

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 45 (1965)
Heft: 1

Artikel: Petrographie des Lateravulkans und die Magmenentwicklung der Monti Volsini (Prov. Grosseto, Viterbo und Orvieto, Italien)
Autor: Schneider, Hermann
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-35199>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.03.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Petrographie des Lateravulkans und die Magmenentwicklung der Monti Volsini (Prov. Grosseto, Viterbo und Orvieto, Italien)

Von *Hermann Schneider* (Zürich)

Mit 30 Textfiguren, 2 Phototafeln und 3 Tafelbeilagen

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	333
A. Einleitung	334
I. Die geologische und petrographische Stellung der Monti Volsini im mediterranen Vulkanismus	334
II. Topographie der Monti Volsini	337
III. Letzte Manifestationen des Vulsinischen Vulkanismus.	338
IV. Bisherige Untersuchungen	338
B. Problemstellung und Arbeitsmethoden	339
I. Problemstellung	339
II. Arbeitsmethoden	340
a) Mikroskopische Untersuchungen	340
b) Auswahl der chemischen Analysen	342
c) Altersbestimmung mit der K/Ar-Methode	343
d) Röntgenuntersuchungen	345
e) Färbemethoden für Feldspäte und Foide (Staining)	349
C. Der Lateravulkan	350
I. Topographie und geologische Beschreibung des Lateravulkans	350
II. Chronologische Abfolge und Charakteristik der einzelnen Eruptions- zentren des Lateravulkans	352
a) Latera s. str.	352
1. Das Vulkangebäude.	352
2. Förderprodukte	352
3. Petrographische Gesteinsbeschreibung	355
4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation .	358

b)	Piana di Vepe	362
1.	Das Vulkangebäude.	362
2.	Förderprodukte	363
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung	366
4.	Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation	369
c)	Poggio Pilato	371
1.	Das Vulkangebäude.	371
2.	Förderprodukte	371
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung	372
4.	Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation	373
d)	Poggio Seccante	374
1.	Das Vulkangebäude.	374
2.	Förderprodukte	374
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation	375
e)	Poggio Montione	376
1.	Das Vulkangebäude.	376
2.	Förderprodukte	376
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung	377
4.	Chemismus und Klassifikation	378
f)	Poggio Paterno	379
1.	Das Vulkangebäude.	379
2.	Förderprodukte	379
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation	379
g)	Monte Starnina	380
1.	Das Vulkangebäude.	380
2.	Förderprodukte	380
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung	381
4.	Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation	382
h)	Poggio Valentano	383
1.	Das Vulkangebäude.	383
2.	Förderprodukte	383
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation	383
i)	Monte San Magno	383
1.	Das Vulkangebäude.	383
2.	Förderprodukte	384
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation	384
k)	Monte Becco	384
1.	Das Vulkangebäude.	384
2.	Förderprodukte	385
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung	385
4.	Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation	386
l)	Monte Rosso	387
1.	Das Vulkangebäude.	387
2.	Förderprodukte	388
3.	Petrographische Gesteinsbeschreibung	388
4.	Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation	389

m) Monte Spinaio	390
1. Das Vulkangebäude	390
2. Förderprodukte	391
3. Petrographische Gesteinsbeschreibung	391
4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation	392
D. Allgemeine Betrachtungen	393
I. Die Magmenentwicklung in der Vulsinischen Subprovinz	393
II. Vergleich mit anderen jungvulkanischen Provinzen	411
III. Über das Stammagma im Tyrrhenischen Raum	424
a) Allgemeines	424
b) Versuch einer Bestimmung der Zusammensetzung des Tyrrhenischen Stammagmas	425
c) Versuch einer Berechnung der hypothetischen Syntektika	434
E. Anhang: Die K-Ar-Alter Vulsinischer Vulkanite	442
Zusammenfassung	443
Riassunto	445
Abstract	447
Literaturverzeichnis	448

Tafelverzeichnis

Tafel I Mikrophotographien 1—4	453
Tafel II Mikrophotographien 5—8	454
Tafel III Geologische Karte	
Tafel IV Fundstellen der untersuchten Proben	
Tafel V 4 Profile	

VORWORT

Als ich im Wintersemester 1960/61 Mineralogie-Petrographie als Hauptfach wählte, schlug mir Herr Professor Dr. C. Burri die petrographische Bearbeitung des gänzlich unbekannten Lateravulkans in den Monti Volsini in Italien als Dissertationsthema vor. Nach einem kurzen Besuch des Gebietes im Januar 1961 konnte ich in den Sommermonaten desselben Jahres die Feldarbeiten durchführen. Während der Feldarbeiten erfreute ich mich der Unterstützung der italienischen Sicherheitsbehörden, bei welchen ich in freundlicher Weise durch die Herren Dr. M. Frei und Dr. H. Stotz von der Kriminalpolizei der Stadt Zürich eingeführt wurde, welchen Herren ich an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte.

Herrn Professor Dr. C. Burri, unter dessen Leitung mir die vorliegende Arbeit stets Freude bereitete, möchte ich meinen herzlichsten Dank für das rege Interesse

und die grosszügige Hilfe aussprechen. Besonderen Dank gilt seinem Verständnis meiner partiellen Farbenblindheit bei den mikroskopischen Untersuchungen. Herrn PD. Dr. M. Weibel möchte ich für die Ausführung der chemischen Analysen meinen Dank aussprechen. Weiter gilt mein Dank Herrn PD. Dr. H. U. Bambauer für seine Hilfe bei den Untersuchungen am Universaldrehtisch, Herrn Gubser für die Unterstützung bei den röntgenographischen Untersuchungen und der Mikrophotographie sowie Herrn Schärli für die Anfertigung der Dünnschliffe.

Mein Dank gilt auch Herrn Dr. J. Zähringer und Herrn Dr. H. J. Lippolt vom Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg für die Ausführung der radio-metrischen Altersbestimmungen.

A. Einleitung

I. Die geologische und petrographische Stellung der Monti Volsini im mediterranen Vulkanismus

Das Mittelmeergebiet nimmt wegen seiner guten Erforschung hinsichtlich Verlauf und Bau der jungen Gebirgsketten sowie der petrographischen Beschaffenheit und des Chemismus der im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung geförderten Eruptivgesteine eine Sonderstellung ein. Wenn auch über den Verlauf der tektonischen Leitlinien im einzelnen Differenzen bestehen, so ist die Zweistämmigkeit des Orogens unbestritten. Ein nördlicher „alpiner“ Stamm und ein südlicher, „dinarider“ Stamm kommen in ihrem Verlauf mehrfach in sogenannten „Scharungen“ in Kontakt miteinander und verlaufen zwischen diesen getrennt in sogenannten „Virgationen“ um relativ starre Massen, sogenannte „Zwischengebirge“. Im zentralen Teil des jungmediterranen Orogens verläuft der alpine Stamm von der sogenannten sardo-tunisischen Scharung im Süden Sardiniens längs der Ostküste der Insel und über die Nordspitze von Korsika in die Toskana, wo er sich wieder mit dem dinariden trifft, welcher seinen Weg über den Norden Siziliens und die Ketten des Apennins nimmt. Diese sogenannte italienische Virgation (nach R. STAUB) wird durch das Zwischengebirge der Tyrrhenischen Masse bedingt, welches bis zum Miozän Festlandcharakter hatte und heute zum weitaus grössten Teil abgesunken und vom Meer bedeckt ist.

Im Quartär erfolgten längs des tyrrhenischen Innenrandes des Apennins bedeutende vulkanische Eruptionen, wobei die geförderten Magmen auf Brüchen aufdrangen, welche sich im Zusammenhang mit dem Einbruch der Tyrrhenis seit dem Jungtertiär herausgebildet hatten. Es

lassen sich zwei derartige Bruchsysteme unterscheiden, ein sogenanntes „apenninisches“, welches parallel zum Streichen dieses Gebirges verläuft, und ein sogenanntes „tyrrhenisches“, ungefähr normal hierzu. In bezug auf die Apenninenfaltung ist der Vulkanismus als final zu bezeichnen. Für den quartären Vulkanismus am Innenrand des Apennins lassen sich zwei petrographische Provinzen unterscheiden, welche

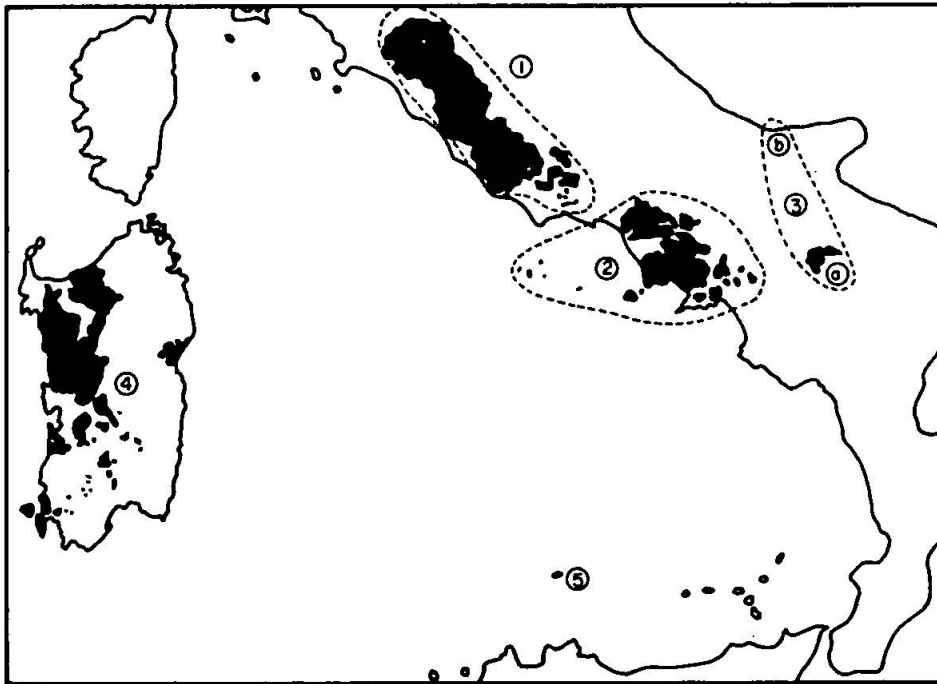


Fig. 1. Die Provinzen des finalen Vulkanismus.

1. Romanische Provinz. Monti Volsini, Monti Cimini, Monti Sabatini, Colli Albani (Vulcano Laziale), Colli Ernici.
2. Campanische Provinz. Grauer Campanischer Tuff, Roccamonfina, Phlegräische Felder, Ischia, Vesbischer Vulkan (Somma-Vesuv), Ponza-Inseln (ohne Rhyolithe).
3. Apulische Provinz. a) Monte Vulture, b) Punta delle Pietre Nere.
4. Sardische Provinz.
5. Insel Ustica.

als die „Romanische“ und die „Campanische“ bezeichnet werden können (BURRI, 1962b). Beide gehören eindeutig dem mediterranen Typus an, zeigen jedoch charakteristische individuelle Züge.

Die romanische Provinz umfasst die ineinander verschmelzenden Vulkangebiete der Monti Volsini (um den See von Bolsena), der Monti Cimini (um den See von Vico), die Regione Sabazia (um den See

von Bracciano) und im Südosten des Tibers das Albaner Gebirge (Vulcano Laziale) sowie, in der Fortsetzung der Zone gelegen, die isolierten, kleineren Vorkommen der Colli Ernici bei Frosinone.

Für das trachybasaltische Stammagma lassen sich sowohl für die romanische wie für die campanische Provinz zwei Entwicklungstendenzen erkennen. Die eine wird durch die Prozesse einer normalen gravitativen Kristallisationsdifferentiation beherrscht und führt von Trachybasalt über Trachyandesit zu Trachyten oder, bei pneumatolytischer Alkali-anreicherung, lokal auch zu Phonolithen. Für die zweite Tendenz waren offenbar weiträumig sich auswirkende Desilifizierungsprozesse wirksam, welche zur Bildung niedrigsilifizierter, leucitreicher Laven führten, wie sie für diese Gebiete teilweise charakteristisch sind. Für den Vesbischen Vulkan, für welchen die Verhältnisse besonders einfach und günstig liegen, liess sich zeigen, dass die Desilifikation der geförderten Magmen im Laufe seiner Tätigkeit progressiv erfolgte und dass als deren Ursache die Syntexis mesozoischer Karbonatgesteine, welche das Herddach bilden, anzunehmen ist (RITTMANN, 1933). Für die romanische Provinz liegen die Verhältnisse bedeutend komplizierter, denn im Gegensatz zum Vesbischen Vulkan müssen hier eine Vielzahl von mehr oder weniger voneinander unabhängigen Magmenkammern angenommen werden, deren Produkte in einer Vielzahl von Förderkanälen aufdrängen. Da angenommen werden muss, dass die Desilifikations- und Differentiationsprozesse in den einzelnen Magmaherden prinzipiell zwar analog verliefen, in ihrem Entwicklungsstadium im Zeitpunkt der Eruption jedoch verschieden weit fortgeschritten waren, sind die Verhältnisse komplizierter. Es kann gar nicht erwartet werden, dass sich für die Produkte eines derartig gebauten Vulkankomplexes eine mit der zeitlichen Folge der geförderten Produkte einsinnig ablaufende Desilifizierung konstatieren lässt, um so weniger als die Chronologie und Stratigraphie der geförderten Massen oft kaum mit Sicherheit erkannt werden kann. Die Analogie der Produkte in bezug auf Mineralbestand und Chemismus sowie die seriale Variation, die Variationsbreite und der Silifizierungsgrad, zusammen mit den Auswürflingen (metamorphe Karbonatgesteine), und die lokal sehr mächtigen Travertinbildungen dürften jedoch hinreichende Argumente liefern, um auch die Entstehung der Leucitgesteine der romanischen Provinz auf die erwähnte Weise zu deuten. Das gegenseitige Verhältnis der beiden Entwicklungstendenzen ist für die romanische Provinz in räumlicher und zeitlicher Hinsicht (sogenannte laterale und temporale Dispersion nach P. NIGGLI, 1923) deutlich verschieden und ermöglicht eine Aufteilung in fünf Subprovinzen (nach BURRI, 1962b):

Vulsinische Subprovinz
Ciminische Subprovinz
Sabatinische Subprovinz
Albanische Subprovinz
Herniker Subprovinz

Die nachfolgenden Untersuchungen beschäftigen sich ausschliesslich mit der vulsinischen Subprovinz.

II. Die Topographie der Monti Volsini

Die Monti Vulsini stellen die nördlichste Subprovinz der romanischen Provinz dar, südlich grenzt sie an die Ciminische und im Norden bildet die Paglia die Grenze. Das Gebiet umfasst ungefähr 2280 km², der zentrale Teil wird vom Bolsener See eingenommen. Er ist fast kreisförmig und 146 m tief. Zwei kleine vulkanische Inseln geben Zeugnis eines sehr unregelmässig gestalteten Seegrundes. Seine Oberfläche beträgt 114,5 km², der Seespiegel liegt 305 m ü. M. Der Nordrand erreicht 702 m ü. M. mit den Ortschaften San Lorenzo und Acquapendente, im Osten erreichen die verschiedenen Erhebungen 660—600 m ü. M. Bolsena liegt am Nordostufer und Orvieto 14 km weiter im Nordosten. Im Süden fällt das Gebiet flach ab. Montefiascone liegt im Südosten auf 633 m ü. M., Capodimonte und Marta liegen am Südufer. Hier wird der See durch das Flüsschen Marta nach Süden entwässert. Die Westflanke erreicht 639 m ü. M. und bildet von Gradoli bis Valentano den östlichen Kraterrand des Latera-Vulkans. Im Westen liegt der kleine, runde Lago Mezzano, ein deutlicher Kratersee, welcher sich durch die Olpeta entwässert.

Drei grosse Vulkanzentren mit vielen kleinen Vulkanen können unterschieden werden. Sowohl auf dem Kraterrand als auch auf dem Kratergrund jener drei Zentren entstanden Tochtervulkane, welche die ehemalige Form des Hauptkraters stark veränderten. Im Kapitel 4 (Bisherige Untersuchungen) wird gezeigt, in welchem Masse die so entstandene Topographie zu verschiedenen Hypothesen über die Entstehung und Unterteilung der Monti Volsini Anlass gab. Heute unterscheiden wir ein Zentrum östlich des Bolsener Sees und betrachten den See als vulkanotektonische Senke, in welche der Hauptteil des ehemaligen Kraters und seine Tochtervulkane abgesunken sind. Ein drittes Zentrum, der gut erhaltene Latera-Vulkan, schliesst sich im Westen an. Drei topographische Eigenheiten sind den drei Zentren gemeinsam:

- a) grosse, ungeschichtete Tuffmassen bedecken das Gebiet, welches die Erosion in tiefe Gräben und Schluchten zerteilte.
- b) die kleinen parasitären Kegel, zum grössten Teil aus geschichteten Tuffen aufgebaut, sind gut erhalten und in den höchsten Partien bewaldet.
- c) die grossen Lavaströme sind mit Wald bedeckt.

III. Letzte Manifestationen des Vulsinischen Vulkanismus

Die letzten Anzeichen ehemaliger vulkanischer Tätigkeit findet man besonders am Rande der Vulsinischen Subprovinz in Form von Thermen, Solfataren und Mofetten. Die wichtigsten Mineral- und Thermalquellen sind schwefel- und/oder eisenhaltig und befinden sich bei Saturnia, Farnese, San Savini (Tuscania), Musignano (Canino), Tarquinia (mit Cl, Na, Br, J, As) und Grotte S. Stefano (mit S, Mg, Fe). Besonders bekannt ist die Thermalquelle (37° C) bei Sorano, welche im Winter versiegt, weniger Bedeutung haben die Quellen bei Torre Alfina und Acquapendente. Die Travertinablagerungen in der Nähe der Quellen können grosse Mächtigkeit haben.

Bei Canino und am Grund des Lateravulkans sind deutlich H₂S- und CO₂-Gasaustritte bemerkbar. Solfataren sind eher selten. Die bedeutendsten derartigen Bildungen, am Poggio Montione im Laterakrater, wurde im Stollen- und Tagbau bis in die jüngste Zeit auf Schwefel abgebaut.

IV. Bisherige Untersuchungen

Die Vielfalt der älteren Arbeiten vorwiegend geologisch-deskriptiver Art, zum Teil Versuche einer genetischen Deutung der verschiedenen Zentren, zum Teil Versuche einer Altersgliederung, beziehen sich fast ausschliesslich auf den zentralen Bolsener See-Vulkan. Dasselbe gilt für die petrographischen Gesteinsbeschreibungen und chemischen Analysen. In bezug auf die chemischen Untersuchungen stehen die Arbeiten von H. S. WASHINGTON (1896 und 1906) seit nunmehr bald 60 Jahren immer noch vereinzelt da. Sie berücksichtigen nur den östlichen Teil des Vulkans im Gebiete der Via Cassia. Die durch C. KLEIN (1889) veröffentlichten Analysen (von L. Ricciardi ausgeführt) scheiden als unzuverlässig aus. Über den Latera-Vulkan liegt nur die geologisch-deskriptive Arbeit von MODERNI (1903) vor. Im folgenden sind die wichtigsten Tatsachen aus dieser Arbeit zusammengefasst.

DE STEFANI (1890) erklärt den Bolsenersee mit einem calderaartigen

Einsturz, SABATINI (1904) erkennt den Bolsenersee als Hauptkrater des Gebietes und denkt sich die anderen Vulkane als Systeme konzentrischer Krater und Atrios diesem angelagert. Die Zerstörung des eigentlichen Bolsena-Vulkans sei auf seine mehr explosive als effusive Tätigkeit zurückzuführen. MODERNI (1904) und schon VOM RATH wiesen darauf hin, dass der Bolsenersee kein Krater sei, sondern dass sich auf seinem Grunde viele Eruptionszentren befinden und der See somit eine vulkanische Senke darstellt. Im Gegensatz zu Sabatini teilt Moderni die Eruptionszentren in folgende 4 Systeme: Latera, Montefiascone, Bolsena und Capodimonte mit total 94 Sekundärkratern auf einer Unzahl von Bruchsystemen. MODERNI versucht hiermit den Verlauf der von RICCIARDI (1887) aufgestellten Bruchlinien nach Norden weiter zu verfolgen.

Beim Versuch einer Alterseingliederung schufen PONZI und VOM RATH die Golftheorie mit der Annahme, die ersten Eruptionen erfolgen submarin, dann Tuffaufschüttung in brackischer Facies und schliesslich rein subaerischer Vulkanismus. PONZI, VOM RATH, VERRI und STEFANINI setzen den Beginn der Tätigkeit ins obere Pliozän, andere Autoren ins Quartär. STEFANINI fand als Beweis ältester Aktivität schwarze Sande und „Bimsstein-Konglomerate“ in Wechsellagerung mit Mergeln mit *Psymbranchus firmus*, Fragmente von *Mangelia* und *Cerithium*, welche DE STEFANI ins jüngste Pliozän einordnet. MODERNI fand die ältesten Laven bei Acquapendente auf pliozänen Tonen. Die wenigen vorhandenen petrographischen Gesteinsbeschreibungen stammen von H. S. WASHINGTON, C. KLEIN, VOM RATH und BUCCA, wobei den älteren dieser Arbeiten nur historische Bedeutung zukommt.

B. Problemstellung und Arbeitsmethoden

I. Problemstellung

Wie aus dem Vorhergehenden ersichtlich ist, sind unsere Kenntnisse vom Vulsinischen Vulkan durchaus unbefriedigend, und es besteht das Bedürfnis nach neueren Untersuchungen, besonders in den bis jetzt völlig vernachlässigten Teilen. Aus diesem Grunde wurde der sozusagen völlig unbekannte und gut definierte Lateravulkan im Nordwesten der Monti Volsini als Untersuchungsgebiet gewählt. Er ist vor allem auch deshalb von Interesse, weil er die jüngsten Laven des ganzen Vulsinischen Vulkans förderte (Lavastrom der Selva del Lamone). Die Ziele der vorliegenden Arbeit waren:

1. Die Eruptionsfolge und Magmadifferentiation des Latera-Vulkans und seiner Sekundärkrater klarzustellen.
2. Das absolute Alter des Latera-Vulkans und sein relatives Alter zu den Nachbargebieten festzustellen.
3. Anfertigung einer geologisch-petrographischen Karte.
4. Die Stellung des Lateravulkans im Rahmen des vulsinischen Vulkanismus und der gesamten Romanischen Provinz zu untersuchen sowie einen allgemeinen Überblick über die Magmenentwicklung in den Monti Volsini zu gewinnen.

II. Arbeitsmethoden

a) Mikroskopische Untersuchungen

Von über 200 Handstücken wurden 165 Dünnschliffe angefertigt. Dazu kamen 20 weitere, welche mir von Herrn Prof. BURRI zur Verfügung gestellt wurden, sowie mehrere aus einer im Zürcher Institut vorhandenen Sammlung von H. S. WASHINGTON. Für genaue Bestimmung der Optik der Plagioklase am Universaldrehtisch wurden 22 Schliffe so ausgewählt, dass sie jeweils den charakteristischen Gesteinen der betreffenden Eruptionszentren entsprachen. Der immer wiederkehrende Mineralbestand sei hier kurz aufgeführt:

1. Gesteine mit Leucit: Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Leucit und Feldspat, untergeordnet Pyroxen, mehr oder weniger Magnetit und stellenweise etwas Glas. Die Einsprenglinge nehmen meist nicht mehr als 20—30% des Gesteines ein, Leucit und Pyroxen treten mengenmässig hervor, bei den Feldspäten ist Sanidin häufiger als Plagioklas ($\pm$ Olivin und Biotit).

2. Gesteine ohne Leucit: Die Grundmasse ist stets sehr feinkörnig und nimmt 80% des Gesteines ein. Plagioklas, Sanidin, Pyroxen und wenig Erz bilden die Grundmasse, Haupteinsprengling ist Pyroxen, von den Feldspäten Plagioklas häufiger als Sanidin.

Der Chemismus der Plagioklase ist fast keinerlei Schwankungen unterworfen, sondern ist einheitlich ein nach Albit-, Karlsbader- und Roc-Tourné-Gesetzen verzwillingter Plagioklas von An 85—90%. Baveno- und Periklin-Zwillinge sind sehr selten. Nur ein Schliff zeigte An 35—40. Der Sanidin ist ein Natronsanidin mit durchschnittlich 25% Albit. Fig. 2 veranschaulicht die Optik der Pyroxene: allgemein kann ausgesagt werden, dass es sich um gewöhnlichen Augit, selten mit Tendenz

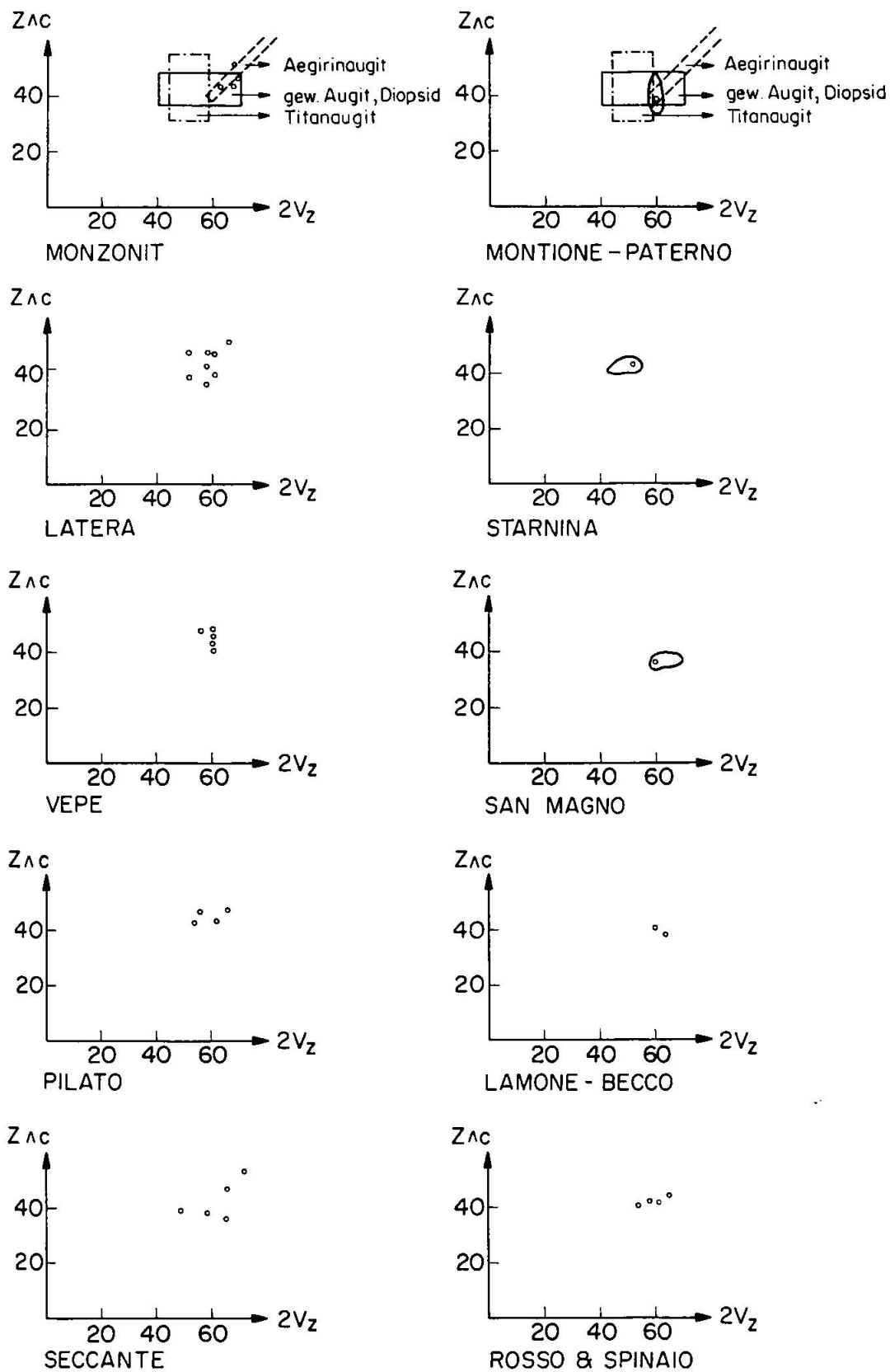


Fig. 2. Die Optik der Pyroxene.

zum Ägirinaugit handelt. Deutlicher Ägirinaugit konnte nur in 4 Eruptionszentren festgestellt werden. Typischer Titanaugit mit st. Bisektrizen-dispersion ist selten.

Die Grundmasse dieser Gesteine ist im allgemeinen sehr feinkörnig und mit dem Pointcounter nicht zu erfassen. Fig. 3 zeigt den Haupt-gemengteilstbestand im Verhältnis zur Grundmasse, bei drei Eruptions-zentren ist das grosse Porenvolumen mit ein Charakteristikum.

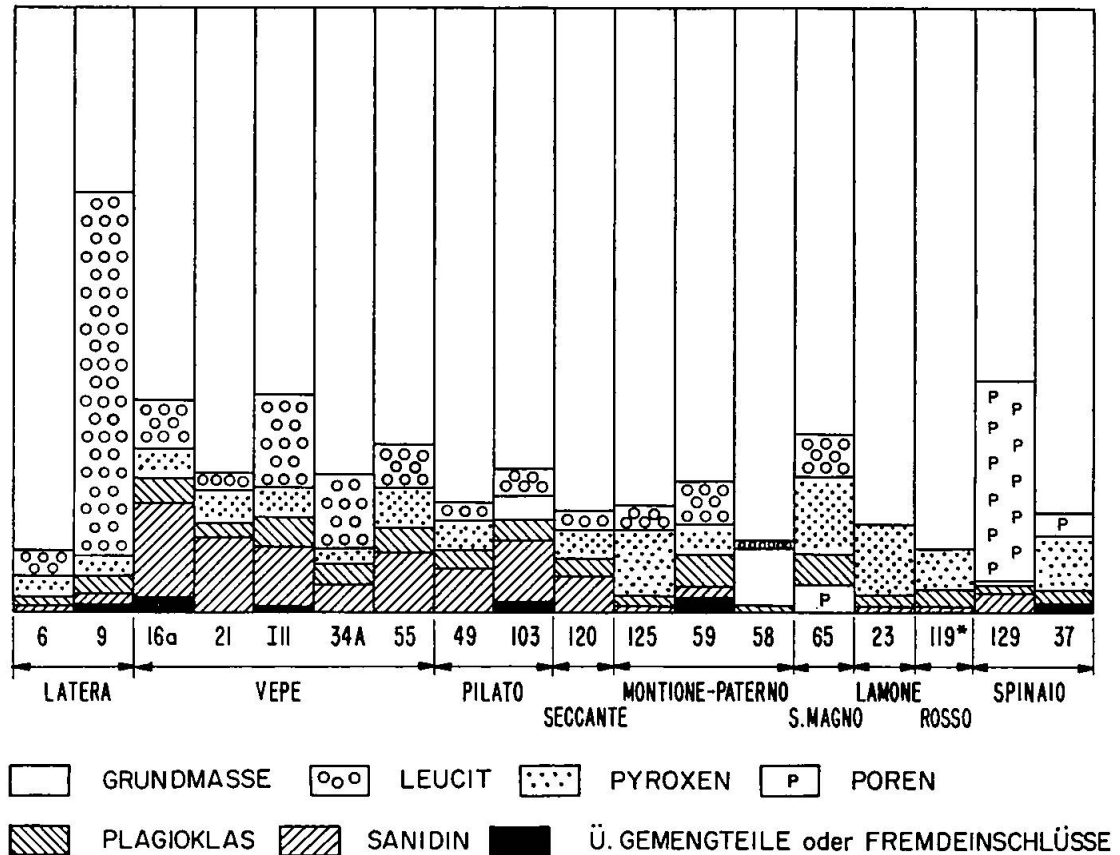


Fig. 3. Das Verhältnis der Grundmasse zu den Hauptgemengteilen.

b) Auswahl der chemischen Analysen

Von 13 Gesteinen wurde eine chemische Vollanalyse gemacht: 4 Auswürflinge, 2 spezifisch verschiedene Laven des ältesten Zentrums, dem Latera s. str. und je eine der 7 wichtigsten Sekundärkrater (Vepe, Pilato, Montione, Starnina, Rosso, Spinaio und Becco). Es wurden dazu möglichst charakteristische und unverwitterte Gesteine genommen. Ausserdem wurden mir von Prof. C. Burri eine Reihe weiterer Analysen von Laven der Monti Volsini zur Verfügung gestellt. Alle Analysen wurden

durch Herrn PD. Dr. M. Weibel, Leiter des chemischen Labors des Institutes für Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule, nach den teilweise durch ihn verbesserten Schnellmethoden (WEIBEL, 1961) ausgeführt. Ich möchte Herrn Dr. Weibel auch an dieser Stelle meinen verbindlichen Dank dafür aussprechen.

c) Altersbestimmung mit der K-Ar-Methode

Für zwei Gesteine, ein besonders leucitreiches (Schliff 9, Casa del Seminario) und ein besonders sanidinreiches (Schliff 64, Cercone) ergab sich die Möglichkeit einer Altersbestimmung nach der K-Ar-Methode. Für das leucitreiche Gestein (im folgenden als Probe L bezeichnet) ergeben sich aus geologischen Gründen Anhaltspunkte in bezug auf seine Altersstellung. Für das sanidinreiche Gesteine (Probe S) ist das Altersverhältnis zu Probe L unbekannt, jedoch zum Verständnis der Magmenentwicklung von grossem Interesse. Die in der Literatur (siehe EVERDEN and CURTIS, 1962b, und LIPPOLT, 1961) als notwendige Kriterien für eine Altersbestimmung aufgeführten Punkte (ungefähre stratigraphische Eingliederung, Geschichte des Minerals und gegenwärtiger Zustand) schienen erfüllt, und es wurde daher ein Trennverfahren durchgeführt.

Trennverfahren und Aufbereitung der Probe L:

Ausgangsmaterial bildete eine Probe von 30 cm Durchmesser, welche zerkleinert wurde. Nur die inneren, frischen Teile des Gesteines wurden in den Brecher gegeben. 136 g der weissen Leucittrümmer (ca. 1 cm Durchmesser) wurden mit Wasser und Propylalkohol gesäubert und unter dem Binokular in drei Qualitäten getrennt. 37,3 g wurden weiter zerkleinert und nochmals gesäubert und schliesslich durch 12-, 40- und 80-DIN-Siebe getrennt. Grösser 12-DIN- und kleiner 80-DIN-Pulver erwies sich für die Magnettrennung ungeeignet. Im Frantz Isodynamic Separator trennte sich das 12-DIN-Material gut bei 1,2 Amp, 9,5° Neigung, 7° Schiefe und 6—5 Vibration. Die Trennung des 40-DIN-Materials erfolgte mit 1,7 Amp, 15° N, 7° S und 6—5 V.

DIN 80	4,2 g	
Grösser DIN 12	2,0 g	
DIN 12 sauber	23,0 g	23,0 g
DIN 12 Abfall	0,5 g	
DIN 40 sauber	7,0 g	7,0 g
DIN 40 Abfall	0,4 g	
	37,1 g	30,0 g

Die Magnettrennung erfolgte zweimal, wobei der Verlust 0,2 g betrug. Der Totalverlust aller Trennoperationen betrug 4,0 g. Die 23 g von DIN 12 wurden ein drittes Mal mit 1,7 Amp getrennt, sodass total 29,5 g Reinsubstanz in zwei Korngrößen vorlagen. Die Ausbeute betrug ca. 80%. Die beiden Korngrößen zeigen bei starker Vergrößerung keinerlei Fremdsubstanz. Für die Reinheitsprüfung mit Debye-Scherrer-Pulveraufnahme (12 h Cu alpha) standen Aufnahmen von reinem Leucit zur Verfügung: Ausmessen der Linien ergab völlige Übereinstimmung.

Die flammenphotometrische Bestimmung (Zeiss-Flammenphotometer PF 5) des K-Gehaltes beider Korngrößen zusammen ergab 19,1% K_2O = 15,85% Kalium. (Theoretisch reiner Leucit enthält 21,6 K_2O .)

Trennverfahren und Aufbereitung der Probe S:

Das Material lag in mehreren Handstücken vor, welche vorsichtig zerkleinert wurden, damit die Sanidinkristalle nicht zerstört wurden. Die Kristalle wurden mit einer Nadel vorsichtig herauspräpariert und öfters in Propylalkohol gewaschen, um sie von der anhaftenden Grundmasse zu trennen. Unter dem Binokular wurde 14 g glasklares Material heraussortiert und mittels derselben Siebe wie Probe L getrennt. Das DIN-80-Material war für die Magnettrennung ungeeignet, und das grösser 12-DIN-Material wurde zur Gänze weiter zerkleinert. Das DIN-40-Material trennte sich auf demselben Trenner gut bei 0,2 Amp, 13° N, 10° S und 6—5 V. Viel Sanidin mit eingelagerten Erzkörnchen trennte sich ab, aber auch im sauberen Material befanden sich nichtmagnetische dunkle Schlackenkörnchen. 12 DIN trennte sich gut bei 0,25 Amp, 8° N, 7° S und 7 V. Durchlauf durch Trichter bedeutend besser als bei Probe L.

DIN 80	3,0 g	
DIN 12 sauber	5,0 g	5,0 g
DIN 12 Abfall	0,3 g	
DIN 40 sauber	2,0 g	2,0 g
DIN 40 Abfall	0,1 g	
	10,4 g	7,0 g

Der Verlust beträgt 3,6 g bei einer Ausbeute von 50%. Wegen zu geringer Ausbeute erfolgte Wiederholung des Trennverfahrens mit weiteren 5,7 g vor Magnettrennung. Aus den vorhandenen 10 g Reinsubstanz werden unter dem Binokular mit der Nadel die dunklen Verunreinigungen herausgenommen. Vor Reinheitsprüfung wurde das Material 2×10 h bei 50° C getrocknet. Die Pulveraufnahme erfolgte auf einer Jagodzinsky-Kamera (12 h, Cu alpha) unter Beimengung von Spinell. Das Ausmessen der Linien ergab reinen Sanidin. Durch Einmessen von d Sp 311/Sp 400, d Sp 400/Sp 511, Sa 060 und Sa 400 ergab

sich aus der Berechnung $b^* = 0,076794 \text{ A}^{-1} = \text{„nicht ganz Hochsanidin“}$, und $a^* = 0,13061$. Dies entspricht nach Albit $\% = (a^* - 0,12931) \times 1,791 \cdot 10^4$ einem Albitgehalt von 23,3%, was mit den optischen Daten des gefundenen Natronsanidins übereinstimmt (LAVES, 1961).

Die flammenphotometrische Bestimmung (Zeiss-Flammenphotometer PF 5) des K-Gehaltes ergab 12,5% K_2O , was 10,38% K entspricht. (Theoretisch reiner Sanidin mit 23,3% Albit enthält 13,1 K_2O).

Mit der Reinsubstanz der Proben L und S wurde eine Isotopenverdünnungsanalyse mit einem Massenspektrometer des Max-Planck-Institutes für Kernphysik, Heidelberg, durch Herrn Dr. J. Zähringer ausgeführt, welchem ich an dieser Stelle meinen verbindlichen Dank dafür aussprechen möchte.

Im folgenden wird der Analysengang kurz wiedergegeben:

1. Der Aufschluss von 1 g der Proben mit Kornfraktion DIN 12 wurden in einem Mo-Tiegel mittels induktiver Erhitzung geschmolzen und die extrahierten Gase mit Ca und CuO gereinigt. Von den extrahierten Gasen werden die Edelgase statisch ermittelt.

2. Die Isotopenanalyse: Der erreichbare Druck in dem Massenspektrometer ist einige 10^{-10} Torr, was einen extremen Untergrund garantiert, so dass keine Korrekturen für Störungslinien erforderlich sind. Der Luftanteil wird auf Grund der Linienhöhe von Ar^{36} korrigiert und betrug in beiden Proben zwischen 60 und 80%, da durch Vorentgasen bei 250°C oberflächlich absorbierte Luft entfernt wurde. Die Bestimmung der Menge erfolgte durch Addition einer kalibrierten Menge von Luftargon.

3. Die Altersberechnung: Für die Altersberechnung wurden die Zerfallskonstante mit $\lambda = 5,32 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ und ein Verzweigungsverhältnis von 0,123 verwendet. Aus dem radiogenen Ar^{40} und dem K-Gehalt errechnen sich die Alter wie folgt:

Probe L	$277\,000 \text{ a} \pm 10\%$
Probe S	$220\,000 \text{ a} \pm 10\%$

Da beide Proben einen hohen Anteil von Luftargon enthielten, ist die Möglichkeit von eingeschlossenem radiogenem Ar^{40} nicht auszuschliessen, und die radiometrischen Alterswerte stellen eher obere Grenzen dar.

d) Röntgenuntersuchungen

Die Untersuchungen bezogen sich auf 3 Hauptprobleme:

1. Die Untersuchung der Grundmasse von Trachyten, für welche sich aus der chemischen Analyse eine positive qz-Zahl errechnen lässt,

in welcher jedoch Quarz mikroskopisch nicht nachweisbar ist. Die Grundmassen des Schliffes 129 (Spinaio) und zweier schon analysierter Trachyte (S. Lorenzo Nuovo 7 und 8, beide von Prof. C. Burri) wurden mittels einer Guinier-Kamera auf Quarz geprüft (16 h, Cu alpha). 2—4% SiO₂ konnten festgestellt werden.

2. Die andernorts erwähnten Reinheitsprüfungen von Leucit und Sanidin für die Altersbestimmungen.

3. Die Diffraktometeraufnahmen der Leucitgesteine (Schliffe 6, 9, 11, 49, 125 und 98) mit Eichsubstanzen zur Feststellung der Schwankungen des Leucitgehaltes.

Als Eichsubstanz 1 wurde ein dem Italit (TRÖGER, 1935, Gestein Nr. 627) entsprechendes Mineralgemisch wie folgt hergestellt:

- 93% Leucit aus dem DIN-80-Pulver der Probe L,
- 3% Ägirinaugit, welcher aus dem Seesand von Capodimonte unter dem Binokular herausgetrennt wurde,
- 2% Nephelin, welcher aus einem nephelinreichen Gestein des Vesuves herausgetrennt wurde, und
- 2% Magnetit, welcher ebenso aus dem Seesand von Capodimonte gewonnen wurde.

Als zweite Eichsubstanz diente ein einem sanidinführenden Leucitit-Leucittephrit (TRÖGER, 1935, Gestein Nr. 583, Braccianit) entsprechendes Mineralgemisch mit folgender Zusammensetzung:

- 33% Leucit
- 32% Augit
- 15% Plagioklas An 75
- 7% Natronsanidin aus dem DIN-80-Pulver der Probe S
- 7% Nephelin und
- 6% Magnetit

Von diesen Eichsubstanzen und den oben erwähnten Gesteinen wurden je 0,5 g fein pulverisiert und mit einem Philips-Röntgendiffraktometer analysiert. (Cu-alpha-Strahlung, 4 h, 36 Kv/20 mA, Blende 0,2, mit Diskriminator, 2θ 18 bis 60 Grad, time constant 8). Nach Indizierung der Diagramme zeigte sich, dass die Linien (004) und (404) von Leucit von keinen anderen Linien überlagert werden und sich deshalb zum Ausmessen eignen.

Die Fig. 4a und 4b zeigen den Ausschnitt von 2θ 24,5—38,5, wobei aus Gründen der Übersichtlichkeit nur die wichtigsten Leucitlinien indiziert sind. Die Flächenberechnung der Linien 004 und 404 von Leucit er-

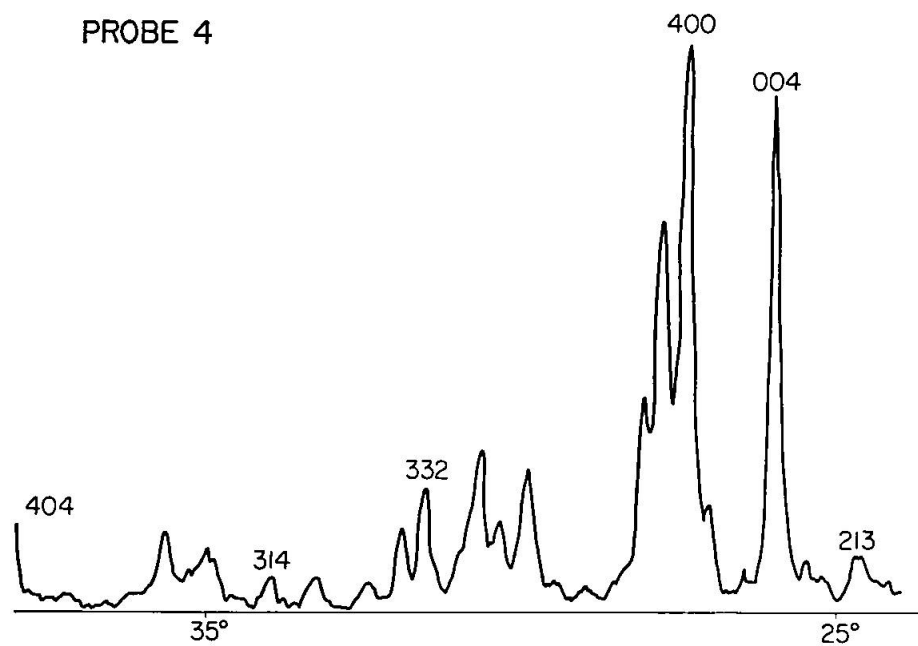


Fig. 4a. Röntgendiffraktometeraufnahme der Probe 4 mit indizierten Leucitlinien.

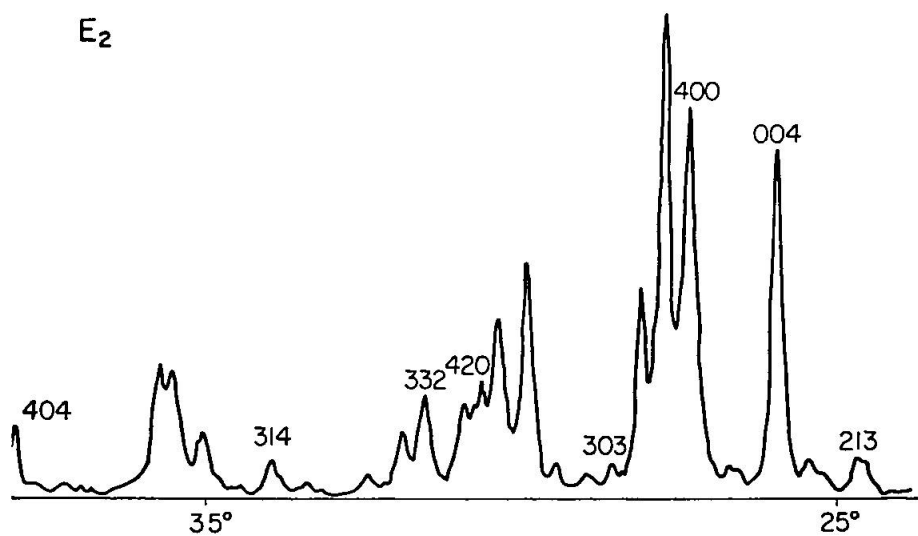


Fig. 4b. Röntgendiffraktometeraufnahme der Eichprobe E 2 mit indizierten Leucitlinien.

folgte nach $h \times c_{h/2}$, wobei Schwankungen von $\pm 10\%$ im Leucitgehalt entstehen. Die Mittelwerte lauten für

Probe 3	37% Leucit		Probe 6	8% Leucit	
„ 4	50% „		„ 7	35% „	
„ 5	30% „		„ 8	36% „	

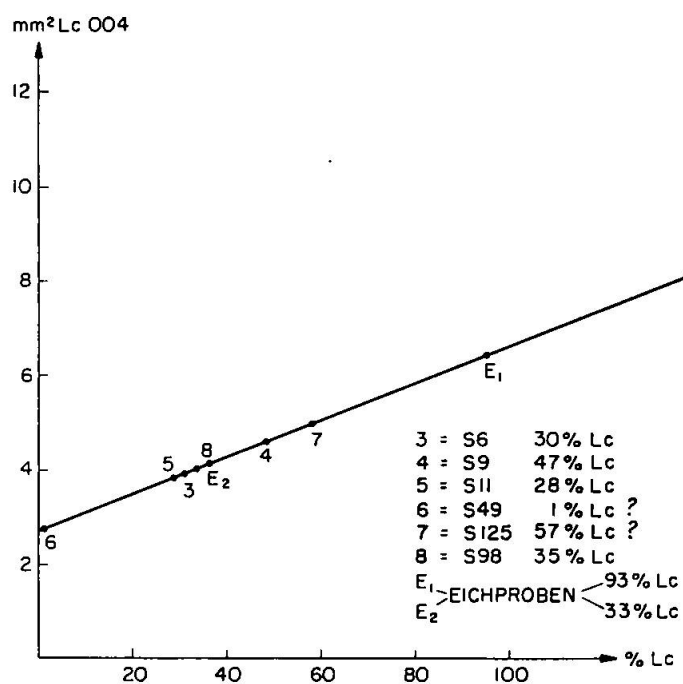


Fig. 5a. Bestimmung des mittleren Leucitgehaltes anhand des 004-Reflexes von Leucit.

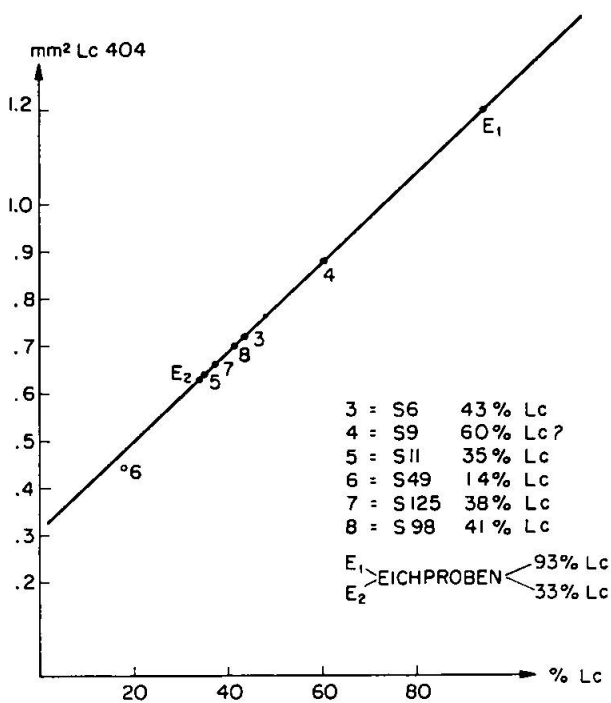


Fig. 5b. Bestimmung des mittleren Leucitgehaltes anhand des 404-Reflexes von Leucit.

wobei anscheinend Richtungseffekte in den Proben für die allgemein etwas zu hohen Werte verantwortlich gemacht werden müssen. Ein besonderer Richtungseffekt macht die Linie 004 der Probe 7 für die Berücksichtigung ungeeignet (siehe Fig. 5 a und 5 b).

Diese Untersuchungen gestatteten bei der Berechnung der Standard-Katanorm der chemisch analysierten Gesteine von der zu bildenden Leucitmenge auszugehen, da keine Pointcounter-Analysen gemacht werden konnten. Die Schwankungen des Leucitgehaltes in bezug auf die chronologische Abfolge der Eruptionen werden in einem späteren Kapitel zur Diskussion stehen.

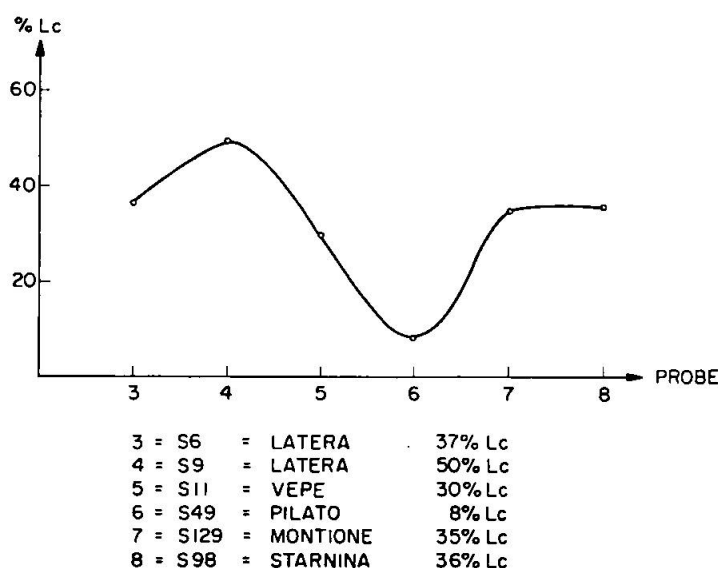


Fig. 6. Variation des Leucitgehaltes.

e) Färbemethoden für Feldspäte und Foide (Staining)

Ziel der Untersuchungen war, die Farbunterschiede im allgemeinen zu vergrößern, um die Mikroskopie zu erleichtern. Entgegen den gehegten Erwartungen ermöglichten sie jedoch die Anwendung des Pointcounters nicht in dem an und für sich wünschbaren Ausmasse. Die gleichzeitige Reaktion der feinkörnigen Grundmasse und die unbestimmte Art der Reaktion des Glasanteiles derselben ermöglichten keine positiven Resultate, so dass das Verfahren nach 15 Versuchen eingestellt wurde.

C. Der Lateravulkan

I. TOPOGRAPHIE UND GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG DES LATERA-VULKANS

Für die geologische Aufnahme standen mir die Messtischblätter des Istituto Geografico Militare, Firenze (1 : 25 000)

129 II SO	Sorano
129 II SE	Acquapendente
136 I NO	Lago di Mezzano
136 I SO	Valentano
136 I NE	Gradoli
136 I SE	Capodimonte
136 IV NE	Pitigliano

ferner die Carta geologica d'Italia, Blätter 129 (S. Fiora) und 136 (Tuscania), 1 : 100 000, des Servizio Geologico d'Italia und die geologische Karte 1 : 100 000 von MODERNI (1904) sowie gute, aber sich nur teilweise überlappende Luftaufnahmen des Stato Maggiore della Aeronautica Militare, Roma, zur Verfügung. Die geologische Begehung zerfiel in zwei Teile: Als erstes erfolgte die Neukartierung des Kraterrandes und des Kraterinneren mit den Sekundärkratern. Hier sei vorerst nur eine kurze allgemeine topographische Übersicht des gesamten Gebietes gegeben, die einzelnen Vulkangebäude sollen in chronologischer Reihenfolge beschrieben werden. Ferner wurden die von MODERNI beschriebenen Lokalitäten im Norden (gegen Onano und Acquapendente) und Osten (Gradoli und Flanke zum Bolsenasee) aufgesucht und Proben genommen, welche ausserhalb der Kartierung liegen.

Die Form des Lateravulkanes ist fast kreisrund und misst in Richtung N-S 10 km, in Richtung W-E 8,5 km. Der Kraterrand ist im N und E am höchsten und gut erhalten, im S nur durch einen niedrigen Tuffwall mit aufsitzenden Sekundärkratern erkennbar, der Verlauf im W und NW wegen späteren Eruptionen nur zu extrapolieren. Der Kraterboden, kaum 250 m tiefer als die höchste Erhebung des Randes, wird von Alluvionen, Tuffen und 6 Vulkankegeln und einem Kratersee (Lago di Mezzano) eingenommen. Vier weitere Sekundärkrater sitzen auf dem grossen Kraterrand. Das im NW des Kraters gelegene Eruptionszentrum (Vepe) nimmt eine Sonderstellung ein, da es wegen sehr intensiver Lavaförderung einbrach und als Eruptionszentrum kaum erkenntlich ist. Die Entwässerung des Mezzanosees erfolgt durch die Olpeta, welche

Fig. 7 zeigt die geographische Lage des Gebietes, den Lateravulkan s. str. und seine sekundären Eruptionszentren mit Höhenangaben. Die Linien A, B, C und D sind die Spuren der Profilebenen. Die Profile sind nicht überhöht.

II. CHRONOLOGISCHE ABFOLGE UND CHARAKTERISTIK DER EINZELNEN ERUPTIONSZENTREN DES LATERAVULKANS

a) Latera s. str.

1. *Das Vulkangebäude*

Es ist das grösste und stellt zweifelsohne die erste Phase der vulkanischen Aktivität dar. Der Krater ist eine fast runde Erdsenke, dessen Hauptachse 10 km zwischen Poggio Evangelista und dem Monte Cagnone in Richtung NE-SW misst, während die kleinere Achse 8,5 km lang ist und zwischen dem Monte Becco und der Landstrasse im E zwischen Valentano und dem Monte San Magno verläuft. Vom ursprünglichen Kraterrand ist nur eine Hälfte erhalten geblieben, und zwar im N und E. Der südliche Teil ist sehr schlecht konserviert, der westliche fehlt zur Gänze, wohl weil er in einer späteren Phase einstürzte und von einem anderen Eruptionszentrum überlagert wurde. Der Monte Becco liegt auf dem alten Kraterrand, gehört aber zu einer der letzten Eruptionen. Der Kratergrund liegt auf 400 m ü. M., also 100 m höher als der Wasserspiegel des Bolsener Sees. In seinem nördlichen Teil sitzen ihm spätere, meist schön kegelförmige Sekundärzentren auf. Die Entwässerung des fast trichterförmigen Lago di Mezzano erfolgt durch die Olpeta, die sich zwischen den erwähnten Kegeln hindurchzwängt und durch den südlichen Tuffwall den Krater verlässt.

2. *Förderprodukte*

Die mengenmässige Vormacht und immense Verbreitung der Tuffe, bei welchen nur sehr selten eine Zuordnung zu einem Zentrum möglich ist, erschwert die Untersuchung der Lavaströme im allgemeinen und bei den hier besprochenen im besonderen. Es schien mir deshalb angebracht, die Tuffe, sofern sie nicht einer bestimmten Ausbruchsstelle zuzuordnen sind, hier gesamthaft zu besprechen, denn eine rein geographische Zuordnung wäre sehr willkürlich. Auch eine Zuordnung anhand

des petrographischen Inhaltes der Tuffe ist unbefriedigend, denn nur zwei Tuffarten sind unter dem Mikroskop deutlich voneinander zu trennen:

a) In einer kompakten Grundmasse liegen viele Trümmer von Augiten verschiedener Farbe (grün bis schwarz), Biotitlamellen, Sanidine und kleine Einschlüsse verschiedener Laven mit Leucit sowie solche von Trachyt und Monzonit. Die Farbe ist meist gelb bis orange und graugelb. Eine Schichtung ist nicht erkennbar.

b) In einer verkitteten Grundmasse von kleinen Bimssteinen und gelb-schwarzer Asche liegen viele stark zerbrochene Leucite, Augite und Biotite sowie spärliche Einschlüsse von Lava (meist Leucitit). Die Farbe ist stark veränderlich und durch deutliche Änderung der Korngrößen ist eine Schichtung erkenntlich (auch makroskopisch).

Die E-Flanke des Kegels, welche zum Bolsenasee abfällt, besteht hauptsächlich aus geschichtetem Tuff, welcher durch Erosion in tiefe Gräben und Schluchten zerteilt ist, an deren Grund die ältesten Laven zum Vorschein kommen. Weniger tief zerteilt und auch flacher fällt die N-Flanke bis Acquapendente und Proceno ab. Die Laven treten unter den Tuffen bei Gradoli im NE, in verschiedenen nach N gerichteten Gräben und bei deren Vorstoss ins Pagliatal bei Proceno und Acquapendente auf. Nur in diesen Gräben kann man anhand der Schichtung die Tuffe einem Eruptionszentrum im S zuweisen. Der Südteil des Kegels ist sehr schlecht erkennbar, denn er besteht nur aus einem niedrigen Tuffwall, welcher eigentlich nur im Luftbild noch als Teil des Latera erkannt werden kann. Im NW-Teil des Kegels ist es nicht mehr möglich, die Tuffe von denen anderer Eruptionen zu unterscheiden.

Durch den Verlauf der Strasse auf dem Nord- und Ostteil des Kraterandes und den zur Zeit der Kartierung erfolgten Bau einer Wasserleitung auf dem Ostteil des Kraterandes ist die Tuffschichtung auf dem Wall sehr deutlich erkennbar. Die Tuffe fallen leicht gegen N und E ein, und die deutliche Schichtung der Materialien weist eine charakteristische Ausbildung auf, welche schon MODERNI (1893) genau beschrieb und als Erosionsphänomene erkannte. In einigen natürlichen Anschnitten des Terrains oder an den Baustellen findet man die Schichten völlig konkordant und regelmässig gebogen, sodass sie eine lange Reihe von miteinander abwechselnden kleinen Synklinalen und Antiklinalen bilden. Oft beobachtet man Schichten, welche gebogen auf horizontalen ruhen, dann wieder auf horizontalen, kuppelförmige Schichten, welche jene völlig überdecken. Zwischen horizontalen Schichten findet man unregelmässige Bruchstücke anderer Tuffablagerungen eingebettet. Die ein-

zelenen Schichten sind in sich homogen, und die Korngrösse variiert von Aschentuff zu Lapillischichten, sodass nicht angenommen werden kann, es handle sich um verfestigte Schlammstromteile, wie dies vom RATH glaubte (MODERNI, 1893). Es sind vielmehr Tuffablagerungen verschiedener Eruptionszentren und Eruptionsphasen, wobei jede neue Tuffablagerung auf die Erosionslandschaft der vorherigen zu liegen kam. Grundsätzlich genetisch ähnliche Voraussetzungen sind bei allen Strato-vulkanen gegeben, aber es scheint, dass beim Lateravulkan die Bedingungen zu derartiger Ausbildung besonders günstig waren. Die schönsten solchen Profile befinden sich am Poggio Evangelista und bei Onano. Wenn man von Cantoniera (NE-Ecke des Walles) gegen W in den Ruota Graben hinuntergeht, erkennt man stellenweise die freigelegten Tuffschichten, welche mit 18 Grad ca. zum Bolsenasee einfallen und Schicht um Schicht von der Erosion zerstört werden. Eine ungefähr 3 m² grosse Tuffplatte zeigt deutlich fossile Regentropfen. Völlig ungeschichtete Tuffe bedecken die Kraterinnenwand im N und E und finden sich auch rings um die im Krater entstandenen Sekundärzentren. Nur die tiefsten Teile des Kraterbodens sind mit Alluvium bedeckt. Besonders in den Tuffen im östlichen Teil des Kraters und an dessen Innenwand befinden sich bis zu 0,5 m³ grosse Auswürflinge ganz frischer Trachyte. Es liegt in der Natur der Sache, dass die von den ersten Eruptionen eines Vulkans mit verschiedenen Tätigkeitsphasen geförderten Laven meistens am schlechtesten aufgeschlossen sind, denn sie bleiben in den meisten Fällen unter den Anhäufungen der Materialien nachfolgender Eruptionen begraben. Die durch die grössere Neigung des E-Teiles des Kegels bedingte stärkere Erosion legte jedoch am Grunde der Schluchten eine solche Lava frei, welche wohl zu den ältesten gezählt werden kann. Ob eventuell noch ältere unter dem Spiegel des Bolsenasees liegen, kann nicht entschieden werden. Da die Tiefe der Gräben von E über NE (Gradoli) nach N (Proceno, Acquapendente, Onano) langsam abnimmt und die im E in den Schluchten auftretenden Laven nicht mehr im N zu finden sind, möchte ich im Sinne einer Arbeitshypothese annehmen, dass die ältesten Laven im E ausgeflossen sind und die jüngsten Laven gegen N geflossen sind. Die Stellung der Laven im S des Latera steht hier nicht zur Diskussion, da ihre Zugehörigkeit zu diesem oder einem anderen Eruptionszentrum (Bolsena) ungeklärt ist. Alle Laven im W und NW gehören zu jüngeren Eruptionen, und es ist deshalb keine Aussage möglich, ob Lateralaven auch in diesen Richtungen ausgeflossen sind. Die Lava im E (Fosso delle Ruote) ist durch Schliff 157 charakterisiert und tritt unter den Tuffen in 425 m ü. M. zutage. Die Mächtigkeit der

Tuffe schwankt sehr und erreicht ihr Maximum bei ca. 10 m. Darin eingebettet findet man häufig Auswürflinge von Monzonit (Schliff 145).

Die Lava im NE tritt bei der Strasse bei Km 1 nördlich von Gradoli (503 m ü. M.), im S von Gradoli bei Km 4 und im Fosso della Scopia (ausserhalb geol. Karte) auf und ist durch Schliff 29 charakterisiert.

Die Laven im N erkennt man beim Eintritt ins Tal der Paglia und in den nach N verlaufenden Gräben. Die Proben stammen von Montepalero im SW von Proceno, Casa Tombarella westlich von Acquapendente, C. Gallicella östlich von Acquapendente und Fosso di Rossano bei Km 3 der Strasse Acquapendente–Castel Viscardo (alle Lokalitäten ausserhalb geol. Karte). Charakterisiert wird das Gestein durch Schliff 6 (C. Gallicella), welches auch die mittlere Höhe der Fundorte mit 436 m ü. M. darstellt. Diese nördlichsten Fundorte sind 13 km vom Krater entfernt, und die Laven von C. Gallicella und beim Steinbruch C. S. Croce, bei Km 133,2 gleich nördlich von Acquapendente (ausserhalb geol. Karte), zeigen noch eine Mächtigkeit von 11–20 m. Etwas näher beim Krater, ungefähr 10 km davon entfernt, tritt bei Km 12 der Strasse Acquapendente–Onano (Lokalität: Casa del Seminario, ebenfalls ausserhalb geol. Karte) die leucitreichste Lava des ganzen Gebietes auf. Der Lavastrom, welcher ein im Sommer trockenes Bachbett bildet, liegt auf 470 m ü. M. und gehört sicher zu einem jüngeren Lavastrom des Latera (Schliff 9). Sein Leucitreichtum ermöglichte eine Altersbestimmung nach der K-Ar-Methode, welche in einem früheren Kapitel behandelt wurde.

Ein für die ganze Romanische Provinz geltendes topographisches Charakteristikum sei hier noch erwähnt. MODERNI fand die Laven, welche das Tal der Paglia erreichen, auf pliozänen Tonen, worüber kein Zweifel besteht. Die Paglia wäscht die Tone unter den Laven heraus, und da diese durch die N-S gerichteten Erosionsrinnen zerteilt sind, bleiben horstartige Lava„finger“ mit ihrer Tuffbedeckung übrig. Dem folgt oft ein Abrutschen ganzer Rippen, da durch das Auswaschen dem darüberhängenden Material die Basis entzogen wird. Es bilden sich keine Böschungen, sondern immer schroffe, hohe Abhänge. Viele Siedlungen des Altertums und Mittelalters, meist auf Hochflächen und Erhebungen erbaut, stürzen so langsam ein (zum Beispiel Cività di Bagnorea).

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

157 Ruotagraben, Leucittephrit.

Makroskopisch ein dunkelgraubraunes, hartes Gestein, für welches Aufblitzen kleiner Pyroxene und Fremdeinschlüsse charakteristisch ist.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine dunkle, glashaltige Grundmasse von dichtgepackten Pyroxenmikrolithen und Erz sowie Schüppchen eines hellbraunen Biotites. Als Einsprenglinge sind vorhanden: Plagioklas An 85—87 nach dem Karlsbader und Roc-Tourné-Gesetz verzwillingt, leicht zonar, in nesterartigen Agglomerationen, stellenweise mit Sanidinmänteln. Sanidin ist fast einachsig. Spärlich Leucit mit deutlich ausgebildeten Zwillingslamellen, im Schliff leicht grünlicher Augit mit guter prismatischer Spaltbarkeit und $2V = 64\text{—}68^\circ$ sowie $c/n_\gamma = 50\text{—}52^\circ$ und kaum sichtbarer Achsendispersion. Spärlich Olivin mit $2V \pm 90^\circ$.

Als Fremdeinschlüsse erkennt man den von LACROIX (1893) beschriebenen Typus von Quarziteinschlüssen mit der charakteristischen zonalen Mineralabfolge (von innen nach aussen: Quarzitkörner, dunkles Glas, Augitmikrolithen mit triklinen Feldspäten, dunkelgrüner, ägirinartiger Augit und Magnetitkörner) und Bruchstücke eines Leucittephrites mit einer Grundmasse aus Plagioklasleisten, Augitkörnern, etwas Erz mit Biotitkränzen und stellenweise Biotitbildung auf Kosten von Augit. Als Einsprenglinge treten hervor: Leucit und zonarer Augit mit Bisektrizendispersion.

29 Fossa Scopia, Leucittephrit.

Makroskopisch handelt es sich um ein blasig-schlackiges, fast schwarzes Gestein mit unregelmässigen Poren und oberflächlich herauswitternden Leuciten.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von leicht grünlichem Augit mit guter prismatischer Spaltbarkeit, leichtem Zonarbau, teils polysynthetisch verzwillingt nach (100) und $2V = 56\text{—}60^\circ$, $c/n_\gamma = 47^\circ$.

Sehr schwache Achsendispersion. Spärlich Olivin mit $2V = \pm 90^\circ$. Die Grundmasse besteht aus gut idiomorphem Plagioklas mit An 75, Leucit, hellgrünem Augit, etwas Biotit und Erz.

72 Block im Tuff, Pyroxentrachyt.

Makroskopisch handelt es sich um ein helles und frisches Gestein mit aufblitzenden Feldspäten.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine typisch trachytische Struktur. Die Einsprenglinge sind dünntafelige Sanidine mit kleinem Achsenwinkel, Karlsbader und selten Baveno-Zwillinge, stellenweise feine polysynthetische Verzwillingung angedeutet. Durch Pulveraufnahmen konnte für den Sanidin ein Gehalt von 23% Albit festgestellt werden. Plagioklase An 85, nach dem Albitgesetz verzwillingt, bilden mit idiomorphen grünen Augiten mit $c/n_\gamma = 44^\circ$ nesterartige Agglomerationen. Biotittäfelchen und deren Pseudomorphosen nach Erz. Die Grundmasse besteht aus fluidal angeordneten Alkalifeldspäten, Pyroxenmikrolithen und Erz.

64 Block im Tuff, Cercone. Pyroxentrachyt (Analyse 1, Tab. 1).

Makroskopisch ein hellgraues, leicht zerbrechendes Gestein mit plattig-schiefriger Absonderung mit deutlich fluidal angeordneten Sanidineinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine typisch trachytische Struktur. Die Einsprenglinge sind dünn tafelige Karlsbader Zwillinge von Natronsanidin mit sehr kleinem Achsenwinkel und stellenweise deutlicher, feiner polysynthetischer Verzwillingung, idiomorpher, grünlicher Pyroxen mit $c/n_\gamma = 43^\circ$ und ein hellbrauner, einachsiger Biotit. Die Grundmasse besteht aus einem fluidalen Gefüge trikliner Alkalifeldspäte, Augitmikrolithen und Erz.

145 Block im Tuff, Ruotagraben. Leucitführender Augit-Biotit-Monzonit (Analyse 2, Tab. 1).

Makroskopisch handelt es sich um ein holokristallin-körniges, schwarz-weiss gesprenkeltes, frisches Gestein. Die dunkelbraunen, glänzenden Biotitblättchen treten deutlich hervor und haben wie die Pyroxene und Feldspäte eine durchschnittliche Korngrösse von 1—2 mm.

Unter dem Mikroskop erkennt man dicktafelige Plagioklase An 85—95 nach Karlsbader und Roc-Tourné-Gesetz verzwillingt, welche der xenomorphe Sanidin nach Art der monzonitischen Struktur stellenweise umschliesst. K-Feldspat: 2V klein. Der Pyroxen zeigt Zonarbau und gute prismatische Spaltbarkeit und $2V = 63\text{—}68^\circ$, $c/n_\gamma = 44\text{—}49^\circ$ an Schnitten parallel (010). Achsendispersion sehr schwach. Biotit ist xenomorph, teilweise verzwillingt, zeigt kräftigen Pleochroismus dunkelgelb-dunkelbraun und hat Einschlüsse von Titanit. Magnetit und Apatit, stellenweise etwas Leucit und Olivin.

Mit Pointcounter wurde gemessen:

Sanidin	28 %
Plagioklas	23,5%
Pyroxen	26,5%
Biotit	17 %

6 Casa Gallicella (ausserhalb geol. Karte), Vicoit, Varietät Orvietit (Analyse 3, Tab. 1).

Makroskopisch handelt es sich um ein kompaktes, dunkles Gestein mit deutlich basaltisch-prismatischer Absonderung. Leucit und Pyroxen sind als kleine Einsprenglinge sichtbar.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten klare Leucite, etwas Plagioklas An 82—90 nach Karlsbader und Roc-Tourné-Gesetz verzwillingt sowie Pyroxen auf. Dieser ist grünlich, zeigt Zonarbau mit Sanduhrstruktur und Bisektrizendispersion. Achsendispersion: B stark $\rho > \nu$, A stark $\nu > \rho$, $2V = 52^\circ$. Die Grundmasse besteht aus idiomorphen Plagioklasleisten, Leucit mit symmetrisch angeordneten Einschlüssen. Pyroxenmikrolithen und Erz.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	90 %
Leucit	4 %
Pyroxen	3,5%
Plagioklas	1,5%
Sanidin weniger als	1 %

9 Casa del Seminario (ausserhalb geol. Karte), Leucittephrit, sehr leucitreich (Analyse 4, Tab. 1).

Makroskopisch handelt es sich um ein frisches Gestein, in welchem die bis 1,5 cm grossen Leucite über die Grundmasse dominieren. In letzterer erkennt man kleinere weisse Leucitindividuen. Schwach poröse Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine praktisch holokristalline Struktur. Als Einsprenglinge treten besonders die Leucite hervor, welche stellenweise Einschlüsse von Plagioklas und Pyroxen zeigen. Die Plagioklase sind Karlsbader Zwillinge mit An 85—90; die Pyroxene zeigen gute prismatische Spaltbarkeit und $2V = 50^\circ$. Die Grundmasse besteht aus idiomorphem Plagioklas, Augit und Glas, durch Erz dunkel.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	31%
Leucit	60%
Pyroxen	3%
Plagioklas	3%
Sanidin	2%

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemischen Analysen der beiden Laven (Schliffe 6 und 9) und der Auswürflinge (Schliffe 145 und 64) ergaben:

Tabelle 1

	1	2	3	4
SiO ₂	61,0	46,6	49,9	55,0
Al ₂ O ₃	18,5	19,8	18,9	20,6
Fe ₂ O ₃	2,55	4,5	4,1	3,4
FeO	0,7	3,7	3,4	0,6
MnO	0,09	0,09	0,15	0,15
MgO	0,8	5,1	3,1	1,2
CaO	1,7	9,8	8,1	3,8
Na ₂ O	2,0	1,5	1,8	2,7
K ₂ O	10,3	5,0	7,6	9,2
H ₂ O +	1,6	2,2	1,7	2,8
TiO ₂	0,4	1,0	0,6	0,4
P ₂ O ₅	0,12	0,43	0,48	0,13
	99,76	99,72	99,78	99,98

- 1 (Schliff 64), Pyroxentrachyt, Block im Tuff, Cercone. Analytiker: M. WEIBEL.
- 2 (Schliff 145), leucitführender Augit-Biotit-Monzonit, Block im Tuff, Ruotagrabben. Analytiker: M. WEIBEL.
- 3 (Schliff 6), Vicoit, Var. Orvietit, Casa Gallicella, Analytiker: M. WEIBEL.
- 4 (Schliff 9), leucitreicher Leucittephrit, Casa del Seminario. Analytiker M. WEIBEL.

Da die chemischen Verhältnisse des Lateravulkanes überhaupt, wie auch in bezug auf die Vulsinische Subprovinz noch gänzlich unbekannt waren, sowie um zu prüfen, inwiefern sich diese mit den übrigen Subprovinzen der Romanischen Provinz und auch der Campanischen vergleichen lassen, werden im folgenden die Niggliwerte der Lateralaven vergleichbaren Niggliwerten anderer Laven gegenübergestellt. Laven aus der Vulsinischen Subprovinz werden mit a, b, ... fortlaufend nummeriert, weitere zum Vergleich benützte Laven aus anderen Provinzen werden mit A, B, ... bezeichnet.

Tabelle 2

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
l	244,8	43,6	15,2	7,2	33,9	,77	,32	1,2	} granosyenitisch
a	237,0	39,2	20,7	12,2	27,8	,63	,26	1,4	
b	239,0	38,0	21,0	12,7	28,3	,64	,27	1,4	
A	239,0	42,8	11,6	13,7	31,9	,86	,08	1,9	
B	244,0	41,5	13,5	7,0	38,0	,5	,2	1,6	
2	113,9	28,5	34,5	25,6	11,3	,69	,54	1,9	sommaittonalitisches
C	112,0	31,0	29,0	27,0	13,0	,56	,5	2,3	sommaittonalitisches
3	134,7	29,3	28,8	23,3	17,8	,74	,43	1,3	monzonitisches
c	130,0	28,0	31,5	21,5	19,0	,67	,45	2,3	} monzonitisches
d	139,0	29,0	30,0	23,0	18,0	,64	,48	2,9	
D	143,0	30,5	27,3	23,4	18,8	,69	,39	2,2	
E	150,0	30,1	31,5	22,8	15,6	,47	,46	1,3	
F	125,0	29,0	29,0	23,5	18,5	,6	,44	0,8	
G	136,0	28,0	28,5	22,0	21,5	,76	,46	2,3	} leukosyenitisch
4	185,4	40,9	16,6	13,8	28,7	,7	,37	1,0	
e	198,0	37,1	21,3	13,5	28,1	,66	,43	1,2	
f	183,0	40,5	16,0	12,0	31,5	,6	,3	2,0	
g	201,0	39,5	17,0	14,5	29,0	,64	,34	2,1	
H	187,0	42,5	11,5	11,0	35,0	,7	,45	1,0	
I	174,0	37,5	18,0	15,0	29,5	,7	,4	1,1	
K	185,0	40,0	16,0	12,5	31,5	,7	,35	1,6	}
L	189,0	37,0	20,0	13,5	29,5	,65	,4	1,6	

a Trachyt, San Lorenzo Nuovo, Monti Volsini. C. Burri, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.

b Wie a, andere Probe.

c Leucittephrit, Monte Cavallo, Orvieto, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON, Roman Comagmatic Region (1906), 101. Analytiker: H. S. WASHINGTON.

d Leucittephrit, Toscanella, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 101. Analytiker: H. S. WASHINGTON.

e Vulsinit, Ostrand von Bolsena, Monti Volsini, C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.

- f Leucittrachyt, Proceno, Monti Volsini, H. S. WASHINGTON (1906), 43. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- g Vulsinit, Bolsena, Monti Volsini, H. S. WASHINGTON (1906), 31. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- A Sanidinit, Arconorsi, Roccamonfina, U. PANICHI. Mem. Soc. Ital. sc. dei (XL) 22 (1922), 56. Analytiker: U. PANICHI.
- B Sanidinitauswürflinge, Petrignano, Monti Cimini. A. SCHERILLO, Per. Min. 11 (1946), 377. Analytiker: A. SCHERILLO.
- C Monzonit-Sanidinit, Monte Somma, Vesuv. E. NARICI, Z. Vulk. 14 (1932), 233. Analytiker: E. NARICI.
- D Leucittrachyt, Orchi, Roccamonfina, H. S. WASHINGTON (1906), 83. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- E Vulsinit, Monte S. Croce, Roccamonfina. P. ARÉVALO CARRETERO, C. BURRI und M. WEIBEL (1962), 237. Analytiker: M. WEIBEL.
- F Leucotephrit, Gli Scamogli, Regione Sabazia. A. SCHERILLO, Per. Min. 14 (1943), 8. Analytiker: A. SCHERILLO.
- G Leucittephrit, Madonna del Riposo, Bracciano, Regione Sabazia, H. S. WASHINGTON (1906), 97. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- H Lava mit gr. Leuciten, Trevignano, Regione Sabazia, A. SCHERILLO, Per. Min. 4 (1933), 279. Analytiker: A. SCHERILLO.
- I Leucotephrit, Monte di Rocca Romana, Regione Sabazia, A. SCHERILLO, Per. Min. 4 (1933), 274. Analytiker: A. SCHERILLO.
- K Viterbit, Sorgente di Garignano, Lago di Vico, Monti Cimini, H. S. WASHINGTON (1906), 36. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- L Vulsinit, Vetralla, Monte Vico, Monti Cimini. H. S. WASHINGTON (1906), 59. Analytiker: H. S. WASHINGTON.

Wie ersichtlich, wurden in der Romanischen und Campanischen Provinz verschiedentlich Laven mit gleichem oder ähnlichem Chemismus gefördert, und auch in der Vulsinischen Subprovinz an sich finden sich vergleichbare Laven. Es kann jedoch festgestellt werden, dass Auswürflinge, wie sie die Analyse 2 (Schliff 145) darstellt, nur vom Vesuv bekannt sind.

Die Basiswerte der Lateragesteine lauten:

	Q	Kp	Ne	Cal	Spi	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
1	40,3	37,2	10,9	4,6	2,2	2,7	0,9	0,6	0,3	0,3
					Cs					
2	27,5	18,2	8,2	20,1	4,3	4,8	4,6	10,8	0,7	0,8
3	28,0	27,6	9,9	12,8	4,9	4,4	4,2	6,6	0,5	1,1
4	33,4	33,4	15,0	10,2	0,4	3,6	0,9	2,5	0,3	0,3

Aus der Standard-Katanorm, welche hier nicht wiedergegeben wird, wurde ein Mineralbestand zu bilden versucht, welcher dem modalen Mineralbestand so nahe als möglich kommt, wobei allerdings die prozentuale Verteilung der einzelnen Mineralien nicht genau bekannt war,

da die Gesteine mit dem Pointcounter nicht vollständig zu erfassen waren. Die für die Berechnung der Standard-Katanorm gültigen Regeln verlangen bei Untersättigung an SiO_2 nach Olivinbildung die Desilifizierung von Albit vor derjenigen des Kalifeldspates. Sechs der analysierten Gesteine des Lateravulkans sind Leucitgesteine, und es wurde anstelle einer Standard-Katanorm eine Leucitvariante gewählt. Da aus den Röntgendiffraktometeraufnahmen der Leucitgesteine die zu bildende Menge Leucit bekannt war, erfolgte der Ausgleich des gegenüber der Höchstsilifizierung vorhandenen Q-Defizits nach der Beziehung $5 \text{ Or} = 4 \text{ Lc} + 1 \text{ Q}$. Lag die so errechnete Leucitmenge beträchtlich unter dem zu bildenden Betrag, wurde auf die Bildung von $\text{Mt} + \text{Q}$ und $\text{Hm} + \text{Q}$ aus Fs verzichtet, um das verfügbare Q nicht weiter zu erhöhen, wodurch die vermehrte Bildung von Leucit ermöglicht wurde. Dabei wurde unter Änderung des Oxidationsverhältnisses Fs zu Fa reduziert, was eine geringe Erhöhung der Hy-Menge zur Folge hatte. Eine besondere Schwierigkeit bildete die Abschätzung der Zusammensetzung der Pyroxene. Zuerst wurde versucht, dem Chemismus der Pyroxene durch die Modusberechnung analysierter Pyroxene verschiedener Zusammensetzung nahezukommen. (Ti-Augit von Scawt Hill, Co. Antrim, C. E. TILLEY und H. F. HARWOOD, 1931; Na-Augite aus Feldspat-Nephelinpyroxenit, E. S. LARSEN, 1942, sowie Ti-Augit Nr. 11 aus TRÖGER, 1935). Die Resultate waren aber alle nicht zufriedenstellend. Es wurde daher vorgezogen, den normativen Mineralbestand den Hauptgemengteilen (Feldspäte und Leucit) bekannter Zusammensetzung und Menge anzugleichen, als diesen von einer unbestimmten Menge Pyroxens hypothetischer Zusammensetzung abhängig zu machen. Aus Or wurde Natronsanidin durch Addition von 25% Ab gebildet gemäss dem durchschnittlich durch Pulveraufnahmen festgestellten Ab-Gehalt der Sanidine von 23%. Die Plagioklasbildung erfolgte nach der optisch festgestellten Zusammensetzung von An 85—90. Es konnte festgestellt werden, dass nach der Verrechnung des Na-Or und Plag 4—9% Ab nicht gebunden waren. Eine Desilifizierung zu Ne kam nicht in Frage, da dies die Q-Bilanz deutlich gestört hätte und Ne, falls effektiv vorhanden, nur in ganz geringen Mengen im Glas der Grundmasse vorhanden sein könnte. Es wurde daher angenommen, dass die Feldspäte der Grundmasse etwas Ab-reicher sind als die gemessenen Einsprenglinge. Die Bildung der Olivine erfolgte nach dem optisch auf Grund von 2V festgestellten Verhältnis von Fo 85-Fa 15.

Analyse 1 zeigte einen geringen Tonerdeüberschuss, weshalb Cord gebildet wurde. Für Analyse 2 wurde eine Biotitvariante berechnet. Bei

den Analysen 12 und 14, welche später besprochen werden, konnte nach Beseitigung von Fs und Silifizierung der Basis ein geringer SiO_2 -Überschuss festgestellt werden, welcher mit der röntgenographisch festgestellten Menge von freiem Q übereinstimmt. Diese äquivalentnormativen Varianten der Mineralbestände der Gesteine des Latera s. str. lauten:

	Q	Or	Ab	An	Ab	Cord	En	Hy	Ru	Cp
An. 1	1,9	58,7	19,8	7,4	1,8	4,2	0,8	4,8	0,3	0,3
		Na-Or 78,5		Plag 9,2						

Das Gestein entspricht einem Pyroxentrachyt mit einem natronreichen Sanidin.

	Or	Ab	An	Ab	Lc	Bi	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
An. 2	16,2	5,5	32,4	8,2	5,6	13,6	5,7	2,8	1,9	1,6	0,2	4,8	0,7	0,8
	Na-Or 21,7		Plag 40,6							Ol 1,8				

Das Gestein entspricht einem Augit-Biotit-Monzonit mit etwas Leucit.

	Or	Ab	An	Ab	Lc	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp
An. 3	15,6	5,2	19,6	5,0	30,8	6,5	2,5	8,8	4,4	0,5	1,1
	Na-Or 20,8		Plag 24,6								

Das Gestein entspricht einem Vicoit s. str. (Var. Orvietit).

	Or	Ab	An	Ab	Lc	Ab	Wo	Hy	En	Ru	Cp
An. 4	24,1	8,0	15,2	3,8	31,6	7,0	0,5	6,0	3,2	0,3	0,3
	Na-Or 32,1		Plag 19,0		Na-Lc 38,7						

Trotz der Reduktion von Fs und der Silifizierung sämtlicher Basisverbindungen ist das Q-Defizit nicht gross genug, um aus Or genügend Lc zurückzubilden. Eine geringe Erhöhung der Leucitmenge erfolgte durch die Annahme, dass er Na-haltiger sein könnte als in anderen Fällen. Das Gestein muss als sehr leucitreicher, glashaltiger Leucittephrit bezeichnet werden.

Aus dem Vorhergehenden ist ersichtlich, dass der Lateravulkan s. str. sukzessive leucitreichere Laven förderte und analog zu anderen Vulkanen Mittelitaliens Monzonite und Trachyte zum Teil als Auswürflinge, beziehungsweise Einschlüsse damit vergesellschaftet sind.

b) Piana di Vepe

1. Das Vulkangebäude

Vom Bestehen eines eigentlichen Vulkangebäudes kann keine Rede mehr sein, denn nur durch Rekonstruktion der Topographie kann man

auf das Vorhandensein eines jüngeren, zweiten Eruptionszentrums schliessen. Einer längeren, relativen Ruhepause folgend, scheint der NW-Teil des Laterakraters eingestürzt zu sein, was die Freilegung eines nächsten Förderschlotes zur Folge hatte, oder die Menge der ausgeworfenen Tuffmassen eines Seitenkraters des Latera bedingte den nachfolgenden Einsturz. Keine Anhaltspunkte erlauben eine genaue Fixierung des Förderschlotes der Laven, aber es hat den Anschein, als ob die Laven aus einem Schlot in der Nähe des Poggio Evangelista gefördert wurden. Die Annahme MODERNIS, wonach die Sekundärkegel Rosso, Pilato, Seccante, Spinaio und Montione-Paterno Parasitärkegel des Vepekraters sind und man aus diesem Grunde die alte Kraterform nicht mehr erkennt, erscheint unwahrscheinlich, denn bei dieser Annahme wäre der Kratergrund des Vepe stellenweise identisch mit dem Kratergrund des Latera und müsste deshalb, als spätere Formation, viel höher liegen als der Latera-Kratergrund. Die Form des Latera-Kratergrundes und die gute morphologische Abgrenzung der oben erwähnten Sekundärkegel von der Ebene als Ganzes, lassen das Bestehen eines gemeinsamen Tuffwalles als Unterbau nicht zu. Ob die Förderung aus dem Vepezentrum als aus einem eigenen Vulkangebäude kommend oder als Sekundärkrater des Latera zu betrachten ist, sei dahingestellt. Es dürfte jedoch feststehen, dass es nicht eine einfache Schlotverlagerung mit späterer Emission sein kann, sondern dass eine andere, deutlich weniger differenzierte Magmakammer aufbrach. Dies ist bei der Vielfalt von Aufstiegskanälen und Seitenkammern, wie sie für die ganze Romanische Provinz angenommen werden muss, nichts Besonderes und steht in Übereinstimmung mit der beobachteten lateralen und temporalen Dispersion im Sinne von P. NIGGLI.

2. Förderprodukte

Drei mineralogisch identische, morphologisch deutlich zu unterscheidende Lavaströme kennzeichnen dieses postulierte Eruptionszentrum:

a) Vom Poggio Evangelista aus zieht ein 500 m breiter Lavastrom nach W, welcher schon nach 2 km eine Breite von 1,8 km aufweist und durch viele, in E-W-Richtung verlaufende Gräben zerschnitten ist, auf deren Grund die Lava unter der Tuffdecke sichtbar ist (Fosso di Forno, Fosso Malpasso, Fosso Lorentino, Fosso del Traetto und Fosso Meleta, alle ausserhalb geol. Karte). Der grösste Teil der Lava floss anscheinend nach N und gegen W auf dem ehemaligen Laterawall, denn beim Poggio S. Anna und bei Costa dei Preti bildet sie genau die morphologische

Fortsetzung des Laterawalles. Zwischen den oben genannten Lokalitäten täuscht der Lavazug morphologisch einen Kraterteil vor, denn die bis zu 7 m mächtige Lava fällt senkrecht gegen S ab. Westlich von Costa dei Preti, wo der Laterawall völlig eingestürzt ist (Höhendifferenz über 100 m) erreicht der Lavastrom seine maximale Breite von 2,5 km. Für die Lokalitäten S. Maria dell'Aquila, C. Filetta, C. Collina, Malpasso (alle ausserhalb geol. Karte) und mehrere Proben vom Poggio S. Anna sind die Schliffe 16a (Collina) und 21 (Costa dei Preti) repräsentativ.

b) Der Monte Calveglio, welcher sich in schöner Kegelform um 60 m über die Ebene erhebt, ist meiner Ansicht nach kein eigenes Eruptivzentrum, wie dies MODERNI festzustellen glaubte. Der Westteil des Kegels besteht aus den typischen geschichteten Tuffen, welche hier wie bei den Profilen am P. Evangelista wellenförmig verbogen sind. Im Osten ist tatsächlich ein kleines Lavafeld vorhanden, welches eine längliche Form in der NE-SW-Richtung hat und völlig von Tuffen umgeben ist. Kaum 20 m Höhenunterschied und 200 m trennen ihn in seinem nördlichsten Teil von den Laven der Costa dei Preti, und es ist anzunehmen, dass etwas Lava der Costa dei Preti doch über den Kraterrand nach innen floss und sich an einer dort befindlichen Tuffmenge aufstaute. Die Form des sichtbaren Lavafeldes lässt diese Annahme ohne weiteres zu, und spätere Tuffmassen überdeckten das Verbindungsstück zur Costa dei Preti. Die Kegelform ist zufällig, und Spuren eines ähnlichen Herabfliessens oder Umfliessens des Tuffmaterials findet man westlich des Monte Calveglio bei Quote 494 in Form eines Blockfeldes derselben Lava. Die Lava ist mit der von der Costa dei Preti identisch und wird durch Schliff I. 11 und 34a charakterisiert.

c) Der Monte Calveglio di Latera hat eine Höhe von 580 m ü. M. und ist somit nur 40 m niedriger als der Kraterrand des Latera. Im W wird er begrenzt durch den Fosso di Macchia Cedua, im S durch die Olpeta und an seinem Ostabhang liegt das Dorf Latera. Zweifelsohne ist hier eine grössere Lavamenge der Vepeeruption in den alten Laterakrater hinuntergeflossen, wobei auch ein kleiner Teil auf dem Wall nach E floss. Beim Hinabfliessen teilte sich ein kleiner Arm in Richtung SE ab und endete bei Madonna della Cava. Die höchsten Teile des M. Calveglio di Latera werden von Tuffen bedeckt, der ganze Berg ist bewaldet (Schliff 55).

In den Tuffen des Fosso di Macchia Cedua findet man wallnussgrosse Einschlüsse von Sanidinit (Schliff 166 und 172). Südwestlich von C. Filetta, bei Quote 400 an der Strasse Sorano-Pitigliano fand sich dasselbe Gestein (Schliff 20 F) als loser Block wieder.

Mit dem Ende der Tätigkeit des Vepekraters beginnt eine neue Phase des Lateravulkanes. Die nachfolgenden Eruptionen sind alle weniger heftig gewesen und förderten noch teilweise grosse Lavamengen. Die Eruptionszentren sind kleiner und bestehen aus mehr oder weniger deutlich abzutrennenden Tuffkegeln und lateralen Lavaströmen.

Zwei charakteristische Anordnungen sind zu erkennen:

a) Monte Becco, Monte San Magno, Valentano und Monte Starnina liegen auf dem Kraterwall des Latera, sind aber keineswegs gleichaltrig.

b) Monte Rosso, Mezzanosee als Explosionskrater, Poggio Pilato, Poggio Seccante, Poggio Spinaio, Poggio Montione und Paterno liegen fast in der Mitte des Laterakraters. Die Schnittlage der Profile A und B auf Skizze 1 zeigt, dass diese Krater und jene von Becco und San Magno auf einer Linie liegen, welche parallel dem Apenninstreichen verläuft.

Es besteht daher die Möglichkeit, dass diese Vulkane auf einem tiefliegenden sogenannten „apenninischen“ Bruchsystem liegen, welches anlässlich des Einsturzes des NW- und W-Teiles des Latera aktiviert wurde. Betrachtet man die Vulkane im Krater allein, so kann man durch ihre Zentren auch einen Halbkreis legen, dessen Mittelpunkt ungefähr am M. Calveglio zu liegen käme. Dieser Tatsache dürfte an sich kaum Bedeutung zukommen, aber, wenn man die Menge der im N geförderten Laven berücksichtigt, so ist der Einsturz des westlichen und nordwestlichen Teiles durch Massenverlust erklärbar. Dieser bedingte eine Sackung oder Abgleitung des Herddaches, welchem an der Oberfläche sektorweise Einbrüche des Vulkanbaues folgten. Der Einbruch erschütterte den ganzen Vulkanbau, und auf den entstandenen Brüchen konnte das Magma aus verschiedenen Seitenkammern wieder aufsteigen. Dies erfolgte im Kraterzentrum des ehemaligen Latera am leichtesten, einmal, weil eine grössere Anzahl Schlote aktiviert werden konnten, zum andern, weil im N der Aufstiegsweg länger und durch die darüber liegenden Lavamassen erschwert war, was wiederum einer Konzentrierung der Kräfte im S und später im W förderlich war.

Ich möchte deshalb von der Annahme der „apenninischen“ Bruchlinie im Unterbau des Latera absehen und die Hypothese aufstellen, dass

1. die Eruptionen im Laterakrater sowie eventuell auch das Zentrum Monte Becco (und weiter westlich Semonte) genetisch an den Einsturz im NW gebunden sind,
2. die Zentren San Magno, Valentano und Starnina auf dem Tuffwall des Latera Tochtervulkane des Latera sind, wobei letztere einen Zwillingsvulkan darstellen.

Die Entstehung des Vepe-Vulkans kann als Folge eines exzentrischen Caldera-Einsturzes des Latera betrachtet werden.

Eine völlig andere Unterteilung ergibt sich bei der Frage nach dem gegenseitigen Alter dieser Eruptionen.

Eine besondere Problematik stellt der Explosionskrater des Mezzanosees dar, da ihm weder eine Magmaförderung noch ein bestimmtes Lockermassenprodukt zugeordnet werden kann. Der See ist kreisrund, liegt auf 455 m ü. M., hat einen Durchmesser von 650 m und wird durch die Olpeta entwässert. Die Isobaten zeigen einen fast regelmässigen Trichter mit 31 m Tiefe. An seinem vulkanischen Ursprung ist damit nicht zu zweifeln. Wenn man die gute Erhaltung seiner Trichterform betrachtet, ist man geneigt, sein Entstehen auch in die letzte Zeit der Aktivität des Lateravulkans zu legen. Nur morphologische Gesichtspunkte (Menge und Zustand der Lava, Erhaltungszustand des Kegels) lassen eine Zeitabfolge Becco-Rosso-Spinaio als möglich erscheinen. Der Explosionskrater des Mezzanosees ist irgendwann nach dem Aufbau des Rossokegels entstanden, sonst hätte ihn letzterer sicher zugeschüttet.

Unter Berücksichtigung derselben morphologischen Gesichtspunkte scheint mir nach der Vepeeruption zuerst der Pilatovulkan entstanden zu sein (mit ihm der Seccante) und schliesslich der Montionevulkan mit seinem kleinen Parasitärkrater, dem Paterno. Die Schwefelelexhalation in dieser Gegend bestätigt diese Annahme.

Die letzte Entscheidung darüber und die Altersstellung des Monte San Magno, Valentano und Monte Starnina wird unter Berücksichtigung des Chemismus der Laven im Kapitel „Magmadifferentiation“ zur Diskussion stehen.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

16a Collina (ausserhalb geol. Karte), Vicoit.

Makroskopisch ein graues, oberflächlich verwittertes, poröses Gestein, bei welchem die Leuciteinsprenglinge herauswittern.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von klarem Leucit mit guter polysynthetischer Verzwillingung, Sanidin mit kleinem Achsenwinkel, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sowie mit stellenweise angedeuteter polysynthetischen Verzwillingung, Plagioklas An 85—90 nach Albit und Karlsbader Gesetz verzwillingt und ein Baveno-Penetrationszwillings vom Banater Typus (BURRI, 1963). Der Pyroxen ist grünlich, zeigt gute prismatische Spaltbarkeit und teilweise polysynthetische Verzwillingung nach (100) $2V = 62^\circ$ und $c/n_\gamma = 42^\circ$, kaum wahrnehmbarer Achsendispersion. Spärlich Biotit mit Pseudomorphosen nach Erz und Olivin von optisch

neutralem Charakter. Die Grundmasse besteht aus kleinen Leuciten, Alkalifeldspäten, etwas Plagioklas, Pyroxenmikrolithen und viel Erz. Als Fremdeinschlüsse sind bemerkenswert ein sanidinitartiger sowie Bruchstücke eines Leucittephrites, ähnlich dem Fremdeinschluss in 157.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	65%
Leucit	8%
Pyroxen	6%
Plagioklas	5%
Sanidin	15%

21 Costa dei Preti, Vicoit.

Makroskopisch ein graues, oberflächlich mässig verwittertes, etwas poröses Gestein mit grossen Leuciteinsprenglingen und Fremdeinschlüssen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Sanidin, Plagioklas, Leucit und Pyroxen. Die Sanidine sind Karlsbader Zwillinge mit kleinem Achsenwinkel, etwas Zonarbau und ange deuteter polysynthetischer Verzwilligung, Plagioklas als Albitzwillinge mit An 90 bilden nesterförmige Agglomerationen, Leucit ist frisch, aber nicht häufig. Wenige grosse Pyroxene mit guter prismatischer Spaltbarkeit haben kaum wahrnehmbare Achsendispersion und $c/n_\gamma = 45^\circ$. Die Grundmasse besteht aus Alkalifeldspäten, dichtgepackten Pyroxenmikrolithen, xenomorphem Leucit, dunklem Glas und Erz.

Ein Fremdeinschluss stellt eine Anhäufung von Pyroxenmikrolithen dar, ein weiterer ist Sanidinit mit Sanidin, wenig grünem Pyroxen und Plagioklas An 85 mit polysynthetischen Albitlamellen.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	64 %
Leucit	15 %
Pyroxen	5,5%
Plagioklas	5 %
Sanidin	10 %

55 Quarzerota, feldspatreicher Vicoit bis Trachyvicoit.

Makroskopisch ein porös-blasiges Gestein mit etwas Fluidältextur und Einsprenglingen von Feldspäten.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Sanidin mit kleinem Achsenwinkel als Karlsbader Zwillinge mit ange deuteter feiner polysynthetischer Verzwilligung und etwas Zonarbau, wenig klarem Leucit und polysynthetischen Albitzwillingen von Plagioklas An 85 mit Mantel von Sanidin. Spärliche Skelette von Pyroxen und Olivin von optisch neutralem Charakter. Die Grundmasse besteht aus Alkalifeldspat, dicht gepackten Pyroxenmikrolithen und viel dunklem Glas. Ein Fremdeinschluss von Sanidinit.

Die Pointcounteranalyse ergab:

Grundmasse	72%
Leucit	7%
Pyroxen	7%
Plagioklas	4%
Sanidin	10%

166, 172 Block im Tuff, W-Graben Calveglio di Latera, leukokrater Leucittrachyt.

Makroskopisch ein weisses, zerreibliches Gestein.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine typisch trachytische Struktur von fluidal angeordneten Sanidinen mit kleinem Achsenwinkel und angedeuter polysynthetischer Verzwillingung, spärlich Plagioklas An 85 als polysynthetische Albitzwillinge, xenomorphen Pyroxen und etwas Biotit mit schwachem Pleochroismus. Die Grundmasse besteht aus Sanidin und Leucit.

20 Block im Tuff, Filetta (ausserhalb geol. Karte), leucitführender Sanidinit (Analyse 6, Tab. 3).

Makroskopisch ein weisses, zerreibliches Gestein.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Die Einsprenglinge sind grosse Sanidine mit kleinem Achsenwinkel, sowohl Karlsbader Zwillinge wie Einzelindividuen, zum Teil deutlich protoklastisch, dazu untergeordnet zonarer Plagioklas An 85—96 als Albitzwillinge im Sanidin und Agglomerationen von Pyroxenskeletten. Selten Biotitschüppchen, Apatit, Titanit und Melanit. Die Grundmasse besteht aus idiomorphem Sanidin, dazwischen als Füllmasse xenomorpher Leucit, Ägirinaugitmikrolithen und Erz.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	77 %
Leucit	2,5%
Pyroxen	5,5%
Plagioklas	1,5%
Sanidin	12 %

34a Calveglio E, Leucittephrit s. str.

Makroskopisch ein graues, etwas poröses Gestein mit Einsprenglingen von grauweissen Leuciten.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten grosse Leucite mit polysynthetischer Verzwillingung hervor, Plagioklas An 89 als Karlsbader und Roc-Tourné-Zwillinge mit wenigen Glaseinschlüssen. Sanidin als Karlsbader Zwilling ist nicht häufig. Die Pyroxene zeigen Zonarbau, Sanduhrstruktur und gute prismatische Spaltbarkeit sowie $2V = 56—64^\circ$, $c/n_p = 48—54^\circ$ mit kaum merklicher Achsendispersion. Spärlich Biotit in Pseudomorphose nach Erz sowie Olivin mit optisch neutralem Charakter.

Die Grundmasse besteht aus kleinen Leuciten, Alkalifeldspat, wenigen Plagioklasleisten, Pyroxenmikrolithen und Glas, durch Erz dunkel.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	77,5%
Pyroxen	3 %
Leucit	12 %
Plagioklas	3,5%
Sanidin	5 %

11 Calveglio E, feldspatreicher Vicoit (Analyse 5, Tab. 3).

Makroskopisch ein frisches, graues Gestein mit deutlich erkennbaren Leuciteinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von grossen, klaren Leuciten, xenomorphem Sanidin mit kleinem Achsenwinkel, stellenweise mit unverzwilligtem Rand und feiner polysynthetischer Verzwilligung. Plagioklas als Roc-Tourné- und Karlsbader Zwillinge mit An 85—90 bilden mit Pyroxen nesterartige Agglomerationen. Der Augit ist grünlich und zeigt guten Zonarbau und prismatische Spaltbarkeit, kaum wahrnehmbare Achsendispersion sowie $2V = 55-60^\circ$. Spärlich Biotit mit Pseudomorphose nach Erz. Die Grundmasse besteht aus kleinen Leuciten, Sanidin, wenig Plagioklas, Pyroxenmikrolithen und Erz. Ein Fremdeinschluss von Leucittephrit wie im Gestein 157.

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemischen Analysen der Gesteine 11 und 20 ergaben:

Tabelle 3

	5	6
SiO ₂	53,8	57,7
Al ₂ O ₃	18,9	19,4
Fe ₂ O ₃	4,4	2,4
FeO	1,3	1,1
MnO	0,14	0,10
MgO	2,0	1,5
CaO	6,3	2,5
Na ₂ O	2,4	2,55
K ₂ O	7,7	9,7
H ₂ O +	1,5	2,8
TiO ₂	0,55	0,4
P ₂ O ₅	0,36	0,17
	99,75	100,32

5 (Schliff 11) feldspatreicher Vicoit, Calveglio E, Vepe. Analytiker: M. WEIBEL.

6 (Schliff 20) loser Block, leucitf. Sanidinit, Filetta, Vepe. Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 4

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
5	169,2	33,6	22,7	21,6	22,0	,68	,40	1,3	monzonitsyenit/ leukosommaitisch
6	208,0	41,1	18,0	9,7	31,2	,72	,45	1,1	leukosyenitisch
g	201,0	39,5	17,0	14,5	29,0	,64	,34	2,1	leukosyenitisch
M	150,0	33,0	19,5	21,0	26,5	,60	,40	1,0	leukosommaitisch
N	152,0	33,2	24,7	18,4	23,3	,50	,50	1,2	leukosommaitisch
O	174,0	35,3	22,0	20,0	22,5	,30	,40	2,1	monzonitsyenit.

g Vulsinit, Bolsena, Monti Volsini, H. S. WASHINGTON (1906), 31. Analytiker: Autor.

M Tephrit, Vicoit, Vesuviasche, Positano, Halbinsel von Sorrent. E. NARICI, Z. Vulk. 14 (1932), 232. Analytiker: E. NARICI.

N Olivin-Augit-Trachybasalt, Einschluss im Tuff, Roccamonfina. P. ARÉVALO, C. BURRI und M. WEIBEL (1962), 248. Analytiker: M. WEIBEL.

O Schlacke, Cività Castellana, Monti Cimini. A. SCHERILLO. Per. Min. 11 (1940), 327. Analytiker: A. SCHERILLO.

Die Vergleichsdaten aus Tab. 4 zeigen, dass Laven mit demselben Chemismus, wie sie vom Vepevulkan gefördert wurden, auch in der Romanischen und Campanischen Provinz bekannt sind. Die Basis des Gesteines 11 lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
32,2	27,9	13,3	10,9	4,0	4,7	1,6	4,2	0,4	0,8

und die Leucitvariante der Norm:

Or	Ab	An	Ab	Lc	Wo	Hy	En	Ru	Cp
20,4	6,7	18,8	4,8	28,8	5,3	8,4	5,6	0,4	0,8
Na-Or 27,1		Plag 23,6							

was einem feldspatreichen Vicoit entspricht.

Die Lava, welche für die ganze Vepeeruption charakteristisch ist, ist merklich höher silifiziert als die zuletzt vom Lateravulkan geförderten Laven, was durch ein deutliches Vorherrschen der Feldspäte über Leucit zum Ausdruck kommt. Wie andernorts schon erwähnt, wird für den Beginn der Vepeeruption das Aufbrechen einer neuen Magmakammer angenommen.

Die Basis des Gesteines 20 lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	C	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
35,8	34,9	14,1	7,1	0,4	2,6	1,4	3,1	0,3	0,3

was folgendem äquivalentnormativen Mineralbestand entspricht (Leucitvariante):

Or	Ab	Ab	An	Lc	Sil	En	Mt	Ru	Cp
50,6	20,0	3,5	12,0	6,0	0,6	4,1	2,6	0,3	0,3
Na-Or 70,6		Plag 15,5							

Das Gestein ist ein leucitführender Sanidinit.

c) Poggio Pilato

1. Das Vulkangebäude

Der Poggio Pilato liegt im SSE des Lago di Mezzano auf 554 m ü. M. Er ist in seinem höchsten Teil bewaldet, und nur eine flache Mulde nach SW trennt ihn vom Poggio Seccante, welcher als sein Zwillingsvulkan bezeichnet werden kann. Nur seine Form als Lavakegel erlaubt es, in ihm ein eigenes Eruptionszentrum zu sehen.

2. Förderprodukte

Bei der unmittelbaren Nähe des Poggio Seccante im SW ist es unmöglich, die Laven in diesem Gebiet voneinander zu trennen. Ein kleiner Lavastrom ist im E erkennbar, er ist an der Strasse Podere Fra Vaco-Valentano freigelegt, und seine Abgrenzung gegen die Tuffe ist im E nicht mit Sicherheit festzustellen, da alles bewaldet ist. Ein weiterer Vorstoss der Lava nach NE ist an derselben Strasse ersichtlich, und gegen N vereinigen sich die Laven von Pilato und Seccante und bilden einen Teil des Hügelsaumes am Südufer des Mezzanosees. Im S bildet der Fosso di Ragaiano die Grenze gegen die Tuffe im E, wobei auch hier nicht festzustellen ist, zu welchem der beiden Zentren die Lava gehört. Die Laven des Poggio Pilato sind durch die Schliffe 49, 50 und 103 charakterisiert. Die vielen typischen Fremdeinschlüsse könnten Beweis für das Aufbrechen einer neuen Magmakammer sein.

Dass eine Schlackenwurf Tätigkeit und Lapilliförderung die Tätigkeit

des Vulkans einleitete, zeigen die Vorkommen an der Strasse nach Valentano und im Fosso di Ragaiano, aber ein Kontakt wurde nicht gefunden.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

49 Pilato, Vicoit (Analyse 7, Tab. 5).

Makroskopisch ein brüchiges, äusserlich leicht angewittertes Gestein mit deutlich sichtbaren Leuciteinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten auf: Grosse, klare Leucite, idiomorphe Sanidine als Karlsbader Zwillinge, Plagioklase An 85 nach Albit und Karlsbader Gesetz verzwillingt, mit Sanidinmänteln, in Agglomerationen mit grünem Augit. Dieser zeigt $2V = 56^\circ$ und $c/n_\gamma = 46^\circ$ und schwache Achsendispersion. Biotitpseudomorphose nach Erz. Die Grundmasse besteht aus Leucit, Alkalifeldspat, etwas Plagioklas, dunklem Glas und Pyroxenmikrolithen.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	82 %
Leucit	2,5%
Pyroxen	5 %
Plagioklas	3 %
Sanidin	6,5%

50, 103, Pilato. Vicoit.

Makroskopisch ein hellgraues Gestein mit schwach poröser Textur und deutlich erkennbaren Leuciteinsprenglingen sowie Fremdeinschlüssen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten auf: Sanidin als Karlsbader oder Baveno-Zwillinge, mit deutlicher, feiner, polysynthetischer Verzwillingung und kleinem Achsenwinkel. Plagioklas An 85—90 nach den üblichen Gesetzen verzwillingt, ist in nesterartiger Agglomeration mit Augit mit guter prismatischer Spaltbarkeit, starkem Zonarbau ($2V = 58—66^\circ$, $c/n_\gamma = 45—49^\circ$) und Zwillingen nach (100). Achsendispersion: A nicht dispergiert, B schwach $\rho > \nu$. Die Grundmasse besteht aus kleinen Leuciten, Alkalifeldspat, Pyroxenmikrolithen und Erz. Als Fremdeinschluss erkennt man Anhäufungen von Pyroxenmikrolithen und Bruchstücke des öfters als Fremdeinschluss vorhandenen Leucittephrites (S 157).

Die Pointcounner-Atnalyse ergab:

Grundmasse	76 %
Leucit	4,5%
Pyroxen	4 %
Plagioklas	3,5%
Sanidin	10 %

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemische Analyse des Gesteines 49 ergab:

Tabelle 5

	7
SiO ₂	53,2
Al ₂ O ₃	19,5
Fe ₂ O ₃	5,0
FeO	1,1
MnO	0,14
MgO	2,0
CaO	6,3
Na ₂ O	2,0
K ₂ O	7,5
H ₂ O +	1,9
TiO ₂	0,55
P ₂ O ₅	0,44
	99,63

7 (Schliff 49) Trachyvicoit, Poggio Pilato. Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 6

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
7	163,2	35,2	23,6	20,6	20,6	,70	,40	1,3	} leucomonzonitisch
P	155,0	30,2	25,0	23,4	21,4	,60	,50	1,4	
Q	154,0	34,5	26,4	20,9	18,2	,67	,50	1,4	

P Biotit-Augit-Leucitphrit, Strasse 2 km S. Carlo Sessa-Mignano Roccamonfina. P. ARÉVALO, C. BURRI und M. WEIBEL, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42 (1962), 248. Analytiker: M. WEIBEL.

Q Einschluss, Ermeto, Monte Amiata, F. Rodolico. Atti Soc. Tosc. Sc. nat. Mem. 45 (1935), 37. Analytiker: F. RODOLICO.

Ein Vergleich mit Gesteinen ähnlicher Zusammensetzung (Tab. 6) erlaubt wieder festzustellen, dass Laven, wie sie vom Poggio Pilato gefördert wurden, in der Romanischen, Campanischen und Quartär-Toskanischen Provinz vorkommen, in den Monti Volsini aber bis jetzt noch nicht gefunden wurden.

Die Basis des Gesteines lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
33,6	27,5	11,0	13,6	2,1	5,3	1,3	4,3	0,4	0,9

und die Leucitvariante:

Or	Ab	An	Ab	Lc	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp
34,6	11,3	22,0	5,4	10,8	2,8	3,6	5,7	2,6	0,4	0,9
Na-Or 45,9		Plag 27,4								

Das Gestein ist ein Trachyvicoit.

d) Poggio Seccante

1. Das Vulkangebäude

Der 567 m ü. M. liegende Poggio Seccante liegt genau südlich des Mezzanosees. Ein Krater ist nicht zu erkennen, die Kegelform ist nur sehr schlecht ausgebildet, aber es muss sich um ein eigenes Eruptionszentrum handeln, denn die grosse Lavamenge kann nicht aus dem kleinen, östlich gelegenen P. Pilato stammen. Die geförderte Lava scheint aus einem Flankenausbruch des Pilato zu stammen, welcher den Haupt-Förderschlot „anzapfte“ und so diesen selbst sukzessive stilllegte. So entstand ein getrenntes Eruptionszentrum, welches das ursprüngliche an Magmaförderung weit übertrifft. Der P. Seccante förderte mehr Laven als alle anderen Vulkane im Laterakrater, und der oben beschriebene Versuch einer genetischen Deutung dürfte diesem Umstand Rechnung tragen.

2. Förderprodukte

Noch im Stadium des kleinen Parasitärkegels, nach dem Flankenausbruch, flossen die Laven sicher nach S und vereinigten sich mit denjenigen des Pilato. Ein kleiner Teil scheint noch mehr nach S geflossen zu sein und hat sich wahrscheinlich an einem Hindernis gestaut. Darauf muss eine Periode starker Lockermassenförderung eingesetzt haben, bevor die grosse Lavaemission begann. Der 452 m hohe P. Murcie scheint mir so entstanden zu sein, nachdem die exogenen Kräfte die Tuffmengen von der Lavaaufstauung abgetragen hatten. Seine Lava ist durch Schliff 82 definiert.

Die Zuordnung der Lava, die bei S. Maria di Sala (SE-Ende der Selva del Lamone) im Bachbett der Olpeta (Schliff 91) ansteht, ist nicht möglich, da sie nur auf eine kurze Strecke im Bachbett selbst verfolgbar ist.

Die Laven, welche nach N flossen, vereinigen sich mit jenen des Pilato, und die Abgrenzung gegen den Monte Rosso und seinen Fördermassen ist in einem kleinen Graben des Hügelzuges sichtbar. Durch

ein kleines Tuffband vom Monte Rosso getrennt, flossen die Laven nach W bis zum Fosso della Faggeta, dessen Ostflanke 2,5 km lang die Westbegrenzung des grossen Lavastromes nach S bildet. Viele kleine Gräben durchfurchen den Lavastrom, welcher sonst wegen seiner Vegetation nicht leicht zu verfolgen ist. Die Lava ist uniform und wird durch Schliff 120 charakterisiert. Die weniger auftretenden Fremdeinschlüsse lassen einen genetischen Zusammenhang mit dem Poggio Pilato zu.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation

82 Murcie, leucitreicher Leucittephrit mit Olivin.

Makroskopisch ein frisches, scharf brechendes, dunkles Gestein mit Leuciteinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine fast holokristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Pyroxen mit deutlichem Zonarbau und schlechter Spaltbarkeit. Ein deutlich zonares Exemplar zeigt im Kern $2V = 70^\circ$, am Rand $2V = 60^\circ$, c/n_γ im Kern $= 54^\circ$ und am Rand 42° . Achsendispersion: B $\rho > \nu$ schwach. Wenig Olivin mit optisch neutralem Charakter und spärlich Plagioklas An 80. Die Grundmasse besteht aus stark zonaren Alkalifeldspäten, idiomorphem Leucit, polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas An 70, Pyroxenmikrolithen und Erz.

91 Maria di Sala, plagioklasreicher Leucittephrit.

Makroskopisch ein frisches, graues Gestein mit Leuciteinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von klaren, grossen Leuciten mit Einschlüssen von Plagioklas und Pyroxen. Plagioklas An 85—90 ist nach dem Roc-Tourné- und Albitgesetz verzwilligt. Pyroxen zeigt gute prismatische Spaltbarkeit, Zonarbau und Zwillinge nach (100). Kaum merkliche Achsendispersion, $2V = 52\text{—}58^\circ$. Die Grundmasse besteht aus Leucit mit symmetrisch angeordneten Einschlüssen von Erz und Glas, Alkalifeldspat, Pyroxenmikrolithen und viel Erz.

120 Seccante, Vicoit.

Makroskopisch ein graues, hartes Gestein mit Leuciteinsprenglingen und Fremdeinschlüssen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Struktur. Die Einsprenglinge sind Sanidin mit kleinem Achsenwinkel als Karlsbader Zwillinge, Plagioklas An 90 meist nach Roc-Tourné-Gesetz verzwilligt und mit deutlich erkennbaren Mänteln von Sanidin. Pyroxen ist meist in nesterartigen Agglomerationen mit guter Spaltbarkeit und $2V = 66\text{—}72^\circ$ und $c/n_\gamma = 47\text{—}52^\circ$. Achsendispersion: A nicht dispergiert, B schwach $\rho > \nu$. Die Grundmasse besteht aus Leucit, Alkalifeldspat, Pyroxenmikrolithen und dunklem Glas.

e) Poggio Montione*1. Das Vulkangebäude*

Der Poggio Montione ist sowohl der höchste (612 m ü. M.) als auch der best erhaltene Vulkankegel im Laterakrater. Seine Basis ist kreisrund und hat einen Durchmesser von 1500 m. Er ist neben dem Monte Becco der charakteristischste Fixpunkt des Gebietes. Die kleine Erhebung im NE, wo sich der frühere Abbau von Schwefel befindet, bildet einen unscheinbaren Nebenkegel des Montione. Der Lavasaum, der ihn im N und E umgibt, erreicht im N beim Ponte di Quarceroa den Monte Calveglio di Latera, und die Olpeta konnte offensichtlich erst nach einiger Zeit sich durch das entstandene Hindernis durcharbeiten. Die sehr geringen Höhenunterschiede im westlich gelegenen Piano Sante lassen schliessen, dass die Olpeta zuerst gestaut wurde.

2. Förderprodukte

Der eigentliche Kegel besteht zum grössten Teil aus roten Lapilli. Am Fusse des Berges tritt unter dem Tuff im W und NW ein kleiner Lavasaum zutage. Weiter entfernt vom Zentrum, aber auch saumartig, treten die Laven im N beim Ponte di Quarceroa auf; die Schwefelmine liegt auf diesem Saum gegen S. Auf der Höhe des Poggio Paterno wird der Lavastrom gegen den Poggio Montione hin breiter. Im S, in der Piana della Raspa, liegen nur ungeschichtete Tuffe. Der Gipfel an sich wird von derselben Lava gebildet, und ein kleiner Strom ist im SE bis auf 460 m ü. M. hinuntergeflossen.

Die Schächte der ehemaligen Schwefelmine können wegen Einsturzgefahr nicht mehr betreten werden. Nach MODERNI zeigt das Innere des Berges einen domförmigen Bau, in welchem eine 25 m dicke Schicht von durch Schwefel völlig imprägnierter Lava abgebaut wurde (genannt Marmarone, mit ca. 70% Schwefelgehalt). Auch die Lapilli mit einer Mächtigkeit von 1—2 m sollen noch 35% S enthalten. Schliff 62 ist eine Marmaroneprobe aus der Lapillischicht. — Die letzte vulkanische Tätigkeit in Form von H₂S-Exhalation befindet sich in der Regione il Piano, am stärksten südlich des Pian dell'Alberone bei Puzzolaie. Der Kraterboden trägt hier nur eine spärliche Vegetation, ausser auf den Tuffhügeln wie Poggio S. Luce, Fontanella del Cercione und Casa Cacone. Die Laven des Poggio Montione werden durch die Schliffe 125 und 59 charakterisiert.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

59 Montione SE-Saum, Vicoit, Var. Orvietit.

Makroskopisch ein frisches, dunkles Gestein mit Einsprenglingen von Leucit und Pyroxen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge sind Leucite in unterschiedlichen Grössen und deutlicher polysynthetischer Verzwillingung vorhanden. Plagioklas An 89 ist meist in nesterartigen Agglomerationen als Karlsbader Zwilling mit Mänteln von Sanidin vorhanden. Pyroxen ist meist xenomorph, aber mit guter prismatischer Spaltbarkeit und $c/n_\gamma = 37\text{--}45^\circ$ an deutlich zonaren Individuen. Achsendispersion: A nicht dispergiert, B stark $\rho > \nu$. Biotit mit randlicher Pseudomorphose zu Erz ist häufig, Olivin selten. Die Grundmasse besteht aus Leucit, Alkalifeldspat, wenig Plagioklas, Pyroxenmikrolithen und Erz.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	78%
Pyroxen	5%
Plagioklas	5%
Sanidin	2%
Leucit	7%

125 Montione E-Saum, Vicoit, Var. Orvietit (Analyse 8, Tab. 7).

Makroskopisch ein dunkelgraues Gestein mit Leuciteinsprenglingen und schwach poröser Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur mit deutlich hervortretenden Agglomerationen von klaren Leuciteinsprenglingen. Der Plagioklas An 85—90, meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, zeigt deutlichen Zonarbau und stellenweise polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Sanidin mit kleinem Achsenwinkel ist selten und meist xenomorph. Pyroxen zeigt unterschiedliche Grösse, schlechte Spaltbarkeit, Zonarbau und Zwillinge nach (100) mit $c/n_\gamma = 39\text{--}42^\circ$. Achsendispersion: A nicht dispergiert, B schwach $\rho > \nu$. Brauner Biotit mit randlicher Pseudomorphose zu Erz. Die Grundmasse besteht aus Leucit, polysynthetisch verzwillingtem Plagioklas An 70, Pyroxenmikrolithen und Erz.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	82%
Leucit	4%
Pyroxen	12%
Plagioklas	2%
Sanidin weniger	1%

62 Miniera di Zolfo, solfatarisch umgewandelter Trachyt.

Makroskopisch ein weisses, muschelig brechendes Gestein mit aufblitzenden Feldspatkristallen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine schaumig-milchige Grundmasse mit Einsprenglingen von Sanidin mit kleinem Achsenwinkel als Karlsbader oder Baveno-Zwillinge mit angedeuteter gitterartiger, polysynthetischer Verzwilligung und deutlichem Zonarbau. Plagioklas An 85 ist selten, desgleichen Pyroxenskelette. Die Grundmasse ist wahrscheinlich solfatarisch zersetzt und getrübt. Angesichts des grossen Sanidingehaltes dürfte es sich um einen umgewandelten Trachyt handeln.

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemische Analyse des Gesteines 125 ergab:

Tabelle 7

	8
SiO ₂	52,0
Al ₂ O ₃	18,2
Fe ₂ O ₃	4,0
FeO	2,4
MnO	0,12
MgO	2,8
CaO	7,8
Na ₂ O	2,3
K ₂ O	8,4
H ₂ O +	0,9
TiO ₂	0,55
P ₂ O ₅	0,43
	99,70

8 (Schliff 125): Vicoit, Var. Orvietit, Poggio Montione. Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 8

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
8	145,8	30,1	25,7	22,9	21,2	,70	,50	1,2	leukomonzonitisch
d	139,0	29,0	30,0	23,0	18,0	,64	,48	2,9	monzonitisch
R	142,0	32,0	23,5	20,5	24,0	,70	,40	1,8	monzonitsyenitisch
d	Leucittephrit, Toscanella, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 86. Analytiker: H. S. WASHINGTON.								
R	Leucittephrit, Poggio Cotognola b. Bracciano, Regione Sabazia. H. S. WASHINGTON (1906), 87. Analytiker: H. S. WASHINGTON.								

Wie aus Tab. 8 ersichtlich, wurden sowohl in der Vulsinischen als auch in der Sabatinischen Subprovinz ähnliche Laven gefördert.

Die Basis berechnet sich zu:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
28,1	30,0	12,5	8,9	6,3	4,2	2,9	5,8	0,4	0,9

und die dazugehörige Leucitvariante lautet:

Or	Ab	An	Ab	Lc	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp
18,0	6,0	15,8	3,9	33,6	8,4	1,1	7,7	4,2	0,4	0,9
Na-Or 24,0		Plag 19,7								

Der Mineralbestand entspricht einem Vicoit. Gegenüber den Laven des P. Pilato zeichnet sich die Lava des P. Montione entsprechend dem niedrigeren Si durch eine wesentlich grössere Leucitmenge aus.

f) Poggio Paterno

1. Das Vulkangebäude

Der Poggio Paterno ist ein unscheinbarer Tochtervulkan des Montionevulkans und liegt im SE desselben. Er erreicht eine Höhe von 502 m ü. M. Er hat elliptische Form mit Achsen von 500 und 350 m.

2. Förderprodukte

Der ganze Kegel besteht aus denselben roten Lapilli wie der Montione, und der schon erwähnte kleine Lavastrom an seiner Peripherie im E und SE kann von dem einen oder anderen der beiden Zentren stammen. Dieser Lavastrom wird durch Schliff 58 charakterisiert.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation

58 Paterno E-Seite, glasreicher Leucittephrit-Vicoit.

Makroskopisch ein etwas unfrisch erscheinendes Gestein mit viel Leucit in der Grundmasse und Augiteinsprenglingen. Schwach poröse Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Grundmasse mit Einsprenglingen von klarem Leucit, Plagioklas An 90 mit Karlsbader oder polysynthetischen Albitzwillingen mit Glaseinschlüssen. Plagioklas bildet mit Pyroxen nesterartige Agglomerationen. Pyroxen ist häufig, zeigt Zonarbau, Sanduhrstruktur und $2V = 50-56^\circ$ und $c/n_\gamma = 36-39^\circ$. Achsendispersion: A deutlich $\rho > \nu$, B nicht dispergiert. Biotit ist fuchsrot mit deutlichem Pleochroismus, Olivin ist spärlich vorhanden. Die Grundmasse besteht aus Leucit, Alkalifeldspat, viel dunklem Glas und Pyroxenmikrolithen.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	88%
Leucit	1%
Pyroxen	10%
Plagioklas	1%

g) Monte Starnina*1. Das Vulkangebäude*

Der Monte Starnina liegt an der südöstlichen Peripherie des Laterawalles, erreicht eine Höhe von 620 m ü. M. und hatte mindestens zwei Nebenkrater. Im SW ist ein weiterer kleiner Kegel mit 606 m Höhe bei Madonna dell'Eschia vorhanden. Deutlich als weiteres Eruptionszentrum erkennbar ist aber nur der im N sich anschliessende Kegel von Valentano. Der Monte Starnina ist dicht bewaldet, aber an der Strasse im W, N und E bilden grosse Steinbrüche, in welchen die Tuffe als Baumaterial abgebaut werden, ausgezeichnete Aufschlüsse.

2. Förderprodukte

Der Monte Starnina scheint eine ähnliche Entstehung zu haben wie der Monte Montione. Die Lavaströme sind an seiner Basis ausgetreten, wobei das Vulkangebäude selbst ausschliesslich aus Tuffen aufgebaut wurde. Der Kegel besteht aus Wurfslaggen und Lapilli, welche meist dunkelgrau bis schwarz sind (daher der volkstümliche Name Monte Nero) und im E und N eine wunderbare Schichtung zeigen. Beim Steinbruch im W bei Km 30,9 der Strasse Canino-Valentano liegen die Tuffe horizontal und scheinen nicht mehr direkt am Aufbau des Kegels beteiligt zu sein, sondern sind schon auf horizontaler Oberfläche abgelagert worden. Die Farbe dieser horizontal liegenden Tuffe wechselt sehr, nur in den höchsten Partien kommen die andernorts am Aufbau des Kegels teilnehmenden schwarzen Lapilli vor. Die Tuffe sind reich an Einschlüssen von leucitführenden Laven verschiedener Typen, welchen die Schliffe 159 und 162 entsprechen. Sie stammen durchwegs von einer Schicht in 540 m Höhe, welche sich durch besonderen Reichtum an solchen Einschlüssen auszeichnet. An der Basis des Kegels treten verschiedene Lavaströme aus: Westlich von Valentano, am Boden des Laterakraters, erkennt man ein kleines Blockfeld, dessen Lava durch Schliff 95 charakterisiert ist. Südlich von Valentano, an der Strassenkreuzung Valentano-Canino/Valentano-Ischia di Castro erkennt man dieselbe Lava nochmals. Der grösste Lavastrom bedeckt im E und SE die Regione Felcete. Sowohl an der Strasse nach Capodimonte als auch an derjenigen nach Piansano (Km 20,2, resp. Km 0,9) kann man ihn gut erkennen. Er wird durch Schliff 98 gekennzeichnet.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

95 P 432 östl. Valentano, Leucittephrit mit Olivin. Var. Ottajanit (Analyse 9, Tab. 9).

Makroskopisch ein rauhes Gestein mit weisslicher Grundmasse und vielen Augiteinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Augit in wechselnder Grösse, mit starkem Zonarbau, Sanduhrstruktur mit Verzwillingung nach (100), schlechter Spaltbarkeit und $2V = 45-53^\circ$. Achsendispersion: A schwach, B deutlich $\rho > \nu$. Olivin mit optisch neutralem Charakter. Grundmasse: xenomorpher Leucit, polysynthetisch verzwillingter Plagioklas An 65, Pyroxenmikrolithen und Erz.

98 bei Km 20,2 der Strasse Valentano-Capodimonte, olivinführender Leucittephrit, Var. Ottajanit.

Makroskopisch ein sehr poröses, frisches und dunkles Gestein.

Unter dem Mikroskop erkennt man holokristallin-porphyrische Struktur mit nur Einsprenglingen von Pyroxen in gleicher Ausbildung wie in 95 und weniger Olivin mit optisch neutralem Charakter. Ein Porenrand zeigt etwas Ilmenit in charakteristischen Skeletten sowie reihenförmig angeordnete Magnetitkörner. Die Grundmasse besteht aus xenomorphem Leucit, polysynthetisch verzwillingtem Plagioklas An 65—70, wenig grünlichen Pyroxenmikrolithen und Erz.

162 Block im Tuff, Leucittrachyt.

In jeder Hinsicht identisch mit 166, Block im Tuff, Westgraben Calveglio di Latera (Vepe-Krater).

159 Block im Tuff, Westprofil Monte Starnina. Leucittephrit.

Makroskopisch ein helles und frisches Gestein, schwach porige Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Die Einsprenglinge sind: klarer Leucit mit Einschlüssen von Plagioklas und Pyroxenskeletten, Plagioklas mit Sanidinmantel und deutlichem Zonarbau, nach Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt, stellenweise mit Glaseinschlüssen. Sanidin als Karlsbader Zwillingspärchen. Pyroxen ist xenomorph, mit schlechter Spaltbarkeit und nicht häufig. Die Grundmasse besteht aus idiomorphen, polysynthetisch und einfach verzwillingten Plagioklasleisten, runden Leuciten, viel Erz und wenig Pyroxenmikrolithen.

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemische Analyse des Gesteines 98 ergab:

Tabelle 9

	9
SiO ₂	48,6
Al ₂ O ₃	16,4
Fe ₂ O ₃	3,3
FeO	4,9
MnO	0,14
MgO	5,8
CaO	11,6
Na ₂ O	1,6
K ₂ O	5,1
H ₂ O +	1,0
TiO ₂	0,7
P ₂ O ₅	0,43
	99,57

9: (Schliff 98) Leucittephrit (Var. Ottajanit), olivinführend. Monte Starnina Km 20,2 der Strasse Valentano–Capodimonte. Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 10

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
9	115,1	22,9	36,3	29,4	11,4	,67	,60	1,3	antsohitisch
h	106,0	21,7	37,5	30,3	10,7	,65	,60	1,5	antsohitisch
i	107,0	23,2	35,6	30,1	11,1	,60	,60	1,5	antsohitisch
S	118,0	24,0	36,5	27,5	12,0	,60	,50	2,6	sommaitossipisch/ antsohitisch
h	Leucitit, SE Crocefisso b. Valentano, Monti Volsini, C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.								
i	Leucitit, Kap zwischen Monte Bisenzio und Capodimonte, Monti Volsini, C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.								
S	Ottajanit, Block von Ottajano, Vesuv. A. LACROIX, C. R. Ac. Sc. Paris 165 (1917), 485. Analytiker: RAOULT.								

Der Vergleich mit den Niggliwerten anderer Laven der Romanischen und Campanischen Provinzen und der Vulsinischen Subprovinz im besonderen zeigt, dass es sich hier um einen häufig vorkommenden Magmatypus handelt (Tab. 10).

Die Basis lautet:

Q	Kp	Nc	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
26,2	18,3	8,8	13,7	9,9	3,6	5,9	12,2	0,5	0,9

und die dazugehörige Leucitvariante:

Or	Ab	An	Ab	Lc	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
3,5	1,1	22,4	5,6	28,8	13,2	4,7	11,7	3,6	0,4	3,6	0,5	0,9
Na-Or 4,6		Plag 28,0						Ol 4,0				

Das Gestein entspricht einem Leucittephrit, Var. Ottajanit, olivin-führend.

h) Monte Valentano

1. Das Vulkangebäude

Wie schon erwähnt, wird der Valentanokegel hier als Zwillings- oder Tochterkegel der Starnina betrachtet. Er ist fast 100 m niedriger (538 m ü. M.) und liegt schon auf der Innenseite des Laterawalles. Seine Kegelform ist gut erhalten, auf ihm liegt das Städtchen Valentano. Tiefe Erosionsfurchen zerteilen den Mantel zur Ebene hin.

2. Förderprodukte

Der ganze Kegel besteht aus roten Lapilli mit eingeschalteten schwarzen Schlacken (Schliff 92).

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation

92 Valentano.

Makroskopisch handelt es sich um rote bis schwarze Schlacken und Lapilli.

Unter dem Mikroskop erkennt man neben grossen, unregelmässigen Poren eine hypo- bis kryptokristalline Grundmasse, in welcher nur Feldspat erkenntlich ist. Als Einsprenglinge erkennt man xenomorphe Pyroxene, durch Glaseinschlüsse getrübbten Plagioklas und Olivin mit optisch neutralem Charakter. Der Gehalt an Einsprenglingen schwankt sehr.

i) Monte San Magno

1. Das Vulkangebäude

Der Monte San Magno bildet die höchste Erhebung des ganzen Gebietes, da er dem dort gut erhaltenen Laterawall aufgesetzt ist. Er erreicht 639 m ü. M., und als einziges Vulkangebäude zeigt er sowohl

die Kegelform wie einen kleinen, eingebrochenen Krater. Die effektive Kegelhöhe beträgt nur ungefähr 40 m, und der von Vegetation überwucherte Krater weist nur einige Meter Tiefe auf.

2. Förderprodukte

Ein kleiner Lavastrom ist nach N und dann auf ca. 250 m den alten Laterakegel nach E hinuntergeflossen. Seine Lava ist durch Schliff 65 charakterisiert.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung und Klassifikation

65 San Magno, leucitreicher, olivinführender Leucittephrit, Var. Ottajanit.

Makroskopisch ein etwas angewittertes, dunkles Gestein mit Einsprenglingen von Pyroxen. Poröse Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine hemikristallin-porphyrische Grundmasse. Als Einsprenglinge treten nur grüne Augite mit unterschiedlicher Grösse und schlechter Spaltbarkeit auf. Sie zeigen meist entlang den Spaltrissen starke Vererzung. Zonarbau ist häufig, ebenso Zwillinge nach (100). $2V = 60-64^\circ$ und $c/n_\gamma = 36-38^\circ$. Achsendispersion schwach und nicht sicher diagnostizierbar. Untergeordnet sind kleine Leucite, etwas zonarer Plagioklas An 80 und Olivin mit optisch neutralem Charakter erkennbar. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Leucit mit vielen symmetrisch angeordneten Einschlüssen von Erz und Glas, Pyroxenmikrolithen und dunklem Glas.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	70%
Leucit	7%
Pyroxen	13%
Plagioklas	5%
Poren	5%

Die bisher besprochenen Eruptionszentren förderten alle leucitische Laven. Wie eingangs erwähnt, folgt die Besprechung jener Zentren, welche trachyandesitisches, also höher silifizierte Magmen förderten, zum Schluss.

k) Monte Becco

1. Das Vulkangebäude

Der Monte Becco befindet sich im W des Mezzanosees auf jenem Teil des Laterawalles im W, der anscheinend vor der Vepeeruption einge-

stürzt ist. Seine Kegelform ist sehr gut erhalten, und sein Gipfel ist, wie für die Gegend charakteristisch, bewaldet. Sein höchster Punkt liegt auf 556 m ü. M., das sind rund 70 m über der Kraterebene des Laterakraters. Seine Basis misst kaum 750 m, und in 250 m Entfernung nach SW befindet sich ein anderer kleiner Kegel, welcher vielleicht ein Sekundärkrater gewesen ist.

2. Förderprodukte

Der Monte Becco an sich besteht aus Lapilli, desgleichen der Hügel im SW. Am östlichen Teil der Landstrasse, die ihn umfährt, erkennt man grosse Wurfslacken in den Lapilli. Ein Blockstrom dehnt sich im N von C. Crognoleta nach NE bis C. Grattacapo aus. Im NW lässt sich der Strom von C. Cantinaccia über il Voltoncino nach Dogana im SW verfolgen, und zwar immer in ungefähr 750 m vom Monte-Becco-Gipfel entfernt. Erst südwestlich des kleinen Kegels, welcher deutlich als Lapillikegel von der Lava zu trennen ist, erreicht der Strom grosses Ausmass und bedeckt im W das Gebiet der Selva del Lamone und im S die Regione Botte. Es wird hier angenommen, dass sich die Laven von Monte Becco und seinem Nebenkegel mit jenen des Semonte (heute eine Erhebung mitten im Lavastrom im Selva del Lamone) vereinigten. Die Lapillituffe bedecken die Ebene des C. Monte Becco und die Westseite des Fosso della Faggeta. Die flache, bewachsene Mulde gegen den Monte Rosso hin erlaubt keine Trennung der Tuffe.

Die Laven des Gebietes variieren nur in ihrem Porenvolumen und sind durch Schliff 23 gekennzeichnet.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

23 Grattacapo und Selva del Lamone, Strasse Dogana–Mad. di Sola, Trachybasalt (Analyse 10, Tab. 11).

Makroskopisch ein frisches, hellgraues Gestein mit Feldspateinsprenglingen. Poröse Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten auf: viel Pyroxen mit schlechter Spaltbarkeit und unregelmässigem Zonarbau, $2V = 58\text{--}64^\circ$ und $c/n_\gamma = 37\text{--}42^\circ$. Bei gut ausgebildetem Zonarbau zeigt der Kern $2V = 50^\circ$ und der Mantel $2V = 62^\circ$. Achsen dispersion: A kaum wahrnehmbar $\rho > \nu$, B nicht dispergiert. Der Plagioklas An 90 hat durchwegs Glaseinschlüsse und ist deutlich zonar, die Zwillinge vorwiegend nach dem Karlsbader Gesetz. Sanidin, ebenfalls Karlsbader Zwillinge selten, aber

als Mantel um Plagioklas deutlich erkennbar. Olivin mit $2V \pm 90^\circ$. Die Grundmasse besteht aus polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas, etwas Sanidin, Pyroxenmikrolithen und Erz.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	85	%
Pyroxen	11	%
Olivin	2	%
Plagioklas	1,5	%
Sanidin weniger	1	%

24 Grattacapo, Trachybasalt (Analyse 11, Tab. 11).

In jeder Beziehung identisch 23, jedoch frischer.

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Von den Laven des Monte Becco wurde eine chemische Analyse ausgeführt, um diese mit den Laven der Selva del Lamone vergleichen zu können. Es stand mir dazu eine chemische Analyse von Selva del Lamone von Prof. C. Burri zur Verfügung (Analyse 10), welche hier zur Charakterisierung des Eruptionszentrums Semonte dient.

Tabelle 11

	10	11
SiO ₂	52,5	52,2
Al ₂ O ₃	16,1	15,7
Fe ₂ O ₃	2,2	2,3
FeO	3,7	3,8
MnO	0,13	0,12
MgO	7,5	7,5
CaO	9,2	9,8
Na ₂ O	2,75	2,45
K ₂ O	4,2	4,0
H ₂ O +	0,4	0,5
TiO ₂	0,7	0,65
P ₂ O ₅	0,2	0,24
	99,58	100,26

10: Trachybasalt, Selva del Lamone, Strasse Dogana-Madonna di Sola. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.

11: Trachybasalt, Monte Becco. Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 12

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
10	129,0	23,2	39,6	24,1	13,1	,50	,70	1,3	monzonitdioritisch
11	128,0	22,7	39,6	25,8	11,9	,52	,69	1,3	sommaitdioritisch
T	132,0	22,9	44,6	21,7	10,8	,32	,57	3,1	sommaitdioritisch
U	127,0	22,5	40,1	25,7	11,7	,76	,63	2,0	sommaitdioritisch

T Olivinandesit, Punta dello Zenobitò, Capraja, Tosc. Inseln. F. ROCOLICO, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. 47 (1938), 187. Analytiker: F. RODOLICO.

U Einschluss, Monte Amiata, P. ALOISI (1923), 52. Analytiker: Autor.

Wie aus Tab. 12 ersichtlich ist, wurden in der Romanischen Provinz und auf den Toscanischen Inseln ähnliche Gesteine schon gefunden. Die Laven des Monte Becco und der Selva del Lamone sind identisch.

Die Basis für 10 lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
28,6	14,7	14,6	11,5	7,5	2,3	4,5	15,4	0,5	0,4

und die daraus berechnete Äquivalentnorm ergibt:

Q	Or	Ab	An	Ab	Wo	Hy	En	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
-2,5	29,2	9,7	26,2	2,9	10,0	2,7	7,3	11,1	1,4	2,3	0,5	0,4
	Na-Or 38,9		Plag 29,1					Ol 12,5				

was einem sanidinreichen Olivin-Trachybasalt entspricht.

Für die Laven des Monte Becco errechnet sich folgende Basis:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
29,0	14,2	13,2	12,0	8,2	2,4	4,6	15,5	0,5	0,4

welche ebenfalls eine Äquivalentnorm ergibt, die einem Olivin-Trachybasalt entspricht:

Q	Or	Ab	Ab	An	Wo	En	Hy	Fa	Fo	Mt	Ru	Cp
-1,7	23,9	4,9	17,1	20,0	10,9	8,1	2,8	1,3	9,5	2,4	0,5	0,4
	Na-Or 28,8		Plag 37,1					Ol 10,8				

1) Monte Rosso

1. Das Vulkangebäude

Der Monte Rosso bildet die südwestliche Umrandung des Mezzano-sees, sein Gipfel liegt 566 m ü. M. Gegen den See fällt der Hügel steil ab, gegen S und SE trennt ihn nur eine kleine Mulde von den Laven des Pilato und Seccante. Dass er jedoch ein eigenes Eruptionszentrum bildet, zeigen die Aufschlüsse an der Strasse La Capanna-Valentano

und das Auftreten nicht-leucitischer Gesteine, die den Monte Rosso deutlich von den Laven des Pilato und Seccante trennen und in Gegensatz zu diesen Zentren stellen.

2. Förderprodukte

Die oben erwähnte Strasse schneidet den Abhang des Monte Rosso gegen den Mezzanosee, und die dortigen Aufschlüsse lassen erkennen, dass sich seine Tätigkeit auf Lava- und Schlackenwurftätigkeit beschränkt haben muss. Zwischen feinen Lapilli sind grosse Brocken, gedrehte Bomben und Lavafetzen sichtbar. Schliff 119* charakterisiert die grossen Lavabrocken, die Schliffe 100 und 102 sind Blöcke zwischen den Schlacken.

Es soll an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen werden, dass der Lago di Mezzano ein Explosionstrichter ist, dessen Altersstellung als *Nach-Rosso* angenommen werden muss und dass ihm keinerlei Förderprodukte zugeordnet werden können.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

119* N-Abhang Monte Rosso, Trachybasalt (Analyse 12, Tab. 13).

Makroskopisch ein hellgraues, dichtes Gestein mit Feldspat- und Augiteinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten auf: Plagioklas An 89 als polysynthetische Albitzwillinge sowie solche nach dem Roc-Tourné-Gesetz mit deutlichem Zonarbau, immer mit viel Glaseinschlüssen und daher trübe erscheinend. Sanidin als Karlsbader Zwilling ist selten, Pyroxen, meist in Agglomerationen, zeigt gute prismatische Spaltbarkeit mit $2V = 54-61^\circ$ und $c/n_\gamma = 41-42^\circ$. Achsendispersion: A nicht dispergiert, B schwach $\rho > \nu$. Olivin mit optisch neutralem Charakter und Erz als Pseudomorphose nach Biotit. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, einfach und polysynthetisch verzwilligt, wenig Alkalifeldspat, grünen Augitmikrolithen, Biotitschüppchen und Erz.

Die Pointcounter-Analyse ergab folgenden Modus:

Grundmasse	89%
Pyroxen	7%
Plagioklas	3%
Sanidin weniger	1%

100, 102 Block in Schlacken Nordabhang. Leukokrater Trachyt (Analyse 13, Tab. 13).

Makroskopisch ein weisses, zerreibliches Gestein mit aufblitzenden Feldspateinsprenglingen.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine typisch trachytische Struktur. Als Einsprenglinge treten nur Sanidin mit kleinem Achsenwinkel als Karlsbader und Bavenozwillinge auf. Die Grundmasse besteht aus feinsten, fluidal angeordneten Sanidinen und Spuren eines zersetzten Minerals der Sodalithgruppe (?).

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemischen Analysen der Gesteine 119* und 102 ergaben:

Tabelle 13

	12	13
SiO ₂	52,1	59,2
Al ₂ O ₃	17,5	20,1
Fe ₂ O ₃	3,0	2,3
FeO	3,3	0,1
MnO	0,12	0,07
MgO	5,6	1,6
CaO	7,0	1,1
Na ₂ O	2,0	2,45
K ₂ O	4,4	9,8
H ₂ O +	3,7	2,9
TiO ₂	0,7	0,40
P ₂ O ₅	0,27	0,01
	99,69	100,03

12: (Schliff 119*) Trachybasalt, Ciminittypus, Monte Rosso. Analytiker: M. WEIBEL.

13: (Schliff 102) leukokrater Trachyt, Block in Schlacke, Monte Rosso, Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 14

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
12	144,4	28,6	37,3	20,8	13,2	,60	,60	1,2	monzonitdioritisch
V	141,0	26,5	39,5	21,5	12,5	,30	,60	—	monzonitdioritisch
W	143,0	23,7	45,9	18,7	11,7	,40	,60	3,1	lamprosommaitisch
X	153,0	22,5	43,5	19,5	14,5	,76	,71	0,8	lamprosommaitisch
13	229,0	45,8	16,3	4,6	33,3	,73	,57	1,2	granosyenitisch
1	244,8	43,6	15,2	7,2	33,9	,77	,32	1,2	granosyenitisch

V Ciminit, Piano Cigliano, Monti Cimini. V. SABATINI (1912), 506. Analytiker: G. AICHINO.

W Schlacke, Punta dello Zenobitò, Capraja, Toscanische Inseln. F. RODOLICO (1938a), 187. Analytiker: F. RODOLICO.

X Ciminit, La Colonetta, Monti Cimini, H. S. WASHINGTON (1906), 255. Analytiker: H. S. WASHINGTON.

Analyse 13 ist vergleichbar mit Analyse 1 (Pyroxentrachyt, Cercone, Latera), zeichnet sich aber durch etwas höheren si-Wert aus (s. Tab. 2).

Die Basis von 12 lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
33,7	16,3	11,1	16,1	2,3	3,3	4,8	12,0	0,5	0,6

Die Bildung der Standard-Katanorm erfolgt unter Bildung von Plagioklas An 85—90 und Natronsanidin mit 25% Ab. Der Restbetrag von freiem Ab deutet darauf hin, dass die Feldspäte der Grundmasse Ab-reicher sein müssen. Die Modusberechnung der Pyroxene unter Verwendung analysierter Beispiele (siehe Latera s. str.) scheiterte an der Tatsache, dass die vorhandene Menge Cs nur weniger als die Hälfte der modal vorhandenen Pyroxenmenge ergab. Das Vorhandensein von freiem Quarz konnte röntgenographisch bestätigt werden. Der äquivalent-normative Mineralbestand lautet:

Q	Or	Ab	An	Ab	Wo	Hy	En	Mt	Ru	Cp
+0,9	30,0	9,8	21,2	10,8	3,0	3,3	16,0	3,3	0,5	0,6
	Na-Or 39,8		Plag 32,0							

Das Gestein entspricht einem sanidinreichen Trachybasalt vom Ciminittypus.

Die Basis des Gesteins 102 (Analyse 13) lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	C	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
37,6	35,4	13,4	3,4	3,8	2,5	0,2	3,4	0,3	Sp.

Die Analyse zeigt Tonerdeüberschuss, weshalb bei Bildung der Standard-Katanorm Sil auftritt.

Der äquivalentnormative Mineralbestand lautet:

Q	Or	Ab	Ab	An	Sil	En	Mt	Hm	Ru	Cp
+0,8	39,0	14,7	7,7	5,6	5,7	4,4	0,4	1,4	0,3	Sp.
	Na-Or 53,7		Plag 13,3							

Das Gestein entspricht einem leukokraten Trachyt.

m) Monte Spinaio

1. Das Vulkangebäude

Der Monte Spinaio stellt einen sehr gut erhaltenen Kegel dar, welcher 558 m hoch und bewaldet ist. Er befindet sich zwischen dem Poggio

Montione und dem Poggio Pilato. Wie bei den übrigen einzeln stehenden Vulkangebäuden spricht wohl die Kegelform für ein Eruptionszentrum, aber ein Krater ist nicht zu erkennen.

2. Förderprodukte

Seiner trachyandesitischen Lava wegen, welche hier zwischen den Ausbruchsstellen leucitischer liegt, muss er ein eigenes Eruptionszentrum gewesen sein, denn weder Monte Rosso noch eine etwaige Lavaförderung aus dem Mezzanotrichter können für den Lavastrom vom Monte Spinaio nach N verantwortlich sein. Man kann ihn als Lavakuppe bezeichnen, denn es fehlen jegliche Lockermassen, nur ein Verwitterungsboden trägt die Vegetation. Im NW folgt der Strom etwa der Olpeta von Podere la Birba über Punte di Congunano zum Knie der Olpeta und ist als Blockfeld noch am Südrand des Piano Sante erkennbar. Ein kleiner Strom kommt im W bei Podere Fra Viaco zum Vorschein und dürfte mit dem grossen Lavastrom in Verbindung stehen. Die Lockermassenförderung des Monte Rosso oder Mezzano dürfte sich mit der Tätigkeitsphase des Spinaio überschneiden. Die Lava ist durch Schiffe 129 und 37 charakterisiert.

3. Petrographische Gesteinsbeschreibung

37 La Birba, olivinführender Trachyandesit (Analyse 14, Tab. 15).

Makroskopisch ein massiges, dunkelgraues, festes Gestein mit poröser Textur.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine holokristallin-porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten auf: Sanidin mit kleinem Achsenwinkel mit angedeuteter feiner polysynthetischer Verzwillingung. Der Plagioklas erscheint durch zahlreiche Glaseinschlüsse trüb und ist nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt. Es handelt sich um Andesin mit Sanidinmänteln. Pyroxen ist meist in Agglomerationen vorhanden, eher xenomorph, zeigt Zonarbau und randlich stark hellgrüne Färbung durch Ägirinisierung. $2V = 54-65^\circ$ und $c/n_v = 42-45^\circ$. Achsendispersion: A nicht dispergiert, B schwach $\rho > \nu$. Olivin ist spärlich. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, meist polysynthetisch verzwillingt, viel Augitmikrolithen und Erz. Etwas Porenfüllung durch Karbonat.

Die Pointcounter-Analyse ergab:

Grundmasse	83	%
Poren	4—6	%
Pyroxen	10	%
Plagioklas	2,5	%
Sanidin weniger	1	%

129 Spinaio, olivinführender Trachyandesit.

Das Gestein unterscheidet sich von 37 nur durch eine besonders poröse Textur.

4. Chemismus, petrochemische Berechnungen und Klassifikation

Die chemische Analyse des Gesteines 129 ergab:

Tabelle 15

	14
SiO ₂	55,3
Al ₂ O ₃	17,6
Fe ₂ O ₃	3,4
FeO	1,9
MnO	0,12
MgO	4,2
CaO	6,5
Na ₂ O	2,8
K ₂ O	5,1
H ₂ O +	2,0
TiO ₂	0,5
P ₂ O ₅	0,23
	99,64

14: (Schliff 129) olivinführender Trachyandesit, Monte Spinaio. Analytiker: M. WEIBEL.

Tabelle 16

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
14	164,2	30,8	30,8	20,7	17,6	,50	,60	1,1	si-monzonitisch
Y	166,0	28,6	36,7	19,5	14,9	,35	,47	Sp.	monzonitdioritisch
Z	168,0	33,2	27,7	20,7	18,4	,50	,50	1,3	si-monzonitisch

Y Andesit, Monte Scopa, Capraja, Toscanische Inseln. H. EMMONS, Am. J. Sc. 49 (1938), 141. Analytiker: A. RÖHRIG.

Z Vulsinit, Monte Láttani, Roccamonfina. P. ARÉVALO CARRETERO, C. BURRI und M. WEIBEL (1962), 248. Analytiker: P. ARÉVALO CARRETERO.

Tab. 16 zeigt, dass auch die Laven des Monte Spinaio eine schon bekannte chemische Zusammensetzung haben und ausserdem sich von den Laven des Monte Becco und Monte Rosso (s. Tab. 12 und 14) durch höhere si und alk-Werte auszeichnen.

Der Vollständigkeit halber werden hier noch die Niggliwerte von vier weiteren Vulsiniten der Monti Volsini wiedergegeben, obwohl sie sich als Vergleichswerte nicht besonders eignen, da sie höher in si sind (Tab. 17).

Tabelle 17

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Magma
e	198,0	37,1	21,3	13,5	28,1	,66	,43	1,2	leukosyenitisch
l	194,0	37,0	20,2	15,1	25,7	,65	,40	1,2	monzonitsyenitisch
g	201,0	39,5	17,0	14,5	29,0	,64	,34	2,1	leukosyenitisch
m	203,0	38,5	19,0	13,0	29,5	,70	,28	2,1	leukosyenitisch
e	Vulsinit, Ostrand v. Bolsena, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL (siehe Tab. 2).								
l	Vulsinit, Steinbruch Il Giglio, Strasse Orvieto-Bolsena, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.								
g	Vulsinit, Bolsena, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 31. Analytiker: H. S. WASHINGTON (siehe Tab. 2).								
m	Vulsinit, Bolsena, Monti Volsini, H. S. WASHINGTON (1906), 31. Analytiker: H. S. WASHINGTON.								

Die Basis von Analyse 14 lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
35,1	18,4	15,3	12,6	3,3	3,6	2,3	8,9	0,3	0,2

und der äquivalentnormative Mineralbestand:

Q	Or	Ab	An	Ab	Wo	En	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
+3,1	30,8	10,8	14,0	21,8	4,4	7,3	3,5	0,5	3,6	0,3	0,2
	Na-Or 41,6		Plag 35,8				Ol 4,0				

was einem olivinführenden Trachyandesit entspricht. Für den Plagioklas wurde in Analogie zu den optischen Messungen normativ Andesin gebildet.

D. Allgemeine Betrachtungen

I. DIE MAGMENENTWICKLUNG IN DER VULSINISCHEN SUBPROVINZ

Mit dem Ziele, den Chemismus der Lateralaven zu charakterisieren und diese gleichzeitig mit den übrigen Laven der Vulsinischen Subprovinz zu vergleichen, wurden 13 chemische Analysen ausgeführt. Sie wurden anlässlich der Beschreibung der einzelnen Eruptionszentren bereits aufgeführt und sind im folgenden nochmals zusammengestellt:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	61,0	46,6	49,9	55,0	53,8	57,7	53,2	52,0	48,6	52,2	52,1	59,2	55,3
Al ₂ O ₃	18,5	19,8	18,9	20,6	18,9	19,4	19,5	18,2	16,4	15,7	17,5	20,1	17,6
Fe ₂ O ₃	2,55	4,5	4,05	3,4	4,4	2,4	5,0	4,0	3,3	2,3	3,0	2,3	3,4
FeO	0,7	3,7	3,4	0,6	1,3	1,1	1,1	2,4	4,9	3,8	3,3	0,1	1,9
MnO	0,09	0,09	0,15	0,15	0,14	0,10	0,14	0,12	0,14	0,12	0,12	0,07	0,12
MgO	0,8	5,1	3,1	1,2	2,0	1,5	2,0	2,8	5,8	7,5	5,6	1,6	4,2
CaO	1,7	9,8	8,1	3,8	6,7	2,5	6,3	7,6	11,6	9,8	7,0	1,1	6,5
Na ₂ O	2,0	1,5	1,8	2,7	2,4	2,55	2,0	2,3	1,6	2,45	2,0	2,45	2,8
K ₂ O	10,3	5,0	7,6	9,2	7,7	9,7	7,5	8,4	5,1	4,0	4,4	9,8	5,1
H ₂ O+	1,6	2,2	1,7	2,8	1,5	2,8	1,9	0,9	1,0	0,5	3,7	2,9	2,0
TiO ₂	0,4	1,0	0,6	0,4	0,55	0,4	0,55	0,55	0,7	0,65	0,7	0,40	0,5
P ₂ O ₅	0,12	0,43	0,48	0,13	0,36	0,17	0,44	0,43	0,42	0,24	0,27	0,01	0,22
	99,76	99,72	99,78	99,98	99,75	100,32	99,63	99,70	99,56	99,76	99,69	100,03	99,64

Tabelle 18

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	w	Si°	Az°	Magma
1	244,8	43,6	15,2	7,2	33,9	,77	,32	1,2	,74	1,09	,72	granosyenitisch
2	113,9	28,5	34,5	25,6	11,3	,69	,54	1,9	,52	0,87	,55	sommaittonalitisch
3	134,7	29,3	28,8	23,3	17,8	,74	,43	1,3	,52	0,89	,59	normalmonzonitisch
4	185,4	40,9	16,6	13,8	28,7	,70	,37	1,0	,84	0,92	,66	leukosyenitisch
5	162,9	33,6	22,7	21,6	22,0	,68	,40	1,3	,76	0,95	,64	monzonitsyenitisch
6	208,0	41,1	18,0	9,7	31,2	,72	,45	1,1	,50	0,97	,68	leukosyenitisch
7	163,2	35,2	23,6	20,6	20,6	,71	,39	1,3	,81	0,99	,64	leukomonzonitisch
8	145,8	30,1	25,7	22,9	21,2	,71	,45	1,2	,60	0,86	,61	leukomonzonitisch-borolitisch
9	115,1	22,9	36,3	29,4	11,4	,67	,56	1,3	,38	0,85	,55	antsohitisch
10	128,0	22,7	39,6	25,8	11,9	,52	,69	1,2	,20	0,90	,56	monzonitdioritisch
11	144,5	28,6	37,3	20,8	13,2	,60	,62	1,5	,45	1,02	,60	monzonitdioritisch
12	229,0	45,8	16,3	4,6	33,3	,73	,57	1,2	,86	1,02	,70	granosyenitisch
13	164,2	30,8	30,8	20,7	17,6	,54	,60	1,07	,62	1,04	,63	si-monzonitisch

Tabelle 19

	Q	Kp	Ne	Cal	Spi	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Q	L	M
1	40,3	37,2	10,9	4,6	2,2	2,7	0,9	0,6	0,3	0,3	40,3	52,7	8,0
					Cs								
2	27,5	18,2	8,2	20,1	4,3	4,8	4,6	10,8	0,7	0,8	27,5	46,5	26,0
3	28,1	27,6	9,9	12,8	4,9	4,4	4,2	6,6	0,5	1,1	28,1	50,3	21,6
4	33,4	33,4	15,0	10,2	0,4	3,6	0,9	2,5	0,3	0,3	33,4	58,6	8,0
5	32,2	27,9	13,3	10,9	4,0	4,7	1,6	4,2	0,4	0,8	32,2	52,0	16,8
					C								
5	35,8	34,9	14,1	7,2	0,4	2,6	1,4	3,1	0,3	0,3	35,8	56,1	14,2
					Cs								
7	33,6	27,5	11,0	13,6	2,1	5,3	1,3	4,3	0,4	0,9	33,6	52,2	14,2
8	28,1	30,0	12,5	8,9	6,3	4,2	2,9	5,8	0,4	0,9	28,1	51,5	20,4
9	26,2	18,3	8,8	13,7	9,9	3,6	5,9	12,2	0,5	0,9	26,2	40,9	32,9
10	29,0	14,2	13,2	12,0	8,2	2,4	4,6	15,5	0,5	0,4	29,0	39,4	31,6
11	33,7	16,3	11,1	16,1	2,3	3,3	4,1	12,0	0,5	0,6	33,7	43,5	22,8
					C								
12	37,6	35,4	13,4	3,4	3,8	2,5	0,2	3,4	0,3	Sp.	37,6	—	—
					Cs								
13	35,1	18,4	15,3	12,6	3,3	3,6	2,3	8,9	0,3	0,2	35,1	46,3	18,6

- 1 Pyroxentrachyt, Block im Tuff, Cercone. Analytiker: M. WEIBEL.
- 2 Leucitführender Augit-Biotit-Monzonit, Block im Tuff, Ruotagraben. Analytiker: M. WEIBEL.
- 3 Vicoit, Var. Orvietit, Casa Gallicella. Analytiker: M. WEIBEL.
- 4 Leucitreicher Leucittephrit, Casa del Seminario. Analytiker: M. WEIBEL.
- 5 Feldspatreicher Vicoit, Monte Calveglio, Ostseite. Analytiker: M. WEIBEL.
- 6 Leucitführender Sanidinit, Block, Filetta, Vepe. Analytiker: M. WEIBEL.
- 7 Feldspatreicher Vicoit, Poggio Pilato. Analytiker: M. WEIBEL.
- 8 Vicoit, Var. Orvietit, Poggio Montione. Analytiker: M. WEIBEL.
- 9 Leucit-Tephrit mit Olivin, Var. Ottajanit, Monte Starnina. Analytiker: M. WEIBEL.
- 10 Trachybasalt, Monte Becco. Analytiker: M. WEIBEL.
- 11 Sanidinreicher Trachybasalt, Ciminittypus, Monte Rosso. Analytiker: M. WEIBEL.
- 12 Leucokrater Trachyt, Block in Schlacken, Monte Rosso. Analytiker: M. WEIBEL.
- 13 Olivinführender Trachyandesit, Monte Spinaio. Analytiker: M. WEIBEL.

In den folgenden Tabellen sind noch die Werte von 18 weiteren Analysen aus dem Gebiete der Monti Volsini aufgeführt; davon wurden 8 durch H. S. WASHINGTON publiziert, während 10 weitere, bisher unveröffentlichte, mir von Prof. C. Burri zur Verfügung gestellt wurden.

Tabelle 20

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
SiO ₂	62,1	62,4	50,24	51,21	58,0	55,07	57,95	47,0	46,7
Al ₂ O ₃	17,3	16,8	18,43	18,28	18,5	20,83	19,33	16,3	17,2
Fe ₂ O ₃	2,65	1,6	2,54	3,07	3,25	2,12	3,03	4,15	6,85
FeO	2,2	3,2	5,56	4,19	1,2	1,99	1,12	4,3	2,0
MnO	0,13	0,12	—	—	0,12	0,12	—	—	0,17
MgO	1,0	0,95	3,65	3,47	1,8	1,0	1,12	6,5	5,8
CaO	3,0	3,1	7,83	7,86	3,7	3,37	3,93	12,5	12,3
Na ₂ O	2,8	2,7	2,45	2,49	2,9	4,0	3,10	1,75	2,1
K ₂ O	7,2	7,4	7,45	6,60	8,5	8,65	8,55	4,8	4,4
H ₂ O+	0,7	1,0	0,36	0,56	1,0	0,77	0,54	0,9	0,8
TiO ₂	0,46	0,48	1,19	1,43	0,52	0,59	0,82	0,91	0,88
P ₂ O ₅	0,2	0,22	0,47	0,35	0,25	0,82	0,20	0,39	0,37
	99,74	100,00	100,55	99,77	99,74	99,73	99,80	99,76	99,67
	k	l	m	n	o	p	q	r	s
SiO ₂	52,5	57,7	58,21	46,9	48,4	47,39	44,89	55,85	47,1
Al ₂ O ₃	16,1	18,7	18,88	17,4	17,5	14,79	12,37	18,34	18,6
Fe ₂ O ₃	2,2	2,7	4,07	6,1	5,5	3,1	3,31	3,77	5,8
FeO	3,7	1,75	0,87	2,2	2,7	5,08	4,35	1,88	1,95
MnO	0,13	0,12	—	0,15	0,16	—	—	—	0,20
MgO	7,5	1,6	0,98	6,0	5,0	6,77	13,71	1,73	3,90
CaO	9,2	4,2	3,58	11,2	11,2	11,61	12,95	3,84	9,60
Na ₂ O	2,75	3,0	2,57	2,3	2,3	1,49	1,02	3,39	2,20
K ₂ O	4,2	8,4	9,12	5,1	5,0	6,93	3,66	8,77	8,0
H ₂ O+	0,40	0,7	0,74	0,8	0,8	0,77	1,59	1,14	1,3
TiO ₂	0,70	0,52	0,82	0,81	0,8	0,45	0,95	0,59	0,66
P ₂ O ₅	0,21	0,23	0,2	0,36	0,36	0,15	0,23	0,38	0,42
	99,60	99,35	100,09	99,52	99,77	99,92	99,42	99,68	99,70

Tabelle 21

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	w	Si°	Az°	Magma
a	237,0	39,2	20,7	12,2	27,9	,63	,26	1,4	,51	1,18	0,71	granosyenitisch
b	239,0	38,0	21,0	12,7	28,3	,64	,27	1,4	,31	1,15	0,71	granosyenitisch
c	130,0	28,0	31,5	21,5	19,0	,67	,45	2,3	,28	0,77	0,56	monzonitisch
d	139,0	29,0	30,0	23,0	18,0	,64	,48	2,9	,30	0,85	0,58	monzonitisch
e	198,0	37,1	21,3	13,5	28,1	,66	,43	1,2	,70	1,0	0,67	leukosyenitisch
f	183,0	40,5	16,0	12,0	31,5	,59	,32	2,0	,52	0,84	0,65	leukosyenitisch
g	201,0	39,5	17,0	14,5	29,0	,64	,34	2,1	,81	1,0	0,67	leukosyenitisch
h	106,0	21,7	37,3	30,3	10,7	,65	,59	1,5	,46	0,81	0,52	antsohitisch
i	107,0	23,2	35,6	30,1	11,1	,58	,55	1,5	,75	0,84	0,53	shonkinitmissouritisch
k	129,0	23,2	39,6	24,1	13,3	,49	,69	1,3	,35	0,89	0,56	monzonitdioritisch
l	194,0	37,0	20,2	15,1	25,7	,65	,40	1,2	,59	0,96	0,66	monzonitsyenitisch
m	203,0	38,5	19,0	13,0	29,5	,70	,28	2,1	,80	0,95	0,68	leukosyenitisch
n	109,0	23,8	36,9	27,5	12,7	,59	,58	1,4	,71	0,81	0,53	sommaitisch
o	116,0	24,8	33,4	28,8	13,0	,59	,53	1,4	,64	0,84	0,55	sommaitossipisch
p	109,0	20,0	38,0	28,5	13,5	,75	,61	2,5	,35	0,76	0,52	shonkinitmissouritisch
q	87,0	14,5	52,0	27,0	6,5	,70	,72	1,4	,41	0,72	0,47	kajanitisch
r	181,0	35,0	22,5	13,5	29,9	,63	,37	1,4	,65	0,90	0,65	monzonitsyenitisch/ leukosommaitisch
s	117,0	27,1	29,6	25,4	17,9	,71	,49	1,2	,73	0,75	0,55	sommaitisch, Grenzfall

Tabelle 22

	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	cp	Q	L	M
a	42,1	26,0	15,3	8,1	0,1	2,8	2,8	2,1	0,3	0,4	42,1	49,4	8,5
b	42,2	26,6	14,8	7,3	0,7	1,7	4,0	2,0	0,3	0,4	42,2	48,7	9,1
c	25,5	26,6	13,3	10,0	5,7	2,7	6,6	7,6	0,8	1,1	25,5	50,0	24,5
d	28,8	23,6	13,5	11,6	5,2	3,2	4,9	7,3	1,0	0,9	28,8	48,7	22,5
e	35,5	30,3	15,8	7,5	1,4	3,4	1,6	3,8	0,3	0,4	35,5	53,6	10,9
f	31,2	30,8	21,8	7,9	0,8	2,3	2,2	2,1	0,6	0,3	31,2	60,5	8,3
g	35,4	32,9	13,8	9,4	0,7	4,4	1,0	2,0	—	—	35,4	56,2	8,4
h	23,7	17,2	9,5	13,7	11,3	4,4	5,2	13,6	0,6	0,8	23,7	40,4	35,9
i	24,1	15,8	11,5	14,9	10,5	7,2	2,5	12,2	0,6	0,7	24,1	42,2	33,7
k	28,6	14,7	14,6	11,5	7,5	2,3	4,5	15,4	0,5	0,4	28,6	40,8	30,6
l	34,9	29,9	16,3	7,7	2,0	2,9	2,2	3,4	0,3	0,4	34,9	53,9	11,2
m	35,6	32,9	14,1	7,6	1,3	4,4	1,1	2,1	0,6	0,3	35,6	54,6	9,8
n	23,4	18,2	12,5	13,4	9,4	6,4	2,8	12,6	0,6	0,7	23,4	44,1	32,5
o	25,5	17,9	12,5	13,7	9,4	5,8	3,4	10,5	0,6	0,7	25,5	44,1	30,4
p	21,4	24,5	8,1	8,1	12,4	3,2	6,0	14,1	1,0	1,1	21,4	40,8	37,8
q	18,4	13,8	5,7	3,0	18,7	3,7	5,4	30,1	0,7	0,3	18,4	22,5	59,1
r	31,3	31,6	18,5	5,2	2,4	4,0	2,2	3,6	0,4	0,8	31,3	55,3	13,4
s	22,1	28,7	12,0	10,5	8,5	6,2	2,5	8,2	0,5	0,8	22,1	51,2	26,7

- a Trachyt, San Lorenzo Nuovo, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- b Wie a, andere Probe. Analytiker: M. WEIBEL.
- c Leucittephrit, Monte Cavallo, Orvieto, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 101. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- d Leucittephrit, Toscanella, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 86. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- e Vulsinit, Ostrand von Bolsena, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- f Leucittrachyt, Proceno, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 43. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- g Vulsinit, Bolsena, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 31. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- h Leucitit, SE Crocefisso b. Valentano, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- i Leucitit, Kap zwischen Monte Bisenzio und Capodimonte, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- k Trachyandesit, Selva del Lamone, Strasse Dogana-Madonna di Sola, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- l Vulsinit, Steinbruch, Il Giglio, Strasse Orvieto-Bolsena, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- m Vulsinit, Bolsena, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 31. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- n Leucittephrit, 2 km SW Monte Bisenzio, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.

- o Leucittephrit, Monte Bisenzio, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.
- p Leucitit, Monte Jugo, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 124. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- q Leucitbasanit, Fiordine, Montefiascone, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 126. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- r Leucitrachyt, Bagnorea b. Orvieto, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 67. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- s Leucittephrit (leucitreich), 4 km S Bolsena an der Via Cassia, Monti Volsini. C. BURRI, unpubl. Analytiker: M. WEIBEL.

Um einen ersten Überblick über die chemischen Verhältnisse in der Vulsinischen Subprovinz zu erhalten, wurden *al*, *fm*, *c* und *alk* in Abhängigkeit von *si* aufgetragen (Fig. 8). Es zeigt sich, dass die *si*-Werte überwiegend zwischen 110 und 210 liegen und dass die Lateralaven sich gut in die Punktfelder einordnen, wobei sie deutlich die *si*-Lücke zwischen 140 und 170 ausfüllen. Die Trachyte von San Lorenzo Nuovo und der Pyroxentrachytauswürfling von Cercone (Analyse 1) zeichnen sich durch einen bedeutend höheren *si*-Wert aus und sind vom Hauptfeld durch eine Lücke von *si* 210 bis *si* 230 getrennt. Am deutlichsten tritt aber in Fig. 5 die Tatsache in Erscheinung, dass die Projektionspunkte eine derart grosse Streuung aufweisen, dass das Zeichnen von mittleren Variationskurven zur Charakterisierung des Provinzialtypus ganz unmöglich ist. Dies gilt vor allem für die *alk*-Werte. Es besteht kein Zweifel darüber, dass eine derart grosse Streuung ihre besondere Ursache haben muss, und eine nähere Betrachtung der Silifizierungsverhältnisse bestätigt dies. Anstatt der durch A. RITTMANN (1933) anlässlich seiner Untersuchungen des Vesbischen Vulkans entwickelten und angewandten Methode zur Betrachtung der Silifizierungsverhältnisse wurde hier die von C. BURRI (1962d) gegebene Modifikation derselben benutzt, welche das Oxydationsverhältnis des Eisens und den Gehalt an TiO_2 und P_2O_5 und ZrO_2 berücksichtigt. Die benutzten Formeln für den „Normalfall“ (das heisst weder Tonerdeüberschuss noch Alkaliüberschuss vorhanden), nach welchen die Si° - und Az° -Werte der Lateralaven sowie sämtlicher Vergleichsgesteine berechnet wurden, lauten:

$$\text{Si}^\circ = \frac{\text{si}}{100 + 4 \text{ alk} - 3/2 \text{ fm} (1 - \text{mg}) \text{ w} + 2 \text{ p} + \text{zr}},$$

$$\text{Az}^\circ = \frac{\text{si}}{\text{si} + 100 - 1/2 \text{ fm} (1 - \text{mg}) \text{ w} + \text{ti} + \text{p} + \text{zr}}.$$

Dabei bedeutet $\text{w} = \frac{2 \text{ Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2 \text{ Fe}_2\text{O}_3} = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$ = das Oxydationsverhältnis des Eisens.

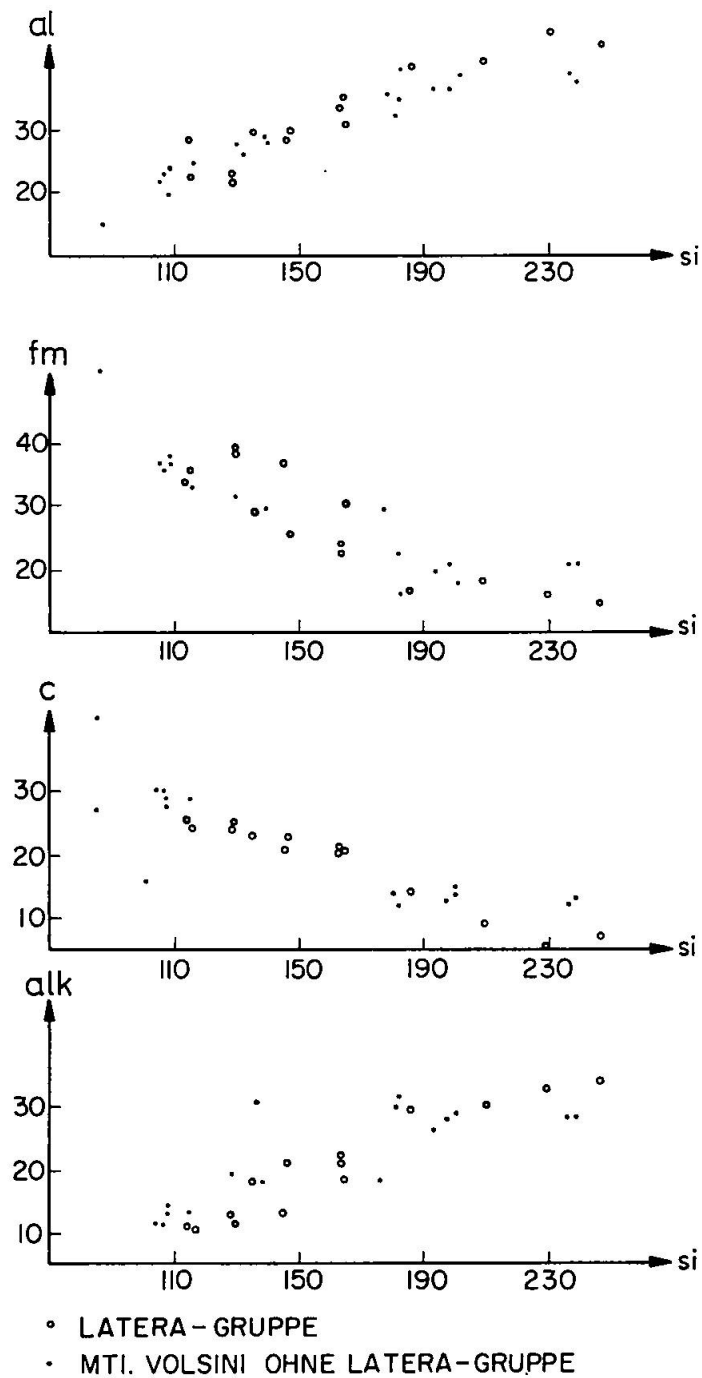


Fig. 8. Die Niggliwerte al , fm , c und alk der vulsinischen Laven in Abhängigkeit von si .

Trägt man die für alle Analysen von Tab. 2 und 5 berechneten Werte von Si° und Az° gegeneinander ab, so erkennt man, dass sich deutlich drei Hauptgruppen unterscheiden lassen, wobei sich das grosse Si° -Intervall von 0,75 bis 1,17 wie folgt unterteilt (Fig. 9):

- Serie I: $\text{Si} > 1,0$ (gesättigt, z. T. leicht übersättigt)
 Serie II: $0,88 \leq \text{Si} \leq 1,0$ (schwach untersättigt)
 Serie III: $\text{Si} \leq 0,88$ (deutlich untersättigt)

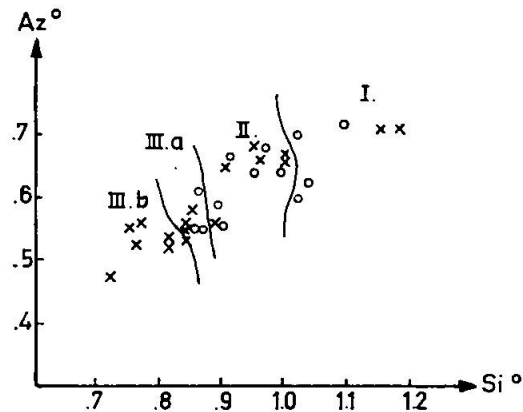


Fig. 9. $\text{Si}^\circ/\text{Az}^\circ$ -Diagramm der vulsinischen Laven.

Die Streuung des Punktfeldes der einzelnen Niggliwerte der Serie III liess eine weitere Unterteilung in IIIa und IIIb wünschenswert erscheinen. Die Unterteilung der Serie III wurde wie folgt vorgenommen:

- Serie IIIa: $0,85 \leq \text{Si} \leq 0,88$
 Serie IIIb: $\text{Si} < 0,85$

Zeichnet man für die in die einzelnen Punktfelder fallenden Analysen jeweils das Variationsdiagramm, so erhält man, ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen von Fig. 8, nur eine sehr geringe Streuung, welche

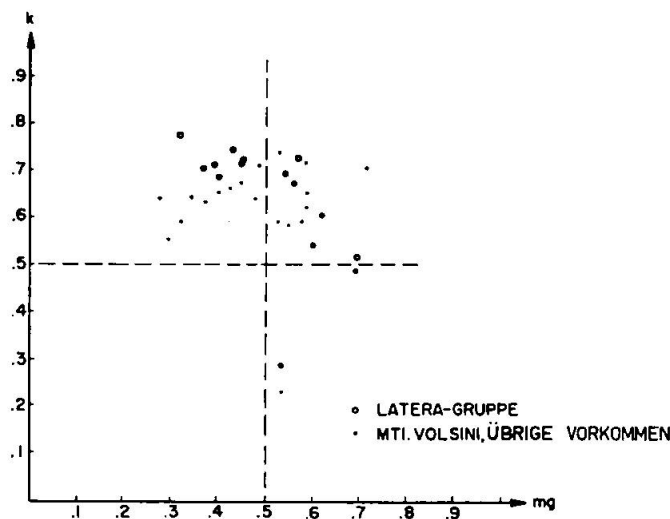


Fig. 10. k/mg -Diagramm der vulsinischen Laven.

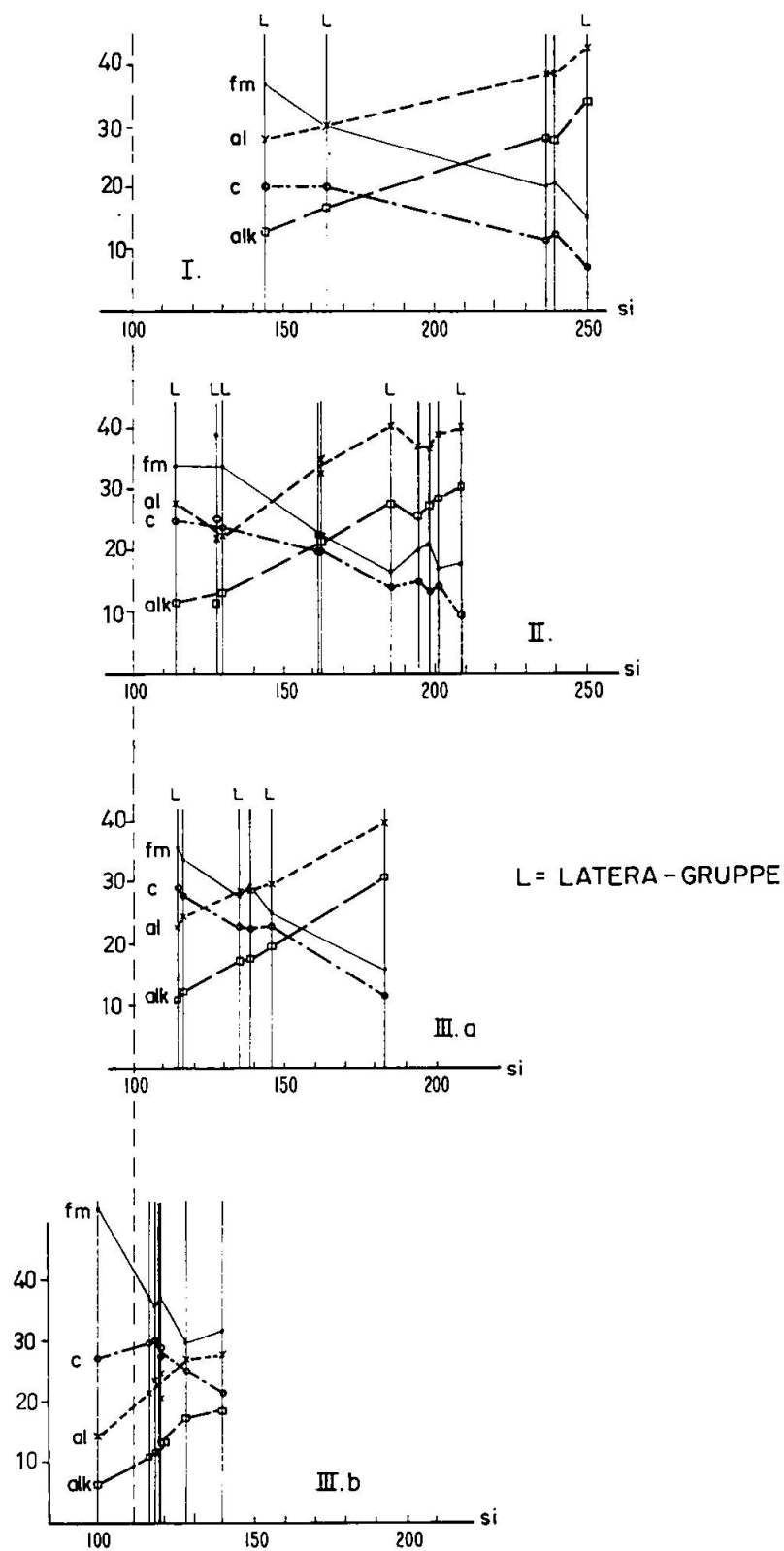


Fig. 11. Niggliche Variationsdiagramme der Silifizierungsserien I, II, IIIa und IIIb.

das Zeichen mittlerer Variationskurven ohne weiteres gestattet. Auf diese Weise wurden die Diagramme von Fig. 11 erhalten. Sie zeigen deutlich in Richtung I→IIIb eine Abnahme der Silifizierung, indem zu gleichen alk-Werten immer kleinere si-Werte gehören. In gleicher Richtung nimmt auch (al-alk) ab, während c zunimmt und fm ungefähr gleich hoch bleibt. Alle 4 Variationsdiagramme sind als deutlich „mediterranean“ zu bezeichnen, wobei Serie I mit seiner relativ grossen Differenz (al-alk) am deutlichsten „pazifische“ Tendenz zeigt. Der typisch mediterrane Charakter der Vulsinischen Subprovinz kommt auch im k/mg-Diagramm (Fig. 10) zum Ausdruck. Mit Ausnahme von drei Analysen liegen die k-Werte über 0,58. Die Isofalien verschieben sich ebenfalls nach niedrigerem si. Es ist

al = fm		si	
für I	30,6	bei	164
für II	28,9	bei	146
für IIIa	29,0	bei	136
für IIIb ca.	29,0 (extrapoliert)	bei ca.	122 (extrapoliert)

Die auf diese Weise unterschiedenen Serien verschiedener Silifizierung zeichnen sich in der QLM-Projektion (Fig. 12) durch einen deutlichen Unterschied im Q-Niveau aus, wobei sich auch die Unterteilung der Serie III als gerechtfertigt erweist. Die zur Zeichnung von Fig. 9, 10 und 11 benützten Werte sind in den Tab. 18 und 21 zusammengestellt.

Serie I liegt im QLM-Dreieck über und knapp unter der theoretischen Sättigungslinie PF. Serie II und IIIa liegen im Dreieck PFLc, führen somit normativ Leucit neben Feldspäten und dunklen Gemengteilen. Dabei streut sich Serie II um die Linie MF und Serie IIIa um eine Linie, welche das Dreieck AFLc etwa halbiert. Serie IIIb liegt unter MF und hält sich im Dreieck PLcL, enthält somit neben Leucit normativ keine Feldspäte. Es ist ersichtlich, dass kein Gestein des Lateravulkans der Serie IIIb angehört und dass sie sich in den anderen drei Serien besonders häufig in den Serien IIIa und II finden.

Was den Gesteinsinhalt der verschiedenen Serien anbelangt, so können die Verhältnisse wie folgt beschrieben werden:

Serie I umfasst ausschliesslich leucitfreie Gesteine. Über der Sättigungslinie liegen die Trachyte von San Lorenzo Nuovo (in welchen röntgenographisch Quarz nachgewiesen wurde) und der Pyroxentrachyt-auswürfling von Cercone, knapp unter PF der Trachyandesit von Spinaio und des sanidinreiche Trachytbasalt und der Trachyt-auswürfling des

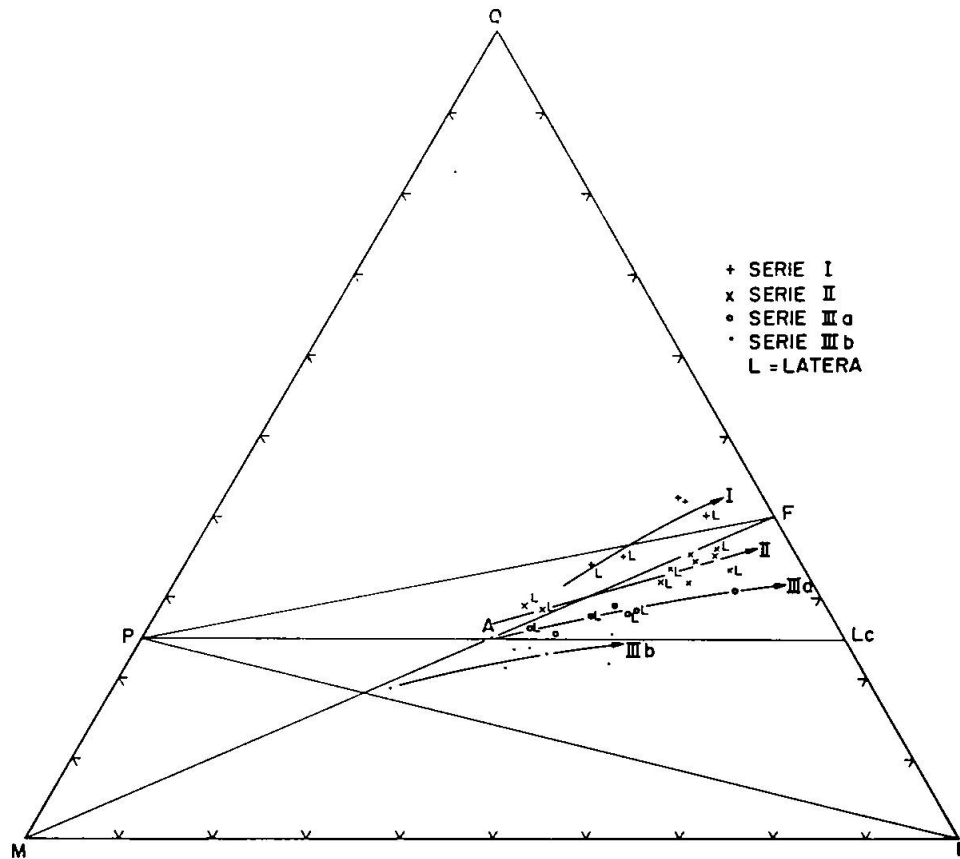


Fig. 12. QLM-Projektion der vulsinischen Laven.

Monte Rosso. Serie II umfasst die Vulsinite von Bolsena, die Trachybasalte der Selva del Lamone und des Monte Becco, den leucitführenden Sanidinitauswürfling von Filetta, die feldspatreichen Vicoite des P. Pilato und der Vepe-Eruptionszeit, sowie den nur spärlich Leucit, dafür jedoch Biotit enthaltenden Augit-Biotitmonzonit auswürfling von Fosso delle Ruote. Auffallend ist, dass auch das leucitreichste, allerdings sehr glasreiche Gestein (Leucittephrit, Casa del Seminario, Latera) sich anhand seiner Basiswerte zwangslos in diese Serie einordnen lässt.

Serie IIIa umfasst ausschliesslich feldspatreiche Leucitgesteine, und zwar Leucittephrite, Leucitite, Leucitrachyte und Orvietite. Die Laven des P. Montione, Monte Starnina und jene des Latera, welche weit nach N geflossen sind, gehören zu dieser Serie und stellen die am stärksten desilifizierten Glieder der Lateralaven dar.

Serie IIIb enthält, wie bereits weiter oben erwähnt, keine Lateralaven, sondern lediglich Leucittephrite und Leucitite der Zentren Montefiascone und Bolsena. Fig. 13 zeigt das Verhältnis KNaCa , erhalten durch Kombination der k - und π -Werte. π gibt nach NIGGLI (1945)

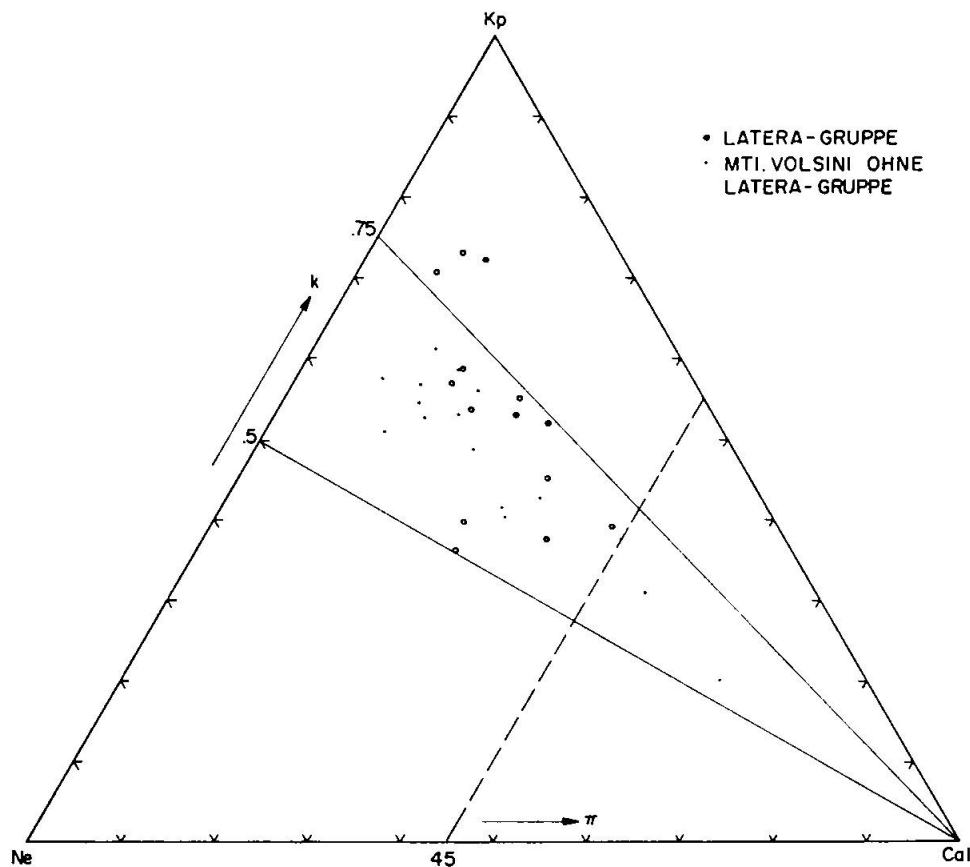


Fig. 13. KNaCa-Projektion der vulsinischen Laven.

„das Verhältnis des normativ an Al gebundenen Ca zur Gesamtsumme des an Al gebundenen $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ an“. Die Lateralaven zeigen keinerlei Sondertendenzen, und wie bereits beim k/mg -Diagramm erwähnt wurde, zeigt die Vulsinische Subprovinz deutlich mediterranen Charakter mit k -Werten im allgemeinen über 0,58.

Fig. 14 zeigt das CaMgFe -Verhältnis, erhalten durch Kombination von mg und γ . Der γ -Wert gibt nach NIGGLI (1945) „das Verhältnis des nicht an Al gebundenen, das heisst nicht in An eintretenden Ca zur Gesamtsumme des nicht an Al gebundenen $\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg}$ “ an. Wie zu ersehen, ist die Streuung nicht allzu gross, und ein wesentlicher Unterschied zwischen Latera und Vulsinischer Subprovinz ist nicht zu erkennen.

Aus den erfolgten Darlegungen ergibt sich, dass der Lateravulkan in jeder Beziehung Laven gefördert hat, welche seine Einbeziehung in die Vulsinische Subprovinz als gerechtfertigt erscheinen lässt.

Es zeigt sich auch, dass er in seiner relativ kurzen Eruptionszeit keine einheitlichen Magmen förderte, sondern dass vielmehr gewisse

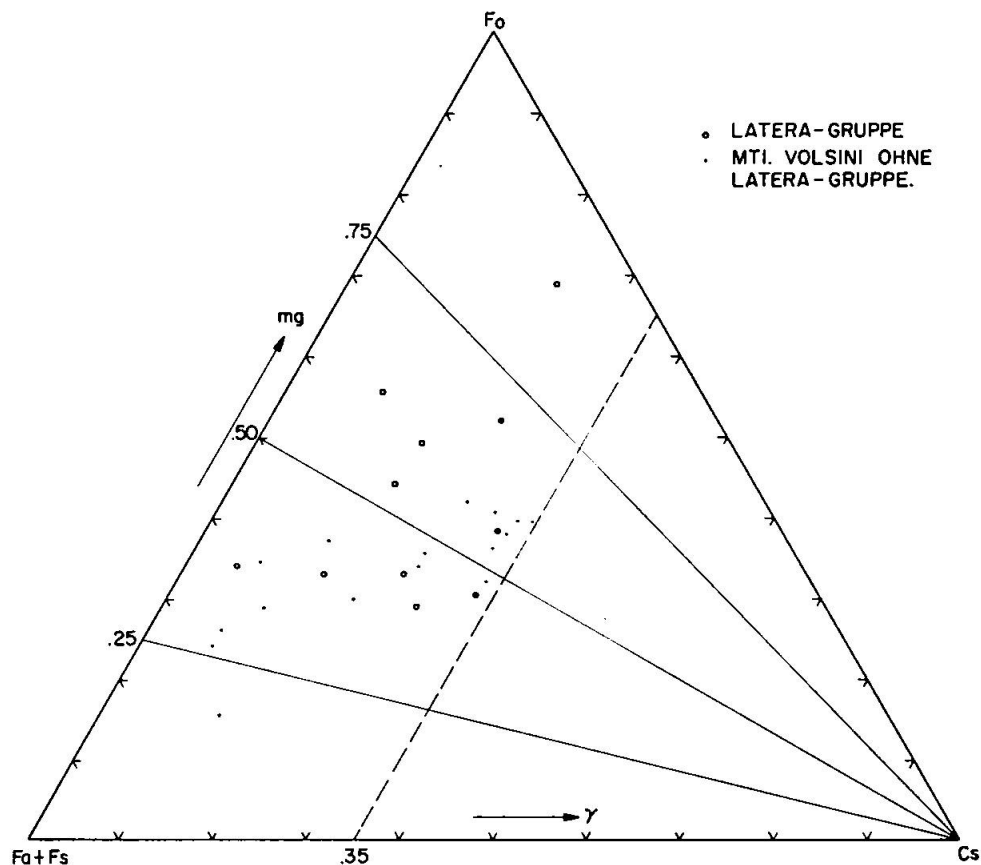


Fig. 14. CaMgFe-Projektion der vulsinischen Laven.

Änderungen des Chemismus des Magmas sowie geotektonische Bewegungen eine Unterteilung seiner Tätigkeit in 5 Phasen gestatten:

In einer 1. Phase, welche zur Bildung des grossen Lateravulkans führte, wurden ausschliesslich niedrigsilifizierte Leucitlaven gefördert, und zwar flossen die ersten Laven nach E aus, dann nach NE und schliesslich die mächtigsten Lavamassen nach N. Die Leucitführung dieser Laven erreicht in einem der jüngsten, nach N gerichteten Lavaströmen mit 50% ihr Maximum.

Für die 2. Phase werden vulkanotektonische Bewegungen verantwortlich gemacht, welche das Aufbrechen einer neuen Kammer ermöglichten, aus welcher die Vepelaven ausflossen. Während die Lateralaven in den Serien II und IIIa liegen, findet man die Vepelaven nur in Serie II.

Einer 3. Phase ist die Tätigkeit der Zentren Pilato, Seccante, Montione und Paterno zuzuordnen, denn ihr Entstehen ist — wie andernorts schon erwähnt — genetisch direkt mit dem Einsturz des Vepekraters in Verbindung zu bringen. Diese Phase wird durch die Tätigkeit des P. Montione

abgeschlossen, welcher die niedrigstsilifizierten Laven dieser Phase förderte. Sie gehören zur Serie IIIa, während die anderen zur Serie II gehören. Auch geologisch-topographische Gesichtspunkte bestätigen dies (siehe Abschnitt II).

Eine 4. Phase umfasst die Zentren Starnina, Valentano und San Magno. Ihre Laven gehören der Serie IIIa an. Sie werden als eigene Phase betrachtet, da sie sich auf dem E-Rand des alten Laterakraters befinden und wahrscheinlich von neuen, aktivierten Lateraaufstiegskanälen gespiesen wurden. Während dieser vier Phasen, welche ausschliesslich leucititische Laven förderten, wurden Auswürflinge von Monzonit und Trachyt mitgerissen, welche einen viel höheren Sättigungsgrad an SiO_2 aufweisen und zeigen, dass derartige Magmen in der Tiefe schon erstarrt waren.

Die 5. Phase umfasst die Trachyandesite und Trachybasalte der Zentren Becco, Rosso und Spinaio. Es steht somit fest, dass auf eine Gesteinsserie niedriger Silifizierung eine solche höherer gefolgt ist, und es besteht kein Zweifel darüber, dass der grosse Lavastrom der Selva del Lamone (zusammen mit der Lava des M. Becco) einer der jüngsten, wenn nicht der jüngste der gesamten Subprovinz darstellt. Während diese Laven noch zur obersten Grenze der Serie II gehören, liegen die Laven des M. Rosso und M. Spinaio in der Serie I, stellen somit die höchstsilifizierten Laven dar. Die Altersstellung der drei Zentren untereinander wurde andernorts erwähnt.

Die genetische Deutung der Tatsache, dass auf eine Gesteinsserie niedriger Silifizierung eine solche höherer folgt, verursacht einige Schwierigkeiten, indem zwar Beispiele von Desilifizierung von Magmen bekannt sind, wohl aber kaum solche von Silifizierungen, zum mindesten nicht in grösserem Ausmass. Das bekannteste Beispiel für eine Desilifizierung in grossem Ausmass stellt wohl der Vesbische Vulkan (Somma-Vesuv) dar, für welche A. RITTMANN (1932, 1933) überzeugend zeigen konnte, dass die Ursache für die im Laufe der Aktivität des Vulkans wahrnehmbare progressive Desilifizierung seiner Magmen in der Assimilation von mesozoischen Karbonatgesteinen, welche das Herddach bilden, liegen muss, verbunden mit nachfolgender gravitativer Differenziation der syntektischen Schmelzen. Diese für einen relativ jungen Vulkan, mit kurzer Geschichte und trotzdem erstaunlicher Variation seiner Produkte in bezug auf Chemismus und Mineralbestand formulierte Erklärung, muss prinzipiell auf die ganze Romanische Provinz sowie auf eine weitere Einheit der Campanischen (Aurunkische Subprovinz, Rocca Monfina) ausgedehnt werden, da diese in bezug auf Mineralbestand und

Chemismus der Produkte die engste Analogie zum Vesbischen Vulkan aufweisen.

Das Stammagma, dessen Ursprung und Bildung im Kapitel III zur Diskussion stehen wird, differenzierte sich entweder auf normal gravitative Weise zu Trachyandesiten und Trachyten, oder aber es lieferte infolge Karbonatgesteinsyntexis mit nachfolgender Differentiation der syntektischen Schmelzen Leucitgesteine, so dass im allgemeinen die trachyandesitischen Gesteine älter sind als die Leucitgesteine. Es konnte aber gezeigt werden, dass hochsilifizierte, leucitfreie Laven des Roccamonfina-Vulkans (ARÉVALO, BURRI u. WEIBEL) jünger sind als die niedrigsilifizierte Leucitgesteine, und es ist deshalb anzunehmen, dass in der Vulsinischen Subprovinz in Analogie zu diesem Beispiele infolge tiefgreifender, junger Brüche spätere Nachschübe des wenig oder kaum desilifizierten Magmas stattfinden konnten. Für den Lateravulkan entsprechen somit die Phasen 1 bis und mit 4 der Förderung unterschiedlich, aber durchwegs niedrigsilifizierter Laven (Serien II und IIIa der Nigglistischen Variationsdiagramme) und die Phase 5 dem jüngsten, hochsilifizierten Nachschub. (Serie I der Nigglistischen Variationsdiagramme). Die trachytischen Gesteine wurden anlässlich der Förderung leucitischer Laven und Tuffe als Blöcke mit emporgerissen, denn sie finden sich in Leucittuffen eingebettet und können deswegen nicht der Phase 5 angehören. Die Aufstellung eines einfachen, progressiven Desilifikationsplanes, wie dieser für den Vesbischen Vulkan ermittelt werden konnte (A. RITTMANN, 1933), ist für den Lateravulkan offenbar nicht möglich, da wir es hier, im Gegensatz zum Vesbischen Vulkan, mit einer Vielzahl von Magmenkammern und Aufstiegskanälen zu tun haben, in welchen die chemischen Veränderungen des Magmas zwar analog verliefen, im Zeitpunkt der Eruption jedoch verschieden weit fortgeschritten waren. Das Schollenmosaik, wie es sich beim Einbruch der Tyrrhenis unter Ausbildung zahlreicher Brüche apenninischer und tyrrhenischer Richtung gebildet haben muss, schuf für die Entwicklung einer Vielzahl derartiger lokaler Magmakammern sehr günstige Bedingungen.

Abschliessend sollen die über den Lateravulkan gewonnenen Kenntnisse dazu dienen, über die Vulsinische Subprovinz als Ganzes etwas auszusagen und die Stellung des Lateravulkans in derselben zu definieren.

Ausgangspunkt für diese Betrachtungen soll wieder die auf Grund der verschiedenen Silifizierung getroffene Unterteilung in 4 Serien bilden, welche sich in der QLM-Projektion durch ein deutlich verschiedenes Q-Niveau auszeichnen.

In der Serie I findet man das Trachytvorkommen von San Lorenzo

Nuovo, welches sich durch den höchsten Sättigungsgrad auszeichnet und für das Ansteigen der Kennkurve der Serie I, welche die Sättigungskurve PF in der QLM-Projektion überschreitet, verantwortlich ist.

In der Serie II findet man die Vulsinitvorkommen von Bolsena und des Steinbruches bei Il Giglio an der Strasse Orvieto-Bolsena, welche sich gut in die Kennkurve der Serie II einordnen lassen.

Die Serie IIIa umfasst die Leucitite und Leucittephrite aus der näheren Umgebung des Monte Bisenzio, den Leucittrachyt von Proceno und den Leucittephrit von Toscanella. Die Übereinstimmung dieser Laven mit denjenigen des Lateravulkans derselben Serie ist eine vollständige.

Die Serie IIIb besteht — wie schon erwähnt — nur aus Laven, welche nicht zum Lateravulkan gehören. Es sind ausschliesslich Leucittephrite, Leucitite und Leucitbasanite aus den Zentren Montefiascone (Monte Jugo, Fiordine) und Bolsena sowie der Leucittephrit des Monte Cavallo bei Orvieto und ein Leucititvorkommen SE von Valentano, welches eventuell noch zu den Eruptionen des Lateravulkans gehört. Ein Leucittephrit vom Kap 2 km SW des Monte Bisenzio gehört auch dieser Serie an.

Die Analogie der geförderten Produkte in den übrigen Teilen der Vulsinischen Subprovinz, welche aber zum Teil schlecht oder noch gar nicht erforscht worden sind, lässt die Vermutung zu, dass ähnliche Verhältnisse geherrscht haben. Eine genaue geologische Untersuchung der Vorkommen von San Lorenzo Nuovo und Bolsena könnte vielleicht weitere Beweise liefern, dass späte, nicht desilifizierte Nachschübe in der Romanischen Provinz vorkommen. Wie bereits im Abschnitt I (Bisherige Untersuchungen) erwähnt wurde, beruhen die heutigen Ansichten über die Unterteilung der Vulsinischen Subprovinz vielfach auf denjenigen MODERNIS (1893), welcher die Zentren Latera, Bolsena, Montefiascone und Capodimonte unterschied. Die Vielzahl der Aufstiegskanäle (MODERNIS unterschied 94, was aber sicher etwas zu hoch gegriffen ist) und die viel intensiver erscheinende vulkanotektonische Durchbewegung des Gebietes um den Bolsener See wird die genaue Zuordnung von kleinen Eruptionen irgendeinem Hauptzentrum von der Grösse des Lateravulkans kaum möglich machen. Damit wird es gleichfalls sehr schwierig sein, die relativen Alter der Hauptzentren untereinander festzulegen.

Die gewonnenen Kenntnisse über den Lateravulkan gestatten aber, mit Bestimmtheit anzunehmen, dass der Lateravulkan jünger als die Zentren Capodimonte und Bolsena ist, denn

1. hätten die heftigen vulkanotektonischen Bewegungen, welche zur Entstehung des Bolsener Sees (mit vielen Kratern auf seinem Grunde) führten, wenigstens die Ostflanke des Lateravulkans in Mitleiden-schaft ziehen müssen, aber gerade dieser Teil des Vulkans ist am besten erhalten.
2. befinden sich die letzten Anzeichen vulkanischer Tätigkeit in Form von Thermen und Solfataren im Lateravulkan und in dessen Um-ggebung im W, N und S.
3. ergaben die radiometrischen Alterswerte der beiden Lateragesteine jüngere Alter als alle anderen aus dem Gebiet um den Bolsener See untersuchten Gesteine.
4. ist der jüngste, nicht desilifizierte Nachschub (umfassend die Zentren Spinaio, Rosso, Becco und der Lavastrom der Selva del Lamone) vom petrographischen und geologisch-topographischen Standpunkt aus als „sehr frisch“ zu bezeichnen. Dies gilt besonders für den Lava-strom der Selva del Lamone.

Von P. MODERNI (1904) wurde auch der Vulkan von Radicofani als Ableger („Bocca eccentrica“) des Vulsinischen Vulkans aufgefasst. Von P. NIGGLI (1921) und C. BURRI (1948) wurde er später in Übereinstim-mung mit H. S. WASHINGTON (1908) und F. RODOLICO (1935) zur quar-tären toskanischen Provinz gerechnet, während G. MARINELLI (1961) in ihm einen Nachschub von nur wenig differenzierten, nicht desilifizier-ten Magmen sieht. Die enge chemische Verwandtschaft, welche zwischen den Laven von Radicofani und denjenigen des Monte Becco und der Selva del Lamone besteht, lassen es als sehr wahrscheinlich erscheinen, dass der Vulkan von Radicofani ein weiteres Beispiel für das spätere Nachdringen nicht desilifizierter Magmen am Rande der Monti Volsini darstellt und somit die Auffassung von P. MODERNI und G. MARINELLI zu Recht besteht.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Magma der Vulsinischen Subprovinz wie dasjenige der gesamten Romanischen und eines Teiles der Campanischen Provinz durch Karbonatgesteinsyntexis desili-fizierte und leucitführende Gesteine förderte. Nachträglich erfolgten Nachschübe von nur schwach differenziertem, nicht desilifiziertem Magma entlang jüngerer Brüche. Die Laven der Vulsinischen Subprovinz zeigen ausgeprägten mediterranen Charakter. Es kann die Vermutung ausgesprochen werden, dass der Lateravulkan, welcher einen komplex gebauten Stratovulkan mit 11 Eruptionszentren darstellt, das jüngste Glied des Vulsinischen Vulkanismus darstellt.

II. VERGLEICH MIT ANDEREN JUNGVULKANISCHEN PROVINZEN

Aus den eben geschilderten Verhältnissen geht deutlich hervor, dass der Vulsinischen Subprovinz im Rahmen der Romanischen Provinz keine Sonderstellung zukommt und dass sie sich vollkommen in diese einfügt. Als Besonderheit wäre höchstens das lokale Auftreten der ausserordentlich niedrig silifizierten melilithreichen Laven der kleinen, exzentrisch in Umbrien gelegenen Ausbruchsstellen von S. Venanzo und Cupaello zu erwähnen. Diese spielen jedoch hinsichtlich der geförderten Mengen eine gänzlich untergeordnete Rolle, und die Deutung ihres aussergewöhnlichen Chemismus bietet, wie im folgenden gezeigt werden soll, prinzipiell keine Schwierigkeiten.

Auch mit weiteren Subprovinzen der Romanischen Provinz, wie zum Beispiel mit der südöstlich anschliessenden Ciminischen und Sabatinischen, bestehen enge Analogien. Diese ergaben sich schon anlässlich der Gesteinsbeschreibung aus den zum Vergleich angeführten Beispielen. Dasselbe gilt auch für weitere jungvulkanische Vorkommen im tyrrhenischen Raum ausserhalb der Romanischen Provinz, so zum Beispiel für gewisse Laven von Capraja im Toskanischen Archipel, für solche des Toskanischen Festlandes und besonders für die Aurunkische Subprovinz der Campanischen Provinz (Roccamonfina). Besonders auffällig sind, wie näher gezeigt werden soll, die Analogien zu einer weiteren Campanischen Subprovinz, der Vesbischen (Vesbischer Vulkan, Somma-Vesuv). Es stellt sich somit die interessante Aufgabe, diese Beziehungen weiter zu verfolgen. Es kann vor allem gezeigt werden, dass sich die Analogien nicht nur auf den Chemismus einzelner Gesteine erstrecken, sondern auf ganze Gesteinsserien. Insbesondere ist von Bedeutung, dass sich auch die für die Vulsinische Subprovinz konstatierten vier Differentiationsserien I, II, IIIa und IIIb in analoger oder zum mindesten ähnlicher Weise finden lassen.

Da es sich hier um eine rein vergleichende Betrachtung von Gesteinsserien handelt, braucht keine Rücksicht darauf genommen zu werden, dass im Gebiete des Lateravulkans auf die Förderung niedrig silifizierter, leucitführender Laven eine solche höher silifizierter, leucitfreier folgt. Es sollen deshalb im folgenden die unterschiedenen Gesteinsserien in der Reihenfolge abnehmender Silifizierung betrachtet werden. Hierbei soll allerdings aus gewissen Gründen die höchstsilifizierte, übersättigte Serie I an den Schluss gestellt werden.

Die gewählte Reihenfolge ist demnach II, IIIa, IIIb, I.

Serie II

Diese Serie umfasst in der Vulsinischen Subprovinz gesättigte bis schwach untergesättigte Gesteine, nämlich Vulsinite (Trachyandesite), Trachybasalte und feldspatreiche Vicoite. Ihre Projektionsorte liegen im QLM-Dreieck ungefähr parallel MF. Sie entspricht daher offensichtlich einer Serie, wie sie aus einem trachybasaltischen Stammagma als durch gravitative Kristallisationsdifferentiation unter Anreicherung von Olivin, Augit und basischem Plagioklas entstanden angenommen werden darf und wie sie einem weit verbreiteten Typus entspricht. Vergleichsweise sind in der Fig. 15 auch zwei Vulsinite und ein Trachybasalt der Roccamonfina, zwei Bimssteine der Sabatinischen Subprovinz, zwei Olivinandesite von Capraja (Punta dello Zenobitò) sowie die schon erwähnten Laven von Radicofani eingezeichnet. Sie ordnen sich der hier betrachteten Serie gut ein und zeigen, dass analoge Tendenzen, welche normalen Differentiationsserien entsprechen, nicht nur auf die Monti

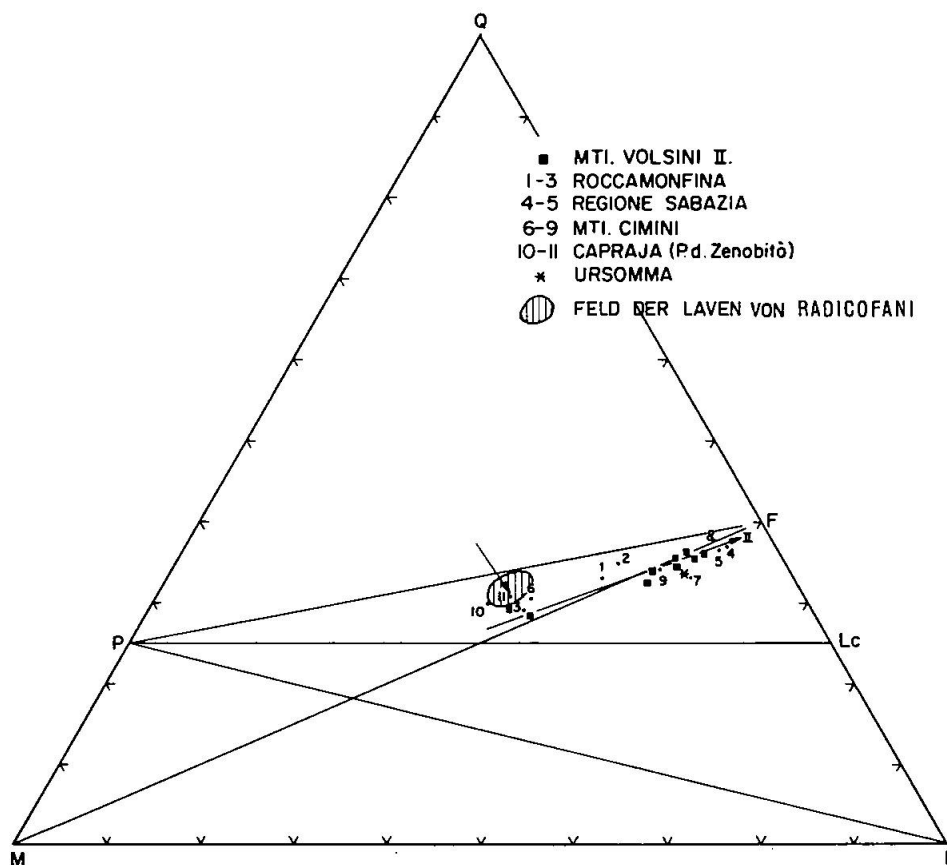


Fig. 15. Die Laven der Silifizierungsserie II mit Vergleichsgesteinen in der QLM-Projektion.

Volsini beschränkt sind. Bemerkenswerterweise ordnet sich auch der Trachyt der Ur-Somma in diese Serie ein. Die konstatierte Analogie ist auch sehr gut aus dem Nigglishen Variationsdiagramm der Serie II einerseits und den erwähnten Vergleichsserien andererseits ersichtlich (Fig. 16). Ein geringerer Unterschied besteht lediglich in der Silifizierung. Eine Verschiebung um 15 si-Einheiten in Richtung niedriger si-Werte für die Monti Volsini bringt die Kurven gut zur Deckung.

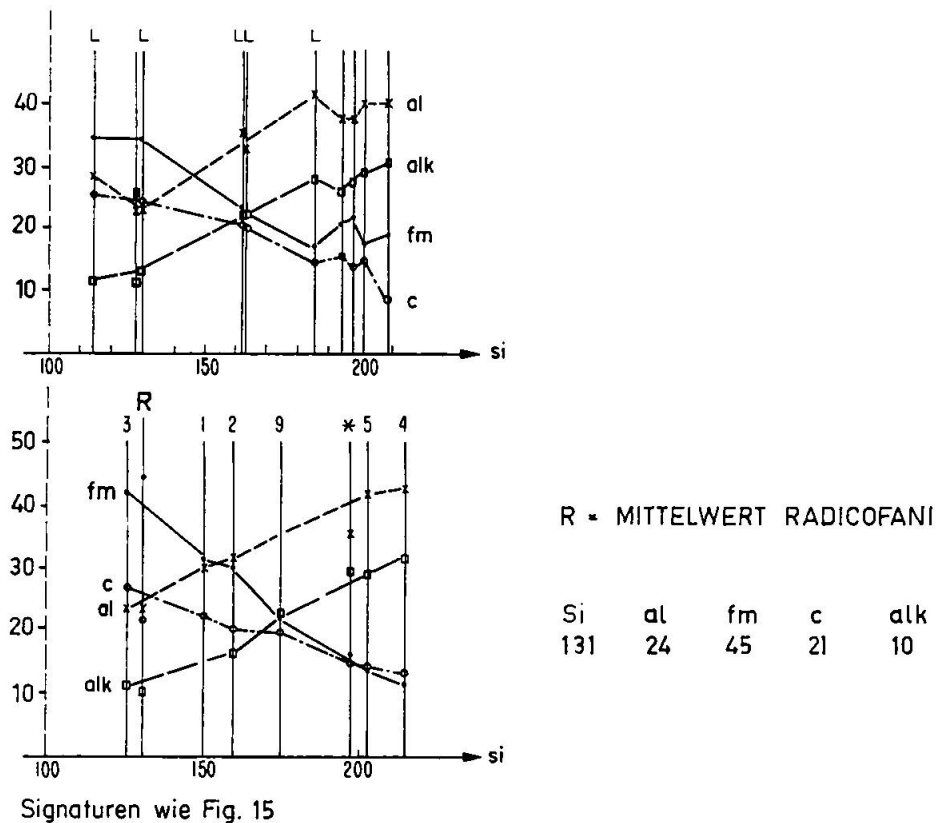


Fig. 16. Nigglishche Variationsdiagramme der Serie II und der Vergleichsgesteine.

Serien IIIa und IIIb

Die Serien IIIa und IIIb unterscheiden sich im QLM-Dreieck gegenüber Serie II deutlich durch ihr niedriges Q-Niveau, wobei IIIb zudem noch niedriger liegt als IIIa. Die niedrigere Silifizierung findet ihren Ausdruck in zunehmender Leucitführung. An Gesteinen umfasst Serie IIIa die Leucitite und Leucittephrite aus der näheren Umgebung des Monte Bisenzio am Westrand des Bolsener Sees und von Toscanella, die Leucittrachyte von Proceno sowie die Vicoite und Ottajanite der Zentren Latera s. str., Montione und Starnina des Lateravulkanes.

Die Serie IIIb umfasst die Leucitgesteine von Montefiascone (Monte Jugo) und Fiordine. Nach den früheren Ausführungen handelt es sich bei IIIa und IIIb um Magmen, welche sich aus verschiedenen stark desilifizierten syntektischen Schmelzen durch normale gravitative Kristallisationsdifferentiation entwickelt haben. Diese Verhältnisse rufen sofort nach einem Vergleich mit dem Vesbischen Vulkan, für welchen RITTMANN (1934, 1935) eine analoge Entwicklung feststellen konnte. Im Gegensatz zur Vulsinischen Subprovinz — wie andernorts schon erwähnt wurde — mit ihrer Vielzahl von Förderkanälen und ihrem dadurch bedingten komplexen Aufbau, welcher eine genaue Festlegung der zeitlichen Abfolge der einzelnen Eruptionen und ihrer Zuordnung zu definierten Ausbruchsstellen äusserst schwierig gestaltet, wenn nicht überhaupt verunmöglicht, bietet der einfach gebaute Vesbische Vulkan denkbar günstige Verhältnisse für das Studium der zeitlichen Abfolge der geförderten Produkte und deren Korrelation mit den Vorgängen in der Tiefe. Die Verhältnisse in den Monti Volsini entsprechen ihrerseits vielmehr denjenigen am Westrand des afrikanischen Kontinentalschelfs (Capverdische Inseln und Gebiet von Dakar, vgl. BURRI, 1960b), wo das durch den Einbruch der Schelfregion entstandene Schollenmosaik die Bildung einer Vielzahl von lokalen sekundären Magmaherden begünstigte. In diesen müssen sich Assimilations- und Differentiationsprozesse zwar in prinzipiell analoger Weise abgespielt haben, sie wiesen jedoch in bezug auf den in einem Zeitpunkt erreichten Entwicklungszustand grosse Unterschiede auf. So wurden gleichzeitig von verschiedenen Eruptionsstellen Produkte gefördert, welche in bezug auf Silifizierungsgrad und Differentiation so stark differierten, dass, für die Provinz als Ganzes betrachtet, keine Gesetzmässigkeit zwischen zeitlicher Abfolge und Chemismus der Laven erkennbar ist. Der Vesbische Vulkan hingegen wies seit seiner Entstehung im Frühquartär bis in die Jetztzeit nur einen einzigen Förderschlot auf, welcher aus einem einzigen sekundären Magmaherd gespiessen wurde, wobei sich dessen Dachregion sukzessive in höhere Horizonte der mesozoischen Karbonatgesteine empor schob. Die Stratigraphie der vulkanischen Produkte (RITTMANN, 1935; RITTMANN und IPPOLITO, 1947), ergibt somit in ihrer normalen Abfolge ein getreues Bild von der Veränderung der Zusammensetzung des vesbischen Magmas im Laufe der Zeiten.

Im Unterschied zu den Monti Volsini kennt man jedoch beim Vesbischen Vulkan vom nicht durch Assimilation veränderten Stammagma nur dessen saure Differenziate (Trachyt der Ur-Somma), was in Übereinstimmung damit steht, dass auch in den benachbarten Campi Flegrei

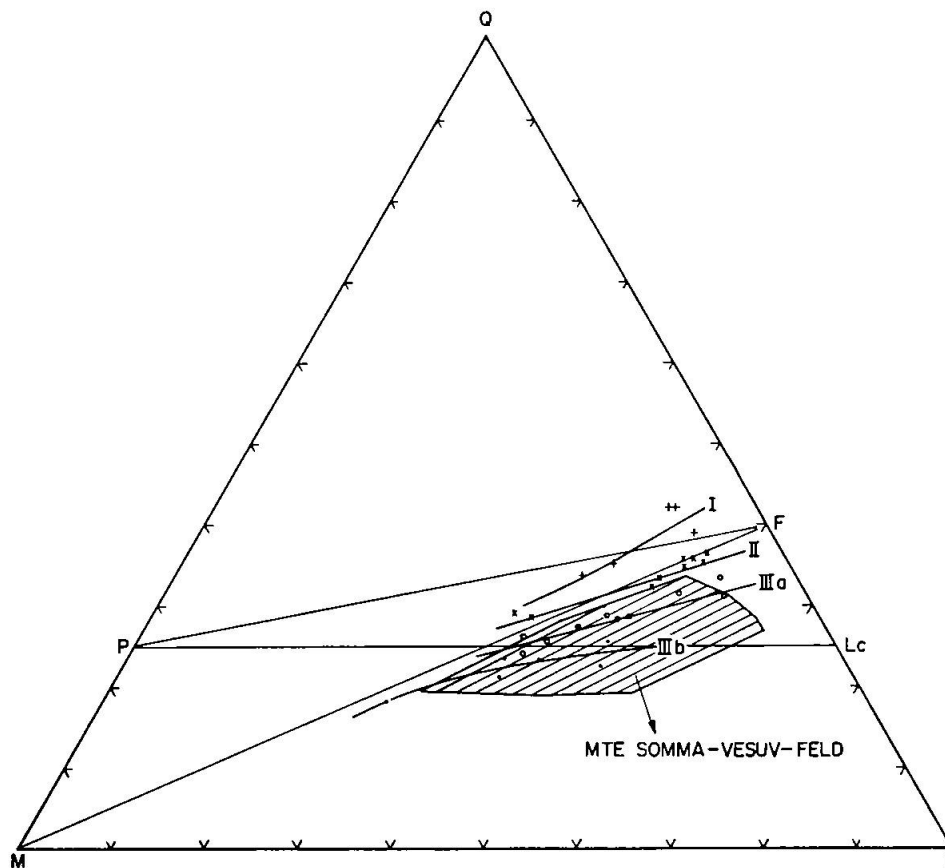


Fig. 17. QLM-Projektion der vulsinischen Laven und der Laven des Vesbischen Vulkans.

die Trachyte weitaus dominieren. In den Monti Volsini wie auch in den benachbarten Subprovinzen der Romanischen Provinz und in der Aurunkischen Provinz ist die Variation bedeutend grösser, wie das Studium von Serie II zeigte. In Fig. 17 ist das Feld der chemischen Gesamtvariation der Laven und Bimssteine des Vesbischen Vulkans eingetragen. Gesteine vom Plutonithabitus sowie offensichtlich pneumatolytisch veränderte Laven wurden nicht berücksichtigt. Die benutzten Analysen befinden sich bei BURRI und NIGGLI (1945) zusammengestellt. Neuere Analysen des Vesuvs enthalten die Arbeiten von A. SCHERILLO (1950a, 1950b, 1953). Im ganzen stehen 64 Analysen zur Verfügung, welche sich wie folgt auf die einzelnen durch RITTMANN unterschiedenen Phasen aufteilen: Ur-Somma 1, Alt-Somma 5, prähistorische Jung-Somma 13, historische Jung-Somma 7 und Vesuv 38. Aus Fig. 17 ist deutlich ersichtlich, wie die betrachteten Serien IIIa und IIIb der Monti Volsini praktisch völlig innerhalb des Monte-Somma-/Vesuv-Feldes liegen, während dieses durch die Serie II gerade tangiert

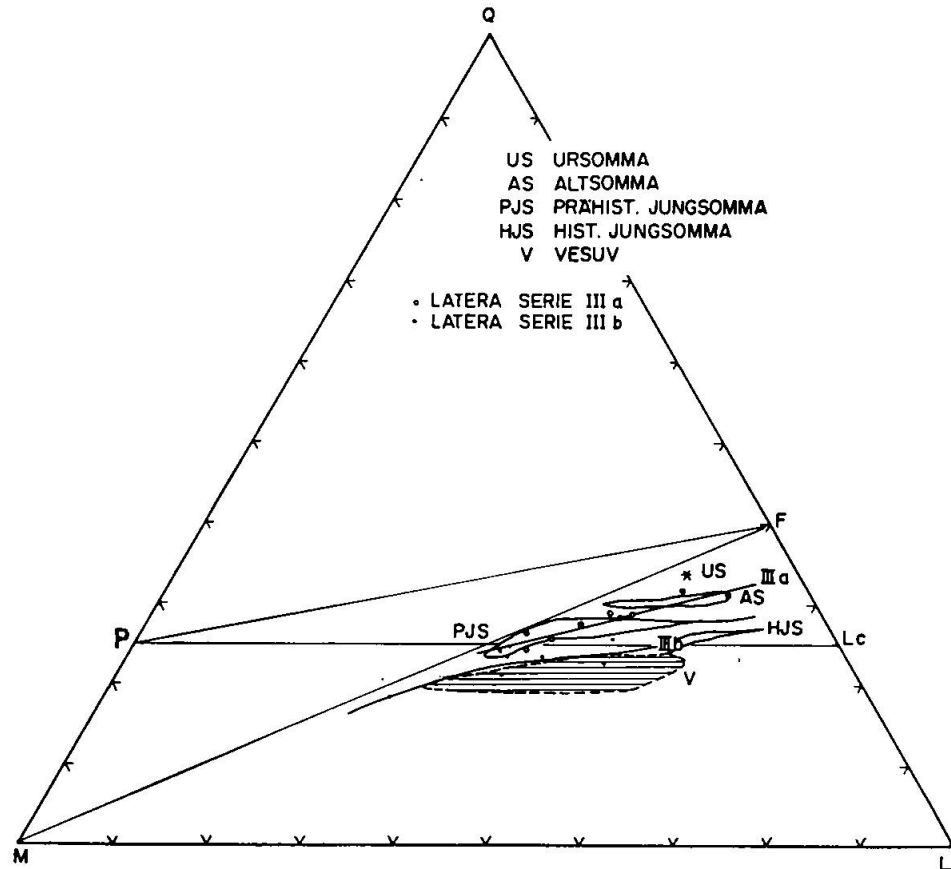


Fig. 18. Detaillierte QLM-Projektion der Tätigkeitsepochen des Vesbischen Vulkans und der Silifizierungsserien IIIa und IIIb der Vulsinischen Subprovinz.

wird. Zeichnet man die Felder für die einzelnen Phasen des Vesbischen Vulkans gesondert (Fig. 18), so zeigt es sich, dass Serie IIIa in diejenigen der Alt- und der prähistorischen Jung-Somma zu liegen kommt, während Serie IIIb entlang der Oberkante des Vesuvfeldes verläuft und auch dasjenige der historischen Jung-Somma tangiert. In bezug auf den Chemismus ergeben sich somit für die vulsinischen und die vesbischen Vulkanite engste Analogien, und es scheint durchaus gerechtfertigt, die Entstehung der Gesteinsmannigfaltigkeit, wie sie für die Monti Volsini beobachtet wird, auf die gleichen Ursachen zurückzuführen, wie sie sich für den Vesbischen Vulkan konstatieren liessen, das heisst auf Assimilation von mesozoischen Karbonatgesteinen in wechselndem Ausmass, gefolgt von gravitativer Kristallisationsdifferentiation der so gebildeten syntektischen Schmelzen. Der Vesbische Vulkan bildet somit den Schlüssel zum Verständnis der Monti Volsini und auch zu demjenigen der ganzen Romanischen Provinz überhaupt.

Auch für Einzelgesteine ergeben sich interessante Vergleiche. Für die

zeitliche Veränderung des Chemismus der Hauptlaven des Vesbischen Vulkans gibt RITTMANN folgende Werte an:

		si	al	fm	c	alk	k	mg
Ur-Somma	Trachyt	198	36	18	15,5	30,5	,70	,42
	Vicoite	142	34	25	22	18,5	,60	,56
Alt-Somma	(a) Leucitbasalt	132	32	29	22	17	,50	,50
	(b) Leucitbasalt	122	26	34	24,5	15	,60	,60
Jung-Somma	Leucitbasalt	120	26,5	35	23	15	,60	,60
	Leucittephrit	117	26	34	23,5	16	,60	,60
Vesuv	Vesuvite	114	25	33	24,5	17	,60	,50

Eine Lava des Lateravulkans (Vicoit, Casa Gallicella), welche für die Serie IIIa charakteristisch ist, zeigt Niggliwerte, welche denjenigen der Leucitbasalte (a) der Alt-Somma sehr ähnlich sind:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Vicoit, Casa Gallicella	134,7	29,3	28,8	23,3	17,8	,74	,43
Alt-Somma	132	32	29	22	17	,5	,5

Auch für die Serie IIIb existieren Laven, welche einem Durchschnittswert (Leucittephrit, 4 km südlich Bolsena, an der Via Cassia) der Laven des Vesuvs und der Jung-Somma entsprechen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Leucittephrit, 4 km S Bolsena	117	27,1	29,6	25,4	17,9	,71	,49
Jung-Somma	117	26	34,5	23,5	16	,6	,6
Vesuv	114	25	33,5	24,5	17	,6	,5

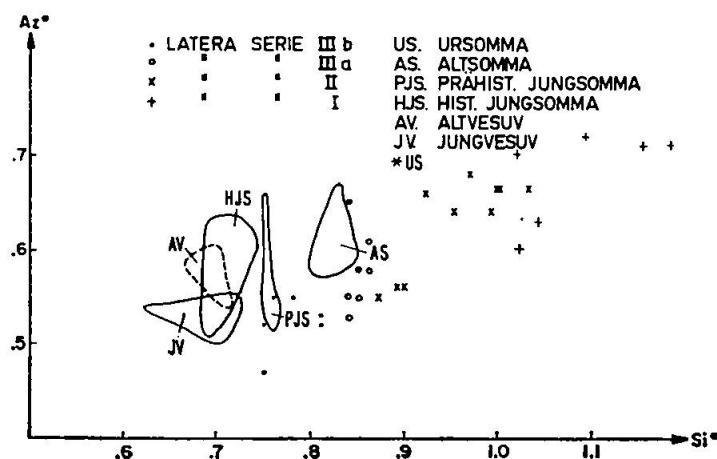


Fig. 19. $\text{Si}^\circ/\text{Az}^\circ$ -Diagramm der Tätigkeitsepochen des Vesbischen Vulkans und der Silifizierungsserien I, II, IIIa und IIIb der Vulsinischen Subprovinz.

Im $\text{Si}^\circ\text{-}/\text{Az}^\circ$ -Diagramm (Fig. 19) kann man erkennen, dass das Punktfeld der Alt-Somma sehr nahe den Werten der Serie IIIa liegt, während der Silifizierungsgrad von Serie IIIb mit den Verhältnissen der Prähistorischen Jung-Somma verglichen werden kann.

Im k/mg -Diagramm kommt der gleicherweise stark mediterrane Charakter sowohl des Vesbischen Vulkans als auch der Vulsinischen Subprovinz gut zum Ausdruck (Fig. 20). Die konstatierten Analogien der für die Monti Volsini erkennbaren Serien niedriger Silifizierung IIIa und IIIb mit gewissen Entwicklungsstadien des Vesbischen Magmas lassen sich auch anhand der Variationsdiagramme nach Niggli (Fig. 21) veranschaulichen.

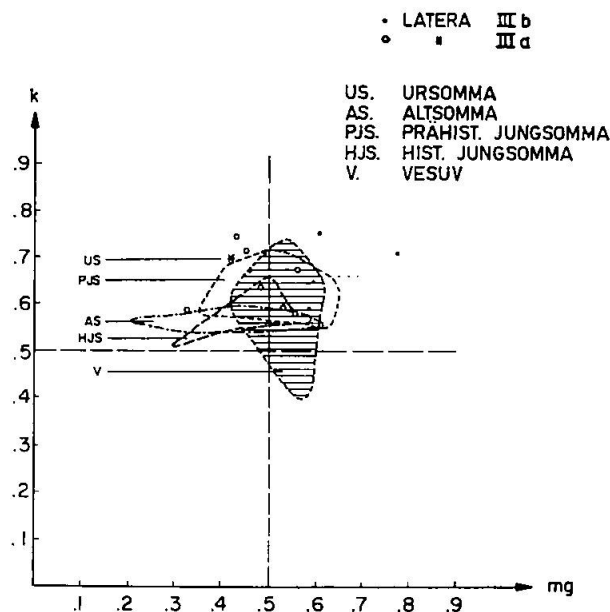
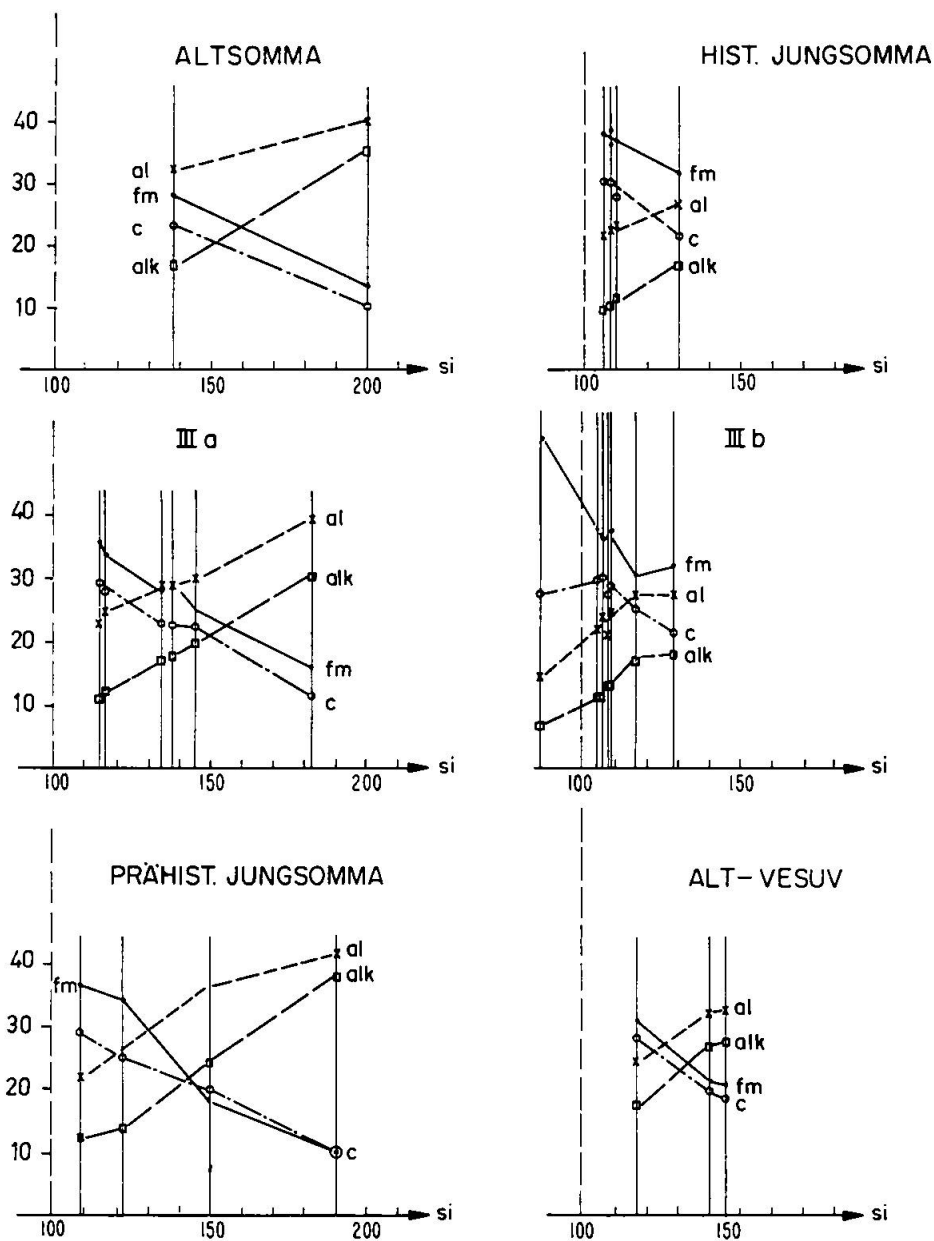


Fig. 20. k/mg -Diagramm der Tätigkeitsepochen des Vesbischen Vulkans und der Silifizierungsreihen I, II, IIIa und IIIb der Vulsinischen Subprovinz.

Die Projektion der KNaCa - und CaMgFe -Verhältnisse zeigen ebenfalls eine gute Übereinstimmung der Variationen für die beiden betrachteten Provinzen.

Serie I

An SiO_2 deutlich übersättigte Gesteine scheinen in der Romanischen Provinz zu fehlen. Es finden sich zwar derartige Typen in den Monti Cimini unter den von V. *Sabatini* (1912) als „Peperino“ beschriebenen Biotitlatiten von granodioritischem Chemismus, welche heute als ignim-



21. Niggliche Variationsdiagramme der Tätigkeitsepochen des Vesbischen Vulkans und der Silifizierungsserien IIIa und IIIb der Vulsinischen Subprovinz.

britischen Ursprungs angesehen werden. Diese werden jedoch neuerdings nicht mehr zur Romanischen, sondern zur Quartär-Toskanischen Provinz gerechnet und mit den ebenfalls sauren Laven der Monti Cimini und des Tolfa-Gebietes vereinigt. Diese setzen sich in die rhyolitischen Bildungen der Äolischen Inseln fort und werden als Produkte des subsequenten und nicht des finalen Vulkanismus aufgefasst. Angesichts der räumlichen Nachbarschaft der subsequenten Toskanisch-Quartären

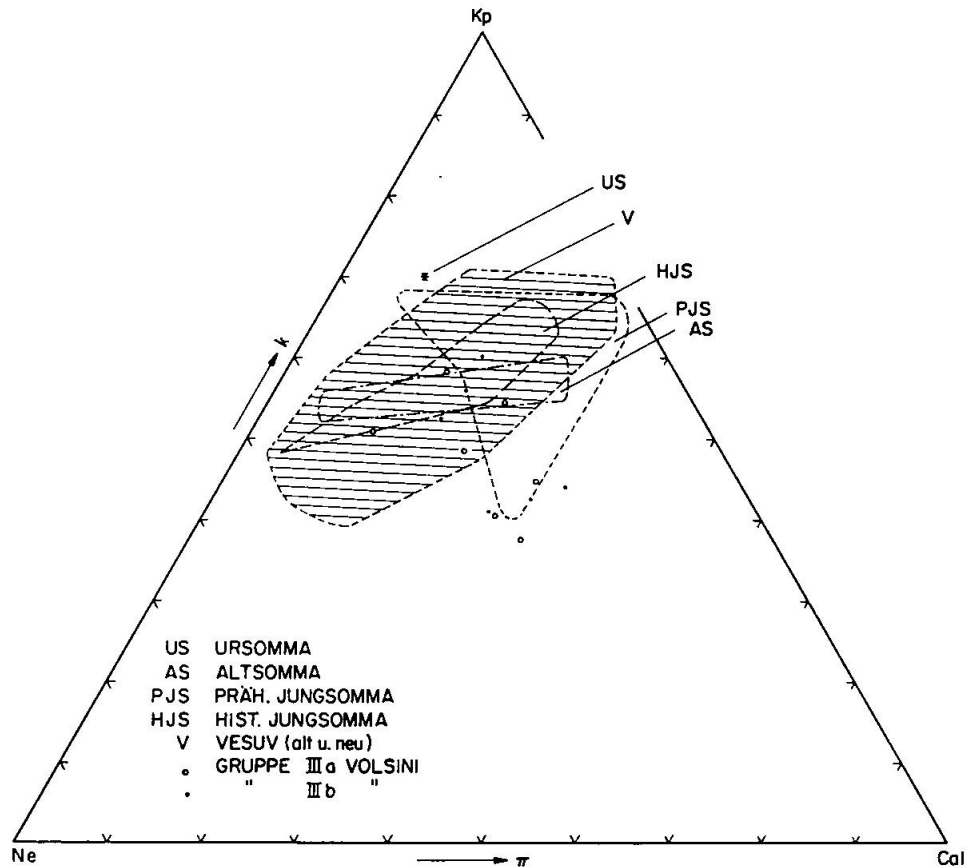


Fig. 22. KNaCa-Projektion der Tätigkeitsepochen des Vesbischen Vulkans und der Silifizierungsserien IIIa und IIIb der Vulsinischen Subprovinz.

und der finalen Romanischen Provinz dürfte daher die Annahme gerechtfertigt erscheinen, dass die sauren Glieder der Gruppe I, welche chemisch Gesteinen dieser Provinz, zum Beispiel solchen des Amiata recht nahe stehen, nicht Differentiationsprodukte des finalen Magmas sind, sondern dem subsequenten entstammen, wobei es sich um örtlich eng benachbarte Förderstellen oder sogar um ein Überlappen der beiden Provinzen handelt, ähnlich wie in der Region Tolfa-Bracciano (G. CUMIN, 1922, 1924).

Die QLM-Projektion der Serie I und der bei der Besprechung der einzelnen Eruptionszentren benützten Vergleichsanalysen (Roccamonfina, Insel Capraja, Punta dello Zenobitò und Monti Cimini) sowie von fünf Analysen des Monte Amiata zeigt eine relativ grosse Streuung, aber stets in Richtung höherer Q-Werte (Fig. 24). Im $\text{Si}^\circ/\text{Az}^\circ$ -Diagramm fallen die Vergleichsanalysen wohl in denselben Si° -Intervall, zeichnen sich aber durchwegs durch einen niedrigen Az° -Wert aus (Fig. 25). Fig. 26 gibt das Variationsdiagramm der Niggliwerte für $\text{si} < 300$ für die Quartär-Toskanische Provinz (Campigliese, Roccastrada, Monte Amiata,

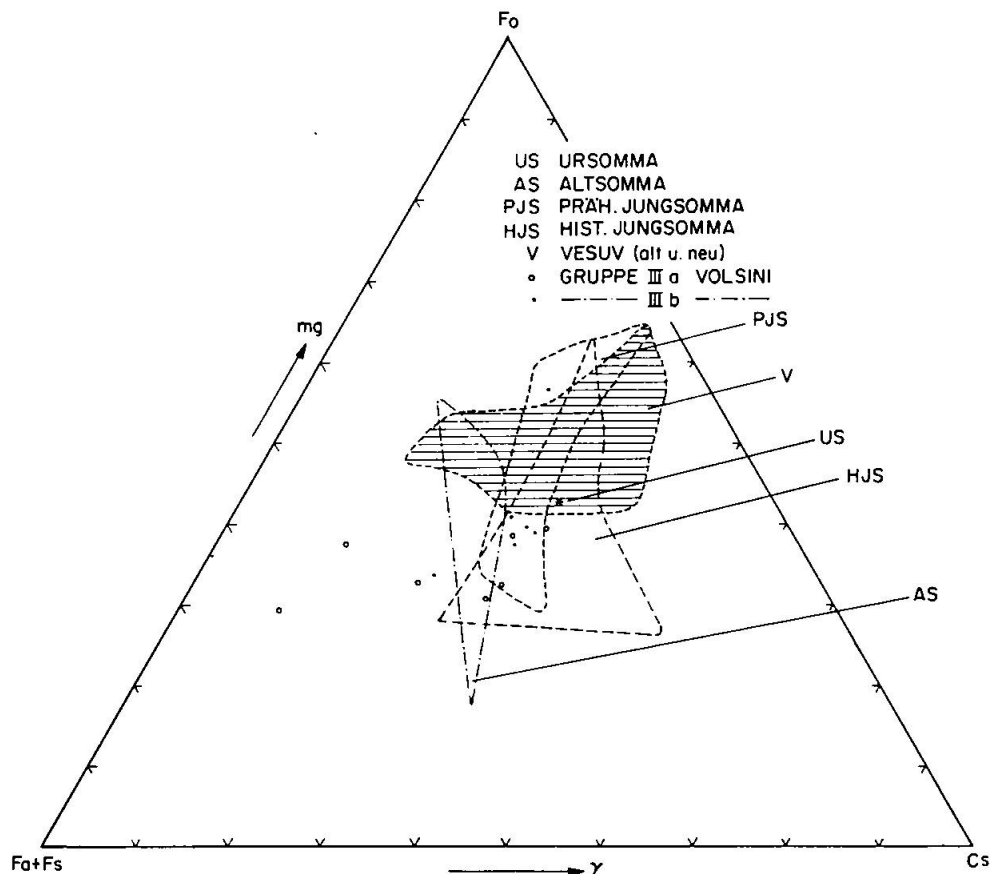


Fig. 23. CaMgFe-Projektion der Tätigkeitsepochen des Vesbischen Vulkans und der Silifizierungsserien IIIa und IIIb der Vulsinischen Subprovinz.

Monte Calvario bei Bracciano, Montaguola bei Civitavecchia, Monti Ceriti und Tolfa) deren Kenntnisse in jüngster Zeit durch die Arbeiten, über die Monti Cimini und das Tolfa-Gebiet (G. C. NEGRETTI, 1963; G. C. NEGRETTI und L. MORBIDELLI, 1963; L. MORBIDELLI, 1964) eine wichtige Erweiterung erfahren haben, wieder. Wie ersichtlich, ordnen sich die gleichfalls eingezeichneten Gesteine der Vulsinischen Serie I mit $Si^{\circ} > 1$, mit Ausnahme der Al-Überschuss aufweisenden Beispiele $si = 229$ und $si = 245$ gut in die Variation ein. Eine diesbezügliche Zugehörigkeit ist somit nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen.

Die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Nordteil der Tyrrhenischen Masse, wo sich dieselbe zuspitzt und aufsplittet (R. STAUB), begünstigen ein Überlappen der Provinzen, um so mehr, als der zeitliche Unterschied in der Förderung der sauren subsequenten und der basischen finalen Magmen äusserst gering und kaum feststellbar ist. Es darf wohl angenommen werden, dass das Aufdringen der zu der bis ins Spättertiär andauernden Apenninenfaltung subsequenten, volumen-

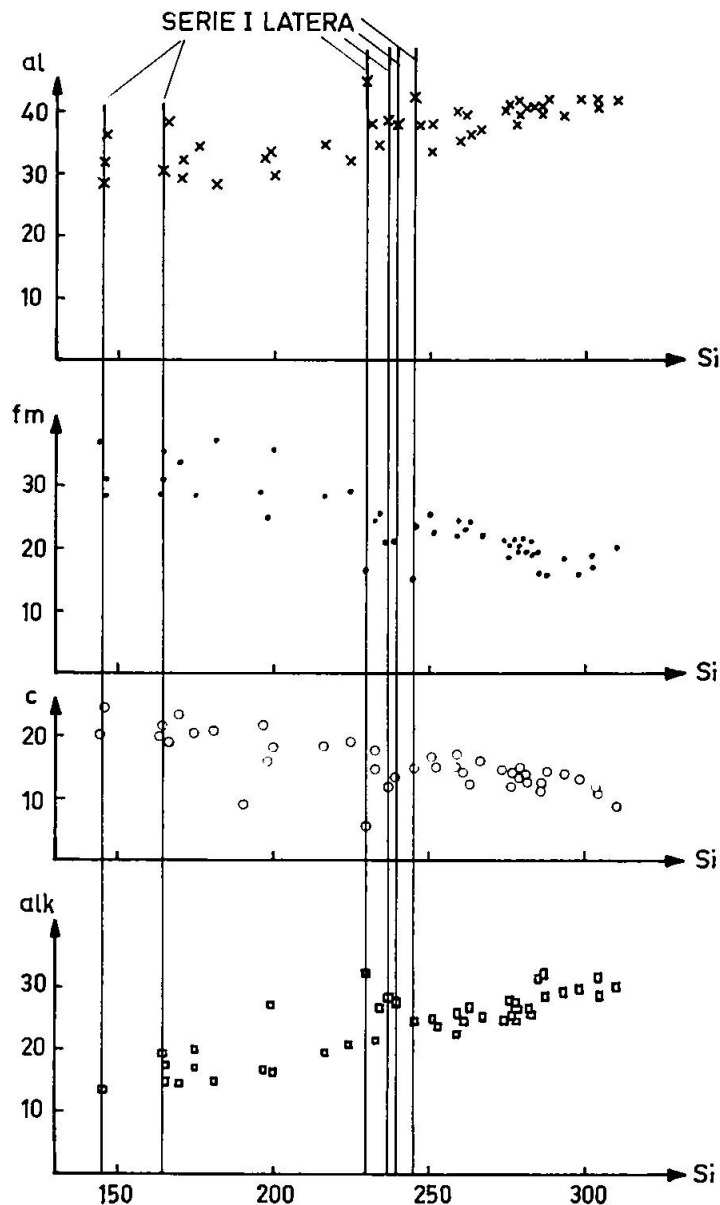


Fig. 26. Niggli'sche Variationsdiagramme der quartär Toskanischen Provinz für $si < 300$ mit Einzeichnung der an SiO_2 übersättigten Gesteine der Serie I.

Derselbe geologische Vorgang verursachte aber auch das Aufdringen der finalen basischen Laven, welche auf tieferreichenden Brüchen und aus grösserer Tiefe aufdrangen. In dem Schollenmosaik, welches sich bei diesem Einbruch bildete, konnte es leicht zu einem von beiden Magmen benützten komplizierten System von Förderkanälen kommen, und es bestand auch durchaus die Möglichkeit für lokale Vermischungen von Magmen verschiedenen Ursprungs.

Einen gewissen Hinweis in dieser Richtung geben zum Beispiel die

Einschlüsse in den Laven beziehungsweise Ignimbriten des Monte Amiata (P. ALOISI, 1923), welche chemisch vielfach Laven des finalen Vulkanismus entsprechen.

Solchen Vermischungen ist eventuell die Bildung der basischen Glieder von Serie I, wie des si-monzonitischen Trachyandesits vom Monte Spinaio oder des monzonitdioritischen sanidinreichen Trachybasalts vom Monte Rosso, zuzuschreiben.

Zusammenfassend kann somit gesagt werden, dass Serie I in keinem direkten genetischen Zusammenhang mit den anderen Serien steht. Sie gehört wahrscheinlich nicht dem finalen Magmatismus an, sondern dem in bezug auf die Apenninenfaltung subsequenten, im Sinne von H. STILLE. Dieser wird in der angrenzenden Toskana durch die Vulkanite von Capraja (mit Ausnahme der jüngsten Bildungen der Punta dello Zenobitò an der Nordspitze der Insel), Monte Amiata, Roccastrada und teilweise des Campigliese und im Lazio durch die sauren Laven und Ignimbrite des Gebietes Monti Ceriti-Tolfa repräsentiert.

Die Serien II, IIIa und IIIb hingegen gehören eindeutig dem finalen Magmatismus an, wobei die zwischen ihnen bestehenden Unterschiede wie folgt zu interpretieren sind: Serie II entspricht einer normalen Differentiationsserie eines nicht durch irgendwelche Assimilation modifizierten Stammagmas, auf dessen mutmassliche Natur im folgenden näher eingegangen werden soll. Serie IIIa und IIIb sind Differentiationsserien syntektischer Schmelzen, welche sich aus dem gleichen Stammagma durch Karbonatgesteinsassimilation verschiedenen Ausmasses bildeten, wobei die weiter oben diskutierten Analogien zu den Entwicklungsstadien Alt-Somma/prähistorische Jung-Somma beziehungsweise historische Jung-Somma/Versuv des Vesbischen Vulkans bemerkenswert sind.

III. ÜBER DAS STAMMAGMA IM TYRRHENISCHEN RAUM

a) Allgemeines

Die magmatische Entwicklung im östlichen Randgebiet der Tyrrhenischen Masse umfasst folgende Phasen (BURRI, 1961; MARINELLI, 1960):

1. Initialer Magmatismus (Ophiolithe): vor der Faltung aufgedrungen und daher, wie auch in anderen Faltengebirgen, in mehr oder weniger metamorphem Zustand vorliegend. Herkunft der Magmen: primärsimatisch.

2. Synorogener Plutonismus in Verbindung mit der Faltung. Granite und Granodiorite der Toskanischen Inseln (Elba, Giglio, Monte Cristo) und des Festlandes (Gavorrano-Ravi, Campigliese) bilden die Tertiäre Toskanische Provinz. Herkunft der Magmen: sekundär, sialisch-anatektisch.

3. Subsequenter Vulkanismus: Trachytisch-Liparitische Laven des Monte Amiata, von Roccastrada und des Campigliese sowie der Gegend Tolfa-Cerveteri-Civitavecchia (Quartäre Toskanische Provinz) und weiter im S die sauren Laven der Ponza-Inseln und der Äolischen Inseln sowie in den Monti Volsini die Gesteine von Serie I. Herkunft der Magmen: sekundär, sialisch-anatektisch. Es handelt sich offenbar um die letzten noch in der Tiefe vorhandenen anatektischen Schmelzen, welche im Zusammenhang mit dem Einbruch der Tyrrhenischen Masse aufgesprengt wurden.

4. Finaler Vulkanismus: Die Vulkane der Romanischen und Campanischen Provinz von den Monti Volsini über die Monti Cimini, die Regione Sabazia, die Monti Albani (Vulcano Laziale) und die Colli Ernici bis nach Campanien (Roccamonfina, Phlegräische Felder und Inseln, Vesbischer Vulkan) sowie die Trachybasalte der Ponza-Inseln. In der Toskana sind der Vulkan von Radicofani und die Selagite von Montecatini und Orciatico als Ableger der Romanischen Provinz anzusehen. Ausserdem werden die kleineren umbrischen Vulkane von San Vernanzo und Cupaello als exzentrische Ausbrüche des Vulsinischen Vulkans betrachtet. Herkunft der Magmen: primär-simatisch, zum Teil differenziert in Richtung Trachyandesit-Trachyt, zum Teil desilifiziert (Leucitgesteine). Die eigenartige biotitreiche („lamprophyrische“) Fazies der Selagite von Montecatini und Orciatico ist sehr wahrscheinlich besonderen lokalen Umständen zuzuschreiben. Die Magmen intrudierten in offenbar sehr wasserreiche Pliozänmergel und erstarrten mindestens zum Teil lakkolithartig, wodurch das Wasser zurückgehalten wurde und infolge des hohen k-Gehaltes reichliche Biotitbildung ermöglicht wurde. Hier interessiert ausschliesslich die finale Phase, welcher die Monti Volsini angehören, und es stellt sich die Frage nach der Natur des primären Stammagmas der Tyrrhenischen Region, aus welchem sich die beobachteten Gesteine herleiten lassen.

b) Versuch einer Bestimmung der Zusammensetzung des Tyrrhenischen Stammagmas

Zur Bestimmung des Stammagmas von petrographischen Provinzen bestehen prinzipiell zwei Möglichkeiten: (a) die Untersuchung der Pro-

Der Vulkan von Radicofani, nördlich der Monti Volsini, wurde von P. MODERNI (1903) als ein Ableger derselben betrachtet. Von P. NIGGLI (1924) und C. BURRI (1948, 1961) wurde er zur Quartär-Toskanischen Provinz gerechnet. Die basische Natur seiner Laven lassen es jedoch gerechtfertigt erscheinen, zur Auffassung von P. MODERNI zurückzu-kehren (vgl. auch MARINELLI, 1960). Die Laven haben folgende Zusam-mensetzungen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	Magma
a	131	24,2	44,9	21,9	9,0	,51	,66	32,7	37,5	28,8	,46	,12	sommaitdior.
b	132	25,3	43,8	22,5	8,4	,48	,61	33,8	37,9	28,3	,50	,11	sommaitdior.
c	132	23,6	44,9	21,1	10,4	,51	,69	31,7	38,0	30,3	,39	,15	sommatidior.
d	134	23,9	44,9	21,0	10,2	,52	,70	32,5	37,9	29,6	,46	,14	sommaitdior.
e	134	21,6	46,2	21,9	10,3	,67	,69	30,5	35,8	33,7	,35	,18	sommatidior.
f	138	23,6	44,3	20,8	11,3	,69	,71	32,3	38,1	29,6	,49	,15	sommaitdior.
a, b, e, f	Olivinandesit (Trachybasalt), Radicofani. F. RODOLICO (1935b), 76, 70, 81. Analytiker: Autor.												
c, d	Andesit (Trachybasalt), Radicofani. H. S. WASHINGTON, Am. J. Sc. 9 (1900), 52. Analytiker: Autor.												

Auch die jüngsten Eruptionen der Monti Volsini, der Monte Becco mit dem Lavastrom der Selva del Lamone, zeigen ähnliche Verhältnisse, wie auch ein junger Adventivkegel der Roccamonfina.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	Magma
a	129	23,2	39,6	24,1	13,1	,49	,69	28,6	40,8	30,6	,28	,25	yogoitisch/ sommaitisch
b	128	22,7	39,6	25,8	11,9	,52	,69	29,0	39,4	31,6	,30	,27	yogoitisch/ sommaitisch
c	125	23,7	37,5	27,3	11,5	,51	,63	29,0	40,3	30,7	,34	,28	sommaitdior.
a	Trachybasalt, Selva del Lamone, Monti Volsini. C. BURRI, pers. Mitt. Ana-lytiker: M. WEIBEL.												
b	Trachybasalt, Monte Becco, Monti Volsini. Analytiker: M. WEIBEL.												
c	Olivin-Trachybasalt, Colle Frisello, Roccamonfina. P. ARÉVALO CARRETERO, C. BURRI und M. WEIBEL (1962), 248. Analytiker: M. WEIBEL.												

Innerhalb der Äolischen Inseln scheint der Stromboli einem basi-schen Nachschub analoger Art zu entsprechen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	Magma
a	115	23,7	39,2	29,4	8,7	,35	,58	28,3	37,9	33,8	,44	,26	antsohitisch
b	119	21,0	40,0	29,5	9,5	,40	,58	29,0	36,0	35,0	,38	,18	antsohitisch
c	122	23,3	38,7	28,2	9,8	,32	,63	29,6	38,4	32,0	,41	,26	antsohitisch
d	122	21,0	41,0	29,0	9,0	,34	,57	30,3	35,1	31,2	,42	,23	antsohitisch
e	123	28,6	31,0	31,0	9,3	,24	,41	31,8	42,8	25,4	,51	,22	antsohitisch
f	123	23,5	38,5	28,5	9,5	,34	,58	30,8	38,1	27,4	,43	,20	antsohitisch
g	123	25,1	35,5	29,0	10,4	,39	,55	29,9	40,6	29,5	,41	,25	antsohitisch
h	124	23,5	38,5	28,0	10,0	,49	,63	29,9	38,8	29,0	,40	,29	antsohitisch
i	126	24,6	35,7	27,2	12,5	,50	,57	28,7	41,8	29,5	,33	,26	sommaitdior.
k	126	22,9	37,5	27,3	12,3	,56	,60	28,4	40,0	31,6	,30	,28	sommaitdior.
l	133	24,0	36,5	25,7	13,8	,54	,55	29,4	41,2	29,4	,28	,26	sommaitdior.
m	133	27,5	31,0	30,5	11,0	,41	,28	33,0	41,3	25,7	,44	,22	sommaitton.

- a, e Basalt, Lava 28. 2. 1955. C. CAVALLARO. Boll. Soc. Accad. Gioenia, Sc. Nat. Catania (4), 4 (1957), 107 und 110.
- b Basalt, Wurfeschlacke 11. 9. 1930. A. RITTMANN, Z. Vulk. 14 (1931), 47. Analytiker: E. NARICI.
- c Biotitführender Trachybasalt, Punta Lazzaro. R. JAKOB, Publ. Nr. 7 (1958), 48. Vulk. Inst. I. Friedländer. Analytiker: R. JAKOB.
- d Basalt, Lava Sept. 1915. F. A. PERRET. Am. J. Sc. 42 (1916), 451. Analytiker: H. WASHINGTON.
- f Basalt, Lava August 1914. F. A. PERRET, ibid. 451. Analytiker: H. S. WASHINGTON.
- g Olivinführender Trachybasalt, SW Sciarra del fuoco. R. JAKOB. Publ. 7 (1958), 48. Vulk. Inst. I. Friedländer. Analytiker: Autor.
- h Leucitführender Basalt, Filo Labronzo. R. JAKOB, ibid. Analytiker: Autor.
- i Leucitbasanit, Filo di Cane, Gang. R. JAKOB, ibid. 47. Analytiker: Autor.
- k Leucitbasanit, Scala Pertuso. R. JAKOB, ibid. 47. Analytiker: Autor.
- l Monzonitischer Syenogabbro, endogener Einschluss, Grotta Polomba. R. JAKOB, ibid. 52. Analytiker: Autor.
- m Andesitischer Basalt, WS Wand Serra Vancori. I. Friedländer, pers. Mitt. an C. BURRI. Analytiker: E. NARICI.

Alle diese Analysen zeigen chemisch so übereinstimmende Verhältnisse, dass sie als Repräsentanten desselben Magmas aufgefasst werden können. Im QLM-Dreieck fallen sie alle innerhalb eines sehr kleinen Feldes mit dem Schwerpunkt $Q = 31,0$, $L = 37,0$, $M = 32,0$. Im gleichen Dreieck (Fig. 27) sind zugleich eine Reihe von weiteren Analysen von Gesteinen von Ischia und Stromboli eingezeichnet, welche als Differenziationsprodukte des angenommenen Stammagmas aufgefasst werden können, sowie die Vulsinitserie der Zentraleruption der Roccamonfina (Monte Sta Croce-Monte Láttani), welche als letzter Nachschub von leicht differenziertem, jedoch nicht desilifiziertem Primärmagma dieses zur Hälfte aus Leucitgesteinen aufgebauten Vulkanes aufzufassen

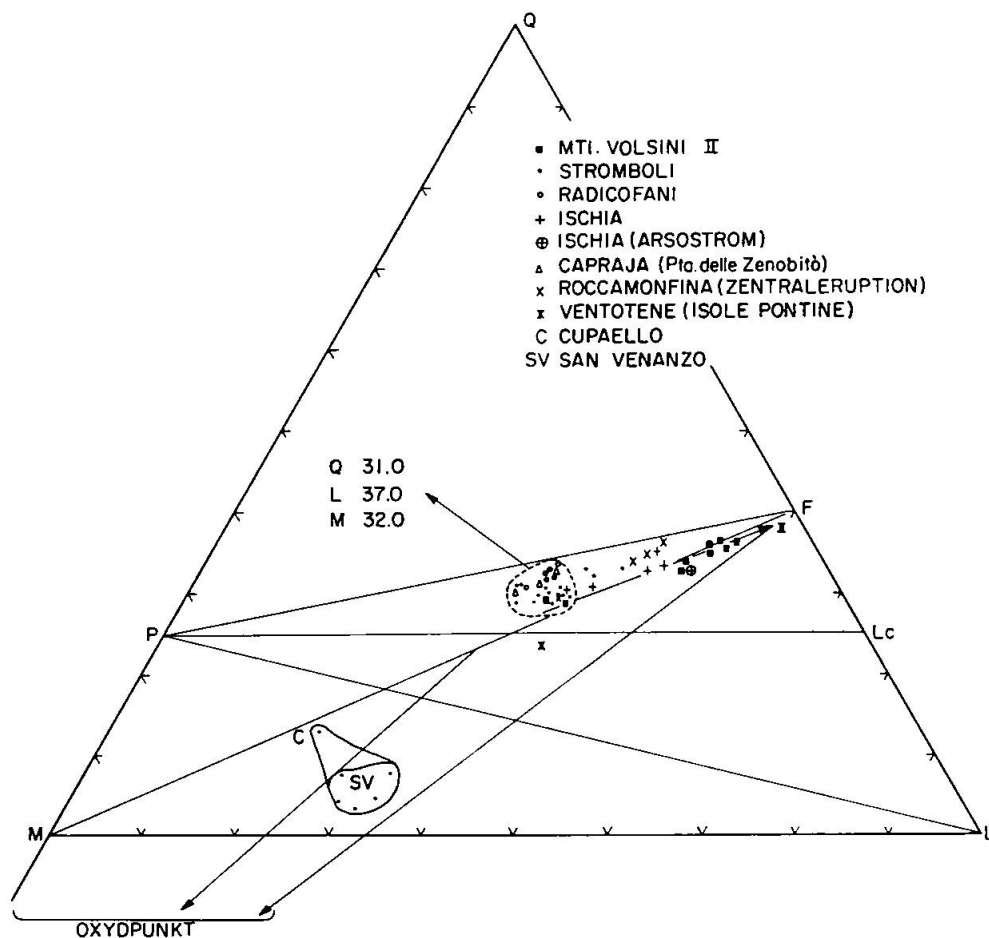


Fig. 27. Bestimmung der Q-, L- und M-Werte des hypothetischen Stammmagmas.

ist (P. ARÉVALO CARRETERO, C. BURRI und M. WEIBEL, 1962). Alle diese Differentiationsprodukte weisen in Richtung Trachyandesit (Vulsinit)-Trachyt (F-Pol) der Projektion), welche somit die normale Entwicklungstendenz derartiger Magmen darstellt. In dasselbe kleine Feld mit dem oben genannten Schwerpunkt fällt auch eine Lava der Monti Volsini, von welcher aus sich die Gruppe II der Monti Volsini normal differenziert (siehe vorhergehendes Kapitel).

Nähere petrochemische Charakterisierung des abgeleiteten tyrrhenischen Stammmagmas:

Aus dem QLM-Dreieck lässt sich folgender Wert für den Schwerpunkt des Feldes ermitteln: $Q = 31,0$, $L = 37,0$, $M = 32,0$. Aus dem KNaCa-Dreieck (Fig. 28) lassen sich als Mittelwerte $\pi = 0,40$ und $k = 0,45$, aus dem FeMgCa-Dreieck (Fig. 29) $\gamma = 0,20$ und $mg = 0,60$ ermitteln. Ferner kann als Mittelwert für den Oxidationsgrad des Fe $w = 0,40$ angenommen werden.

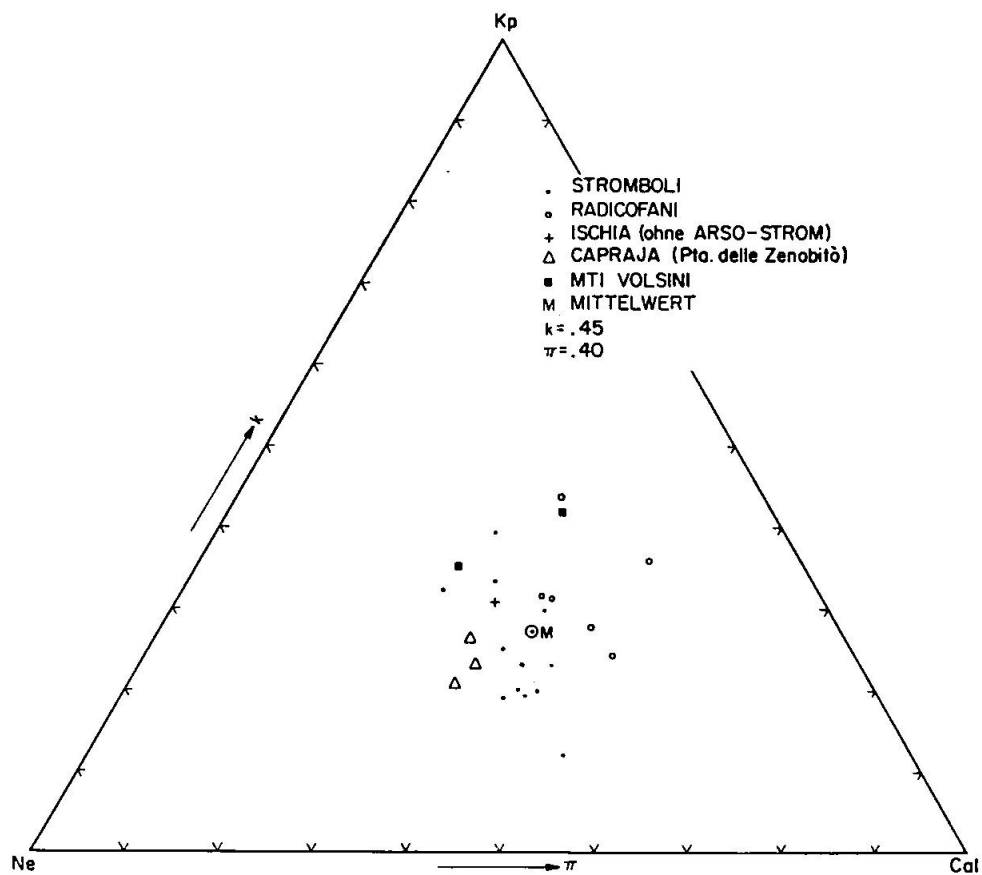


Fig. 28. Bestimmung der k - und π -Werte des hypothetischen Stammagmas.

Die Basis berechnet sich aus diesen Werten wie folgt:

$$\text{Cal} = \pi L = 14,8$$

$$\text{Kp} = k(1 - \pi) L = 10,0$$

$$\text{Ne} = (1 - k)(1 - \pi) L = 12,2$$

Nimmt man $Ru = 1,0$ und $Cp = 1,0$ an und setzt man $M' = M - (Ru + Cp) = 30,0$, so gilt ferner:

$$Cs = \gamma M' = 6,0$$

$$(Fo + Fa + Fs) = (1 - \gamma) M'$$

$$Fs = w(1 - \gamma) M' = 3,8$$

$$Fa = (1 - w)(1 - \gamma) M' = 5,8$$

$$Fo = mg(1 - \gamma) M' = 14,4$$

und die gesuchte Basis lautet:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
31,0	10,0	12,2	14,8	6,0	3,8	5,8	14,4	1,0	1,0

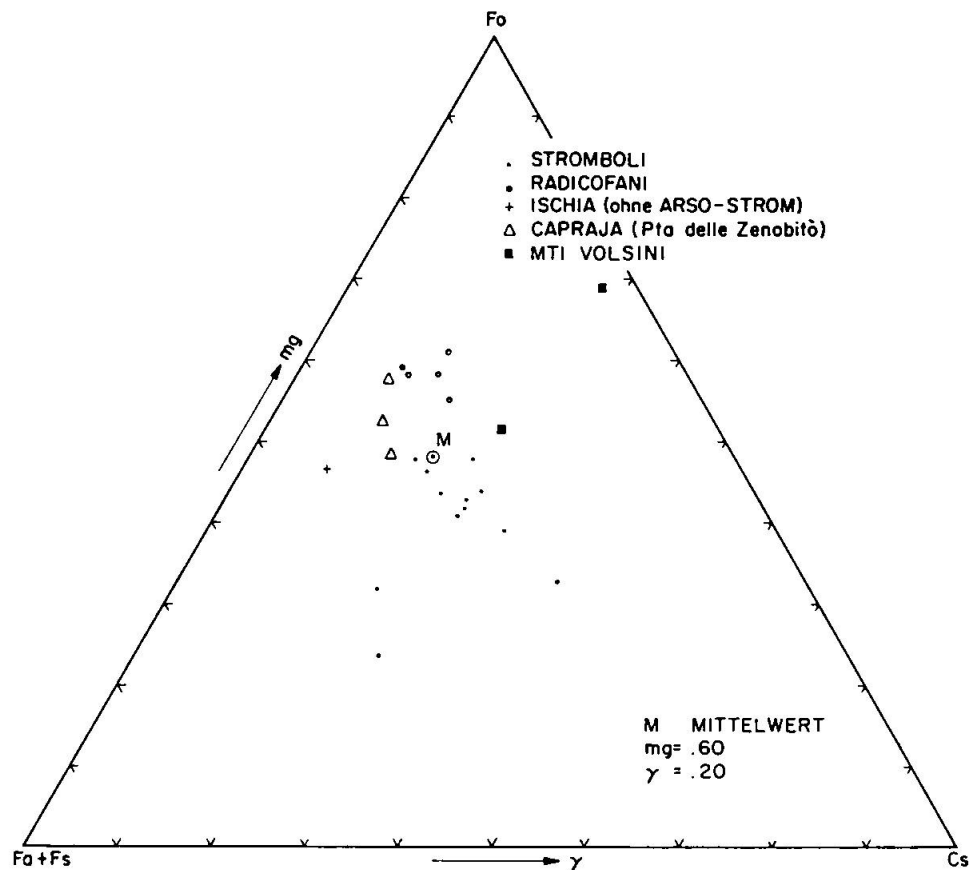


Fig. 29. Bestimmung der mg- und γ -Werte des hypothetischen Stammmagmas.

Daraus berechnet sich als Kata-Standardnorm:

Or	Ab	An	Wo	En	Hy	En	Hy	Mt	Ru	Cp
16,7	20,4	24,7	8,0	6,3	1,7	12,9	3,5	3,8	1,0	1,0
	45,1 Plag		16,0 Di			16,4 Orthaugit				

Aus der Basis berechnen sich die Kationen-% wie folgt:

Si^{4+}	$= Q + \frac{1}{3} (\text{Kp} + \text{Ne} + \text{Cs} + \text{Fs} + \text{Fa} + \text{Fo})$	$= 48,4$	Si^{4+}
Al^{3+}	$= \frac{1}{3} (\text{Kp} + \text{Ne}) + \frac{2}{3} \text{Cal}$	$= 17,3$	Al^{3+}
Fe^{3+}	$= \frac{2}{3} \text{Fs}$	$= 2,5$	Fe^{3+}
Fe^{2+}	$= \frac{2}{3} \text{Fa}$	$= 3,9$	Fe^{2+}
Mg^{2+}	$= \frac{2}{3} \text{Fo}$	$= 9,6$	Mg^{2+}
Ca^{2+}	$= \frac{2}{3} \text{Cs} + \frac{1}{3} \text{Cal} + \frac{3}{5} \text{Cp}$	$= 9,5$	Ca^{2+}
Na^{+}	$= \frac{1}{3} \text{Ne}$	$= 4,1$	Na^{+}
K^{+}	$= \frac{1}{3} \text{Kp}$	$= 3,3$	K^{+}
Ti^{4+}	$= \text{Ru}$	$= 1,0$	Ti^{4+}
P^{5+}	$= \frac{2}{5} \text{Cp}$	$= 0,4$	P^{5+}
		<u>100,0</u>	

Daraus folgen als Niggliwerte (vgl. C. BURRI, 1959, 58):

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	w
128	22,9	42,2	25,1	9,8	,45	,60	2,6	0,5	,39

Als Vergleich seien folgende Magmentypen aufgeführt:

si	al	fm	c	alk	k	mg	Magma
135	23,5	42,0	23,0	11,0	,45	,55	sommatidioritisch
135	27,0	38,0	21,5	11,5	,45	,5	monzonitdioritisch
135	22,5	46,5	18,0	13,0	,5	,6	lamprosommatisch
100	17,5	47,5	23,0	12,0	,55	,65	skunkinitisch

Das berechnete Stammagma kann somit als k-dioritisch bis k-gabbroid bezeichnet werden, und es unterscheidet sich damit durch seine k-Vormacht grundlegend von den sonst weitverbreiteten olivinbasaltischen bis schwach alkalibasaltischen Stammagmen simatischen Ursprungs anderer finaler Provinzen. Diese Erkenntnis stimmt somit vollständig mit derjenigen RITTMANN (1948) überein, welcher das tyrrhenische Stammagma als trachybasaltisch definierte, welche Bezeichnung daher hier übernommen werden soll. Zum Unterschied von RITTMANN werden jedoch als nicht, beziehungsweise wenig differenzierte Vertreter dieser Magmen Laven von Ischia, Stromboli, Radicofani etc. angesehen, wie sie weiter oben zusammengestellt wurden, während er eher an die, leider nur unvollständig bekannten, postliparitischen Trachybasalte der zentral gelegenen Ponza-Inseln gedacht hatte. Der von ihm als Beispiel genannte Trachybasalt von Arco auf Ventotene (in Fig. 27 ebenso eingezeichnet) liegt jedoch bedeutend tiefer in bezug auf sein Q-Niveau, so dass er wohl als etwas desilifiziert angesehen werden muss.

Angesichts der ungewöhnlichen Zusammensetzung, wie sie für das tyrrhenische Stammagma angenommen werden muss, stellt sich natürlich die Frage, wie diese zu erklären ist, beziehungsweise wie dieses Magma eventuell aus einem solchen vom Typ der allgemein verbreiteten Primärmagmen simatischen Ursprungs hergeleitet werden könnte. Dass solche Magmen im tyrrhenischen Raum ebenfalls vorhanden sind, zeigen die keine k-Vormacht aufweisenden Laven der Insel Ustica im W der Äolischen Inseln.

RITTMANN (1948) konnte durch einen Vergleich des trachybasaltischen Stammagmas Campaniens mit den Olivinbasalten Hawaiis zeigen, dass die durch den Einbruch der Tyrrhenis bedingte Tektonik der Erdkruste, durch welche das Urmagma aufstieg, für den unterschiedlichen Chemismus der beiden Magmen verantwortlich gemacht werden kann. Während

die Olivinbasalte Hawaiis das in tektonischer Hinsicht homogene und, wenn überhaupt vorhandene, dann sicherlich nicht sehr mächtige Sial auf abyssalen Spalten durchwandern konnten, stiess das olivinbasaltische Magma Campaniens nach Durchwandern des Kristallins auf nicht oder nur schwach metamorphe Sedimente der unteren Trias.

Diese Grenzfläche stellt sowohl in bezug auf Mobilität der aufsteigenden Magmen als auch in bezug der chemisch-physikalischen Verhältnisse und der geothermischen Tiefenstufe eine erhebliche Diskontinuität dar. Die Aufwärtsbewegung der Magmen verlangsamte sich oder kam örtlich sogar zum Stillstand, wodurch an dieser Grenzfläche dem Magma die Möglichkeit gegeben wurde, sich horizontal auszubreiten und Teilherde zu bilden. Diese Teilherde unterlagen völlig verschiedenen chemischen und physikalischen Verhältnissen, indem (a) die Abkühlung eine viel langsamere war und damit die gravitative Differentiation begünstigte und (b) ein Stoffaustausch und Wechselwirkung mit den Sedimenten im Herddach, eventuell auch geringe Assimilation, zustande kam. Der relativ hohe K-Gehalt entstand einerseits durch die gravitative Differentiation (zum Beispiel Anreicherung von Sanidin in den oberen Herdpartien) und andernteils durch die passive Anreicherung von K infolge pneumatolytischen Abwanderns von Na in Nebengesteine. Auf diese Weise differenzierte das olivinbasaltische Urmagma in tektonisch bedingten Teilherden zum Stammagma des tyrrhenischen Raumes und zu Trachybasalten und weiter zu Trachyandesiten (Vulsiniten, Latiten), welche bei weiterem Emporsteigen durch das Schollenmosaik der einbrechenden Tyrrhenis pneumatolytisch Phonolithe oder durch Karbonatgesteinsassimilation Leucitgesteine bildeten. Von C. BURRI (1961 b) wird jedoch die Vermutung ausgesprochen, dass unter Umständen auch eine Vermischung von normal- bis alkalibasaltischem Magma mit differentiell wieder aufgeschmolzenen lamprophyrischen Differentiaten des synorogenen Plutonismus stattgefunden haben könnte. Grund zu dieser Annahme bildet der Umstand, dass der trachybasaltische Charakter sich immer dort nachweisen lässt, wo synorogener Plutonismus entweder konstatierbar ist oder nach dem Verlauf der orogenen Zonen vermutet werden kann, das heisst in den Randgebieten der Tyrrhenis, sowie dass Lamprophyrgänge in den synorogenen Graniten kaum beobachtet werden, so dass angenommen werden darf, dass diese Bildungen aus tektonischen Gründen keine Aufstiegsmöglichkeiten fanden und daher in der Tiefe für differentielle Aufschmelzungen zur Verfügung standen.

Die Laven der zentral gelegenen Insel Ustica zeigen, wie schon erwähnt, keine k-Vormacht.

c) Versuch einer Berechnung der hypothetischen Syntektika

Ausgehend von der mutmasslichen chemischen Zusammensetzung des Stammagmas, wie es dem finalen tyrrhenischen Vulkanismus zugrunde gelegen haben dürfte, kann versucht werden die Zusammensetzung der hypothetischen, desilifizierten Syntektika zu berechnen, aus welchen sich die beiden Serien IIIa beziehungsweise IIIb durch Differentiation entwickelt haben. Bezeichnet SM in Fig. 30 den Schwerpunkt des Feldes

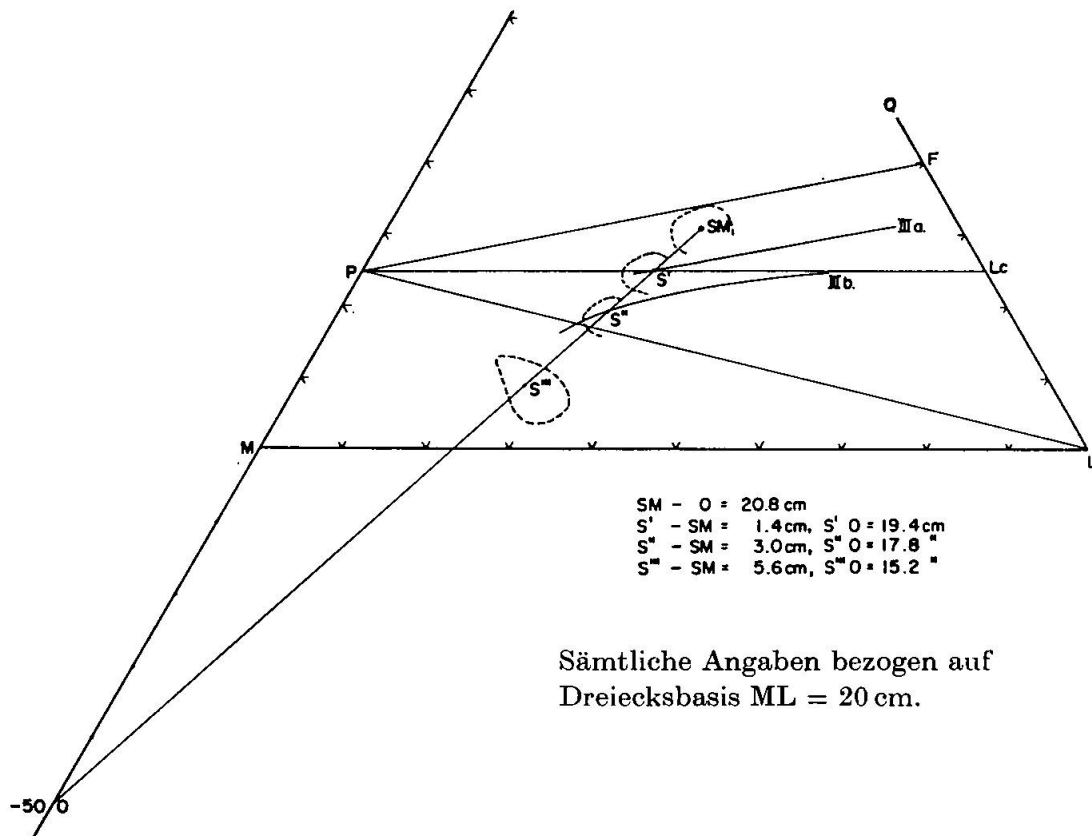
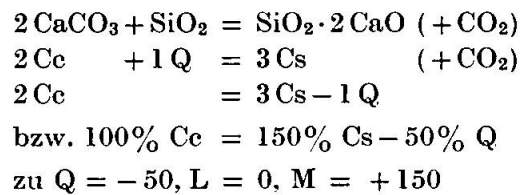


Fig. 30. Die Lage der Q-, L- und M-Werte des hypothetischen Stammagmas und der Syntektika S', S'' und S''' in bezug auf den Oxydpunkt O in der QLM-Projektion.

des Stammagmas mit den Koordinaten $Q = 31$, $L = 37$, $M = 32$, so liegen die Schwerpunkte der gesuchten Syntektika in den Schnittpunkten der Verbindungsgeraden von SM zum „Oxydpunkt“ O mit den Differentiationsbahnen IIIa beziehungsweise IIIb. Da CO_2 bei der angewandten Berechnungsmethode prinzipiell nicht berücksichtigt wird, ist der „Oxydpunkt“ Projektionsort für die Oxyde Hm und Mt, wie auch für die Karbonate Cc, Dol, Mgs oder Sid. Seine Koordinaten erhält man zum Beispiel aus der Beziehung



In Fig. 24 sind die beiden Synthecktika mit S' beziehungsweise S'' bezeichnet. Ihre Koordinaten lassen sich wie folgt ablesen:

$$\begin{array}{llll}
 \text{S}' & \text{Q} = 25 & \text{L} = 35 & \text{M} = 40 \\
 \text{S}'' & \text{Q} = 19 & \text{L} = 32 & \text{M} = 49
 \end{array}$$

Die Gerade SM-0 schneidet auch das Feld der weiter oben erwähnten melilithreichen Venanzite und Cupaellite, deren mittlere Zusammensetzung somit ebenfalls als ein Synthecktikum S''' angesehen werden kann. Die Koordinaten seines Schwerpunktes sind:

$$\text{S}''' \quad \text{Q} = 9 \quad \text{L} = 27 \quad \text{M} = 64$$

Auf Grund der Schwerpunktsbeziehung lässt sich aus der Figur sofort das Verhältnis Stammagma (SM) : Assimiliertes Karbonatgestein (C) wie folgt ablesen:

	SM	C
S'	93,3%	6,7%
S''	85,6%	14,4%
S'''	73,0%	27,0%

Für S' ist der Betrag der Assimilation somit ungefähr gleich gross, wie er von RITTMANN (1935) für die Herleitung des Vesuvmagmas aus demjenigen der historischen Jung-Somma angenommen wurde. Für S'' ist er etwa von doppeltem Ausmasse. Für S''' kommt man auf den erheblichen Betrag von 27% Assimiliertem. Dazu ist zu bemerken, dass es sich bei Venanzit (Euktolit) und Cupaellit um ganz ungewöhnliche, seltene Gesteine handelt, welche Ausnahmefälle darstellen und zu den niedrigst silifizierten Gesteinen gehören, welche überhaupt bekannt sind. Man darf also annehmen, dass lokal besondere Umstände vorhanden gewesen waren, welche ausnahmsweise eine Assimilation von Karbonatgesteinen in dem festgestellten, hohen Ausmasse begünstigten. Andererseits ist zu bedenken, dass der Umstand, dass das Feld Venanzit-Cupaellit auf der Geraden MO liegt, wohl aussagt, dass der Chemismus dieser Gesteine rein rechnerisch als Gemisch Trachybasalt-Oxyd (aus Karbonat) dargestellt werden kann, dass aber damit noch nicht bewiesen ist, dass es sich wirklich um eine Kristallisation aus einer durch Karbonatgesteinsassimilation bedingten syntektischen Schmelze gehandelt haben muss.

Es wäre zum Beispiel durchaus möglich, dass metasomatische Prozesse, verursacht durch Ca-reiche, niedrigstsilifizierte Lösungen, wie sie bei der Karbonatsyntexis auftreten können, mitgewirkt haben. Diese müssten allerdings schon in sehr frühen Stadien, wahrscheinlich schon im Schmelzzustand, stattgefunden haben, da die Strukturen der in Frage stehenden Gesteine den Eindruck reiner Eruptivgesteinsstrukturen machen und keine Anhaltspunkte für nachträglich stattgefundene metasomatische Prozesse liefern.

Abschliessend soll gezeigt werden, dass die erwähnten Gemische von SM und Karbonat tatsächlich auf die konstatierte chemische Zusammensetzung führen, sowie, was für ein Mineralbestand diesem entsprechen würde.

Syntektikum S'

Stammagma (trachybasaltisch) in Kationen-%:

Si ⁴⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ti ⁴⁺	P ⁵⁺	Summe
48,4	17,3	2,5	3,9	9,6	9,5	4,1	3,3	1,0	0,4	100
93,3% davon ergeben:										
45,2	16,1	2,3	3,6	9,0	8,9	3,8	3,1	0,9	0,4	93,3
+ 6,7% Dol				3,3	3,4					

ergibt das Syntektikum S' mit folgenden Kationen-%:

45,2	16,1	2,3	3,6	12,3	12,3	3,8	3,1	0,9	0,4	100
------	------	-----	-----	------	------	-----	-----	-----	-----	-----

Daraus berechnet sich als Basis:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
25,8	9,3	11,4	13,8	10,6	3,4	5,4	18,4	0,9	1,0

und als Kata-Standardnorm:

Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Hy	Fa	Fo	Mt	Ru	Cp
15,5	12,7	23,0	3,8	14,1	11,7	2,4	1,9	9,6	3,4	0,9	1,0

Die Leucitvariante erhält man wie folgt:

$$\begin{array}{rcl}
 2 (6 \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \text{ K}_2 \text{ O}) & = & 2 (4 \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \text{ K}_2 \text{ O}) + 4 \text{ SiO}_2 \\
 20 \text{ Or} & = & 16 \text{ Lc} + 4 \text{ Q} \\
 2 (\text{SiO}_2 \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \text{ Na}_2 \text{ O}) + \text{SiO}_2 & = & 6 \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \text{ Na}_2 \text{ O} \\
 6 \text{ Ne} + 4 \text{ Q} & = & 10 \text{ Ab} \\
 \hline
 \text{addiert: } 10 \text{ Or} + 3 \text{ Ne} & = & 8 \text{ Lc} + 5 \text{ Ab} \\
 12,6 \text{ Or} + 3,8 \text{ Ne} & = & 10,1 \text{ Lc} + 6,3 \text{ Ab}
 \end{array}$$

Die Leucitvariante lautet somit:

Or	Lc	Ab	An	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
2,9	10,1	19,0	23,0	14,1	11,7	2,4	9,6	1,9	3,4	0,9	1,0

Es handelt sich somit um einen Or-führenden (vicoitischen) Leucit-basanit. Die Niggliwerte berechnen sich wie folgt aus den Kationen-%:

si	al	fm	c	alk	k	mg
108	19,2	43,3	29,3	8,2	,45	,67

Zum Vergleich können folgende Gesteine und Magmentypen nach Niggli angeführt werden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
a	107	23,2	35,6	30,1	11,1	,59	,55	1,5	,4
b	110	22,0	37,0	29,5	11,5	,62	,65	1,8	,1
c	106	20,0	40,5	29,5	10,0	,58	,62	1,9	—
d	107	21,5	38,0	30,0	10,5	,63	,65	2,2	,4
e	100	17,5	47,5	23,0	12,0	,55	,65		
f	105	19,0	42,0	30,0	9,0	,60	,55		
g	135	23,5	42,0	23,5	11,0	,45	,55		

- a Leucitit, Cap zwischen Monte Bisenzio und Capodimonte, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 101. Analytiker: Autor.
 b Ottajanit, Prähistorische Jungsomma, Monte-Somma-Vesuv. A. LACROIX, C. R. 165 (1917), 208. Analytiker: PISANI.
 c Ibid. E. NARICI, Z. Vulk. 14 (1932), 232. Analytiker: Autor.
 d Ibid. A. LACROIX, C. R. 165 (1915), 208.
 e Magmentyp normalshonkinitisch nach NIGGLI.
 f Magmentyp antsohitisch nach NIGGLI.
 g Magmentyp sommaidioritisch nach NIGGLI.

Mit dem hypothetischen Syntektikum S' chemisch vergleichbare Gesteine sind somit in der Vulsinischen Subprovinz und auch in der Vesbischen Subprovinz der Campanischen Provinz vorhanden. Das für diese Gesteine allgemein etwas höhere alk und k steht in Übereinstimmung damit, dass auch RITTMANN (1935) bei der Herleitung des Vesuvmagmas aus demjenigen der Jungsomma zusätzlich zur Karbonatsyntexis eine Alkali-, und zwar im besonderen eine K-Zufuhr annehmen musste (vgl. auch C. BURRI, 1959, 270—271).

Syntektikum S''

Stammagma (trachybasaltisch) in Kationen-%:

Si ⁴⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ti ⁴⁺	P ⁵⁺
48,4	17,3	2,5	3,9	9,6	9,5	4,1	3,3	1,0	0,4 = 100,0

85,6% davon ergeben:

41,5	14,8	2,2	3,3	8,2	8,1	3,5	2,8	0,9	0,3 = 85,6
+ 14,4% Dol.				7,2	7,2				

ergibt das Syntektikum S'' mit folgenden Kationen-%:

41,5	14,8	2,2	3,3	15,4	15,3	3,5	2,8	0,9	0,3 = 100,0
------	------	-----	-----	------	------	-----	-----	-----	-------------

Daraus folgt als Basis:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
20,0	8,4	10,5	12,7	15,9	3,3	4,9	22,6	0,9	0,8

und als Kata-Standardnorm (Leucitvariante):

Q	Lc	Ne	An	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
-0,3	11,2	10,5	21,2	21,2	18,5	2,7	8,7	1,3	3,3	0,9	0,8

Der berechnete Mineralbestand entspräche einem Leucit-Nephelin-basanit mit reinem Anorthit als Plagioklas. Da in derartigen Gesteinen modal an Stelle des hier in Rechnung gesetzten Diopsides ein SiO_2 -ärmerer, sesquioxydhaltiger, gewöhnlicher Augit aufzutreten pflegt, dürfte nicht nur das geringe Q-Defizit ausgeglichen werden, sondern sich auch zumeist ein Teil des Ne zu Ab silifizieren lassen. Damit würde der Mineralbestand einem Leucitbasanit mit etwas weniger basischem Plagioklas entsprechen.

Nimmt man versuchsweise anstatt eines reinen Diopsides einen Alhaltigen Pyroxen an, wie er durch H. S. WASHINGTON (1921) vom Vesuv analysiert wurde, so lässt sich durch Bildung von 56,0% dieses Pyroxens (Pyr*) das gesamte Cs der Basis zum Verschwinden bringen:

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	$\text{H}_2\text{O}+$	Summe
47,60	6,01	9,17	4,59	0,19	14,43	21,52	0,70	0,76	1,52	0,08	100,52

Basis	56,0% Pyr* Rest			
Q	20,0	10,8	9,2	
Kp	8,4	1,5	6,9	
Ne	10,5	2,1	8,4	6,9 Kp + 2,3 Q = 9,6 Lc
Cal	12,7	3,6	9,1	9,1 Cal + 6,1 Q = 15,2 An
Cs	15,9	15,9	—	1,4 Fs + 0,7 Fa = 1,4 Mt + 0,7 Q
Fs	3,3	1,9	1,4	2,3 Ne + 1,5 Q = 3,8 Ab
Fa	4,9	2,7	2,2	
Fo	22,6	16,6	6,0	
Ru	0,9	0,5	0,4	
Cp	0,8	0,4	0,4	
	100,0	56,0	44,0	

Nach Verrechnung des nach Subtraktion der 56,0% Pyr* verbleibenden Restes erhält man als Pyr*-Variante mit einem Plagioklas An 80 folgenden Mineralbestand:

Lc	Ne	Ab	An	Pyr*	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
9,2	6,1	3,8	15,2	56,0	6,0	1,5	1,4	0,4	0,4
		19,0 Plag			7,5 Ol				

Die Niggliwerte berechnen sich aus den Kationen-% wie folgt:

si	al	fm	c	alk	k	mg
89	15,8	44,7	32,8	6,7	,45	,74

Zum Vergleich können folgende Gesteine und Magmentypen nach Niggli aufgeführt werden. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass auch entsprechende Gesteine mit Na-Vormacht bekannt sind, zum Beispiel von den Capverden (BURRI, 1960 b).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
a	88,0	14,4	52,0	27,1	6,7	,71	,77	1,4	0,2
b	100,0	14,5	42,5	32,0	11,0	,39	,56	0,8	0,5
c	101,0	15,5	42,0	32,0	10,5	,50	,58	0,8	0,8
d	95,2	14,5	48,4	30,0	7,1	,35	,62	5,1	0,4
e	91,6	15,4	45,0	31,7	7,9	,08	,52	8,2	0,7
f	80,0	12,5	47,0	34,0	6,5	meist k			

- a Leucitbasanit, Fiordine, Monti Volsini. H. S. WASHINGTON (1906), 101. Analytiker: Autor.
 b, c Vesuvschlacke. A. SCHERILLO (1950), 7.
 d Essexit, R. S. Jorge, Praia, S. Tiago, Capverden. Part G. M., Geol. Mag. 87 (1950), 421—426. Analytiker: Autor.
 e Nephelinbasalt, ES Morro, Maio, Capverden, Bebiano, J. BACELAR. Comm. Serv. geol. Portugal 18 (1932), 243.
 f Magmentyp (kali) polzenitisch nach NIGGLI.

Auch für das hypothetische Syntektikum S'' lassen sich somit entsprechend zusammengesetzte Vergleichsgesteine anführen. Auch hier gilt die schon für S' gemachte Feststellung, dass die Vergleichsgesteine gegenüber S'' etwas höher in alk und k sind und somit zusätzlich zur Karbonatsyntexis noch eine Alkali-, und zwar besonders eine K-Zufuhr angenommen werden muss.

Syntektikum S'''

Stammagma (trachybasaltisch) in Kationen-%:

Si ⁴⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ti ⁴⁺	P ⁵⁺
48,4	17,3	2,5	3,9	9,6	9,5	4,1	3,3	1,0	0,4 = 100,0

73% davon ergeben:

35,4	12,6	1,8	2,9	7,0	6,9	3,0	2,4	0,7	0,3 = 73,0
+ 27% Dol				13,5	13,5				

ergibt das Syntektikum S''' mit folgenden Kationen-%:

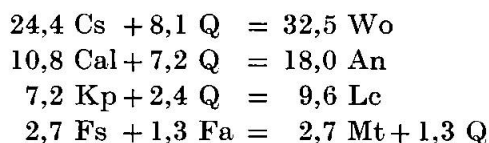
35,4	12,6	1,8	2,9	20,5	20,5	3,0	2,4	0,7	0,3 = 100,0
------	------	-----	-----	------	------	-----	-----	-----	-------------

Daraus folgt als Basis:

Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
9,4	7,2	9,0	10,8	24,4	2,7	4,3	30,7	0,7	0,8

Die Berechnung eines normativen Mineralbestandes bietet für derartig extrem niedrig silifizierte Gesteine gewisse Schwierigkeiten, wobei verschiedene Wege eingeschlagen werden können. Entweder können direkt niedrigstsilifizierte Komponenten gebildet werden, oder es können auch zuerst höher silifizierte neben einem Q-Defizit berechnet werden, wobei dieses in der Folge durch entsprechende Operationen unter Bildung niedrigstsilifizierter Komponenten vom Typus Melilith, Andradit (Melanit) oder in extremen Fällen auch Calcit beseitigt werden kann.

Bildet man unter Beschreitung des zweiten hier skizzierten Weges zuerst Wo, An, Lc und Mt gemäss

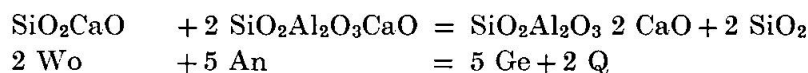


so folgt als provisorische Norm mit Q-Defizit:

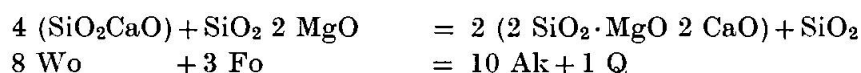
Q	Lc	Ne	An	Wo	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
-7,0	9,6	9,0	18,0	32,5	30,7	3,0	2,7	0,7	0,8

Der modal in den Laven von S. Venanzo und Cupaello nicht auftretende Wollastonit kann wie folgt beseitigt werden:

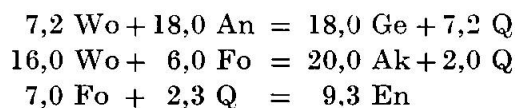
a) durch Bildung von Gehlenit



b) durch Bildung von Akermanit



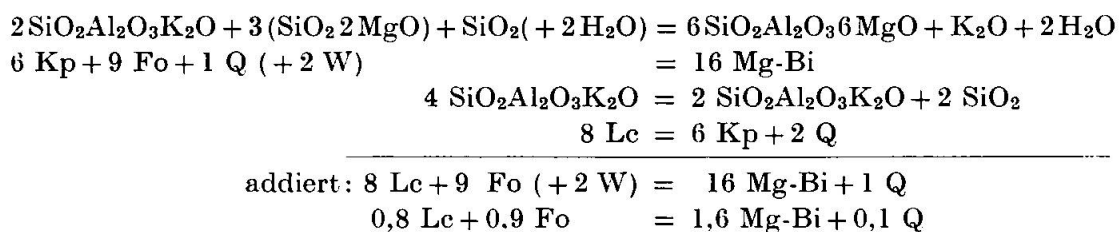
Beseitigt man den gesamten vorhandenen Wo auf diese Weise durch Melilithbildung, wird das vorhandene Q-Defizit nicht nur kompensiert, sondern es tritt sogar ein Q-Überschuss von 3,4% auf. Man bildet daher zweckmässig einen Melilith mit Ge : Ak ca. 1 : 1 und ferner, unter Silifizierung eines entsprechenden Betrages von Fo, eine zu den übrigbleibenden 9,3 Wo äquivalente Menge En zur Di-Bildung:



woraus resultiert:

Q	Lc	Ne	Ak	Ge	Wo	En	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp
-0,1	9,6	9,0	20,0	18,0	9,3	9,3	17,7	3,0	2,7	0,7	0,8

Das geringe Q-Defizit lässt sich unter Bildung von Mg-Bi (Phlogopit), wie er modal in den betrachteten Gesteinen vorhanden ist, beseitigen gemäss:



worauf man erhält:

Lc	Ne	Ak	Ge	Wo	En	Fo	Fa	Mg-Bi	Mt	Ru	Cp
8,8	9,0	20,0	18,0	9,3	9,3	16,8	3,0	1,6	2,7	0,7	0,8

Diese Variante entspricht in befriedigender Weise den betrachteten Gesteinen. Der etwas hoch erscheinende Betrag von Ne dürfte zum Teil in den für den Venanzit (A. HOLMES, 1942, 229) und F. A. BANNISTER, TH. G. SAHAMA, H. B. WIJK, 1953, 47) nachgewiesenen Kalsilit stecken, zum Teil auch im Pyroxen, für welchen auch hier anstelle des gewöhnlichen Augites Diopsid angenommen wurde. Auch hier liesse sich die Anpassung an die modalen Verhältnisse durch Einführung eines Alhaltigen Augites verbessern.

Die Niggliwerte berechnen sich zu:

si	al	fm	c	alk	k	mg
65,0	11,6	46,1	37,4	4,9	,45	,81

Zum Vergleich können folgende Gesteine von Cupaello und S. Venanzo und ein Magmentyp nach Niggli aufgeführt werden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
a	73	9,3	43,3	36,8	10,6	,62	,47	3,9	1,3
b	73	10,1	47,5	31,3	11,1	,75	,75	4,0	—
c	77	9,7	46,4	33,1	10,8	,88	,75	1,2	1,0
d	89	8,3	44,4	30,9	16,4	,84	,72	1,9	1,0
	50,0	10,0	43,0	40,0	7,0	meist k.	,50 nach NIGGLI:		
							alnöitisch		

- a Holokrist. Einschluss in Venanzit. San Venanzo. F. RODOLICO (1936), 474. Analytiker: Autor.
- b Venanzit. H. ROSENBUSCH, Sitz. Ber. Preuss. Akad. Wiss. (1899), 114. Analytiker: DITTRICH ?
- c Venanzit, S. Venanzo. F. A. BANNISTER, TH. G. SAHAMA, H. B. WIJK (1953), 47. Analytiker: H. B. WIJK.
- d Cuppaellit, Cupaello, Umbrien. F. RODOLICO (1935), 470. Analytiker: Autor.

Der Vergleich zeigt, dass die umbrischen Laven dem berechneten Syntektikum S''' zwar recht nahe stehen, dass jedoch auch hier mit einer zusätzlichen Zufuhr von K gerechnet werden muss.

Zusammenfassend kann in bezug auf den berechneten Chemismus der hypothetischen Syntektika gesagt werden, dass sich sowohl für S', S'' wie auch für das sehr stark desilifizierte S''' Gesteine finden lassen, welche ihnen chemisch sehr nahe stehen, dass jedoch, wenn man ihren Chemismus als derartige Syntektika deuten will, zusätzlich eine Zufuhr von Alkalien, und zwar vorwiegend von K angenommen werden muss. Eine solche steht durchaus in Übereinstimmung mit der durch RITTMANN (1935) für den vesbischen Vulkan gemachten Konstatierungen.

Diese K-Zufuhr wirkt sich auch in dem gegenüber dem Stammagma deutlich erhöhten k-Wert für die niedriger silifzierten Gesteine aus, wie es aus den angeführten Vergleichen ersichtlich ist. Für die reinen Syntektika ohne K-Zufuhr würde sich k gegenüber dem Stammagma naturgemäss nicht ändern, im Gegensatz zu mg, welches sich wegen des mg-Gehaltes des Dolomites erhöht. Die Alkalizufuhr wirkt sich auch in der deutlichen Abnahme der Differenz (al-alk) mit zunehmender Desilifizierung aus, ein Umstand, auf welchen C. BURRI schon anlässlich der Diskussion der petrochemischen Verhältnisse der Capverden aufmerksam machte (BURRI, 1960 b).

E. Anhang: Die K-Ar-Alter Vulsinischer Vulkanite

Das Alter des Leucitgesteines mit 277 000 a legt die Eruptionszeit des Lateravulkanes in das späte Pleistozän. Die Altersstellung des Lavastromes, aus welchem die Altersbestimmung vorgenommen wurde, wird aber gegen das Ende der Eruptionszeit des Latera s. str. angenommen, so dass der Beginn der Eruptionen als älter angenommen werden muss. A. RITTMANN (1933) zeigte, dass für den Vesuv eine Zunahme des Leucitgehaltes von 7 auf 45% in ungefähr 11 000 a nachgewiesen werden kann. In Analogie dazu (das Gestein enthält ca. 45% Leucit) können wir bei den älteren Laven des Latera s. str., welche im E ausgeflossen sind, auch einen sehr geringen Leucitgehalt feststellen. Ich möchte daher die Vermutung aussprechen, dass die Entstehung des Lateravulkans auf 290 000—294 000 a festgelegt werden kann. Diese Annahme setzt eine relative Ruhe zwischen dem Ausfliessen der Laven im E und N voraus, denn eine so intensive Assimilation und Differentiation erfordert einen intensiven Kontakt mit dem zu assimilierenden Gestein, welcher

bei Lavaflusstätigkeit nicht erfüllt werden kann. Es ist deshalb anzunehmen, dass sich der Lateravulkan längere Zeit auf eine reine Locker-massentätigkeit beschränkt hat, was die grossen Tuffmassen zu bestätigen scheinen. Dem Ausfliessen dieser stark desilifizierten Magmen scheinen vulkanotektonische Bewegungen gefolgt zu sein, welche das Aufbrechen einer anderen Magmaseitenkammer zur Folge hatte oder begünstigte (Vepe).

Dank einer persönlichen Mitteilung Prof. Dr. G. H. Curtis von Berkeley war es möglich, den neu bestimmten Alterswert mit jenen zu vergleichen, welche im Departement of Geology der University of California aus benachbarten Gebieten mit derselben Methode erhalten wurden. Für zwei Laven aus dem Gebiet des Bolsener Sees (leider ohne Präzisierung des Fundortes) wurden 328 000 a und 431 000 a berechnet, was die Tatsache, dass der Lateravulkan die jüngsten Laven förderte, bestätigen dürfte. Für einen jungen Lavastrom des Monte Albano wurden 277 000 a berechnet, was die allgemein herrschende Annahme vom etwas jungen Alter des Vulcano Laziale zu bestätigen scheint.

Diese findet ihre Stütze in der im Vergleich zu den Monti Volsini besseren Erhaltung der vulkanischen Formen sowie im Andauern der Tätigkeit bis in prähistorische oder gar historische Zeiten.

Das geringe Alter von 220 000 a für den Sanidin aus höhersilifiziertem Trachyt kann auf verschiedene Art gedeutet werden. Einmal kann angenommen werden, dass während der Periode der Förderung leucitführender Laven auch trachytische Differenziate nichtdesilifizierter Magmen, wohl aus grösserer Tiefe, aufstiegen und erstarrten. Oder aber, es lässt sich auch denken, dass es sich um eine etwas ältere Bildung aus nichtdesilifizierten Schmelzen handelt, welche jedoch zufolge ihrer späteren Erhitzung in den umschliessenden jungen Tuffen oder auch bei der Verwitterung, welche einen nicht zu vernachlässigenden Al-Überschuss bedingte, einen Ar-Verlust erlitt, so dass das bestimmte K/Ar-Alter als zu jung resultierte.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Lateravulkan ist die jüngste Bildung des Vulsinischen Vulkansystems, welches seinerseits die nördlichste Subprovinz der am Innenrand des Apennins gelegenen Romanischen Vulkanprovinz bildet. Es handelt sich um einen komplex gebauten Stratovulkan mit 11 Eruptionszentren im Westen des Bolsener Sees und teilweise sehr gut erhaltenen vulkanischen Formen. Es können 5 Eruptionsphasen unterschieden werden. Die erste führte zur Bildung des ca. 9 km Durch-

messer aufweisenden Laterakraters im engeren Sinne. Eine an Leucit aus einer seiner Laven ausgeführte K-Ar-Altersbestimmung ergab 277 000 a. Vulkantektonische Bewegungen ermöglichten in der Folge das Aufbrechen neuer Magmenkammern, welche in einer zweiten Phase zur Bildung des Vepevulkans und in einer dritten zur Bildung der Zentren Pilato, Seccante, Montione und Paterno führten. Während einer vierten Phasen entstanden die Vulkane von Starnina, Valentano und San Magno, welche dem Ostrand des Laterakraters aufgesetzt sind. Diese vier ersten Phasen lieferten ausschliesslich niedrigsilifizierte Leucitgesteine (Vicoite, Leucittephrite, Leucitite, Trachyvicoite und Orvietite) mit entsprechenden Tuffen (Si° 0,85—0,97). Darin eingeschlossen finden sich als Auswürflinge höher silifizierter Leucit-Monzonit (Si° 0,87) und Trachyt (Si° 1,09). Eine K-Ar-Altersbestimmung an Sanidin aus Trachyt ergab 220 000 a, wobei wahrscheinlich ein gewisser Ar-Verlust anzunehmen ist. Die fünfte und letzte Eruptionsphase förderte im Gegensatz zu den frühern, höher silifizierte Trachybasalte und Trachyandesite (Si° 1,02—1,04) und führte zur Bildung des Monte Becco, Monte Rosso und Monte Spinaio sowie des ausgedehnten Lavastroms der Selva del Lamone.

Zur Illustrierung des Chemismus werden 23 neue chemische Analysen der vulsinischen Region, wovon 13 vom Lateravulkan, gegeben, wozu noch 18 aus der älteren Literatur kommen. Es zeigt sich, dass die Vulsinische Subprovinz wie in bezug auf den Mineralbestand auch chemisch enge Analogien zum vesbischen Vulkan (Somma-Vesuv) aufweist. Es liegt daher nahe, die konstatierte Variation in gleicher Weise wie dies durch Rittmann für diesen Vulkan geschah, durch Desilifizierung eines trachybasaltischen Stammagmas infolge von Karbonatassimilation mit nachfolgender gravitativer Differentiation der Syntektika zu deuten. Die höher silifizierten trachybasaltisch-trachyandesitischen Laven der Schlussphase werden in Analogie zu den Verhältnissen der Roccamonfina als späte Nachschübe nicht desilifizierter und nur wenig differenzierter Partien des Stammagmas auf jüngsten, tiefreichen Brüchen betrachtet.

Chemisch lassen sich für den Vulsinischen Vulkan 4 Serien unterscheiden. Die am stärksten desilifizierte III b ($\text{Si}^\circ \leq 0,85$) entspricht beim Vesbischen Vulkan den Epochen der Jungsomma und des Vesuvs, während Serie III a ($0,85 \leq \text{Si}^\circ \leq 0,88$) sich mit den Bildungen der Altsomma und der prähistorischen Jungsomma vergleichen lässt. Serie II ($0,88 \leq \text{Si}^\circ \leq 1,00$), welche schwach untersättigte und gesättigte Gesteine wie feldspatreiche Vicoite, Trachybasalte und Vulsinite umfasst, entspricht einer Serie, wie sie durch normale gravitative Differentiation einer trachybasaltischen Schmelze gedeutet werden kann und zum Beispiel von der Roccamonfina bekannt ist. Die an SiO_2 deutlich übersättigten Gesteine der Serie I ($\text{Si}^\circ \geq 1,00$) bilden für die Romanische Provinz eine Ausnahme. Angesichts der räumlichen Nachbarschaft der subsequenten Toskanischen Quartären Provinz, in welcher saure Gesteine vorherrschen, erscheint die Vermutung als gerechtfertigt, dass diese Bildungen dem subsequenten Vulkanismus zuzurechnen sind.

Im Gegensatz zum Vesbischen Vulkan lässt sich für den Vulsinischen keine einfache Abhängigkeit zwischen Eruptionsalter und Grad der Desilifizierung konstatieren. Der Grund hierfür dürfte sein, dass für das Vulsinische Gebiet wie für die ganze Romanische Provinz infolge des vorhandenen tektonischen Schollenmosaiks einer Vielzahl von kleineren, voneinander unabhängigen Magmenkammern angenommen werden müssen. In diesen waren die Desilifizierungs- und Differentiationsprozesse offenbar ungleich fortgeschritten, als sie sich gleichzeitig oder

alternierend entleerten. Im Falle des Vesbischen Vulkans liegt dagegen ein einziger Magmenherd mit einem einzigen Förderschlot vor.

Der Versuch einer Bestimmung der chemischen Zusammensetzung des Stammmagmas der tyrrhenischen Region anhand der jüngsten Bildung der Monti Volsini und von Auswürflingen aus Epomeotuffen auf Ischia führte auf ein relativ kleines Feld, in welches auch Laven von Radicofani, Stromboli und Capraja (Punta dello Zenobitò) fallen, von welchem man ebenfalls Anlass hat, anzunehmen, dass es sich um kaum differenzierte Produkte handle, welche nicht durch Karbonat-syntexis modifiziert wurden. Sein Schwerpunkt liegt bei $Q\ 31$, $L\ 37$, $M\ 32$, $k\ 0,45$, $mg\ 0,60$, $\pi = 0,40$, $\gamma = 0,20$. Daraus berechnen sich die Niggliwerte $Si\ 128$, $al\ 22,9$, $fm\ 42,2$, $c\ 25,1$, $alk\ 9,8$. Auf graphischem Weg lässt sich ermitteln, dass für die Ableitung von Serie IIIa aus diesem Stammagma eine Karbonatassimilation von 6,7% und für die Serie IIIb eine solche von 14,4% angenommen werden muss. Für die extrem niedrig silifizierten Melilithgesteine von San Venanzo und Cupaello, welche exzentrische Ausbrüche des Vulsinischen Vulkans darstellen, ergibt sich ein Betrag von 27%.

RIASSUNTO

Il vulcano di Latera è la manifestazione più recente del sistema vulcanico dei Monti Volsinii, che rappresenta la sottoprovincia più settentrionale della provincia vulcanica romana situata all'interno del margine dell'Appennino. Situato all'ovest del Lago di Bolsena, il vulcano di Latera è uno stratovulcano complicato con 11 centri di eruzione. Mostra in parte forme vulcaniche ben conservate. Possono essere distinti 5 periodi d'eruzione. Nella prima si è formato il cratere di Latera s. str. con ca. 9 km di diametro. La determinazione dell'età assoluta eseguita su leuciti estratte da una delle sue lave (metodo K-Ar) ha dato 277 000 anni. Movimenti vulcano-tettonici susseguenti condussero all'apertura di nuovi bacini magmatici con la formazione dei centri del Vepe in una seconda, e di quelli del Pilato, Seccante, Montione e Paterno in una terza fase eruttiva. Durante la quarta, si formarono poi i centri d'eruzione di Starnino, Valentano e San Magno, tutti sovrapposti all'orlo craterico della prima fase. Le quattro prime fasi hanno dato esclusivamente lave leucitiche di bassa silicizzazione (vicoiti, tefriti leucitiche, trachivicoiti ed orvietiti) con i rispettivi tufi ($Si^\circ\ 0,85-0,97$). Solamente in forma di massi nei tufi si trovano rocce di silicizzazione più elevata quali monzoniti leucitifere ($Si^\circ\ 0,87$) e trachiti ($Si^\circ\ 1,09$). La determinazione dell'età assoluta (metodo K-Ar) del sanidino di una trachite ha dato 220 000 anni, età probabilmente troppo bassa e dovuta a una perdita di Ar durante il prolungato riscaldamento di questi massi nei tufi. La quinta ed ultima fase eruttiva fornì, in contrasto alle anteriori, prodotti di silicizzazione più alta: trachibasalti e trachandesiti (vulsiniti) con $Si^\circ\ 1,02-1,04$ che costituiscono, oltre all'estesa colata lavica di Selva del Lamone, i centri di Monte Becco, Monte Rosso e Monte Spinaio.

La composizione chimica vien discussa sulla base di 23 nuove analisi (tra cui 13 del vulcano di Latera) alle quali si aggiungono altre 18 tolte dalla letteratura. Sia per la composizione mineralogica già nota, sia per quella chimica, la sottoprovincia vulcanica dei Monti Volsinii presenta grandi analogie con quella vesbica

(Somma-Vesuvio). Si è perciò portati a spiegare la variazione chimica nello stesso modo proposto dal Rittmann per quest'ultimo: la desilicizzazione di un magma capostipite di natura trachibasaltica sarebbe dovuta a un'assimilazione di rocce carbonatiche, con una susseguente differenziazione gravitativa dei magmi sintetici così formati. Le lave trachandesitiche e trachibasaltiche della fase finale, aventi un grado di silicizzazione più elevata, vengono invece considerate, in analogia alla Roccamonfina, quali apporti del magma capostipite non desilicizzato e poco differenziato, migrati lungo fratture tardive e profonde.

Dal punto di vista del chimismo possono essere distinte 4 serie. La serie più desilicizzata IIIb (Si° 0,85) corrisponde nel vulcano vesbico alla fase del Giovane Somma e del Vesuvio, mentre la serie IIIa (0,85 Si° 0,88) può essere paragonata con quella del Vecchio Somma e del Giovane Somma preistorico. La serie II (0,88 Si° 1,00), che si compone di rocce debolmente sature di SiO_2 (vicoiti ricchi di feldispato, trachibasalti e trachandesiti), corrisponde ad associazioni, che si formano senza desilicizzazione per effetto della differenziazione gravitativa da magmi trachibasaltici. Le rocce della serie I (Si° 1,00) invece, che sono distintamente soprassature di SiO_2 , rappresentano una eccezione e non sono state trovate altrove nella provincia romana. Data la vicinanza della provincia toscana quaternaria, nella quale prevalgono rocce acide con strette analogie chimiche, sembra lecito attribuire dette rocce soprassature al vulcanismo susseguente e non a quello finale che dà origine alle serie III e II.

Contrariamente al vulcano vesbico, per i Monti Volsinii non si è trovato una correlazione tra l'età delle singole fasi di evoluzione e il grado di silicizzazione dei loro prodotti. Ciò può essere spiegato se si suppone che le numerose fratture prodottesi durante lo sprofondamento della massa tirrena abbiano ridotto il sotto-suolo a un mosaico di zolle indipendenti e favorito di questo modo lo sviluppo di numerosi piccoli bacini magmatici separati. In questi processi di desilicizzazione e differenziazione non avevano raggiunto lo stesso sviluppo, quando, al momento dell'eruzione, si vuotarono contemporanei o alternanti dando origine ai diversi edifici vulcanici. Per il vulcano vesbico invece le condizioni sono molto più semplici in quanto si ebbe fin dall'inizio della sua attività un solo focolare e un solo condotto vulcanico di modo che risulta chiaramente la correlazione tra l'età delle eruzioni e il loro grado di evoluzione magmatica.

La composizione chimica del magma tirreno capostipite può essere dedotto sulla scorta dei prodotti più recenti dei Monti Volsinii o delle antiche formazioni incluse nel tufo dell'Epomeo (Ischia). Ne risulta un campo di variazione piuttosto ristretto che contiene anche le lave di Radicofani, dello Stromboli e della Capraja (P. dello Zenobitò). Sembra giustificata la supposizione che si tratti di magmi poco differenziati e non modificati da processi di sintesi carbonatica. Nel triangolo QLM del Niggli, il centro di gravità del rispettivo campo di variazione corrisponde ai valori Q 31, L 37, M 32, con k 0,45, mg 0,60, 0,40, 0,20 da cui derivano si 128, al 22,9, fm 42,2, c 25,1, alk 9,8. Un semplice calcolo grafico dimostra che la serie IIIa può essere derivata dal magma capostipite così definito con un'assimilazione di 6,7% di rocce carbonatiche, mentre la serie IIIb ne richiede 14,4%. Per la derivazione delle rocce melilitiche di S. Venanzo e Cupaello (Umbria) di silicizzazione estremamente bassa considerate già da lungo tempo come bocche eccentriche dei Monti Volsinii, si calcolano nello stesso modo 27% di rocce carbonatiche assimilate.

ABSTRACT

The Latera vulcano is the youngest eruption of the Vulsinian Volcanic System, which forms the northernmost subprovince of the Roman Volcanic Province situated on the inferior border of the Apennin Mountains. The volcano lies west of Lake Bolsena and may be termed a complex stratovolcano: its 11 eruption centers are partly well preserved. There are 5 distinct phases of activity: The first phase formed the Latera Crater *sensu stricto*, which has a diameter of approximately 6.5 miles. An age determination (K-Ar method) of leucite from leucite-tephrite gave an age of 277,000 years. Next, tectonic movements activated new magma chambers which initiated the second phase (Vepe Volcano) and finally gave way to four small centers, Pilato, Seccante, Montione and Paterno, the eruptions of which form the third phase. The volcanoes of Starnina, Valentano and San Magno, all on the eastern rim of the old Latera Crater form the fourth phase. These four phases produced all leucitic rocks of low silication ($\text{Si}^\circ 0.85\text{--}0.97$) and their corresponding tuffs (Vicoites, leucite-tephrites, leucitites, trachyvicoites and orvietites). Rocks of higher silication, as leucitic monzonite ($\text{Si}^\circ 0.87$) and trachyte ($\text{Si}^\circ 1.09$) were ejected with the tuffs and are found embedded in them. An age determination (K-Ar method) of sanidin from trachytic rock gave 220,000 years, but an Ar-loss due to prolonged heating in the tuffs is assumed to have influenced this result. In contrast to the four previous phases rocks with higher silication ($\text{Si}^\circ 1.02\text{--}1.04$) of trachybasaltic and trachyandesitic composition were erupted in the last (fifth) phase and formed the volcanoes Becco, Rosso, Spinaio as well as the large lava-stream which is now covered by the Selva del Lamone.

23 new chemical analysis (of which 13 from the Latera volcano) and 18 taken from earlier publications are given to illustrate the chemical composition and variation within the Vulsinian Subprovince. Close analogies in mineral and chemical composition with the Vesbian Volcano were found. A similar explanation for the variations observed, as put forward by A. Rittmann for the Vesbian Volcano, seems possible: desilication of a trachybasaltic primary magma due to assimilation of carbonate rocks, followed by gravitational differentiation of the syntectic melts. The last phase containing rocks with high silica content is interpreted as a late rise of a fraction of primary magma not yet desilicated and which had only undergone weak differentiation. In analogy with the Roccamonfina Volcano it is assumed that these melts moved upwards along relatively young and deep fractures.

Chemically 4 magma series can be distinguished in the Vulsinian subprovince: the strongest desilicated series IIIb ($\text{Si}^\circ \leq 0.85$) corresponds to the periods of the Younger Somma and Vesuvius, whereas series IIIa ($0.85 \leq \text{Si}^\circ \leq 0.88$) can be compared with the products of the Old Somma and the Prehistoric Young Somma. Series II ($0.88 \leq \text{Si}^\circ \leq 1.00$) is composed of rocks weakly undersaturated and saturated in silica, such as vicoites rich in feldspar, trachybasalts and vulsinites, which can be regarded as products of normal gravitational differentiation of trachybasaltic melts, as found e. g. in the Roccamonfina region. The oversaturated rocks of series I ($\text{Si}^\circ \geq 1.00$) are exceptional in the entire Roman Province. Considering the neighbourhood of the subsequent Tuscanic Quarternary Province, where acid rocks predominate, the hypothesis seems justified that the rocks of series I also belong to the subsequent volcanism. In the Vulsinian subprovince it is impossible to

establish a simple relationship between the age of eruption and the amount of desilication. Due to the intense tectonic fracturing in the entire Roman province a multitude of small and mutually independent magma chambers were formed, in which the processes of desilification and differentiation apparently were not in the same stage of development at the time of their eruption. Different from this, the Vesbian Volcano has one magma chamber and one vent only.

An attempt was made to determine the chemical composition of the primary magma of the Tyrrhenian Region on the base of the composition of the youngest lavas of the Monti Volsini, the inclusions found in the Epomeo tuffs of Ischia and the lavas of Radicofani, Stromboli and Capraja (Punta dello Zenobitò), all believed to be products of the primary magma which were hardly differentiated and not modified by assimilation of carbonates. Their center in the QLM-projection after Niggli is given by: Q 31, L 37, M 32, k 0.45, mg 0.60, $\pi = 0.40$ and $\gamma = 0.20$, which correspond to the following Niggli values: si 128, al 22.9, fm 42.2, c 25.1, alk 9.8. Graphically it can be shown that from this composition a magma identical with series IIIa may develop through assimilation of 6.7% of carbonates and that series IIIb may develop through assimilation of 14.4%. For the melilitic rocks of San Venanzo and Cupaello which have extremely low silica contents, an amount of 27% is calculated.

LITERATURVERZEICHNIS

SMPM = Schweiz. Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen

- ALOISI P. (1923): Sopra 3 inclusi delle trachite del Monte Amiata. Atti, Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb. 52, 50—59.
- ARÉVALO CARRETERO, P., BURRI, C. und WEIBEL, M. (1962): Petrochemie des Roccamonfina-Vulkans. SMPM 42, 237—268.
- BAILEY, E. H. and STEVENS, R. E. (1960): Selective Staining of K-feldspars and plagioklas on rock slabs and thin sections. Amer. Min. 45.
- BAMBAUER, H. U. (1959): Direkte Bestimmung der Auslöschungsschiefe nach (h0l) verzwillingter monokliner Kristalle von allgemeiner Schnittlage, dargestellt an Pyroxenen und Amphibolen. Z. Krist., 111, 421—434.
- (1960): Der permische Vulkanismus in der Nahemulde. N. Jb. Min. 95, 141—199.
- BANNISTER, A., SAHAMA, TH. G. and WIIK, H. B. (1953): Kalsilite in venanzite from San Venanzo, Umbria, Italy. Min. Mag. 30, 46—48.
- BARTH, T. F. W. (1962): Theoretical Petrology, 2nd ed. Wiley, London.
- Bibliografia Geologica del Lazio 1943, supplemento al volume 67 del Boll. Uff. Geol. d'Italia.
- BURRI, C. (1927): Kritische Zusammenfassung unserer Kenntnisse über die Differentiationstypen postmesozoischer Vulkangebiete. SMPM 7, 254—310.
- (1931): Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. SMPM 28, 49—64.
- (1948): Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens. SMPM 28, 49—64.
- und NIGGLI, P. (1949): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens II. Publ. Vulkaninst. I. Friedlaender 4.

- (1950): Das Polarisationsmikroskop. Birkhäuser, Basel.
- (1956a): Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierungen für konstante Anorthitintervalle. SMPM 36, 539—592.
- (1956b): Bemerkungen zur Anwendung der Niggliwerte. SMPM 36, 29—48.
- (1959): Petrographische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser, Basel.
- (1960): Petrochemie der Capverden und Vergleich des Capverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes. SMPM (1) 40, 115—161.
- (1961a) Vulcano Vesbico e Monte Vulture: analogie nella loro evoluzione magmatica. Rend. Accad. di Scienze Fisiche e Mat. Napoli (4), 28, 131—142.
- (1961b): Le province petrografiche postmesozoiche dell'Italia. Rend. Soc. Min. Italiana, Anno 17, 4—40.
- (1962): Zur Berechnung der Silifizierung von Eruptivgesteinen. Chemie Erde, 22, 57—77.
- (1963): Bemerkungen zur sog. „Banater Verwachsung“ der Plagioklase. SMPM 43, 71—80.
- CHAYES, F. (1952): Notes on the staining of K-feldspar with Sodium Cobaltnitrite in thin sections. Amer. Min. 37, 337—340.
- CLERICI, E. (1895): Per la storia del sistema Vulsinio. Rend. R. Acc. Lincei 6.
- (1898): Sui rapporti esistenti fra i depositi diatomeiferi e le rocce vulcaniche del sistema Vulsinio. Ibid. 17.
- DAVIS, N. E. (1957): Die jungvulkanischen Gesteine von Ägina, Methana u. Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. Diss. ETH u. Publ. Vulkaninst. I. Friedlaender 6.
- DE AGOSTINI, G. (1897): Esplorazioni idrografiche nei laghi vulcanici della provincia di Roma. Boll. Soc. Geogr. it. 10. Roma.
- DE BUCCA, L. (1888): Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. R. Com. Geol. 19, Roma.
- (1892): Sulle trachiti leucitiche del Lago di Bolsena. Boll. Acc. Gioenia sc. nat., 25, Catania.
- DE STEFANI, C. (1888): Appunti sopra rocce vulcaniche della Toscana studiate dal Rosenbusch. Boll. R. Com. geol. It. 19. Roma.
- (1890): I vulcani spenti dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. geol. Ital. 10, 449—555.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. (1962—1963): Rockforming Minerals, Vol. I—V, Longmans, London.
- EVERNDEN, J. F. und CURTIS, G. H. (1962b): The present status of Potassium-Argon Dating of Tertiary and Quarternary Rocks. Pers. Mitteilung.
- FANTAPPPIE, L. (1897): Sul Peridoto in paragenesi con Magnetite e Pirosseno nel giacimento di Monte delle Croci presso Montefiascone. Riv. Min. e Crist. it. 17, Padova.
- (1899): Sui prodotti minerali vulcanici trovati nell'altipiano tufaceo occidentale dei Vulsini da Farnese a San Quirico e Pitigliano. Ibid. Padova.
- JAKOB, R. (1958): Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli (Äolische Inseln, Italien). Diss. Universität Zürich und Publ. Vulkaninst. I. Friedlaender 7.

- KEITH, M. L. (1939): Selective staining to facilitate Rosival analysis. *Amer. Min.* 24, 561—565.
- KLEIN, C. (1888): Petrographische Untersuchungen einer Suite von Gesteinen aus d. Umgebung des Bolsenersees. *Sitz.-Ber. Preuss. Akad. Wiss. Berlin* 91—121 und *N. Jb. B. B.* 6, 1—35.
- (1889): Analisi petrografica di una serie di rocce dei dintorni del Lago di Bolsena. *Boll. Com. geol. Ital.* 20, Roma.
- KRUMMENACHER, D. (1961): Déterminations d'âge isotopiques faites sur quelques roches de l'Himalaya du Nepal p. la méthode K-Ar. *SMPM* 41, 273—283.
- LACROIX, A. (1893): Les enclaves des roches volcaniques. *Mâcon*.
- LARSEN, E. S. (1942): Alcalic rocks of Iron Hill. *Col. US Geol. Surv. Prof. Paper* No. 197 A.
- LAVES, F. (1960): Al/Si-Verteilung, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte. *Z. Krist.* 113, 265—296.
- (1961): The Sodium Content of Microclines and the Microcline-Albite-Series. *Instituto L. Mallada, Madrid. Cursos y Conferencias.* 7, 81—96.
- LIPPOLT, H. J. (1961): Auszug aus Dissertation Heidelberg, als private Mitteilung.
- LOMBARDI, G. (1964): Il sanidino delle lipariti di Fosso Eri (S. Severa, Roma). *Per. Min.* 33, 165—178.
- MARINELLI, G. (1961): Genesie classificazione delle vulcaniti recenti Toscane. *Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat.* 68, 75—116.
- MERCALLI, G. (1887): Le lave di Radicofani. *Atti Soc. it. sc. nat.*, 30, Milano (Riferimenti al Vulsinio).
- MODERNI, P. (1889): La trachite e il tufo di Rispampani presso Toscanella. *Boll. Com. geol. ital.* 20, 19—28.
- (1904): Bibliografia, geologia e idrologia dei vulcani Vulsini, *Ibid.* 35, 253—262.
- (1904): Contribuzione allo studio geologico dei Vulsini. Le Bocche eccentriche. *Ibid.* 35, 198—230.
- (1915): Sulla conca di Bolsena. *Ibid.* 45, 93—108.
- (1915): Sulla conca di Bolsena a proposito di una nota del dott. Simotomai. *Ibid.* 45, 93—108.
- NEGRETTI, G. C. (1963): Osservazioni vulcanologiche e petrografiche sui „Tufi chaotici“ e le ignimbriti del Monte del Lasoeto (Tolfa). *Ren. Soc. Min. Italia* 19, 171—185.
- NEGRETTI, G. C. e MORBITELLI, L. (1963): Le manifestazioni vulcaniche acide del Settore Cerite. Roma, Univ. degli studi, Ist. Petrografia, 191.
- NIGGLI, P. (1936): Die Magmentypen. *SMPM* 16, 335—339.
- (1922): Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. *SMPM* 2, 169—275.
- (1938): Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. *SMPM* 18, 610—664.
- VOM RATH, G. (1865): Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata in Toscana. *Zeits. deutsch. geol. Gesell.*, 17, 399—458 (Riferimenti al Vulsinio).
- (1868): Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien VI: Die Umgebung des Bolsena-Sees, *Z. deutsch. Geol. Ges.* 20, Berlin 265—364.
- REINHARD, M. (1931): *Universaldrehtischmethoden*. Wepf, Basel.
- RICCIARDI, L. (1888): Ricerche di chimica vulcanologica sulle rocce dei Vulcani Vulsini. *Gazz. Chim. ital.*, 18, Roma.

- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode, ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithisches. SMPM 9.
- (1932): Das Vesuvmagma und seine Entwicklung. Die Naturwissenschaften (Berlin) 20, 305—311.
- (1933): Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-vesuvmagmas. Z. Vulk., 15, 8—94.
- (1948): Origine e differenziazione del magma Ischitano. SMPM 28, 643—698.
- (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. Aufl. Enke-Verlag, Stuttgart.
- RITTMANN, A. e IPPOLITO, F. (1947): Sulla stratigrafia del Somma-Vesuvio. Atti Fondaz. Politecnica del Mezzogiorno (7) 3, 55.
- RODOLICO, F. (1935): Le zone vulcaniche di San Venanzo e di Cupaello. Boll. Soc. Geol. Italia 56, 33—66.
- (1935a): Le rocce del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. 45, 17—70.
- (1935b): Le rocce di Radicofani. Ibid. 45, 71—86.
- (1936): Sulle forme granulari delle rocce melilitiche. Rend. Acc. Nat. Lincei (6) 24, 471—476.
- (1938a): Le rocce dell'isola di Capraja. Ibid. 47, 163—200.
- (1938b): Sguardo d'insieme. Ibid. 47, 225—287.
- ROSENBLUM, S. (1956): Improved techniques for staining potash feldspars. Am. Min. 41, 662—664.
- ROSENBUSCH, H. (1899): Über Euktolith, ein neues Glied der theralith. Effusivmassen. Sitz.-Ber. Preuss. Akad. Wiss. 7, 110—114.
- ROSENBUSCH-WUELFING (1921—1925): Mikroskopische Physiographie II, 2. Hälfte. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ROSS, C. S. and SMITH, R. L. (1961): Ash flow tuffs: their origin, geological interpretation and identification. US Geol. Survey prof. paper.
- SABATINI, V. (1903): La pirossenite melilitica di Coppaeli. Boll. R. Com. geol. 34, 377—378, Roma.
- (1904): De l'état actuel des recherches sur les volcans de l'Italie centrale. C. R. Congr. geol. int., Vienne.
- (1906): Ancora sulla pirossenite melilitica di Coppaeli (coppaelite). Boll. R. Com. geol. d'It., 37, 317—319, Roma.
- (1912): Relazione preliminare sulla campagna geologica del 1911: Vulcani Vulsini. Boll. Com. geol. d'It. 43, 39—40, Roma.
- (1913—1914): La dislocazione del Giglio (contribuzione allo studio del cratere di Bolsena). Ibid. 44, 315—321.
- (1915): Sulla conca di Bolsena. Osservazioni di fatto e osservazioni di metodo. Ibid. 45, 223—231.
- (1919): Le origini della Conca di Bolsena nella concezione di Breislack e di Pareto. Ibid. 47, 265—277.
- SACCO, F. (1930): Dati geologici di trivellazioni di Vulsinia (Bolsena) e sul Sabatino (Bracciano). Atti R. Acc. sc. Torino, 49, 145—160, Roma.
- SCHERILLO, A. (1950): Nuovo contributo allo studio dei prodotti dell'eruzione vesuviana del 1944 (con 7 nuove analisi chimiche). Ann. Osserv. Vesuv 7.
- (1953): Nuovo contributo allo studio dei prodotti dell'eruzione vesuviana del 1944 (con 7 nuove analisi chimiche). Boll. volc. (2) 13, 129—145.
- SIMOTAMAI, H. (1914): Ricerche morfologiche sulla conca di Bolsena. Boll. R. Com. geol. d'It. 44, 135—155, Roma.

- STAUB, R. (1932): Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 77, 184—248.
- (1933): Zur tektonischen Analyse des Apennins. Ibid. 78, 127—151.
- STEFANINI, G. (1936): Sur quelques volcans éteints entre Pise et Rome. Revue de Géogr. phys. et de Géol. dynamique 9, 14—44.
- TILLEY, C. E. and HARWOOD, H. F. (1935): The dolerite chalk contact of Scawt Hill. Co. Atrim. Min. Mag. 22, 339—468.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- (1950): Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien, in FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik 4, 51—320.
- (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, I. Teil. 3. Aufl. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- WASHINGTON, H. S. (1896): Italian Petrological Scetches: 1. The Bolsena Region. Jour. Geol. 4, 541—566.
- (1906): The Roman comagmatic region. Carnegie Inst. Publ. Washington.
- (1921): Note on Augite from Vesuvius and Etna. Amer. J. Sc. 50 (1921), 20—30.
- WEIBEL, M. (1961): Die Schnellmethode der Gesteinsanalyse. SMPM 41, 285—294.
- Weitere, vornehmlich geologisch-deskriptive Arbeiten sind in der ausführlichen Zusammenstellung von C. Maxia, *Bibliografia Geologica del Lazio*, Suppl. al vol. 67 del Boll. Uff. geol. d'Italia, Roma, 1943 aufgeführt.

LEGENDE ZU TAFEL I

- Fig. 1. Baveno-Zwilling von Banater-Typus von Plagioklas in Sanidin. Die Grundmasse des Gesteines besteht hauptsächlich aus kleinen Leuciten. Schliff 16a (Vepe), feldspatreicher Vicoit, $\times$ Nicols, Vergr. 40fach.
- Fig. 2. Karlsbader Zwilling von Plagioklas An 85 mit Zonarbau, Glaseinschlüssen und dünnem Saum von Sanidin. Biotit mit vererztem Rand. Grundmasse aus Leucit und Alkalifeldspäten. Schliff 60 (Montione), Vicoit Var. Orvietit, $\times$ Nicols, Vergr. 40fach.
- Fig. 3. Natronsanidineinsprenglinge mit xenomorphem Leucit. Leucitführender Sanidinit, Auswürflinge Monte Starnina, $\times$ Nicols, Vergr. 40fach.
- Fig. 4. Grosse Leuciteinsprenglinge in Grundmasse aus Leucit, Alkalifeldspat und Glas. Schliff 9 (Casa del Seminario), leucitreicher Leucittephrit, Latera s. str. $\times$ Nicols, Vergr. 7fach.



Fig. 1

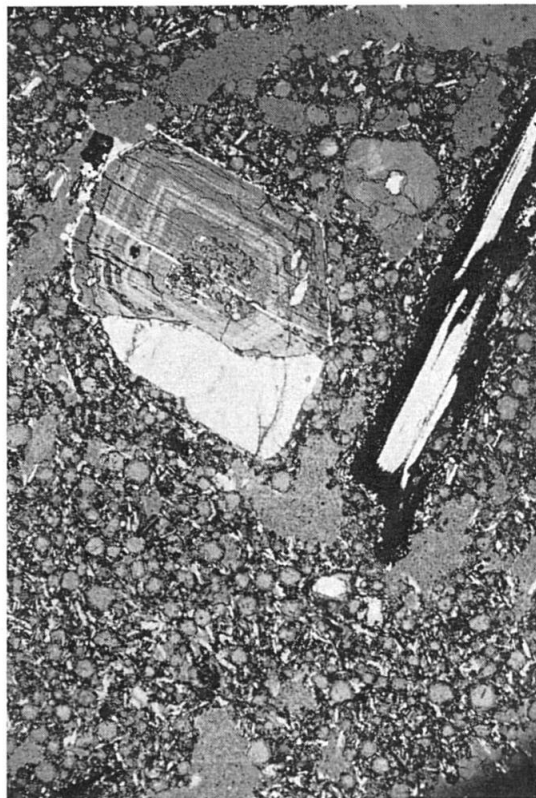


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6

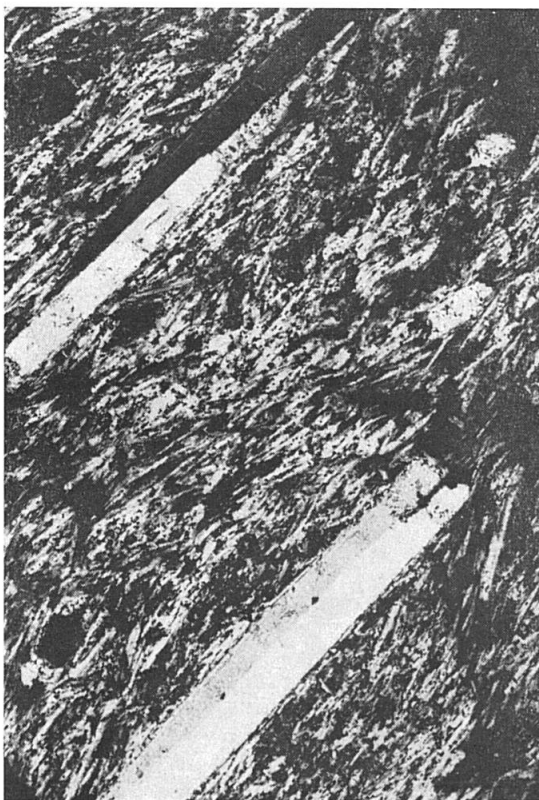


Fig. 7

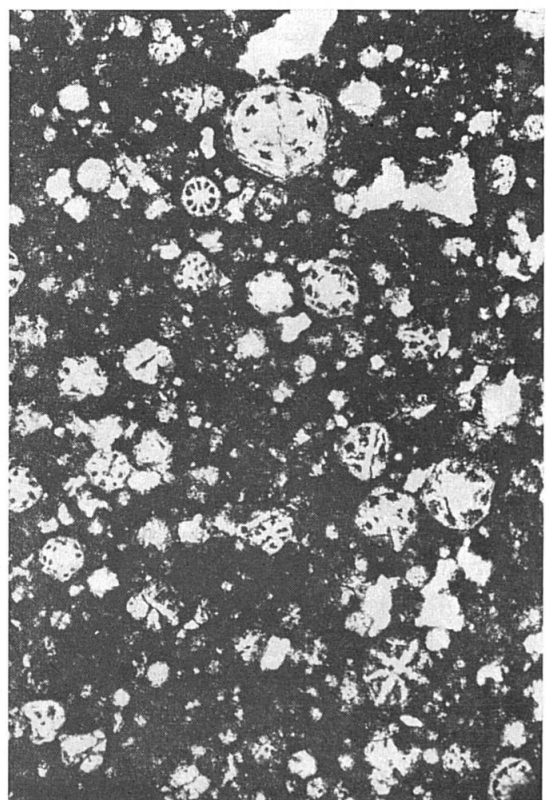


Fig. 8

LEGENDE ZU TAFEL II

- Fig. 5. Von Glaseinschlüssen getrübler Plagioklas (Roe-Tourné-Zwilling An 35–40) mit deutlich erkennbarem Sanidinmantel. Grundmasse aus triklinen Feldspäten, Pyroxen und Sanidin. Schliff 37 (Spinaio) olivinführender Trachyandesit. $\times$ Nicols, Vergr. 40fach.
- Fig. 6. Trachyt. Grundmasse und Einsprenglinge sind Natronsanidine. Schliff 20 F (Filetta, Vepe), Block im Tuff. $\times$ Nicols, Vergr. 7fach.
- Fig. 7. Trachytische Struktur von fluidal angeordneten Karlsbader Zwillingen von Sanidin. Grundmasse ebenfalls fluidal angeordneter Sanidin mit Erz- und Schlackenkörnchen. Schliff 64 (Ceccone), Block im Tuff. Pyroxen-trachyt. $\times$ Nicols, Vergr. 7fach.
- Fig. 8. Stark zersetzte, glashaltige Grundmasse mit Leuciten mit symmetrisch angeordneten Einschlüssen von Erz und Glas. Schliff 65* (San Magno), Leucittephrit mit Olivin, Var. Ottajanit.

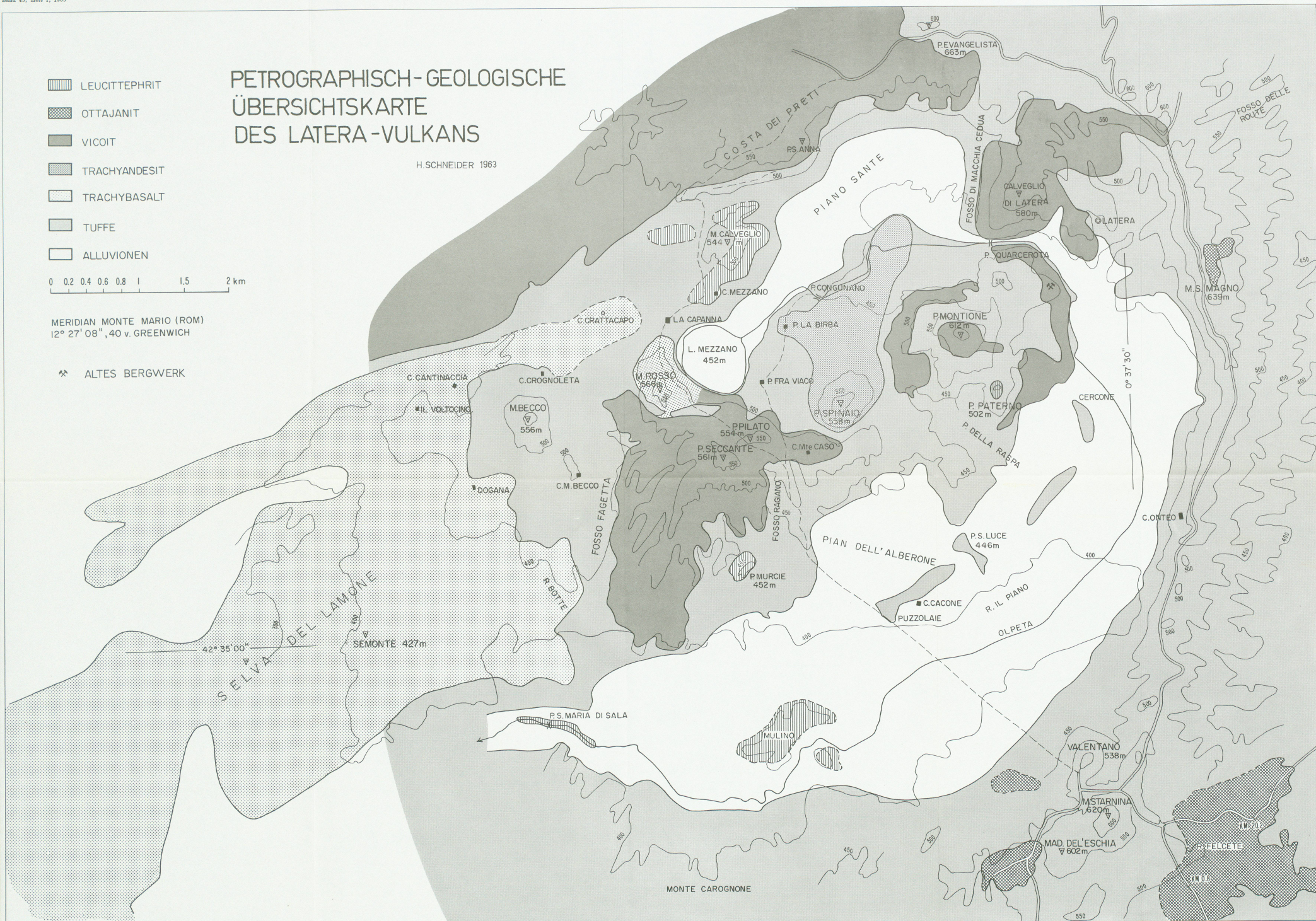
Leere Seite
Blank page
Page vide

H. SCHNEIDER 1963

0 0.2 0.4 0.6 0.8 1 1.5 2 km

MERIDIAN MONTE MARIO (ROM)
12° 27' 08", 40 v. GREENWICH

 ALTES BERGWERK



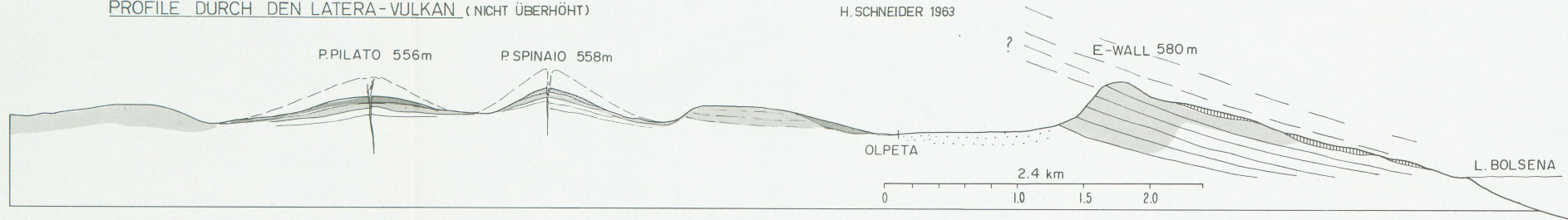
Leere Seite
Blank page
Page vide

Leere Seite
Blank page
Page vide

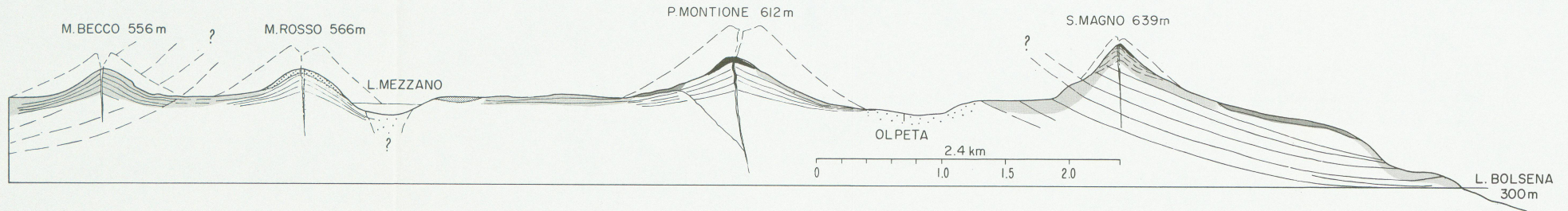
PROFILE DURCH DEN LATERA-VULKAN (NICHT ÜBERHÖHT)

H. SCHNEIDER 1963

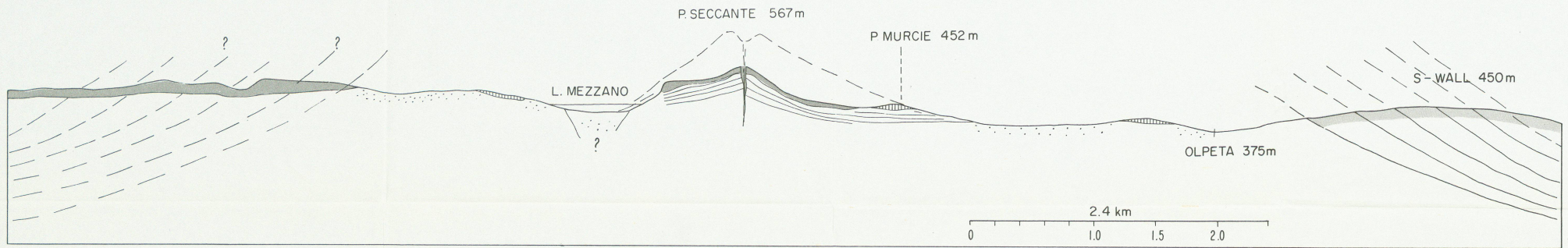
A



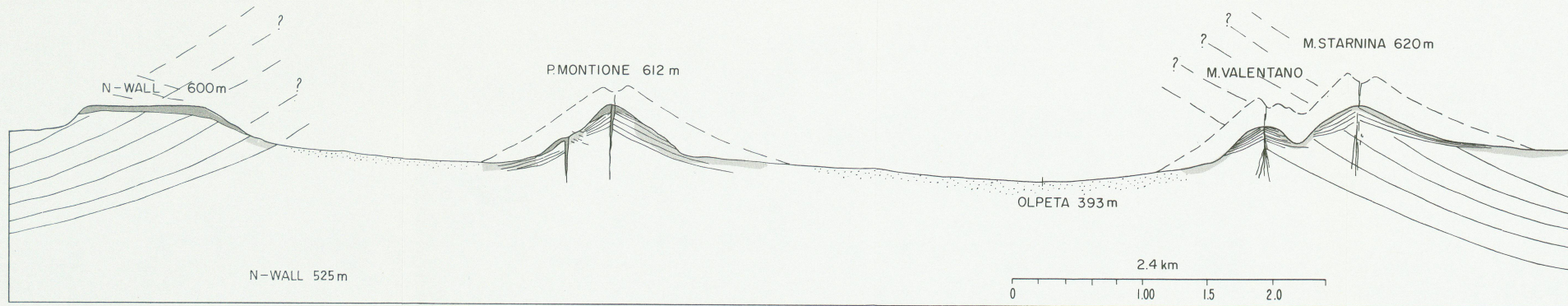
B



C



D



LEUCITTEPHRIT S. STR. OTTAJANIT VICOIT TRACHYANDESIT TRACHYBASALT TUFFE ALLUVIONEN