

Der Vesuv und die Phlegräischen Felder

EVELYN LAMY

Gliederung

- 1 Vulkanische Aktivitäten
- 2 Vesuv
 - 2.1 Geologie
 - 2.2 Petrologie
 - 2.3 Historische Ausbrüche
 - 2.4 Historische Lavaflussrichtungen und gefährdete Orte
- 3 Phlegräische Felder
 - 3.1 Vulkanologische Entwicklung
 - 3.2 Petrologie

1 Vulkanische Aktivitäten

Die Urgewalt von Vulkanen spiegelt sich in der Überlieferung vieler Kulturen wider. So verehrten z. B. die alten Römer und Griechen, indonesische und ostafrikanische Völker, sowie Hawaiianer, Gottheiten oder mächtige Geister, die in den feurigen Bergen wohnten.



Fig. 1: Der römische Gott Vulkanus bei der Arbeit (Quelle: TILLING 1997)

Nach der Vorstellung der alten Griechen benutzte Hephaistos die Vulkane als Schmiede. Schlagen Funken und Flammen aus einem Vulkan, so war Hephaistos gerade bei der Arbeit, wie man glaubte.

Ähnlich Vorstellungen findet man bei den Römern, welche die häufig von Vulkanausbrüchen heimgesuchte Insel Vulcano für die Schmiede von Vulcanus, dem Gott des Feuers und der Waffenschmiede, hielten (**Fig. 1**).

Vulkanismus tritt grundsätzlich an aktiven Schwächezonen der Erdkruste auf. Vulkane finden sich vor allem an Plattengrenzen, wie im Bereich der mittelozeanischen Rücken, Inselbögen und Kontinentalränder (z. B. beim "Zirkumpazifischen Feuerring"). Der Aufbau der Erde, Plattenbewegungen und Vulkanismus hängen sehr eng zusammen.

Der Schalenbau der Erde und damit zusammenhängende Bewegungen führen zur Plattentektonik. Der Obere Erdmantel ist kühler und starrer als der Untere Erdmantel. Die Erdkruste und der Obere Mantel bilden zusammen die Lithosphäre mit durchschnittlich 80 km Dicke. Unter den Ozeanen und in vulkanisch aktiven kontinentalen Gebieten ist die Lithosphäre dünner und in Platten zerbrochen, die sich gegeneinander verschieben. Man nimmt an, unterhalb der Lithosphäre befindet sich eine relativ dünne, mobile Zone im Erdmantel, die Asthenosphäre. Sie enthält vermutlich einen gewissen Anteil an geschmolzenem Gestein. Dieser geringe Anteil an Schmelzen ermöglicht Plattenbewegungen und speist die tiefen Magmaquellen der Vulkane.

Brüche in der Erdkruste an den auseinanderstrebenden Plattengrenzen sind dafür verantwortlich, dass das teilweise aufgeschmolzene

Gestein an die Erdoberfläche dringt und Vulkane entstehen.

Die Auffaltung des Apennins und der Einbruch des Tyrrhenischen Beckens gelten als stark begünstigende Faktoren für den Magmaaufstieg in der Campanischen Region und werden als Hauptverursacher des dortigen Vulkanismus angesehen.

Bis zum mittleren Tertiär war anstelle des Tyrrhenischen Meeres Festland. Die karbonatische Landoberfläche senkte sich ab, und verursachte tektonische Brüche.

Die Erdkruste in diesem Gebiet erfuhr eine Streckung und als Folge daraus eine Verdünnung durch die Drehung der ital. Halbinsel gegen den Uhrzeigersinn.

Der Erdmantel gelangte dadurch in Gebiete näher an der Erdoberfläche.

Zum tyrrhenischen Bruchsystem orthogonal liegt das apenninische, durch die Auffaltung des Apennin verursacht.

2 Vesuv

Der Vesuv, ein Doppelgipfelvulkan, liegt südöstlich von Neapel, 41°N, 14,5°E in Kampanien. Er wird im Süden und Westen von der

Küste begrenzt.

Der Umfang an seinem Fuß beträgt etwa 50-80 Kilometern. Der höhere seiner beiden Kegel, der eigentliche Vesuv, ist 1.281 Meter hoch, sein Krater 200 m tief und füllt teilweise den Krater des ehemaligen Monte Somma. Der Monte Somma, der auf eine ursprüngliche Höhe von 2.500 m geschätzt wird, erreicht eine heutige Höhe von 1.132 Metern. Von ihm ist lediglich der nordöstliche Teil des Kraterandes als sichelförmiger Wall übrig geblieben (**Fig. 2**). An den unteren Hängen des Vulkans werden Wein und Obst angebaut, weiter oben wurden Eichen und Kastanien aufgeforstet. Eine Seilbahn führt bis fast an den Kraterand hinauf. Auf einer Höhe von etwa 600 Metern befindet sich ein vulkanisches Observatorium von 1.845.

2.1 Geologie

Der Vesuv befindet sich über einer Subduktionszone. Die Afrikanische Platte bewegt sich nordwärts mit einer Geschwindigkeit von 2-3 cm pro Jahr und schließt allmählich das mediterrane Becken.

Während ihrer Nordbewegung wird die Afri-

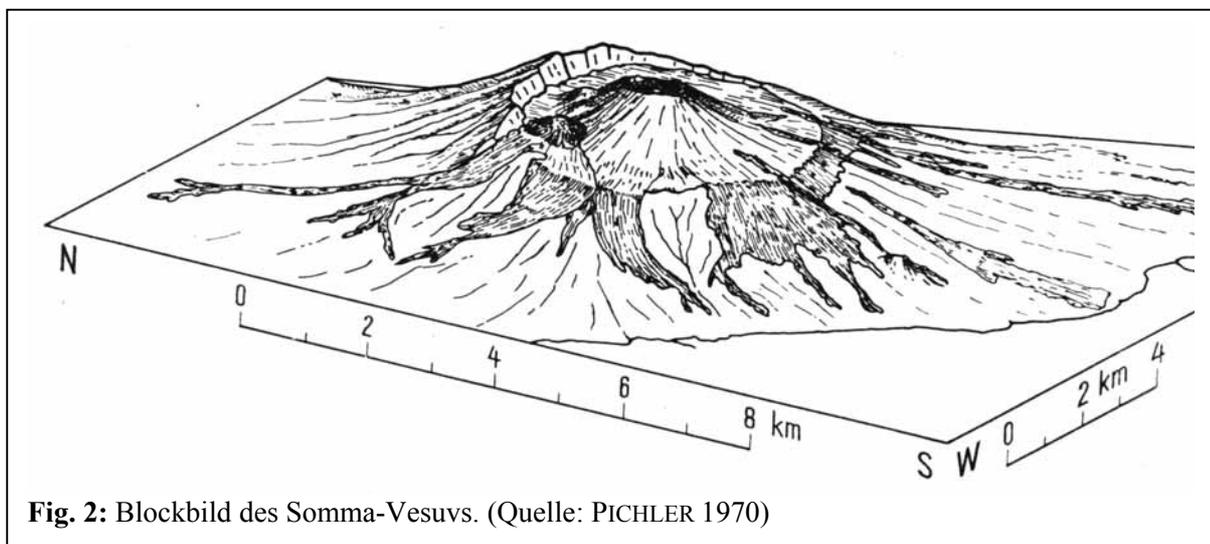


Fig. 2: Blockbild des Somma-Vesuvus. (Quelle: PICHLER 1970)

kanische Platte unter die Eurasische geschoben.

Bei Vulkanismus an konvergenten (destruktiven) Plattenrändern im Bereich von Kontinentalrändern überwiegen explosive Ausbrüche mit pyroklastischen Produkten. So ist die typische Eruptionsform des Vesuvs eine plötzlich auftretende (paroxysmale), äußerst explosive, welche man als Plinianische Tätigkeit – nach dem Vesuv-Ausbruch von 79 n. Chr., den Plinius der Jüngere eingehend beschrieb, bezeichnet.

Charakteristisch ist der langanhaltende Aschenausstoß. Mächtige Aschen- und Bimssteinregen fallen (vom Wind verfrachtet) zu Boden. Feinste Aschen und vulkanische Gase steigen dagegen bis in die Stratosphäre auf und beeinflussen dort das Klima.

Die Vulkanform, in die der Vesuv einzuordnen ist bezeichnet man als Stratovulkan (Schichtvulkan oder zusammengesetzter Vulkan). Diese bestehen aus einer unregelmäßigen Wechselfolge von Lavaergüssen und pyroklastischem Material.

Sie besitzen häufig eine Kegelform, in deren gekappter Spitze der Krater sitzt.

Vertreter neben dem Vesuv sind weitere andesitischen bis dacitischen Vulkane über Subduktionszonen wie der Mayón auf den Philippinen, der Fujijama in Japan, der Mount St. Helens in den USA und der Gipfel des Ätna auf Sizilien.

Die Grundlage des Vesuvs bildet eine Abfolge von tertiären Sandsteinen, Tonen und Mergeln in apenninischer Flysch-Fazies. Es folgen mesozoische Formationen, sowie massige Kalke aus Kreide und Jura. Dolomit prägt die Triasformation. Aus den unterschiedlich stark kontaktmetamorph beeinflussten Auswurfprodukten schließt man, dass Trias-Dolomite die Kuppe des Magmaherdes bilden. Rittmann

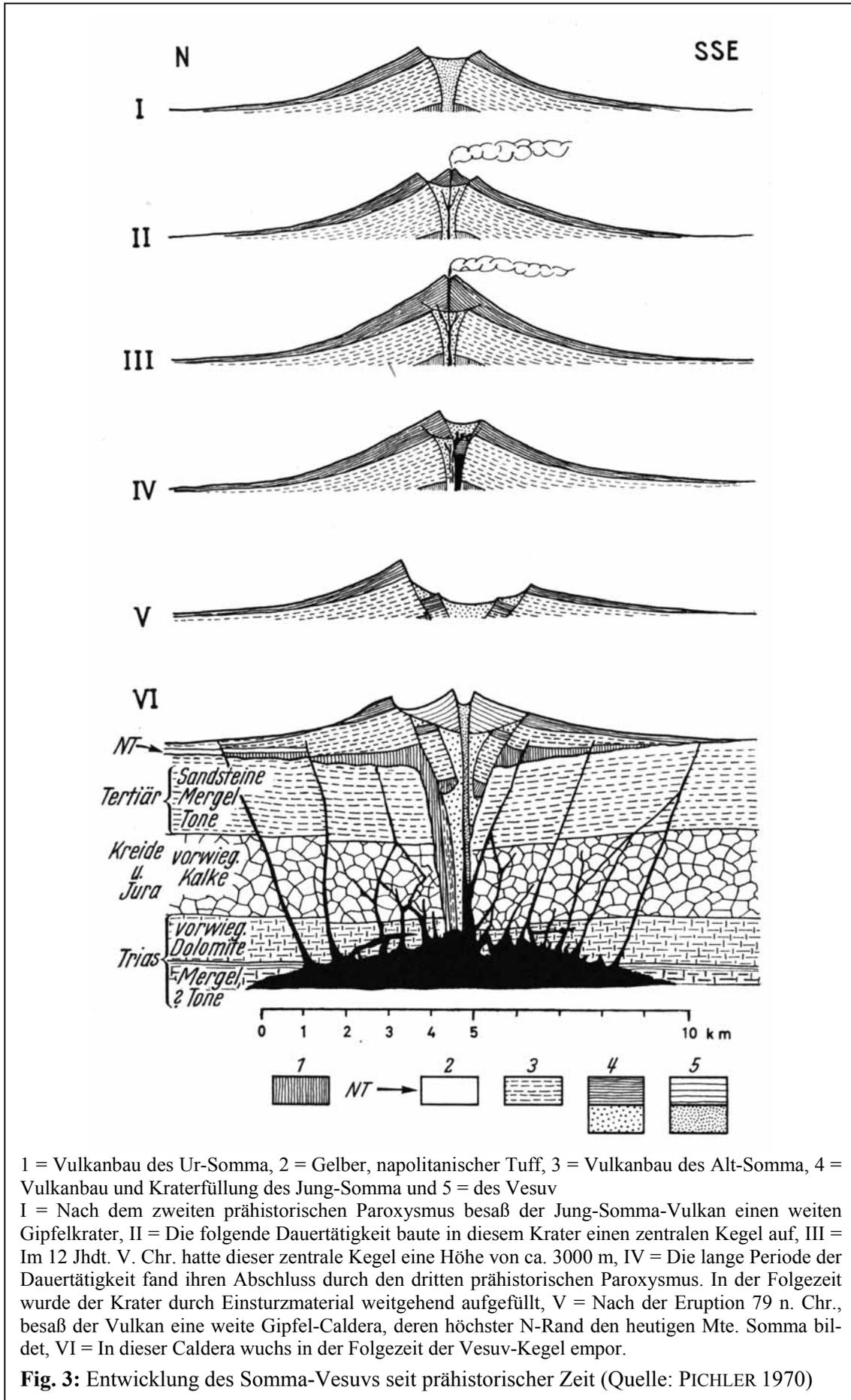
schlussfolgert aus dem Fehlen von Formationen unter den Auswürflingen, die älter als die vorhandenen Triasdolomite sind, dass der Magmaherd sich in einer Tiefe von 5-6 km befinden muss.

Die vulkanische Tätigkeit des Vesuvs beginnt in der späten Würm-Kaltzeit vor ungefähr 12.000 a.

Tephritisch-phonolitisches Magma stieg aus 6 km Tiefe auf und bildete in einem explosiven Initialausbruch den Ur-Somma. Leucit-phonolitische Aschen, bimsartige Wurfgeschlacken, sowie kontaktmetamorph beeinflusste Trias-Dolomite resultierten aus diesen Anfängen vulkanischer Aktivität. Lava floss lediglich zähflüssig, kraternah (vgl. **Fig. 3**).

Nach einer 2.000 Jahre andauernden Ruhephase senkte sich das Gebiet entlang der ursprünglichen Bruchsysteme durch tektonische Schollenbewegung, Meerestransgression folgte. Die Magmakammer erfuhr eine Verlagerung nach oben; Magma reagierte mit dem karbonatischen Nebengestein, Gase sammelten sich vermehrt durch diesen Prozess, sowie durch die teilweise Auskristallisation des Magmas. Die Folge war ein kontinuierlicher Druckaufbau, der sich schließlich vor ca. 8.000 a in einem gewaltigen Ausbruch entlud. Nach dieser 2.500 Jahre andauernden Ausbruchphase, in der überwiegend phonolitische Leucit-Tephrite gefördert wurden, die den Alt-Somma bis zu einer Höhe von 1.000 m aufbauten, stürzte dieser wieder in sich zusammen, und der Druckaufbau begann erneut.

Vor 5.000 Jahren schließlich brach der Vulkan erneut aus, der sog. Jung-Somma begann sich zu formieren.

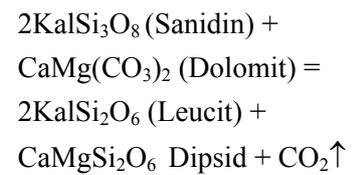


Während dieser Phasen fand Differentiation der Magma statt, die Vulkanite veränderten sich zu foidreichen, phonolitischen Leucit-Tephriten und in folgender Zeit nahm durch weitere Assimilationsvorgänge der Leucitgehalt in eine Entwicklung zu tephritischen Leuciten stetig zu (Fig. 4).

2.2 Petrologie

Die saure Stammagma, welche petrochemisch foidführenden Latiten entspricht wird im Laufe der Zeit, vor allem während der Ruhephasen durch Assimilation und Differenzierung verändert.

Sie reagiert in Kontaktzonen mit dem karbonatischen Nebengestein:



Calcium und Magnesium aus dem Dolomit reichern sich in Form einer Neubildung von Pyroxen in der Schmelze an, wobei dieser Si-Oxid entzogen wird, und hierbei Leucit anstelle von Sanidin gebildet wird. Mit sinkendem Si-Oxid-Gehalt steigt der basische Charakter der Schmelze, sie wird zunehmend flüssiger.

Ein weiterer Differentiationsvorgang ist das absinken der schweren, mafischen Gemengteile der Magma und das anschließende Anreichern an diesem Ort, sowie die pneumatolytische Differentiation aufgrund des in der Magmakammer herrschenden Druckgefälles:

Ionen mit hoher Affinität zur Gasphase (wie CO_3^- , Cl^- , F^- , S^{2-} , OH^- , sowie Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Mg^{2+}) diffundieren in den oberen Teil der Kammer, bzw. gasen in die Atmosphäre aus. Die erwähnte Leucitbildung wird durch diese Kaliumionenreicherung ebenfalls vorangetrieben.

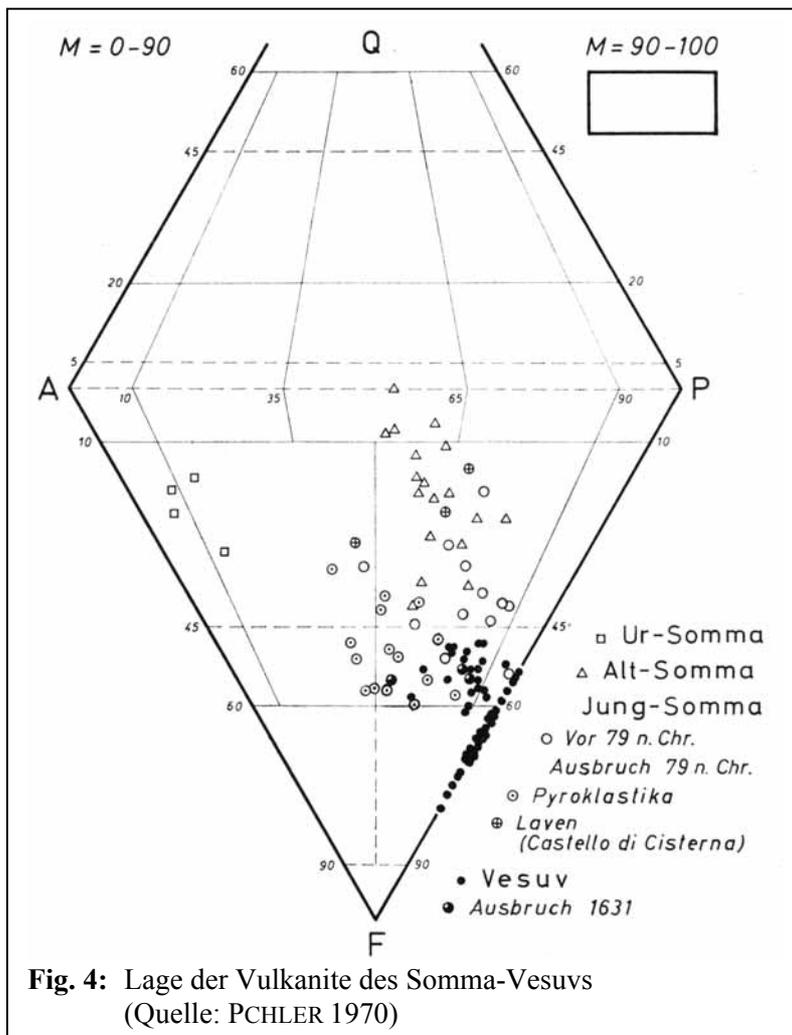


Fig. 4: Lage der Vulkanite des Somma-Vesuvius (Quelle: PCHLER 1970)

Aufgrund der anhaltenden Karbonatassimilation veränderte sich die Konsistenz der Lava von sauer zu immer basischer und somit zunehmend dünnflüssiger werdend. Als Konsequenz daraus wandelte sich der Ausbruchskarakter des Vesuvius von explosiv hin zu zunehmend effusiv.

2.3 Historische Ausbrüche

63n.Chr.: Starke Erdbeben verursachten massive Zerstörungen in Pompeji.

79 – 1631: Im Jahr 79 wurde Pompeji durch Ascheregen und Glutlawinen einer gewaltigen plinianischen Eruption zerstört. Ein Lahar vernichtete Herculaneum. Es gab mindestens 2000 Todesopfer.

Nach 79 bis etwa 1500 befand sich der Vesuv in einer Periode der Dauertätigkeit. Es wurden auch 11 größere Ausbrüche verzeichnet: 203, 472, 512, 685, 787, 968, 991, 999, 1007, 1037, 1139.

1631: Von Juli bis Dezember ereigneten sich heftige Erdbeben, Rauch und Gas traten aus dem Kater, Risse öffneten sich in den Vulkanflanken. Am 16. Dezember setzte explosive Tätigkeit ein. Am 17. Dezember folgten zerstörerische Lahare. 4000 Menschen fanden den Tod.

1794: Am Morgen des 16. Juni erreichte ein Lavastrom Torre del Greco und floss durch das Dorf ins Meer; zum dritten Mal seit 1631 wurde Torre del Greco unter Lava begraben.

1874- 1880 Auf die Eruption von 1872 folgte eine der längsten bekannten Aktivitätsperioden. Ab 1878 fanden langsame effusive Flankenausbrüche statt. Die Lava bildete teilweise Staukuppen, wodurch sich 1880-1894 der Colle Margherita (160m hoch, heute jedoch überdeckt und nicht mehr erkennbar) und von 1895-1899 der 160m hohe Colle Umberto bildeten. In dieser Zeit wurden insgesamt 86 Millionen Kubikmeter Lava gefördert.

1900-1906 Ab 1904 ständige Gipfeltätigkeit und Schlackeneruption. 1905 erreichte der Vesuv die höchste je an ihm gemessene Höhe

mit 1335m.ü.M. 1906 ereignete sich, in Bezug auf die Menge von Auswurfmaterial, einer der grössten Vesuvausbrüche geschichtlicher Zeit.

1906: Aus dem Hauptkrater wurden tonnenschwere Blöcke nach Nordosten geschleudert. Lockermassen wurden selbst in Neapel mehr als einen Meter tief angehäuft. Nach dem Ausbruch war der Vesuv noch 1223 m hoch, 107 m weniger als zuvor. Aufgrund von Regengüssen folgten Lahare.

1944: Der bisher jüngste Ausbruch des Vesuvs fand 1944 statt. Einer der Lavaströme zerstörte San Sebastiano und Massa.

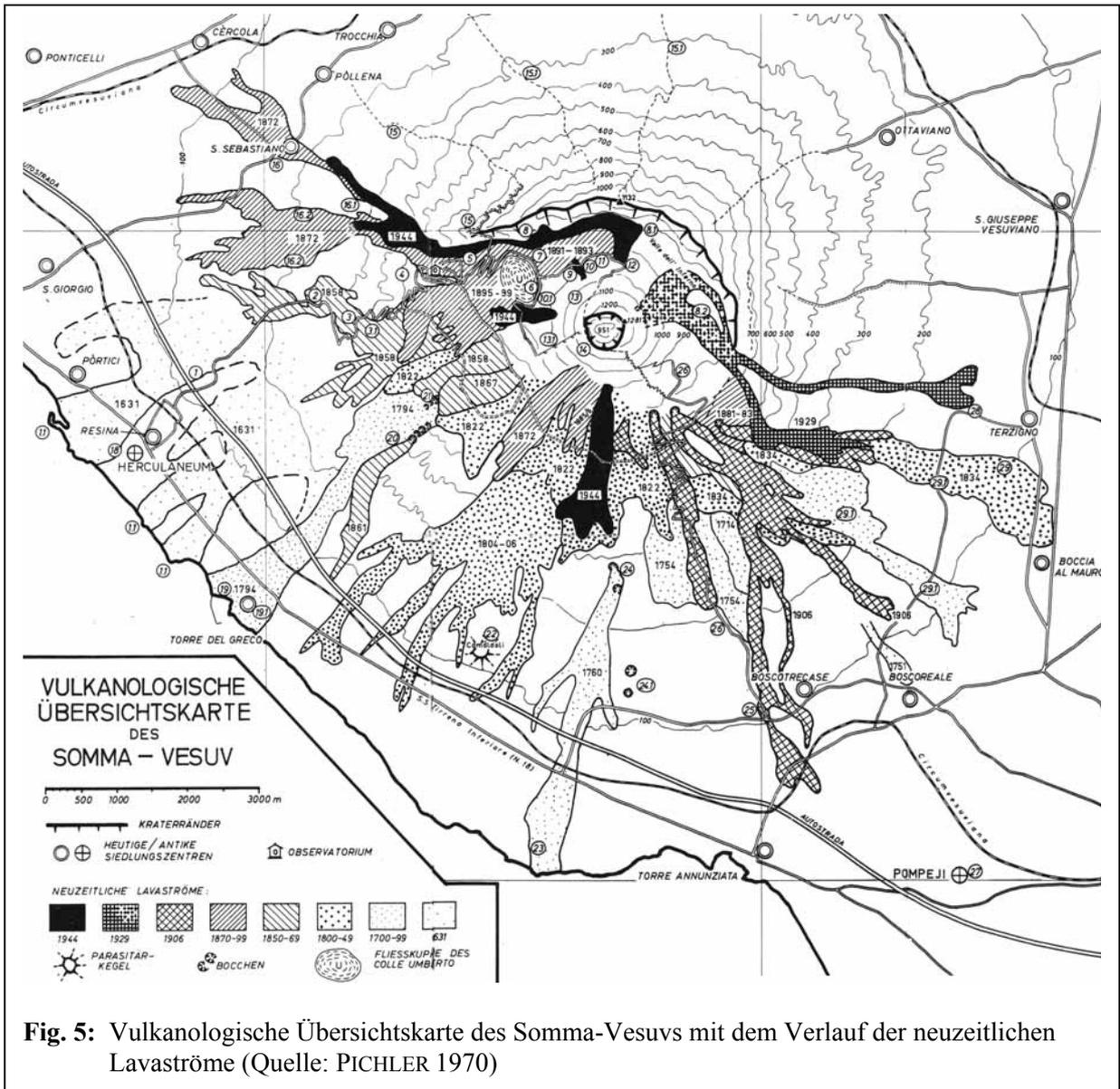
Lavafontänen stiegen aus dem Gipfelkrater bis zu 700 m hoch auf, die Aschewolke wurde bis zu 5 km hoch geschleudert und Teile davon wegen des starken Windes bis nach Albanien verweht.

2.4 Historische Lavaflussrichtungen und gefährdete Orte

Die **Fig. 5** zeigt die historischen Lavaflussrichtungen des Somma-Vesuvs. Die Bevölkerungsdichte in einigen Gebieten des stark gefährdeten Bereiches beträgt 20.000- 30.000 pro Quadratkilometer.

Über 3 Millionen Menschen könnten von zukünftigen Ausbrüchen direkt betroffen sein.

In den ersten 15 Minuten einer mittleren bis schweren Eruption könnte ein Gebiet mit einem Radius von 7 km um den Vulkan zerstört werden.



3 Phlegräische Felder

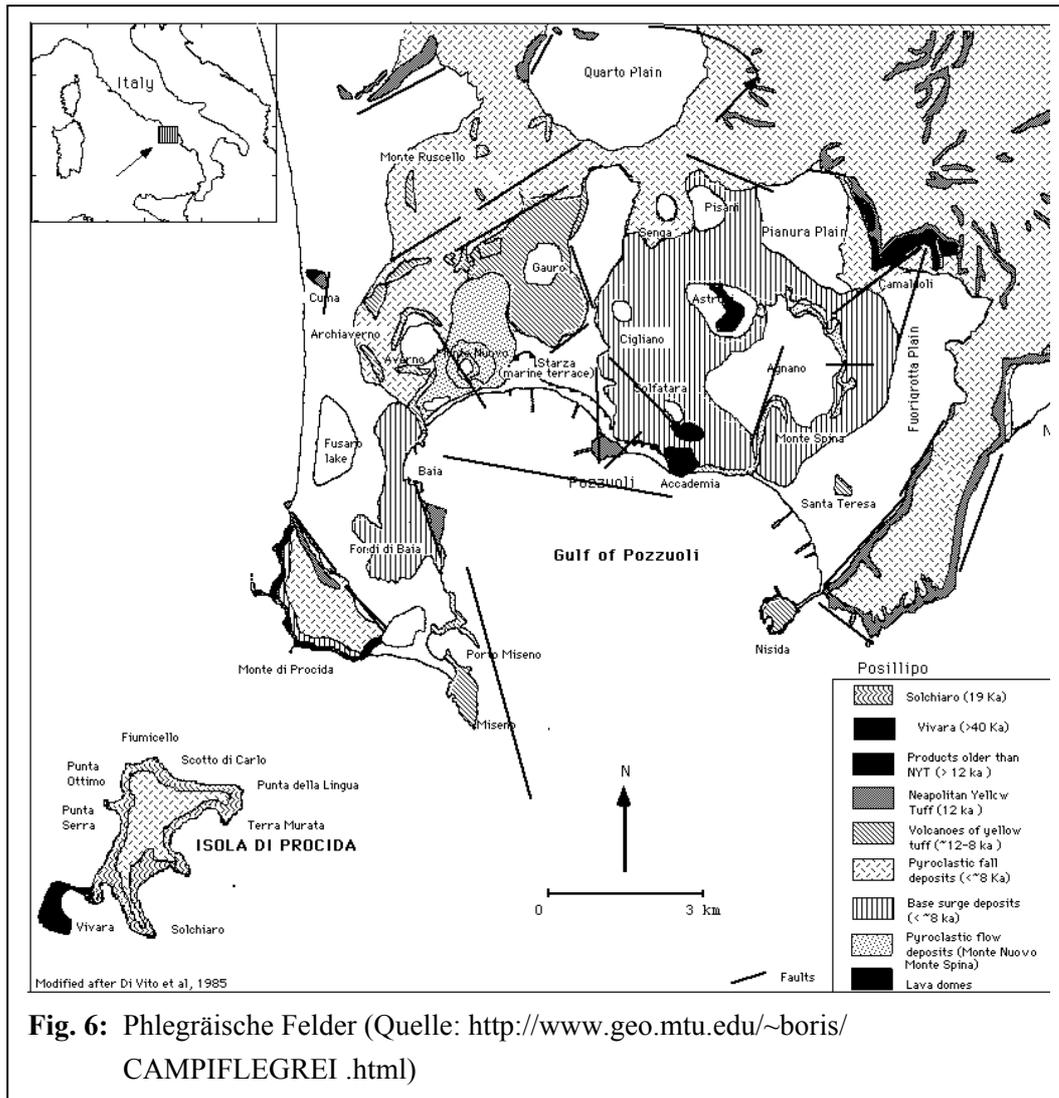
Beim phlegräischen Raum handelt es sich um ein Gebiet, welches 150 km² umfasst. Seine Ausdehnung beginnt östlich von Neapel, bei der "Conca di Agnano" mit dem Naturschutzgebiet "Astroni" (riserva naturale degli Astroni), bis nach Cuma, im Norden erreicht es Marano di Napoli. Im Süden und Westen setzt sich das Vulkangebiet untermeerisch fort. Es ist ein Teil der von den apenninischen Bergen zwischen Mondragone-Caserta-Nola-

Sarno-Castellammare umrahmten Campanischen Ebene.

Eine Gegend, die "feurig" benannt wurde (vom griechischen flegraios), eben wegen der seismischen Aktivitäten zweiten Grades, die dieses Land kennzeichnen.

Der sedimentäre Sockel unter ihnen stammt wahrscheinlich aus dem Mesozoikum, bzw. Känozoikum, jedoch wurde das karbonathaltige Gestein nicht- im Gegensatz zum Vesuvgestein- assimiliert.

Nach heutigen Annahmen wurden die Vulkane der Campi Flegri von mehreren Magmaherden in 3-4 km Tiefe gespeist.



3.1 Vulkanologische Entwicklung

Im Gebiet der Phlegräischen Felder sind über 50 Eruptions-Zentren nachweisbar, unter denen der im Jahre 1538 entstandene Mte. Nuovo (133m) das jüngste ist. Sie liegen auf einem Schild auf, der nachweislich mächtiger als 1800 m misst. Die jüngeren Vulkankegel und Krater sind morphologisch noch relativ gut erhalten, die älteren dagegen weitgehend bis fast gänzlich zerstört bzw. von jüngeren Pyroklastika überdeckt (Fig. 6, 7).

Die vulkanische Tätigkeit im Bereich der P. F. begann mit der Bildung eines großen Strato-

vulkans oder eines aus mehreren Vulkanen zusammengesetzten Vulkanstockes von der Größenordnung des Somma-Vesuvus. Er wird Ur- oder Archiphlegraeus (RITTMANN 1960) genannt und war sehr wahrscheinlich im Jung-Pleistozän tätig. Seine trachytischen Förderprodukte sind nur in Form von Auswürflingen bekannt. Mehrere gleich alte oder etwas jüngere Nebenvulkane oder selbständige Vulkane mit trachytischen Laven sind, unter jüngerm Material begraben, zwischen dem Voltorno und den P. F. durch Bohrungen nachgewiesen.

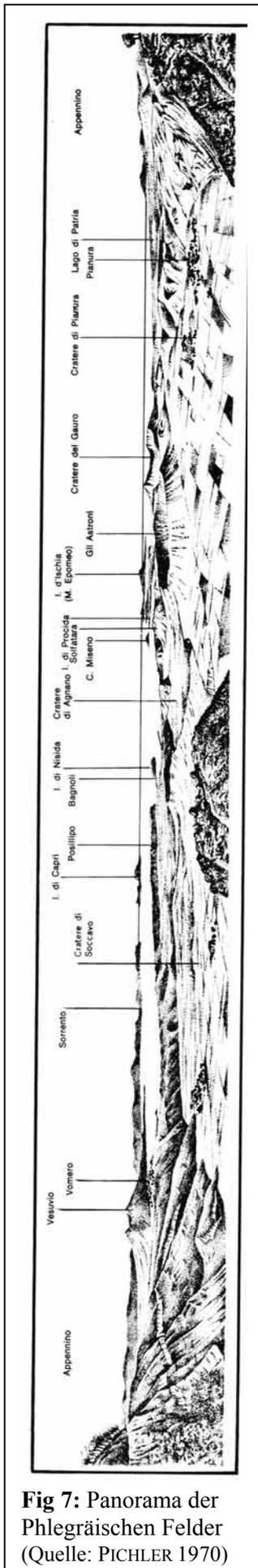


Fig 7: Panorama der Phlegräischen Felder (Quelle: PICHLER 1970)

Nach einer längeren Ruhezeit, in der der Gasdruck in den Herden ständig zugenommen hatte, ereigneten sich, wahrscheinlich entlang von Spalten, gewaltige Glutwolken-ähnliche Ausbrüche, durch die der foid-führende trachytische bis alkalitrachytische graue campanische Tuff gefördert und über das gesamte Gebiet des Campanischen Beckens verbreitet wurde. Dieser Tuff wird hauptsächlich aus verfestigten Aschen zusammengesetzt, die in wechselndem Anteil bis 40 cm große Bimssteine und Schlacken enthalten, welche in größeren Tiefen eine flammenartige Auslängung nach Art des collapsed pumice in Ignimbriten besitzen, und man deshalb diesen

Tuff als Ignimbrit bezeichnet.

Nach der Förderung dieser ignimbritischen Pyroklastite brach infolge des Massenverlustes im Untergrund das Zentrum des Archiphlegraeus ein, es entstand die große Archiphlegraeus-Caldera, deren Durchmesser auf etwa 14 Km geschätzt wird. Alle anstehenden Vulkanite im Bereich der P. F. sind nach diesem ersten Einbruch entstanden. Die Reste des Archiphlegraeus sind vollständig von jüngeren Bildungen überdeckt.

Durch die vulkanische Tätigkeit der Folgezeit wurde die Archiphlegraeus-Caldera teilweise wieder aufgefüllt, an anderen Stellen durch vulkano-tektonische Einbrüche stark erweitert. Der ursprüngliche Umfang der Archiphlegraeus-Caldera ist deshalb nicht mehr rekonstruierbar. Aus der Archiphlegraeus-Caldera wurde eine komplexe Caldera, die das heutige phlegräische Gebiet, den Golf von Pozzuoli und eine Teil des Golfes von Neapel umfasst. Sie wird als Phlegräische Caldera bezeichnet. Während der späteren Einbrüche wurde das alte Einsturzmaterial zerrüttet und von Spalten durchsetzt, in denen das Magma hochdringen konnte. Innerhalb der polygenen Phlegräischen Caldera bildeten sich nach und nach über 50 Vulkan-Bauten verschiedener Art, von denen mehr als die Hälfte noch ganz oder teilweise erhalten sind. Die Ausgestaltung der P. F. wurde zusätzlich durch regional-tektonische Bewegungen geprägt. Längs einer tyrrhenischen Bruchzone, die von Ischia bis in den Apennin reicht, sank die SSE-Hälfte der P. F. unter den Meeresspiegel des Golfes von Neapel.

3.2 Petrologie

Die Vulkanite der P. F. sind hinsichtlich Chemismus und Mineralbestand im Vergleich zu

denen der übrigen campanischen Vulkan-Gebiete sehr uniform. Es sind fast ausschließlich foid-führende Trachyte, Alkalitrachyte und sodalith-führende Phonolithe.

Das Stammagma der P. F. ist von trachytischen Chemismus, welcher am ehesten durch Anatexis von Krustenmaterial erklärt werden kann.

Im Laufe der Jahre fand auch hier Differentiation statt, in Form einer Natrium, Kalium Anreicherung. Dabei kam es durch entziehen von Kieselsäure zur Bildung von Si-oxid untersättigten Verbindungen wie Nephelin, oder Sodalith anstelle von Plagioklas. Die trachytische Schmelze veränderte sich hin zu einem Alkalitrachyt, bzw. sodalith-führendem Phonolith.

Den Hauptanteil im Mineralbestand der Vulkanite stellt mit bis zu 85 % Sanidin. Ein Anorthit-Gehalt zwischen 35-70 % hat ein in den Phlegräischen Feldern vorkommender Trachyt. Die Foide besitzen einen Nephelin-und Sodalith-Gehalt von ~14 %. Da wegen der hohen Viskosität der Magma in den auf den Phlegräischen Feldern zu findenden Staukuppen eine längere Zeit hoher Druck und verhältnismäßig hoher Gasanteil herrschten, konnte Hydroxilierung der Minerale stattfinden, und die Bildung von Hornblenden und Biotit bevorzugt stattfinden.

PICHLER, H. (1970a): Italienische. Vulkangebiete I (= Sammlung Geologischer Führer, Bd. 51), Berlin, Stuttgart

PICHLER, H. (1970b): Italienische Vulkangebiete II (= Sammlung Geologischer Führer, Bd. 52), Berlin, Stuttgart

RITTMANN A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit.- Stuttgart

SANDONE, R et al. (1991): the structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes.- Journal of vulcanological geothermal research 48, 1-31

Literaturverzeichnis

<http://www.educeth.ch/stromboli/perm/vesuv/history-de.html>

<http://www.vulkane.net/vulkane/vesuv.html>

<http://www.geo.mtu.edu/~boris/VESUVIO.html#char>

http://www.phil.uni-erlangen.de/~p1altar/galerie_html/vesuv/vesuv_1.html

KRAFFT, M (1984): Führer zu den Vulkanen Europas, Bd. 3.- Stuttgart

NICKEL, E. (1983): Grundwissen Mineralogie Teil 3: Aufbaukurs Petrographie