

Publikationen herausgegeben von der Stiftung
«VULKANINSTITUT IMMANUEL FRIEDLAENDER»

Sitz: Kristallographisch-Petrographisches Institut
der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

Nr. 8

KONSTANTINOS SOLDATOS
Thessaloniki

Die jungen Vulkanite der griechischen Rhodopen und ihre provinziellen Verhältnisse

mit 34 Figuren im Text und auf 7 Tafeln,
sowie einer Karte



Zürich 1961

Kommissionsverlag von Guggenbühl und Huber, Schweizer Spiegel Verlag

Publikationen herausgegeben von der Stiftung

«VULKANINSTITUT IMMANUEL FRIEDLAENDER»

Sitz: Kristallographisch-Petrographisches Institut
der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

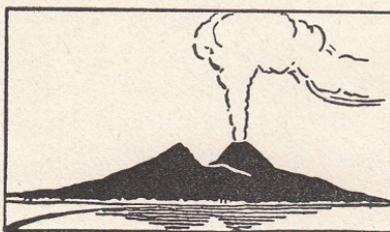
Nr. 8

KONSTANTINOS SOLDATOS

Thessaloniki

Die jungen Vulkanite der griechischen Rhodopen und ihre provinziellen Verhältnisse

mit 34 Figuren im Text und auf 7 Tafeln,
sowie einer Karte



Zürich 1961

Kommissionsverlag von Guggenbühl und Huber, Schweizer Spiegel Verlag

Erscheint gleichzeitig als Promotionsarbeit der Abteilung für
Naturwissenschaften der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich

Vorwort

Im Sommer 1955 und 1957 hatte ich Gelegenheit, das Vulkangebiet der griechischen Rhodopen zu begehen. Bei diesem Anlaß wurde dieses Gebiet kartiert und Material für diese Arbeit gesammelt. Während meiner Feldarbeit erfreute ich mich der Unterstützung durch die militärischen Behörden, wofür ich ihnen auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte. Die Handstücke wurden nach Zürich gebracht und in den Sammlungen der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer im Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH deponiert. Sie bildeten die Unterlage der vorliegenden Arbeit. Die mikroskopischen und einige röntgenographische Untersuchungen, sowie die chemischen Gesteinsanalysen wurden im Institut für Kristallographie und Petrographie in Zürich durchgeführt.

Ich hatte das Glück, die vorliegende Arbeit unter Leitung von Herrn Prof. Dr. C. Burri ausführen zu dürfen. Für das rege Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegenbrachte, möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen. Herrn Prof. Dr. F. Laves, dem Direktor des Institutes, schulde ich ebenfalls wärmsten Dank für die vielfache Unterstützung meiner Arbeit, besonders aber für die Einführung in die Methoden der röntgenographischen Untersuchungen der Feldspäte. Herrn P. D. Dr. M. Weibel, der mir bei meinen chemischen Analysen viel geholfen hat, und mich in die spektrographische Methodik einführte, möchte ich auch meinen Dank aussprechen. Herrn P. D. Dr. M. Grünenfelder verdanke ich freundliche Hilfe bei den erzmikroskopischen Untersuchungen der Gesteine. Weiter spreche ich Herrn P. D. Dr. U. Bambauer für viele kritische Diskussionen meinen Dank aus. Mein Dank gilt auch allen übrigen Lehrern am Institut für Kristallographie und Petrographie. Ich möchte auch nicht versäumen, allen Mitarbeitern des Röntgenlabors und der Werkstätte für verschiedene Hilfe meinen Dank auszudrücken.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, für die finanzielle Unterstützung meiner Arbeit dem Präsidium des schweizerischen Schulrates, der Huber-Kudlich-Stiftung der ETH und der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer herzlich zu danken.

Meine Weiterbildung in Zürich wurde durch ein griechisches Staatsstipendium ermöglicht, wofür dem Präsidenten des griechischen Staatsstipendien-Fonds, Herrn K. Dimaras, mein wärmster Dank zugesichert sei.

Inhaltsverzeichnis

A. <i>Einleitung</i>	9
B. <i>Geologie</i>	11
I. Allgemeines	11
II. Geologische Beschreibung der Vulkanite und ihrer Lage in bezug auf die älteren Gesteine	13
III. Tektonik der Rhodopen und Alter des Vulkanismus	15
C. <i>Petrographie</i>	18
I. Mineralbestand	18
1. Feldspäte	18
a) Plagioklase	18
b) Kalifeldspäte	23
α) Sanidin	23
β) Orthoklas	25
γ) «Sanidinorthoklas»	25
2. Quarz	27
3. Biotit	28
4. Hornblende	29
5. Pyroxene	29
a) Monokline Pyroxene	30
b) Rhombische Pyroxene	31
6. Olivin	32
7. Apatit	32
8. Titanit	32
9. Zirkon	34
10. Serpentin	34
11. Cristobalit, Tridymit, Sphärolithe	35
12. Chabasit	37
13. Alunit	38
14. Seladonit	38
15. Andere Umwandlungsmaterialien	39
16. Erze	40
a) Magnetit	40
b) Ilmenit	42
c) Sulfide	43

II. Petrographische Beschreibung der Gesteine	44
1. Liparite	45
2. Andesite	52
3. Trachyandesite	56
4. Dolerite	59
5. Ganggesteine	65
6. Tuffe	65
7. Einschlüsse	65
<i>D. Petrochemische Betrachtungen</i>	69
I. Der Chemismus der jungen Vulkanite der Rhodopen	69
II. Charakterisierung der Rhodopenprovinz	78
III. Vergleich der Rhodopenprovinz mit dem Almopia-Kozufgebiet	80
IV. Schlußfolgerungen	93
<i>E. Literaturverzeichnis</i>	99

Verzeichnis der Figuren im Text und auf den Tafeln I-VII

- Fig. 1 Jüngere Lava (hinten) durchdringt die ältere (vorn) in Form eines steilen, mauerartigen Kammes. Liparit von Ouroutsovo, Koula-Gebiet.
- Fig. 2 Ausgeprägt plattige Absonderung der Lava. Liparit von Ouzounova, Lokalität Tsouka.
- Fig. 3 Doleritischer Gang durchbricht die Sedimente südlich von Assar-Kaja-Tatar-Myssé.
- Fig. 4 Kuppe aus Andesit. P. 725, westlich von Kalotychon.
- Fig. 5 Pollagen der Hauptschwingungsrichtungen der untersuchten Plagioklase im Vergleich zu den Migrationskurven von Burri.
- Fig. 6 Zonarer Plagioklas.
- Fig. 7 Sanidineinsprengling, Karlsbaderzwilling mit gegenseitiger Durchdringung. Aus Liparit, Loukovo, Barbara-Gebiet. Vergr. 20:1, Nic. +
- Fig. 8 Röntgenographische Precession(c)-Aufnahme von «Sanidinorthoklas» aus Hornblende-Trachyandesit, Ost-Bezirjano.
- Fig. 9 Durch die Fließbewegungen der Lava verbogener Biotit. Aus Liparit, P. 1009, Dipotama-Gebiet. Vergr. 40:1, Nic. parallel.
- Fig. 10 Verbogener und geknickter Biotit mit Opazitrand. Aus Liparit, Dipotama. Vergr. 40:1, Nic. parallel.
- Fig. 11 Treppenförmige Verschiebungen parallel der Spaltbarkeit in Biotit. Fluidaltexur. Aus Liparit, Kitik. Vergr. 40:1, Nic. 80°
- Fig. 12 Titanit jünger als Apatit. Aus Liparit, Trachon. Vergr. 140:1, Nic. parallel.
- Fig. 13 Verwachsungen von Erz (E), Titanit (Tit) und Apatit (Ap).
- Fig. 14 Erz und Titanit von einem rötlichen Hof umgeben.
- Fig. 15 Breite Ilmenit-Entmischungslamellen (dunkelgrau) in Magnetit (hellgrau). Rechts oben Pyrit (weiß). Aus Essexitdolerit, Imourada. Vergr. 300:1, Nic. parallel, Oelimmersion, Opakilluminator.
- Fig. 16 «Erhitzungsmartitisierung» von Magnetit. Aus Pyroxenandesit, Toustaba-Kaja. Vergr. 300:1, Nic. parallel, Oelimmersion, Opakilluminator.
- Fig. 17 Ilmenit (Il) tafelig nach (0001) und idiomorph gegenüber Magnetit (Mt).
- Fig. 18 Fast idiomorpher Ilmenit, umgeben von Magnetit mit deutlichen Resorptionserscheinungen. Aus Essexitdolerit, Imourada. Vergr. 300:1, Nic. parallel. Oelimmersion, Opakilluminator.
- Fig. 19 Ilmenitkristall mit linsenförmigen Hämatitentmischungen. Aus Essexitdolerit, Imourada. Vergr. 300:1, Nic. parallel. Oelimmersion, Opakilluminator.
- Fig. 20 Eiförmiges «Kügelchen» von Magnetkies in unentmischtem Magnetit. Aus Augit-Hyperthenandesit, Tsakir-Kaja. Vergr. 400:1, Nic. parallel. Oelimmersion, Opakilluminator.
- Fig. 21 Hornblende-Einsprengling mit Verschiebung parallel zur Spaltbarkeit, verursacht durch die Fließbewegungen der Lava. Aus Liparit, Koromilies, Sari-Giol. Vergr. 40:1, Nic. parallel.
- Fig. 22 Protoklastisch zerbrochener Plagioklas. Die Bruchrisse sind von Calcit bzw. Sericit ausgefüllt, die keine Fortsetzungen in die glasige Grundmasse zeigen. Aus Liparit, P. 1009, Dipotama-Gebiet. Vergr. 40:1, Nic. +
- Fig. 23 Protoklastisch völlig zertrümmerter Plagioklas. Filziges Aggregat aus Calcit und Sericit, gemischt mit zerbrochenen Stücken des ursprünglichen Einsprenglings. Aus Liparit, Stenata (nördlich des Dorfes Oraion). Vergr. 20:1, Nic. +
- Fig. 24 Serpentinisierter Hypersthen, umrandet von Augit. Aus Pyroxenandesit. Kran-Oros. Vergr. 40:1, Nic. +
- Fig. 25 Orthoklas umrandet die Plagioklase als xenomorphe Zwischenmasse. Aus Essexitdolerit, Imourada. Vergr. 40:1, Nic. +
- Fig. 26 Quarzdoleritischer Einschluß im Trachyandesit. Ost-Bezirjano. Vergr. 40:1, Nic. +

- Fig. 27 Variation von al , fm , c und alk in Abhängigkeit von si für die jungen Vulkanite des Rhodopenblockes, mit eingezeichneten mittleren Variationskurven.
- Fig. 28 Idealisirtes Variationsdiagramm der jungen Vulkanite der Rhodopenprovinz, gezeichnet auf Grund der mittleren Variationskurven von Fig. 27.
- Fig. 29 Variation von al , fm , c und alk in Abhängigkeit von si für die jungen Vulkanite des Almopia-Kozuf Gebietes im Vergleich zu derjenigen der Rhodopenprovinz.
- Fig. 30 k/mg -Diagramm der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes.
- Fig. 31 Zusammensetzung und Mengenverhältnis der normativen Feldspäte der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes.
- Fig. 32 LMQ-Projektion der Rhodopenprovinz, des Almopia-Kozuf Gebietes und der südserbischen Kali-Gesteine.
- Fig. 33 $KNaCa$ -Dreieck der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes.
- Fig. 34 $MgFeCa$ -Dreieck der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes.

Anmerkung: Aus drucktechnischen Gründen mußten eine Anzahl Figuren auf besondern Tafeln am Schluß der Arbeit zusammengefaßt werden. Es betrifft dies die folgenden: Fig. 1 und 2 auf Tafel I, Fig. 3 und 4 auf Tafel II, Fig. 7, 8 und 9 auf Tafel III, Fig. 10, 11, 12 und 15 auf Tafel IV, Fig. 16, 18, 19 und 20 auf Tafel V, Fig. 21, 22, 23 und 24 auf Tafel VI, Fig. 25 und 26 auf Tafel VII.

A. Einleitung

Seit der Spätkreide waren Balkanhalbinsel und Ägäis Gebiete intensiver vulkanischer Tätigkeit, während welcher immer wieder magmatische Massen aus der Tiefe an die Erdoberfläche empordrangen und weite Gebiete überdeckten. Diese Vorgänge stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit den tektonischen Bewegungen der alpiden Faltung. Die vulkanische Aktivität begann schon im Senon (subbalkanische Zone Bulgariens) und setzt sich bis in die Jetztzeit (Santorin) fort. An vielen Orten ist die ausklingende vulkanische Tätigkeit durch heiße Quellen, Solfataren und Mofetten deutlich belegt.

Die vulkanischen Zonen beschränken sich auf die inneren Teile des Orogens. In Griechenland treten zahlreiche tertiäre und quartäre vulkanische Zentren sowohl auf den ägäischen Inseln längs der inneren Zone des dinarotaurischen Bogens, wie auch im Norden und Nordosten des Landes, auf. An der jugoslawisch-griechischen Grenze, im Gebiet der Vardarzone in Mazedonien, befindet sich ein größeres zusammenhängendes vulkanisches Gebiet, das auch petrochemisch näher untersucht wurde (*Tajder*, 1940, *Soldatos*, 1955). In Nordost-Griechenland wurde nur die vulkanische Region von West-Thrazien untersucht (*Georgalas*, 1925, *Liatsikas*, 1938, *Rentzeperis*, 1956), während über die Vulkanite der eigentlichen Rhodopen bis jetzt keine moderne petrochemische Arbeit erschienen ist. Von bulgarischer bzw. jugoslawischer Seite wurden kleinere vulkanische Gebiete der Mazedonischen West-Rhodopen (Malaschewska-Ograjden) mikroskopisch und chemisch untersucht (*Nikoloff*, 1932, *Soptrajanowa*, 1957). Unsere bisherigen Kenntnisse über die vulkanischen Gesteine der griechischen Rhodopen stützen sich jedoch nur auf veraltete Publikationen, die allgemein geologisch gehalten sind. Dabei wurde z. B. ein vulkanisches Gebiet von über 150 km² fälschlicherweise als durch kristalline Schiefer aufgebaut beschrieben. Die ganze Gegend nördlich von Karyophyton besteht ausschließlich aus Lipariten (auf den bisherigen geologischen Karten aus kristallinen Schiefen), so z. B. die Berggruppen von Abar-Kaja (1440), Zebelik, Ada-Lof, Balaban und andere mehr, die alles erloschene Vulkane sind.

Die vorliegende Arbeit bezieht sich auf die Kartierung, die mikroskopischen und chemischen Untersuchungen der Vulkanite der griechischen Rhodopen. Daran anschließend wurde der Versuch unternommen, auf Grund der Resultate (Analysen) des untersuchten Abschnittes und der benachbarten griechischen, bulgarischen und jugoslawischen Gebiete (Rhodopen im weiteren Sinne) den provinziellen Charakter genauer zu definieren. Im weiteren wird diese «Rhodo-

penprovinz» mit den Vulkaniten von Almopia-Kozuf im Gebiet der Vardar-Zone verglichen. Diese Zone, eine komplizierte Schuppenzone, liegt bekanntlich westlich der Rhodopen und trennt sie von dem weiter westlich in West-Mazedonien und Thessalien liegenden autochthonen Pelagonischen Massiv.

Die vorliegende Arbeit wurde im Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH (Zürich) durchgeführt, wo auch sämtliche Unterlagen aufbewahrt sind.

B. Geologie

I. Allgemeines

Der Untergrund der untersuchten vulkanischen Bildungen besteht aus kristallinen Schiefen, Graniten, Marmoren bzw. schwachmetamorphen Kalken und Sedimenten.

Die kristallinen Schiefer, abgesehen von Marmor, bestehen aus Gneisen, Glimmer-, Chlorit-, Amphibolschiefern sowie Amphiboliten. Sehr wahrscheinlich spielen diese Gesteine auch die Hauptrolle im Bau der Rhodopen überhaupt. Nach *Jaranoff* (zitiert von *Dimitroff* in der «Géologie de la Bulgarie», 1946) erreicht das Kristallin im Gebiet der Rhodopen angeblich eine Mächtigkeit von bis 16 km. Die kristallinen Schiefer in Bulgarien (*Dimitroff*, 1946) können in zwei Horizonte unterteilt werden: ein unterer Horizont, der vorpaläozoische Gesteine (archaische oder algonkische) umfaßt, und ein oberer von paläozoischem Alter (Silur bis Karbon). Nach den Untersuchungen von *Jaranoff* in den bulgarischen Rhodopen (zitiert von *Dimitroff*, 1946) lassen sich für die metamorphen Gesteine dort eine ältere und eine jüngere Paraserie unterscheiden, wie dies schon durch *Cvijic* (1901) zum ersten Male geschah. Die ältere Serie besteht nach *Jaranoff* aus hochkristallinen Gneisen mit aplitischen bzw. pegmatitischen Injektionen. Weiter findet man in dieser Serie leptitische Gneise, disthenführende und amphibolführende Schiefer sowie einen mächtigen Komplex von Marmoren. *Jaranoff* nimmt für diese Serie ein algonkisches Alter an. Die kristallinen Schiefer dieses älteren Horizontes sind in petrographischer Hinsicht sehr wenig untersucht. Charakteristisch ist jedenfalls, daß diese Serie eine große Mannigfaltigkeit aufweist.

Über dieser älteren Serie folgt nach *Jaranoff* (1938) die jüngere, welche mit biotitischen Schiefen beginnt. Darauf folgen muskovitische Schiefer und ebenfalls ein außerordentlich mächtiger Komplex von Marmoren. Diese Serie ist in der bulgarischen Literatur als Rhodopische Serie bekannt. Die Grenze zwischen oberer und unterer Serie ist nicht immer scharf. Das geologische Alter der Serie ist nicht bekannt, sie ist jedoch zweifellos jünger als der untere Horizont der kristallinen Schiefer. *Jaranoff* nimmt als Alter der Rhodopischen Serie Silur bis und mit unteres Karbon an.

Die Granite, die in dem untersuchten Gebiet auftreten, sind bis jetzt kaum untersucht. Es handelt sich meistens um Biotit- und Muskovitgranite, deren pegmatitische Adern die kristallinen Schiefer durchbrechen. *Radeff* (zitiert

von *E. Boncev* in der «Géologie de la Bulgarie», 1946) hält die Granite der West-Rhodopen in Bulgarien für jung, während *S. Dimitroff* (1946) sie als paläozoisch betrachtet. *Kamenoff* (1946) hält die Granite von Süd-Bulgarien in der geologischen Karte Bulgariens eher für paläozoisch. *Petrascheck jun.* (1953) hält einen Teil der von *Osswald* (1938) als eozän bezeichneten Granite von Griechisch-Mazedonien in Analogie mit den «Südbulgarischen Graniten» ebenfalls für jungpaläozoisch. Er führt auf S. 130 aus: «Ich halte . . . einen Teil der sogenannten Eozängranite von Griechisch-Mazedonien für gleichartig mit den ‚Südbulgarischen Graniten‘, deren jungpaläozoisches Alter durch Gerölle in der Trias bewiesen ist.» In der geologischen Karte von Griechenland (Institute for geology and subsurface research, 1954) ist der Pluton von Xanthi als vortertiär bezeichnet, derjenige von Paranest jedoch als tertiär. *Kossmat* (1924, S. 135) glaubt, daß es sich in den Rhodopen Ost-Mazedoniens aller Wahrscheinlichkeit nach um junge Granite handle. Nach unseren Beobachtungen sind die Granite jünger als die Marmore bzw. die schwachmetamorphen Kalke. In dem nordwestlichen Teil des westlichen Gebietes (in der Nähe von Pkt. 1406) tritt eine große Marmor­masse (siehe Karte) auf, welche an vielen Stellen durch pegmatitische bzw. aplitische Adern durchbrochen wird. Da aber das Alter des Marmors durch keinerlei Fossilien belegt ist, läßt sich nicht entscheiden, ob der Granit herzynisch oder alpidisch ist.

Auf dem Kristallin liegt eine jüngere sedimentäre Serie. Die Sedimente bestehen vorwiegend aus Sandsteinen und Konglomeraten. Die Konglomerate weisen auch Granitkomponenten auf, was auf ein jüngeres Alter der Sedimente schließen läßt. Mergelige Bildungen sind eher selten. In diesen Sedimenten schalten sich häufig Lignitflöze ein, die aber meistens nicht abbauwürdig sind. Nur bei *Kotyli* und neuerdings in *Dipotama* werden diese Lignite abgebaut. Diese Sedimente sind ziemlich sicher tertiär. Ob sie aber alt- oder jungtertiär sind, ist nicht leicht zu entscheiden. Leider sind diese Gesteine sehr arm an Fossilien. Nur in der Nähe der Lignitgrube von *Dipotama* wurden Kieselsinter mit verkieselten Fossilien, z. T. auch als Einschlüsse in Liparit, gefunden. Über das wahrscheinliche Alter dieser Fossilien wird weiter unten diskutiert werden. Es sei hier kurz erwähnt, daß ähnliche Sedimente in der geologischen Karte Bulgariens (1946) als paläogen bezeichnet wurden. *Trikkalinos* (1950) hält die Kohlenvorkommen von *Kotyli* nicht für tertiäre Lignite, sondern für mesozoische Kohlen, während *Charitakis* (zitiert von *Trikkalinos*) ihnen ein eozänes Alter zuschreibt.

II. Geologische Beschreibung der Vulkanite und ihrer Lage in Bezug auf die älteren Gesteine

Das untersuchte Gebiet der Rhodopen umfaßt zwei Teile (siehe Karte). Der erste befindet sich westlich von 25° – Meridian (östl. von Greenwich), der zweite Teil östlich davon.

1. *Das westliche Gebiet.* In diesem Gebiet treten als Vulkanite ausschließlich Liparite auf. Im östlichen Teil des Gebietes treten die Liparite mit den Sedimenten in Kontakt (Dimarion-Kotyli-Gebiet), welche von den Vulkaniten an vielen Stellen überdeckt werden. Nur an einer Stelle tritt der kristalline Untergrund der Sedimente zu Tage. Ca. 1 km westlich des Dorfes Dimarion an der tiefsten Stelle der Kosola-Schlucht sind kristalline Schiefer aufgeschlossen. Darüber folgen diskordant die Sedimente. Beide werden von den Vulkaniten überlagert. Ebenfalls an dieser Lokalität findet man Liparittuffe, die mit den Sedimenten vermischt sind. Im Gebiet von Pachni (südlich von Kotyli) grenzen die Liparite von Ouzounova fast ausschließlich an kristalline Schiefer, nur nordwestlich von Pachni treten sie noch mit wenigen Sedimenten in Kontakt. Diese kristallinen Schiefer nehmen den ganzen südlichen Teil des westlichen Gebietes ein und werden von pegmatitischen Adern an vielen Stellen durchzogen. Charakteristisch für diese Gegend ist, daß die Vulkanite erst über 800–900 m ü. M. auftreten. Auf der «Koniki Koryfi» (=Kegelgipfel) (1102 m ü. M.) z. B. findet man die Liparite erst auf über 1000 m, wo sie die Gipfelkappe bilden. Unter dieser Gipfelkappe treten kristalline Schiefer auf, welche von Granitstöcken durchbrochen werden. Von diesen Stöcken aus dringen zahlreiche pegmatitische Adern in die kristallinen Schiefer ein. In der Gegend von Karyophyton wurden Liparittuffe gefunden. Eigenartig ist, daß diese Tuffe nur in Karyophyton und Dimarion (siehe oben) gefunden wurden. Es scheint, daß die Tuffe durch die riesigen Liparitergüsse überdeckt wurden. Im westlichsten Teil trifft man Granit, kristalline Schiefer und Marmore bzw. schwachmetamorphe Kalke. Diese Marmore kommen hauptsächlich im nordwestlichsten Gebiet vor und haben ein Streichen von ca. 110° E. Sowohl die kristallinen Schiefer wie auch die Marmore werden an vielen Stellen durch pegmatitische bzw. aplitische Adern durchsetzt. Sehr interessant sind die Verhältnisse in der Gegend von Dipotama, wo neuerdings Stollen zur Lignitgewinnung angelegt wurden. Hier sieht man sehr gut die gegenseitige Lagerung von Granit, Lignit bzw. Sediment, und Liparit. Der Granit bildet die Basis, darüber folgen die Sedimente bzw. Lignite, die 20° S fallen. Der Lignit schließt z. T. große (Durchmesser bis 50 cm) Granitblöcke ein. Der Liparit überdeckt sowohl den Granit wie auch den Lignit.

Das Gebiet, das von den Lipariten eingenommen wird, zeichnet sich durch relativ hohe Berge aus (z. B. Pkt. 1827 m ü. M., Sari-Giol [1644], Tsigla

[1745], Koula [1606] usw.) Die Liparite bildeten große viskose Lavadecken, die weite Gebiete flächenartig überdeckten (Barbara-Gebiet, Balaban, Livaditis, Kalyvia-Prasinadiotika). Das ganze Liparitgebiet (ca. 230 km²) ist aus einer Vielzahl ineinander geflossener Laven, die von vielen Vulkanen gespeist wurden, entstanden. Diese Ergüsse erfolgten nicht einmalig, sondern sukzessive und über lange Zeit sich erstreckend. Diese zeitliche Folge sieht man sehr schön, wo jüngere unverwitterte dunkle Lavagänge von bis 15 m und mehr Mächtigkeit die älteren hell angewitterten Laven durchbrachen (Bardakowa). An vielen Stellen, besonders auf Bergkämmen, durchdrang die jüngere Lavagangartig die ältere und bildete steile mauerartige, weitsichtbare Gebilde (Fig. 1). Wie die mikroskopischen Untersuchungen ergaben, sind die älteren und jüngeren Laven petrographisch absolut gleich. Oberflächlich zeigen die Laven ein äußerst mannigfaltiges Erstarrungsbild. An einigen Stellen (z. B. an den NE-Hängen von Rimenia-Kitik) konnten an der Lava Fließwülste beobachtet werden, die auf eine hohe Viskosität der Schmelze hinweisen. An anderen Stellen hingegen trifft man eine sehr regelmäßige plattige Absonderung der gleichen Lava (Lokalität Tsouka auf Ouzounova) (Fig. 2). Schließlich kann die Lava auch eine kugelige Absonderung aufweisen (Diplovrisi oberhalb von Trachon).

In der Gegend von Tsingenes an der bulgarischen Grenze wurden poröse, grauweiße, rosagefleckte Liparite gefunden. Nach dem mikroskopischen Befunde handelt es sich um alunitisierte Liparite.

2. *Das östliche Gebiet.* Die Vulkanite dieser Gegend nehmen etwa eine Fläche von 40 km² ein, flächenmäßig somit etwa 6mal kleiner als im westlichen Gebiet. Während man im westlichen Gebiet nur Liparite, und zwar von einheitlicher Zusammensetzung, antrifft, zeigt das östliche Gebiet eine größere Mannigfaltigkeit. Den Hauptteil der Typen stellen die Andesite, welche nach den mikroskopischen Untersuchungen bzw. chemischen Analysen eine gewisse Variation zeigen, dazu kommen die Trachyandesite. Von diesen lassen sich einige Vorkommen an Hand ihrer großen Orthoklaseinsprenglinge schon makroskopisch erkennen. Schließlich findet man noch Dolerite sowie einige wenige Liparite. Die Vulkanite dieses Gebietes stehen mit den kristallinen Schiefern und den gleichen tertiären Sedimenten (Sandsteine und Konglomerate) in Kontakt wie diejenigen des westlichen. Die kristallinen Schiefer bestehen hauptsächlich aus Gneisen, z. T. Granitgneisen, sowie aus Amphiboliten, Amphibol-, Glimmer- und Chloritschiefern (z. T. Phylliten) und hochkristallinen Marmoren. Die Vulkanite überdecken die kristallinen Schiefer und Sedimente oder durchbrechen sie gangartig (Fig. 3). Die Sedimente von Tatar-Myssé (Streichen 330°–350°, Fallen 20°–30°), von Kalabak (Streichen 325°–330°, Fallen 24° S), Assar-Kaja, und im Süden vom Iasmosgebiet (Ippikon, Veroskia), sowie auch von anderen Lokalitäten werden an vielen Stellen von mei-

stens doleritartigen Gängen (Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis 3 Meter) durchbrochen. Tuffe bzw. Tuffite finden sich hier häufiger als im westlichen Gebiet, wenn sie auch im Ganzen noch relativ selten sind. Man findet sie in den tieferen Teilen der Schluchten, während sie in den höheren durch die Laven überdeckt sind. Solche Tuffe wurden südöstlich von Achren-Lofos, Bezirjano-Gebiet, und nördlich von Gmurkaja angetroffen. Oft wechsellagern die Tuffe mit den Sedimenten, was auf eine syngenetische Entstehung schließen läßt.

Die Vulkane des östlichen Gebietes treten meistens als flache oder steile Kuppen auf (Fig. 4). Die im westlichen Gebiet beschriebenen mauerartigen Gänge, die auf den Bergkämmen auftreten, kommen hier nicht vor. Die plattige bzw. kugelige Absonderung der Lava ist jedoch auch in dieser Gegend anzutreffen. Die plattige Absonderung ist manchmal so ausgeprägt, daß z. B. im Kalotychn solche Platten von den Bauern als Dachbedeckung benützt werden.

III. Tektonik der Rhodopen und Alter des Vulkanismus

Das Rhodopengebirge oder der «Rhodopenblock» im weiteren Sinne trennt die Dinariden von den Balkaniden. Daher werden sie für ein Zwischengebirge gehalten. Man nimmt an, daß die Rhodopen durch die herzynische Orogenese gefaltet und konsolidiert wurden und während der alpinen nur eine mehr passive Rolle als relativ starrer Block gespielt hätten. Ob jedoch die Rhodopen sich während der alpinen Orogenese tatsächlich relativ passiv verhielten und nur die Rolle eines Zwischengebirges spielten, oder ob sie doch stärker in die alpine Faltung einbezogen wurden, darüber gehen die Ansichten der verschiedenen Autoren in neuerer Zeit erheblich auseinander. Die eingehende Erforschung der Rhodopen hat kaum erst begonnen und große Teilgebiete sind noch so gut wie unbekannt. *Petrascheck* sen. (1931) hat auf Grund geologischer Untersuchungen in Bulgarien als erster darauf aufmerksam gemacht, daß die Rhodopen eine alpine Tektonik aufweisen, und *Jaranoff* (1938) hat weite Bereiche des Kristallinblockes der Rhodopen in den alpinen Deckenbau eingliedert. Die Untersuchungen von *Janischewski* (zitiert von *Boncev*, 1946, S. 361) zeigten, daß in der Gegend der Zentral-Rhodopen in Bulgarien eine große Überschiebung von Marmoren vorhanden ist, die sich gegen Süden auch auf die älteren Serien erstreckt. Viele bulgarische Autoren (*Boncev*, 1946, S. 361) finden ebenfalls in den bulgarischen Rhodopen eine Überschiebung nach Süden. Gegen die bulgarische Auffassung, daß in den Rhodopen eine generelle Bewegungsrichtung der Decken nach Süden herrsche, was bedeuten würde, daß die Rhodopen tektonisch den Dinariden zuzurechnen wären, wendet sich jedoch *Petrascheck* jun. (1942, 1949). Auf Grund seiner Feldbeob-

achtungen SW von Plovdiv in Bulgarien kommt er auf eine entgegengesetzte Schubrichtung, d. h. gegen Nord oder Nordwest. Diese und andere Widersprüche zeigen deutlich, daß die Geologie der Rhodopen noch voller Probleme ist, was angesichts der Tatsache, daß es sich um ein noch sehr wenig untersuchtes Gebiet handelt, weiter nicht verwunderlich ist. Da auch das genaue Alter des Plutonismus nicht bekannt ist, kann auch das Alter der Faltungen nicht bestimmt werden.

Sehr interessant ist eine von *Boncev* («Géologie de la Bulgarie», 1946, S. 373) geäußerte Ansicht, nach welcher die Rhodopen als ein Zweig der Dinariden anzusehen wären, welcher zu einem bestimmten Zeitpunkt der geologischen Entwicklung von diesen abgetrennt wurde. Interessant sind auch Überlegungen von *H. Stille* (1940, S. 16) über die Tektonik der Rhodopen in Bulgarien. Dieser Autor ist der Ansicht: «... daß die Auffassungen über Bau und Alter der Rhodopen z. Zt. stark im Fluß sind, und daß in recht weiten Teilen dessen, was man früher als ‚alte Masse‘ zu bezeichnen pflegte, bedeutsame Faltungen, Überschiebungen und Metamorphosen von ‚jüngeren‘ Alter vorliegen, haben wir bei den Erörterungen über die variszischen Gebirgsbildungen und Intrusionen schon gehört. *Petrascheck* hat geglaubt, diese ‚jungen‘ Ereignisse der alpidischen Ära zuordnen zu müssen, wobei er sich auch auf angeblich übereinstimmende Forschungsergebnisse im Strandza-Gebirge berief. *Jaranoff* hat ihm zugestimmt, während andere (*Janischewsky*, 1937, *Gâlâbov*, 1938) in dieser Hinsicht nicht ohne einige Zweifel sind... *Petrascheck* scheint aber an ein zum Teil erst nacheoazänes Alter des Faltungs- und Deckenbaues gedacht zu haben, da das Alttertiär ‚hie und da‘ noch eingefaltet sei. Doch handelt es sich in letzteren Fällen offenbar nur um geringe posthume Nachfaltungen... Leider ist in der Rhodope bisher noch kein Mesozoikum bekannt, vielmehr stellt sich solches erst weiter nördlich (Srednogorie) und weiter westlich (Vardar-Zone) ein.» *Stille* schließt mit folgenden Überlegungen: «Es steht also einstweilen nur fest, daß die ‚junge‘ Tektonik des Rhodope-Gebietes vortertiär ist. Aber das besagt gewiß noch nicht, daß sie variszisch sein müßte, vielmehr könnte sie sehr wohl auch mesozoisch sein.»

Während die Meinungen über das Alter des Plutonismus in den Rhodopen (vgl. weiter oben) stark auseinander gehen, ist man sich über das Alter des Vulkanismus ziemlich einig (eozän bis miozän). Nach *Dimitroff* (1946, S. 82) begann der Vulkanismus in den Rhodopen von Bulgarien im oberen Eozän (Priabon) und dauerte während des Oligozäns an. In den West-Rhodopen ergossen sich später nach *Jaranoff* (zitiert von *Dimitroff*) einige rhyolitische Massen, die wahrscheinlich im Zusammenhang mit der savischen Faltung stehen, zwischen Oligozän und Miozän. *Nikoloff* (zitiert von *Dimitroff*, 1946) gibt den kleinen trachyandesitischen Eruptionen längs des Struma- (Strymon) Tals in Südwest-Bulgarien (West-Rhodopen) ein miozänes Alter.

Wie oben erwähnt, wurden im Dipotama-Gebiet, wo der Granit, die Sedimente bzw. Lignite, und Liparite zusammenkommen, Kieselsinter mit verkieselten Fossilien gefunden. Die Kieselsinter wurden sowohl selbständig wie auch als Einschlüsse im Liparit angetroffen. *Dr. R. Hantke* vom geologischen Institut ETH war so freundlich, diese Fossilien zu untersuchen, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Nach seinen Feststellungen handelt es sich sicher um Kieselsinter mit Süßwasser-Gastropoden (Hydrobien) des Tertiärs und zwar sehr wahrscheinlich Mitteltertiärs (limnisches Oligozän?). Da solche Kieselsinter auch als Einschlüsse im Liparit auftreten, dürften die Liparite syngenetisch sein, das heißt die Kieselsinterbildung fand während der postvulkanischen Vorgänge einer Ergußphase statt, worauf der gebildete Kieselsinter durch den nächsten Erguß eingeschlossen wurde. Wie weiter oben erwähnt wurde, bildeten sich die Liparite nicht in einer Phase, sondern es liegt eine Serie von sukzessiven Ergüssen vor. Nach diesen Ausführungen und in Übereinstimmung mit dem von *Dimitroff* erwähnten Alter für die im bulgarischen Gebiete sich fortsetzenden Liparite, dürfte das Alter der untersuchten liparitischen Ergüsse des westlichen Gebietes aller Wahrscheinlichkeit nach oligozän sein.

Was die Vulkanite des östlichen Gebietes (Andesite, Trachyandesite usw.) anbelangt, so sind sie ebenfalls tertiär, da ihre Tuffe mit den tertiären Sedimenten alternieren. Sie müssen jedoch älter als die Liparite sein, da die im östlichen Gebiet spärlich auftretenden Liparite stellenweise die Andesite durchbrechen. Dies gilt selbstverständlich jedoch nur unter der Voraussetzung, daß alle Liparite das gleiche Alter aufweisen.

C. Petrographie

I. Mineralbestand

1. Feldspäte

a) Plagioklase

Die Plagioklase gehören zu den wichtigsten hellen Mineralien bei den untersuchten Gesteinen. In den Lipariten sind auch Sanidin und Quarz von Bedeutung und in den Trachyandesiten der Orthoklas, in allen anderen Gesteinen aber sind ausschließlich die Plagioklase die vorherrschenden salischen Bestandteile.

Hier soll eine allgemeine Beschreibung der Plagioklase gegeben werden; nähere Einzelheiten werden bei den Ausführungen über die einzelnen Gesteine erwähnt. Im allgemeinen sind die Plagioklase von kleinen Dimensionen, mit Durchmessern von höchstens 2–3 mm. Nur in einem Trachyandesit kommen neben solchen von Orthoklas auch große Plagioklase von 1 bzw. 1,5 cm Länge vor. Die Plagioklase erscheinen makroskopisch teils wasserhell mit glänzenden Spaltflächen, teils weißlich getrübt. Ihre Idiomorphie ist mehr oder weniger gut entwickelt. Die idiomorphen Kristalle sind meistens durch die Flächen (010) (001) (110) (1 $\bar{1}$ 0) und ($\bar{1}$ 01) begrenzt und zeigen einen dicktafeligen oder auch mehr isometrischen Habitus. Alle Plagioklase sind mehr oder weniger intensiv verzwillingt. Es dominieren das Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Gesetz. Das Periklin- bzw. Aklin-Gesetz ist relativ selten. Bavenozwillinge wurden vereinzelt angetroffen, Manebachzwillinge nie. Einmal wurde das Ala-Gesetz beobachtet, und zwar mit zonarer Struktur. Oft wurde die sogenannte «Banaterverwachsung» konstatiert, bei welcher die (010)-Fläche des einen Individuums parallel der (001) des anderen, und umgekehrt, liegt. Derartige Durchwachsungen zweier Zwillingeindividuen wurden ungefähr gleichzeitig, und zwar unabhängig voneinander, von *Streckeisen* (1932, S. 50), *Ghika-Budesti* (1931, S. 20), *Burri* (bei *Burri* und *Huber*, 1932, S. 306) und *Wenk* (1933, S. 215) festgestellt und von *Streckeisen* als «Banaterverwachsung» benannt.

Die Bestimmung der Plagioklase erfolgte nach der Universalmethode. Zur Ermittlung des An-Gehaltes wurden die Diagramme von *Köhler* und *v. d. Kaaden* verwendet. Da aber Zwillinge bzw. Drillinge mit (010) als Verwachsungsebene (Albit-, Karlsbad-, Roc Tourné-Gesetz) dominieren, wurde zur Interpretation der Messungen vielfach die Methode der *Euler*-Winkel von

Burri (1956) vorgezogen. Dieses Verfahren ist in seiner Anwendung nicht auf Plagioklasse mit (010) als Verwachsungsebene beschränkt, sondern es ist auch bei anderen Zwillingsgesetzen, ja bei einfachen Kristallen verwendbar, wenn sich die kristallographischen Richtungen durch Spalt- bzw. Verwachsungsebenen definieren lassen.

Tabelle 1

Euler-Winkel

Nr.	Φ	Ψ	Θ	An %	Gestein	Bemerkungen und $2V$
1	93°	79°	65°	~ 25 %	Liparit	
2	93°	79°	65,5°	~ 25 %	«	(—) 2V=70°
3	94°	79°	67°	~ 25 %	«	(—) 2V=71°
4	95°	77°	66°	26–28 %	«	
5	95°	76,5°	66,5°	26–28 %	«	(—) 2V=70°
6	94°	74°	65°	~ 30 %	«	(—) 2V=75°
7	93,5°	73°	64°	~ 30 %	«	(—) 2V=76°
8	93°	73°	63,5°	~ 30 %	«	
9	95°	74,5°	65°	29–32 %	«	(—) 2V=74°
10	91°	70,5°	65°	29–32 %	«	(—) 2V=76°
11	92°	71°	65,5°	29–32 %	«	
12	91°	72°	62°	30–32 %	«	(—) 2V=70°
13	92°	70°	64°	~ 32 %	«	
14	92°	69°	62°	~ 33 %	«	(—) 2V=80°
15	94°	69°	61°	~ 33 %	«	(—) 2V=78°
16	87,5°	63°	59°	38–40 %	«	
17	88°	62,5°	59°	38–40 %	«	2V=90°
18	83°	55°	50°	~ 45 %	«	(+) 2V=84° (Kern in No. 12)
19	80°	54,5°	46°	47–48 %	Pyroxenandesit	(+) 2V=79°
20	80°	52°	46°	47–48 %	«	(+) 2V=78°
21	77°	48°	44°	~ 48 %	Liparit	
22	79°	52°	44°	~ 48 %	«	(+) 2V=75° (Kern in No. 13)
23	75,5°	47°	43°	~ 50 %	«	(+) 2V=76° (Kern in No. 1, 2, 3)
24	74°	46°	42°	~ 50 %	Augitandesit	(+) 2V=78°
25	77°	49°	42°	~ 50 %	«	(+) 2V=76°
26	76°	48°	43°	~ 50 %	«	(+) 2V=76°
27	69°	44°	41°	~ 53 %	Pyroxenandesit	
28	68°	41°	40°	~ 53 %	«	(+) 2V=77°
29	57°	31°	36°	~ 58 %	«	
30	58°	30°	35°	~ 58 %	«	(+) 2V=80°
31	56°	28°	34°	~ 58 %	«	(+) 2V=80°
32	47°	19°	34°	61–63 %	Liparit	(+) 2V=82°
33	45°	17°	33°	61–63 %	«	(+) 2V=80°
34	33°	4,5°	36°	~ 72 %	Augitdolerit	(—) 2V=88°
35	33°	5°	34°	~ 72 %	«	2V=90°

ist. Es darf daher in solchen Fällen zur Bestimmung des An-Gehaltes nie auf die Lage des Poles einer Hauptschwingungsrichtung allein abgestellt werden, sondern es müssen alle drei in Betracht gezogen werden, wobei sich natürlich der gleiche An-Gehalt ergeben muß. Gleichzeitig läßt sich auch entscheiden, ob Hoch- oder Tieftemperaturoptik vorliegt, bzw. ein Zwischenstadium (*Burri*, 1956a). Ein solches liegt wahrscheinlich im Fall eines Essexitdolerites vor, und zwar sehr nahe der Tieftemperaturform. Diese Plagioklase waren leider nicht geeignet zu einer zuverlässigen Bestimmung der Euler-Winkel, röntgenographische Untersuchungen aber zeigten, daß die α^* -, γ^* -, (010)/($\bar{1}01$)-Winkel kleine Abweichungen von den von *Brown* (1960) gegebenen Daten für natürliche Tief-Plagioklase von 50–60 % An zeigen, was ebenfalls einen Übergangstyp vermuten läßt.

Der Anorthitgehalt der Plagioklaseinsprenglinge schwankt von 25 % bis 73 %, in einem Fall erreicht er sogar 85 %. Bei den Lipariten herrschen An-Gehalte von 28–33 % vor, bei den Andesiten bzw. Trachyandesiten solche von 45–55 %. Nur in einem Augitdolerit bestehen die Plagioklase aus 69–73 % An. Bei der ausführlichen Beschreibung der Gesteine werden nähere Einzelheiten über den An-Gehalt der entsprechenden Plagioklase angegeben werden.

Die zonare Struktur ist allgemein verbreitet, nicht selten mit sehr erheblichen Differenzen der äußeren und inneren Teile. In den Lipariten wurden oft basische korrodierte Kerne von 50–70 % An beobachtet, die von einem sauren Mantel, bald mit allmählichen Übergängen, bald mit scharfen Grenzen, umgeben waren. In einem Fall z. B. wurde ein Kern von 85 % An beobachtet, der scharf von einer zonaren Hülle von 33–28 % An begrenzt war (Fig. 6). Die Grenzen zwischen Kern und Rand waren so scharf, daß sich auch die Bekesche Linie erkennen ließ. Die Erscheinung sehr basischer xenomorpher

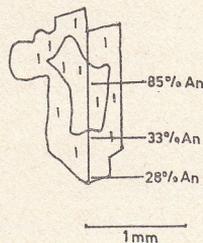


Fig. 6 Zonarer Plagioklas

Kerne, die von einer scharf abgegrenzten sauren Hülle umgeben sind, muß durch die Annahme erklärt werden, daß diese basischen Kerne, welche den ersten Ausscheidungen angehören, später wegen der Änderung der physikalisch-chemischen Verhältnisse korrodiert wurden. Um diese korrodierten Kerne haben sich dann saure Hüllen gebildet, so daß ein Bild entstand, welches nicht einem kontinuierlichen Wachstum gleichmäßiger Zonarstruktur entspricht.

Rekurrenzen bei der Zonarstruktur kommen auch vor. Sie sind bei den großen Einsprenglingen verbreiteter als bei den kleinen. Die Zahl dieser Zwischenzonen wechselt auffallend, auch in dem gleichen Dünnschliff. Zwischen Kern und Rand können zehn oder mehr scharf abgegrenzte Rekurrenzschalen auftreten. Bemerkenswert ist, daß neben solchen oszillierend zonaren Plagioklaskristallen auch Einsprenglinge mit kaum zonarem Aufbau vorliegen können. Über eine Regelmäßigkeit in Bezug auf die Anorthitgehaltsunterschiede der Rekurrenzschalen gibt es keine Regel. Es sollen zwei extreme charakteristische Beispiele angeführt werden:

a) In Liparit:

Kern 55 % An, mit allmählichem Übergang zur mittleren Zone von 64 % An und dann scharf abgegrenzte Außenzone mit 28 % An.

b) In Andesit:

Zwischen Kern und Rand mit allmählichen Übergängen.

Kern

Rand

58 % An → 53 % → 55 % → 52 % → 54 % → 44 % An

Im allgemeinen aber kann man sagen:

1. Der Rand ist nie basischer als der Kern, und zwar unabhängig von der Tatsache, ob eine Zwischenzone, die basischer als der Kern ist, auftritt. In den Lipariten kann der Unterschied an An-Gehalt zwischen Kern und Rand bis 50 %, in einem Fall sogar 57 %, betragen. Hingegen ist er bei den Andesiten bzw. Trachyandesiten nicht größer als 15 %.

2. Der Unterschied im An-Gehalt der basischsten Zwischenzone eines oszillierend zonaren Plagioklases und der innen liegenden sauersten Zone bzw. des Kernes des Kristalles beträgt immer weniger als 10 %.

Zur Erklärung der Rekurrenzen der in den Vulkaniten auftretenden Plagioklasse wird meistens angeführt, daß rhythmisch wechselnde Gasausbrüche und Lavaergüsse eine Änderung der physikalisch-chemischen Verhältnisse im Vulkanherd hervorrufen und damit die chemische Zusammensetzung bei dem Kristallwachstum beeinflussen. Das verbreitete Auftreten oszillierend zoner Feldspäte in intermediären Plutoniten widerspricht aber dieser Hypothese. Es ist auch denkbar, daß Plagioklasse, welche sich mit der Schmelze in Gleichgewicht befinden, absinken und dadurch in Regionen höherer Temperatur gelangen, in welchen anorthitreichere Mischungen ausgeschieden werden. Dieser Prozeß, welcher sich repetieren kann, ist auch für Tiefengesteine möglich.

Der oszillierende Zonarbau der Plagioklasse in hornblendeführenden Plutoniten kann nach *Wenk* (1945) durch das rhythmische Auftreten eines Calciumdefizites in der direkten Umgebung des wachsenden Kristalls erklärt werden, welches durch gleichzeitige Ausscheidung potentiell An-führender Horn-

blende bedingt wird. Ob die Rekurrenzen der Plagioklase der hier untersuchten Gesteine durch die – bzw. allein nur durch die – *Wenksche* Hypothese erklärt werden können, läßt sich schwer entscheiden. Die Anwesenheit von Hornblende bei den Lipariten spricht für diese Hypothese, obwohl *Wenk* (S. 158) bei seinen Überlegungen in Bezug auf Vulkanite nur Andesite und Dazite in Betracht zieht. Auch das Auftreten scheinbar zonenfreier Kristalle neben oszillierend zonaren Plagioklasen spricht nicht gegen diese Erklärung, da die mehr oder weniger deutliche Sichtbarkeit der Zonarstruktur von der Schnittlage abhängig ist. Nach *Wenk* (S. 159) muß berücksichtigt werden, «daß der Zonarbau beim gegebenen Anorthitbereich in Schnitten senkrecht zur kristallographischen b-Achse viel deutlicher hervortritt als in Schnitten senkrecht a oder c». Das Auftreten oszillierend zonarer Plagioklase in den hornblendefreien Pyroxenandesiten, allerdings in geringerem Maße als bei den Lipariten, spricht jedoch eher gegen die *Wenksche* Erklärung, denn, nach *Wenk* (S. 158) «scheint die oszillierende Zonarstruktur . . . den Ortho- und Klinopyroxen-Gesteinen der gleichen geologischen Komplexe durchwegs zu fehlen».

Was die Mikrolithe anbetrifft, so variiert ihr An-Gehalt, soweit ihre Bestimmung möglich ist, von 20–30 %. Es sind dünntafelige Oligoklase.

b) Kalifeldspäte

a. Sanidin. Dieses Mineral ist einer der wichtigen hellen Bestandteile der Liparite. Makroskopisch betrachtet ist es wasserhell, farblos, jedoch mit einem Stich ins Gelbliche.

U. d. M. erscheinen die Sanidine als meist allotriomorphe, resorbierte Einsprenglinge von höchstens 2–3 mm Durchmesser. Zwillinge nach dem Karlsbadgesetz, gelegentlich mit der bekannten «Durchdringung» (Fig. 7) sind oft zu beobachten. Zahlreiche Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop ergaben, daß der Achsenwinkel sehr klein ist und in den verschiedenen Lipariten zwischen 13° und 22° schwankt. Achsendispersion für beide Achsen deutlich $\rho > \nu$, was auf normalsymmetrische Lage der Achsenebene hinweist. Messungen an Sanidinen aus drei verschiedenen Lipariten, wobei zur Erzielung einer größeren Genauigkeit dickere Dünnschliffe als gewöhnlich hergestellt wurden, gaben folgende Werte für (–2V):

	$\lambda = 462 \text{ m}\mu$	$\lambda = 593 \text{ m}\mu$	$\lambda = 659 \text{ m}\mu$
1.	17,5°	21°	22°
2.	16,5°	20,5°	22°
3.	11°	16°	17,5°

Da die Sanidine klein sind und oft noch Einschlüsse anderer Mineralien enthalten, war es nicht möglich, genügend reines Material für eine chemische Analyse zur Bestimmung des Albitgehaltes durchzuführen. Doch konnten von

einigen Sanidinkörnern aus den drei Lipariten *Guinier*-Pulveraufnahmen mit einer *Jagodzinski*-Kamera gemacht werden (Eichsubstanz Silicium). Die Resultate lauten:

	a	b	c	d(100)	d(010)	d(001)	d(20 $\bar{1}$)	β°
1.	8,4838	13,0107	7,1713	7,6225	13,0107	6,4433	4,1792	116° 2,5'
2.	8,4841	13,0124	7,1746	7,6220	13,0124	6,4458	4,1832	116° 3'
3.	8,4857	13,0174	7,1735	7,6260	13,0174	6,4466	4,1822	116° 1'

(Werte in Å)

Der Albitgehalt, ermittelt aus den d(20 $\bar{1}$)-Werten, ist nach *Bowen* und *Tuttle* (1950, S. 493) $\sim 27\%$. Auf Grund der gleichen d(20 $\bar{1}$)-Werte ist der Albitgehalt, im Vergleich mit den d(20 $\bar{1}$)-Werten, die aus den von *Donnay* und *Donnay* (1952) für synthetische Alkalifeldspäte angegebenen Daten berechnet wurden, um 5% Ab höher. Hingegen bekommt man wieder ungefähr 27% Ab, wenn der Albitgehalt nach den von *Laves* (1952) angegebenen Kurven aus den a- bzw. d(100)-Werten, die empfindlicher gegenüber dem Albitgehalt sind als die b- und c- bzw. d(001)-Werte, ermittelt wird. Um eine «Hochtemperaturesanidinoptik» zu erreichen, wobei die Achsenebene parallel der (010)-Ebene steht¹, wurden Erhitzungsversuche mit dem ersten und dritten Sanidin, von denen noch etwas Material zur Verfügung stand, gemacht. Zusammen mit dem Pulver wurden die entsprechenden Dünnschliffe erhitzt. Leider war im ersten Fall das Material nach Erhitzung während 45 Stunden auf 1150 °C geschmolzen. Im anderen Fall wurden, um ein konstantes 2V zu erreichen, der Dünnschliff und zugleich das Pulver auf 1060 °C länger (170 Stunden) erhitzt. Nach der Erhitzung gaben die optischen Beobachtungen folgendes Bild: Die Achsenebene hatte sich um 90° gedreht und parallel (010) gelegt, bei $\rho < \nu$ und deutlich geneigter Dispersion, was einen weiteren Beweis für Lage der Achsenebene //(010) darstellt. Die (-2V)-Werte, für die weiter oben erwähnten Wellenlängen gemessen, lauten:

$$\lambda = 462 \text{ m}\mu \quad \lambda = 593 \text{ m}\mu \quad \lambda = 659 \text{ m}\mu$$

3.	27,5°	25°	24°
----	-------	-----	-----

Für weißes Licht ist (-2V) $\sim 26^\circ$.

Der Albitgehalt bzw. (Ab+An)-Gehalt, aus diesem 2V-Wert, nach der Kurve von *Tuttle* (1952, S. 557) für erhitzte natürliche Sanidine ermittelt, ist wieder etwa 27%.

Das von dem zugleich erhitzten Sanidinpulver unter gleichen Bedingungen aufgenommene Röntgendiagramm war fast identisch mit dem des unerhitzten Materials. Statt z. B. 4,1822 Å für den d(20 $\bar{1}$)-Reflex wurde jetzt 4,1853 Å ausgerechnet, was praktisch den gleichen Albitgehalt ergibt.

¹ *Tuttle* (1952, 554) nennt Sanidine mit kleinem 2V und Achsenebene senkrecht (010), wie sie auch hier vorliegen, «normal».

β. Orthoklas. Orthoklas kommt in den unfrischen Trachyandesiten, sowie auch in einigen Doleriten vor. Bei einigen Trachyandesiten sind die Einsprenglinge bis zu 2 cm lang und 0,5 cm breit. Sie sind rötlich und schön idiomorph. U. d. M. sind sie immer kaolinisiert, seltener serizitisiert, und deswegen immer trüb. Diese Trübung ist teilweise schon makroskopisch zu beobachten. Da die Trübung die Dunkelstellung unsicher macht, sind die Messungen des Achsenwinkels mit dem U-Tisch-Konoskop nicht sehr zuverlässig, immerhin steht fest, daß 2V viel größer ist als bei den Sanidinen. Die Orthoklase der Dolerite lassen sich makroskopisch nicht erkennen. U. d. M. sind sie weniger trüb als die oben erwähnten, immerhin zeigen sie immer Kaolinisierung. In einem Essexitdolerit erscheint der Orthoklas als Umhüllung von Plagioklas, mit einem 2V von $(-)\ 51^\circ$ und $\rho > \nu$, was auf normalsymmetrische Lage der Achsenenebene hinweist. Alle Orthoklase zeigen röntgenographisch auf Precessionsaufnahmen nach *Buerger* (1944) Albitmischungen, die jedoch u. d. M. nicht feststellbar sind. Die Bezeichnung «Orthoklas» wird hier für diejenigen Kalifeldspäte der untersuchten Gesteine verwendet, die bei normalsymmetrischer Achsenlage ein größeres 2V als die Sanidine besitzen, und die röntgenographisch Albitmischungen aufweisen. Da sich im Gegensatz dazu in den Sanidinen der Albit als isomorphe Beimischung vorfindet, sind bei ihnen röntgenographisch keine Albitreflexe zu beobachten.

γ. «Sanidinorthoklase.» Diese Bezeichnung soll hier für diejenigen Kristalle verwendet werden, die zum Teil aus Sanidin, zum Teil aus Orthoklas bestehen. Zuerst fiel auf, daß in einem Trachyandesit vom östlichen Bezirjano große (bis zu 2 cm) rötliche, trübe Orthoklase stellenweise, und zwar meistens im Kern der Kristalle, farblos und wasserklar sind. Optische Untersuchungen ergaben, daß die wasserklaren Teile gleiche optische Eigenschaften besitzen wie die Sanidine der Liparite, und zwar mit einem Achsenwinkel, der von Kristall zu Kristall bzw. von Stelle zu Stelle des gleichen Kristalles von $10\text{--}23^\circ$ schwankte. Die trüben Teile dagegen besitzen Orthoklasoptik. Wegen der Trübung ist der Achsenwinkel nicht genau meßbar. Im allgemeinen schwanken die Messungen für $(-)\ 2V$ von Kristall zu Kristall bzw. von Stelle zu Stelle des gleichen Kristalls von $40\text{--}50^\circ$. Je mehr der Kristall kaolinisiert ist, desto größer ist der Achsenwinkel. Röntgenographisch (Precessionsaufnahmen) unterscheiden sich Sanidin und Orthoklas deutlich. Die klaren Teile des Kristalls geben Sanidindiagramme ohne Albitmischungsreflexe, die Orthoklas-Partien hingegen zeigen solche. Die a- bzw. d(100)-Werte sind verschieden. Aus den Precessionsaufnahmen folgt:

$$d(100) = 7,704 \text{ \AA} \text{ (Orthoklas)}$$

$$d(100) = 7,596 \text{ \AA} \text{ (Sanidin)}$$

Nach diesen Werten ist der eigentliche Orthoklas reiner Kalifeldspat, der Sanidin dagegen enthält ziemlich viel Albit als Mischkristall. Der Albitgehalt ist gleich oder sogar etwas höher, wie bei den Sanidinen der Liparite (30–31%). In den Röntgenprecessionsaufnahmen lassen sich beide Phasen unterscheiden, wenn der untersuchte Kristallteil aus Orthoklas und Sanidin besteht, und zwar parallel der a^* -Richtung, wobei die Reflexe wegen der ungleichen a -Werte getrennt erscheinen (Fig. 8). Parallel der b^* - bzw. c^* -Richtung fallen die Reflexe zusammen, da b bzw. c fast gleich sind. Pulverdiagramme dieser «Sanidinorthoklase» zeigen deutlich getrennte Linien einiger Reflexe. Die Trennung der (20 $\bar{1}$)-Linien ist z. B. sehr deutlich.

Es gibt zwei mögliche Erklärungen für das Auftreten dieser »Sanidinorthoklase«. Entweder sind diese Kristalle exogene Einschlüsse von Orthoklasen von Grundgebirgsgesteinen, welche die Lava während ihres Aufdringens aufgenommen hat, wobei diese Orthoklase in der Hochtemperaturumgebung der Lava teilweise sanidinisiert wurden. Für diese Ansicht spricht das allgemeine makroskopische und mikroskopische Bild der Vorkommen. Man hat durchaus den Eindruck, daß diese Kalifeldspäte als Einschlüsse betrachtet werden können. Gegen diese Auffassung spricht jedoch die Tatsache, daß diese «Sanidinorthoklase» bei den größeren Kristallen am Rand überwiegend aus Orthoklas bzw. im Kern aus Sanidin und bei den kleineren Kristallen überhaupt fast nur aus Orthoklas bestehen. Wenn eine Erhitzung «aufgenommener» Orthoklase, wie man anfänglich hätte vermuten können, stattgefunden hätte, dann würden sich wohl in erster Linie der Rand bzw. die kleineren Kristalle in Sanidin umgewandelt haben. Deswegen ist eine andere Deutung wahrscheinlicher. Nach dieser wären diese Kristalle keine exogenen Einschlüsse, sondern dem Gestein angehörende Sanidine, die sich nachträglich zum Teil oder gänzlich in Orthoklas umwandelten. Wie oben erwähnt, wurden diese «Sanidinorthoklase» zunächst als spärliche große Einsprenglinge in einem Trachyandesit beobachtet, und alle obigen Ausführungen beziehen sich auf Untersuchungen solcher Kristalle. Später aber wurden nach eingehender Untersuchung die gleichen Erscheinungen auch in einem anderen unfrischen Trachyandesit von Kalotychnon festgestellt. Das Gestein führt schwach rosa gefärbte, trübe Orthoklaseinsprenglinge von kleinen Dimensionen (maximum bis 2–3 mm), die auf keinen Fall als fremde Kristalle betrachtet werden können. Einige Kristalle davon weisen schon makroskopisch einen farblosen klaren Kern auf. Optische und röntgenographische Untersuchungen zeigten wieder, daß es sich um solche «Sanidinorthoklase» handelt. Diese ungewohnte Umwandlung des Sanidins in Orthoklas muß man vielleicht durch postvulkanische Einwirkungen auf die Gesteine erklären. Nach *Laves* (1960) ist der Orthoklas hinsichtlich Si-Al-Ordnung-Unordnung ein Zwischenzustand zwischen dem ungeordneten Sanidin (Hochtemperaturform) und dem geordneten Mikroklin (Tiefemperatur-

form), wobei theoretisch alle möglichen Übergänge vorhanden sein können. Die Umwandlung eines ungeordneten Kristalls in einen geordneten (bzw. weniger ungeordneten) ist nach *Laves* abhängig von der Zeit bzw. von physikochemischen Faktoren. Die Tatsache, daß die Sanidine mehrheitlich und vermutlich ausschließlich in den jüngeren Vulkaniten auftreten, während sie in den älteren Ergußgesteinen fehlen, spricht für diese Hypothese. Im Falle der beschriebenen «Sanidinorthoklase» müsse die Umwandlung durch physikochemische Einwirkungen erklärt werden; die geologische Zeit spielt in diesem Fall keine große Rolle. Der ursprünglich albithaltige Sanidin muß sich unter postvulkanischer (pneumatolytischer bzw. hydrothermaler) Einwirkung zum Teil oder gänzlich in Orthoklas umgewandelt haben, wobei der Na-Gehalt des Sanidins sich als submikroskopische, röntgenographisch aber feststellbare Entmischung im Orthoklas ausgeschieden hat. Für diese Ansicht, daß eine solche Umwandlung des Sanidins in Orthoklas stattgefunden hat, sprechen die Unterschiede des 2V der großen Kristalle. An Stellen, die größere Trübung bzw. stärkere Kaolinisierung zeigen, ist 2V des Orthoklases größer, was vielleicht einem geordneteren Zustand entspricht. Auch das Vorhandensein von Kaolin spricht für einen physikochemischen Umwandlungsprozeß. Vermutlich sind die Orthoklaskristalle in vielen unfrischen Trachyandesiten solcher Herkunft. Die Tatsache, daß nicht alle Orthoklase einen Sanidinkern führen, ist vielleicht nur eine Folge des Einwirkungs- bzw. Umwandlungsgrades, da im gleichen Gestein wohl «Sanidinorthoklas» mit Orthoklas – nie aber mit nicht umgewandeltem Sanidin – zusammen auftritt.

2. Quarz

Nur in den Lipariten tritt der Quarz als Hauptgemengteil auf. Bei den anderen Gesteinen fehlt er oder er erscheint nur in unbedeutenden Mengen. In den Lipariten kann man ihn schon makroskopisch erkennen, da er immer den charakteristischen muscheligen Bruch mit Fettglanz aufweist.

U. d. M. sind seine Individuen xenomorph und nur selten hypidiomorph. Die Quarzeinsprenglinge zeigen immer die bekannten gerundeten, rissig-zersprungenen und eingebuchteten Formen. Die bekannteste Erklärung für die große Mannigfaltigkeit der Quarzeinsprenglinge bei sauren Ergußgesteinen ist die magmatische Korrosion. Gegen diese Ansicht wendet sich jedoch u. a. *Laemmlein* (1930), der sich mit dem Studium der eigenartigen Unregelmäßigkeiten der Quarzeinsprenglinge in Quarzporphyren befaßte. Nach seinen Untersuchungen an Quarzkristallen aus Quarzporphyren des Samschwildoberges (Transkaukasien) können viele der einer «Korrosion» zugeschriebenen Bilder durch Wachstumserscheinungen erklärt werden. Nach *Laemmlein* sind die

sogenannten «Korrosionsschläuche» nicht Lösungsschläuche, sondern Phänomene des raschen, skelettartigen Kristallwachstums.

Angel (1928) versuchte auf Grund morphologischer Eigenheiten der Porphy Quarze die exogene bzw. endogene Herkunft des Quarzes in Ergußgesteinen festzustellen. Als Kriterium für das Vorhandensein von exogenem Quarz benutzt er die Mikrolithenkränze, welche die Quarzkristalle allfällig umgeben und welche er als Indiz für die Aufnahme von Sandstein deutet, so wie auch die mehrfach zusammengesetzten Quarzkörner, die sich als Einschlüsse, aus quarzitischen Gesteinen stammend, erkennen lassen. Solche Fälle treten in den untersuchten Gesteinen nie auf, so daß sich ihr Quarzgehalt nicht als exogener Natur betrachten läßt.

Rittmann (1958) hält die korrodierten Quarze nicht für magmatische Einsprenglinge, sondern für anatektische Relikte von Kristalloblasten metamorpher Herkunft. Er glaubt nicht, daß die große Menge von korrodierten Quarzkristallen, die in fast allen sauren Vulkaniten auftreten, durch die Hypothese einer Reaktion der Einsprenglinge mit der Restschmelze erklärt werden kann. Er sieht die einzige mögliche Deutung in einer Anatexis, d. h. teilweisen oder vollständigen Einschmelzung von vorher existierenden Gesteinen, die während einer Orogenese im großen Maßstab stattgefunden hat. Die dadurch zustandekommenen anatektischen Magmen stammen wesentlich aus Sial ab, und müssen daher eine rhyolitische bis dacitische Zusammensetzung haben. Die auf diese Art entstandenen Magmen enthalten Relikte von z. T. geschmolzenen Kristalloblasten der durch die Orogenese eingeschmolzenen Gesteine, welche für korrodierte Quarzeinsprenglinge gehalten werden.

3. Biotit

Der Biotit erscheint stets in den Lipariten. Hingegen fehlt er in den Andesiten, Trachyandesiten und den übrigen Gesteinen oder er spielt in ihnen eine nur ganz untergeordnete Rolle. Zusammen mit der Hornblende bildet er das dunkle Hauptmineral der Liparite. In den Gesteinen mit glasiger Grundmasse ist er vollständig frisch. Hingegen ist er in Gesteinen mit felsitischer bzw. hemikristalliner Grundmasse randlich opazitisiert. Gestalt und Größe der Kristalle wechseln auffallend. Neben Blättchen von ca. 0,5 mm Durchmesser finden sich leistenförmige Schnitte, deren Länge von 0,02–1 mm bzw. 2 mm, die Breite um das Mehrfache übertrifft. Im allgemeinen sind regelmäßig hexagonal umgrenzte Blättchen nicht sehr häufig. Wie für die Liparite beschrieben werden wird, sind die Biotitkristalle durch die Fließbewegungen der Lava oft gebogen und geknickt, oder sie zeigen treppenförmige Verschiebungen zueinander parallel der Spaltbarkeit (Fig. 9, 10, 11).

Der Biotit der Liparite zeigt den gewöhnlichen kräftigen Pleochroismus in

braunen und gelben Tönen. Der in den Doleriten spärlich auftretende Biotit ist rotbraun, was wohl einem höheren Ti-Gehalt zuzuschreiben ist (Hall, 1941). Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop ergaben für den Achsenwinkel der Biotite der Liparite einen Wert von $(-)\ 13^\circ$ bei $\varrho < v$. Der braunrote Biotit der Dolerite hat $2V = 0$.

4. Hornblende

Die Hornblende gehört meistens der gewöhnlichen grünen Hornblende an. Seltener kommt die braune Oxyhornblende vor. In den Lipariten ist die grüne Hornblende nach dem Biotit das hauptsächlichste dunkle Mineral. Sie ist idiomorph bis hypidiomorph entwickelt und zeigt besonders die Formen (110) und (010). Zwillinge nach (100) sind selten, Spaltbarkeit nach (110) vollkommen.

$$\begin{aligned} \text{Pleochroismus } n_\alpha &= \text{gelbgrün} \\ n_\beta &= \text{olivgrün} \\ n_\gamma &= \text{grau bis braungrün} \\ n_\beta = b \quad c/n_\gamma &= 17^\circ \quad (-)2V = 73^\circ \\ &(\text{Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop}) \end{aligned}$$

Da bei Hornblende die Unterscheidung der beiden optischen Achsen, im Gegensatz zu Augit, nicht einfach ist, wurde darauf verzichtet, genauere Angaben über die Achsendispersion zu machen. Dies ist auch dadurch gerechtfertigt, daß die Effekte nur äußerst schwach sind. Nach diesen optischen Eigenschaften muß das Mg/Fe-Verhältnis $\text{Mg}_{65}\text{Fe}_{35}$ sein (Tröger, 1956, S. 77), was dem verbreitetsten Typus der gewöhnlichen Hornblende entspricht.

Außer dieser Hornblende tritt, wie oben erwähnt wurde, seltener in einigen Gesteinen die braune Oxyhornblende auf. Sie ist aber fast gänzlich opazitisiert und in Magnetit umgewandelt. Nur ganz wenige Kristalle zeigen kleine unveränderte Teile mit einer sehr kleinen Auslöschung (nicht genau bestimmbar) und starkem Pleochroismus in blaß- und dunkelbraunen Farben. Da die Kristalle stark umgewandelt sind, war eine Messung von $2V$ mit dem U-Tisch-Konoskop nicht möglich.

5. Pyroxene

Die Pyroxene treten in allen untersuchten Gesteinen, mit Ausnahme der Liparite, wo sie eine untergeordnete Rolle spielen, reichlich auf. Es sind zwei Arten von Pyroxenen zu unterscheiden, monokline und rhombische Pyroxene. Fast immer dominieren die monoklinen.

a) Monokline Pyroxene

Die monoklinen Pyroxene gehören dem gewöhnlichen Augit an. Sie erscheinen meistens in hypidiomorphen, nicht selten aber in gut idiomorphen Kristallen. Es treten besonders die Flächen (010), (100) und (110) auf. Die Einsprenglinge sind oft kurzprismatisch, es fehlen aber nicht kristallographisch gut begrenzte Säulen bis zu 2 mm Länge. Achteckige Schnitte senkrecht zu c sind auch zu beobachten. Zwillinge nach (100), gelegentlich mit einer schmalen, den beiden Hauptindividuen eingeschalteten Lamelle sind häufig. Durchkreuzungszwillinge nach (101) und ($\bar{1}22$) kommen sehr selten vor. Es treten aber Aggregationen von knäuelartigen Durchwachsungen auf, die Kombinationen der oben erwähnten Zwillinge sein können. Die Spaltbarkeit nach (110) ist vollkommen. Die Augitkristalle sind meistens farblos oder hellgraugrünlich mit einem unbedeutenden Pleochroismus. Zahlreiche Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop in verschiedenen Vulkaniten ergaben folgende Mittelwerte:

c/n_{γ}	43°	44°	44°	45°	44°	43°
(+)2V	59°	52°	57°	59°	55°	57,5°

Die Achsendispersion ist bei den Augiten fast aller Gesteine für die A-Achse deutlich $\rho > v$, aber nicht sehr stark, da der Unterschied zwischen 2V für blaues und rotes Licht nicht größer als 1° ist und die B-Achse nicht dispergiert ist.

Es wurde z. B. gemessen:

$\lambda = 462 \text{ m}\mu$	(+)2V = 57°
$\lambda = 593 \text{ m}\mu$	(+)2V = 57,5°
$\lambda = 659 \text{ m}\mu$	(+)2V = 58°

Eine Ausnahme bilden dagegen die Augite eines olivinführenden Dolerites, welche deutliche Achsendispersion $\rho > v$ für die B-Achse zeigen, wobei die A-Achse kaum dispergiert ist. Die Dispersion ist auch viel stärker als diejenige für die Achse A der übrigen Augite. Es wurde z. B. gemessen:

$\lambda = 462 \text{ m}\mu$	(+)2V = 50,5°
$\lambda = 593 \text{ m}\mu$	(+)2V = 52°
$\lambda = 659 \text{ m}\mu$	(+)2V = 53°

Die Achsenebene liegt bei allen Augiten immer parallel (010). Die c/n_{γ} -Werte wurden auf dem U-Tisch gemessen entweder durch Einmessung der optischen Achsen verzwillingter Kristalle in Schnitten $\sim \perp c$, oder nach dem Verfahren von *Burri* (1931). Einzelheiten sind bei der Beschreibung der augithaltigen Gesteine erwähnt.

b) Rhombische Pyroxene

Der Orthaugit kommt seltener vor als der gewöhnliche. Er tritt meist in gut idiomorphen Kristallen auf. In den Gesteinen mit ophitischer Struktur ist er weniger idiomorph. Vorherrschende Formen sind (010) und (100). Die Fläche (110) ist weniger entwickelt. Selten kann man Zwillingsverwachsungen nach (011) beobachten. Zwillinge nach (023) bzw. (043) konnten nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Der Orthaugit ist entweder farblos oder sehr schwach rötlich gefärbt mit einem unbedeutenden Pleochroismus. $2V$ (mit dem U-Tisch-Konoskop gemessen) ist $(-)$ 69° . Dispersion $\rho < \nu$ schwach. Achsenebene senkrecht (010), $b = n_\alpha$, $c = n_\gamma$. Der Wert von $2V$ entspricht nach Hess (1952) einem MgSiO_3 -Gehalt von 72–74 % oder von 27–30 %. Da aber die Doppelbrechung der untersuchten rhombischen Pyroxene nicht hoch ist, kommt der zweite Wert nicht in Frage. Es ist außerdem bekannt, daß Orthopyroxene mit nur 27–30 % Enstatit (Eulit-Glieder) in Eruptivgesteinen kaum auftreten. Nach diesen optischen Eigenschaften (negativer Charakter) läßt sich der Orthopyroxen als Hypersthen bezeichnen. In einigen Andesiten sieht man oft eine Umrandung des Hypersthens durch monoklinen Augit, oder Verwachsungen beider Mineralien. Bei diesen Erscheinungen sind beide Pyroxene in Brechung und Färbung einander so ähnlich, daß ihre Verschiedenheit erst zwischen gekreuzten Nicols hervortritt. Der monokline Pyroxen der Hülle hat höhere Doppelbrechung als der rhombische des Kernes, sowie schiefe Auslöschung. Der Hypersthen ist meistens teilweise in Serpentin umgewandelt. Diese Umwandlung betrifft jedoch den monoklinen Pyroxen nicht.

Mit dem Studium der Kristallisation der Pyroxene aus intermediären bzw. basischen Magmen haben sich viele Autoren, besonders aber Barth (1931), Tsuboi (1932, 1949), Kuno (1935), Guimarães (1948), Hess (1941), Poldervaart und Hess (1951) befaßt. Nach Tsuboi ist die Tatsache, ob sich zuerst rhombischer Pyroxen und später monokliner, oder ob sich die zwei verschiedenen Pyroxene in umgekehrter Reihenfolge abschieden, von der ursprünglichen Zusammensetzung des Magmas abhängig. Nach Poldervaart und Hess bildet sich bei hoher Temperatur der monokline Pigeonit, der sich bei langsamer Abkühlung in Hypersthen unter Ausscheidung von Augitlamellen umwandelt. Langsame Abkühlung tritt aber eher für Tiefengesteine auf als für Ergußgesteine, weshalb der Pigeonit, der eine instabile Pyroxenkristallart ist, besonders in Vulkaniten auftritt. Die Unterscheidung des Pigeonites vom Augit ist leicht, da der Pigeonit einen sehr kleinen Achsenwinkel von 0 – 25° bzw. 30° besitzt, und die Achsenebene meistens senkrecht zu (010) steht. Er tritt mehr in basaltischen, weniger in andesitischen Gesteinen auf. In den untersuchten Vulkaniten konnte nie Pigeonit beobachtet werden, einzig Orthopyroxen und Augit wurden festgestellt. Da der Hypersthen oft von Augit um-

randet ist, mußte er sich während des Kristallisationsverlaufes zuerst ausscheiden, später aber scheint er nicht so beständig zu sein wie der Augit, weswegen er in vielen Fällen in Serpentin umgewandelt ist. Die Unbeständigkeit des Hypersthens hat *Burri* (bei *Burri* und *Sonder*, 1936) auch in Andesiten aus Nicaragua beobachtet, wo meistens korrodierte Hyperstheneinsprenglinge umrandet von monoklinem Augit auftraten. In den hier untersuchten Gesteinen zeigen die Hypersthenkristalle, außer ihrer Serpentinisierung, keine magmatische Resorption.

6. Olivin

Frischer Olivin wurde nur in einem olivinführenden Augitdolerit beobachtet. Er erscheint unter dem Mikroskop in farblosen rundlichen Körnern oder in der Form von gestreckten prismatischen Kristallen von höchstens 0,3 mm Durchmesser. Die größeren Individuen sind zum Teil frisch, zum Teil in grünen Serpentin umgewandelt. Die kleineren Kristalle sind fast immer serpentinisiert. Eigentliche Reaktionsränder fehlen, jedoch wurden oft Olivinkristalle als Einschlüsse im Augit beobachtet. Da diese eingeschlossenen Olivine genau so serpentinisiert sind wie die freien Olivine, muß angenommen werden, daß die Serpentinisierung vor der Kristallisation des Augites erfolgte. Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop ergaben negativen Charakter bei $(-)2V = 83^\circ$, daraus folgt nach *Kennedy* (1947) der relativ hohe Fayalitgehalt von 30 % ($\text{Fo}_{70}\text{Fa}_{30}$).

7. Apatit

Der Apatit erscheint in kurzen, kleinen, wasserhellen oder grauen, idiomorphen, leistenförmigen, seltener hexagonalen Individuen. Oft kommen in der Grundmasse auch ganz dünne, nadelige Individuen vor. Die Dimensionen des Apatits sind meistens sehr klein, und nur selten treten bis $0,50 \times 0,15$ mm große idiomorphe Kristalle auf. Die größeren Individuen weisen einen deutlich erkennbaren schwachen Pleochroismus auf mit $n_e =$ dunkelgrau und $n_o =$ hellgrau.

Der Apatit ist wohl das erste aus dem Magma ausgeschiedene Mineral, vielleicht sind nur die Sulfide älter. Er ist jedenfalls älter als Titanit (Fig. 12) und Magnetit bzw. Ilmenit. Er ist oft als Einschluß in den anderen Gemengteilen anzutreffen.

8. Titanit

Titanit tritt als Nebengemengteil in sehr geringer Menge, aber sehr weit verbreitet, jedoch nur in den Lipariten auf. In den Andesiten und den anderen Gesteinen wurde trotz ihres höheren TiO_2 -Gehaltes nie Titanit aufgefunden.

Nach Mügge (1927, S. 650) fehlt der Titanit den Lipariten und ist sehr verbreitet in den Trachyten, Andesiten und Trachydoleriten. Im Gegensatz hierzu wurde in den untersuchten Gesteinen das Gegenteil festgestellt. In keinem der über siebenzig Liparitdünnchliffe fehlt der Titanit, und zwar tritt er in jedem Dünnchliff mehrfach auf, während er in keinem von den über fünfzig Dünnchliffen von Andesiten, Trachyandesiten und Doleriten konstatiert wurde. Wie bekannt ist, begleitet der Titanit meistens die Hornblende und ist an ihre Anwesenheit gebunden (*Tröger*, bei *Freund*, 1955, S. 206). In Übereinstimmung damit führen die Liparite reichlich gewöhnliche Hornblende, wogegen sie meistens bei den anderen Gesteinen fehlt oder nur eine untergeordnete Rolle spielt. Es gibt nur wenige Trachyandesite, die ziemlich reichlich opazitisierte Oxyhornblende und keine grüne Hornblende führen. In diesen Gesteinen fehlt auch der Titanit.

Der Titanit tritt in idiomorphen und in xenomorphen Kristallen auf. Die idiomorphen Kristalle haben schöne rhombenförmige Schnitte nach der bekannten «Briefkuvertform». Zwillinge nach (100) kommen seltener vor. Die größeren Individuen erreichen eine Länge parallel der großen Achse des Rhombus bis 0,6 bzw. 0,8 mm und senkrecht dazu bis 0,2 bzw. 0,4 mm. Der Titanit zeigt meistens einen schwachen Pleochroismus. In einigen Fällen ist der Pleochroismus stärker mit n_α = gelblich, n_β = graugelb, n_γ = braun. Der Achsenwinkel ist klein mit sehr starker Achsendispersion $\rho \gg v$.

$$\lambda = 462 \text{ m}\mu \quad (+) 2V = 29^\circ$$

$$\lambda = 593 \text{ m}\mu \quad (+) 2V = 36^\circ$$

$$\lambda = 659 \text{ m}\mu \quad (+) 2V = 40^\circ$$

In Bezug auf sein Kristallisationsalter ist der Titanit sicher jünger als der Apatit (Fig. 12) und die primären Erze. Mehr über sein Alter kann man nicht leicht sagen, vielleicht ist er aber nicht so alt wie im allgemeinen angenommen wird. Bemerkenswert ist, daß der Titanit oft in Verknüpfung mit Erzen auf-

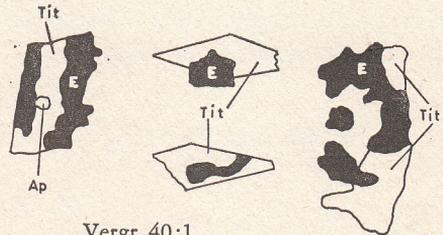
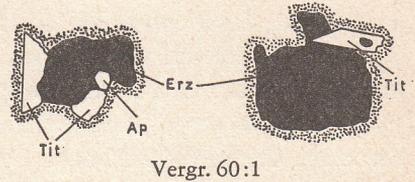


Fig. 13 Verwachsungen von Erz (E), Titanit (Tit) und Apatit (Ap)

tritt (Fig. 13). Wie bei der Beschreibung der Erze bzw. der Liparite erwähnt wird, wurde unter dem Opakilluminator festgestellt, daß die Erze nicht nur Magnetitkristalle sind, sondern auch Ilmenite bzw. Titanomagnetite. Diese

Erzkristalle, die mit Titanit vergesellschaftet sind, erscheinen wie magmatisch resorbierte Kristalle und durch den Titanit verdrängt bzw. ersetzt. Es scheint somit, daß die Titanitbildung nicht für eine direkte und frühmagmatische Ausscheidung gehalten werden kann, trotzdem er in vielen Fällen recht gut idiomorph ist. Die Idiomorphie eines Kristalles ist kein Grund um anzunehmen, daß der Kristall aus dem Magma früh ausgeschieden wird, wenn seine Umgebung flüssiges Material (in diesem Fall flüssige Lava) ist. Wenn der größte

Fig. 14 Erz und Titanit von einem rötlichen Hof (punktiert) umgeben



Teil der Umgebung noch flüssig ist, können auch später sich bildende, direkt aus dem Magma ausgeschiedene oder durch Umwandlungen früher ausgeschiedener Mineralien gebildete Kristalle gute Idiomorphie zeigen. Bei den untersuchten Lipariten ist sekundäre Bildung des Titanits sehr wahrscheinlich, wobei er ein Umwandlungs- bzw. Reaktionsprodukt von resorbiertem Ilmenit bzw. Titanomagnetit darstellt und das saure Milieu seine Bildung begünstigt. Auch nach *Ramdohr* (1940, S. 17, 35) ist für die Titanitbildung neben anderen Vorgängen auch magmatische Resorption verantwortlich, weswegen er trotz guter Kristallform sehr oft keine Frühausscheidung, sondern das Ergebnis späterer Umbildung darstellt. Für die Annahme, daß in den untersuchten Lipariten der Titanit eine sekundäre Erscheinung ist, spricht folgendes: In vielen Fällen ist die Grundmasse in der näheren Umgebung der Magnetit- bzw. Ilmenitkristalle rötlich gefärbt, was den Eisenverbindungen, welche sich anlässlich der Resorption von Erzen bilden, zuzuschreiben sein dürfte. Wenn bei solchen resorbierten Kristallen angewachsener Titanit und zugleich diese rötliche Umgebung vorkommt, ist auch der Titanit davon umgeben, was nur durch eine Titanitbildung während der Ilmenit- bzw. Titanomagnetitresorption erklärt werden kann (Fig. 14).

9. Zirkon

Zirkon tritt ganz selten auf.

10. Serpentin

Serpentin kommt als Umwandlungsprodukt der Olivine und der Orthopyroxene vor. Bei der Umwandlung des Hypersthens handelt es sich um Antigorit und bei der Umwandlung des Olivins um Chrysotil. Der Antigorit ist grün mit schwachem Pleochroismus (geringere Absorption parallel der n_a -Rich-

tung). Da das Mineral nicht in gut ausgebildeten Kristallen, sondern nur in Aggregaten auftritt, sind genaue Beobachtungen bzw. Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop undurchführbar. Es wurde nur festgestellt, daß das Mineral zweiachsig, negativ mit gerader Auslöschung ist, und daß n_x parallel der Längs-erstreckung liegt. Es weist etwas höhere Doppelbrechung bzw. Brechung als der gewöhnliche Antigorit auf. Auf Grund dieser optischen Eigenschaften, wie der grünen Farbe, ist das Mineral als eisenreiche Antigoritvarietät (Jenkinsit) zu betrachten.

Der Chrysotil ist im Schliiff auch grün und ohne Pleochroismus. Diese Farbe deutet wieder auf einen eisenhaltigen Serpentin hin, was mit dem konstatierten relativ hohen Fa-Gehalt des Olivins in guter Übereinstimmung steht. In vielen Olivinkristallen ist die Serpentinisierung vollständig. Nur die Konturen der Kristalle und die charakteristische Textur des Serpentin verraten den ehemaligen Olivin.

11. Cristobalit, Tridymit, Sphärolithe

In einigen unfrischen Lipariten kommt Cristobalit und Tridymit vor. Die Gesteine sind hellgraurötlich, meistens mit einem Stich nach braun. Sie sind immer zum Teil porös. Die Grundmasse ist vitrofelsitisch. Neben dem Glas treten auch größere und kleinere Sphärolithe auf. An den Partien, wo mehrere kleine Sphärolithe zusammentreffen, erscheint Cristobalit in geringer Menge. Er tritt aber auch in der glasigen Grundmasse in unregelmäßigen Massen auf. Der Cristobalit besitzt fast immer die charakteristische Ballenstruktur, nur selten zeigt er rechteckige tafelige Flächen. Er ist fast isotrop mit ganz schwacher Doppelbrechung, die man durch das Gypsblättchen leicht feststellen kann. Seine Lichtbrechung ist deutlich niedriger als diejenige des Kanadabalsames und die der Sphärolithe. Die Bestimmung des Brechungsindex nach der Immersionsmethode ergab $n \sim 1,486$.

Der Tridymit tritt besonders in Hohlräumen auf; er fehlt aber auch nicht in der kompakten Grundmasse, wobei er individuell oder als Übergang des Cristobalites erscheint. Ich habe ihn auch, zusammen mit Cristobalit, innerhalb von entlasteten Glaseinschlüssen von Feldspäten konstatiert. Er ist keilförmig und fast immer verzwilligt, seltener kommen Drillinge vor. Der Tridymit besitzt eine sehr schwache Doppelbrechung, jedoch etwas höher als diejenige des Cristobalites.

Wie oben erwähnt wurde, treten in unfrischen Lipariten größere und kleinere Sphärolithe auf. Die Länge der Fasern der kleinen erreicht höchstens 0,04 mm, wogegen sie bei den größern um 0,2–0,3 mm schwankt. Beide zeigen eine Doppelbrechung, die deutlich schwächer als diejenige des Quarzes und höher als die des Cristobalites ist. Die Fasern zeigen in beiden Fällen eine

gerade Auslöschung, nicht aber den gleichen optischen Charakter. Für die kleinen Sphärolithe ist n_a parallel der Faserachse, für die großen n_r . Durch Immersionsflüssigkeiten wurden die Brechungsindices der Konturen der Sphärolithe bestimmt:

Große Sphärolithe n um 1,504

Kleine Sphärolithe n um 1,520

Die großen Sphärolithe sind im Schliff beim gewöhnlichen Licht leicht feststellbar. Sie besitzen eine bräunlichere Farbe als die übrige glasige Masse. Ihre Fasern sind unter dem Mikroskop gut sichtbar. Hingegen treten die kleinen Sphärolithe nur unter gekreuzten Nicols hervor. Im gewöhnlichen Licht sind sie hell wie die übrige glasige Grundmasse. Bemerkenswert ist, daß nur kleine «negative» Sphärolithe immer den Cristobalit, der für ein Entglasungsprodukt gehalten werden kann, begleiten. Man kann leicht feststellen, daß diese kleinen Sphärolithe, der nebenstehende Cristobalit und das nicht entglasende Glas eine fluidale Anordnung zeigen. Bei den Lipariten, deren Grundmasse holohyalin ist, fehlen Cristobalit, Tridymit bzw. «negative» Sphärolithe gänzlich. Diese treten nur in einigen unfrischen hemikristallinporphyrischen Gesteinen auf, und zwar im oder neben dem Glas. Wie bei der ausführlichen Beschreibung der Liparite erwähnt wird, zeigen die Biotit- bzw. Hornblendeinsprenglinge der vitroporphyrischen Gesteine keine Opazitränder. Hingegen sind diese Mineralien in den Lipariten mit holo- bzw. hemikristalliner Grundmasse immer opazitisiert. Die Liparite, die Cristobalit, Tridymit bzw. «negative» Sphärolithe führen, enthalten stets solche opazitisierte Biotit- bzw. Hornblendeinsprenglinge. Diese Gesteine sind zum Teil porös, und vermutlich ist die Erscheinung von Cristobalit, Tridymit und kleinen Sphärolithen mit dieser Porosität verknüpft, und kann für ein Ergebnis einer postvulkanischen (pneumolytischen bzw. hydrothermalen) Einwirkung auf das Gestein gehalten werden.

Lengyel (1937) hat auch in einem löchrigen Rhyolith Cristobalit, der in den Lücken zwischen Sphärokristallen auftrat, beobachtet. Diese Sphärokristalle hatten aber parallel der Längsrichtung einen positiven Charakter. In meinen Fällen habe ich nie Cristobalit neben den «positiven» Sphärolithen gefunden. *Lengyel* (S. 309) zieht die folgenden genetischen Folgerungen: «Der Cristobalit wie auch der Tridymit verdanken ihr Entstehen den thermalen Vorgängen, durch postvulkanische Tätigkeit hoher Temperatur und durch von der Tiefe diffundierenden Mineralisatoren, dadurch gewann das Glas des Rhyolithes eine sphärolithische Struktur; in den Mittelräumen der in Gruppen oder Bändern gereihten sphärischen Aggregate hat sich aus dem Glas des Gesteins Cristobalit und Tridymit gebildet. Die Tatsache, daß das Gestein unverändert blieb, beweist, daß die Sphärokristalle erst später entstanden sind. Die Mikrolithe und Pigmentkörner sind in fluidaler Anordnung vorhanden. Da die Sphärokristalle an den äußeren Rändern in Cristobalit übergehen,

ist, nach *Lengyel*, das Material der im Inneren befindlichen SiO_2 -Fasern vermutlich kein Quarz, sondern Cristobalit.» *Laves* (1939) hat bei den sog. «blauen Chalzedonen» von Weitendorf bei Graz röntgenographisch festgestellt, daß der kristalline Anteil dieses Chalzedones Cristobalit ist. Dieser Chalzedon hatte eine Lichtbrechung von etwa 1,48. In meinem Fall haben die Konturen der den Cristobalit begleitenden «negativen» kleinen Sphärolithe einen Brechungsindex um 1,520. Bei dem Cristobalit wurde er um 1,486 bestimmt. Deswegen bestehen diese Sphärolithe nicht aus Cristobalit, sondern vermutlich aus einer chalzedonartigen Modifikation des Quarzes. Die niedrigere Lichtbrechung bzw. Doppelbrechung als diejenige des Quarzes kann wahrscheinlich durch einen kleinen Opal- bzw. Wassergehalt erklärt werden. *Pelto* (1956), der sich mit dem Studium des Chalzedons eingehend befaßt hat, hat darauf hingewiesen, daß der Chalzedon aus mikrokristallinischem Quarz mit wasserhaltigen submikroskopischen Hohlräumen besteht.

Was die größeren Sphärolithe anbelangt, ist zu erwähnen, daß sie nicht nur in hemi- bzw. holokristallinporphyrischen Lipariten auftreten, sondern auch in solchen mit gänzlich holohyaliner Grundmasse, wobei die Biotit- bzw. Hornblendeinsprenglinge opazitfrei sind. *Michel-Lévy* (zitiert von *Rosenbusch*, 1908, S. 800) hat in tertiären Perliten und Lipariten sehr kleine, regelmäßig gebaute und äußerst fein faserige Sphärolithe mit negativem Charakter der Fasern wie auch größere, gröber faserige Sphärolithe mit positivem Charakter beobachtet. Die ersten verhalten sich wie gepreßte Glaskugeln und werden daher wesentlich für kolloide oder glasige Substanzen gehalten, deren Doppelbrechung eine Spannungserscheinung wäre. *Michel-Lévy* nennt sie «imprägniert mit colloidalem Opal». Die zweiten größeren «positiven» Sphärolithe hält er für Quarzspärokrystalle. *Rosenbusch* (1908, S. 800) hat ähnliche Erscheinungen in Felsophyren bzw. Porphyren verschiedener Fundorte beobachtet. Nach seinen Beobachtungen zeigten wieder die größeren Sphärolithe einen positiven Charakter parallel der Faserrichtung und die kleinen einen negativen. Über die Natur dieser Sphärolithe aber ist sehr wenig bekannt. Ob man die «positiven» Sphärolithe der hier untersuchten Gesteine für Quarz bzw. Quarzin halten darf, läßt sich nicht entscheiden. Die Lichtbrechung von etwa 1,504 spricht nicht dafür. Die Spärlichkeit der Sphärolithe und deren enge Verknüpfung mit anderen Mineralien (z. B. Quarz, Feldspäte) sowie auch ihre sehr geringe Größe verunmöglichten eine röntgenographische Untersuchung.

12. Chabasit

In den Hohlräumen eines verwitterten Andesites wurde, eng verknüpft mit Quarz und Calcit, ein pseudowürfeliges, durchsichtiges, gelbliches Mineral gefunden. U. d. M. zeigt es schlechte Spaltbarkeit, und es schließt staubartige

Körnchen und etwas Eisenoxyde ein. Es ist einachsigt, negativ, mit einer ganz schwachen Doppelbrechung. Mittels Einbettungsflüssigkeiten wurde $n_{\omega} \sim 1,483$ bestimmt. Das Mineral zersetzt sich durch warme konzentrierte Salzsäure unter Ausscheidung von Kieselgallerte. Unter dem Mikroskop wurden mit Mikroreaktionen die Elemente Ca, Al, Si gefunden. Die Na-Bestimmung ist fraglich. Auf Grund dieser Eigenschaften gehört das Mineral der Zeolithgruppe an, und zwar handelt es sich um einen Chabasit. Zum gleichen Resultat führten röntgenographische Untersuchungen. U. d. M. wurden möglichst einschlußfreie Körner von dem begleitenden Quarz und Calcit herausgetrennt. Von diesem Mineralpulver wurden unter Verwendung von Silicium als Eichsubstanz Guinier-Aufnahmen mit einer de Wolff-Kamera gemacht. Zur Feststellung allfälliger Quarz- bzw. Calcit-Verunreinigungen wurden zugleich Quarz- bzw. Calcit-Aufnahmen hergestellt. Die d-Werte der drei stärksten Linien sind 9,367, 2,927, 4,323 Å. Nach der A. S. T. M.-Kartei haben die drei intensivsten Linien des Chabasits die d-Werte von 9,30, 2,93, 4,35 Å. Mit ähnlichen ganz kleinen Abweichungen zeigen auch die anderen Linien gute Übereinstimmung mit denen des A. S. T. M.-Systems. Wenn man berücksichtigt, daß die chemische Zusammensetzung des Chabasits schwankt, so sind diese kleinen Abweichungen bedeutungslos.

Der Chabasit bildet sich durch hydrothermale Zersetzung Ca-haltiger Silikatminerale basischer Ergußgesteine (Basalte). In zersetzten Andesiten tritt er seltener auf.

13. Alunit

Wie bei der Beschreibung der Gesteine erwähnt wird, wurde in den unfrischen Lipariten von Tsingenes Alunit festgestellt. Das Mineral erscheint in Aggregaten von tafelig parallel (0001) entwickelten Kristallen. Die Lichtbrechung ist schwach, die Doppelbrechung stark. Die Anwesenheit des Alunits wurde auch chemisch und röntgenographisch festgestellt. Der Alunit ist ein Mineral, das sich unter hydrothermalen Einwirkung von Sulfatarten auf Kalimineralien, besonders Kalifeldspäten, bildet.

14. Seladonit

In einem unfrischen Andesit von den West-Hängen des Bezirjano-Berges oberhalb des Dorfes Kalotychon wurde das seltene Mineral Seladonit festgestellt. Aus der dichten braunrötlichen Masse des Gesteins sticht das tiefgrüne Mineral gut hervor. Es tritt in kleinen Hohlräumen des Gesteins auf und ist makroskopisch ganz ähnlich wie Malachit. U. d. M. sieht man faserstrahlige Aggregate oder auch einzelne sehr kleine Kristalle. Das Mineral ist in Licht-

brechung ungefähr ähnlich der gewöhnlichen Hornblende und in Doppelbrechung dem Augit. Die blättrigen Schnitte haben ganz schwache Doppelbrechung. Die leistenförmigen Gebilde zeigen n_y parallel der Längsrichtung. In Schnitten mit starker Doppelbrechung ist der Pleochroismus sehr deutlich.

$$n_\alpha = \text{grüngelb} \\ n_\beta \sim n_\gamma = \text{tiefgrün mit einem Stich nach blau}$$

Je stärker der Pleochroismus, desto größer ist die Doppelbrechung und umgekehrt.

Den Seladonit hat als erster *Lacroix* (1916, 1922) in Basalten von Madagascar festgestellt. *Burri* (bei *Burri* und *Sonder*, 1936) hat auch dieses Mineral in einem Andesit von Nicaragua beobachtet. In griechischen Andesiten wurde der Seladonit zuerst von *Liatsikas* (1938) angetroffen (Fere-Gebiete von West-Thrazien). Nach *Lacroix* (1916, S. 91) scheint die Doppelbrechung des Seladonites diejenige des Quarzes nicht zu übertreffen. Die von *Burri* resp. von *Liatsikas* beobachteten Seladonitkristalle hatten auch eine niedrige Doppelbrechung. Hingegen hat der hier festgestellte Seladonit eine ziemlich starke Doppelbrechung. Nach *Winchell* (1951, S. 377) ist Seladonit ein eisenreicher Glaukonit mit einer Doppelbrechung von etwa 0,030. Nach *Correns* und *Piller* (bei *Freund*, 1955, S. 770) besitzt der Seladonit eine Doppelbrechung von 0,028–0,031. Mit diesen angegebenen Werten kommen die hier beobachteten Interferenzfarben in sehr befriedigende Übereinstimmung. Wenn man berücksichtigt, daß die Zusammensetzung des Seladonites nicht konstant ist, können die Unterschiede bei der Doppelbrechung erklärt werden. Wie *Lacroix* (1916, S. 95) erwähnt, handelt es sich nicht um «... un minéral unique, mais une famille de minéraux, très variables de composition». Charakteristisch für das Aussehen dieses Minerals ist die Bemerkung von *Lacroix* (zitiert von *Burri*, bei *Burri* und *Sonder*, 1936), «daß man im ersten Augenblick wegen der intensiv grünen Farbe unbedingt an ein Kupfermineral denken möchte». Wie oben erwähnt wurde, sieht der hier festgestellte Seladonit tatsächlich wie Malachit aus.

15. Andere Umwandlungsmineralien

In einigen verwitterten Gesteinen kommen außer den oben beschriebenen Mineralien oft noch Epidot, Chlorit, Sericit, Kaolin und sekundärer Calcit vor (vgl. Sericit und Calcit der Protoklase bei der Liparitenbeschreibung). Zu den Eigenschaften dieser Mineralien ist nichts Besonderes zu erwähnen.

Die undurchsichtigen Mineralien wurden an Anschliffen unter dem Opakilluminator untersucht. Auf Grund dieser Untersuchung ergibt sich folgendes: Von den Oxyden ist Magnetit das häufigste Mineral. Er tritt in allen Gesteinen auf. Weniger häufig, aber in vielen Gesteinen konstatiert, ist Ilmenit, sowie auch die Hochtemperaturform «Hämatitilmenit». Als Umwandlungs- bzw. Entmischungsprodukte der Oxyde kommen außer Ilmenit auch Hämatit und Spinell vor. Von den Sulfiden ist sehr häufig der Pyrit, seltener Magnetkies und Kupferkies.

a) Magnetit

Der Magnetit ist in idiomorphen, hypidiomorphen bis xenomorphen Kristallen entwickelt. Er tritt primär und sekundär auf, primär meistens in zwei Generationen. Die älteren Kristalle sind größer als die jüngeren der Grundmasse, die aber idiomorpher als die ersten entwickelt sind. Bei den Lipariten mit glasiger Grundmasse fehlen die Magnetite der zweiten Generation. Die älteren Kristalle gehören zu den früheren Ausscheidungen des Magmas, immerhin sind es nicht die frühesten. Sie sind sicher jünger als die Apatitkristalle, in vielen Fällen auch als die Sulfide, älter aber als die übrigen Silikateinsprenglinge. Nach *Ramdohr* (1940, S. 12) ist der Magnetit nicht immer die erste Erstarrungsausscheidung eines Magmas. In den Tiefengesteinen z. B., mit Ausnahme einiger Granite, ist der Magnetit jünger als die Hauptsilikate, in den Ergußgesteinen aber sind die Verhältnisse weniger klar. Die kleinen idiomorphen Magnetitkristalle der zweiten Generation sind bei allen untersuchten Gesteinen ungefähr vom gleichen Alter wie die übrigen Mikrolithe der Grundmasse. Wie oben erwähnt wurde, treten auch sekundäre Magnetitkristalle auf, die Umwandlungsprodukte femischer Mineralien sind, wie es z. B. bei der Opazitisierung der Fall ist.

Unter dem Opakilluminator lassen sich drei Fälle unterscheiden: unentmischte Magnetite, entmischte Magnetite und «erhitzungsmartitisierte» Magnetite (Hitzemartite).

1. *Unentmischte Magnetite*. Dieser Fall tritt in vielen Vulkaniten, besonders in Andesiten, auf. Der Magnetit ist ganz homogen und zeigt keine Entmischungsprodukte.

2. *Entmischte Magnetite*. Es können zwei Arten von Entmischungen im Magnetit festgestellt werden: Ilmenit und Spinell. Der Ilmenit kommt in dünnen bzw. breiten Entmischungslamellen im Magnetit vor (Fig. 15). Die Ilmenittafeln sind so im Magnetit eingelagert, daß die (0001)-Flächen des Ilmenits parallel den (111)-Flächen des Magnetits liegen. Neben dieser lamellenförmigen

gen Ilmenitentmischung gibt es seltener eine ganz feine, fast submikroskopische, netzförmige Ilmenitentmischung zweiter Generation, die nur unter ganz starker Vergrößerung (1500fach) feststellbar ist. Diese Entmischungsform entspricht dem Entmischungstyp «b» von *Ramdohr* (1940, S. 13). In einem Gestein wurden zugleich beide Entmischungstypen festgestellt und einmal in diesem Gestein auch in demselben Kristall.

Die Spinelle kommen als winzige Körner, meistens in (100)-Netzen, im Magnetit vor. Oft treten Entmischungsspinellkörner auf, die an den Grenzen der Ilmenitlamellen liegen. Es gibt aber auch Magnetite, welche nur Spinellentmischungen ohne Ilmenitlamelle zeigen, wie auch umgekehrt.

Die Magnetite, die Ilmenitentmischungen aufweisen, sind keine reinen Magnetite, sondern Titanomagnetite. Bei den unentmischten Magnetiten aber kann man nicht behaupten, daß es sich um keine Titanomagnetite handle, weil sie bei einer sehr schnellen Abkühlung, wie es in vielen Vulkaniten der Fall ist, unentmischt bleiben können (*Ramdohr*, 1940). Das ist aber keine Regel, da in einem Liparit mit glasiger Grundmasse sowohl Ilmenitentmischung wie auch Spinellentmischung im Magnetit festgestellt wurde. Nach *Ramdohr* (1939) findet die Spinellentmischung im Titanomagnetit bei niedrigerer Temperatur statt als die Ilmenitentmischung, da bei Erhitzung entmischter Titanomagnetite der Spinell viel früher in Lösung geht als die Ilmenitlamellen.

In einigen Gesteinen, welche entmischte Magnetite beider Generationen führen, wurde beobachtet, daß in Bezug auf ihre Oberfläche die größeren Kristalle reicher an Ilmenitlamellen sind als die kleineren der Grundmasse. Der Grund hierfür dürfte sein, daß die ältere Generation von Magnetit meistens Ti-reicher ist als die jüngere.

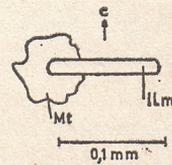
3. *Hitzemartite*. In einigen Vulkaniten ist das Phänomen der Martitisierung bzw. «Erhitzungsmartitisierung» sehr verbreitet. Martitisierung ist die Umwandlung von Magnetit in Hämatit. «Neben dieser Erscheinung tritt», nach *Ramdohr* (1940, 1955), «eine Erhitzungs- oder Hitzemartitisierung auf, und zwar dort, «wo die Martitisierung durch nachträgliche Erhitzung der Magnetite bei gleichzeitiger Sauerstoffzufuhr erfolgte». Diese Erscheinung ist besonders verbreitet in den oberflächigen Lavaströmen von jungen Ergußgesteinen, wo der Magnetit in oxydierender Atmosphäre erhitzt wurde (*Ramdohr*, 1955, S. 709). In den untersuchten Gesteinen handelt es sich um «Erhitzungsmartitisierung». Die Hämatitlamellen sind meistens auf dem ganzen Magnetitkristall und teilweise parallel (111) des Magnetites verteilt. In vielen Kristallen ist die «Erhitzungsmartitisierung» so stark fortgeschritten, daß die Magnetitkörner fast gänzlich durch den Hämatit verdrängt sind und nur einige Reste, besonders im Zentrum des Kristalls, unumgewandelt bleiben. Bei einigen Titanomagnetiten mit Ilmenitentmischungen ist der Ilmenit in den Hoch-

temperaturmischkristall «Hämatitilmenit» umgewandelt. Diese Umwandlung hat durch Lösung von Hämatit, der aus der Oxydation des Magnetits entstand, im Ilmenit stattgefunden (*Ramdohr*, 1940, S. 15). Wie in der ausführlichen Beschreibung der Gesteine erwähnt wird, wurde in einem Andesit festgestellt, daß diese Umwandlung in «Hämatitilmenit» soweit fortgeschritten ist, daß einige «Hämatitilmenit»-Lamellen größeres Reflexionsvermögen als dasjenige des Magnetits besitzen (Fig. 16). In diesem Gestein kann man ausgezeichnet alle Zwischenstadien von reinem Ilmenit, der deutlich dunkler als der Magnetit ist, bis zu einem «Hämatitilmenit», welcher deutlich heller als der Magnetit ist, verfolgen. Die verschiedenen Farbtöne sind von dem im «Hämatitilmenit» gelösten Fe_2O_3 abhängig. Je größer der Fe_2O_3 -Gehalt ist, desto heller ist der «Hämatitilmenit».

b) Ilmenit

Außer den oben beschriebenen Ilmenitentmischungslamellen im Magnetit treten in vielen Gesteinen auch individuelle Ilmenitkristalle auf. Mengenmäßig tritt dieser Ilmenit gegenüber Magnetit bzw. Titanomagnetit stark zurück. In einem essexitdoleritischen Gestein gibt es aber gleichviel Ilmenit wie Magnetit, ja er übertrifft ihn sogar. Die Kristalle sind idiomorph, hypidiomorph bis xenomorph. Die idiomorphen Individuen sind dünn tafelförmig, wobei die Fläche (0001) stark entwickelt ist (Fig. 17).

Fig. 17 Ilmenit (Il) tafelig nach (0001) und idiomorph gegenüber Magnetit (Mt)



In Bezug auf sein Kristallisationsalter ist der Ilmenit älter als der Magnetit (Fig. 18) und meistens jünger als die Sulfide.

Unter dem Opakilluminator, und zwar in Luft, ist der Ilmenit, nur mit dem Polarisator, kaum unterscheidbar vom Magnetit. In Öl aber ist er brauner als der Magnetit und zeigt deutlichen Pleochroismus mit E dunkler als O. Seine Anisotropieeffekte sind in Öl viel deutlicher als in Luft.

Der Ilmenit ist entweder unentmischt oder entmischt. Die Entmischungen bestehen aus Hämatit in linsenförmigen Körpern, die parallel (0001) des Ilmenits eingelagert sind. In einigen großen Ilmenitkristallen eines Gesteins, die zum Teil Hämatitentmischungslinsen aufweisen, wurde beobachtet, daß der Farbton nicht überall gleich ist. Partien des Ilmenitkristalls zeigen in Öl winzige Helligkeitsunterschiede (Fig. 19). Eine feine Hämatitentmischung zweiter Generation konnte in den helleren Partien trotz sehr starker Vergrößerung

(1500fach) nicht festgestellt werden. Vielleicht handelt es sich um eine beginnende, nicht sicher wahrnehmbare, submikroskopische Hämatitentmischung zweiter Generation, die diese schlierige Färbung verursacht hat. Der Fe_2O_3 -haltige Ilmenit hat vielleicht nur einen Teil des Hämatites entmischt, wobei der übrige Teil in Lösung bzw. in submikroskopischer Entmischung blieb.

Magnetitentmischungen im Ilmenit, was einem «Magnetoilmenit» nach *Ramdohr* (1955, S. 749) entspricht, konnten nicht festgestellt werden. Für die Titanitbildung von Ilmenit wird auf die Titanitbeschreibung verwiesen.

c) Sulfide

Sie treten in den Gesteinen nur in winzigen Mengen, im Vergleich mit den Oxyden, auf. Es konnten jedoch in fast allen untersuchten Anschliffen sulfidische Körner bzw. Tröpfchen festgestellt werden. *Newhouse* (1936), der sich systematisch mit erzmikroskopischen Untersuchungen an gewöhnlichen Eruptivgesteinen befaßt hat, stellte fest, daß außer den opaken Oxyden in winzigen Mengen, aber sehr verbreitet, die Sulfide Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, und, weniger verbreitet, Pentlandit und Bornit auftreten können. In den untersuchten Gesteinen wurden Pyrit, Magnetkies und Kupferkies konstatiert.

Pyrit. Der Pyrit ist verbreiteter als die anderen Sulfide. Er erscheint in idiomorphen oder xenomorphen Körnern oft als Einschluß im Magnetit bzw. Ilmenit. Seltener tritt der Pyrit in Form von kugeligen Tröpfchen, meistens im Magnetit bzw. Ilmenit eingeschlossen, auf. Es handelt sich meistens um orthomagmatischen Pyrit, der größtenteils älter als der Magnetit bzw. Ilmenit sein muß. Mindestens die Pyritkugelchen gehören den liquidmagmatischen Frühausscheidungen des Magmas an. *Newhouse* (1936) hat festgestellt, daß orthomagmatischer Pyrit besonders in den sauren und intermediären Tiefengesteinen sehr verbreitet ist, allerdings in winzigen Mengen. Er tritt nach diesem Autor auch in vielen Ergußgesteinen, mit Ausnahme von Trachyten, auf.

Ramdohr (1940) unterscheidet folgende wichtige Bildungsgruppen von Pyrit bei den gewöhnlichen magmatischen Gesteinen: Frühmagmatischer bzw. spätmagmatischer Pyrit, Pyrit des hydrothermalen Nachhalls, Pyrit, der durch fremde thermale Einflüsse gebildet wurde, und deszendente, besonders aus Magnetkies entstandener Pyrit.

Außer dem frühausgeschiedenen Pyrit wurde auch in einigen Gesteinen spätmagmatischer Pyrit festgestellt.

Magnetkies. Magnetkies ist weniger verbreitet als der Pyrit. Er tritt in einzelnen Körnern auf. Einmal wurde er in einem Andesit als schönes eiförmiges «Kugelchen» als Einschluß von unentmischem Magnetit beobachtet (Fig. 20). Dieses Magnetkieskugelchen schließt ein aderförmiges Mineral ein, das heller

als der Magnetkies ist, und vermutlich Pentlandit sein muß. Winzige Magnetkieskörper wurden auch als Einschlüsse im Pyrit beobachtet.

Kupferkies. Kleine Kupferkieskörner bzw. Tröpfchen, oft zusammen mit Magnetkies, wurden als Einschlüsse im Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Silikatmineralien festgestellt.

In Bezug auf ihr Kristallisationsalter gehören Magnetkies und Kupferkies den frühesten Bildungen des Magmas an. Die «Kügelchen» sind, wie bei Pyrit erwähnt wurde, liquidmagmatische Ausscheidungen.

Weitere Details über die Erzminerale werden der Beschreibung der betreffenden Gesteine gegeben.

II. Petrographische Beschreibung der Gesteine

Wie in dem geologischen Kapitel erwähnt wurde, besteht nur der westliche Teil des untersuchten Gebiets ausschließlich aus Lipariten. Hingegen treten im östlichen, obwohl dessen Ausdehnung viel geringer ist, verschiedene Gesteinstypen, meistens Andesite, auf. Da jedoch viele Gesteinstypen von verschiedenen Fundorten dieses Gebietes weitgehend übereinstimmen oder gar als identisch betrachtet werden können, schien es zweckmäßig, um Wiederholungen zu vermeiden, die Beschreibung der Gesteine nicht nach Fundorten, sondern nach petrographischen Gesichtspunkten anzuordnen. Die Beschreibung der Gesteine wird somit in folgender Reihenfolge durchgeführt:

1. Liparite
2. Andesite
3. Trachyandesite
4. Dolerite
5. Ganggesteine
6. Tuffe
7. Einschlüsse

Eingehend soll betont werden, daß die Gesteine nur auf Grund der mikroskopischen Untersuchung bezeichnet werden. Andesitische Laven, bei denen ein SiO_2 -Überschuß, wie er durch die chemische Analyse bzw. durch die Normberechnung konstatiert wurde, keinen Ausdruck im Auftreten von Quarz findet, werden z. B. oft nach *Lacroix* (1933) als Dacitoide bezeichnet. Da es aber hier unmöglich war, alle Gesteinstypen zu analysieren, weil viele davon unfrisch waren, und da deshalb eine solche nur bei gleichzeitiger chemischer Analyse gerechtfertigte Bezeichnung, die auch in die Karte eingetragen werden müßte, vielleicht in manchen Fällen den Tatsachen nicht entsprechen würde, schien es zweckmäßiger, die Bezeichnung der Gesteine nur auf Grund ihrer

mikroskopischen Untersuchung vorzunehmen. Eventuell könnte in solchen Fällen auch die Bezeichnung von *Niggli* (1931) «Andesitoide» bzw. «Phänoandesite» verwendet werden.

1. Liparite

Makroskopische Beschreibung. Wie im geologischen Teil erwähnt wurde, sind die Liparite die am weitesten verbreiteten Vulkanite. Makroskopisch betrachtet weisen sie verschiedene Farben, grau, weiß, weißgrau, braunrötlich auf. Die frisch erhaltenen Liparite mit glasiger Grundmasse sind makroskopisch meistens schwarz oder dunkelbraun, und besitzen einen fettigen Glanz und dichte Textur. Die nicht glasigen Gesteine sind weniger frisch und zeigen nicht selten eine poröse Textur. Makroskopisch erkennt das unbewaffnete Auge zahlreiche verhältnismäßig kleine Feldspat-, Quarz- und Biotit-Einsprenglinge.

Die Feldspäte erscheinen teils klar, teils milchig getrübt und erreichen höchstens eine Größe von 2–3 mm. Die Kalifeldspäte (Sanidine) unterscheiden sich von den Plagioklasen dadurch, daß sie hell gelblich, völlig frisch und wasserklar sind. Der Quarz, wo er in großen Individuen (höchstens 3–4 mm) auftritt, ist von bloßem Auge gut erkennbar. Er unterscheidet sich von den Feldspäten, da er keine Spaltbarkeit besitzt und den bekannten muscheligen Bruch mit Fettglanz aufweist. Er ist meistens farblos, selten aber tritt er als Rauchquarz auf. Spärliche Biotitblättchen sind ebenfalls auch makroskopisch erkennbar. Sie sind glänzend dunkelbraun und ragen aus der dichten Grundmasse heraus. In den porösen holokristallinen Lipariten, die meistens nicht frisch sind, fehlt hingegen der Glanz, weil sie zum Teil oder völlig zersetzt sind. Offenbar verdanken spärliche, die Biotitkristalle umgebend, kleine Rostflecken ihre Entstehung einer solchen Zersetzung unter Oxydation. Die übrigen Gemengteile, die man u. d. M. beobachten kann, sind makroskopisch nicht erkennbar.

Mikroskopische Beschreibung. U. d. M. sind zwei Typen zu unterscheiden: Liparite mit Einsprenglingen in einer glasigen Grundmasse und Liparite mit Einsprenglingen in einer holokristallinen Grundmasse. Dazwischen gibt es Übergangstypen mit hemikristallinporphyrischer Struktur. Die ersten sind meistens gut erhalten, die zweiten hingegen seltener frisch. Völlig glasige Gesteine ohne Einsprenglinge, wie Obsidian, fehlen. Die mineralogische Zusammensetzung ist in allen Lipariten gleich. Es treten auf: Plagioklase, Sanidin, Quarz, Biotit, Hornblende, Augit, Titanit, Apatit, Erze und sehr selten Zirkon. Cristobalit, Tridymit, Alunit erscheinen als Umwandlungsprodukte in Folge postvulkanischer Einwirkung. Calcit und Sericit treten in den Rissen und Spalten protoklastisch gebrochener Einsprenglinge auf. U. d. M. erweisen sich Pla-

gioklase, Sanidin, Quarz, Biotit und Hornblende als die wesentlichsten Gemengteile.

Die Plagioklase sind hypidiomorph bis idiomorph entwickelt. Wenn sie idiomorph sind, werden sie durch (010), (001), (110) ($1\bar{1}0$) und ($\bar{1}01$) begrenzt. Zwillingsverwachsungen sind nach dem Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Gesetz, seltener nach dem Periklingesetz vorhanden. Weitere Gesetze wurden nur vereinzelt angetroffen. Die zonare Struktur der Plagioklase ist allgemein verbreitet, nicht selten mit sehr erheblichen Differenzen der äußeren und inneren Teile, wobei die Übergänge bald allmählich, bald scharf, meistens mit mehrfacher Wiederholung der einzelnen Zonen, erfolgen. Bei den zonaren Plagioklasen mit großen Differenzen zwischen Rand und Kern ist der Kern meistens Labrador (60–70 % An) und der Rand ein Oligoklasandesin von 25–35 % An, wobei eine Zwischenzone von 40–50 % An nur ganz schmal entwickelt ist oder auch ganz fehlt. Andesinkerne von 40–50 % An wurden seltener angetroffen. Bei den zonaren Kristallen mit basischem Kern und saurem Rand ohne Zwischenzone ist der Kern deutlich klarer als der Rand. In solchen Fällen ist auch ein Brechungsunterschied zwischen Kern und Rand zu beobachten. Die verbreitetsten Mischungsglieder aber sind Oligoklasandesine von 28–33 % An. Rekurrenzen, wie oben, und wie anlässlich der Beschreibung der Plagioklase im Abschnitt über den Mineralbestand erwähnt, kommen immer vor. Selten enthalten die Plagioklaseinsprenglinge elliptische oder unregelmäßig begrenzte Glaseinschlüsse. Das Glas ist meist homogen hellbraun gefärbt. Die Einschlüsse befinden sich oft im Zentrum der Plagioklase unregelmäßig verteilt oder aber zonar angeordnet in den mittleren Zonen. Die äußerste saure Zone pflegt immer einschlußfrei zu sein. Außer den Glaseinschlüssen in den Plagioklasen sind ferner noch solche von Magnetit, Hornblende, Biotit und Apatit zu beobachten. Korrodierte Plagioklase treten immer auf, ihre Korrosion ist jedoch nicht so intensiv wie bei Quarz und Sanidin.

Prachtvoll sind die protoklastischen Erscheinungen bei den Plagioklasen entwickelt. Sie sollen weiter unten eingehender beschrieben werden.

Der Sanidin kommt nicht in idiomorphen Individuen vor, sondern in Form rundlicher oder elliptischer Gebilde von höchstens 2–3 mm Größe. Zwillinge nach dem Karlsbadgesetz sind häufig. Er zeigt Einschlüsse anderer Mineralien, mit Ausnahme des Quarzes. Die magmatische Korrosion hat die Form der Sanidine sehr beeinflusst. Für nähere Ausführungen sei auf die Beschreibung der Mineralien verwiesen. Die Quarz-Einsprenglinge zeigen das gleiche morphologische Bild wie Sanidin. Die Einbuchtungen beim Quarz sind allerdings noch intensiver. Oft sind Quarz und Sanidin jedoch morphologisch so ähnlich, daß sie sich nur auf Grund der Lichtbrechung bzw. des optischen Charakters unterscheiden lassen. Die Quarze werden als magmatisch ausgeschiedene Einsprenglinge und nicht als exogene Einschlüsse betrachtet, da sie

nie von Mikrolithenkränzen umgeben sind (vergl. Abschnitt über Quarz bei der Beschreibung der Mineralien).

Biotit und Hornblende sind die wichtigsten femischen Mineralien. Der Biotit erscheint entweder in leistenförmigen Querschnitten oder seltener in hypidiomorphen Blättchen. Wie erwähnt wurde, zeigt der Biotit den gewöhnlichen Pleochroismus in braunen und gelben Farben, und er besitzt ein kleines $2V$ von $(-)13^\circ$. Charakteristisch für den Biotit ist, daß er fast immer durch die Fließbewegungen der Lava verbogen ist. Magmatisch resorbierte Biotite mit Opaziträndern treten nur in den Lipariten mit holo- bzw. hemikristalliner Grundmasse auf, und fehlen in solchen mit reinglasiger Grundmasse, wohl weil nach *Mügge* (bei *Rosenbusch-Wülfig*, 1927, S. 579) die Verfestigung in diesen «sich vollzog, ehe Zustände eintreten konnten, welche die Existenz des Biotits gefährdeten». Immerhin sind die opazitisierten Biotitkristalle auch verbogen, was beweisen dürfte, daß die Opazitisierung in ziemlich späteren Stadien des Kristallisationsverlaufes des Magmas stattgefunden haben muß, erst nach der Deformation der Biotite (Fig. 10). Die beobachtete magmatische Resorption bei den Biotiten steht in Übereinstimmung mit den neuen experimentellen Untersuchungen von *Yoder* und *Eugster* (1954) und *Eugster* (1956 bis 1957) (vergl. auch *Turner* und *Verhoogen* (1960, S. 135–139).

Der Biotit enthält nicht selten Apatiteinschlüsse.

Die Hornblende ist gewöhnliche grüne Hornblende, deren Individuen meistens säuligen Habitus zeigen. Größere Kristalle können an den Enden zerfasert sein. Daß Schnitte senkrecht zu c in den Schlifften selten sind, ist wohl ein Beweis für eine gewisse Einregelung durch die Fließvorgänge. Bei anderer Schnittlage wären sie wohl sehr zahlreich und die Prismenschnitte dafür seltener. Zwillinge nach (100) sind selten. Die Hornblende ist durch die Fließbewegungen der Lava beeinflusst worden und zeigt oft protoklastische Erscheinungen, wobei auch Verschiebungen parallel den Spaltflächen zu beobachten sind (Fig. 21). Magmatisch korrodierte Hornblenden mit Opaziträndern treten nur in den Lipariten mit felsitischer bzw. hemikristalliner Grundmasse auf und fehlen in solchen mit glasiger Grundmasse, analog wie es bei den Biotiten der Fall war. Je kleiner die Kristalle sind, desto mehr herrscht der Opazit vor. In extremen Fällen, wo der ganze Kristall opazitiert ist, liegt nur eine wolkige Anhäufung von Magnetitkörnern vor, die den ehemaligen Umriß der Hornblende erkennen läßt. Die Hornblende scheint etwas älter als der Biotit zu sein, da sie sich, wenn auch selten, in Biotitkristallen eingeschlossen vorfindet. Für zusätzliche Ausführungen betreffend die optischen Eigenschaften der Hornblende sei auf den Abschnitt über die Mineralien verwiesen.

Augit tritt nur in sehr geringen Mengen akzessorisch auf. Er erscheint in kleinen, farblosen bis lichtgrünlichen Individuen, die nur selten eine Größe

von 0,5 mm erreichen. Die Augitkristalle sind eher xenomorph. Prismatische oder achteckige Schnitte werden seltener beobachtet. Oft sind sie zerbrochen. Pleochroismus fehlt. $c/n_\gamma = 43^\circ$ (+) $2V = 59^\circ$. $\rho > \nu$ schwach für die A-Achse. Die B-Achse kaum dispergiert.

Als Akzessorien wurden Titanit, Apatit, Erze und in drei Fällen Zirkon beobachtet.

Der Titanit tritt entweder in xenomorphen oder in idiomorphen schönen «briefkuvertförmigen» Kristallen auf, die nicht selten protoklastische Erscheinungen aufweisen. Der Titanit wurde ausführlich im Abschnitt über die Mineralien beschrieben.

Der Apatit kommt in Formen von rechteckigen oder hexagonalen kleinen farblosen Individuen vor. Die charakteristische Querabsonderung ist stets vorhanden. In der glasigen Grundmasse treten oft sehr dünne Apatitnadeln auf, die einen negativen Charakter zeigen.

Unter dem Opakilluminator lassen sich folgende Erze unterscheiden: vorwiegend Magnetit bzw. Titanomagnetit, weniger Ilmenit und nur Spuren von Pyrit. Der Titanomagnetit ist unentmischt oder entmischt. Als Entmischungen kommen Ilmenit und Spinell vor. «Erhitzungsmartitisierung» tritt seltener auf. Der Pyrit erscheint im Magnetit tropfenförmig oder in Form von Adern, die keine Fortsetzung in die Grundmasse zeigen. Es handelt sich offenbar um orthomagmatischen Pyrit.

Die Grundmasse ist entweder holohyalin oder holokristallin, wobei vitrofelsitische Übergänge auch vorhanden sind. Die fluidale Textur ist ausgezeichnet ausgebildet. Hellere und dunklere Streifen wechseln miteinander ab. Stellenweise zeigt die Grundmasse eine sphärolithische Textur. Es sind zwei Arten von Sphärolithen vorhanden, größere und kleinere. Die größeren Sphärolithen zeigen positiven optischen Charakter parallel der Faserrichtung, die kleineren negativen. Die letzteren fehlen bei den Gesteinen mit holohyaliner Grundmasse. Das Glas ist u. d. M. mehr oder weniger bräunlich gefärbt. Mikrolithe fehlen. Die kristalline Grundmasse ist bei den holo- bzw. hemikristallinporphyrischen Lipariten so dicht, daß selbst bei stärkster Vergrößerung keine Einzelheiten festzustellen sind. Charakteristisch ist folgendes: Je mehr Glas in der Grundmasse vorkommt, desto frischer ist das Gestein. Deswegen treten postvulkanische Bildungen wie Cristobalit und Tridymit nur bei den hemikristallinporphyrischen Lipariten auf, und fehlen bei solchen mit holohyaliner Grundmasse. Nähere Ausführungen über Cristobalit, Tridymit bzw. Sphärolithe wurden im Kapitel über den Mineralbestand gemacht.

Die Einschlüsse der Liparite werden anschließend an die Beschreibung der Gesteine erwähnt.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung müßte man die Liparite als augitführende Hornblendebiotitliparite bezeichnen. Zwei ganz frische Ge-

steine, ohne Einschlüsse, wurden analysiert und deren chemische Zusammensetzung ist in Tabelle 2 (Nr. 1, 2) angegeben. Zum Vergleich sind drei ähnliche Analysen aus der Literatur aufgeführt.

Tabelle 2

	1)	2)	a)	b)	c)
SiO ₂	69,03	69,12	68,40	70,80	66,13
Al ₂ O ₃	14,46	14,37	15,38	14,70	17,14
Fe ₂ O ₃	1,24	1,39	0,56	0,64	1,53
FeO	1,15	1,44	1,23	2,35	1,71
MnO	0,07	0,07	0,05	—	0,02
MgO	0,94	0,92	0,98	0,50	0,73
CaO	2,54	2,26	1,86	2,05	2,47
Na ₂ O	3,46	3,33	2,79	3,95	4,37
K ₂ O	3,86	4,00	4,59	3,70	4,29
TiO ₂	0,33	0,45	0,32	0,30	0,50
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,11	0,12	0,07
+H ₂ O	2,34	2,16	2,86	1,00	0,93
-H ₂ O	0,48	0,20	1,16	0,15	0,36
NaCl	—	—	0,46	—	—
	100,02	99,82	100,75	100,26	100,25

- 1) Augitführender Biotithornblendeliparit, Ousounova. Analytiker: *K. Soldatos*
 2) Augitführender Biotithornblendeliparit, Koula. Analytiker: *K. Soldatos*
 a) Biotitquarzlazit, Le Scoglietelle, Ponza-Inseln. Analytiker: *E. Narici*
 Quelle: *E. Narici*, Z. Vulk. 14 (1932) 210—239.
 b) Granodioritporphyr, Carrière communale de Collo (Algerien). Analytiker: *Boissière*
 Quelle: *M. Roubault*, Bull. Serv. Carte géol. Algérie (2) 10 (1934).
 c) Amphibolgranit, Sobersin (Drócsagebirge, Ungarn). Analytiker: *S. v. Szentpétery*
 Quelle: *S. v. Szentpétery*, Mitt. Jb. K. Ung. geol. Anst. 27 (1928) p. 264.

Niggli-Werte und Magmatypus der in Tabelle 2 zusammengestellten Analysen gehen aus Tabelle 3 hervor.

Tabelle 3

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magma
1)	338	41,7	16,5	13,2	28,6	.42	.41	1,2	0,3	yosemititgranitisch
2)	341	41,7	18,1	11,8	28,4	.44	.38	1,8	0,3	yosemititgranitisch
a)	346	46	15	10,5	28,5	.52	.48	1,2	0,3	yosemititgranitisch
b)	353	43	15,5	11	30,5	.38	.23	1,2	0,3	yosemititgranitisch
c)	287	43	15,5	11,5	30	.39	.30	1,5	0,3	yosemititgranitisch

Der Modus nach Ausmessung mit dem Punktzähler (Pointcounter) ist:

	1)	2)
Grundmasse	67,0	67,0
Plagioklas	15,9	16,7
Sanidin	7,0	3,4
Quarz	5,6	7,5
Biotit	2,2	2,0
Hornblende	1,1	1,7
Augit	0,3	0,4
Erze (+ Tit)	0,9	1,3

Zur Unterscheidung zwischen Sanidin und unverzwilligtem Plagioklas bzw. Quarz wurden die Verfahren von *Chayes* (1952) und *Rosenblum* (1956) zu Hilfe gezogen. Hierzu wurden die unbedeckten Dünnschliffe mit Flußsäure-Dämpfen geätzt und die gespülte Oberfläche mit einer Natriumhexanitrokobaltat(III)-Lösung angefärbt, wobei der Kalifeldspat eine gelbe Farbe annimmt. Plagioklas und Quarz bleiben ungefärbt. Sie lassen sich nach dieser Behandlung auch im gewöhnlichen Licht gut unterscheiden, da die Plagioklase matt werden, der Quarz hingegen klar bleibt.

Protoklastische Erscheinungen. Alle Einsprenglinge mit Ausnahme des Biotites, der infolge seiner elastischen Biegsamkeit und Translationsfähigkeit parallel (001) starke Verbiegungen zeigt, weisen bei den Lipariten prachtvolle protoklastische Erscheinungen auf. Diese sind mehr ausgeprägt bei solchen Lipariten, die eine holohyaline Grundmasse besitzen, als bei solchen mit felsitischer. Stellenweise ist die Protoklase so weit fortgeschritten, daß an Stelle von Einsprenglingen nur Haufwerke und Aggregate aus völlig zertrümmerten größeren und kleineren Bruchstücken vorhanden sind (Fig. 22, 23). Die Bruchstücke wurden meistens durch die Fließbewegungen der Lava gegeneinander verschoben und verschleppt. Diese außergewöhnlich stark entwickelten protoklastischen Erscheinungen zeigen, daß die Lava – wie dies für saure Laven allgemein bekannt ist – sehr viskos war. Unter den verschiedenen Arten der Einsprenglinge sind die Quarzeinsprenglinge diejenigen, die weniger zerbrochen sind, jedoch reichlich Sprünge zeigen. Im Gegensatz hierzu sind die Feldspateinsprenglinge offenbar empfindlicher gegen protoklastische Einwirkungen. Auch die Einsprenglinge der dunklen Mineralien, Titanit, Augit, Hornblende, zeigen protoklastische Erscheinungen. Nur der Biotit ist, wie oben erwähnt wurde, nie zerbrochen, sondern unter Translation verbogen. Man kann bei den protoklastischen Phänomenen, besonders in den Lipariten mit holohyaliner Grundmasse, zwei Stadien unterscheiden, welche durch mehr oder weniger ausgeprägte kontinuierliche Übergänge miteinander verbunden sind.

1. Ein Stadium höherer Temperatur, während welchem die Schmelze noch relativ wenig viskos war. Dies zeigt sich dadurch, daß die Schmelze in die Bruchstellen der gebrochenen Einsprenglinge eindringt und diese auseinander treibt.

2. Ein Stadium offenbar tieferer Temperatur, wobei sich die Schmelze schon in der Nähe ihres Erstarrungspunktes befunden haben muß, so daß ihre Viskosität schon beträchtlich war. Sie war offenbar nicht mehr befähigt, in die Bruchspalten einzudringen. Die Bruchstücke der zerbrochenen Einsprenglinge zeigen nur kleine Verschiebungen gegeneinander. Die Einsprenglinge zeigen in diesem Fall das Bild eines Trümmerhaufwerks, nicht unähnlich gewissen Kataklassen. Bemerkenswert ist, daß in diesem Fall die Sprungrisse bzw. die kleinen Zwischenräume durch Sericit und Calcit ausgefüllt sind (Fig. 22). Dieses Phänomen findet sich bei den Einsprenglingen heller Mineralien (Quarz, Sanidin, Plagioklas). Stellenweise sieht man, besonders bei den Feldspäten, ein mehr calcitisches, weniger sericitisches, filziges Aggregat, gemischt mit zerbrochenen Stücken der ursprünglichen Einsprenglinge (Fig. 23). Aderartige Fortsetzungen dieser calcitisch-sericitischen Neubildungen in die glasige Grundmasse sind sehr selten. Wo sie ausnahmsweise konstatiert wurden, betraf es kleine Partien der Glasbasis, die sich in der unmittelbaren Nähe zertrümmerter Einsprenglinge befanden, deren Sprungrisse durch Calcit bzw. Sericit ausgefüllt worden waren. Diese kleinen Adern im Glase können als «Apophysen» der Bildungen in den Sprungrißadern bezeichnet werden. Auf alle Fälle hat man den Eindruck, daß diese calcitisch-sericitischen Bildungen nicht als Ergebnis einer postvulkanischen Einwirkung auf das Gestein anzusehen sind. Eine eigentliche Durchaderung des Gesteins fehlt. Es gibt Liparite, bei denen Erscheinungen der geschilderten Art vorkommen und die sonst ganz frisch sind. Sie zeigen keine sekundären postvulkanischen Bildungen, und der Calcit bzw. Sericit beschränkt sich völlig auf die Sprünge der Einsprenglinge. Da dieses Auftreten des Calcits und Sericits in den Rissen von Mineralien mit verschiedenartiger chemischer Zusammensetzung (Quarz, Sanidin, Plagioklas) stattfindet, kann er nicht aus den Einsprenglingen selbst abgeleitet werden, z. B. als ein Reaktionsprodukt der Einsprenglinge mit den leichtflüchtigen Bestandteilen der Schmelze. Man muß sie vielmehr als Produkt der Schmelze, welche später zum Glas erstarrte, allein auffassen. Sie müssen als «Ausschwitzungen» des Glases während seines letzten Erstarrungsstadiums gehalten werden, die die Sprungrisse der gebrochenen Einsprenglinge ausfüllten. Bei dem seltenen Fall, wobei diese calcitische-sericitische Adern kleine «Apophysen» in der glasigen Grundmasse zeigen, kann man wahrscheinlich vermuten, daß zunächst das die Einsprenglinge umgebende Glas erstarrte, wobei in der Nachbarschaft der Einsprenglinge Spannungen auftraten, welche in der Folge zu Kontraktionsrissen führten, in welche die «Ausschwitzungen» eindrangen. Daß die Erstarrungsprozesse des Glases nicht überall die gleichen sind, ist durchaus plausibel, da die chemische Zusammensetzung und der Gehalt in leichtflüchtigen Bestandteilen an verschiedenen Stellen verschieden sein muß. In der Umgebung eines

resorbierten Minerals wird sie sicherlich anders sein als an einer Stelle, wo keine Kristalle vorhanden sind, bzw. in der Umgebung eines resorbierten Minerals anderer Zusammensetzung.

Alunitisierte Liparite. Im Gebiet von Tsingenes treten die Liparite vielfach alunitisiert auf. Diese Gesteine zeigen verschiedene Farben. Meistens sind sie grauweiß, rosa gefleckt, und reich an Hohlräumen. Das Mikroskop zeigt, daß diese Gesteine fast ausschließlich aus Quarz und Alunit bestehen. Die makroskopisch rötlichen Flecken zeigen u. d. M. mehr Alunit als Quarz. Der Alunit ist farblos und nach (0001) tafelig entwickelt bei schwacher Lichtbrechung und ziemlich starker Doppelbrechung.

2. Andesite

Diese Gesteine bilden den verbreitetsten Typus des östlichen Teils des Gebietes. Makroskopisch betrachtet weisen die Andesite verschiedene Farben auf, wie grün, schwarz, graubraun, graurot u. s. w. Meistens handelt es sich um dunkle Gesteine. In ganz frischem Zustand findet man sie nur an wenigen Stellen (Toustaba-Kaja, Chainova, Tsakir-Kaja, Kran-Oros). Die Gesteine sind mehr oder weniger dicht, so daß sich oft die einzelnen Bestandteile makroskopisch nur schwer erkennen lassen.

U. d. M. ist ersichtlich, daß die Hauptbestandteile der Andesite Plagioklas und Pyroxen sind. Die Plagioklas-Einsprenglinge sind in verhältnismäßig kleinen Dimensionen entwickelt. Sie erreichen selten maximal eine Länge von 3 mm. Sie sind meist tafelig nach (010) entwickelt. Fast alle Individuen sind intensiv verzwillingt. Am häufigsten sind die Zwillinge mit (010) als Verwachsungsebene nach dem Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Gesetz, wobei aber in komplizierten Stöcken gerne auch unregelmäßige Verwachsungsflächen auftreten. Zwillinge nach anderen Gesetzen, mit Ausnahme des Manebachgesetzes, das nie angetroffen wurde, kommen seltener vor. Eine Banaterverwachsung wurde ebenfalls beobachtet. Die Plagioklase sind oft zonargebaut, daneben haben viele aber auch völlig homogenen Aufbau. Auch bei zonarem Bau ist der größere, innere Teil meist homogen und nur am Rande sind die Kristalle von einer oder mehreren scharf abgegrenzten, schmalen Zonen umgeben. Die äußere Zone hat manchmal eine einfachere Form als der innere Teil. Auch Rekurrenzen kommen vor. Die Feldspäte der ersten Generation sind basische Andesine, öfter auch Labrador, von 45–65 % An. Die Mikrolithe sind Oligoklase von 20–30 % An-Gehalt. Viele Plagioklase enthalten massenhaft Einschlüsse, die meist regelmäßig verteilt sind. Einschlüsse der anderen Mineralien sind relativ selten, häufig sind jedoch Grundmasseeinschlüsse. Diese bestehen entweder aus reinem hellbraunem Glas oder sie sind schlackig ausgebildet. Sie sind

entweder im Innern der Kristalle angehäuft oder, was öfters der Fall ist, in Zonen angeordnet. Oft ist die Anordnung derart, daß der Kristallkern von Einschlüssen frei ist, hierauf eine einschlußreichere Zone folgt, während die äußerste Zone wieder einschlußfrei ist.

Die *Pyroxene* sind der wichtigste dunkle Gemengteil der Andesite. Als Einsprenglinge treten sie in hypidiomorphen bis idiomorphen Individuen auf, ungefähr von derselben Größe wie die Plagioklase. Es gibt monokline Pyroxene vom Typus der Form gewöhnlicher Augite, sowie Hypersthene, welche meistens in Serpentin umgewandelt sind.

Die *Augite* sind farblos bis hell graugrün, und einige Individuen besitzen einen sehr schwachen Pleochroismus. Eine leichte Zonarstruktur fehlt nicht, wobei aber kein unterschiedliches Verhalten in den verschiedenen Kristallzonen festgestellt werden konnte. In einem Andesit wurden Augitkristalle beobachtet, die senkrecht zur *c*-Achse feine, undurchsichtige Lamellen erkennen ließen, welche möglicherweise, auf Grund ihrer dunkelbraunen Farbe, als Ilmenit anzusehen sind. Zahlreiche Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop an verschiedenen Individuen ergaben, daß das $2V$ von $(+)$ 55° – 59° und c/n_x auf (010) von 43 – 45° schwankt. Die Achsendispersion ist deutlich $\rho > \nu$ für die Achse *A*, für *B* kaum wahrnehmbar.

Die *Orthopyroxene* treten in geringerer Menge auf als die Augite. Sie sind selten frisch, sondern meistens in Serpentin umgewandelt. Die in vielen Andesiten auftretenden, aus wirrfaserigem Serpentin aufgebauten Pseudomorphosen können auf Grund ihrer Ausbildung als schlanke, säulenförmige und terminal gut begrenzte Serpentinaggregate, als sichere Umwandlungspseudomorphosen von rhombischem Pyroxen aufgefaßt werden. Die frischen Orthopyroxene unterscheiden sich durch ihre gerade Auslöschung in Schnitten normal zu einer Symmetrieebene, bzw. durch niedrigere Doppelbrechung und den negativen optischen Charakter von den monoklinen Pyroxenen. Oft treten Orthopyroxene auf, die von Augit umwachsen sind. Bei solchen Verwachsungen wurden gelegentlich Zwillinge nach (100) für den Augitrand konstatiert. Bei der Umwandlung derartiger Umwachsungen wurde nur der Kern in Serpentin umgewandelt, während der Augitrand unverändert blieb (Fig. 24). Wie bei der Mineralbeschreibung erwähnt wurde, sind diese Orthopyroxene auf Grund ihres $(-)$ $2V = 69^{\circ}$ Hypersthene mit 72–74% Enstatitgehalt.

Was die Pyroxenmikrolithe anbelangt, treten sie nicht in allen Andesiten auf. Wenn solche vorkommen, bestehen sie jedoch nur aus Augit und nicht aus Hypersthen.

Akzessorisch sind Apatit, Erze, opazitisierte Oxyhornblende und ganz selten grüne Hornblende zu beobachten. Meist fehlt in den Andesiten auch die akzessorische Hornblende, so daß diese Gesteine ausschließlich aus Plagioklasen und

Pyroxenen bestehen. Die Apatitkristalle erreichen selten eine Länge von 0,4 bis 0,5 mm. Solche größere Apatite zeigen oft einen schwachen Pleochroismus in hellen und dunklen, grauen Farbtönen.

Unter dem Opakilluminator ist der Magnetit bzw. Titanomagnetit von Gestein zu Gestein verschieden: Entweder ist er unentmisch, was meist der Fall ist, oder aber entmisch. Als Entmischungsprodukte kommen Ilmenit und Spinell vor. Die «Erhitzungsmartitisierung» ist in einigen Andesiten prachtvoll, wobei neben dem Hämatit die Hochtemperaturform «Hämatitilmenit» vorkommt (Fig. 16). Dieser zeigt oft an verschiedenen Stellen desselben Kornes nicht die gleiche Farbtonung und er hat nicht selten ein größeres Reflexionsvermögen als der Magnetit. Die Magnetitkristalle schließen oft Sulfide in Form von Tröpfchen ein. Es treten aber auch selbständige Sulfidkristalle auf: Kupferkies, Magnetkies und vor allem Pyrit.

Die G r u n d m a s s e variiert von Gestein zu Gestein von hyalopilitisch bis pilotaxitisch. Bei den unfrischen Andesiten treten als Umwandlungsprodukte Epidot, Chlorit und Calcit auf. In einem Gestein vom nordwestlichen Hang des 725 m hohen Berges des Ravnata-Berchina-Gebietes an der bulgarischen Grenze wurde Chabasit festgestellt, und in einem Andesit von West-Bezirjano Seladonit. Es ist auch zu erwähnen, daß in einigen sehr verwitterten Andesiten spärliche Pseudomorphosen, bestehend aus Serpentin, Chlorit und Calcit, auftreten, die, wenn man sie nur nach ihren Umrissen beurteilt, für ehemalige Olivinkristalle gehalten werden könnten. Solche Gesteine treten in Demir-Tsuka und im Kotani-Dorf Gebiet auf.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung sind die Andesite als zum Teil hornblendeführende Augit-Hypersthen- bzw. Pyroxenandesite zu bezeichnen. Auf Tabelle 4 und 5 sind vier Analysen (1–4) dieser Gesteine sowie auch zum Vergleich fünf Analysen (a–e) aus der Literatur aufgeführt.

Tabelle 4

	1)	2)	a)	b)
SiO ₂	59,89	61,75	62,54	61,77
Al ₂ O ₃	17,51	16,78	16,83	17,80
Fe ₂ O ₃	4,03	3,24	0,34	1,77
FeO	1,44	1,29	3,75	1,94
MnO	0,11	0,13	0,10	0,08
MgO	2,21	1,82	2,25	1,86
CaO	5,12	4,58	4,97	4,51
Na ₂ O	3,12	3,92	3,82	3,80
K ₂ O	3,76	3,66	2,87	4,21
TiO ₂	0,82	0,65	0,48	0,66
P ₂ O ₅	0,35	0,30	0,33	0,14
+H ₂ O	1,27	0,89	1,23	1,22
-H ₂ O	0,50	0,30	0,18	0,09
SrO	—	—	0,03	—
BaO	—	—	—	0,19
CO ₂	—	0,88	—	—
	100,13	100,19	99,72	100,04

Tabelle 5

	3)	4)	c)	d)	e)
SiO ₂	56,27	55,85	55,16	53,33	57,64
Al ₂ O ₃	18,38	17,97	18,32	21,21	17,40
Fe ₂ O ₃	2,75	2,67	2,42	1,67	2,49
FeO	3,88	3,74	4,15	3,25	4,33
MnO	0,12	0,13	—	1,29	0,18
MgO	2,01	2,95	2,75	2,60	2,83
CaO	8,24	7,40	7,04	10,04	7,84
Na ₂ O	3,07	3,39	3,23	3,22	3,50
K ₂ O	1,86	1,00	1,10	2,25	1,39
TiO ₂	1,04	0,95	0,74	0,47	0,99
P ₂ O ₅	0,33	0,27	1,33	—	0,09
+H ₂ O	1,52	2,36	3,58	0,90	1,32
-H ₂ O	0,50	1,22	—	—	0,29
	99,97	99,90	99,82	100,23	100,29

1) Pyroxenandesit, Pkt. 725 (westlich von Kalotychon).

Analytiker: *K. Soldaros*

2) Pyroxenandesit, Toustaba-Kaja.

Analytiker: *K. Soldaros*

a) Granodiorit, Temesd, Drócsagebirge, Ungarn.

Analytiker: *S. v. Szentpétery*

Quelle: *S. v. Szentpétery*, Mitt. Jb. K. ung. geol. Anst. 27 (1928) p. 267.

b) Latit-Dellenit. Blatac, Kozuf-Gebirge, Serbien.

Analytiker: *M. Tajder*

Quelle: *M. Tajder*, Bull. Serv. géol. Yougosl. 8 (1940) p. 159—223.

3. Pyroxenandesit, Kran-Oros. Analytiker: *K. Soldatos*
 4. Augit-Hypersthenandesit, Tsakir-Kaja. Analytiker: *K. Soldatos*
 c) Andesit, Seddas de Su Murtu, S. Antioco (Sardinien). Analytiker: *A. Johnson*
 Quelle: *A. Johnson*, Abh. Preuß. Akad. Wiss. Anh. No. 2 (1912) p. 56.
 d) Hypersthenandesit. Val. Barca, Sassari (Sardinien). Analytiker: *F. Millosevich*
 Quelle: *F. Millosevich*, Mem. R. Accad. Lincei (5) 6 (1908) p. 426.
 e) Dacitoid, Mavro (Santorin). Analytiker: *Raoult*
 Quelle: *C. A. Ktenas*. C. R. Ac. Sc. Paris 189 (1929) p. 997

Niggli-Werte und Magmentypen der Analysen in Tabellen 4 und 5 ergeben sich aus Tabelle 6.

Tabelle 6

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	
1)	208	35,7	26,5	18,9	18,9	.44	.43	2,1	0,5	granodioritisch
2)	226	36,2	23,3	18	22,5	.38	.42	1,8	0,4	granodioritisch
a)	228	36	24,5	19,5	20	.33	.50	1,3	0,4	granodioritisch
b)	225	38,2	21	17,5	23,3	.42	.48	1,8	0,2	granodioritisch
3)	175	33,6	26,1	27,4	12,9	.28	.36	2,4	0,5	peléitisch/melaplagioklas
4)	174	33	30	24,7	12,3	.16	.46	2,2	0,4	peléitisch
c)	174	34	30	24	12	.19	.44	1,7	1,7	peléitisch
d)	145	34	24,5	29	12,5	.32	.44	—	—	melaplagioklasitisch
e)	176	31	30,5	25,5	13	.21	.43	2,4	0,2	peléitisch

Modus (mit Punktzähler gemessen):

	1)	2)	3)	4)
Grundmasse	59,8	63,0	53,6	52,2
Feldspateinspr.	20,9	16,2	18,4	24,8
Mikrolithe	10,5	12,8	16,0	12,0
Augit	3,7	3,0	5,6	7,3
Hypersthen	—	—	—	2,1
Serpentin	1,2	2,0	4,5	—
Erze	3,9	3,0	1,9	1,6

31,4 }
 29,0 }
 34,4 }
 36,8 }

3. Trachyandesite

Einige Andesite führen reichlich Kalifeldspäte, die entweder als Einsprenglinge oder als Mikrolithe in der Grundmasse auftreten. Diese Gesteine sind daher nicht als eigentliche Andesite, sondern als Trachyandesite zu bezeichnen. Einige Trachyandesite sind makroskopisch in Bezug auf ihre Farbe ähnlich den Andesiten, andere aber sind heller und nicht so dicht. Man kann in vielen davon schon von bloßem Auge die Plagioklase von den Kalifeldspäten unterscheiden. In Tsekour-Lofos z. B. und oberhalb und ca. 1 km östlich des Dorfes Tsalapetinos werden Gesteine angetroffen, die schöne, bis ca. 2 cm lange idiomorphe Orthoklase führen, deren Farbe deutlich rosa ist. Die Plagioklase sind weiß.

U. d. M. handelt es sich um holo- bis hemikristallinporphyrische Gesteine mit pilotaxitischer bzw. hyalopilitischer Grundmasse. Die Kalifeldspateinsprenglinge sind meistens trübe, kaolinisierte Orthoklase, die ausführlich im Abschnitt über den Mineralbestand beschrieben wurden. Typische Sanidinsprenglinge wurden in den Trachyandesiten nicht angetroffen. Hingegen aber wurden in den Gesteinen von Ost-Hängen des Bezirjano-Berges, sowie auch in solchen des Kalotychngebietes «Sanidinorthoklas»-Einsprenglinge festgestellt, die ebenfalls eingehend im Abschnitt über den Mineralbestand beschrieben wurden. Außer den idiomorphen Orthoklas- bzw. «Sanidinorthoklas»-Einsprenglingen treten in einigen Gesteinen auch solche auf, die magmatisch resorbiert sind. Oft enthalten die Kalifeldspäte Einschlüsse von Plagioklas, sowie solche der Grundmasse. Was die leistenförmigen Individuen der Kalifeldspatmikrolithe anbelangt, ist eine Entscheidung nicht möglich, ob es sich um Orthoklas oder Sanidin handelt.

Die Plagioklas-Einsprenglinge sind Andesine bis saure Labradore (35–55 % An). Es herrschen die Glieder von 45–52 % An vor. Zonarstruktur und Rekurrenzen sind denen der Andesite ähnlich. Die Plagioklasmikrolithe gehören zu der Oligoklasreihe von 20–30 % An.

Die dunklen Mineralien bestehen meistens aus Augiten, die ähnlich den Augiten der Andesite sind. In einigen Augiten wurde eine deutliche Zonarstruktur beobachtet. Bemerkenswert ist, daß in einem zonaren Augitkristall eine Rekurrenz ähnlich wie in den Plagioklasen festgestellt wurde. Der Kern dieses Augites hatte eine Auslöschung von 39° , die Zwischenzone eine von 44° und die Außenzone eine von 40° . In den Augiten dieses Gesteins wurde auch eine schwache Sanduhrstruktur konstatiert.

Neben dem Augit tritt in einigen Gesteinen auch braune Oxyhornblende auf, so daß diese Vulkanite als Hornblendeaugittrachyandesite bzw., wenn der Augit sehr zurücktritt, als Hornblendetrachyandesite bezeichnet werden müssen. Diese Hornblende ist nie frisch, sondern fast ganz in Magnetit (Opazit) umgewandelt, so daß nur die Konturen die einstigen Hornblendekristalle verraten. Spärlich treten in einigen großen Kristallen kleine, nicht umgewandelte Reste auf, welche die Bestimmung der Hornblende als Oxyhornblende erlaubten. Diese Partien zeigen einen Pleochroismus mit blaß- und tiefbraunen Farbtönen und eine sehr kleine – nicht genau bestimmbare – Auslöschung. Es ist bemerkenswert, daß die Hornblende gewöhnlich in zwei Generationen vorkommt. Die Kristalle der ersten Generation erreichen eine Größe von 2–3 mm. Die Hornblendemikrolithe sind kürzer als 0,1 mm.

Akzessorisch finden sich Apatit und Erze, sehr selten auch Biotit. Die Erze sind ganz ähnlich wie die Erze der Andesite.

Als Umwandlungsprodukte kommen Calcit, oft in Pseudomorphosen nach Augit, ferner Serpentin und Chlorit vor.

In Tabelle 7 sind zwei Analysen (1, 2), sowie zum Vergleich auch vier Analysen (a–d) aus der Literatur, aufgeführt. Analyse 1 bezieht sich auf einen Hornblendetrachyandesit von Issi-Olma. Das Gestein führt nur in der hyalopilitischen Grundmasse Mikrolithe aus Kalifeldspat. Analyse 2 bezieht sich auf einen Hornblendeaugittrachyandesit mit großen (1–2 cm Länge) «Sanidin-orthoklas»-Einsprenglingen des östlichen Bezirjano.

Tabelle 7

	1)	a)	b)	2)	c)	d)
SiO ₂	62,44	61,45	59,47	61,04	60,68	60,98
Al ₂ O ₃	15,79	17,71	16,68	15,02	16,19	13,36
Fe ₂ O ₃	3,25	4,48	3,65	4,23	5,37	1,84
FeO	0,86	1,28	2,38	2,01	1,58	4,68
MnO	0,11	0,09	0,09	0,11	—	0,11
MgO	1,61	1,48	1,20	2,64	2,96	2,37
CaO	3,92	3,58	4,39	5,24	5,88	5,54
Na ₂ O	3,80	3,88	3,18	2,81	3,11	3,17
K ₂ O	4,31	4,01	5,06	4,79	3,95	4,78
TiO ₂	0,66	1,07	1,20	0,78	—	1,47
P ₂ O ₅	0,20	—	0,20	0,38	—	0,30
+H ₂ O	0,64	0,62	1,47	0,39	0,98	1,50
—H ₂ O	0,30	0,48	—	0,40	—	—
CO ₂	2,31	—	0,52	—	—	Sp
S	—	—	0,03	—	—	—
BaO	—	—	0,10	—	—	—
	100,20	100,13	99,62	99,84	100,70	100,10

- 1) Hornblendetrachyandesit, Issi-Olma. Analytiker: *K. Soldatos*
a) «Tufflava». Vulkan Alagös (Armenien).
Quelle: *P. Lebedev*, Trav. Inst. Petr. Ac. Sc. URSS 1 (1931) p. 53—71;
Ref. im N. Jb. f. Min Ref. II (1933) p. 456—457.
- b) Olivinführender Biotitaugittrachyandesit. Klause, Gleichenberg, Steiermark.
Analytiker: *A. Marchet*
Quelle: *A. Marchet*, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien. 140 (1931) p. 501.
- 2) Hornblendeaugittrachyandesit, Ost-Bezirjano. Analytiker: *K. Soldatos*
c) Andesit. Berg Pagos, Smyrna. Analytiker: *H. S. Washington*
Quelle: *H. S. Washington*, Am. J. Sc. 3 (1897) p. 43—50.
- d) Basische Schliere im Monzonitgang. Cima d'Asta. Analytiker: *C. Andreatta*
Quelle: *C. Andreatta*, Atti R. Ist. Veneto Sc. Lett. Arti 89 (1930) Pre. II 845—854.

Tabelle 8 zeigt die entsprechenden Niggli-Werte bzw. Magmentypen

Tabelle 8

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magma
1)	244	36,3	22,3	16,4	25	.43	.42	1,9	0,35	} monzonitsyenitisch/ granodioritisch
a)	224	38	24,5	14	23,5	.41	.33	3,1	—	
b)	215	35,5	24	17,5	23	.51	.27	3,3	0,2	} granodioritisch/ monzonitsyenitisch
2)	210	30,5	30,5	19,2	19,8	.53	.44	2,1	0,5	
c)	194	30,5	31,5	20	18	.46	.45	—	—	opdalitisch
d)	212	27,5	30,5	20,5	21,5	.50	.40	4,0	0,4	opdalitisch

Modus:

	1)		2)	
Grundmasse		67,2	Grundmasse	55,7
Plagioklaseinspr.		11,6	Plagioklaseinspr.	11,0
Mikrolithe (Orth. + Plag.)		15,0	«Sanidinorth.»-Einspr.	9,0
Calcit		1,9	Mikrolithe (Pl. + Orth.)	12,2
Serpentin		1,6	Augit	6,8
Erze (+ Hornblende in Opazit)	2,7		Erze (+ Hornblende in Opazit)	5,3

4. Dolerite

Die doleritischen Gesteine lassen sich in folgende Typen einteilen:

a) *Hypersthenführender Augitessexitdolerit*. Dieser Typus kommt östlich des Dorfes Imourada an den Ufern des Flusses Kourou vor. Makroskopisch betrachtet ist das Gestein grau und sehr feinkörnig.

U. d. M. zeigt es holokrystallinophitische, stellenweise monzonitische Struktur. Selten findet man regellos verstreute porphyrtartige Ausscheidungen. Der Mineralbestand umfaßt Plagioklas, Orthoklas, Augit, Hypersthen, Biotit, Quarz, Apatit und Erze.

Der P l a g i o k l a s bildet in verhältnismäßig idiomorpher Ausbildung ein sperriges Gefüge, in das die Pyroxene und Orthoklase eingelagert sind. Die Plagioklase sind tafelig nach (010) entwickelt. Die Leisten, die durch die Schnitte dieser Tafeln zustande kommen, haben im Dünnschliff eine Länge von 0,2–0,7 mm. Sie sind immer verzwilligt, wobei als dominierende Gesetze das Albit-, Karlsbad-, Roc Tourné-Gesetz mit (010) als Verwachsungsfläche vorkommt. Zahlreiche Bestimmungen ergaben für die Zusammensetzung der leicht zonaren Kristalle Labrador von 53–63 % An, wobei die saureren Werte vorherrschen. Röntgenographische Untersuchungen zeigten, daß diese Plagioklase einem intermediären Typus zwischen Hoch- und Tieftemperatur entsprechen, und zwar mit einer Tendenz zur Tieftemperaturform. (Vgl. Beschreibung der Plagioklase im Abschnitt über den Mineralbestand.) Der angegebene Wert von 53–63 % An entspricht dieser Annahme.

Der O r t h o k l a s kommt nie in selbständigen Kristallen vor, sondern als xenomorphe Zwischenmasse und Umhüllung der idiomorphen Plagioklase,

ähnlich wie bei den Monzoniten. Am Kontakt von Orthoklas und Plagioklas ist die Begrenzung demnach gradlinig, nach außen hin jedoch greift der Orthoklas zwischen die anderen Gemengteile hinein. Die kristallographischen Richtungen der Orthoklase bzw. seine Spaltbarkeit entsprechen nur selten denjenigen des Plagioklases. Es liegt somit im allgemeinen keine regelmäßige Verwachsung vor. Es wurde z. B. eine Karlsbad-Verzwillingung von Orthoklasteilen festgestellt, für welche die beiden Individuen in der Schliffebene durch Plagioklas getrennt erschienen. Dabei zeigte die (010)-Verwachsungsebene des Orthoklases keine Beziehung zu der (010)-Ebene des Plagioklases (Fig. 25). Der Orthoklas ist mehr oder weniger kaolinisiert. Zahlreiche Messungen mit dem U-Tisch-Konoskop ergaben einen Wert für $(-)$ $2V = 51^\circ$ bei $\rho > v$, was für normalsymmetrische Lage der Achsenebene spricht. Obwohl der Orthoklas unter dem Mikroskop keine perthitische Albitentmischung aufweist, wurde eine solche jedoch röntgenographisch festgestellt.

Q u a r z kommt in sehr geringer Menge in xenomorphen Individuen ähnlich wie der Orthoklas vor.

Der A u g i t tritt in hypidiomorphen Individuen auf. Er ist grünlich ohne Pleochroismus und enthält viele Einschlüsse von Erz. Seine Spaltbarkeit ist vollkommen. $(+)$ $2V = 57^\circ$, $n_{\gamma}/c = 44^\circ$, $\rho > v$. Es handelt sich somit um gewöhnlichen Augit. Charakteristisch für den Augit ist, daß er oft spätmagma-tische Umwandlung in Biotit zeigt, unter Ausscheidung von Magnetit.

Der B i o t i t, nur in sehr geringer Menge vorhanden, kommt als Kranz um den Magnetit bzw. Augit vor, was allgemein eine charakteristische Erscheinung bei Essexiten ist. Der Biotit ist rotbraun, was für einen Ti-Gehalt spricht.

Der H y p e r s t h e n tritt in viel geringerer Menge auf als Augit. Seine Kristalle kommen meist individuell vor. Sehr selten sieht man eine Umrandung des Hypersthens durch den Augit, was bei den Augithypersthenandesiten verbreiteter ist. Im Gegensatz zu dem Hypersthen der Andesite, welcher farblos bzw. in der Farbe ähnlich dem Augit ist, hat der Hypersthen dieses Gesteins einen Stich nach rosa und einen schwachen Pleochroismus. $n_{\alpha} =$ hellrosagrau, $n_{\beta} =$ hellrosagelblich, $n_{\gamma} =$ hellgraugrün. Der Achsenwinkel jedoch ist gleich, nämlich $(-)$ $2V = 69^\circ$, entsprechend einem Enstatitgehalt von ebenfalls 72–74 %.

Der A p a t i t erscheint in sehr dünnen, nadelförmigen Individuen, die oft in den anderen Gemengteilen eingeschlossen sind.

Die E r z e wurden unter dem Opakilluminator eingehend untersucht. Es kommen Magnetit, Ilmenit und spärlich Pyrit, Magnetkies und Kupferkies vor. Der Magnetit zeigt Ilmenitentmischungen in zwei Generationen, eine grobe Entmischung von dicken (Fig. 15) oder dünnen Ilmenitlamellen, die in Öl leicht wahrnehmbar sind, und eine ganz feine Entmischung, die nur bei ganz starker Vergrößerung (1500fach) festgestellt werden kann. Viele Magnetitkri-

stalle zeigen Spinellentmischungen. Die Spinellkörner sind sehr oft an den Grenzen der Ilmenitlamellen im Magnetit eingelagert. Martitisierungs- bzw. «Erhitzungsmartitisierungs»-Erscheinungen fehlen im Magnetit. Außer dem im Magnetit vorkommenden Entmischungsilmenit ist auch individueller Ilmenit zu beobachten. Mengenmäßig ist dieser Ilmenit gleich häufig, ja vielleicht häufiger als der Magnetit. Einige Ilmenitkristalle sind fast idiomorph und zwar tafelig nach (0001) entwickelt. Viele Ilmenite aber, wie auch Magnetite, zeigen Einbuchtungen und scheinen resorbiert zu sein. Der Ilmenit ist älter als der Magnetit, oft treten idiomorphe bzw. hypidiomorphe Ilmenitkristalle umgeben von Magnetit (Fig. 18) auf. Viele Ilmenitindividuen, jedoch nicht alle, zeigen Hämatitentmischungen in Form kleiner linsenförmiger Körper, die parallel der (0001)-Fläche eingelagert sind. Eine schlierige Färbung in unentmischten Kristallen bzw. in unentmischten Teilen der zum Teil entmischten Kristalle kommt auch vor. Nach *Ramdohr* (1940, S. 16) deutet diese Erscheinung vielleicht auf beginnende submikroskopische Entmischung. Magnetitentmischungen in Ilmenit wurden nicht beobachtet. Außer Magnetit und Ilmenit wurden, allerdings in sehr geringer Menge, auch Pyrit, Magnetkies und Kupferkies konstatiert. Diese treten als Einschlüsse in den Oxyderzen oder als vereinzelte Kristalle auf. Magnetkies und Kupferkies kommen auch in Form von Tropfen, eingeschlossen in Pyrit, vor.

Die chemische Analyse dieses Gesteins zeigt Tabelle 9 (Nr. 1). Zum Vergleich sind zwei Analysen (a, b) aus der Literatur angegeben.

Tabelle 9

	1)	a)	b)
SiO ₂	53,70	54,73	49,29
Al ₂ O ₃	13,89	14,02	17,44
Fe ₂ O ₃	6,24	2,34	3,80
FeO	5,03	4,92	6,20
MnO	0,17	—	0,16
MgO	4,20	7,40	4,17
CaO	8,90	10,20	9,51
Na ₂ O	2,40	2,98	3,30
K ₂ O	3,16	2,67	1,91
TiO ₂	1,55	Sp	2,44
P ₂ O ₅	0,35	Sp	—
+H ₂ O	0,56	1,23	0,51
—H ₂ O	0,04	—	0,42
CO ₂	—	—	0,47
	100,19	100,49	99,62

1) Hypersthenführender Augitessexitdolerit. Imourada. Analytiker: *K. Soldatos*

a) Basische quarzführende Schlieren im Granit. Topla, Eisenkappel

Analytiker: *H. V. Graber*

Quelle: *H. V. Graber*, Jb. K. K. geol. Reichsanst. Wien 47 (1897) p. 278

b) Basalt. Bari Sardo (Sardinien).
 Quelle: C. Lauro, Period. Min. 8 (1937) p. 117.

Analytiker: C. Lauro

Aus Tabelle 10 ergeben sich *Niggli*-Werte und Magmatypus.

Tabelle 10

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	
1)	144	22	40,8	25,6	11,6	.47	.41	3,1	0,4	sommaidioritisch
a)	136	20	41,5	27	11,5	.38	.66	Sp	Sp	sommaidioritisch
b)	126	26	37	26	11	.54	.43	4,6	—	sommaidioritisch

Modus:	Plagioklase	43,5
	Orthoklas	20,2
	Erz (+ Biot.)	12,1
	Augit	19,8
	Hypersthen	3,9
	Quarz	0,5

Ein ähnliches Gestein, ohne Hypersthen aber, wurde im Gebiet zwischen Osman-Kisla und Issi-Oлма angetroffen. In diesem Gestein kann man schon von bloßem Auge kleine weißliche Adern von etwa 1 mm Dicke erkennen, die, wie es sich im Mikroskop zeigt, aus Orthoklas bestehen.

b) *Olivinführender Augitdolerit*. Dies ist das einzige Gestein, worin zum Teil frischer Olivin festgestellt wurde. Es fand sich jedoch nicht anstehend, sondern nur als loser, unregelmäßig gestalteter Block von ca. 30 cm Durchmesser. Der Block wurde südlich von Kran-Oros (Dourgoudlar-Gebiet) aufgefunden. Das Gestein ist makroskopisch schwarz und dicht, so daß sich von bloßem Auge keine Gemengteile erkennen lassen. U. d. M. ergeben sich als wichtige Gemengteile Plagioklas, Augit und Olivin bzw. Serpentin. Akzessorisch kommen Erze, Apatit und Biotit vor. Die Struktur ist größtenteils ophitisch, stellenweise aber findet man regellos verstreute, kleinere und größere Partien von porphyrischer Struktur, deren Grundmasse sich aus Feldspatleistchen, Augit und Erzkörner zusammensetzt, wobei größere Plagioklas-, Augit- und Olivinkristalle als Einsprenglinge vorliegen. Die Ausscheidungsperioden der Augite und Plagioklase scheinen sich ziemlich zu überlagern.

Die Plagioklase sind tafelig nach (010) entwickelt. Sie sind fast immer intensiv verzwillingt, wobei das Albitgesetz dominiert und die Zwillingslamellen oft keilförmig ineinander greifen. Die anderen Gesetze treten ziemlich zurück. Bemerkenswert ist, daß in diesem Gestein nicht selten die Banaterverwachsung vorkommt. Eine schwache Zonarstruktur kommt auch vor, wobei Rekurrenzen jedoch fehlen. Der Anorthitgehalt, bestimmt nach verschiedenen Methoden, beträgt 69–73 %. Die Glaseinschlüsse in den Feldspäten sind bald regellos im Plagioklaskristall verteilt, bald am Rande so angehäuft, daß die äußeren Zonen der Kristalle durch sie grau gefärbt erscheinen.

Der Olivin wurde ausführlich im Abschnitt über den Mineralbestand beschrieben. Es handelt sich um einen relativ Fe-reichen Olivin von 30 % Fayalit, der bald frisch, bald umgewandelt in eisenreichem grünem Serpentin auftritt. Bemerkenswert ist, daß oft teilweise oder gänzlich serpentinierte Olivinkristalle als Einschlüsse im Augit vorkommen. Diese Art des Auftretens schließt eine postvulkanische hydrothermale Umwandlung des Olivins in Serpentin aus. Diese Serpentinisierung muß vielmehr ziemlich früh stattgefunden haben, vor der Ausscheidung des Augites.

Der Augit ist im Schliff leicht rosa gefärbt mit einem ganz schwachen Pleochroismus. Er erscheint in hypidiomorphen Individuen mit guter prismatischer Spaltbarkeit. Er tritt in zwei Generationen auf. Die kleineren Kristalle sind weniger gefärbt als die großen. Im allgemeinen sind die Augite xenomorph dem Balkenwerk der Plagioklase eingelagert, wie dies dem ophitischen Strukturtypus entspricht. Zwillinge nach (100) sind häufig, Durchkreuzungszwillinge nach (101) jedoch selten. Leichte Zonarstruktur und schwache Sanduhrstruktur sind vorhanden. Dieser Augit unterscheidet sich von allen übrigen in den Andesiten bzw. Trachyandesiten auftretenden Augiten, außer durch seine leichte Rosafärbung, durch seinen kleineren Achsenwinkel und stärkere Achsendispersion, welche für die B-Achse deutlich ($\rho > \nu$) ist. Bei den anderen Augiten war diese deutlicher für die A-Achse. Die Messungen am U-Tisch-Konoskop ergaben folgende Werte:

$$\begin{array}{lll} \lambda = 462 \text{ m}\mu & (+) 2V = 50,5^\circ & \\ \lambda = 593 \text{ m}\mu & (+) 2V = 52^\circ & \\ \lambda = 659 \text{ m}\mu & (+) 2V = 53^\circ & c/n_\gamma = 44^\circ \end{array}$$

Auf Grund dieser Eigenschaften kann der Augit als den eigentlichen Ti-Augiten nahestehender Ti-haltiger Augit bezeichnet werden.

Akzessorisch kommt sehr wenig Ti-haltiger braunroter Biotit vor. Er wurde spätmagmatisch durch die Umwandlung des Augits unter Ausscheidung von Magnetit gebildet. Er ist absolut einachsigenegativ mit schwacher Dispersion $\rho < \nu$.

Als Erz treten Titanomagnetit, der zum Teil Ilmenitentmischungen aufweist, und vereinzelt Pyritkristalle auf.

Die chemische Analyse dieses Gesteins, sowie auch eine solche eines Dolerites von Capo Passero (Sizilien) sind in der Tabelle 11 aufgeführt.

Tabelle 11

	1)	a)
SiO ₂	48,55	48,18
Al ₂ O ₃	17,80	16,48
Fe ₂ O ₃	2,54	7,88
FeO	7,90	2,61
MnO	0,16	0,26
MgO	4,95	4,85
CaO	9,90	9,51
Na ₂ O	2,65	2,96
K ₂ O	2,05	2,15
TiO ₂	1,55	0,96
P ₂ O ₅	0,40	0,22
+H ₂ O	0,94	2,21
-H ₂ O	0,46	1,68
CO ₂	—	0,04
SO ₃	—	0,11
NiO	—	Sp
	99,85	100,10

1) Olivinführender Augitdolerit, Block, südlich von Kran-Oros.

Analytiker: *K. Soldatos*

a) Dolerit. Capo Passero (Sizilien).

Analytiker: *G. Ponte*

Quelle: *G. Ponte*, Atti R. Accad. Gioenia (5) 9, Mem. XIV (1916) p. 57

Tabelle 12 zeigt die entsprechenden *Niggli*-Werte und Magmatypus.

Tabelle 12

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	
1)	118	25,6	39,1	25,9	9,4	.34	.46	1,5	0,4	leukomiharaitisch
a)	121	24,5	39	26	10,5	.31	.47	1,8	0,2	leukomiharaitisch

Modus:

Plagioklas	55,1
Augit	15,5
Olivin (+ Serp.)	10,2
Biotit	0,8
Erze	5,8
Grundmasse (Mesostasis)	12,6

c) *Quarztrachydolerit*. Außer den oben beschriebenen Doleriten wurde in Osman-Kisla Quarztrachydolerit gefunden. Das Gestein war leider nicht frisch genug, um es chemisch analysieren zu können. Seine Struktur ist ophitisch. Als dunkler Gemengteil ist nur Augit da. Die Plagioklase bilden ein sperriges Gefüge. In den Zwischenräumen sind Augit, Orthoklas und Quarz eingelagert. Als Umwandlungsprodukte kommen Calcit und Chlorit vor. Der Quarz kommt in genügender Menge vor, daß das Gestein als Quarztrachydolerit zu bezeichnen ist.

5. Ganggesteine

In den Sedimentgesteinen wurden oft Gänge von einigen Zentimetern bis zu 3 Metern Mächtigkeit angetroffen. Ein solcher Gang von 3 Meter Mächtigkeit durchbricht die Sedimente z. B. nördlich von Assar-Kaja, genau dort, wo der Bach Sarp in den Fluß Kourou mündet. Ähnliche kleinere Gänge (vgl. Geol. Teil) treten auch in Bouol-Lofos, Tatar-Myssé, wie auch nordwestlich des Städtchens Iasmos (Ippikon, Veroskia) auf. Leider wurde keines dieser Gesteine in frischem Zustand angetroffen. Sie sind doleritartig. Ihre Struktur ist mikroporphyrisch bis ophitisch. Im Gegensatz zu den Plagioklasen der beschriebenen Dolerite, die mindestens saure Labradorite sind, gehören die Plagioklase dieser Gesteine meistens zu der Oligoklasreihe (15–30% An), seltener treten Andesine bis Labradorite (40–55% An) auf. Die Plagioklase sind immer tafelig nach (010) entwickelt und wegen der Verwitterung stark getrübt. Kaolinisierter trüber Orthoklas kommt auch vor. Als dunkle Gemengteile erscheinen meistens Augit, seltener Hornblende. Calcit und Chlorit kommen reichlich vor. Seltener Epidot.

6. Tuffe

Wie im geologischen Teil erwähnt wurde, sind nur an wenigen Stellen Tuffe anzutreffen (nördlich von Gmurkaja, südöstlich von Achren-Lofos, Bezirjano-Gebiet). Makroskopisch zeigen diese Gesteine meist helle Farben (weiß, weißgrün, grauweiß, gelblich) bei dichten Texturen. Im Schliff erscheinen sie entweder sehr feinkörnig und ganz kompakt, so daß keine Mineralien identifiziert werden können, oder als feinkörnige, jedoch mit Sedimentmaterial (Sandstein) vermischte Bildungen. Spärlich finden sich Blättchen von Muskovit, Biotit, sowie Körner von Zirkon und Calcit als Pseudomorphosen nach Augit, feiner zersetzter Plagioklas und chloritisiertes Glas. Als Merkwürdigkeit wurde ein stark pleochroitischer rechteckiger Turmalinkristall ($0,27 \times 0,20$ mm Größe) angetroffen, mit einer tiefen, sekundär mit Quarz aufgefüllten Korrosionseinbuchtung. Eisenoxyde wurden, wohl aus zirkulierenden wäßrigen Lösungen, lagenweise abgeschieden. Auf Grund dieser Beobachtungen lassen sich die Tuffe als Aschentuffe bzw. als Tuffite bezeichnen.

7. Einschlüsse

a) *Exogene Einschlüsse*. In den Lipariten sind Einschlüsse von fremden Gesteinsfragmenten des Grundgebirges eher selten. Unter den auftretenden fremden Gesteinseinschlüssen ist in einem Liparit von Strato-Tsouka ein leukokrater Schriftgranit bemerkenswert. Seine Plagioklase sind nicht zonar wie die Plagioklase der Liparite. Sie zeigen deutlich Tieftemperaturoptik und sind

Oligoklase von 25% An. Die Kalifeldspäte sind mikroklinartige Orthoklase mit einem $2V$ von $(-)$ 82° . Derartige Kalifeldspäte wurden in diesem Gestein, so wie in zwei weiteren Lipariten, vereinzelt auch als selbständige Individuen angetroffen, wobei es sich ebenfalls um exogene Einschlüsse handeln dürfte.

b) *Endogene Einschlüsse*. Auch endogene Einschlüsse treten in den untersuchten Laven nicht sehr oft auf. Wo sie jedoch vorkommen, lassen sich zwei Arten unterscheiden: Monomineralische, einfach zusammengesetzte Einschlüsse und polymineralische Gesteinseinschlüsse.

Als monomineralische endogene Einschlüsse wurden nur in den Pyroxenandesiten knäuelartige Aggregate aus Augitkristallen festgestellt. Die größte Augitanhäufung, die im Schliff beobachtet wurde, hatte einen Durchmesser von 1,2 mm. Ihre Augitkristalle waren nicht idiomorph, kurz prismatisch entwickelt, und nur von kleinen Dimensionen (0,1 mm im Durchschnitt). Ausnahmslos sind die Augite solcher Aggregationen die gleichen wie die übrigen Augite des Gesteins und es handelt sich um Zusammenballungen oder gravitative Anreicherungen dieser Mineralien.

Auch die endogenen Gesteinseinschlüsse treten selten auf. Im Trachyandesit (Tabelle 7, Nr. 2) von Ostbezirjano wurde ein solcher kugeliger Einschuß von 3 cm Durchmesser beobachtet. Er fällt schon makroskopisch auf. Er ist feinkörnig und besitzt eine weißgrünere Farbe als die dichte Grundmasse des einschließenden Gesteins. Die Grenzen zwischen Einschuß und Gestein sind scharf (Fig. 26). Im Schliff zeigt der Einschuß eine intersertale Struktur. Die Plagioklase bilden ein sperriges Gefüge, in dessen Zwischenräumen opazitierte Hornblende, Augit, Quarz und sich entglasendes chloritisiertes Glas vorkommen. Stellenweise ist die Struktur porphyrisch mit Einsprenglingen der erwähnten Mineralien, mit Ausnahme des Quarzes. Der Orthoklas bzw. «Sandinorthoklas», der im Wirtsgestein auftritt, fehlt im Einschuß. Die Plagioklase sind Andesine von 40–45% An, stellenweise kommen Kerne bis 53% An vor. Ein oszillierender Zonarbau der Plagioklase ist deutlich.

Die Pyroxene sind farblose bis leichtgrünliche gewöhnliche Augite mit $(+)$ $2V = 57^\circ$ und $c/n_p = 44^\circ$. Sie enthalten reichlich Magnetiteinschlüsse.

Die Hornblende tritt fast gänzlich als opazitierte Oxyhornblende auf. Sie kommt in zwei Generationen vor, wobei interessanterweise in den Kristallen der zweiten Generation, und nur in diesen, spärlich kleine nicht umgewandelte Reste auftreten, welche bald grün (Kern), bald braun (Rand) sind. Die braunen Teile zeigen einen ziemlich starken Pleochroismus. Nach diesen Beobachtungen kann man annehmen, daß die Hornblende zuerst grüne Hornblende war und nachher, wegen nachträglicher Oxydation, in Oxyhornblende umgewandelt wurde. Nach den Feststellungen von *Kôzu*, *Yoshiki* und *Kani* (1927) kann grüne Hornblende durch Erhitzung auf 750° in Oxyhornblende umgewandelt werden.

Der Quarz tritt in xenomorphen Individuen von sehr kleinen Dimensionen auf. Die Quarzkristalle sehen wie bestäubt aus, so daß man im ersten Augenblick an Orthoklas denken möchte. Magnetit kommt reichlich vor, besonders als Opazit der Hornblende.

Die Grundmasse, die in den Zwischenräumen vorkommt, ist bald kristallin bald hyalin. Das Glas ist oft entglast und in Chlorit umgewandelt.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung kann dieser Einschluß als Augithornblendequarzdolerit bezeichnet werden. Die chemische Analyse dieses Gesteins, sowie auch zum Vergleich 2 Analysen aus der Literatur, sind in Tabelle 13 aufgeführt.

Tabelle 13

	1)	a)	b)
SiO ₂	54,10	52,78	57,76
Al ₂ O ₃	16,29	17,77	15,01
Fe ₂ O ₃	7,31	2,34	6,30
FeO	3,35	4,37	4,61
MnO	0,21	0,12	0,16
MgO	4,11	7,05	3,63
CaO	6,43	6,94	6,10
Na ₂ O	2,55	3,53	3,11
K ₂ O	2,00	2,82	1,60
TiO ₂	1,08	0,79	0,85
P ₂ O ₅	0,37	0,40	0,15
+H ₂ O	1,19	0,82	1,05
-H ₂ O	0,85	0,17	—
	99,84	99,90	100,33

1) Augithornblendequarzdolerit (Einschluß im Gestein Tabelle 7 No. 2).

Analytiker: *K. Soldatos*

a) Augitolivinandesit. Theben (Thessalien).

Analytiker: *Raoult*

Quelle: *C. A. Ktenas*, Prakt. Acad. Athen 3 (1928) p. 226.

b) Augit-Uralitandesit. Witoschagebirge (Bulgarien).

Analytiker: *Str. Dimitroff*

Quelle: *Str. Dimitroff* (pers. Mitt. an *C. Burri*).

Niggli-Werte und Magmatypen sind aus Tabelle 14 zu entnehmen.

Tabelle 14

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	
1)	155	27,5	42	19,8	10,7	.34	.42	2,4	0,4	orbitisch
a)	137	27,5	41,5	19	12	.25	.66	1,6	0,5	orbitisch
b)	173	26,5	42	19,5	12	.25	.39	1,8	0,2	orbitisch

Modus:

Grundmasse	38,4
Plag.	25,8
Erze (+Hornbl.)	19,7
Augit	7,2
Quarz	7,8
Chlorit	1,1

Außer diesem Gesteinseinschluß wurde im Schliff eines Andesites ein Gabbropyroxenit und im Schliff eines Liparites ein Biotithornblendegabbrodiorit beobachtet. Die Struktur war in beiden Fällen hypidiomorphkörnig mit Erstausscheidung der dunklen Mineralien. Im Gabbropyroxenit überwiegt der Augit, der mit den Augiten des Andesits übereinstimmt, über den Plagioklas (Labrador 64 % An). Der Einschluß des Liparites besteht aus Biotit, Hornblende und Plagioklas. Der Plagioklas hat eine Zusammensetzung von 55–70 % An und ist somit den basischen Kernen der Liparitplagioklase ähnlich.

Die endogenen Einschlüsse, sowohl die monomineralischen wie auch die polymineralischen dürften insgesamt als frühe Kristallisationsdifferenziate aufzufassen sein.

D. Petrochemische Betrachtungen

I. Der Chemismus der jungen Vulkanite der Rhodopen

Da die chemischen Verhältnisse der jungen Vulkanite des untersuchten Gebietes der griechischen Rhodopen noch gänzlich unbekannt waren, so wie um zu prüfen, inwiefern sich diese mit denjenigen des gesamten Rhodopenblocks zu einer einheitlichen petrographischen Provinz vereinigen ließen, wurden 11 neue chemische Analysen ausgeführt. Sie wurden bereits anlässlich der Beschreibung der betreffenden Gesteine aufgeführt und sind in Tabelle 15 noch einmal zusammengestellt.

Über die benutzten Methoden seien kurz folgende Angaben gemacht: SiO_2 , sowie die Summe der Sesquioxyde, inklusive TiO_2 und P_2O_5 , wurden gravimetrisch bestimmt. Die Anteile von Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 , sowie eines allfälligen Restes von SiO_2 , wurden spektrographisch bestimmt vermittels des 3,4 Meter-Plangitterspektrographen des Zürcher Institutes. Für die Analysen Nr. 8, 10, 11 erfolgte die TiO_2 -Bestimmung kolorimetrisch. P_2O_5 und MnO wurden durchwegs kolorimetrisch, MgO hingegen komplexometrisch bestimmt, CaO wiederum gravimetrisch und FeO durch Titration. Die Alkalien wurden bei allen Analysen, mit Ausnahme von Nr. 10 und 11, für welche die Bestimmung spektrographisch erfolgte, nach der Methode von Lawrence-Smith bestimmt. Die Dosierung von CO_2 erfolgte volumetrisch, diejenige von $(-)\text{H}_2\text{O}$ durch Erhitzen auf 110°C , während $(+)\text{H}_2\text{O}$ durch Glühen im Penfield-Rohr bestimmt wurde.

Tabelle 15

	① ^P	2	③ ^A	4 ^I	⑤ ^A	⑥ ^A
SiO_2	69,03	69,12	59,89	61,75	56,27	55,85
Al_2O_3	14,46	14,37	17,51	16,78	18,38	17,97
Fe_2O_3	1,24	1,39	4,03	3,24	2,75	2,67
FeO	1,15	1,44	1,44	1,29	3,88	3,74
MnO	0,07	0,07	0,11	0,13	0,12	0,13
MgO	0,94	0,92	2,21	1,82	2,01	2,95
CaO	2,54	2,26	5,12	4,58	8,24	7,40
Na_2O	3,46	3,33	3,12	3,92	3,07	3,39
K_2O	3,86	4,00	3,76	3,66	1,86	1,00
TiO_2	0,33	0,45	0,82	0,65	1,04	0,95
P_2O_5	0,12	0,11	0,35	0,30	0,33	0,27
$+\text{H}_2\text{O}$	2,34	2,16	1,27	0,89	1,52	2,36
$-\text{H}_2\text{O}$	0,48	0,20	0,50	0,30	0,50	1,22
CO_2	—	—	—	0,88	—	—
	100,02	99,82	100,13	100,19	99,97	99,90

	7	8	9	10	11
SiO ₂	62,44	61,04	53,70	48,55	54,10
Al ₂ O ₃	15,79	15,02	13,89	17,80	16,29
Fe ₂ O ₃	3,25	4,23	6,24	2,54	7,31
FeO	0,86	2,01	5,03	7,90	3,35
MnO	0,11	0,11	0,17	0,16	0,21
MgO	1,61	2,64	4,20	4,95	4,11
CaO	3,92	5,24	8,90	9,90	6,43
Na ₂ O	3,80	2,81	2,40	2,65	2,55
K ₂ O	4,31	4,79	3,16	2,05	2,00
TiO ₂	0,66	0,78	1,55	1,55	1,08
P ₂ O ₅	0,20	0,38	0,35	0,40	0,37
+H ₂ O	0,64	0,39	0,56	0,94	1,19
-H ₂ O	0,30	0,40	0,04	0,46	0,85
CO ₂	2,31	—	—	—	—
	100,20	99,84	100,19	99,85	99,84

Analytiker: *K. Soldatos*

1. Augitführender Biotithornblendeliparit. Ousounova.
2. Augitführender Biotithornblendeliparit. Koula.
3. Pyroxenandesit. Pkt. 725 (westlich von Kalotychon).
4. Pyroxenandesit. Toustaba-Kaja.
5. Pyroxenandesit. Kran-Oros.
6. Augithypersthenandesit Tsakir-Kaja.
7. Hornblendetrachyandesit. Issi-Olma.
8. Hornblendeaugittrachyandesit. Ost-Bezirjano.
9. Hypersthenführender Augitessexitdolerit. Imourada.
10. Olivinführender Augitdolerit. Block, südlich von Kran-Oros.
11. Augithornblendequarzdolerit. (Einschluß im Gest. 8).

In Tabellen 16, 17 und 18 sind weitere 29 Analysen (Nr. 12–40) aus dem Bereiche des Rhodopenblocks zusammengestellt. Sie entstammen aus Gebieten östlich bzw. südöstlich des untersuchten Abschnittes, nämlich aus West-Thrazien und von der Insel Samothraki (Griechenland), sowie aus den weiter westlich gelegenen Gebieten von Ograjden und Malaschewska in bulgarisch- bzw. jugoslawisch Mazedonien, alle östlich der Vardar-(Axios)-Zone gelegen.

Tabelle 16

	12	13	14 ^②	15 ^③	16 ^④	17 ^①
SiO ₂	63,50	55,62	70,13	67,16	67,02	62,69
Al ₂ O ₃	15,42	14,85	12,73	15,33	15,94	16,00
Fe ₂ O ₃	0,95	2,55	0,52	2,47	2,25	1,66
FeO	2,46	3,47	0,17	1,19	1,34	1,70
MnO	0,08	0,10	0,08	0,06	0,04	0,07
MgO	1,60	2,45	0,40	1,64	1,34	2,95
CaO	3,70	7,13	1,43	4,63	3,84	3,23
Na ₂ O	4,65	3,35	2,23	2,75	2,76	2,92
K ₂ O	3,72	3,44	5,45	3,21	2,80	3,74
TiO ₂	0,44	0,54	0,16	0,44	0,49	0,47
P ₂ O ₅	0,22	0,02	0,11	0,29	0,31	0,32
+H ₂ O	1,64	3,20	4,72	0,69	1,32	3,36
-H ₂ O	0,32	0,30	1,97	0,44	0,65	0,77
CO ₂	1,20	3,10	—	—	—	—
	99,90	100,12	100,10	100,30	100,10	99,88

	18 ^⑥	19 ^⑦	20 ^⑧	21	22	23
SiO ₂	59,64	56,14	54,96	53,05	55,60	57,55
Al ₂ O ₃	16,42	16,37	17,28	13,10	16,90	17,43
Fe ₂ O ₃	3,07	4,34	4,99	5,23	5,45	1,87
FeO	2,69	3,00	2,75	5,15	2,37	4,50
MnO	0,09	0,11	0,09	0,10	0,14	0,03
MgO	4,11	4,14	3,50	3,05	3,40	5,19
CaO	4,88	7,95	7,60	9,50	7,20	6,54
Na ₂ O	2,22	2,17	2,47	3,35	3,15	2,17
K ₂ O	2,93	1,89	1,26	3,10	2,80	1,40
TiO ₂	0,50	0,49	0,55	0,68	0,79	0,68
P ₂ O ₅	0,38	0,43	0,34	0,05	0,04	0,04
+H ₂ O	2,77	2,21	3,47	2,34	1,80	2,40
-H ₂ O	0,49	0,54	0,56	0,32	0,25	0,10
CO ₂	—	—	—	0,88	0,00	0,00
	100,19	99,78	99,82	99,90	99,89	99,90

Analytiker: *Tb. Mourabas*. Nr. 12, 13, 21, 22, 23, *K. Soldatos*. Nr. 14–20

Quelle: *M. Paraskevopoulos*. Nr. 12, 13. *Tscherm. Mitt.* 6, H. 1–2 (1958) p. 30

N. Liatsikas. Nr. 21, 22, 23. *Pr. Ac. Athen*, 13, 1938.

P. Rentzeperis. Nr. 14–20. *Diss. Univ. Thessaloniki* (1956) p. 65

12. Dacitischer Trachyandesit, Vrechos, Samothraki.
13. Quarzführender Biotitandesit, Vrechos, Samothraki.
14. Biotitryholith, Kaja, Dadia (Nom. Evrou, W-Thrazien).
15. Hornblendebiotitdacitoid, Kioutsouk, Balmitli, Lykofi (Nom. Evrou).
16. Hornblendebiotitdacit, Trypia-Petra, Leucimi (Nom. Evrou).
17. Hornblendebiotitdacit, Kitrinopetra, Leucimi (Nom. Evrou).
18. Hornblendeaugitdacit, Mavropetra (Kirki) (Nom. Evrou).
19. Hypersthenaugitdacitoid, Kiretsilek (Mesti) (Nom. Evrou).
20. Hypersthenaugitdacitoid, Tas-Tepe (N. Santa) (Nom. Evrou).
21. Pyroxenandesit, Gipfel Keremekli-Tepe, Fere, West-Thrazien.
22. Hypersthen- und biotitführender Augitandesit, Karachemli-Tepe, Fere.
23. Pyroxenandesit, W. Dorfes Trifili, Fere, W. Thrazien.

Tabelle 17

	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	59,50	59,25	59,46	59,01	62,40	65,40
Al ₂ O ₃	15,50	13,80	16,59	16,96	16,40	14,20
Fe ₂ O ₃	3,25	3,20	2,83	2,25	2,40	0,90
FeO	2,72	4,60	3,60	3,70	3,30	4,05
MnO	0,12	0,02	0,13	0,11	0,14	0,11
MgO	3,75	2,95	3,10	3,70	2,50	2,10
CaO	6,85	6,52	6,40	5,10	6,00	3,57
Na ₂ O	3,75	4,15	3,13	3,50	3,20	2,68
K ₂ O	2,25	2,80	2,20	2,35	2,05	3,58
TiO ₂	0,48	0,60	0,52	0,65	0,48	0,60
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,03	0,07	0,05	0,38
+H ₂ O	1,55	2,10	1,90	2,20	1,10	1,95
-H ₂ O	0,35	0,20	0,08	0,32	0,03	0,36
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	100,14	100,25	99,97	99,92	100,05	99,88
	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	68,50	68,79	68,24	72,71	76,49	76,09
Al ₂ O ₃	14,00	15,00	14,38	10,37	9,60	12,45
Fe ₂ O ₃	2,22	0,63	0,25	2,50	2,57	0,77
FeO	2,30	2,12	1,70	0,78	0,25	0,30
MnO	0,11	0,13	0,07	0,03	0,06	0,04
MgO	1,40	1,55	0,70	1,00	0,60	0,21
CaO	4,05	4,40	1,46	1,95	1,80	0,97
Na ₂ O	3,00	3,26	4,67	2,65	2,50	4,25
K ₂ O	3,20	1,86	4,72	4,50	4,95	3,25
TiO ₂	0,60	0,50	0,20	0,20	0,11	0,22
P ₂ O ₅	0,10	0,02	0,08	0,05	0,07	0,03
+H ₂ O	0,30	1,65	3,26	3,10	0,70	1,25
-H ₂ O	0,08	0,06	0,45	0,28	0,38	0,20
CO ₂	0,00	—	—	—	—	—
	99,86	99,97	100,18	100,12	100,08	100,03

Analytiker: *Tb. Mourabas*. Nr. 24–35.

Quelle: *N. Liatsikas*. Nr. 24–35. *Pr. Ac. Athen*, 13 (1938).

24. Pyroxen- und biotitführender Hornblendeandesit. Kila, Fere, W-Thrazien.

25. Biotitführender Pyroxenandesit. Lutros, Fere, West-Thrazien.

26. Biotitführender Pyroxenandesit. Trifili, Fere.

27. Augit- und biotitführender Hornblendeandesit. Kila, Fere.

28. Biotit-hypersthenführender Augitandesit. Dermen-Tepe, Fere.

29. Pyroxen- und hornblendeführender Biotitdazit. Pilea-Mikra Kavysos.

30. Pyroxenführender Biotitdazit. Melia-Mikra Kavysos. Fere.

31. Hornblendeführender Biotitdazit. Trifili, Fere.

32. Liparit. W.-Fere.

33. Liparit. N-Doriskos, Fere.

34. Liparit. W.-Doriskos, Fere.

35. Liparit. N-Tavri, Fere.

Tabelle 18

	36	37	38	39	40
SiO ₂	63,83	65,29	65,26	65,71	63,14
Al ₂ O ₃	15,65	15,27	15,51	15,18	16,93
Fe ₂ O ₃	1,82	2,69	3,18	2,58	2,98
FeO	1,98	1,17	1,03	1,74	0,79
MnO	—	—	—	—	—
MgO	2,23	2,06	2,11	1,00	0,19
CaO	3,82	2,86	2,90	2,93	2,53
Na ₂ O	4,58	3,41	3,96	3,11	3,87
K ₂ O	3,15	3,40	2,67	4,36	4,96
TiO ₂	0,41	0,43	0,43	0,50	0,43
P ₂ O ₅	0,17	0,50	0,69	0,14	0,52
+H ₂ O	1,84	2,19	2,13	1,74	2,60
-H ₂ O	0,81	0,94	0,68	0,50	0,64
CO ₂	—	—	—	—	—
	100,29	100,21	100,55	99,49	99,58

Analytiker: *G. Soptrajanova*, Nr. 36, *N. Nikoloff*, Nr. 37–40.

Quelle: *G. Soptrajanova*, Bull. Serv. géol. géoph. R. P. Serbie, XIII, 1950 p. 342 und *N. Nikoloff*, Jb. ph. mat. Fak. Univ. Sofia, XXVIII, 1931–32.

36. Andesit, Ograjden, Mazedonien.
 37. Trachyandesit, Krivinite, Malaschewska. Mazedonien
 38. Trachyandesit, Slavoviza, Malaschewska.
 39. Trachyandesit, Karnevo, Malaschewska.
 40. Trachyandesit, Kojuch-S, Malaschewska.

Analysen mit größerem Al-Überschuß, sowie mit stark von 100 abweichender Summe wurden nicht berücksichtigt.

Tabelle 19 enthält die *Niggli*-Werte der Analysen Nr. 1–40 und Magmatypen, aus welchen deutlich hervorgeht, daß im ganzen Rhodopenblock, soweit bekannt, unter den jungen Vulkaniten pazifische Magmen vorherrschen.

Tabelle 20 zeigt die Basiswerte. Bei deren Berechnung wurde CO₂ in Anbetracht der geringen vorhandenen Mengen vernachlässigt.

Tabelle 21 zeigt die aus den Basiswerten berechneten Kata-Standardnormen. Da Rutil in den Ergußgesteinen kaum vorkommt, während Titanit viel häufiger ist, wurde eine Titanit-Variante berechnet und Rutil nur bei überschüssigem TiO₂ gebildet.

Tabelle 19

	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg	qz	Magma
1.	338	41,7	16,5	13,2	28,6	1,2	0,3	.42	.41	+ 123,6	yosemititgranitisch
2.	341	41,7	18,1	11,8	28,4	1,8	0,3	.44	.38	+ 127,4	yosemititgranitisch
3.	208	35,7	26,5	18,9	18,9	2,1	0,5	.44	.43	+ 32,4	granodioritisch
4.	226	36,2	23,3	18,0	22,5	1,8	0,4	.38	.42	+ 36,4	granodioritisch
5.	175	33,6	26,1	27,4	12,9	2,4	0,5	.28	.36	+ 23,4	peléitisch/melaplagioklasitisch
6.	174	33,0	30,0	24,7	12,3	2,2	0,4	.16	.46	+ 24,8	peléitisch
7.	244	36,3	22,3	16,4	25,0	1,9	0,3	.43	.42	+ 44,0	monzonitsyenitisch/granodioritisch
8.	210	30,5	30,5	19,2	19,8	2,1	0,5	.53	.44	+ 30,8	opdalitisch
9.	144	22,0	40,8	25,6	11,6	3,1	0,4	.47	.41	— 2,4	sommaidioritisch
10.	118	25,6	39,1	25,9	9,4	1,5	0,4	.34	.46	— 19,6	leukomiharaitisch
11.	155	27,5	42,0	19,8	10,7	2,4	0,4	.34	.42	+ 13,8	orbitisch
12.	252	36,2	20,8	15,7	27,3	1,3	0,4	.34	.46	+ 42,8	leukoquarzdioritisch/adamelitisch
13.	183	28,8	28,2	25,1	17,9	1,4	Sp.	.40	.43	+ 11,4	si-monzonitisch/cumbraitisch
14.	442	47,3	7,6	9,5	35,6	0,8	0,3	.62	.50	+ 199,6	aplitgranitisch
15.	278	37,4	22,4	20,7	19,5	1,4	0,5	.43	.46	+ 100,0	granodioritisch
16.	294	41,3	21,3	17,9	19,5	1,6	0,6	.40	.41	+ 116,0	granodioritisch
17.	248	37,3	28,3	13,8	20,6	1,4	0,6	.46	.61	+ 65,6	granodioritisch/granitisch
18.	201	32,7	36,1	17,6	13,6	1,2	0,5	.46	.57	+ 46,6	tonalisch
19.	167	28,8	36,0	25,4	9,8	1,1	0,5	.36	.51	+ 27,8	peléitisch/tonalisch/ leukomiharaitisch
20.	168	31,1	34,4	24,7	9,8	1,3	0,4	.25	.46	+ 28,8	peléitisch
21.	148	21,5	35,8	28,2	14,5	1,5	0,1	.38	.36	— 10,0	melteigitisch/sommaidiosipitisch
22.	165	29,5	33,3	22,8	14,4	1,8	0,1	.37	.45	+ 7,4	dioritisch/tonalisch
23.	174	31,0	38,7	21,2	9,1	1,6	0,1	.30	.60	+ 37,6	orbitisch
24.	186	28,5	32,7	22,9	15,9	1,1	0,1	.28	.53	+ 22,4	quarzdioritisch/dioritisch
25.	188	25,8	33,7	22,1	18,4	1,4	0,1	.31	.41	+ 14,4	quarzdioritisch/beringitisch
26.	192	31,7	31,8	22,1	14,4	1,3	Sp.	.32	.47	+ 34,8	quarzdioritisch/dioritisch
27.	192	32,5	33,8	17,8	15,9	1,6	0,1	.31	.53	+ 28,4	quarzdioritisch
28.	216	33,4	29,1	22,2	15,3	1,2	0,1	.30	.44	+ 54,8	quarzdioritisch
29.	269	34,3	29,8	15,8	20,1	1,9	0,1	.47	.43	+ 88,6	opdalitisch
30.	293	35,4	24,9	18,5	21,2	1,9	0,2	.41	.36	+ 109,2	granodioritisch
31.	306	39,3	20,6	20,8	19,3	1,6	Sp.	.27	.49	+ 128,8	farsunditisch
32.	337	41,8	13,3	7,7	37,2	0,7	0,2	.40	.38	+ 88,2	engadinitgranitisch
33.	413	34,6	22,8	11,9	30,7	0,8	0,1	.53	.37	+ 190,2	gibelitisch
34.	472	34,8	18,9	11,9	34,4	0,5	0,2	.56	.29	+ 234,4	alkaligranitisch
35.	484	46,6	7,6	6,5	39,3	1,1	0,1	.33	.25	+ 226,8	aplitgranitisch
36.	245	35,3	24,4	15,6	24,7	1,1	0,3	.31	.52	+ 46,2	granodioritisch/larvikitisch
37.	277	38,1	25,7	13,0	23,2	1,3	0,9	.40	.50	+ 84,2	adamelitisch
38.	270	37,8	26,3	12,9	23,0	1,2	1,2	.31	.49	+ 78,0	granodioritisch
39.	289	39,4	21,4	13,8	25,4	1,6	0,3	.48	.31	+ 87,4	adamelitisch
40.	277	43,8	14,0	11,9	30,3	1,4	0,9	.46	.09	+ 55,8	yosemititgranitisch/granosyenitisch

Tabelle 20

	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Hz	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
1.	53,6	14,2	19,4	7,3	—	0,4	—	1,4	1,5	1,7	0,2	0,3
2.	53,8	14,7	18,5	6,4	—	1,4	—	1,5	1,8	1,3	0,3	0,3
3.	42,8	13,7	17,3	13,8	0,2	—	—	4,3	1,9	4,7	0,6	0,7
4.	43,4	13,1	21,6	10,6	1,1	—	—	3,5	1,7	3,8	0,5	0,6
5.	41,1	6,7	17,1	19,2	2,4	—	—	2,9	4,8	4,3	0,7	0,7
6.	41,3	3,7	19,2	19,3	1,3	—	—	2,9	4,7	6,4	0,7	0,6
7.	44,3	15,7	21,0	8,4	1,5	—	—	3,5	1,2	3,5	0,5	0,4
8.	41,7	17,4	15,3	8,8	2,9	—	—	4,5	2,6	5,5	0,6	0,7
9.	33,1	11,5	13,2	11,1	7,5	—	—	6,7	6,2	8,9	1,1	0,7
10.	29,4	7,5	14,5	18,8	5,0	—	—	2,7	9,6	10,5	1,1	0,9
11.	37,6	7,3	14,4	17,0	0,9	—	—	8,0	4,4	8,9	0,8	0,7
12.	44,2	13,5	25,7	6,3	2,1	—	—	1,0	3,0	3,4	0,3	0,4
13.	38,1	13,1	19,3	9,8	6,5	—	—	2,9	4,4	5,5	0,4	Sp.
14.	58,8	21,1	13,1	4,0	—	1,6	—	0,6	0,3	0,1	0,1	0,3
15.	52,0	11,6	15,2	12,3	0,4	—	—	2,6	1,5	3,5	0,3	0,6
16.	54,1	10,2	15,4	10,7	—	3,5	—	2,4	1,7	1,1	0,3	0,6
17.	47,8	13,8	16,4	8,8	—	3,5	—	1,8	2,2	4,6	0,3	0,7
18.	45,2	10,8	12,5	13,8	—	2,5	—	3,3	3,3	7,6	0,3	0,7
19.	41,3	7,0	12,2	18,4	2,4	—	—	4,7	3,8	9,0	0,3	0,9
20.	41,8	4,8	14,2	20,5	1,0	—	—	5,5	3,4	7,7	0,4	0,7
21.	31,6	11,6	19,0	7,3	11,1	—	—	5,7	6,4	6,7	0,5	0,1
22.	37,3	10,2	17,5	14,6	3,6	—	—	5,9	3,0	7,2	0,6	0,1
23.	43,3	5,2	12,1	19,9	—	0,9	—	2,0	5,3	10,6	0,5	0,1
24.	40,1	8,2	20,5	11,5	4,5	—	—	3,5	3,4	7,9	0,3	0,1
25.	38,1	10,1	22,9	6,7	6,5	—	—	3,4	5,5	6,3	0,4	0,1
26.	42,7	8,1	17,3	15,2	2,2	—	—	3,0	4,5	6,6	0,4	Sp.
27.	41,8	8,6	19,3	14,5	0,4	—	—	2,4	4,5	7,9	0,5	0,1
28.	46,2	7,5	17,5	14,9	1,5	—	—	2,6	4,1	5,3	0,3	0,1
29.	50,2	13,2	15,1	9,8	—	0,2	—	1,0	5,0	4,4	0,4	0,7
30.	52,3	11,6	16,6	9,4	1,2	—	—	2,4	2,9	3,0	0,5	0,1
31.	55,1	6,7	18,1	12,9	0,3	—	—	0,7	2,7	3,3	0,3	Sp.
32.	49,2	17,2	26,0	2,7	0,8	—	—	0,3	2,1	1,5	0,1	0,1
33.	58,1	16,8	15,0	2,0	1,9	—	—	2,7	1,0	2,2	0,1	0,1
34.	60,4	18,2	14,0	0,2	2,6	—	—	2,8	0,3	1,3	0,1	0,1
35.	59,9	11,8	23,4	2,7	—	0,5	—	0,8	0,4	0,2	0,2	0,1
36.	44,4	11,4	25,1	7,8	1,6	—	—	2,0	2,4	4,7	0,3	0,3
37.	49,8	12,5	19,1	7,0	—	3,1	—	2,9	1,4	2,9	0,3	1,0
38.	48,8	9,8	22,0	8,1	—	2,1	—	3,4	1,2	3,4	0,3	0,9
39.	50,1	16,0	17,4	8,5	—	0,7	—	2,8	2,1	1,8	0,3	0,3
40.	46,5	18,3	21,8	6,0	—	0,9	1,9	3,2	—	—	0,3	1,0

C = 0,1

Tabelle 21

	Q	Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Hy	Fa	Fo	Cord	Fe-Cord	Sill	Mt	Hm	Tit	Ru	Cp
1.	25,8	23,7	32,3	12,2	—	—	2,3	1,1	—	—	0,7	—	—	1,4	—	—	0,2	0,3
2.	26,1	24,5	30,8	10,7	—	—	1,7	1,5	—	—	2,6	—	—	1,5	—	—	0,3	0,3
3.	13,4	22,8	28,8	23,0	—	—	6,3	—	—	—	—	—	—	3,8	0,3	0,4	0,5	0,6
4.	13,2	21,8	36,0	17,7	—	—	5,1	—	—	—	—	—	—	3,4	0,1	1,5	—	0,6
5.	10,5	11,2	28,5	32,0	—	—	5,7	4,5	—	—	—	—	—	2,9	—	2,1	—	0,7
6.	11,0	6,1	32,0	32,2	—	—	8,5	4,4	—	—	—	—	—	2,9	—	2,1	—	0,6
7.	14,1	26,2	35,0	14,0	—	—	4,7	—	—	—	—	—	—	2,4	0,7	1,5	—	0,4
8.	13,3	29,0	25,5	14,7	—	—	7,4	0,4	—	—	—	—	—	4,5	—	1,8	—	0,7
9.	6,2	19,2	21,8	18,5	—	—	11,9	3,9	—	—	—	—	—	6,7	—	3,3	—	0,7
10.	—	12,5	24,2	31,3	—	—	4,0	3,1	—	—	—	—	—	2,7	—	3,3	—	0,9
11.	12,4	12,2	24,0	28,3	—	—	11,9	0,5	—	7,5	—	—	—	8,0	—	1,8	0,2	0,7
12.	11,8	22,5	42,8	10,5	—	—	4,5	3,3	—	—	—	—	—	1,0	—	0,9	—	0,4
13.	6,4	21,8	32,2	16,3	—	—	7,3	4,0	6,0	—	—	—	—	2,9	—	1,2	—	Sp.
14.	32,3	35,2	21,8	6,7	—	—	0,1	—	—	—	2,9	—	—	0,6	—	0,8	0,1	0,3
15.	25,9	19,3	25,3	20,5	—	—	4,7	0,3	—	—	—	—	—	2,6	—	—	0,6	0,6
16.	27,6	17,0	25,7	17,8	—	—	1,5	0,7	—	—	6,4	—	—	2,4	—	—	0,3	0,6
17.	17,9	23,0	27,3	14,7	—	—	6,1	1,7	—	—	6,4	—	—	1,8	—	—	0,3	0,7
18.	16,9	18,0	20,8	23,0	—	—	10,1	2,3	—	—	4,6	—	—	3,3	—	0,3	0,7	0,7
19.	14,2	11,7	20,3	30,7	—	—	12,0	2,0	—	—	—	—	—	4,7	—	—	0,9	0,9
20.	15,0	8,0	23,7	34,2	—	—	10,3	0,9	—	—	—	—	—	5,5	—	—	—	0,7
21.	2,0	19,3	31,7	12,2	—	—	8,9	4,8	—	—	—	—	—	5,7	—	—	—	0,1
22.	8,5	17,0	29,2	24,3	—	—	9,6	—	—	—	1,6	—	—	2,0	—	—	0,5	0,1
23.	13,8	8,7	20,2	33,2	—	—	14,1	5,7	—	—	—	—	—	5,9	—	—	—	0,1
24.	10,2	13,7	34,2	19,2	—	—	10,5	2,3	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—	0,1
25.	7,7	16,8	38,2	11,2	—	—	8,4	5,1	—	—	—	—	—	3,4	—	—	—	0,1
26.	13,3	13,5	28,8	25,3	—	—	8,8	4,0	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—	Sp.
27.	10,9	14,3	32,2	24,2	—	—	10,5	4,4	—	—	—	—	—	2,4	—	0,7	0,3	0,1
28.	17,6	12,5	29,2	24,9	—	—	7,1	3,7	—	—	—	—	—	2,6	—	0,9	—	0,1
29.	22,0	22,0	25,2	16,4	—	—	5,9	6,0	—	—	0,4	—	—	1,0	—	—	0,4	0,7
30.	26,4	19,3	27,7	15,7	—	—	4,0	2,3	—	—	—	—	—	2,4	—	—	0,1	0,1
31.	28,2	11,2	30,2	21,5	—	—	4,4	3,2	—	—	—	—	—	0,7	—	0,6	0,1	Sp.
32.	17,3	28,7	43,3	4,5	—	—	2,0	2,6	—	—	—	—	—	0,3	—	0,3	—	0,1
33.	35,5	28,0	25,0	3,3	—	—	2,9	—	—	—	—	—	—	2,0	0,5	—	—	0,1
34.	38,6	30,3	23,3	0,3	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	0,6	1,5	—	—	0,1
35.	34,5	19,7	39,0	4,5	—	—	0,3	—	—	—	0,9	—	—	0,8	—	0,9	0,2	0,1
36.	13,3	19,0	41,8	13,0	—	—	6,3	1,9	—	—	—	—	—	2,0	—	—	—	0,3
37.	21,9	20,8	31,8	11,7	—	—	3,9	—	—	—	5,7	—	—	2,9	—	—	—	1,0
38.	20,9	16,3	36,7	13,5	—	—	4,5	—	—	—	3,8	—	—	2,4	0,7	—	—	0,9
39.	22,1	26,7	29,0	14,2	—	—	2,4	0,9	—	—	1,3	—	—	2,8	—	—	—	0,3
40.	14,6	30,5	36,3	10,0	—	—	—	—	—	—	1,6	—	—	—	2,1	—	—	1,0

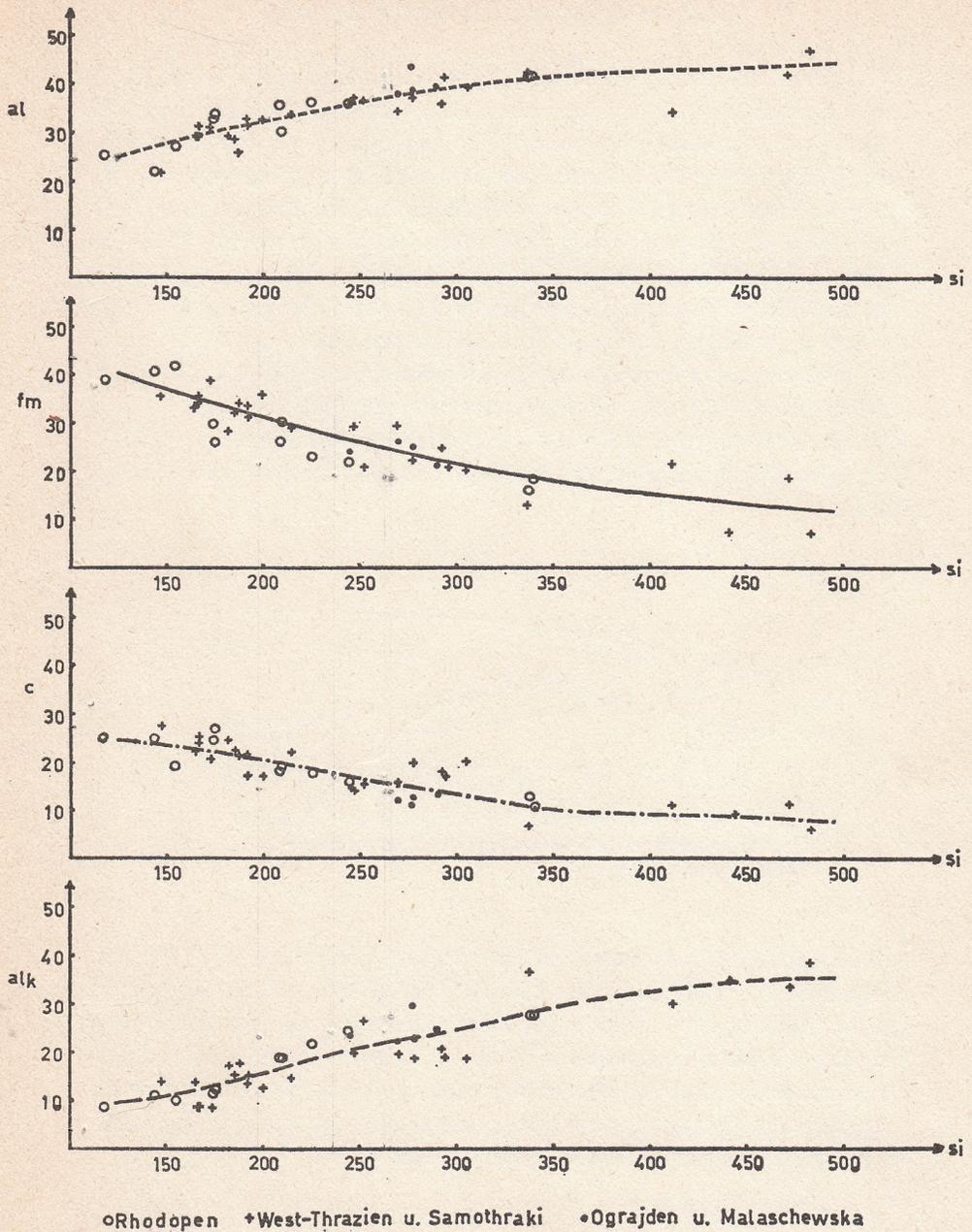


Fig. 27 Variation von al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si für die jungen Vulkanite des Rhodopenblockes, mit eingezeichneten mittleren Variationskurven

II. Charakterisierung der Rhodopenprovinz

Zur Charakterisierung der Rhodopenprovinz in der *Niggli'schen* Darstellungsweise wurde durch Auftragen von al, fm, c und alk gegenüber si aus Tabelle 19 das Variationsdiagramm von Fig. 27 gezeichnet. Es ist deutlich ersichtlich, daß die untersuchten Gesteine der nordgriechischen Rhodopen sich sehr gut in die Variation der übrigen jungen Vulkanite des Rhodopenblocks einordnen und daß die geringe Streuung der Punkte das Zeichnen von mittleren Variationskurven gestattet. Es erscheint somit durchaus zulässig, alle bisher bekannten Vulkanite des Rhodopenblocks zu einer einheitlichen petrographischen Provinz zu vereinigen, welche als Rhodopenprovinz bezeichnet werden kann. Die durch chemische Analysen belegte si-Variation erstreckt sich für die Gesamtprovinz von 118–484, mit einer maximalen Häufigkeit zwischen 150 und 300, für das untersuchte Teilgebiet der griechischen Rhodopen von 118–341. Es muß somit eine beträchtliche Differentiation der Magmen stattgefunden haben.

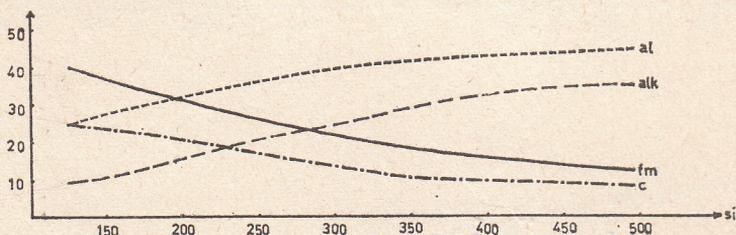


Fig. 28 Idealisiertes Variationsdiagramm der jungen Vulkanite der Rhodopenprovinz, gezeichnet auf Grund der mittleren Variationskurven von Fig. 27

Fig. 28 gibt das aus den mittleren Kurven resultierende Variationsdiagramm. Dieses zeigt mit seiner durchwegs bedeutenden Differenz (al-alk) ausgeprägt pazifischen Charakter. Dieser ergibt sich ebenfalls sehr deutlich durch einen Vergleich der für si-Intervalle von 50 zu 50 Einheiten interpolierten *Niggli*-Werte mit entsprechend erhaltenen Werten der durch *Burri* (1926) aufgestellten pazifischen Provinzialtypen «Pelée-Lassen Peak» und «Sierra Nevada (Erfusivgesteine)», wie es in Tabelle 22 durchgeführt wurde.

Tabelle 22

si	al	fm	c	alk	al-alk	Magma
Rhodopen						
150	28	37	24	11	17	leukomiharaitisch/peléeitisch
200	32	31	21	16	16	quarzdioritisch
250	36	26	17	21	15	granodioritisch
300	39	22	14	25	14	granodioritisch
350	42	18	10	30	12	granodioritisch/yosemititgranitisch
400	43	15,5	9,5	32	11	yosemititgranitisch
450	44	13,5	8,5	34	10	engadinitgranitisch
500	45	12	8	35	10	engadinitgranitisch
Pelée-Lassen Peak						
150	28,5	36	25	10	18,5	peléeitisch
200	34	28	22,5	15	19	quarzdioritisch
250	38	22,5	19,5	20	18	quarzdioritisch
300	41	18	16	25	16	plag.granitisch/granodioritisch
350	43	14	13	30	13	trondhjemitisch/yosemititgranitisch
400	45	12	10	33,5	11,5	engadinitgranitisch
450	46	10	8	36	10	engadinitgranitisch
500	46,5	9	7	38	8,5	aplitgranitisch/trondhjemitisch
Sierra Nevada (Effusivgesteine)						
150	27	36	24	13	14	normaldioritisch
200	33	28	21	18	15	granodioritisch
250	38	22	17	23	15	granodioritisch
300	41,5	18	12	28	13,5	granodioritisch
350	43,5	14	9	33	10,5	yosemititgranitisch
400	45	12	7	36	9	engadinitgranitisch
450	46	10	5	39	7	aplitgranitisch
500	47	9	3	41	6	aplitgranitisch

Die Isofalien liegen wie folgt:

	al = fm	für si	c	alk
Rhodopen	31,5	195	21,5	15,5
Pelée-Lassen Peak	31,5	178	23,5	13,5
Sierra Nevada (Effusiva)	31	180	22,5	16

al liegt für die Rhodopenprovinz um 1–2 Einheiten niedriger als für die beiden Vergleichstypen. Die alk-Werte für die Rhodopen stimmen gut mit denjenigen des Typus Pelée-Lassen Peak überein, während sie etwas unter denjenigen des Typus Sierra Nevada (Effusiva) liegen. Die für den An-Gehalt maßgebende Differenz (al-alk) liegt mit Ausnahme des si um 500 zwischen den entsprechenden Werten der Vergleichstypen. Die c-Werte der Rhodopenprovinz stimmen für niedrige si gut mit denjenigen des Typus Sierra Nevada (Effusiva) überein und nähern sich für höhere si mehr denjenigen des Typus Pelée-Lassen Peak. Nur die fm-Werte der Rhodopen sind immer um 1–4 Einheiten höher als diejenigen der Vergleichstypen, wodurch die Isofalie, trotz der allgemein gro-

ßen Ähnlichkeit, gegenüber den Vergleichstypen nach einem höheren *si*-Wert verschoben wird.

Aus dem Charakter des Variationsdiagrammes geht somit unzweifelhaft hervor, daß die Rhodopenprovinz pazifischen Charakter aufweist. Dies ergibt sich auch aus dem Bilde des *k-mg*-Diagrammes (Fig. 30), welches ebenfalls die Einheitlichkeit der Provinz bestätigt, indem es keine Sondertendenzen für die einzelnen Teilgebiete erkennen läßt. Vulkanit-Vergesellschaftungen des konstatierten Typs treten erfahrungsgemäß sozusagen ausschließlich als Produkte des sog. subsequenten Vulkanismus (*Stille*) bei geosynklinalen Faltungen auf. Die zum Vergleich herangezogenen Provinzen der Montagne Pelée bzw. der kleinen Antillen und der Sierra Nevada, Calif. mit dem Lassen Peak sind ihrerseits typische Vertreter dieser Form der magmatischen Tätigkeit. Der Rhodopenblock ist aber seit jeher immer als Zwischengebirge gedeutet worden. Nach andernorts gemachten Erfahrungen wäre für den Magmatismus eines solchen Zwischengebirges eher atlantische oder mediterrane Provinzialtypen zu erwarten oder eventuell eine «gemischte» Provinz wie auf Sardinien. Daß dem nicht so ist, läßt Zweifel darüber aufkommen, ob der Rhodopenblock tatsächlich als ein sich den Faltungen gegenüber starr verhaltendes Zwischengebirge betrachtet werden darf und ob nicht vielmehr vermutet werden muß, daß es in weit höherem Maße in die Faltung einbezogen wurde, als dies bisher angenommen wurde. Am Ende des Kapitels soll auf diese Frage zurückgekommen werden.

III. Vergleich der Rhodopenprovinz mit dem Almopia-Kozufgebiet

Nachdem das untersuchte Gebiet der griechischen Rhodopen als zu einer einheitlichen und gut charakterisierten petrographischen Provinz, welche die bekannten jungen Vulkanite des gesamten Rhodopenblocks umfaßt, erkannt wurde, ist es von Interesse, diese Provinz mit benachbarten Provinzen gleichen Alters zu vergleichen. Vor allem drängt sich ein solcher Vergleich mit den jungen Vulkaniten des im nordgriechisch-jugoslawischen Grenzgebiet gelegenen Gebietes von Almopia-Kozuf auf. Dieses liegt westlich des Rhodopenblocks im Gebiet der Vardar-(Axios-)Zone. Seine jungen Vulkanite sind durch die Arbeiten von *M. Tajder* (1940) für den jugoslawischen und von *K. Soldatos* (1955) für den griechischen Anteil beschrieben worden. Die Analysen sind in Tab. 23 und 24 zusammengestellt und mit Nr. 41–58 bezeichnet.

Tabelle 23

	41	42	43	44	45
SiO ₂	60,33	63,00	60,90	66,01	57,29
Al ₂ O ₃	17,31	17,00	16,39	18,41	17,83
Fe ₂ O ₃	1,79	3,15	2,42	0,60	2,86
FeO	2,20	1,00	1,61	0,10	2,01
MnO	0,07	0,09	0,12	0,02	0,10
MgO	2,71	1,69	2,36	0,40	2,10
CaO	5,28	4,05	3,93	1,40	4,21
Na ₂ O	5,00	4,20	5,15	6,72	5,99
K ₂ O	3,05	4,40	4,82	6,22	5,38
TiO ₂	0,45	0,54	0,54	0,29	0,70
P ₂ O ₅	0,20	0,28	0,28	0,17	0,44
+H ₂ O	1,80	0,73	1,16	0,32	0,79
-H ₂ O	0,23	0,19	0,17	0,29	0,10
	100,42	100,32	99,85	100,95	99,81
	46	47	48	49	50
SiO ₂	54,42	61,38	61,71	63,24	58,91
Al ₂ O ₃	17,77	16,97	16,83	17,15	17,92
Fe ₂ O ₃	3,42	2,08	1,94	3,42	2,76
FeO	3,14	1,47	1,43	0,73	1,62
MnO	0,15	0,09	0,08	0,08	0,10
MgO	3,04	2,48	1,87	1,68	3,31
CaO	6,48	3,85	3,83	3,89	5,73
Na ₂ O	5,60	4,35	4,16	4,14	3,51
K ₂ O	3,02	4,70	4,69	4,22	3,54
TiO ₂	0,89	0,55	0,43	0,47	0,73
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,35	0,35	0,48
+H ₂ O	1,38	1,40	2,18	0,64	1,13
-H ₂ O	0,62	0,70	0,33	0,40	0,48
	100,26	100,40	99,83	100,41	100,22

Analytiker: *K. Soldatos*. Nr. 41–50.

Quelle: *K. Soldatos*. Nr. 41–50. Diss. Univ. Thessaloniki, 1955, p. 42.

41. Hornblendebiotitandesit, Gologereo, Almopia.
42. Latit-Dellenit, Despotis, Almopia.
43. Trachyt, Sphenes, Almopia.
44. Biotittrachyt. (Zwischen Ano- und Kato-Peternik), Almopia.
45. Augittrachyt. Ano-Peternik, Almopia.
46. Hornblendeaugittrachyt. Samobouka, Almopia.
47. Latit. Gamila, Almopia.
48. Latit. Krop, Almopia.
49. Latit-Dellenit. Liasella, Almopia.
50. Hornblendeandesit. Baltatsouko, Almopia.

Tabelle 24

	51	52	53	54	55	56	57	58
SiO ₂	57,87	57,01	50,12	60,04	61,77	61,97	63,68	64,06
Al ₂ O ₃	18,44	18,55	16,70	17,61	17,80	18,54	18,18	17,86
Fe ₂ O ₃	3,44	2,45	1,66	2,22	1,77	0,96	1,92	2,02
FeO	1,69	2,30	2,39	2,03	1,94	2,86	0,98	0,80
MnO	0,05	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,03
MgO	1,62	2,12	10,86	2,43	1,86	0,52	0,90	1,44
CaO	5,52	5,37	4,42	5,32	4,51	2,40	3,59	3,69
Na ₂ O	3,90	4,28	3,05	3,87	3,80	4,74	4,68	4,21
K ₂ O	4,84	6,22	3,51	4,18	4,21	4,44	4,12	4,38
BaO	0,19	0,21	0,08	0,16	0,19	0,12	0,18	0,21
TiO ₂	0,82	0,70	0,65	0,62	0,66	0,58	0,46	0,39
P ₂ O ₅	0,26	0,22	0,33	0,16	0,14	0,19	0,20	0,19
+H ₂ O	0,88	0,36	5,08	1,08	1,22	1,02	0,58	0,69
-H ₂ O	0,31	0,13	1,37	0,09	0,09	0,26	0,18	0,29
S	—	—	—	—	—	1,98	—	—
SO ₃	—	0,05	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	0,06	—	—	—	—	—	—
	99,83	100,10	100,29	99,88	100,04	100,65	99,70	100,26
						— O(S) 0,51		
						100,14		

Analytiker: *M. Tajder*. Nr. 51–58.

Quelle: *M. Tajder*. Nr. 51, 52. R. Jug. Ak. Znan. Umj. Mat.-Prir. Raz. 267 (83). 1940, pp. 94, 106.

M. Tajder. Nr. 53–58. Bull. Serv. géol. R. Youg. T. VIII, 1940, pp. 159–223

- 51. Latit. Tumbe, Kozuf.
- 52. Arsoit. Kravickoga Kamena, Kozuf.
- 53. Basalt. Bare, Kozuf.
- 54. Dellenit-Latit. Bele-Vode, Kozuf.
- 55. Latit-Dellenit. Blatac, Kozuf.
- 56. Dellenit. Sarena, Kozuf.
- 57. Dellenit. Momina-Cuka, Kozuf.
- 58. Dellenit. Momina-Cuka, Kozuf.

Tabelle 25

	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg	qz	Magma
41.	202	34,1	24,3	18,9	22,7	1,1	0,3	.29	.55	+11,2	kassaitisch
42.	234	37,2	21,4	16,0	25,4	1,5	0,4	.41	.44	+32,4	adamellitisch/monzonitsyenitisch
43.	212	33,7	23,6	14,7	28,0	1,4	0,4	.38	.52	0	monzonitsyenitisch
44.	275	45,2	4,8	6,3	43,7	1,0	0,3	.38	.53	+0,2	alkalisyenitaplitisch
45.	183	33,5	22,6	14,3	29,6	1,7	0,6	.37	.44	-35,4	lardalitisch
46.	157	30,2	28,4	20,1	21,3	1,9	0,4	.26	.46	-28,2	essexitisch
47.	220	35,8	23,5	14,9	25,8	1,5	0,6	.42	.57	+16,8	monzonitsyenitisch
48.	233	37,5	20,6	15,4	26,5	1,2	0,6	.43	.51	+27,0	adamellitisch/monzonitsyenitisch
49.	237	37,8	21,6	15,6	25,0	1,3	0,6	.40	.44	+37,0	adamellitisch/monzonitsyenitisch
50.	191	34,3	27,5	19,9	18,3	1,8	0,7	.40	.58	+17,8	si-monzonitisch/leukomonzonitisch
51.	192	36,1	21,5	19,5	22,9	2,0	0,4	.45	.37	+0,4	monzonitsyenitisch/leukosommaitisch
52.	179	34,3	22,0	18,1	25,6	1,7	0,3	.49	.45	-23,4	monzonitsyenitisch/leukosommaitisch
53.	128	25,1	49,6	12,1	13,2	1,2	0,4	.43	.83	-24,8	lamprosommaitisch
54.	203	35,1	23,8	19,3	21,8	1,6	0,2	.42	.51	+15,8	granodioritisch/leukomonzonitisch
55.	225	38,2	21,0	17,5	23,3	1,8	0,2	.42	.48	+31,8	granodioritisch
56.	249	43,8	15,9	10,4	29,9	1,8	0,3	.38	.20	+29,4	granosyenitisch
57.	251	42,2	14,4	15,1	28,3	1,4	0,3	.37	.36	+37,8	yosemititgranitisch
58.	250	41,0	16,8	15,4	26,8	1,2	0,3	.41	.50	+42,8	yosemititgranitisch

Tabelle 25 enthält die *Niggli*-Werte und Magmatypen der Analysen Nr. 41–58.

Tabelle 26

	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Hz	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp
41.	39,2	10,9	26,9	9,4	2,8	—	—	1,8	2,7	5,6	0,3	0,4
42.	43,0	15,6	22,6	8,9	1,1	—	—	3,0	1,3	3,5	0,4	0,6
43.	37,3	17,0	27,7	4,5	3,1	—	—	2,5	2,0	4,9	0,4	0,6
44.	39,4	21,3	35,0	1,0	1,3	—	—	0,6	0,1	0,8	0,2	0,3
45.	30,9	18,9	32,0	3,4	3,7	—	—	3,0	2,5	4,3	0,5	0,8
46.	30,6	10,7	30,3	8,6	4,8	—	—	3,6	3,8	6,3	0,6	0,7
47.	40,3	16,8	23,5	7,8	1,3	—	—	2,2	1,8	5,2	0,4	0,7
48.	42,1	17,0	22,9	8,3	1,0	—	—	2,0	1,8	3,9	0,3	0,7
49.	43,7	15,0	22,3	9,6	0,4	—	—	3,6	0,9	3,5	0,3	0,7
50.	40,3	12,7	19,1	13,7	0,8	—	—	3,0	2,0	6,9	0,5	1,0
51.	37,5	17,6	21,3	11,1	2,2	—	—	3,6	2,1	3,4	0,6	0,6
52.	33,0	22,1	22,9	7,7	3,7	—	—	2,6	2,7	4,4	0,5	0,4
53.	28,7	12,9	16,8	12,2	—	1,0	—	1,8	2,9	22,5	0,5	0,7
54.	40,0	15,2	21,0	10,9	2,3	—	—	2,4	2,4	5,1	0,4	0,3
55.	42,8	15,2	20,8	11,5	0,8	—	—	1,8	2,4	3,9	0,5	0,3
56.	43,2	16,2	26,0	6,6	—	2,2	1,1	1,0	2,9	—	0,4	0,4
57.	44,2	14,7	25,3	9,9	Sp.	—	—	2,0	1,3	1,8	0,3	0,4
58.	44,8	15,7	22,6	10,1	0,1	—	—	2,1	0,9	3,0	0,3	0,4

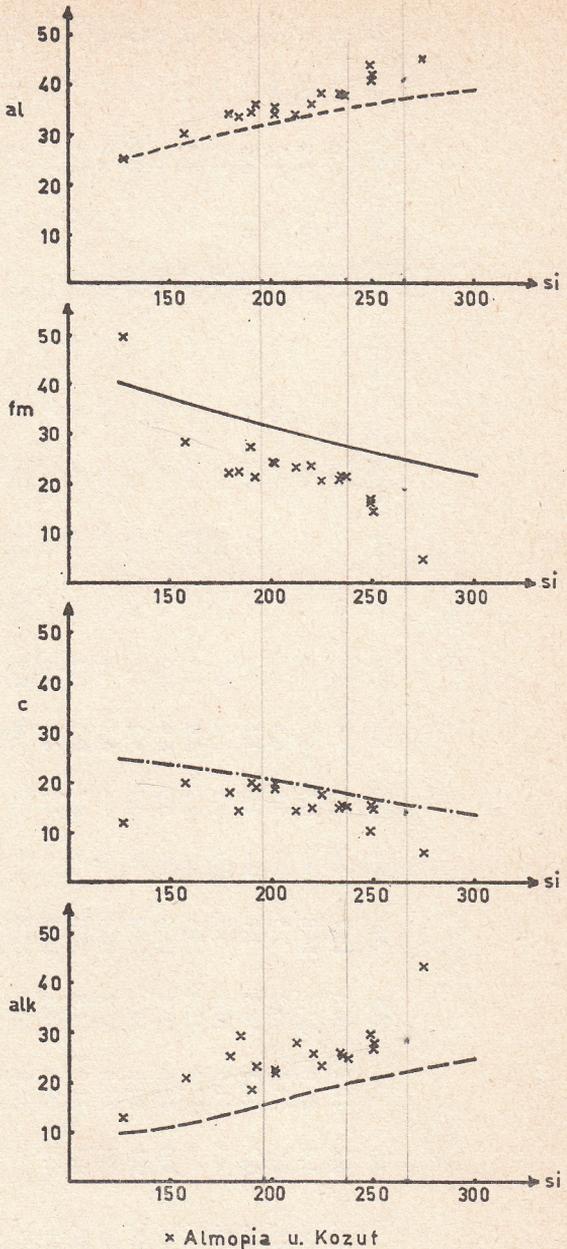
Tabelle 26 zeigt die Basiswerte der Vulkanite von Almopia-Kozuf. Bei deren Berechnung wurde vorhandenes Ba mit K vereinigt, nicht mit Ca, da Ba (Ionenradius von Ba^{2+} 1,43) in der Regel K (Ionenradius K^+ 1,33) vertritt, z.B. im Kalifeldspat, und nicht Ca (Ionenradius Ca^{2+} 1,06 (*Burri 1959*)). S wurde vernachlässigt.

Tabelle 27 enthält die aus den Basis-Werten von Tab. 26 berechneten Kata-Standardnormen.

Tabelle 27

	Q	Or	Ab	An	Ne	Wo	En	Hy	Fa	Fo	Cord	Fe-Cord	Sill	Mt	Hm	Tit	Ru	Cp
41.	5,2	18,2	44,8	15,7	—	3,1	7,5	2,4	—	—	—	—	—	1,8	—	0,9	—	0,4
42.	11,4	26,0	37,7	14,8	—	0,7	4,7	—	—	—	—	—	—	2,6	0,3	1,2	—	0,6
43.	2,8	28,3	46,2	7,5	—	3,3	6,5	1,1	—	—	—	—	—	2,5	—	1,2	—	0,6
44.	0,7	35,5	58,3	1,7	—	1,3	1,1	—	—	—	—	—	—	0,2	0,3	0,6	—	0,3
45.	—	31,5	38,3	5,7	9,0	3,9	3,2	0,7	0,5	1,9	—	—	—	3,0	—	1,5	—	0,8
46.	—	17,8	41,8	14,3	5,2	5,2	3,9	1,3	1,0	3,4	—	—	—	3,6	—	1,8	—	0,7
47.	7,0	28,0	39,2	13,0	—	0,9	6,9	0,9	—	—	—	—	—	2,2	—	1,2	—	0,7
48.	9,1	28,3	38,2	13,8	—	0,7	5,2	1,1	—	—	—	—	—	2,0	—	0,9	—	0,7
49.	12,6	25,0	37,2	16,0	—	—	4,7	—	—	—	—	—	—	1,8	1,2	0,8	—	0,7
50.	8,7	21,2	31,8	22,8	—	0,1	9,2	0,7	—	—	—	—	—	3,0	—	1,5	—	1,0
51.	4,1	29,3	35,5	18,5	—	1,7	4,5	0,4	—	—	—	—	—	3,6	—	1,8	—	0,6
52.	—	36,8	30,9	12,8	4,4	3,9	3,0	0,9	0,6	2,2	—	—	—	2,6	—	1,5	—	0,4
53.	—	21,5	28,0	20,3	—	—	3,2	0,3	1,8	20,1	1,8	—	—	1,8	—	—	0,5	0,7
54.	6,9	25,3	35,0	18,2	—	2,3	6,8	1,6	—	—	—	—	—	2,4	—	1,2	—	0,3
55.	9,9	25,3	34,7	19,2	—	0,1	5,2	2,0	—	—	—	—	—	1,8	—	1,5	—	0,3
56.	7,7	27,0	43,3	11,0	—	—	—	3,2	—	—	4,0	2,0	—	1,0	—	—	0,4	0,4
57.	11,2	24,5	42,2	16,5	—	—	2,4	0,4	—	—	—	—	—	2,0	—	Sp.	0,3	0,4
58.	12,5	26,2	37,7	16,8	—	—	4,0	—	—	—	—	—	—	1,8	0,2	0,2	0,2	0,4

Fig. 29
 Variation von al, fm, c und
 alk in Abhängigkeit von si
 für die jungen Vulkanite des
 Almopia-Kozuf Gebietes im
 Vergleich zu derjenigen der
 Rhodopenprovinz (Mittlere
 Variationskurven gemäß
 Fig. 27)



Schon ein Blick auf die Kolonne der Gesteinsbezeichnungen (Tab. 23, 24) und der Magmentypen (Tab. 25) zeigt, daß gegenüber der Rhodopenprovinz bedeutende Unterschiede bestehen müssen, indem meistens Magmentypen der

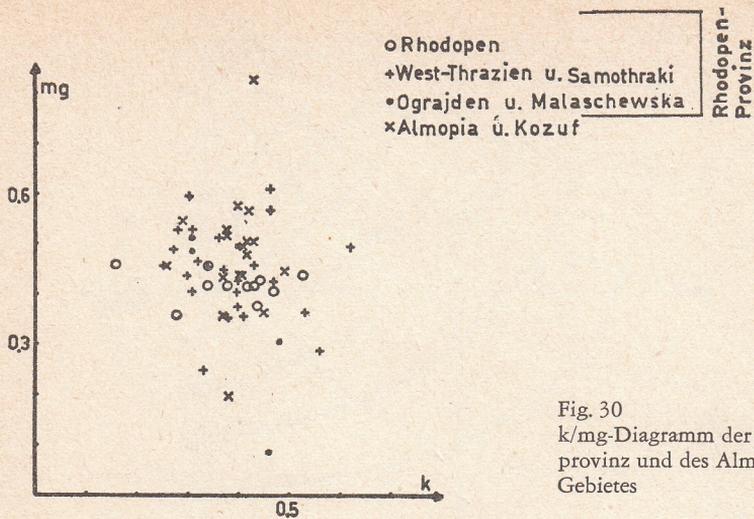


Fig. 30
k/mg-Diagramm der Rhodopen-
provinz und des Almopia-Kozuf
Gebietes

K-Reihe vertreten sind, so daß eine petrographische Provinz vom mediterranen Typus vorliegen muß. Es ist auch deutlich ersichtlich, daß die Gesteine der Almopia-Kozuf-Provinz niedriger silifiziert sind, als diejenigen der Rhodopenprovinz. So weisen z. B. von 40 Analysen der Rhodopenprovinz deren 34 in ihrer Standard-Katanorm (vgl. Tab. 21) ein Q von über 10% auf (bei einem Maximum von 38,6%), während nur ein einziges Gestein an SiO₂ untersättigt ist, so daß in der Norm Olivin erscheint. Demgegenüber zeigen von 18 Analysen der Almopia-Kozuf-Provinz nur deren 4 (siehe Tab. 27) einen Q-Gehalt von über 10% (bei einem Maximum von 12,6%). Saure Liparite sind in der Rhodopen-Provinz, sowohl auf griechischem, wie auf bulgarischem Gebiet (*Dimitroff*, Géologie de la Bulgarie, 1946) vorherrschend, im Almopia-Kozuf-Gebiet fehlen sie. Der von *Soldatos* (1955) im Gebiet von Passa an der griechisch-jugoslawischen Grenze festgestellte unfrische Rhyolith, ein immerhin sehr beschränktes Vorkommen, ist aller Wahrscheinlichkeit nach älter als tertiär. Die Tendenz zu einer niedrigeren Silifizierung bei den Vulkaniten von Almopia-Kozuf wird dadurch noch hervorgehoben, daß 3 der Analysen die Berechnung von Ne zwischen 4–9% verlangen, während bei den Rhodopen kein solcher Fall angetroffen wurde.

Zum Vergleich der Rhodopen-Provinz mit derjenigen von Almopia-Kozuf wurden in Fig. 29 die al-, fm-, c-, alk-Werte der Almopia-Kozuf-Provinz gegenüber si aufgetragen. Zugleich wurden auch die Kurvenstücke des Variationsdiagramms der Rhodopen-Provinz, die dem si-Bereich der Almopia-Kozuf-Provinz entsprechen, miteingezeichnet. Aus der Figur ist deutlich zu ersehen, daß die Kozuf-Almopia-Laven nicht dem Typus der Rhodopen-Provinz angehören. Ihr al und alk sind höher, (al-alk) aber kleiner. Ebenso sind auch c und

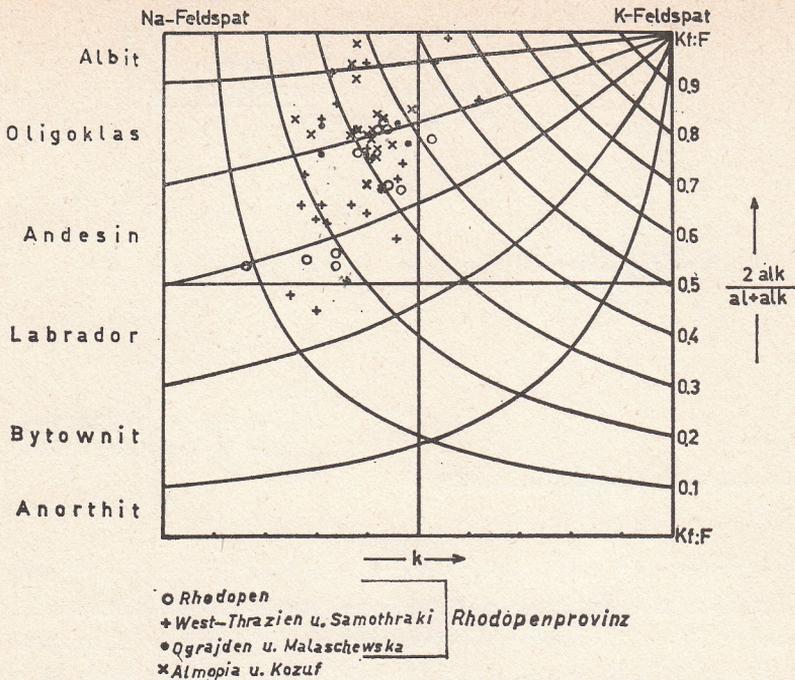


Fig. 31 Zusammensetzung und Mengenverhältnis der normativen Feldspäte der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes

insbesondere fm kleiner als für die Rhodopen-Provinz. Die Werte von Almopia-Kozuf liegen ungefähr parallel zu denjenigen der Rhodopen-Provinz. Da die al -Punkte über, die fm jedoch unter den entsprechenden Kurven der Rhodopen-Provinz liegen, resultiert daraus eine Verschiebung der Isofalie nach niedrigerem si . Diese Verschiebung der Isofalie und die kleineren ($al-alk$)-Werte von Almopia-Kozuf stehen, zusammen mit den höheren k -Werten, in Übereinstimmung mit der weiter oben festgestellten Tatsache, daß im Almopia-Kozuf-Gebiet die mediterranen Magmen vorherrschen. Die niedrigere Silifizierung der Almopia-Kozuf-Provinz gegenüber der Rhodopen-Provinz geht auch deutlich daraus hervor, daß eine Verschiebung des Rhodopendiagramms um ca. 75 si in Richtung niedrigerer si -Werte dessen Kurven mit den Punktfeldern der Almopia-Kozuf-Provinz zur Deckung bringt.

Fig. 30 zeigt die Verteilung der k -, mg -Werte der Rhodopen-Provinz und der Almopia-Kozuf-Provinz. Es zeigt sich, daß die Streuung nicht sehr bedeutend ist; deutliche Unterschiede zwischen beiden Gebieten treten nicht hervor. Es zeigt sich jedoch, daß im allgemeinen die k -Werte von beiden Provinzen (mit nur einer Ausnahme) nicht kleiner als 0,25 sind, wobei sie für Almopia-Kozuf meistens um 0,4 liegen.

Fig. 31 gibt eine Übersicht über Zusammensetzung und Mengenverhältnis der normativen Feldspäte unter der Voraussetzung, daß SiO_2 zur Bildung der Feldspäte ausreicht. Das Bild zeigt, daß die Plagioklase meistens im Bereich der basischen Oligoklase und Andesine liegen. Einige normative Plagioklase der Rhodopen-Provinz erstrecken sich bis in den Labrador-Bereich, während jene der Almopia-Kozuf-Provinz eine Tendenz zu Na-reicheren Gliedern zeigen. Dies steht durchaus in Übereinstimmung mit dem nicht seltenen Auftreten von Anorthoklas in den Gesteinen der Almopia-Kozuf-Provinz. Das Verhältnis Kalifeldspat/Gesamtfeldspat ist für Almopia-Kozuf meistens auf Werte zwischen 0,3 und 0,4 beschränkt. Bei der Rhodopen-Provinz liegt ungefähr die Hälfte der Punkte (mit nur drei Ausnahmen) im gleichen Bereich, während die andere Hälfte deutlich tiefere Werte zeigt. Daraus geht hervor, daß die normativen Feldspäte in der Almopia-Kozuf-Provinz alkalireicher sind als in den Rhodopen.

Um eine weitere Charakterisierung der Rhodopen-Provinz und einen weiteren Vergleich der Rhodopenmagmen mit denjenigen von Almopia-Kozuf zu ermöglichen, wurden aus den in Tabellen 20 und 26 zusammengestellten Basiswerten die Q-, L-, M-Werte, sowie π und γ berechnet (Tab. 28). Aus dem Q-L-M-Dreieck (Fig. 32) lassen sich wichtige Ergebnisse entnehmen:

Tabelle 28

	Q	L	M	π	γ
1.	53,6	40,9	5,5	0,17	0
2.	53,8	39,6	6,6	0,16	0
3.	42,8	44,8	12,4	0,31	0,02
4.	43,4	45,3	11,2	0,23	0,11
5.	41,1	43,0	15,8	0,45	0,17
6.	41,3	42,2	16,6	0,46	0,08
7.	44,3	45,1	10,6	0,19	0,15
8.	41,7	41,5	16,8	0,21	0,19
9.	33,1	35,8	31,1	0,31	0,26
10.	29,4	40,8	29,8	0,46	0,18
11.	37,6	38,7	23,7	0,44	0,04
12.	44,2	45,5	10,2	0,14	0,22
13.	38,1	42,2	19,7	0,23	0,34
14.	58,8	38,2	3,0	0,10	0
15.	52,0	39,1	8,9	0,31	0,05
16.	54,1	36,3	9,6	0,29	0
17.	47,8	39,0	13,1	0,23	0
18.	45,2	37,1	17,7	0,37	0
19.	41,3	37,6	21,1	0,49	0,12
20.	41,8	39,5	18,7	0,52	0,06
21.	31,6	37,9	30,5	0,19	0,37
22.	37,3	42,3	20,4	0,35	0,18
23.	43,3	37,2	19,4	0,53	0
24.	40,1	40,2	19,7	0,29	0,23

25.	38,1	39,7	22,2	0,17	0,30
26.	42,7	40,6	16,7	0,37	0,13
27.	41,8	42,4	15,8	0,34	0,03
28.	46,2	39,9	13,9	0,37	0,11
29.	50,2	38,1	11,7	0,26	0
30.	52,3	37,6	10,1	0,25	0,13
31.	55,1	37,7	7,3	0,34	0,04
32.	49,2	45,9	4,9	0,06	0,17
33.	58,1	33,8	8,0	0,06	0,24
34.	60,4	32,4	7,2	0,01	0,37
35.	59,9	37,9	2,2	0,07	0
36.	44,4	44,3	11,3	0,18	0,15
37.	49,8	38,6	11,6	0,18	0
38.	48,8	39,9	11,3	0,20	0
39.	50,1	41,9	8,0	0,20	0
40.	46,5	46,1	7,4	0,13	0
41.	39,2	47,2	13,6	0,20	0,22
42.	43,0	47,1	9,9	0,19	0,12
43.	37,3	49,2	13,5	0,09	0,25
44.	39,4	57,3	3,3	0,02	0,46
45.	30,9	54,3	14,8	0,06	0,27
46.	30,6	49,6	19,8	0,17	0,26
47.	40,3	48,1	11,6	0,16	0,12
48.	42,1	48,2	9,7	0,17	0,11
49.	43,7	46,9	9,4	0,20	0,05
50.	40,3	45,5	14,2	0,30	0,06
51.	37,5	50,0	12,5	0,22	0,19
52.	33,0	52,7	14,3	0,15	0,28
53.	28,7	41,9	29,4	0,29	0
54.	40,0	47,1	12,9	0,23	0,19
55.	42,8	47,5	9,7	0,24	0,09
56.	43,2	48,8	8,0	0,14	0
57.	44,2	49,9	5,8	0,20	0,00
58.	44,8	48,4	6,8	0,21	0,02

1. Die Punkte der Rhodopenmagmen, verglichen mit anderen Provinzen (Lassen Peak, Cal., *Burri* und *Niggli*, 1945, Saronischer Golf, *Davis*, 1957, u. a.) zeigen das Bild einer typisch pazifischen Vergesellschaftung. Diese Tatsache hat als erster *Liatsikas* (1938) und später *Rentzeperis* (1956) für die Laven West-Thraziens (Nom. Evrou) festgestellt. Sie läßt sich auf die Laven des gesamten Rhodopenblocks erweitern und tritt besonders deutlich im Q-L-M-Dreieck hervor.

2. Die Q-L-M-Punkte der Rhodopen-Provinz und derjenigen von Almopia-Kozuf bilden zwei deutlich getrennte Felder. Das Feld von Almopia-Kozuf liegt dabei in Richtung niedrigerer Silifizierung. Kein Punkt der Almopia-Kozuf-Provinz fällt in das Rhodopenfeld und umgekehrt. Dies ist ein weiterer Beweis dafür, daß die Almopia-Kozuf-Laven mit den Rhodopen-Laven nicht vergleichbar und daß die beiden Provinzen von verschiedenem Typus sind.

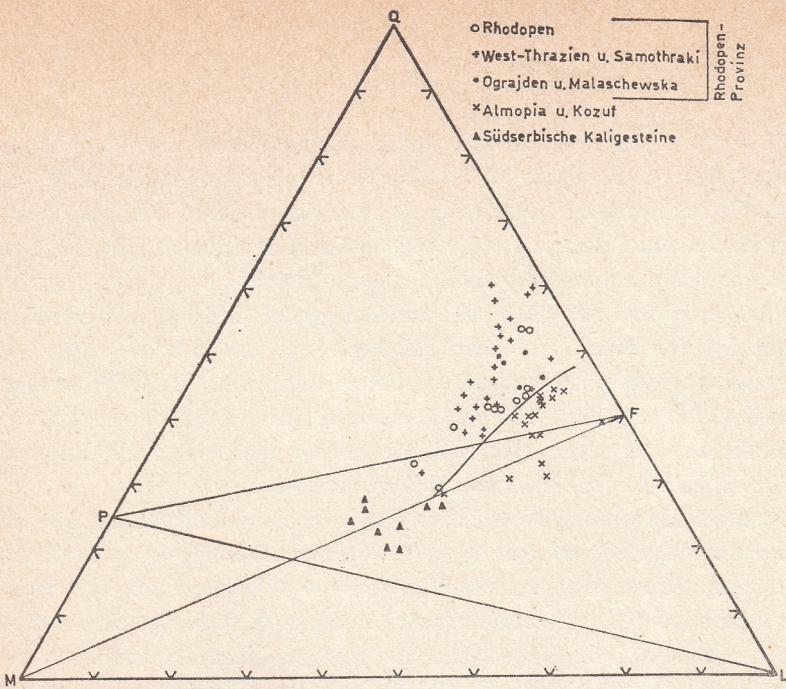


Fig. 32 LMQ-Projektion der Rhodopenprovinz, des Almopia-Kozuf Gebietes und der südserbischen Kali-Gesteine

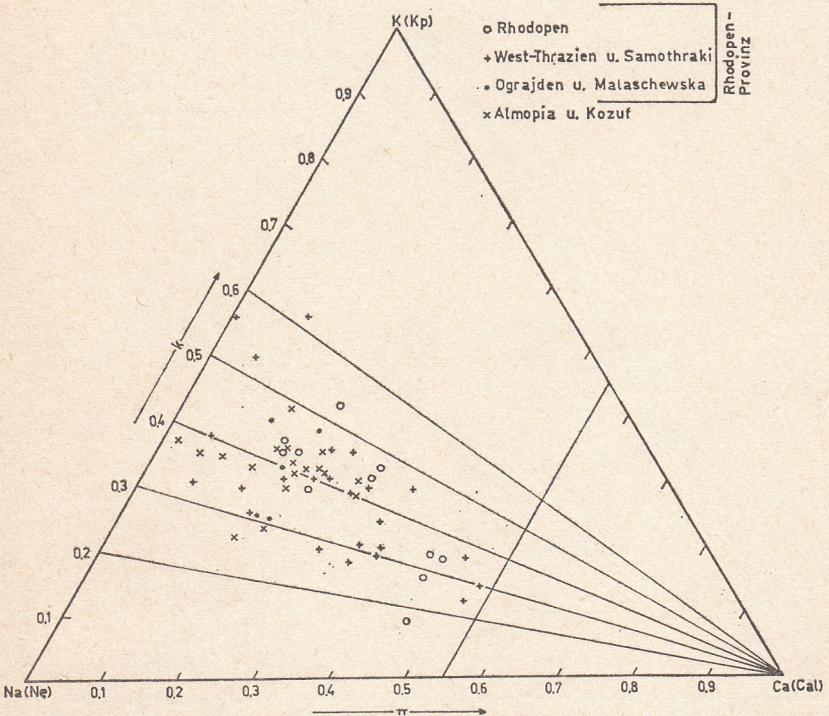


Fig. 33 KNaCa-Dreieck der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes

Fig. 33 zeigt das Verhältnis $KNaCa$ durch Kombination der k - und π -Werte. π gibt nach *Burri* und *Niggli* (1945) «das Verhältnis des normativ an Al gebundenen Ca zur Gesamtsumme des an Al gebundenen Ca + Na + K an». Obwohl die Felder von Rhodopen und Almopia-Kozuf zusammenfallen, zeigt es sich, daß die π -Werte von Almopia-Kozuf meist kleiner als 0,25 sind (nur in zwei Fällen erreichen sie 0,30), während ein großer Teil der π -Werte der Rhodopen deutlich höher (bis über 0,50) liegt. Wie bereits beim k -mg-Diagramm erwähnt wurde, liegen auch in diesem Diagramm die k -Werte von Almopia-Kozuf zum größten Teil um 0,4, während für die Rhodopen-Provinz neben ähnlichen oder sogar höheren k -Werten ein großer Teil der Gesteine (ungefähr die Hälfte) deutlich tiefere k -Werte aufweist.

Fig. 34 zeigt das $CaMgFe$ -Verhältnis durch Kombination von mg und γ . Der γ -Wert gibt nach *Burri* und *Niggli* (1945) «das Verhältnis des nicht an Al gebundenen Ca zur Gesamtsumme des nicht an Al gebundenen Ca + Fe + Mg». Wie zu ersehen, ist die Streuung nicht allzu groß, ferner ist ein wesentlicher Unterschied zwischen Rhodopen- und Almopia-Kozuf-Provinz nicht zu erkennen. Das bedeutet, daß das Verhältnis der entsprechenden Oxyde in beiden Fällen gleich ist, während im Almopia-Kozuf-Gebiet nur eine niedrigere Silifizierung auftritt, wie sich aus dem QLM-Dreieck konstatieren ließ.

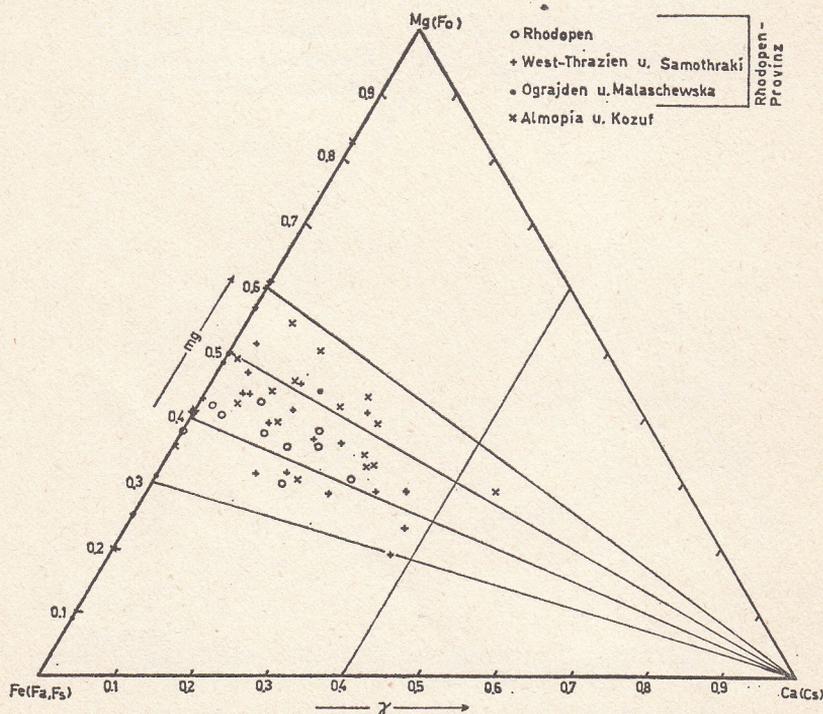


Fig. 34 $MgFeCa$ -Dreieck der Rhodopenprovinz und des Almopia-Kozuf Gebietes

IV. Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Magmen der Rhodopen-Provinz der Kalkalalireihe angehören, was den pazifischen Charakter der Differentiation deutlich zeigt. Folgende Gründe lassen darüber keinen Zweifel bestehen:

1. Der stetige Kurvenverlauf des Differentiationsdiagramms nach *Niggli* ohne plötzliche Richtungsänderung (Fig. 27, 28).
2. Die über den ganzen si-Bereich vorhandene positive Differenz (al-alk), die, wie weiter oben ausgeführt wurde, zwischen den entsprechenden Differenzen der nach *Burri* (1926) pazifischen Untertypen Pelée-Lassen Peak und Sierra Nevada (Effusiva) liegt.
3. Die Lage der Isofalie bei dem relativ hohen si-Werte = 195.
4. Das Feld der QLM-Punkte im entsprechenden Dreieck (Fig. 32).
5. Das Vorliegen von pazifischen Magmatypen bei über 80 % der analysierten Vulkanite.

Was die einzelnen Magmatypen anbelangt, so herrschen in der Rhodopen-Provinz granitische bzw. leukogranitische Magmen (der yosemitgranitische Typus ist weit verbreitet [Liparite]), sowie grano- bzw. quarzdioritische Magmen vor. Dioritische Magmen treten weniger auf, während gabbroide bzw. gabbrodioritische Magmen fehlen, hingegen kommen ganz vereinzelt leukogabbroide Magmen vor. Daraus ergibt sich, daß in der Rhodopen-Provinz gerade solche Magmen auftreten, wie sie bei fast allen eugeosynklinalen Faltengebirgen für den subsequenten Vulkanismus beobachtet werden, und welche nach der heute wohl vorherrschenden Meinung durch differentielle Aufschmelzung präexistierender sialischer Gesteine entstanden sind, welche durch die Orogenese in Regionen höherer Temperatur gelangten.

Nun erhebt sich die schon angetönte Frage, ob der Rhodopenblock ein Zwischengebirge ist, wie zumeist angenommen wird, das während der alpinen Faltung sich relativ starr verhielt und eine passive Rolle spielte, oder ob er mehr oder weniger stark in die Faltung einbezogen wurde oder gar als ein eigentliches Faltengebirge aufgefaßt werden muß. Wie im geologischen Teil erwähnt wurde, hält *Boncev* die Rhodopen für einen Stamm der Dinariden, der von diesen zu einem bestimmten geologischen Zeitpunkt abgetrennt wurde. Diese Ansicht *Boncevs* scheint vom petrochemisch-provinziellen Standpunkt aus gesehen nicht unwahrscheinlich zu sein und verdient zum mindesten näher verfolgt und geprüft zu werden. Wenn ein so großes Gebiet wie die Rhodopen ein Zwischengebirge im eigentlichen Sinne wäre, sollten die in ihm auftretenden Vulkanite, wie es erfahrungsgemäß in vielen anderen Zwischengebirgen der Fall ist, atlantischen Charakter oder eventuell mediterranen Charakter aufweisen, oder es sollten sich, wie schon erwähnt, Verhältnisse herausbilden, wie

man sie z. B. aus Sardinien kennt, wo Vulkanite der drei Reihen gemischt auftreten. Der pazifische Charakter der Rhodopenmagmen widerspricht jedoch der Zwischengebirgsauffassung. Danach sind die Rhodopen mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit zum alpinen Faltengebirge zu rechnen oder mindestens als ein Gebiet zu betrachten, das von der alpinen Faltung stark beeinflusst worden ist.

Im Gegensatz zu den Rhodopen-Vulkaniten gehören die Vulkanite von Almopia-Kozuf nicht zur gleichen Provinz. Sie zeigen schwach mediterranen Charakter mit einer eher pazifischen als atlantischen Tendenz. Diese Magmen unterscheiden sich durch höhere al, alk und tiefere fm, c von den Rhodopen-gesteinen, sowie auch durch kleineres (al-alk) und deutlich niedrigere Silifizierung. Das zeigen sehr gut die al-, fm-, c-, alk-Kurven (Fig. 29), sowie auch das QLM-Dreieck (Fig. 32), wo die Projektionsörter der Almopia-Kozuf-Provinz in einem Feld niedrigerer Silifizierung liegen, welches vom Felde der Rhodopen-Provinz völlig getrennt ist. Die saureren normativen Feldspäte der Almopia-Kozuf-Provinz, die tieferen π -Werte und die relativ höheren k-Werte im Vergleich zu denjenigen der Rhodopen sprechen ebenfalls dafür.

Ein anderes Charakteristikum der Almopia-Kozuf-Laven ist, daß sie eine deutlich geringere Differentiation aufweisen, als diejenigen der Rhodopen. Die schwache Differentiation hat zuerst *Tajder* (1940) für das Kozufgebiet erkannt, wo vorwiegend Vulkanite des Latit-Dellenit-Typus auftreten. Die gleichen Gesteinstypen, neben Trachyten und Andesiten, treten auch im Almopia-Gebiet auf (*Soldatos*, 1955). *Tajder* glaubt diese Erscheinung durch das Zusammenwirken von Kalk- und Tonschieferassimilation zu erklären. Die aber meistens negativen Werte von (al-[c+alk]) sprechen nicht für eine Assimilation von tonigem Material. Hingegen scheint uns eine Kalkassimilation allein eher wahrscheinlich. Die großen Mengen von mesozoischen Kalken, die in der Vardarzone auftreten, lassen eine solche zum mindesten als nicht ausgeschlossen erscheinen. Übrigens wurde vom Verfasser auf dem Weg zwischen dem Dorf Promachoi und dem Vulkan Kakourou in Almopia ein Travertinvorkommen angetroffen, und es ist bekannt, daß ähnliche Travertinvorkommen in Vulkanitgebieten von mediterranem Typus (Mittel-Italien) in Verbindung mit Kalkassimilation oft auftreten. Es muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß Anzeichen von Reaktionen zwischen den geförderten Magmen und Karbonatgesteinen und Bildung syntektischer Produkte, wie man sie von den mittel- und unteritalienischen Vulkanen kennt, bis jetzt aus dem Almopia-Kozuf-Gebiet nicht bekannt geworden sind. Daß die Gesteinsvergesellschaftung der Almopia-Kozuf-Provinz zu derjenigen der Rhodopen-provinz jedoch im Verhältnis einer Desilifizierung steht, dürfte nach dem Gesagten klar sein. Bei ungefähr gleichem Verhältnis der basischen Oxyde, wie es sich aus den homogenen Punktfeldern des NaKCa- bzw. MgFeCa-Dreiecks

ergibt, besteht ein deutlicher Unterschied im Q-Gehalt. Zieht man im QLM-Dreieck von Fig. 32 Strahlen vom Q-Pol nach dem Punktfeld der Almopia-Kozuf-Provinz, so schneiden diese dasjenige der Rhodopenprovinz. Der Chemismus der letzteren geht somit durch Q-Entzug in denjenigen der ersteren über.

Von Interesse in diesem Zusammenhang ist auch, daß weiter im Norden, ebenfalls im Gebiet bzw. am Ost-Rande der Vardar-Zone in Süd-Serbien bei Demirkapija, Gradiste u. a. (Kumanovo, Stip) niedrig silifizierte, z. T. leucitführende Kali-Gesteine auftreten. Ihre *Niggli*- bzw. Q-, L-, M-, π -, γ -Werte sind in Tab. 29 bzw. Tab. 30 zusammengestellt und vergleichsweise in Fig. 32 eingezeichnet.

Tabelle 29

Name, Fundort	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg	Magma
I. Kajanit, Kuresnicka Krasta bei Demirkapija, Süd-Serbien	118	17	51	22	10	2,7	1,2	.57	.73	shonkinitisch/ kajanitisch
II. Kajanit, Kuresnicka Krasta bei Demirkapija, Süd-Serbien	113	15,2	51	23,1	10,7	2,4	1,3	.54	.77	kajanitisch shonkinitisch
III. Kajanit, Kuresnicka Krasta bei Demirkapija, Süd-Serbien	118	17,5	49,5	23,5	9,5	2,6	0,4	.58	.69	shonkinitisch
IV. Kajanit, Vouyevska Kosa bei Kumanovo	110	18	48	19	15	2,5	1,5	.59	.70	shonkinitisch
V. Kajanit, Svetka Petka bei Kumanovo	112	17	47	20,5	15	2,5	1,1	.59	.71	shonkinitisch
VI. Shoshonitischer Kajanit, Kourel, Süd-Serbien	119	19	44	22,5	14,5	2,9	0,9	.65	.71	shonkinitisch
VII. Shoshonitischer Basalt, Gradiste, Süd-Serbien	134	21	44	18,5	16,5	2,7	0,6	.54	.69	yogoitisch
VIII. Latit, Dyouriski, Vis, Süd-Serbien	137	22,5	40	20,5	17	2,3	0,9	.49	.67	yogoitisch
IX. Leucit-Basalt, Han Trebinja, Stara Raska, Serbien	96	19,5	47	25,5	8	0,7	0,4	.38	.68	shonkinitisch

Analytiker: *M. Tajder*, Nr. I, II, III. *F. Raoult*, Nr. IV–VIII. *L. Maric*, Nr. IX.

Quellen: *Fr. Tucan*, Bull. Soc. sc. Skoplje 9 (1931) 85. Ref. N. Jb. f. Min. etc.

Ref. II (1932) 409–410: Nr. I–III.

A. Lacroix, C. R. Ac. Sc. Paris 182 (1926) 601: Nr. IV, V

J. Tomitch, C. R. Ac. Sc. Paris 187 (1928) 133: Nr. VI–VIII

L. Maric, Vesn. geol. instit. kralj. Jugosl. T IV/1

Tabelle 30

	Q	L	M	π	γ
I.	26,5	32,6	40,9	0,27	0,19
II.	24,4	31,7	43,9	0,18	0,22
III.	27,2	32,1	40,7	0,30	0,22
IV.	20,2	40,0	39,8	0,09	0,19
V.	20,3	38,9	40,8	0,06	0,25
VI.	23,6	38,9	37,5	0,13	0,26
VII.	26,5	40,9	32,6	0,12	0,22
VIII.	27,3	42,1	30,6	0,13	0,24
IX.	22,7	36,3	41,0	0,44	0,21

E. Literaturverzeichnis

- Angel, F.* (1928) Über Quarz in porphyrischen Gesteinen. N. Jb. Min. Beil. Bd. Abt. A 56, pp. 1–22.
- Barth, T. F. W.* (1931) Crystallisation of pyroxenes from basalts. Am. Min. 16, pp. 195–208.
- Bowen, N. L. and Tuttle, O. F.* (1950), The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. Journ. Geol. 58, pp. 489–511.
- Brown, W. L.* (1960), Lattice changes in heat-treated plagioklases. The existence of monalbite at room temperature. Z. f. Krist. 113, pp. 297–329.
- Buerger, M. J.* (1944), The photography of the reciprocal lattice. ASXRED Nr. 1, Cambridge, Mass.
- Burri, C.* (1926), Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min. Pet. Mitt. 6, pp. 115–199.
- (1931), Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblendenschiefer auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Pet. Mitt. 11, pp. 285–289.
 - (1950), Das Polarisationsmikroskop. Basel, Birkhäuser.
 - (1956), Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung für konstante Anorthit-Intervalle. Schweiz. Min. Pet. Mitt. 36, pp. 539–592.
 - (1956a), Optische Charakterisierung von zwischen Hoch- und Tieftemperaturen gelegenen Übergangsstadien bei Plagioklasen. Z. f. Krist. 108, pp. 15–43.
 - (1959), Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel, Birkhäuser.
- Burri, C. und Huber, H.* (1932), Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin, Upper Burma. Schweiz. Min. Pet. Mitt. 12, pp. 286–344.
- Burri, C. und Niggli, P.* (1945/49), Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. u. II. Publ. Stift. Vulkaninst. I. Friedländer, 3 u. 4, Zürich.
- Burri, C. und Sonder, R. A.* (1936), Beiträge zur Geologie und Petrographie des jungtertiären und rezenten Vulkanismus in Nicaragua. Zeit. f. Vulk. XVII, pp. 34–92.
- Chayes, F.* (1952), Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltnitrite in thin section. Am. Min. 37, pp. 337–340.
- Cvijic, J.* (1901), Die tektonischen Vorgänge in der Rhodopenmasse. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. Bd. CX, Abt. I, Wien.
- Davis, E.* (1957), Die jungvulkanischen Gesteine von Ägina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. Publ. Stift. Vulkaninst. I. Friedländer, 6, Zürich.
- Dimittroff, S., Boncev, E., Cohen, R. u. a.* (1946), Géologie de la Bulgarie. Ann. Dir. Rech. Géol. et Min. Bulg. Série A. vol. 4. Sofia.
- Donnay, G. and Donnay, J. D. H.* (1952), The symmetry change in the high-temperature alkali-feldspars series. Am. J. Sc. Bowen vol. pp. 115–132.
- Eugster, H. P.* (1956–57), Stability of Annite. Annual report of the director of the geophysical Lab., Carnegie Inst. Washington, 161–164.
- Freund, H.* (1955), Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Band IV, Teil 1. (Mikroskopie der Gesteine). Frankfurt/M, Umschau-Verlag.
- Georgalas, G.* (1925), Dacitische Gesteine von dem südöstlichen Bergfuß der Rhodope (W-Thrakien). Centr. Bl. Min. Geol. Pal. A, pp. 117–123.

- Gbika-Budesti, St.* (1931), Les plagioclases des Banatites étudiés par la méthode Föderoff. Schweiz. Min. Pet. Mitt. 11, pp. 11–26.
- Guimarães, D.* (1948), La genèse des orthopyroxènes. Bull. Soc. Géol. France. 5e Série. T. XVIII. pp. 645–661.
- Hall, A. J.* (1941), The relation between colour and chemical composition in the biotites. Am. Min. 26, pp. 30–33.
- Hess, H. H.* (1941), Pyroxenes of common mafic magmas. Am. Min. 26, pp. 515–535, 573–594.
- (1952), Orthopyroxenes of the Bushveld Type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. Am. J. Sc. Bowen vol. pp. 173–187.
- Institute for Geology and Subsurface of Greece.* (1954), Geologic Map of Greece. 1: 500 000, Athens.
- Jaranoff, D.* (1938). La géologie du Massif des Rhodopes et son importance à propos de la tectonique de la péninsule balkanique. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. XI, fasc. 2, pp. 131–143.
- Kaaden, van der, G.* (1951), Optical studies on natural plagioclase feldspars with high- and low-temperature optics. Inaug. Diss. Univ. Utrecht.
- Kamenoff, B.* (1946), Carte géologique de la Bulgarie. 1: 500 000. Sofia.
- Kennedy, G. C.* (1947), Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals. Am. Min. 32, p. 567.
- Kossmat, F.* (1924), Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Kriegsschauplätze 1914 bis 1918, Heft 12, Berlin.
- Kôzu, S., Yoshiki, B. and Kani, K.* (1927), Note on the Study of the transformation of common hornblende into basaltic hornblende at 750°. Sc. Rep. Tôhoku Imp. Univ. (3) 3, pp. 143–159.
- Kuno, H.* (1935), Preliminary note on the occurrence of pigeonite as phenocrysts in some pyroxenandesite from Hakone Volcano. J. Geol. Soc. Jap. XLII, Nr. 496, pp. 39–45.
- Lacroix, A.* (1916), Sur le minéral colorant le plasma et sur la céladonite. Bull. soc. fr. Min. 29, pp. 90–95.
- (1922), Minéralogie de Madagascar I. pp. 487–88. Paris.
- (1933), Classification et nomenclature des roches éruptives. In: Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. géol. de l'Indochine, 20, fasc. 3, Hanoi.
- Laemmlein, G.* (1930), Korrosion und Regeneration der Porphyr-Quarze. Z. f. Krist. 75, pp. 109–127.
- Laves, F.* (1939), Über den Einfluß von Spannungen auf die Regelung von Quarz- und Cristobalit-Kriställchen im Chalzedon, Quarzin und Lussatit. Naturw. 27, H. 42. pp. 705–707.
- (1952), Phase relations of the alkali-feldspars. II. The stable and pseudostable phase relations in the alkali-feldspar system. Journ. Geol. 60, pp. 549–574.
- (1960), Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte, Z. f. Kr. 113, pp. 265–296.
- Lengyel, E.* (1937), Cristobalit von Sarospatak. Föld. Közl. Band LXVII. H. 10–12, pp. 309–315. Budapest.
- Liatsikas, N.* (1938), Beiträge zur Kenntnis der jungteritären Eruptivgesteine in der Umgebung von Fere (West-Thrazien). Prakt. Akad. Athènes, 13.
- Mügge, O.* (1927), Mikroskopische Physiographie der petr. wichtigen Mineralien, begr. v. H. Rosenbusch, Bd. 1, 2. Hälfte.
- Newhouse, W. H.* (1936), Opaque oxides and sulphides in common igneous rocks. Bull. geol. Soc. America 47, pp. 1–52.
- Niggli, P.* (1931), Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, p. 357.
- (1936), Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, pp. 335–399.

- Nikoloff, N.* (1932), Petrographische Untersuchungen der Gebirge Ograjden und Malaschewska in Bulgarien. Jb. phys. math. Fak. Univ. Sofia, Bd. XXVIII, pp. 39–132.
- Osswald, K.* (1938), Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmazedonien. Denkschr. d. geol. Landesanst. v. Griechenland, Athen.
- Paraskevopoulos, G.* (1958), Über den Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußsteine des ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. Tscherm. Mitt. 6, p. 13–72.
- Pelto, C. R.* (1956), A study of chalcidony. Am. J. Sc. 254, pp. 32–50.
- Petrascheck, W.* (1931), Die Erzlagerstätten des Rhodope- und Strandscha-Gebirges im südöstlichen Bulgarien. Berg- u. Hüttenm. Jb. 79, Heft 4, Leoben.
- Petrascheck, W. E.* (1942), Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogene in den Balkaniden und Südkarpathen. Fort. Geol. Pal. XIV, Heft 47, pp. 131–181.
- (1949), Die jüngeren tektonischen und magmatischen Phasen im Gebirgszuge Karpathen-Balkan. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Mathem.-naturw. Kl. Abt. I, 158, H. 7 u. 8, pp. 571–583.
 - (1953), Magmatismus und Metallogene in Südosteuropa. Geol. Rundschau 42, pp. 128–143.
- Poldervaart, A. and Hess, H. H.* (1951), Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journ. Geol. 59, pp. 472–489.
- Ramdohr, P.* (1939), Wichtige neue Beobachtungen an Magnetit, Hämatit, Ilmenit und Rutil. Abh. Preuß. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. Nr. 14, Berlin.
- (1940), Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. Preuß. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. Nr. 2, Berlin.
 - (1955), Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, Akademie-Verlag.
- Reinhard, M.* (1931), Universaldrehtischmethoden. Basel, Wepf.
- Rentzeperis, P.* (1956), The tertiary volcanic rocks of Nomos Evrou (West Thrace). Diss. Univ. Thessaloniki.
- Rittmann, A.* (1929), Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithischen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, pp. 1–46.
- (1958), Le cause della corrosione magmatica. Boll. Sed. Accad. Gioenia Sc. nat. Catania. S. IV, Vol. IV, Fasc. 10.
- Rosenblum, S.* (1956), Improved techniques for staining potash feldspars. Am. Min. 41, pp. 662–664.
- Rosenbusch, H.* (1908), Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. II, 2. Hälfte.
- Soldatos, K.* (1955), Die Vulkanite von Almopia. Diss. Univ. Thessaloniki.
- Soptrajanova, G.* (1957), Andesit von Susica auf den südlichen Abhängen des Ograzdens (Mazedonien). Bull. Serv. géol. géoph. R. P. Serbie, XIII, pp. 339–344.
- Stille, H.* (1940), Magmatotektonische Verhältnisse Bulgariens im Lichte allgemeinerer Erfahrungen. Zeits. Bulg. Geol. Ges. XI (St. Boncey-Festschrift) pp. 1–27.
- Streckeisen, A.* (1932), Junge Eruptivgesteine im östlichen Banat mit besonderer Berücksichtigung ihrer Feldspäte. Bul. Soc. Rom. Geol. 1, pp. 18–56, Bukarest.
- Tajder, M.* (1940), Arsoit sa Kravickoga Kamena i Latit sa Tumbe. R. Jug. Akad. Znan. Umj. Mat.-Prirod. Raz. 267 (83) pp. 85–112, Zagreb.
- (1940), Petrographie und Petrogenese des Effusivgesteines von Kozuf. Bull. Serv. géol. R. Yougosl. VIII, pp. 159–223.
- Trikkalinos, J.* (1950), Preliminary discussion upon the age of the Aemonion-Kotyli coal beds. Prakt. Akad. Athènes, 25, pp. 368–375.
- Tröger, W. E.* (1935), Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- (1956), Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (Bestimmungstabellen). Stuttgart, Schweizerbart.
- Tsuboi, S.* (1932), On the course of crystallisation of pyroxenes from rockmagmas. Jap. J. Geol. Geogr. 10, pp. 67–82.

- (1949), On the genetic relations of igneous pyroxens. Jap. Acad. Proc. 25, pp. 34-40.
- Turner, F. J. and Verhoogen, J.* (1960), Igneous and metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill, pp. 135-139.
- Tuttle, O. F.* (1952), Optical studies on alkali feldspars. Am J. Sc. Bowen vol. pp. 553-567.
- Wenk, E.* (1933), Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergußgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13, pp. 205-219.
- (1945), Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 25, pp. 141-164.
- Winchell, A. and Winchell, H.* (1951), Elements of optical mineralogy. Part. II. New York, J. Wiley.
- Yoder, H. S. and Eugster, H. P.* (1954), Phlogopite synthesis and stability range. Geoch. Cosm. Acta 6, pp. 157-185.



Fig. 1 Jüngere Lava (hinten) durchdringt die ältere (vorn) in Form eines steilen, mauerartigen Kammes.
Liparit von Ouroutsovo, Koula-Gebiet.



Fig. 2 Ausgeprägt plattige Absonderung der Lava
Liparit von Ouzounova, Lokalität Tsouka.

TAFEL II



Fig. 3 Doleritischer Gang durchbricht die Sedimente südlich von Assar-Kaja-Tatar-Myssé.



Fig. 4 Kuppe aus Andesit. P. 725, westlich von Kalotychn.



Fig.7 Sanidineinsprengling, Karlsbader-Zwilling mit gegenseitiger «Durchdringung». Aus Liparit, Loukovo, Barbaragebiet. Vergr. 20:1, Nic.+

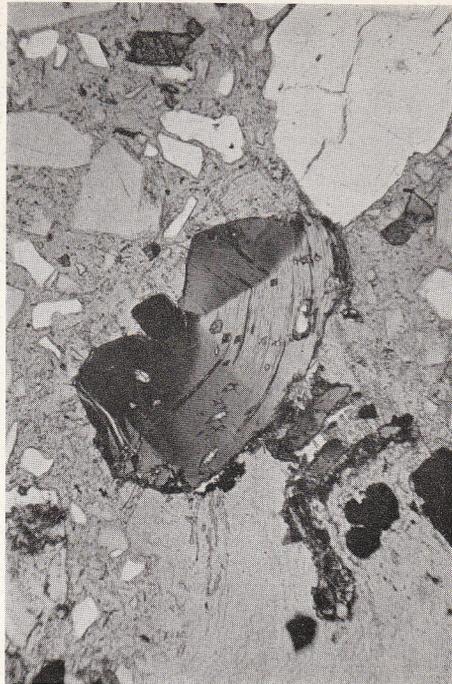


Fig.9 Durch die Fließbewegungen der Lava verbogener Biotit. Aus Liparit, P. 1009, Dipotama-Gebiet. Vergr. 40:1, Nic. parallel.

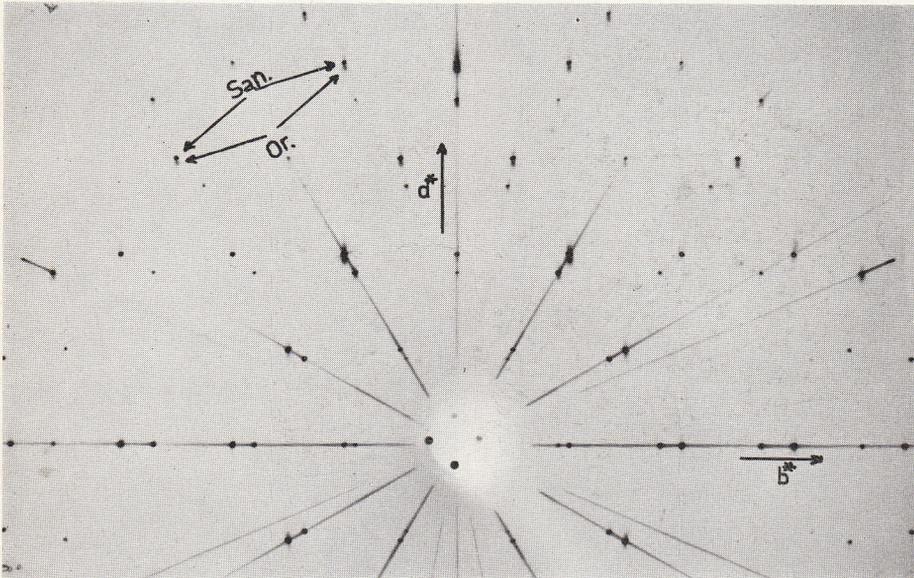


Fig.8 Röntgenographische Precession(c)-Aufnahme von «Sanidinorthoklas» aus Hornblende-trachyandesit, Ost-Bezirjano. Parallel der a^* -Richtung unterscheiden sich deutlich die Sanidin- bzw. Orthoklas-Reflexe, während parallel b^* die Reflexe zusammenfallen. Der Kristall besteht vorwiegend aus Sanidin und nur untergeordnet aus Orthoklas. Kupferstrahlung (ungefiltert), 40 KV, 16 mamp.



Fig. 10 Verbogener und geknickter Biotit mit Opazitrand (Opazitisierung jünger als Verbiegung).
Aus Liparit, Dipotama.
Vergr. 40:1, Nic. parallel.

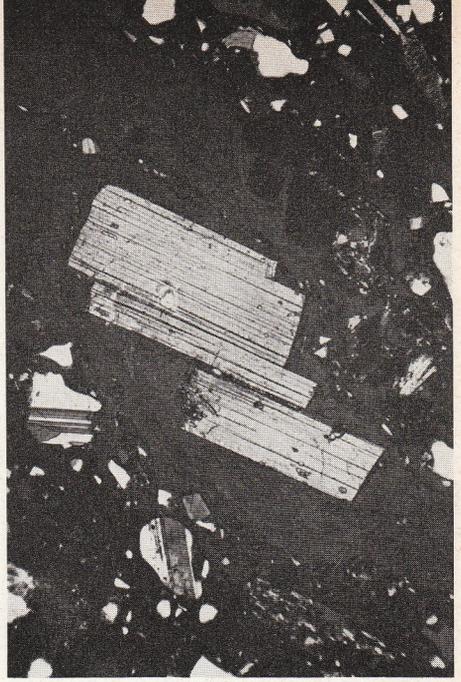


Fig. 11 Treppenförmige Verschiebungen parallel der Spaltbarkeit in Biotit. Fluidaltextur.
Aus Liparit, Kitik.
Vergr. 40:1, Nic. 80°.



Fig. 12 Titanit jünger als Apatit.
Aus Liparit, Trachon.
Vergr. 140:1, Nic. parallel.

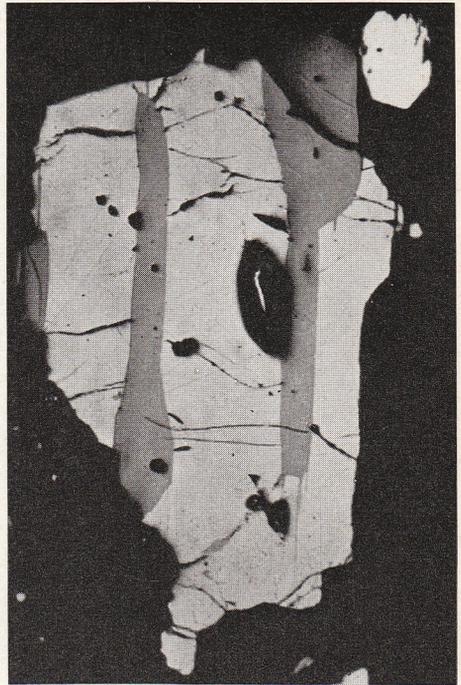


Fig. 15 Breite Ilmenitentmischungslamellen (dunkelgrau) im Magnetit (hellgrau).
Rechts oben Pyrit (weiß).
Aus Essexitdolerit, Imourada.
Vergr. 300:1, Nic. parallel.
Oelimmersion (Opakilluminator).

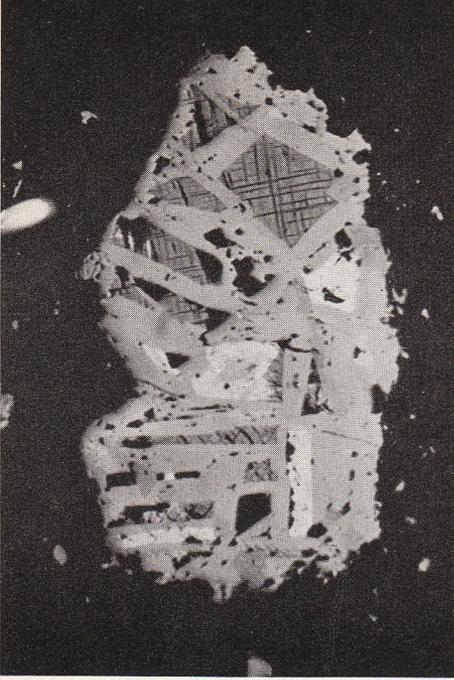


Fig. 16 «Erhitzungsmartitisierung» von Magnetit. Dunkler: Magnetitreste mit Spinellmischung. Der größte Teil ist «Hämatitilmenit» (heller als Magnetit). Er zeigt Helligkeitsunterschiede. Die ganz hellen Partien sind Hämatit. Aus Pyroxenandes., Toustaba-Kaja. Vergr. 300:1, Nic. parallel. Oelimmersion (Opakilluminator)

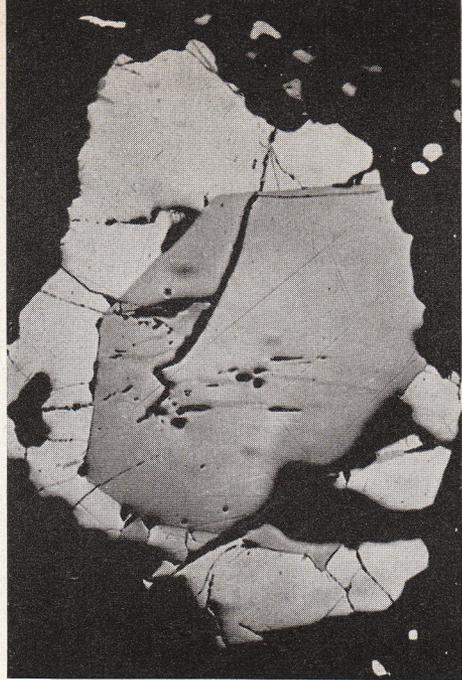


Fig. 18 Fast idiomorpher Ilmenit (dunkel), umgeben von Magnetit (hell). Deutliche Resorptionserscheinungen an beiden Mineralien. Aus Essexitdolerit, Imourada. Vergr. 300:1, Nic. parallel. Oelimmersion (Opakilluminator)



Fig. 19 Ilmenitkristall mit linsenförmigen Hämatitmagnetitmischungen. Rechts oben Magnetit (heller). Neben dem Magnetit ist der Ilmenit untermischt und heller als der übrige Ilmenitkristall. Aus Essexitdolerit, Imourada. Vergr. 300:1, Nic. parallel. Oelimmersion (Opakilluminator)



Fig. 20 Eiförmiges «Kügelchen» von Magnetkies im untermischten Magnetit. Die vermutete Pentlanditader im Magnetkies ließ sich im Foto nicht darstellen. Aus Augithypersthenandesit, Tsakir-Kaja. Vergr. 400:1, Nic. parallel. Oelimmersion (Opakilluminator)



Fig. 21 Hornblendeinsprengling mit Verschiebung parallel zur Spaltbarkeit, verursacht durch die Fließbewegungen der Lava.
Aus Liparit, Koromilies, Sari-Giol.
Vergr. 40:1, Nic. parallel.

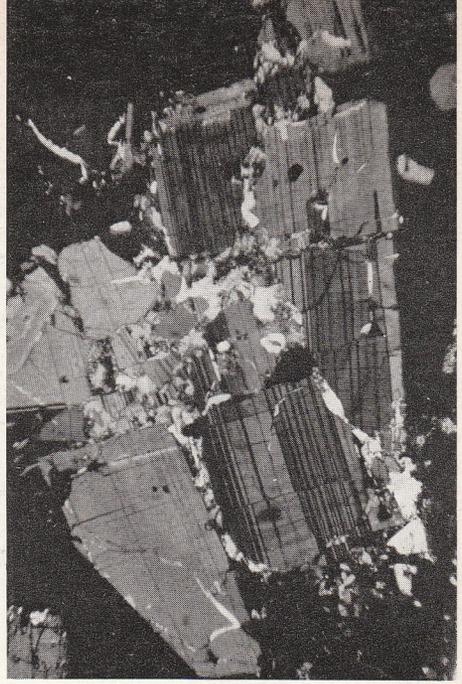


Fig. 22 Protoklastisch zerbrochener Plagioklas. Die Bruchrisse sind von Calcit bzw. Sericit ausgefüllt, die keine Fortsetzungen in die glasige Grundmasse zeigen.
Aus Liparit, P. 1009, Dipotama-Gebiet.
Vergr. 40:1, Nic. +



Fig. 23 Protoklastisch völlig zertrümmerter Plagioklas. Filziges Aggregat aus Calcit und Sericit, gemischt mit zerbrochenen Stücken des ursprünglichen Einsprenglings.
Aus Liparit, Stenata (nördlich des Dorfes Oraion)
Vergr. 20:1, Nic. +



Fig. 24 Serpentinisierter Hypersthen, umrandet, von Augit.
Aus Pyroxenandesit, Kran-Oros.
Vergr. 40:1, Nic. +

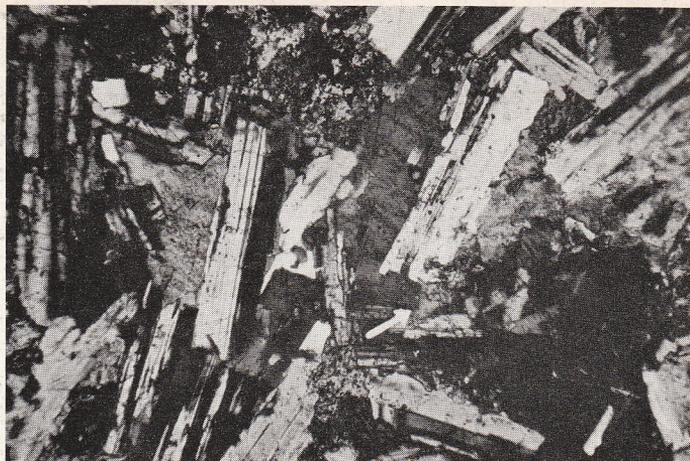
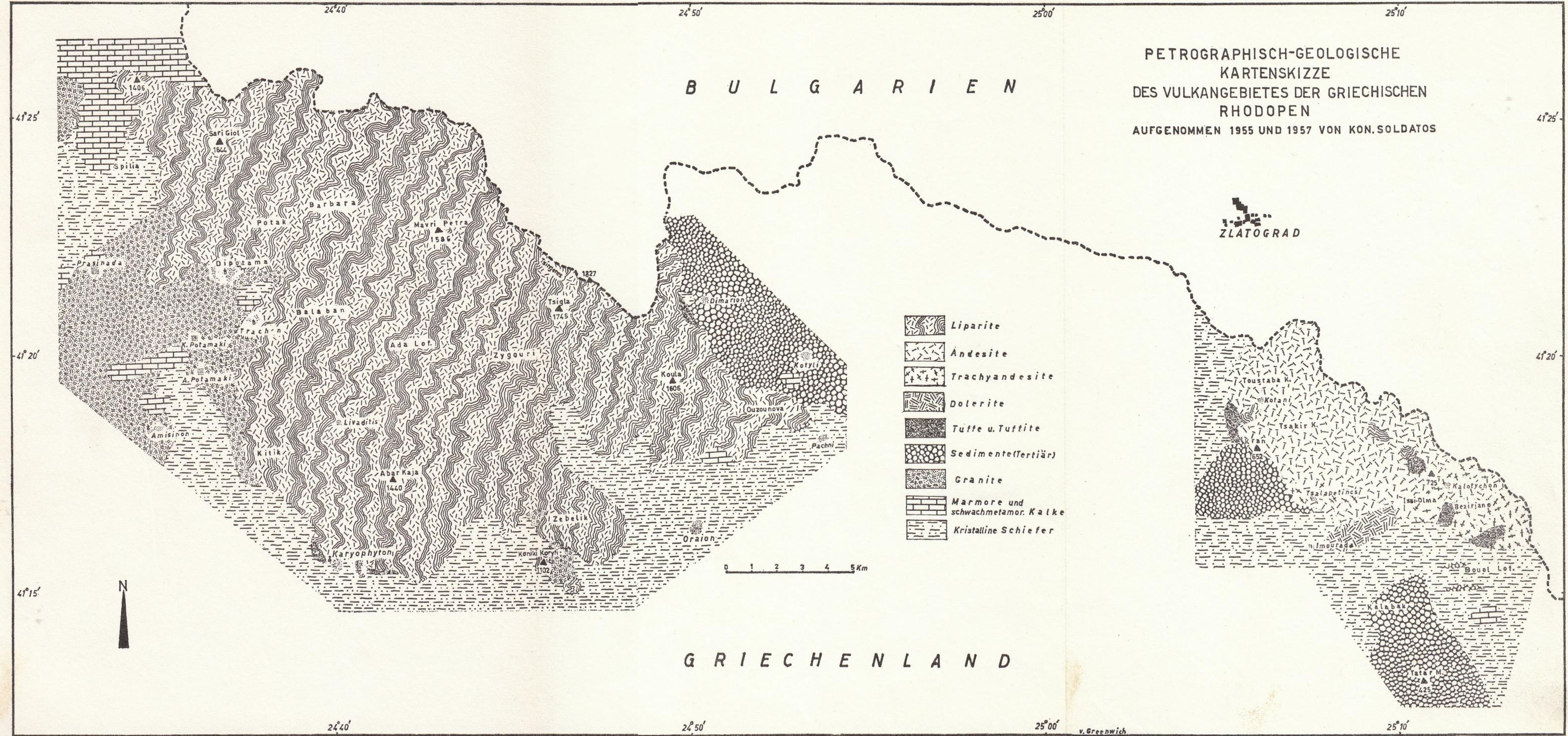


Fig. 25 Orthoklas umrandet die Plagioklase als xenomorphe Zwischenmasse. In einer Stelle (ungefähr Bildmitte, weißer Pfeil) ist Orthoklas nach Karlsbad verzwillingt, wobei die (010)-Verwachsungsebene von Orthoklas mit (010) des Plagioklases nicht zusammenfällt.
Aus Essexitdolerit, Imourada.
Vergr. 40:1, Nic. +



Fig. 26 Quarzdoleritischer Einschluß (oben) im Trachyandesit (unten). Die Grenzen sind scharf. Zonarer Plagioklas mit mehrfachen Rekurrenzen. Ost-Bezirjano.
Vergr. 10:1, Nic. +

PETROGRAPHISCH-GEOLOGISCHE
 KARTENSKIZZE
 DES VULKANGEBIETES DER GRIECHISCHEN
 RHODOPEN
 AUFGENOMMEN 1955 UND 1957 VON KON.SOLDATOS



B U L G A R I E N

G R I E C H E N L A N D

ZLATOGRAD

-  Liparite
-  Andesite
-  Trachyandesite
-  Dolerite
-  Tuffe u. Tuffite
-  Sedimente (Tertiär)
-  Granite
-  Marmore und schwachmetamor. Kalke
-  Kristalline Schiefer

0 1 2 3 4 5 Km



v. Greenwich

Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

Sitz: Mineralogisch-Petrographisches Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich

Die Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender» ist auf Wunsch des Stifters Dr. I. Friedlaender in die Verwaltung eines Stiftungsrates übergegangen, der sich z. Zt. wie folgt zusammensetzt:

Prof. Dr. C. Burri, Zürich, Präsident und Redaktor
Prof. Dr. Ed. Wenk, Basel, Quästor
Dr. H. Bosshardt, Zürich, Aktuar
Dr. R. A. Sonder, Olten, Beisitzer
Dr. C. Friedlaender, Halifax N. S., Beisitzer

An Stelle der früheren «Zeitschrift für Vulkanologie» und als deren Fortsetzung erscheinen seit 1940 unter dem Titel

Publikationen der Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

in zwangloser Folge Einzelabhandlungen aus dem Gebiete der Vulkanologie.

Bis jetzt sind erschienen:

- Nr. 1 *R. v. Leyden*: Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. 151 p., 57 Fig. im Text und XIV Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1940. Preis Fr. 7.50.
- Nr. 2 *R. A. Sonder*: Studien über heiße Quellen und Tektonik in Island. 132 p., 2 Fig. im Text und 13 Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1941. Preis Fr. 7.50.
- Nr. 3 *C. Burri* und *P. Niggli*: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung. Die Ophiolithe. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. 654 p., 6 Tafeln und 211 Figuren im Text. 1945. Preis Fr. 30.-.
- Nr. 4 *C. Burri* und *P. Niggli*: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens II. Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. 206 p., 4 Fig. im Text und 3 Tafeln. 1949. Preis Fr. 10.-.
- Nr. 5 *Chr. Amstutz*: Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. 149 p., 64 Fig. im Text und auf 12 Tafeln, sowie 2 Aufrisse. 1954. Preis Fr. 12.-.
- Nr. 6 *E. N. Davis*: Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. 74 S. 36 Fig. im Text und auf 3 Tafeln sowie 3 Karten. 1957. Preis Fr. 7.-.
- Nr. 7 *R. Jakob*: Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli (Äolische Inseln, Italien). 117 p., 40 Fig. im Text und 4 Tafeln. 1958. Preis Fr. 7.-.

Bestellungen werden durch den Kommissionsverlag Guggenbühl & Huber, Schweizer-spiegel-Verlag, Zürich, Hirschengraben 20, sowie durch jede Buchhandlung entgegen-genommen.

Interessenten, die dem Verlage ihre Adresse mitteilen, werden über neuerscheinende Bände der Serie auf dem laufenden gehalten.

Von der «Zeitschrift für Vulkanologie» sind noch eine große Zahl einzelner Hefte auf Lager und werden zu stark reduzierten Preisen abgegeben. Diesbezügliche Anfragen sind an den Präsidenten des Stiftungsrates zu richten.