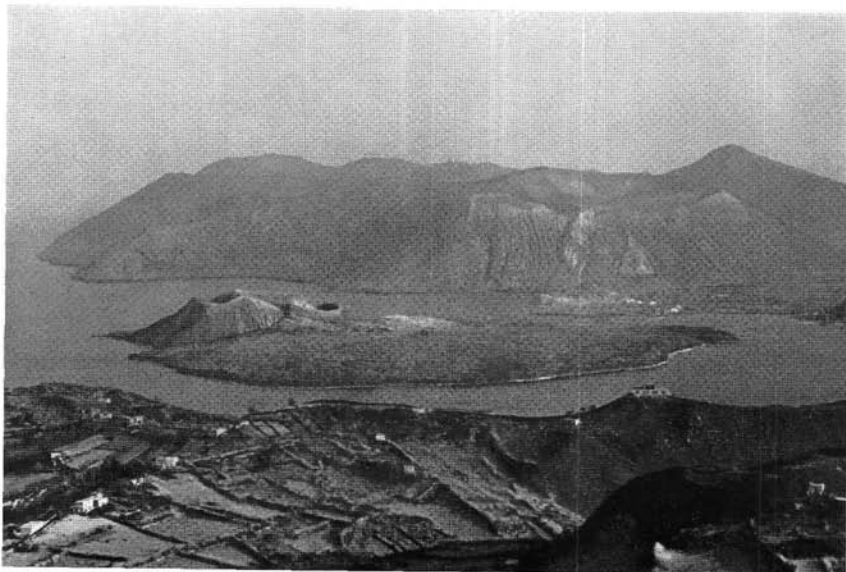


Photo 19: Der Norden Vulcanos: Vulcanello, Fossa und Altvulcano (Aufnahme vom Mte. Guardia auf Lipari nach S); (Photo W. Med.).



Photo 20: Vulcano: Fossokrater mit Fumarolen (käufl. Ansichtskarte).



Photo 21: Acicastello (N Catania): Kissen-(Pillow-)Lava (Photo W. Med.).



Photo 22: Ätna: Steinbruch mit Idealschnitt durch einen älteren Lavastrom;
im Hintergrund der Ätna; Blick von S, von der Ätnastraße (Photo
W. Med.).

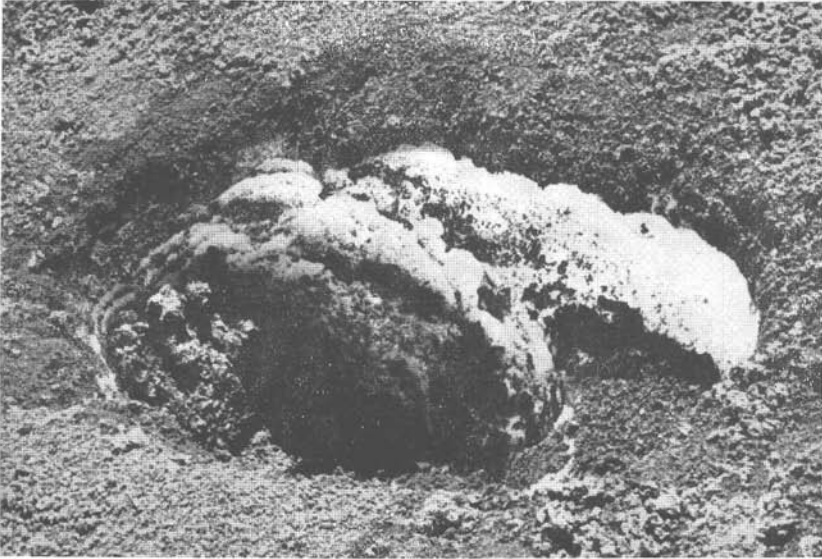


Photo 23: Ätna-NE-Krater: Bombeneinschlag im Schnee (Ostern 1957; Photo W. Med.).



Photo 24: Ätna-NE-Krater: Lavawurftätigkeit, Ostern 1957 (Photo W. Med.).



Photo 25: Ätna-NE-Krater: Blick zum Valle del Bove mit jungem Lavastrom;
Ostern 1957 (Photo W. Med.).