

Neue Beiträge zur Kenntnis des granatführenden Cordieritandesites vom Hoyazo bei Nijar (Provinz Almería, Spanien)

Autor(en): **Burri, Conrad / Parga-Pondal, Isidro / Heim, Arnold**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **16 (1936)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-16103>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Neue Beiträge zur Kenntnis des granatführenden Cordieritandesites vom Hoyazo bei Nijar (Provinz Almería, Spanien)

Von *Conrad Burri* (Zürich)
und *Isidro Parga-Pondal* (Santiago de Galicia)

Mit einem geologischen Profil von *Arnold Heim* (Zürich)

ZUSAMMENFASSUNG

Der granatführende Cordieritandesit vom Hoyazo wird an Hand von neuem, ausgezeichnet frischem, Material neu untersucht und seine Bildung durch Endomorphismus diskutiert. Es wird angenommen, dass 100 Teile des Gesteins sich durch Aufnahme von 20 Teilen Granat-Biotit-Sillimanitgneis + 5–15 Teilen SiO₂ durch 75–65 Teile quarzmonzonitisches Magma gebildet haben. Es werden neue chemische Analysen von granatführendem Cordieritandesit, Hornblendediorit (homöogene Einschlüsse), Granat-Biotit-Sillimanitgneis (enallogene Einschlüsse) und Almandin gegeben. Der Almandin wird optisch untersucht.

INHALT:

	Seite
A. Einleitung	226
B. Geologische Verhältnisse	227
C. Petrographie des Andesits und seiner Einschlüsse	230
I. Der granatführende Cordieritandesit	230
II. Die Einschlüsse des granatführenden Cordieritandesits	248
a) Homöogene Einschlüsse	248
b) Enallogene Einschlüsse	250
1. Granat-Biotit-Sillimanitgneis	250
2. Übrige enallogene Einschlüsse	253
D. Genetische Verhältnisse	254
I. Allgemeines	254
II. Die ursprüngliche Zusammensetzung des Magmas	256

A. Einleitung

Das Gestein des Hoyazo, ca. 2 km SE der Stadt Nijar (Provinz Almería, Spanien) gelegen, wurde schon öfters beschrieben und ist schon seit längerem als eines der interessantesten Beispiele eines endomorph veränderten Ergussgesteines bekannt¹⁾. Die gründlichste

¹⁾ S. CALDERÓN Y ARANA, Estudio petrográfico sobre las rocas volcánicas del Cabo de Gata y Isla de Alborán. Bol. Com. Mapa Geol. España 9 (1882), 333–414.

Beschreibung stammt von A. OSANN, der die späteren Arbeiten wenig Neues beizufügen hatten. Wenn hier eine neue Bearbeitung des Vorkommens unternommen wird, so hat dies seinen Grund darin, dass die mittlerweile entwickelten neuen optischen Methoden eine wesentlich eingehendere Charakterisierung des Gesteins und seines ungewöhnlichen Mineralbestandes erlauben, sowie auch ganz besonders darin, dass das uns zur Verfügung stehende Material infolge seiner aussergewöhnlichen Frische ein besonderes Eingehen auf die chemische Seite des Problems gestattete. Dass frisches Material nicht so einfach zu gewinnen ist, geht aus den Angaben W. H. HETZELS (l. c.) deutlich hervor. Das gesamte uns zur Verfügung stehende Material wurde von Prof. ARNOLD HEIM (Zürich) anlässlich eines Besuches des Hoyazo im Jahre 1932 gesammelt. Wir möchten Herrn ARNOLD HEIM auch an dieser Stelle dafür, wie auch für das von ihm aufgenommene Profil und die beigegebene photographische Tafel, unsern herzlichsten Dank aussprechen. Herrn Prof. P. NIGGLI sind wir für interessante Diskussionen und Anregungen zum Danke verpflichtet.

B. Geologische Verhältnisse

Der Hoyazo ist ein Glied der grossen andesitisch-dazitisch-liparitischen Eruptivprovinz, die, ihre Entstehung der jungen alpinen Auffaltung der Cordillera Betica verdankend, die SE-Küste Spaniens von der Insel Alborán über Cabo de Gata - Mesa de Roldán bis zu den Inseln des Mar Menor, E Cartagena, begleitet²⁾.

Der Masse der geförderten Laven nach am bedeutendsten ist das Gebiet der Sierra del Cabo de Gata mit einer Längenausdehnung von ca. 25 km und einer Breite von 5—6 km. Von ihr durch die Rambla de la Serrata getrennt, liegt der schmale Zug der Serrata im NW vorgelagert, ca. 12 km lang und durchschnittlich 1 km breit. Die Serrata ist das am weitesten nach NW vorgeschobene zusammenhängende

A. OSANN, Über den Cordierit führenden Andesit vom Hoyazo (Cabo de Gata). Z. deutsch. geol. Ges. 40 (1888), 694—708.

W. H. HETZEL, Bijdrage tot de Geologie van de Sierra Alhamilla (Provincie Almería) Proefschrift T. H. Delft (1923), 104 p.

TH. WEGNER, Das Schleifgranatvorkommen Hoyazo in Nijar bei Almería. Z. prakt. Geol. 41 (1933), 89—97.

²⁾ A. OSANN, Über den geologischen Bau des Cabo de Gata. Z. deutsch. geol. Ges. 43 (1891), 325—45.

— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata (Provinz Almería). *ibid.* 41) 1889), 297—311.

— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata II. *ibid.* 43 (1891), 688—722.

Eruptivgebiet. Noch weiter im NW, am Fusse der Sierra de Alhamilla, von der Serrata durch die ca. 10 km breite Pliocänebene des Campo de Nijar getrennt, liegen nur noch zwei vereinzelt Eruptionspunkte, von denen der bedeutendere der Hoyazo, ca. 2 km SE der Stadt Nijar gelegen, ist.

Nach TH. WEGNER (l. c.), der das Granatvorkommen des Hoyazo vom bergmännischen Standpunkt aus studiert hat, wird der Hoyazo folgendermassen charakterisiert:

„Der Hoyazo (= tiefe Grube) ist eine kesselförmige Vertiefung von rund 100 m Tiefe und 700 m oberm Durchmesser, die dem Rande der Ebene von Nijar im ersten Anstieg des Geländes zur Sierra de Alhamilla eingesenkt ist. Da die Umrandung dieses Kessels im S und W durch die Ebene von Nijar begrenzt wird und im N und SE durch schluchtartige Erosionstäler von dem Vorland der Sierra Alhamilla getrennt ist, ist die Vertiefung des Hoyazo einem Kegel eingesenkt, der nur im E mit dem übrigen Bergland in Verbindung steht. In der Literatur wird auch er als Hoyazo bezeichnet.

Die Aussenwandung des Hoyazo wird allseits von Kalkstein gebildet. Dieser steigt 310 bis 350 m über Meer auf, und überragt damit rund 150 m den nördlichen Rand der Ebene von Nijar. Der Kalkstein geht in der obersten Kesselwandung mit 5 bis 25 m hohem, meist senkrecht abbrechendem, selten schwach überhängendem Steilabfall aus. Unter ihm tritt im Kessel der Andesit zu Tage. Sein Böschungswinkel beträgt 20—30°. Der flachschüsselförmige Boden des Kessels liegt etwa 100 m tiefer als der Rand. Er wird von 1—2 m tiefen, schmalen und scharfen Wasserrissen durchzogen. Zwei spitzzulaufende Kegel überragen in der Mitte des Kessels etwa 10 bzw. 20 m den Boden der Schüssel. Im S legt sich ein Andesitkamm vor den Kalksteinabfall. Die nur bei sehr starken Regengüssen auftretenden Ablaufwasser durchbrechen hier die Umrandung des Hoyazo in einer schmalen, V-förmigen Schlucht, Rambla de Granatilla genannt.“

Über den Kalkstein berichtet derselbe Autor wie folgt (l. c. p. 92):

„Der Kalkstein ist weiss oder gelblich, selten von rötlicher Farbe. Die Struktur ist zumeist dicht. Er enthält häufig Fossilien, aber fast immer nur in Form von Steinkernen. Knollige Lithothamnien sind häufig. Vor allem bilden sie im E meist klotzige Packen, selten plattige Bänke. Vereinzelt fanden sich zwischen den Lithothamnien gut erhaltene Gastropodengehäuse. Manche Partien werden fast ausschliesslich von Serpulasteinkernen gebildet oder sind erfüllt von Ostreenabdrücken und Steinkernen. Infolgedessen ist der Kalkstein häufig kavernös. Sodann sind in manchen Partien die Wandungen von Zellen unbekanntem Ursprungs mit Kalksinter oder einem Belag von winzigen Kalkspatkriställchen überkrustet. Lokal ist der Kalkstein ein verfestigter Dolomitsand mit Platten von Asterozoen und mit vereinzelt Foraminiferen. In Flecken auftretende Partien stark dolomitischen Kalkes waren mehrfach festzustellen. Kontaktmetamorphe Einwirkungen sind nicht vorhanden.

Es scheint sich um Pliocän zu handeln, als welches die Ablagerung mit einer Ausnahme (Blatt 53 der spanischen geologischen Karte) von allen Autoren angegeben werden.“

Von den ältern spanischen Autoren, z. B. F. M. DONAYRE³⁾, wurde der Hoyazo als Vulkankrater angesehen, und zwar als typischer Erhebungskrater. Dagegen sprechen die Abwesenheit aller Auswurfprodukte und Lavaströme in der Umgegend, sowie der intakte Zustand der Kalksteinhülle. Das Profil von ARNOLD HEIM, das mit demjenigen von TH. WEGNER (l. c. p. 91) sozusagen identisch ist, liesse eventuell die Vermutung aufkommen, dass es sich um einen in den Pliocänkalk eingedrungenen Lakkolithen handeln könnte. Dieser Auffassung neigt z. B. auch W. H. HETZEL zu, allerdings mit Vorbehalt. Klarheit scheinen jedoch hier die neuen Beobachtungen TH. WEGNERS zu schaffen. Dieser Autor konstatiert nämlich (l. c. p. 95) folgendes:

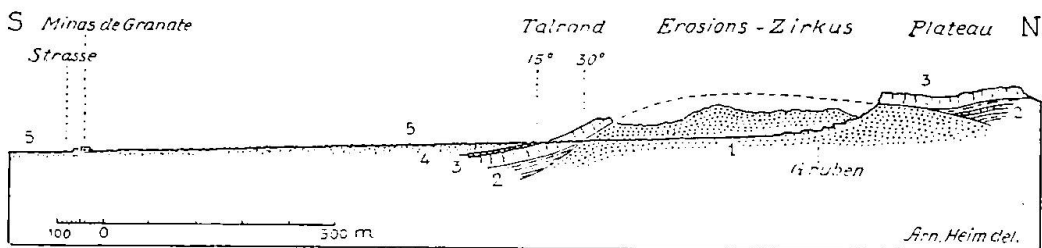


Fig. 1. Profilskizze durch den Hoyazo bei Nijar, aufgenommen von ARNOLD HEIM

1. Granatführender Cordieritandesit als Antiklinalfüllung, stark verwittert.
2. Mergel und Sandstein, die weiter westlich unter dem Kalk zum Vorschein kommen.
3. Massiger, gelblicher Kalkstein, ca. 30 m mächtig, marin, voll schlecht erhaltener Fossilien, pliocän.
4. Harte Kalkbrekzie und Konglomerat, als 3—5 m mächtige Kruste dem Kalk aufsitzend.
5. Rezenter Schuttkegel, 3—15 m mächtig, vorwiegend aus verwittertem granatführendem Cordieritandesit, aus welchem der Granat gewonnen wird.

„Das Auftreten des Kalksteines in einem in EW-Richtung langgezogenen Gewölbe legt die Deutung als Lakkolith nahe. Aber gegen die Lakkolithennatur des Vorkommens spricht meine Beobachtung, dass im unteren, dem Andesit aufliegenden Kalkstein vereinzelt Bruchstücke von verwittertem Andesit, Glimmerplättchen und Granatkristalle auftreten. Biotitplättchen sprenkeln sodann stellenweise den untern Teil des Kalksteins infolge ihrer Häufigkeit. Granat findet sich stellenweise vereinzelt, aber ab und zu häufig im untern Kalkstein. Im E fand ich kleine Nester dichtgehäufter Granaten noch 15 m über der Grenze Andesit-Kalkstein zwischen den vorzüglich erhaltenen Lithothamnien und Gastropoden vor.

³⁾ F. M. DONAYRE, Datos para una reseña física y geológica de la región SE de la provincia de Almería. Bol. Com. Mapa geol. España 4 (1877), 385—461.

Es ist danach eine normale Überlagerung des Kalksteins auf den bereits zur Eruption gelangten und in Verwitterung begriffenen Andesit sicher. Die Lagerungsverhältnisse sind das Ergebnis jungtektonischer Bewegungen. Jungpliocäner und postpliocäner Druck faltete die Schichtfolge Andesit-Pliocäner Kalkstein zu einem EW-Sattel, in dessen mittlerem Teil sich eine unbedeutende EW-Mulde bildete.“

Aus dieser Feststellung des vorpliocänen Alters des Andesites des Hoyazo ergibt sich auch, dass nun keine Schwierigkeiten mehr bestehen, das Hoyazogestein als gleichalterig mit den räumlich benachbarten und petrographisch eng verwandten andesitisch-dazitischen Ergussgesteinen der Sierra de Cabo de Gata, resp. der Serrata zu betrachten. Für letztere wurde bekanntlich von A. OSANN das Alter als ebenfalls vorpliocän bestimmt. Jünger sind nur die K-reichen Gesteine der Umgebung von Vera, vom Typus des Verites und die lamproitischen Gesteine der Provinzen Murcia und Albacete. Für letztere, genauer gesagt für das Vorkommen der bekannten Apatitlagerstätte von Jumilla, hat neuerdings H. GALLWITZ⁴⁾ das Alter als jünger jungmiocän und älter jungpliocän-altdiluvial nachweisen können, während sie A. OSANN⁵⁾ für mittelmiocän angesehen hatte.

C. Petrographie des Andesites und seiner Einschlüsse

Der Andesit enthält zahlreiche Einschlüsse mannigfacher Art, die am besten getrennt besprochen werden. Die folgende petrographische Beschreibung gliedert sich daher in zwei Teile, die Petrographie des Andesites und die seiner Einschlüsse. Moderne petrographische Beschreibungen des Andesites und seiner Einschlüsse lieferten schon A. OSANN (l. c. 1888) und W. H. HETZEL (l. c. 1923). Die Resultate dieser Autoren konnten im allgemeinen bestätigt werden. Darüber hinaus erlaubten die eingehend angewandten U-Tischmethoden einige weitere Feststellungen von Interesse. Die vollkommene Frische des von A. HEIM gesammelten Materials gestattete die chemische Analyse aller interessierenden Gesteine.

I. DER GRANATFÜHRENDE CORDIERITANDESIT

Das bis jetzt nur kurz als „Andesit“ bezeichnete Gestein ist kein normaler Andesit, sondern ein durch Stoffaufnahme endomorph verändertes Produkt. Makroskopisch dunkel- bis hellgrau, auf Klüften bräunlich anwitternd, zeigt es in einer für das bloße Auge dichten Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Biotit und Feldspat, zu-

⁴⁾ H. GALLWITZ, Die Apatitlagerstätte von Jumilla im südöstlichen Spanien. Z. prakt. Geol. 41 (1933), 175—79.

⁵⁾ A. OSANN, Über einige Alkaligesteine aus Spanien. Festschr. H. Rosenbusch, Stuttgart (1906), 263—310.

rücktretend solche von blutrotem, gutidiomorphem Granat und noch seltener solche von Pyroxen und dunkelblauem Cordierit mit typischem Fettglanz. Dazu kommen die verschiedenen Arten von Einschlüssen, die später beschrieben werden sollen.

U. d. M. erkennt man folgende Gemengteile:

Helle Gemengteile: Quarz, Plagioklas

Dunkle Gemengteile: Biotit, Pyroxen, Hornblende

Tonerdesilikate: Granat, Cordierit, Sillimanit

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz, Graphit.

Diese Mineralien liegen in einer glasreichen Basis, die in den etwas von einander verschiedenen strukturellen Typen mehr oder weniger von den gleichen Mineralien, aber in kleineren Dimensionen erfüllt ist. Insbesondere lässt sich Cordierit bis herab zu sehr kleinen Dimensionen deutlich nachweisen. Die Struktur ist im Ganzen als vitrophyrisch bis hyalopilitisch zu bezeichnen.

Quarz.

Dieses Mineral ist durch sein Auftreten deutlich als fremder Einschluss charakterisiert. Es soll deshalb erst später besprochen werden.

Plagioklas.

Der Plagioklas bildet gut idiomorphe Einsprenglinge in der glasigen Grundmasse. Alle Individuen sind verzwillingt und zonar gebaut. Zonar angeordnete Glaseinschlüsse sind nicht selten. In Bezug auf den zonaren Bau lassen sich zwei Typen deutlich unterscheiden, einer mit normaler Zonarstruktur und ein zweiter mit ausgeprägt inverser. Der erstere überwiegt bei weitem. Zahlreiche U-Tischuntersuchungen ergaben als Zusammensetzung Bytownit bis Bytownit-Anorthit An_{80} bis An_{90} im Kern, mit nach aussen kontinuierlich saurer werdendem Rand bis Labrador An_{60} im Durchschnitt. Als extremster Wert für die Zusammensetzung der äussersten Zone wurde gemessen Labrador An_{52} . Unter den konstatierten Zwillingsgesetzen überwiegen diejenigen mit $VE = (010)$ stark. Albit-, Karlsbad- und Roc-Tourné-Gesetz finden sich häufig, sowohl in polysynthetischen Stöcken, wie auch in solchen, die nur aus zwei Individuen aufgebaut sind. Vereinzelt wurde auch das Estérel- und ein einziges Mal das Albit-Estérel Komplexgesetz konstatiert. Die Roc Tourné-Zwillinge sehen auf den ersten Blick oft Karlsbadern sehr ähnlich. Sie haben bei Schnitten schief zur VE mit ihnen besonders das unscharf-verwaschene Aussehen der Zwillingsgrenze gemeinsam und scheinen wie die Karlsbader nur aus zwei Individuen zu bestehen. Beim Senk-

rechtstellen der VE auf dem U-Tisch erkennt man aber meist eine äusserst schmale, zwischengeschaltete dritte Lamelle. Diese setzt nicht in allen Fällen vollständig durch, sondern keilt z. T. streckenweise aus, sodass dann die zu einander in Roc Tourné-Stellung stehenden Hauptindividuen mit einander in Kontakt kommen. Es scheint mir deshalb berechtigt, von Roc Tourné-Zwillingen zu sprechen, auch dann, wenn eine schmale Zwischenlamelle konstatiert wird. Gegenüber den Zwillingen mit $VE = (010)$ treten solche nach dem Periklin- und noch mehr nach dem Baveno-Gesetz sehr stark zurück.

Der zweite Typus von Plagioklaseinsprenglingen ist bedeutend seltener als der erste. Er ist charakterisiert durch einen Kern von Andesin bis Labrador, z. T. mit schwach ausgeprägter normaler Zonarstruktur. Die extremen konstatierten Anorthitgehalte schwanken zwischen An_{52} und An_{38} . Um diesen Kern legt sich eine Hülle von Labrador An_{60-65} . Alle Individuen dieses Typus sind verzwillingt, aber immer nur in einfachen Zwillingen aus zwei Individuen bestehend. Das Karlsbadergesetz herrscht vor, daneben findet sich auch das Albit-Gesetz. Andere Gesetze oder kompliziertere Stöcke wurden, im Gegensatz zum ersten Typus nicht konstatiert. Auffallend ist die grosse Verschiedenheit, die mit einander verzwilligte Individuen im Anorthitgehalt aufweisen. Es wurden Differenzen bis 14 % konstatiert. Derartige Differenzen, wenn auch nicht in diesem Ausmass, sind schon von verschiedenen Autoren erwähnt worden⁶⁾. Wenn auch die wirkliche Existenz von solchen Verschiedenheiten durchaus als feststehend betrachtet werden darf, so scheint sich aus Überlegungen am vorliegenden Material doch zu ergeben, dass Unterschiede im An-Gehalt verzwilligter Individuen bei Zonarstruktur durch besondere Schnittlage zum mindesten verstärkt, wenn nicht überhaupt vorgetäuscht werden können.

Es soll schon hier bemerkt werden, dass die Plagioklase mit inverser Zonarstruktur für die genetische Deutung des Andesits von grosser Bedeutung sind, indem die Zusammensetzung der Kerne (Andesin) die gleiche ist, wie die der Plagioklase der enallogenen Einschlüsse von Granat-Biotit-Sillimanitgneis. Es handelt sich danach offenbar um nichtresorbierte Überreste dieser Feldspäte, um die sich weitere Zonen von Plagioklas von der Zusammensetzung, wie er gerade an der betreffenden Stelle mit der Schmelze im Gleichgewicht war, anlagerten.

⁶⁾ Vergl. z. B. M. BEREK, Zwillingsfehlbildungen an Plagioklasen und ihre Bedeutung für die Anwendung der Ussowschen Diagramme. Z. Kristallogr. 61 (1925), 177–8.

A. OSANN (l. c. 1888) hatte die Plagioklase des Andesits auf Grund des spez. Gew. und der Auslöschungsschiefe auf (001) als der „Labrador-Bytownitreihe“ zugehörig bestimmt. Das Vorkommen von zwei verschiedenen, sich durch die Zonenfolge unterscheidenden Typen war ihm jedoch entgangen. W. H. HETZEL ¹⁾ erwähnt das Auftreten vereinzelter Rekurrenzen. Als allgemeine Zusammensetzung gibt er auch wie OSANN Labrador bis Bytownit.

Biotit.

Der Biotit ist der vorherrschende dunkle Gemengteil. Er kommt in gut idiomorphen Individuen vor, die meist leistenförmige Querschnitte und gerne eine leichte Rundung durch Resorption zeigen. Opacitbildung konnte nie wahrgenommen werden, es soll jedoch erwähnt werden, dass sie HETZEL von seinem Material anführt (W. H. HETZEL l. c. (1923) p. 46). Auffallend sind die mannigfachen Spuren mechanischer Einwirkung, verursacht durch die Fließbewegungen im Magma. Knickungen, Verbiegungen, Aufblättern, Knickungen unter teilweiser Aufblätterung etc. sind in selten schöner Weise vorhanden. Die Spaltbarkeit ist sehr deutlich, der Pleochroismus hellgelb-kastanienbraun. Der Achsenwinkel schwankt von Null bis zu beträchtlichen Werten. Konoskopisch wurde maximal $2E = 31^\circ$ gemessen bei deutlicher Dispersion $v > \rho$. Nach A. OSANN (l. c. (1888) p. 699) ist der Achsenwinkel „gross, jedoch bei verschiedenen Blättchen recht schwankend“. Derselbe Autor erwähnt für den Biotit auch eine deutliche Auslöschungsschiefe und Zwillingsbildungen nach dem TSCHERMACKSchen Gesetz. Diese konnten nur vereinzelt konstatiert werden.

Pyroxen.

Nach dem Biotit ist der wichtigste dunkle Gemengteil Pyroxen, und zwar rhombischer. Er findet sich in gutidiomorphen, kurzprismatischen Individuen mit der gewohnten Pyroxenspaltbarkeit und einer groben Absonderung nach der Basis. In Dünnschliffen normaler Dicke ist kein Pleochroismus wahrnehmbar. Nach A. OSANN gilt für isolierte Kristalle (l. c. (1888) p. 699.)

$n_\alpha =$ rötlichgelb, $n_\beta =$ gelb, $n_\gamma =$ grün.

In einigen Fällen wurde eine Umwandlung in Biotit festgestellt. Die Zusammensetzung wurde auf Grund von Messungen des Achsenwinkels $2V$ ermittelt. Dabei zeigte sich eine deutliche, vorher nur

¹⁾ W. H. HETZEL, l. c. (1923), p. 47: „echter kan een enkele schaal hiervan [normale Zonenfolge] opwijken en basischer zijn dan die er binnen es gelegen“.

auf Grund der Auslöschung nicht hervortretende Zonarstruktur. Die Messungen ergaben folgende extremen Werte:

Kern: $(-)2V = 70^\circ$ entsprechend ca. 30 Mol. % FeSiO_3

Rand: $(-)2V = 54^\circ$ entsprechend ca. 50—60 Mol. % FeSiO_3 .

Das Mineral ist somit als Hypersthen zu bezeichnen. Der FeSiO_3 -Gehalt wurde nach dem neuen Diagramm von N. F. M. HENRI⁸⁾ ermittelt. Dieses Diagramm zeigt, wie auch dasjenige von R. WALLS, für die $2V$ -Kurve ein ausgesprochenes Minimum in der Gegend von ca. 55 Mol. % FeSiO_3 , dies im Gegensatz zu den bisher wohl am meisten gebrauchten, z. B. demjenigen von A. N. WINCHELL⁹⁾. Die Zusammensetzung des Randes unseres Hypersthens entspricht gerade ungefähr diesem Minimum.

Bemerkenswert ist auch die Angabe von N. F. M. HENRI, dass, im Gegensatz zu den bisherigen Angaben, der Pleochroismus mit zunehmendem Fe-Gehalt nicht stetig wächst, sondern dass Fe-reiche, schwach pleochroitische Hypersthene existieren.

Diopsidischer Augit, optisch + mit c/n_γ um 40° ist sehr selten. Die von A. OSANN und W. H. HETZEL erwähnten Verwachsungen desselben mit Hypersthen konnten an unserem Material nicht beobachtet werden.

Hornblende.

An Menge hinter dem Pyroxen stark zurücktretend, findet sich eine braun-grüne Hornblende. Sie bildet langstengelige Kristalle, begrenzt von Prisma und seitlichem Pinakoid, ohne Endflächen. Die prismatische Spaltbarkeit ist sehr gut entwickelt. Der Pleochroismus zeigt das Schema:

$n_\alpha =$ hellgelbgrün, $n_\beta =$ grünlichbraun, $n_\gamma =$ gelbgrün.

Die Auslöschungsschiefe wurde auf dem U-Tisch zu $16-18^\circ$ für c/n_γ , der Achsenwinkel zu $(-)2V = 80^\circ$ bestimmt. Es handelt sich somit um gewöhnliche Hornblende.

Granat.

Der Granat bildet einer der auffälligsten Bestandteile des Andesites. Ihm verdankt dieser auch eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung, indem der Granat seit längerer Zeit bergmännisch gewon-

⁸⁾ N. F. M. HENRI, Some data on the iron-rich hypersthene. *Min. Mag.* 24 (1935), 221—26.

Vergl. a. R. WALLS, A critical review of the data for a revision of the enstatite-hypersthene series. *ibid.* 24 (1935), 165—72.

⁹⁾ A. N. WINCHELL, Studies in the Pyroxene group. *Amer. J. Sc.* 6 (1923), 504—20 und *Elements of Optical Mineralogy* 3rd ed. 2 (1933), 218.

nen und als Schleif- und Abrasivmittel verwandt wird. Die Gewinnung geschieht ausschliesslich aus dem der w. o. erwähnten „Rambla de Granatilla“ vorgelagerten Schuttdelta, und zwar nach sehr primitiven Methoden, über die sich bei TH. WEGNER (l. c. (1933) p. 96) nähere Angaben finden. Von dem auf 24 000 t geschätzten ursprünglichen Granatgehalt dürften nach den Angaben dieses Autors bis 1933 bereits ca. 20 000 t abgebaut worden sein, so dass das Vorkommen bald vollständig erschöpft sein dürfte. Eine Gewinnung aus dem anstehenden Gestein dürfte neben den durch dessen Härte und Kompaktheit bedingten Aufbereitungsschwierigkeiten hauptsächlich auch am geringen Gehalt an Granat scheitern. TH. WEGNER schätzt diesen auf weniger als 0.5 %, in den Alluvionen dagegen auf ca. 10 %.

Da uns nur ca. 70 Stück lose Granaten zur Verfügung standen, von denen es zudem ungewiss war, ob diese nicht schon einen Sortierungsprozess durchgemacht hatten, da sie A. HEIM nicht direkt den Alluvionen, sondern einem zusammengeschaukelten Haufen entnahm, seien für die Korngrösse die Angaben TH. WEGNERS (l. c. (1933) p. 93) hier wiederholt. Dieser Autor konstatierte für eine Probe von 700 g

4,7 — 5 mm.	10 %
3 — 4,7 „	35 %
2 — 3 „	24 %
1,02 — 2 „	28 %
0,49 — 1,02 „	3 %
	<hr/> 100 %

Dabei enthielten die beiden letzten Fraktionen ausser stark korrodier-ten, runden Körnern auch zahlreiche Splitter.

Individuen bis zu 2 cm, wie sie A. OSANN erwähnt, wurden weder von TH. WEGNER, noch von W. H. HETZEL, noch von uns konstatiert. Sie dürften daher wohl nur ausnahmsweise und ganz lokal auftreten.

Der Granat ist von dunkelvioletter Farbe und leicht halbmatalischem Glanz. Er zeigt vorherrschend das Deltoidikositetraeder (211)¹⁰⁾, dazu untergeordnet das Rhombendodekaeder. Die Flächen von (211) sind stets parallel zu den Kombinationskanten mit (110) gestreift. Von A. OSANN wurde hierbei einmal das Hexakisoktaeder (321) konstatiert.

Die meisten der losen, aus den Alluvionen gesammelten Kristalle sind etwas matt und an den Kanten leicht gerundet. Dabei handelt es sich wohl um eine ganz geringe Ansmelzung durch das

¹⁰⁾ In Übereinstimmung mit den Angaben von A. OSANN (l. c. (1888), p. 705). Die Angabe bei TH. WEGNER (l. c. (1933), p. 93), dass es sich um Triakisoktaeder handle, dürfte auf einem blossen Versehen beruhen.

Magma, wie auch die Dünnschliffbeobachtungen zeigen. Die kleineren Individuen scheinen dabei eher etwas stärker gerundet zu sein. Niemals finden sich jedoch Kelyphitbildungen oder andere Zeugen von Reaktionen mit Beteiligung des Granates. Eventuell ist ein Teil der Rundung der sich lose in den Alluvionen findenden Granaten auch durch nachträgliche Korrosion auf der sekundären Lagerstätte bedingt. Rundung durch Abrollung dürfte ausgeschlossen sein, da ein Transportweg von maximal 2 km bei ca. 50 m Höhendifferenz, wie er hier vorliegt, bei einem so harten Mineral ohne Einfluss bleiben muss.

Mikroskopisch ist der Granat vollkommen isotrop. Als Einschlüsse wurden in seltenen Fällen einige Sillimanitnadeln beobachtet, meist ist er vollständig rein. Da seine Menge unter 1 % beträgt, ist er nicht in jedem Schliffe zu treffen. Das Gestein wurde deshalb als „granatführend“ bezeichnet.

Trotzdem es sich um ein schon lange bekanntes und sehr schönes Vorkommen von Granat handelt, bei dem die Kristalle, wie eben erwähnt, in grösster Reinheit auftreten, existierte bisher noch keine chemische Analyse davon. Die chemische Zusammensetzung wurde wie folgt festgestellt:

Granat (Almandin) vom Hoyazo bei Nijar (Prov. Almería, Spanien)

SiO ₂	36,65	6108	6108		
Al ₂ O ₃	19,76	1938	} 2226		
Fe ₂ O ₃	4,59	288			SiO ₂ : R ₂ O ₃ : RO = 3 : 1,09 : 2,86
FeO	31,94	4444	} 5827		
MnO	2,41	325			Dichte (Pyknometer):
MgO	3,55	880			d _{22°/4°} = 4,201 ± 0,002
CaO	1,00	178			
TiO ₂	0,16	20			
H ₂ O +	0,00				
H ₂ O -	0,00				
	<u>100,06</u>			Analytiker: I. PARGA-PONDAL	

Wie die meisten Analysen Fe^{II}-haltiger Granate, inbegriffen neuere, nach einwandfreien Methoden durchgeführte, lässt auch diese sich nicht ohne weiteres glatt auf die ideale Granatformel verrechnen. Das Verhältnis der Oxyde ist

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO} = 3,00 : 1,09 : 2,86$$

statt $3,00 : 1,00 : 3,00$

wie dies dem Idealfall entsprechen würde. Die Abweichungen sind von der gleichen Grösse, wie sie z. B. jüngst von B. GOSSNER und E.

ILG¹¹⁾ an Almandinen des Bayrischen Waldes festgestellt wurden. Analoge Verhältnisse von andern Fundstellen liessen sich leicht anführen.

Da es eine altbekannte Tatsache ist, dass sich bei Fe^{II}-reichen Granaten ein Teil des Fe^{II} schon beim Zurichten der Substanz für die Analyse oxydiert, so ist es naheliegend, die Berechnung unter teilweiser Reduktion des Fe₂O₃ der Analyse zu versuchen. Eine einfache Rechnung zeigt, dass sich das Verhältnis

$$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO} = 3.00 : 1.01 : 3.03$$

einstellt, wenn man die 288 Mol. Teile Fe₂O₃ in 118 Mol. Teile Fe₂O₃ und 340 Mol. Teile FeO aufteilt. Die kleine Menge TiO₂ wurde dabei zu SiO₂ geschlagen, wobei gleichwohl noch ein kleines SiO₂-Manko übrigbleibt. Die Berechnung lässt sich dann folgendermassen durchführen:

		Almandin	Spessartin	Pyrop	Andradit	Differenz
SiO ₂	} 6128	4784	325	705	353	- 39
TiO ₂						
Al ₂ O ₃	1938	1595	108	235	—	—
Fe ₂ O ₃	118	—	—	—	118	—
FeO	4784	4784	—	—	—	—
MnO	325	—	325	—	—	—
MgO	880	—	—	705	175	—
CaO	178	—	—	—	178	—
		11163	758	1645	823	
		Almandin	(SiO ₄) ₃ Al ₂ Fe ₃	77,6 Mol. %		
		Pyrop	(SiO ₄) ₃ Al ₂ Mg ₃	11,4		
		Spessartin	(SiO ₄) ₃ Al ₂ Mn ₃	5,3		
		Andradit	(SiO ₄) ₃ Fe ₂ (Ca, Mg) ₃	5,7		
				100,0 Mol. %		

Der Granat ist somit nach seiner chemischen Zusammensetzung als Almandin zu bezeichnen.

Zur Bestimmung der Lichtbrechung wurde aus einem klaren Kristall mittels des Wülflingschen Schleifdreifusses ein Prisma geschliffen. Beim Schleifen trat die grosse Härte des Almandins augenscheinlich hervor. Die Herstellung des monochromatischen Lichtes geschah mittels eines Monochromators nach A. E. H. TUTTON von A. HILGER-London, auf dessen Eintrittsspalt der positive Krater einer Gleichstrom-Mikrobogenlampe abgebildet wurde. Ausser einer Reihe von Fraunhoferschen Linien wurden auch die Wellenlängen der

¹¹⁾ B. GOSSNER und E. ILG, Beitrag zur Mineralogie des Bayrischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin-Spessartin, und von Cordierit. Z. Bl. Mineral. etc., Abt. A. (1932), 1—12.

roten Li-Linie und der grünen TI-Linie eingestellt, um Vergleiche mit den Brechungsindices für diese früher vielgebrauchten Wellenlängen zu ermöglichen. Auf die Berücksichtigung von Bruchteilen von $\mu\mu$ wurde verzichtet. Die Resultate sind in Tabelle I zusammengestellt. MIE hatte seinerzeit für A. OSANN (l. c. (1888) p. 705) bestimmt:

$$n_{\text{Na}} = 1.813 \text{ und } n_{\text{Li}} = 1.809 \text{ (Methode nicht angegeben).}$$

Mit diesen Werten besteht somit gute Übereinstimmung, wie auch mit den in der Literatur für Almandine anderer Fundorte gegebenen Werten.

Tabelle I

Lichtbrechung des Almandins vom Hoyazo (Prov. Almería, Spanien)

Brechender Winkel des Prismas $40^{\circ} 59.5'$

$t = 22^{\circ} \text{ C.}$ Alle $n \pm 0.0002$

Linie	$\lambda_{\mu\mu}$	n	Linie	$\lambda_{\mu\mu}$	n
H	397	1,8414	D	589	1,8130
h	410	1,8379	C	656	1,8087
G	431	1,8332	Li	671	1,8081
F	486	1,8236	B	687	1,8069
E	527	1,8187	a	719	1,8058
TI	535	1,8177	A	759	1,8040

$$n_{\text{TI}} - n_{\text{Li}} = 0,0096$$

Cordierit.

Der Cordierit kommt, wie schon A. OSANN (l. c. (1888) p. 699) beobachtete, in zwei Ausbildungsformen vor. Selten findet er sich als unregelmässige Körner, die offenbar fremde Einschlüsse darstellen, ungleich häufiger jedoch in Form von scharfkantigen, gut ausgebildeten, scheinbar hexagonalen Individuen. An dieser Stelle interessiert nur diese Form des Auftretens, für die direkte Auskristallisation aus dem Magma angenommen werden muss. Die ersterwähnte soll bei den enallogenen Einschlüssen behandelt werden. Die reichlich auftretenden magmatisch ausgeschiedenen Cordierite zeigen kurzprismatisch-gedrungenen Habitus und sind von hexagonalem Prisma und Basis begrenzt. Alle Individuen zeigen auf der Basis die bekannte Teilung in sechs Felder, wobei je zwei, einander diametral gegenüber liegende gleiche optische Orientierung aufweisen. Jedes Feld zeigt im Konoskop den Austritt einer optischen Bisektrix n_{α} , die Achsenebenen sind radial angeordnet und bilden miteinander Winkel von 60° . Die Trennung der einzelnen Felder verläuft

meist geradlinig, scharf, es kommen aber, besonders bei grösseren Individuen, auch Fälle vor, wo die einzelnen Felder mehr oder weniger regelmässig begrenzte Fetzen der Nachbarindividuen einschliessen. Ja es finden sich sogar Bildungen, die man direkt als polysynthetisch bezeichnen kann (Fig. 2). Es handelt sich somit als Ganzes um die bekannten mimetischen pseudo-hexagonalen Drillinge nach (110)¹²⁾. Die Untersuchung auf dem U-Tisch bestätigte diese Resultate und zeigte besonders auch deutlich das allen Individuen eines Drillings gemeinsame n_α . Der Achsenwinkel variiert etwas

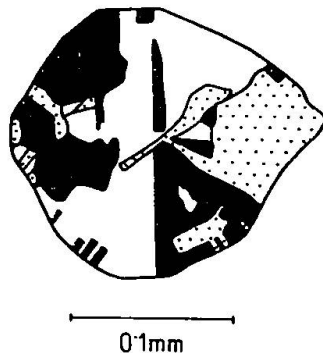


Fig. 2. Intensiv verzwilligter Cordierit mit polysynthetischen Bildungen.

für die einzelnen Individuen und ist für den Rand stets etwas kleiner als für den Kern (bezogen auf n_α). Es wurde gefunden:

$$(-) 2V = 60^\circ - 82^\circ.$$

Nach L. OPPENHEIMER¹³⁾ wird mit abnehmendem spez. Gewicht $2V_\alpha$ grösser, sodass man nach diesen Angaben auf einen Mg-reicheren Kern mit Fe-reicherer Hülle schliessen kann. Die genaue gegenseitige Abhängigkeit von $2V$ und Fe-Gehalt ist aber noch durchaus unsicher, schätzungsweise dürfte der Unterschied im Fe-Gehalt zwischen Kern und Hülle ca. 2 % Fe betragen¹⁴⁾.

¹²⁾ A. OSANN (l. c. (1888), p. 700) gibt, wohl versehentlich, als Zwillingsebene (120) an.

¹³⁾ L. OPPENHEIMER, Untersuchungen an Cordierit. Inaug. Diss. Univ. Heidelberg (1914). Sep.-Abdr. a. Verh. Heidelb. Naturw. Ver. N. F. 13 (1914), 257—303, im bes. 301—2.

¹⁴⁾ Auf Grund der Tabelle in ROSEBUSCH-MÜGGE, Physiogr. 5. Aufl. (1927), 371. Nach dieser Tabelle nimmt $2V_\alpha$ mit zunehmendem Fe-Gehalt ab, wie schon oben erwähnt wurde. Es soll aber hier darauf hingewiesen werden, dass die von M. S. KRISHNAN, Note on a cordierite in a cordierite-gneis from Madura district, Madras. India. Min. Mag. 20 (1924), 248—51, gemachten Beobachtungen hiermit nicht übereinstimmen. Nach diesem Autor ist ein sehr Fe-reicher Cordierit mit 2.20 % Fe_2O_3 und 7.07 % FeO optisch positiv.

Die meisten Cordierite, insbesondere die grössern, führen nadelige Einschlüsse von Sillimanit. Dieser ist erkennbar an der hohen Licht- und niedrigen Doppelbrechung, gerader Auslöschung und an der optischen Orientierung mit n_γ in der Längserstreckung. Im Zentrum der Cordierite ist er unregelmässig-knäuelartig, am Rande parallel den Begrenzungen des pseudohexagonalen Prismas angeordnet. Die Sillimaniteinschlüsse dürften wohl daher rühren, dass Cordierit nach G. A. RANKIN und H. E. MERWIN¹⁵⁾ inkongruent schmilzt unter Sillimanitabspaltung. Bei der Kristallisation einer Schmelze von der Zusammensetzung des Cordierits muss sich demnach zuerst Sillimanit ausscheiden, der nachträglich resorbiert wird, wobei bei nicht vollständiger Erreichung des Gleichgewichts Sillimanitreste übrig bleiben können.

Der Pleochroismus des Cordierites ist in Dünnschliffen normaler Dicke nicht wahrnehmbar. Für sehr dicke Präparate gibt A. OSANN (l. c. (1888) p. 700)

n_α = gelblichweiss, n_β = dunkelviolet, n_γ = etwas heller violett.

Wie oben erwähnt, zeigen alle Cordierite die bekannten mimetischen Zwillingsbildungen nach (110). Andere Zwillingsgesetze mit parallelen c-Achsen, wie sie z. B. A. v. LASAULX¹⁶⁾ von Laachersee-Auswürflingen oder M. KOCH¹⁷⁾ aus Kersantiten von Michaelstein im Unterharz beschrieben, wurden nicht beobachtet. Dagegen zeigt schon eine oberflächliche Beobachtung, dass eine ganze Anzahl von Verwachsungen bisher nicht beschriebener Art auftreten, und zwar solche mit parallelen, wie mit nicht parallelen c-Achsen der mimetisch hexagonalen Drillingsindividuen. Das vorliegende Gestein ist zum Studium derartiger Bildungen direkt prädestiniert, da die vitrophyrische Struktur desselben dem Cordierit eine wohl sonst nur selten vorhandene Möglichkeit zur ungehinderten idiomorphen Entwicklung bot. Im allgemeinen findet sich ja der Cordierit in Gesteinen von granoblastischer Struktur, z. B. Hornfelsen oder Katagneisen, die derartige Verwachsungen, wenn sie auch vorhanden sind, kaum erkennen lassen.

Die Untersuchung geschah mittels des U-Tisches. Licht-, Doppelbrechungs- und Dispersionsverhältnisse liegen beim Cordierit zu diesem Zwecke

¹⁵⁾ G. A. RANKIN und H. E. MERWIN, The ternary system MgO-Al₂O₃-SiO₂. Amer. J. Sc. 45 (1918), 301—25.

¹⁶⁾ A. v. LASAULX, Über Cordieritzwillinge in einem Auswürfling des Laachersees. Z. Kristallogr. 8 (1884), 76—80.

¹⁷⁾ M. KOCH, Die Kersantite des Unterharzes. Jb. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1886 (1887), 44—104.

sehr günstig; es lässt sich daher bei Verwendung von Segmenten mit $n = 1.554$ unter Einhaltung der üblichen Vorsichtsmaßregeln eine bedeutende Genauigkeit der Messungen erwarten. Da es sich immer um Verwachsungen mimetischer Drillinge handelt, war es sehr wichtig, die Orientierung dieser in Bezug auf die Schliffebene genau festzulegen. Dies schliesst zwei Operationen in sich, nämlich 1. die Festlegung der den drei Individuen eines Drillings gemeinsamen c-Achse, und 2. die Festlegung von n_β und n_γ , d. h. des Betrages der Drehung um die c-Achse. Operation 1. lässt sich mit grosser Genauigkeit für alle Schnittlagen ausführen. Ist n_α weniger als 45° zur Schliffebene geneigt, so wird sie als Schnittpunkt von 6 optischen Symmetrieebenen $\perp n_\beta$ und n_γ bestimmt. In der Praxis wurde in diesem Falle n_α gewöhnlich als Schnittpunkt der drei Ebenen $\perp n_\gamma$ festgelegt, da sich diese genauer einmessen lassen als die die optische Achsen enthaltenden Ebenen $\perp n_\beta$. Bildet n_α mit der Schliffebene einen Winkel grösser als 45° , so sucht man die Ebene $\perp n_\alpha$ auf. Diese lässt sich ebenfalls mit grosser Genauigkeit einstellen, da sie allen drei Individuen gemeinsam ist. Man sucht demnach die Stellung, bei der bei Drehen um A_4 (i. S. v. M. BERÉK) die Dunkelheit für alle drei Individuen gleichmässig

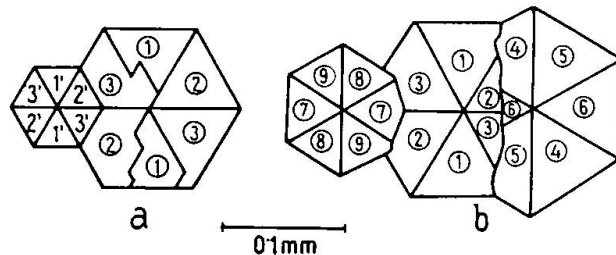


Fig. 3. Parallelverwachsungen von hexagonal-mimetischen Cordieritdrillingen.
a) Vollständige Parallelverwachsung.

b) Verwachsungen mit parallelen c-Achsen, wobei die miteinander verwachsenen Drillingsindividuen um 30° um die c-Achse gegeneinander verdreht sind, so dass die hexagonalen Prismen I. und II. Stellung

zu einander parallel sind.

erhalten bleibt. Ein Rot I. leistet dabei gute Dienste. Das gesuchte n_α ist der Pol dieser Ebene.

Operation 2., die Festlegung der Ebenen $\perp n_\beta$ und n_γ ist schwieriger und nur mit geringerer Genauigkeit durchzuführen. Für den Fall, dass der Winkel $n_\alpha/\text{Schliffnormale} < 45^\circ$ ist, treten zwar keine besonderen Schwierigkeiten auf. Ist er jedoch $> 45^\circ$ und liegt n_α gar annähernd in der Schliffebene, so ändern sich die Verhältnisse. Nehmen wir z. B. an, dass n_α in der Schliffebene liegt und eine der sechs sich in n_α schneidenden Symmetrieebenen normal dazu, so werden nur noch zwei weitere, mit dieser je Winkel von 30° bildende Symmetrieebenen zur Einmessung erreichbar sein, währenddem für die andern die Neigung zu gross ist. Bedenkt man ferner, dass die Verwachsungsflächen nicht regelmässig ausgebildet sind und sich daher zwei oder gar drei Individuen innerhalb der Schliffdicke keilförmig überlagern können, oder dass infolge besonderer Lage der Schliffebene einzelne Individuen gar nicht getroffen werden, so ergibt sich, dass man in der Praxis sehr oft sich mit dem Einmessen einer oder zwei der sechs sich in n_α schneidenden Symmetrieebenen begnügen muss. Die übrigen lassen sich ohne weiteres konstruieren, da man weiss, dass

ihr Pole in der Ebene $\perp n_a$ in Anständen von 30° aufeinanderfolgen, wobei n_β und n_γ immer abwechseln. Bei diesem Verfahren geht natürlich der beim Einmessen der einen oder zwei zugänglichen Symmetrieebenen gemachte Fehler auch in die Positionen der übrigen ein und das ganze hexagonal-mimetische Drillingsindividuum erscheint um einen gewissen Fehlerwert um die richtig eingemessene c-Achse verdreht.

Bei den nun zu beschreibenden Verwachsungen können solche mit parallelen c-Achsen der hexagonalen Sammelindividuen und solche mit nicht parallelen unterschieden werden. Bei der ersten Gruppe kann man zuerst solche ausscheiden, bei denen sämtliche hexagonal korrespondierenden Richtungen parallel sind, also Parallelverwachsungen i. e. S. Fig. 3a zeigt einen solchen Fall, wie er nur der Vollständigkeit halber erwähnt zu werden braucht.

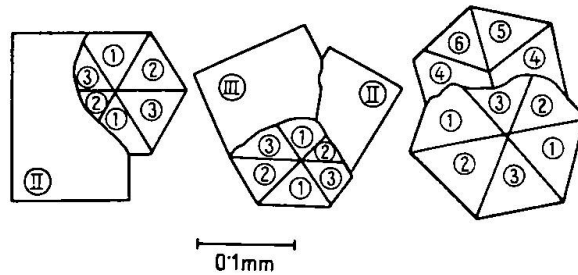


Fig. 4. Beispiele für Verwachsungen hexagonal-mimetischer Cordieritdrillinge mit nicht parallelen c-Achsen.

Interessanter sind Verwachsungen vom Typus der Fig. 3b, bei denen das hexagonale Prisma I. Stellung des einen Individuums mit demjenigen II. Stellung des andern parallel verwachsen ist. Die Verwachsungsflächen sind dabei immer unregelmässig. Die U-Tischmethode gestattet aus den weiter oben diskutierten Gründen die Parallelität der c-Achsen der einzelnen Sammelindividuen sehr genau festzustellen. Das genaue Zusammenfallen der betreffenden Symmetrieachsen der Teilindividuen der einzelnen Drillingsstöcke zeigt, dass tatsächlich eine Parallelverwachsung der erwähnten Art und nicht etwa eine Zwillingbildung nach einer Fläche $(210) = (52\bar{7}0)$ in hexagonaler Symbolisierung, die den Winkel $(100)/(110) = (10\bar{1}0)/(11\bar{2}0)$ ungefähr halbiert.

Viel häufiger und komplizierter sind die Fälle von Verwachsungen mit nicht parallelen c-Achsen der Drillingsstücke, von denen Fig. 4 einige Beispiele zeigt. Die U-Tischuntersuchungen zeigen, dass man auch hier, in Analogie zum vorigen Fall, zwei Typen zu unterscheiden hat. Beim ersten Typ sind die beiden hexagonalen Sammelindividuen spiegelbildlich zu einer Bipyramidenfläche I. oder II. Stellung miteinander verwachsen, sodass man von einem Zwilling

nach dieser Fläche sprechen kann. Beim zweiten Typ ist, wie dies beim zweiten Typ der Parallelverwachsungen der Fall war, das eine Individuum gegenüber dem zweiten um einen Winkel von 30° verdreht, sodass eine Fläche I. Stellung spiegelbildlich zu einer solchen II. Stellung zu liegen kommt. Für beide Typen wurden eine Reihe von Subfällen mit verschiedenem Winkel der c-Achsen konstatiert. Ein weiteres Eingehen auf diese interessanten und komplizierten Verhältnisse würde an dieser Stelle zu weit führen. Es soll an anderer Stelle näher darauf eingegangen werden.

Sillimanit.

Der Sillimanit findet sich wie der Cordierit in verschiedenen Formen des Auftretens. Bereits erwähnt wurden die Sillimaniteinschlüsse, die den gutidiomorphen Cordieriten eingelagert sind. Andere Cordieritindividuen von unregelmässiger Begrenzung, die von Sillimanitnadeln in mehr oder weniger inniger Verfilzung ganz erfüllt sind, müssen zusammen mit diesen, wie auch Biotitfetzen, die randlich mit Sillimanit verwachsen sind, zu den enallogenen Einschlüssen gerechnet werden.

Schliesslich findet sich der Sillimanit noch in Form von isolierten Nadeln. Licht- und Doppelbrechung, gerade Auslöschung, sowie eine stellenweise auftretende Querabsonderung liessen unter Umständen eine Verwechslung mit Apatit zu, doch zeigt die optische Orientierung (n_γ in der Längsrichtung), dass es sich nicht um dieses Mineral handeln kann. Ausserdem zeigt sich auch, dass der tatsächlich vorhandene, optisch negative Apatit sich vom langstengeligen Sillimanit deutlich durch einen kurzprismatischen, gedrungenen Habitus unterscheidet. Auch eine Verwechslung mit Hypersthen, der zwar die Querabsonderung ebenfalls zeigt und in Licht- und Doppelbrechung, wie im Charakter der Elongation mit dem Sillimanit identisch ist, dürfte nicht vorliegen, da ihm eine nadelig-langprismatische Entwicklung im allgemeinen und hier ganz besonders fremd ist. Dieser isolierte Sillimanit dürfte aus grösseren, vollständig resorbierten Cordieriten stammen, wo er in genau gleicher Grösse und Form beobachtet wurde. Sein Vorhandensein dürfte einem Ungleichgewichtszustand entsprechen.

Nebengemengteile.

Apatit findet sich, wie eben erwähnt, in kurzprismatischen, hexagonalen, optisch negativen Kristallen.

Zirkon tritt in kleinen gut idiomorphen Kriställchen, seltener in grössern, unregelmässigen Körnern auf. Er bietet nichts besonderes.

Graphit. Dieses Mineral ist der interessanteste und häufigste Nebengemengteil. Er tritt in hexagonalen Blättchen oder unregelmässig begrenzten Schuppen auf und ist über das ganze Schliffbild verteilt. In dünnen Schichten ist er eigenartig grünlich-graublau durchscheinend. Besonders schön treten seine Eigenschaften beim Betrachten der Dünnschliffe mit einem Binokularmikroskop hervor. Seine Anwesenheit wurde auch durch die chemische Analyse bestätigt, die einen C-Gehalt von 0.80 % ergab¹⁸⁾. Der Graphit wurde von den frühern Autoren nicht als solcher erkannt und für opakes Erz gehalten, die hexagonalen, etwas durchscheinenden Schuppen von A. OSANN für Ilmenit. Opakes Erz, wohl Magnetit, tritt nur spärlich auf, Ilmenit wurde nicht konstatiert.

Chemische Zusammensetzung.

Die chemische Zusammensetzung wird durch Analyse No. 1 in Tabelle II gegeben. Es ist sofort ersichtlich, dass dieser Chemismus nicht derjenige eines normalen Eruptivgesteines sein kann, da der Tonerdeüberschuss $T = al - (alk + c) = 11.5$ beträgt. Zum Vergleich ist unter No. 2 eine ältere Analyse des Hoyazogesteins von J. SAVELSBERG angeführt, die der Arbeit von A. OSANN entstammt. Für diese ergibt sich sogar $T = 16.5$, da infolge der Nichtbestimmung von TiO_2 und P_2O_5 der Wert für Al_2O_3 zu hoch ausfiel. Als weiteres Vergleichsobjekt kann der von A. BERGEAT beschriebene Cordieritandesit von der Contrada Varesana auf Lipari angeführt werden (Analyse a). Dass der Chemismus des Hoyazo-Gesteins soweit verändert ist, dass er bereits demjenigen gewisser toniger Sedimente, resp. demjenigen von daraus entstandenen Hornfelsen nahekommt, zeigen die Analysen b) und c), die zwei von V. M. GOLDSCHMIDT beschriebenen Hornfelsen des Kristianigebietes entsprechen, sowie diejenige eines Kata-Tonerdesilikatgneises (Kinzigit) aus dem Valpelline (d).

Der mit Tonerde übersättigte Charakter des Gesteins ergibt sich natürlich auch aus der Norm, die einen beträchtlichen Korundgehalt aufweist.

Die aussergewöhnliche Zusammensetzung der Schmelze, aus der das Hoyazo-Gestein auskristallisiert ist, lässt Vergleiche mit gewöhnlichen Eruptivgesteinsmagmen nicht zu. Es müssen vielmehr die Er-

¹⁸⁾ Wir sind Herrn L. R. SUAREZ-VILAFRANCA vom organisch-chemischen Laboratorium der Facultad de Ciencias in Santiago de Galicia für eine Bestätigung der C-Bestimmung nach der semi-mikrochemischen Methode von SUCHARDA und BOBRÄNSKI zu großem Dank verpflichtet, was wir auch an dieser Stelle zum Ausdruck bringen möchten.

fahrungen und Überlegungen zu Hilfe gezogen werden, die für die Kristallisation, resp. Umkristallisation tonerdereicher Sedimente bei der Kontaktmetamorphose angestellt worden sind, da ja mit diesen, wie gezeigt wurde, eine gewisse Analogie im Chemismus besteht. Es müssen sich Vergleiche anstellen lassen mit kontakt- oder allgemein kata-metamorphen Tongesteinen, der Mineralbestand muss der gleiche sein wie derjenige von Hornfelsen der Kata-Zone, da ja die Bedingungen der magmatischen Erstarrung mit den Kata-Bedingungen der Metamorphose weitgehend identisch sind.

Tabelle II

	1)	2)	a)	b)	c)	d)
SiO ₂	61,08	63,75	59,31	58,38	58,28	59,48
Al ₂ O ₃	17,25	17,62	16,95	17,54	17,98	17,84
Fe ₂ O ₃	3,16	3,00	—	0,00	2,42	4,56
FeO	3,10	3,22	8,07	8,42	6,52	3,77
MnO	0,06	—	—	0,09	0,17	—
MgO	2,82	3,41	1,65	3,40	4,88	4,11
CaO	3,14	2,50	4,30	2,24	2,01	3,76
Na ₂ O	1,75	1,75	1,59	1,35	1,39	1,76
K ₂ O	3,33	2,40	3,42	4,35	4,29	2,30
H ₂ O +	2,63	2,77	2,64	1,96	} 2,19	0,05
H ₂ O -	0,05	—	2,10	0,13		0,13
CO ₂	0,00	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,79	—	—	0,59	0,21	1,58
P ₂ O ₅	0,12	—	0,40	0,46	0,07	—
C	0,80	—	—	0,63	—	—
	100,08	100,42	100,43	99,54	100,41	99,94

1. Granatführender Cordieritandesit, Hoyazo bei Nijar, Prov. Almería, Spanien. Anal. I. PARGA-PONDAL. d = 2 · 58.
2. Desgl. Anal. J. SAVELSBERG in A. OSANN, Z. deutsch. geol. Ges. 40 (1888), 701.
- a) Cordierit-Granatandesit, Contrada Varesana, Lipari, Aeolische Inseln, Italien. Anal. F. GLASER in A. BERGEAT, N. Jb. Mineral. etc. B. B. 30 (1910), 578.
- b) Plagioklas-Cordierithornfels, Kolaas, Kristianiagebiet, Norwegen. Anal. M. DITTRICH in V. M. GOLDSCHMIDT, Vidensk. Selsk. Skr. I. Mat. Natv. Kl. (1911), No. 1. 156.
- c) Plagioklas-Hypersthen-Cordierithornfels, Berget, Kristianiagebiet, Norwegen. Anal. O. N. HEIDENREICH in V. M. GOLDSCHMIDT *ibid.* (1911), 162.
- d) Kata-Granatgneis (Kinzigit), Valpelline, Prov. Aosta, Italien. Anal. L. HEZNER in U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer, II. Aufl. Berlin (1910), 176.

Tabelle IIa

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
1)	228	38	35	12,5	14	0,55	0,45	0,36
2)	241	39	38	10	12,5	0,45	0,50	0,26
a)	215	36	33,5	17	13,5	0,58	0,27	0,51
b)	203	36	42	8	14	0,67	0,41	0,19
c)	185	33,5	46,5	7	13	0,67	0,50	0,14
d)	196	34,5	42	13,5	10	0,46	0,49	0,32

Über die Mineralkombinationen der Kata-Zone sind von P. NIGGLI¹⁹⁾ auf Grund der Experimentaluntersuchungen des Geophysikalischen Laboratoriums in Washington phasentheoretische Überlegungen angestellt worden, die auf unsere Probleme anwendbar sind. Die Resultate dieser Überlegungen decken sich mit den von V. M. GOLDSCHMIDT auf anderem Wege gewonnenen vollständig. Ausgehend von den ternären Randsystemen des quaternären Systems $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ wurden die Kristallisationsverhältnisse in einem Teilsystem, in dem SiO_2 als Mineral allen Kombinationen gemeinsam ist, abgeleitet. Dieses System muss sich ternär darstellen lassen. Das Konzentrationsdreieck $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ muss sich in Teildreiecke einteilen lassen, wobei als vierte Phase für jedes Dreieck immer noch Quarz hinzukommt. Unter Berücksichtigung einer Reihe von weiteren Tatsachen und Überlegungen, für welche auf die angeführten Arbeiten von P. NIGGLI verwiesen werden muss, resultiert Fig. 5, die über die Paragenesen SiO_2 -haltiger Kata-Gesteine Auskunft gibt. Wie P. NIGGLI (l. c. (1923) p. 86) gezeigt hat, lässt sich die Äquivalenz der einzelnen Felder, resp. ihrer Grenzlinien mit den V. M. GOLDSCHMIDTSchen Hornfelsklassen ohne weiteres ablesen.

Von grosser Annehmlichkeit bei dieser Dreiecksdarstellung ist der Umstand, dass sich die Projektionsörter interessierender Gesteine auf Grund der Niggliwerte ohne weiteres eintragen lassen. Man berechnet zu diesem Zwecke die drei Koordinaten $\text{Al} = (\text{al-alk})$, $\text{C} = \text{c}$ und $\text{Fm} = \text{fm}$ auf die Summe 100.

Auf diese Art berechnet, fallen die beiden Analysen des Hoyazogesteins in Feld 2. Diesem kommt die Paragenese

Quarz + Kalifeldspat + Biotit + Plagioklas + Cordierit + Orthaugit
+ Almandin

zu. Dabei besteht die Beziehung Quarz + Biotit \rightleftharpoons Kalifeldspat + Orthaugit. Der Mineralbestand des Granat-Cordieritandesites vom Hoyazo zeigt tatsächlich weitgehende Übereinstimmung mit diesem Schema. Das Fehlen von Kalifeldspat lässt sich sehr gut durch die eben angeführte Beziehung erklären, umsomehr, als Biotit sehr zahlreich vorhanden ist. Eventuell wäre als späte Bildung Kalifeldspat als solcher auskristallisiert, wenn nicht zum Schluss glasige Erstarrung eingesetzt hätte. Diese ist wohl auch für das Fehlen von sicher magmatischem, nicht enallogenem Quarz verantwortlich zu machen.

¹⁹⁾ P. NIGGLI, Neuere Mineralsynthesen III. Fortschr. Mineral. etc. 8 (1923), 69—89. U. GRUBENMANN u. P. NIGGLI, Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin (1923), 387—91.

Die Hornblende könnte ohne weiteres als Vertreter des Orthaugites angesehen werden. Sie braucht aber hier nicht in Betracht gezogen zu werden, da sie nicht zu der gleichen Bildungsepoche gehört, sondern homöogenen Einschlüssen von Hornblendediorit entstammt, wie w. u. gezeigt werden wird. Der Sillimanit dürfte weitgehend einem Ungleichgewichtszustande entsprechen. Entweder findet er sich als Einschluss im Cordierit, wo er in Folge seiner Reaktionsbeziehung zu diesem Mineral als Relikt konserviert wurde, oder er findet sich

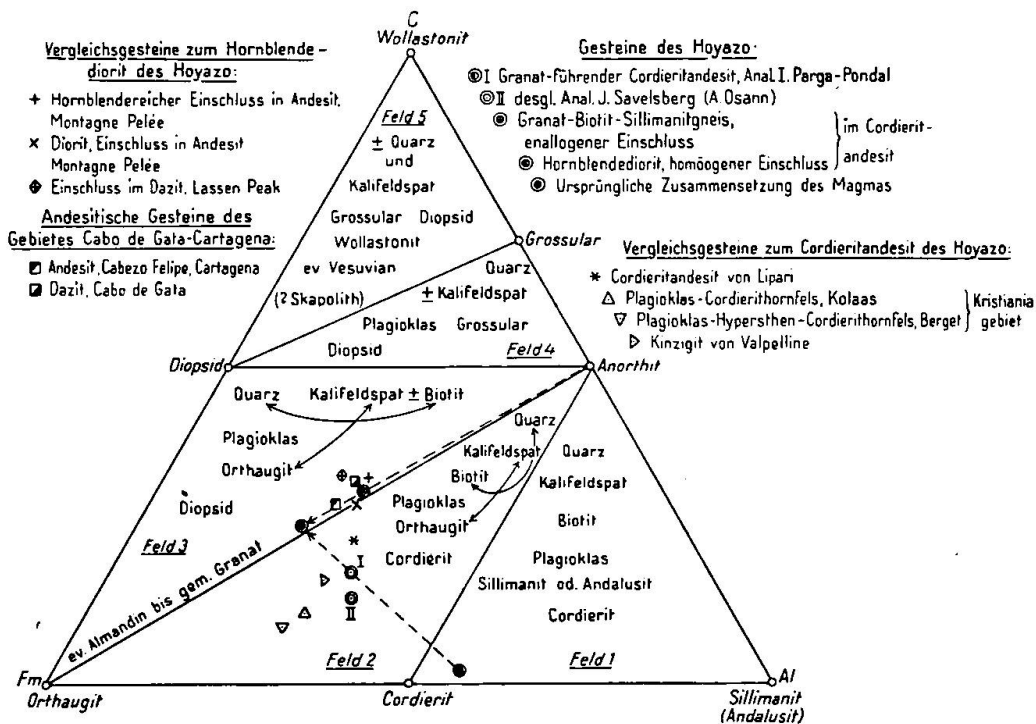


Fig. 5. Kata-Mineralbestand der Ca-Al-Mg(Fe)-Silikatgesteine, Paragenesen mit Quarz und Alkalialumosilikaten (nach P. NIGGLI) mit eingezeichneten Projektionsörtern der Hoyazo-Gesteine und der im Text erwähnten Vergleichsgesteine.

in Form von in Resorption sich befindenden enallogenen Einschlüssen, die Fetzen von engverfilzten Sillimanitgeweben aus Granat-Sillimanitgneis darstellen. Von den frei auftretenden Sillimanitnadeln wurde w. o. die Vermutung ausgesprochen, dass sie resorbierten Cordieriten entstammen.

Zusammenfassend lässt sich somit feststellen, dass der Mineralbestand des Granat-Cordieritandesits vom Hoyazo durchaus demjenigen entspricht, der sich auf Grund phasentheoretischer Überlegungen für katametamorphe Gesteine desselben Chemismus ableiten lässt.

II. DIE EINSCHLÜSSE DES GRANATFÜHRENDEN CORDIERITANDESITES

Nach der Systematik von A. LACROIX²⁰⁾ lassen sich die Einschlüsse vulkanischer Gesteine einteilen in homöogene und enallogene. Die erstern sind in ihrem stofflichen Bestand und durch ihre Bildung aufs engste mit dem einschliessenden Gestein verbunden; es sind z. B. in Tiefengesteinsfacies erstarrte Partien desselben Magmas oder Segregationen von früh ausgeschiedenen Mineralien desselben. Die enallogenen Einschlüsse dagegen haben keine Beziehung zum einschliessenden Gestein. Es sind mitgerissene Stücke des Nebengesteins. Sie können als solche eruptiven, sedimentären oder metamorphen Charakters sein. Diese Einteilung lässt sich auch auf die Einschlüsse des Hoyazogesteins anwenden, wie dies schon W. H. HETZEL (l. c. (1923) p. 49—61) getan hat.

a) Homöogene Einschlüsse

Schon A. OSANN (l. c. (1888) p. 702) erwähnte Einschlüsse von dioritischem Charakter, welche aus monoklinem Augit, Hornblende, Biotit und Plagioklas bestehen. Sie weisen hypidiomorphe bis pandiomorphe Struktur auf. Er fasste sie als Tiefenausbildung des andesitischen Magmas auf. W. H. HETZEL (l. c. (1923) 55—58) stand offenbar ein reicheres Material zur Verfügung. Er erwähnt Einschlüsse von 30—40 cm Grösse und unterscheidet zwei Varietäten, nämlich eine Biotit-arme und eine Biotit-reichere. Die erstere führt im Gegensatz zu der von A. OSANN beschriebenen bei hypidiomorph-körniger Struktur neben Plagioklas, Amphibol und Biotit auch Pyroxen, und zwar vorwiegend rhombischen, untergeordnet auch monoklinen. Die zweite ist durch starke Biotitführung und etwas Quarz ausgezeichnet. In dem von ARNOLD HEIM gesammelten Material finden sich bis nussgrosse Einschlüsse eines makroskopisch grauen, feinkörnigen dioritischen Gesteins. U. d. M. erkennt man, dass es fast ganz aus Amphibol und Plagioklas aufgebaut ist, wozu sehr wenig Orthaugit und etwas Apatit und Erz kommt. Nicht mit Sicherheit festgestellt wurde etwas Orthoklas als Füllmasse. Biotit fehlt, das Gestein entspricht somit keinem der beiden von W. H. HETZEL beschriebenen Typen.

Die Hornblende entspricht vollkommen, in morphologischer und optischer Beziehung der w. o. als Gemengteil des Andesits beschriebenen. Der Plagioklas ist ziemlich basisch, er variiert von Bytownit An_{90} im Kern bis Labrador An_{70} am Rand. Albit-, Karlsbad- und Pe-

²⁰⁾ A. LACROIX, Les enclaves des roches volcaniques. Mâcon (1893). Die Verhältnisse des Hoyazo sind p. 221 u. 338 kurz erwähnt.

riklingesetz wurden konstatiert. Die Struktur ist z. T. deutlich hypidiomorph mit Erstausscheidung von Hornblende, z. T. eher panidiomorph.

Wie dies auch durch W. H. HETZEL (l. c. (1923) 58) geschehen, wurden in dem durchaus Tiefengesteinscharakter zeigenden Gestein einige glasführende Partien konstatiert. Diese wurden, in Übereinstimmung mit dem genannten Autor, als Resultat oberflächlicher Anschmelzungen der dem Volumen nach sehr kleinen Einschlüsse während ihres Mitgerissenwerdens durch das andesitische Magma gedeutet. Etwas Cristobalit (Ballenstruktur, $n < \text{Canadabalsam}$, kaum merkliche Doppelbrechung), der in Verbindung mit dem Glas auftritt, kann entweder als Entglasungsprodukt oder aber als pneumato-lytisch bedingt betrachtet werden.

Die chemische Zusammensetzung des Hornblendediorites ergibt sich aus Tabelle III. Der Chemismus lässt sich dem basischen Ende des peléitischen Magmentypes zuordnen, wobei, besonders auch durch den etwas hohen k -Wert Beziehungen zum normaldioritischen Magma bestehen. Ergussgesteine, die sich chemisch vergleichen liessen, sind in pazifischen Provinzen häufig vorhanden. Die Vergleichsanalysen a—c zeigen, dass aber auch homöogene Einschlüsse in andesitisch-dazitischen Gesteinen bekannt sind, die einen ganz analogen Chemismus aufweisen. Sie zeigen z. T. auch einen übereinstimmenden Mineralbestand.

Im Dreiecksdiagramm Fig. 5 eingetragen fallen die Projektionsörter aller dieser Gesteine nahe zusammen in Feld 3, dem normalerweise die Paragenese

Quarz + Kalifeldspat (\pm Biotit) + Plagioklas + Orthaugit + Diopsid, also diejenige eines quarzdioritisch-dazitischen, resp. im Grenzfalle eines normaldioritisch-andesitischen Eruptivgesteins zukommt. In unserem Falle ist durch das Auftreten von Hornblende ein für dioritisch-andesitische Gesteine äusserst häufiger heteromorpher Typ verwirklicht.

Tabelle III

	3)	a)	b)	a)
SiO ₂	51,94	56,94	54,10	53,35
Al ₂ O ₃	18,88	18,80	20,41	19,22
Fe ₂ O ₃	2,97	4,48	4,02	3,28
FeO	3,17	3,81	4,90	4,48
MnO	0,04	0,14	—	0,15
MgO	4,63	2,93	4,45	4,86
CaO	8,21	8,52	8,95	9,76
Na ₂ O	1,84	2,96	2,48	2,89

	3)	a)	b)	c)
K ₂ O	1,22	0,69	0,62	0,99
H ₂ O +	1,88	0,10	0,18	0,77
H ₂ O -	3,25	—	—	—
TiO ₂	1,08	0,83	0,75	0,56
P ₂ O ₅	0,10	—	Sp.	0,10
inkl.	—	—	—	0,03
	99,21	100,20	100,86	100,44

3. Hornblendediorit (Einschluss im granatführenden Cordieritandesit), Hoyazo, Prov. Almería, Spanien. Anal. I. PARGA-PONDAL.
- a) Hornblendereicher Einschluss (Enclave amphibolique) im Andesit, Montagne Pelée, Martinique, Kl. Antillen. Anal. RAOULT in A. LACROIX, Soc. Géol. Belgique, Liv. Jub. I. 2. (1924), 399.
- b) Diorit (Einschluss im Andesit), Montagne Pelée, Martinique, Kl. Antillen. Anal. PISANI in A. LACROIX, La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris (1904), 543.
- c) Schliere im Dazit, Lassen Peak, Calif. U. S. A. Anal. W. F. HILLEBRAND in J. S. DILLER, U. S. Geol. Surv. Bull. 419 (1910), 140.

Tabelle IIIa

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm
3)	151	32	34,5	25,5	7,5	0,33	0,58	2,4	0,2	0,74
a)	165	32	32	26,5	9,5	0,13	0,40	1,7	—	0,83
b)	142	31,5	36	25	7,5	0,15	0,49	1,4	Sp.	0,70
c)	138	29	35	27	9	0,19	0,54	1,3	0,2	0,77

Zum Vergleich, Magmentypen nach P. NIGGLI:

180	33	33	23	11	0,20	0,40	peléitisch
155	29	35	22	14	0,28	0,48	normaldioritisch

b) Enallogene Einschlüsse

1. Granat-Biotit-Sillimanitgneis

Die wichtigsten und interessantesten Einschlüsse des Hoyazo-Gesteins bestehen aus Granat-Biotit-Sillimanitgneis \pm Cordierit. W. H. HETZEL erwähnt davon Blöcke von bis 40 cm Durchmesser. Das uns vorliegende Material enthält Stücke bis zu Faustgrösse.

Makroskopisch ist das Gestein ein grobflaseriger Biotitgneis, der neben diesem deutlich seidenglänzenden Sillimanit in verfilzten Massen und blutroten Granat in scharf ausgebildeten Deltoidikositetraedern (211) zeigt. Die Textur ist deutlich geschiefert. Bei Betrachtung u. d. M. wird der Mineralbestand noch durch Plagioklas, Cordierit und Graphit erweitert. Die Mineralkombination ist somit diejenige eines typischen Kata-Tonerdesilikatgneises im Sinne von U. GRUBENMANN. Der Biotit zeigt die übliche gute Spaltbarkeit und einen stark ausgeprägten Pleochroismus hellgelb-dunkelkastanienbraun.

Der Achsenwinkel ist schwankend, meist sehr klein bis Null. Konoskopisch wurde maximal gemessen $2E = 12^\circ$.

Der Sillimanit bildet stark verfilzte Lagen, die mit solchen aus dachziegelartig angeordnetem Biotit abwechseln. An der Grenze dieser Biotit- und Sillimanitlagen findet oft feinste Wechsellagerung statt.

Der Granat ist Almandin von der gleichen Art, wie er w. o. aus dem Andesit beschrieben wurde, sodass auf das dort Gesagte verwiesen werden kann. Er wird von den Biotit- und Sillimanitlagen wellenförmig umflossen. Nur ganz vereinzelt findet man Einschlüsse von Sillimanitnadeln oder Biotitschüppchen.

Plagioklas tritt nur spärlich auf. Er wurde aber zu verschiedenen Malen auf dem U-Tisch als nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwillingter Andesin An_{33-40} identifiziert.

Vom Andesin nur bei sorgfältiger Untersuchung zu unterscheiden ist der Cordierit, der, wie dies schon von A. OSANN (l. c. (1888) 705) hervorgehoben wurde, eigenartig plagioklasähnlich verzwillingt ist. Als Zwillingsgesetz ergibt sich auf dem U-Tisch das gewöhnliche nach (110). Bei diesen Untersuchungen ist es sehr wichtig im Auge zu behalten, dass Cordieritzwillinge nach (110), was die gegenseitige Lagenbeziehung von Indicatricen und Zwillingselementen anbetrifft, nur sehr schwer von gewissen Plagioklaszwillingen mit gleichem $2V$ zu unterscheiden sind. U. a. ist hier die Lichtbrechung ein wichtiges Kriterium. Der Cordierit, der entweder die eben erwähnte polysynthetische plagioklasähnliche Verzwillingung zeigt, oder aber gänzlich unverzwillingt ist, nie aber die sonst so häufige Sektorenteilung zeigt, schliesst Biotit, Sillimanit und Graphit ein. Die Sillimaniteinschlüsse sind ganz unregelmässig verteilt, sodass ein und dasselbe Cordieritindividuum ganz klare und vollständig von dichtem Sillimanitfilz erfüllte Partien aufweisen kann. Aus derartigen Cordieriten gelang es A. OSANN (l. c. (1888) 704—5) durch Behandeln mit HF und H_2SO_4 den Sillimanit zu isolieren und seine Zusammensetzung durch eine quantitative chemische Analyse zu bestätigen.

Der Graphit findet sich in Schuppen als häufiger Bestandteil im ganzen Schlibbild verteilt, besonders gerne in Lagen parallel der Schieferung. Er findet sich als Einschluss in allen Komponenten ausser im Granat, der ganz frei davon ist. Der Graphit wurde auch hier von den frühern Autoren nicht als solcher erkannt. Die reichliche Graphitführung steht jedoch in völliger Übereinstimmung mit verschiedenen Vorkommen ähnlicher Gesteine, z. B. der Kinzigite des

Valpelline (Prov. Aosta, Italien) oder derjenigen der „Zona Diorito-Kinzigitica Ivrea-Verbeno“ in Oberitalien etc.²¹⁾.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ergibt sich aus Analyse 4 in Tabelle IV. Der Chemismus ist derjenige eines eisen-schüssigen Tones. Zum Vergleich werden zwei metamorphe Gesteine ähnlicher Zusammensetzung aus andern Gebieten gegeben, die zeigen, dass die konstatierte Zusammensetzung keine einmalige ist. Im Gegensatz zum typischen Kata-Mineralbestand des Gneiseinschlusses vom Hoyazo zeigen die Paragenesen der Meso- und Epizone, was zugleich einen Hinweis über die möglichen metamorphen Umwandlungen unseres Gesteins bei veränderten Bedingungen gibt.

Tabelle IV

	4)	a)	b)
SiO ₂	39,89	42,02	38,03
Al ₂ O ₃	35,35	33,36	33,19
Fe ₂ O ₃	4,33	4,26	2,13
FeO	6,74	2,92	7,81
MnO	0,02	0,03	Sp.
MgO	3,21	2,67	4,01
CaO	0,61	2,29	0,11
Na ₂ O	0,78	1,59	3,52
K ₂ O	3,70	5,47	3,59
H ₂ O +	0,61	3,79	} 6,02
H ₂ O -	0,91	0,31	
CO ₂	0,00	—	—
TiO ₂	2,03	1,82	2,39
P ₂ O ₅	0,05	Sp.	0,05
C	2,65	—	—
S	—	0,00	—
	99,98	100,53	100,85

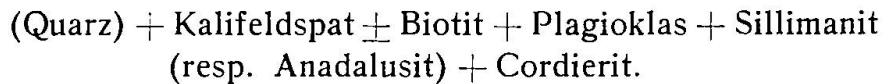
4. Biotit-Granat-Sillimanitgneis. Einschluss im Granat-Cordieritandesit. Hoyazo bei Nijar, Prov. Almería, Spanien. Anal. I. PARGA-PONDAL. d = 3 · 07.
- a) Granat-Disthen-Staurolith-Muskowit-Biotit-Plagioklasgneis, S-Hang von La Motta bei 2060 m, Val Piora, Tessin, Schweiz. Anal. L. J. KRIGE in Ecl. geol. helv. 14 (1918), 619.
- c) Chlorit-Sericitschiefer, Ponte Petarocchia, Alpi Apuane, Italien. Anal. E. MANASSE in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. 25 (1910), 139.

Tabelle IVa

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
3)	102	54,5	35,5	1,5	8	0,75	0,35	0,04
a)	115	53,5	26	6,5	14	0,69	0,42	0,26
b)	97	49	36	1,0	14	0,40	0,43	0,03

²¹⁾ Vgl. z. B. V. NOVARESE, La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. Geol. Italia. 54 (1931), 1—62.

Das Gestein kann auch in die früher gegebene Dreiecksprojektion eingetragen werden (Fig. 5), da es als quarzfreier Grenzfall der quarzführenden Paragenesen aufgefasst werden kann. Dies ist zulässig, solange es an Stelle von Quarz keine neue, niedrig sili-fizierte Phase, z. B. Spinell, auftritt, was ja tatsächlich nicht der Fall ist. Der Projektionsort des Gesteins fällt in Feld 1 mit der Paragenese:



Verglichen mit dem modalen Mineralbestand Sillimanit, Biotit, Almandin, Andesin, Cordierit, wobei die beiden letztern stark zurücktreten, zeigt sich der Unterschied hauptsächlich im Fehlen von Orthoklas und im reichlichen Auftreten von Almandin. Dem Fehlen von Orthoklas ist in Anbetracht des Auftretens von Andesin als Feldspatphase und der reichlichen Biotitführung keine Bedeutung beizumessen. Der Almandingehalt ist dem sehr starken Ersatz des MgO durch FeO (mg nur 0.35!) zuzuschreiben, womit der geringe Cordieritgehalt gut vereinbar ist. Diese Verhältnisse erinnern in gewissem Sinne an diejenigen, wie sie von P. NIGGLI²²⁾ bei den meso-metamorphen Paragesteinen am Südrande des Gotthardmassivs angetroffen wurden. Beim Versuch, die Beziehungen zwischen Chemismus und Mineralbestand dieser Gesteine festzulegen, zeigte es sich, dass Granat vorzugsweise in Fe-reichen Gesteinen auftrat, während er in Mg-reichen durch Hornblende ersetzt wurde. Es musste daher eine Fe-reiche Gruppe von einer Mg-reichen abgetrennt werden. Ähnliche Einflüsse dürften sich bei den Kata-Paragenesen mit dem wechselweisen Auftreten von Cordierit und Almandin bemerkbar machen.

2. Übrige enallogene Einschlüsse.

Ausser dem eben beschriebenen Granat-Biotit-Sillimanitgneis wurden noch folgende enallogenen Einschlüsse konstatiert:

Quarz.

Schon zu Anfang der Beschreibung des Andesites wurde erwähnt, dass die eingesprengten Quarzpartien als enallogene Einschlüsse aufgefasst werden müssen. Sie sind immer angeschmolzen, buchtig-zackig begrenzt und von Rissen durchzogen. Sie va-

²²⁾ P. NIGGLI, Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 9 (1929), 160—87.

riieren von mikroskopischen Dimensionen bis zu beträchtlicher Grösse. A. OSANN erwähnt z. B. solche von Faustgrösse.

Mineralien des Granat-Biotit-Sillimanitgneises.

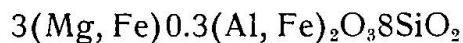
Einzelne Mineralien oder Verwachsungen von solchen, die sicher aus dem eben beschriebenen Granat-Biotit-Sillimanitgneis stammen, werden öfters angetroffen. Als solche sind besonders zu erwähnen: unregelmässig geformte, rundgeschmolzene Cordieritindividuen, mehr oder weniger von Sillimanit erfüllt, Biotitfetzen mit Sillimanit verwachsen, sowie Sillimanit in büschel- oder besenförmigen Aggregaten.

W. H. HETZEL erwähnt ausserdem noch folgende, weder von uns, noch von A. OSANN beobachtete enallogenen Einschlüsse: Spinell-(Pleonast) führende Einschlüsse, quarzitischer roter Sandstein und sandiger Kalkstein, Triasdolomit, Gips. Die Sedimente zeigen alle, wie sehr oft bei Ergussgesteinskontakten, keine Spur von Kontaktmetamorphose.

Von A. OSANN (l. c. (1888) 702—3) wurden ferner sehr interessante, weder von W. H. HETZEL, noch von uns gefundene enallogene Einschlüsse beschrieben, die ungefähr zur Hälfte je aus Quarz und Cordierit bestehen. Sie sind bis faustgross. Der Cordierit zeigte eine deutliche Absonderung nach der Basis und erwies sich sehr geeignet zu optischen Untersuchungen. Von A. OSANN wurde gemessen:

$$2H_D = 91^{\circ}6' \quad n\beta_D = 1,5438 \quad \text{daraus; } 2V_D = 85^{\circ}50'$$

Aus einer chemischen Analyse wurde die Formel



abgeleitet. Dichte = 2,625—2.628.

Eingehend optisch untersucht wurde dieser Cordierit von L. OPPENHEIMER²³⁾, auf dessen Angaben hier verwiesen sei. L. OPPENHEIMER nennt als Fundort „Cabo de Gata“, es wird aber ausdrücklich bemerkt, dass es sich um das schon von A. OSANN beschriebene Vorkommen handle²⁴⁾.

D. Genetische Verhältnisse

I. ALLGEMEINES

Aus den in den vorangehenden Abschnitten geschilderten Verhältnissen geht deutlich hervor, dass der granatführende Cordierit-

²³⁾ L. OPPENHEIMER, l. c. (1914), 286—89.

²⁴⁾ Es ist historisch interessant darauf hinzuweisen, dass der „Cordierit vom Cabo de Gata“ überhaupt das erste bekannt gewordene Vorkommen dieser Species darstellt. Näheres darüber, sowie Literaturangaben bei C. HINTZE, Handb. Mineralog. II (1897), 922—3.

andesit vom Hoyazo seinen aussergewöhnlichen Chemismus und Mineralbestand der Assimilation von Granat-Biotit-Sillimanitgneis und von Quarz verdankt. Diese Materialien entstammen dem Untergrund und sind durch das aufdringende Magma mitgerissen worden. Dass die Granat-Biotit-Sillimanitgneiseinschlüsse alte Gesteine des Untergrundes darstellen und nicht etwa junge Kontaktprodukte toniger Gesteine, wird durch ihre w. o. beschriebene Struktur und ihre gneisartige, schiefrigflaserige, z. T. deutlich gefältelte, und nicht hornfelsartig-massige Textur bewiesen.

Die Grenzen der durch das Magma unverdaut nach oben geförderten Einschlüsse von Granat-Biotit-Sillimanitgneis gegen den Andesit, sind, soweit sich dies beobachten liess, im Schliff recht scharf, eine sukzessive Aufzehrung ist nicht zu beobachten, wohl aber zeigt der Andesit in der Nähe der Einschlüsse eine reichliche Führung von grossen, offenbar aus dem Gneis stammenden Biotiten. Die Aufnahme des Materials durch den Andesit wird aber durch die im Dünnschliff zu beobachtenden Resorptionserscheinungen an Cordierit, Quarz, z. T. auch Biotit und Sillimanit erwiesen. Der Andesin des Granat-Biotit-Sillimanitgneises ist dabei anscheinend nicht, oder nur teilweise resorbiert worden, indem der sich aus dem Magma ausscheidende Labrador-Bytownit um die Andesinindividuen zonenförmig weiterwuchs und so Anlass zu der w. o. ausführlich beschriebenen inversen Zonarstruktur gab.

Dem Almandin des Gneises kam offenbar unter den herrschenden Bedingungen eine ausgeprägte Haltbarkeit zu, er wurde aus dem Gneis nahezu unverändert übernommen und nur leicht durch Anschmelzung kantengerundet. Irgend eine stärkere Anschmelzung, verbunden mit Aufzehrung, irgendwelche kelyphitartigen Ränder oder andere Zeugen von Reaktionen mit Beteiligung des Granates fehlen vollständig. Dass der Almandin mit der magmatischen Schmelze im direkten Gleichgewicht gestanden hätte, dürfte nicht in Frage kommen, da in diesem Falle auch seine gelegentliche Neubildung aus derselben zu beobachten sein müsste, was jedoch nie der Fall ist. Ein Hauptgrund für die grosse Beständigkeit des Almandins der magmatischen Schmelze gegenüber liegt jedenfalls im relativ hohen Fe-Reichtum der letztern ($mg = 0.45$ für den granatführenden Cordieritandesit und $mg = 0.50$ für das w. u. berechnete ursprüngliche Magma). Die, soweit ersehen werden konnte, erstaunlich gleichmässige Verteilung des Granates im Granat-Cordieritandesit liefert einen augenfälligen Beweis für die innige und vollständige Durchmischung von Schmelze und Eingeschmolzenem.

Es soll hier erwähnt werden, dass das Granatvorkommen vom Hoyazo gewisse Ähnlichkeit mit demjenigen der sog. „Böhmischen Granaten“²⁵⁾ zeigt. Bei diesen handelt es sich zwar nicht um Almandin, sondern um Pyrop. Diese Pyrope treten in einer basaltischen Brekzie und deren Verwitterungsprodukten auf. Sie stammen aus pyropführenden Gesteinen des Untergrundes, in erster Linie aus Pyroxen-Olivingesteinen. Heute werden die Pyropen nur noch aus Sanden und Schottern, den sog. „Pyropenschottern“, gewonnen. Eine tiefgehende Zersetzung hydrothermalen Art und starke Verwitterung verhindern leider, im Gegensatz zum Hoyazo, eine genauere Kenntnis der stattgehabten Vorgänge.

Wie der Granat, scheint auch der Biotit weitgehend übernommen worden zu sein. Der Tonerdeüberschuss führte zur Auskristallisation einer neuen Generation von idiomorphem Cordierit, wie er w. o. ausführlich beschrieben wurde.

II. DIE URSPRÜNGLICHE ZUSAMMENSETZUNG DES MAGMAS

Wie bei allen Assimilationsprozessen erhebt sich auch hier die Frage nach dem gegenseitigen Mengenverhältnis von Einschmelzendem und Eingeschmolzenem, sowie nach der ursprünglichen Zusammensetzung des einschmelzenden Magmas. Da in vielen neuern Arbeiten den Einschmelzungsvorgängen eine grosse Rolle zugeschrieben wird und dabei die Ansichten über die Aufnahmefähigkeit normaler Magmen weitgehend differieren, so soll an Hand des vorliegenden Beispiels näher auf diese Frage eingegangen werden.

Da am Hoyazo bisher kein normales Eruptivgestein gefunden wurde, das man als Kristallisationsprodukt des ursprünglichen Magmas ansehen könnte, ist man vorerst nur auf Vermutungen angewiesen.

Man könnte ev. denken, dass die w. o. beschriebenen homöogenen Einschlüsse von Hornblendediorit das ursprüngliche Magma darstellten. Die Dreiecksprojektion Fig. 5 zeigt jedoch, dass die Projektionsörter dieses Gesteins mit denjenigen des granatführenden Cordieritandesits und des Granat-Biotit-Sillimanitgneises nicht auf einer Geraden liegen, wie dies sein müsste, wenn diese drei Gesteine im einfachen Mischungsverhältnis zu einander stünden. Der

²⁵⁾ J. E. HIBSCH, Geologische Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Blatt XIV (Meronitz-Trebnitz), Prag (1920), Verl. Ges. Förd. deutsch. Wiss. Kunst. Lit. in Böhmen.

— Das Granatenbergel bei Meronitz und die „Böhmischen Granaten“. Bilin (1926). Herausgeg. v. d. Museumsges. Bilin.

Hornblendediorit liegt deutlich von der Verbindungsgeraden Andesit-Gneis gegen den Anorthitpol hin verlagert. Er ist somit reicher an Anorthit, oder allg. an Feldspat, als irgend ein Gemisch Andesit-Gneis, dessen Chemismus als derjenige des ursprünglichen Magmas aufgefasst werden könnte. Daraus kann geschlossen werden, dass der Hornblendediorit zwar nicht das ursprüngliche Magma repräsentiert, wohl aber eine Segregation von Erstausscheidungen desselben, wobei eine relative Anreicherung des basischen Plagioklases stattgefunden hat. Unter dieser Annahme müsste die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas auf der rückwärtigen Verlängerung einer Geraden vom Anorthitpol durch den Projektionsort des Hornblendediorites liegen, und zwar dort, wo diese Gerade sich mit der Verbindungslinie Andesit-Gneis, die der geometrische Ort aller Mischungen dieser Gesteine darstellt, schneidet. Dies geschieht in einem Punkt, für welchen sich die Koordinaten

$$Al = 22 \quad C = 25.5 \quad Fm = 52.5$$

ablesen lassen. Eine gewisse Unbestimmtheit ergibt sich dabei aus dem Umstand, dass sich voraussetzungsgemäss aus unserer graphischen Darstellung nichts über den SiO_2 -Gehalt des ermittelten Magmas, noch über das Ausmass einer ev. stattgehabten SiO_2 -Assimilation aussagen lässt. Das Verhältnis der übrigen Oxyde ist jedoch festgelegt. Da der Projektionsort des soeben ermittelten ursprünglichen Magmas nahe an der Feldergrenze $2/3$ liegt, so kann jetzt schon ausgesagt werden, dass sehr angenähert $al = (alk + c)$ sein muss.

Die genaue Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas lässt sich nun durch eine einfache Rechnung festlegen. Die Mengenverhältnisse von Magma und assimiliertem Material können aus der graphischen Darstellung entnommen werden, wobei in Betracht gezogen werden muss, dass diese auf molekularen Verhältnissen basiert, währenddem hier Gewichtsverhältnisse interessieren.

Berechnet man das gesuchte Magma einfach durch Subtraktion des Tonerdesilikatgneises vom Granat-Cordieritandesit, so kommt man zu einer Zusammensetzung, die durch folgende Niggliwerte charakterisiert wird:

si	=	288	k	=	0,53
al	=	31,5	mg	=	0,50
fm	=	34,5	c/fm	=	0,49
c	=	17	qz	=	+120
alk	=	17			

Bei dieser Berechnung ist eine Mischung von 80 Teilen Magma mit 20 Teilen Tonerdesilikatgneis angenommen. Diese Werte entspre-

chen keinem normalen Eruptivgestein. Das al-fm-c-alk-Verhältnis entspricht einem quarzdioritischen oder quarzmonzonitischen (opdaltischen) Gestein, dafür ist aber si, resp. qz zu hoch. Es ist daher bei der Berechnung eine gewisse Menge SiO_2 in Abzug zu bringen und als Quarzassimilation in Rechnung zu setzen, was ja mit den beobachteten Quarzeinschlüssen durchaus in Übereinstimmung steht. Dadurch wird der si-Wert herabgesetzt, ohne dass am al-fm-c-alk-Verhältnis etwas geändert wird. Diese SiO_2 -Menge ist so zu bemessen, dass das berechnete Magma einen si-Wert erhält, wie er erfahrungsgemäss den übrigen Parametern entspricht. Zur Vereinfachung der Verhältnisse wurde die Berechnung nur unter Berücksichtigung einer Dezimale durchgeführt und P_2O_5 , H_2O - und C vernachlässigt, sowie MnO zu FeO geschlagen.

Ein plausibles Resultat wurde erzielt unter der Annahme, dass 100 Gewichtsteile granatführender Cordieritandesit sich aus 65--75 Teilen ursprünglichem Magma + 20 Teilen Granat-Biotit-Sillimanitgneis + 5--15 Teilen SiO_2 gebildet habe. Umgerechnet ergibt sich, dass 1 Teil ursprüngliches Magma, je nach den oben angegebenen, verschiedenen Mischungsverhältnissen 0.33 bis 0.54 Teile fremdes Material in sich aufgenommen haben muss. Diese zerfallen im ersten Falle in 0.27 Teile Gneis + 0.06 Teile SiO_2 , im zweiten Falle in 0.31 Teile Gneis + 0.23 Teile SiO_2 . Als Quelle für das aufgenommene SiO_2 muss dabei nicht notwendigerweise ein Quarzithorizont oder dergl. postuliert werden. Es genügt vielmehr daran zu erinnern, dass Tonerdesilikatgneise, wie der vorliegende Granat-Biotit-Sillimanitgneis sehr oft quarzreiche Partien enthalten, die mit quarzarmen bis quarzfreien vom Typus der analysierten Probe wechselagern. Es wäre also einfach eine Assimilation eines ganzen derartigen Komplexes anzunehmen, wobei die quarzarmen und die rein quarzigen Partien sich im ganzen in den Grenzen der oben angegebenen Verhältnisse gehalten hätten. Auch die von A. OSANN beobachteten Einschlüsse, die zu etwa gleichen Teilen aus SiO_2 und Cordierit bestehen, sprechen eher für diese Auffassung als für einen besondern Quarzithorizont.

Die Werte, von denen bei der Berechnung ausgegangen wurde, sowie die errechneten Zusammensetzungen des ursprünglichen Magmas für die verschiedenen angenommenen Mischungsverhältnisse, sind in Tabelle V zusammengestellt.

Die Al-Fm-C-Koordinaten dieser Magmen entsprechen den w. o. auf graphischem Wege ermittelten. Eine Reihe von Vergleichsanalysen zeigt, dass Gesteine von gleichem al-fm-c-alk-Verhältnis bei

einer si-Variation, wie sie sich durch die angenommenen Mischungsverhältnisse ergibt, von den verschiedensten Fundorten bekannt sind. Die errechneten Ursprungsmagmen lassen sich am besten dem quarzmonzonitischen (opdalitischen) Magma zuordnen.

Tabelle V

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	61,7	40,4	59,4	62,3	64,8
Al ₂ O ₃	17,4	36,8	15,4	14,3	13,4
F ₂ O ₃	3,2	4,5	3,6	3,3	3,1
FeO	3,2	7,1	2,7	2,5	2,4
MgO	2,8	3,3	3,3	3,1	2,9
CaO	3,1	0,6	4,6	4,3	4,0
Na ₂ O	1,7	0,8	2,4	2,2	2,1
K ₂ O	3,4	3,8	4,1	3,8	3,5
H ₂ O +	2,6	0,6	3,8	3,5	3,3
TiO ₂	0,8	2,0	0,6	0,6	0,5
	99,9	99,9	99,9	99,9	100,0

- I. Granatführender Cordieritandesit vom Hoyazo bei Nijar. Anal. I. PARGA-PONDAL (vergl. Tab. II, No. 4. unter Vernachlässigung von P₂O₅, H₂O- und C auf die Summe 100 berechnet).
- II. Granat-Biotit-Sillimanitgneis, enallogener Einschluss in I. Anal. I. PARGA-PONDAL (vergl. Tab. V, No. 4), berechnet wie I.
- III. Ursprüngliche Zusammensetzung des Magmas, berechnet unter der Voraussetzung, dass 65 Teile III + 20 Teile II + 15 Teile SiO₂ = 100 Teile I.
- IV. Desgl., berechnet für 70 Teile III + 20 Teile II + 10 Teile SiO₂ = 100 Teile I.
- V. Desgl., berechnet für 75 Teile III + 20 Teile II + 5 Teile SiO₂ = 100 Teile I.

Tabelle VI

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	Al	C	Fm
I.	228	38	35	12,5	14	0,55	0,45	+62	53,5	17,4	49
II.	102	54,5	35,5	1,5	8	0,75	0,35	-30	56	2	42
III.	205	31,5	34,5	17	17	0,53	0,50	+37	22	25,5	52,5
IV.	233							+65			
V.	259							+91			

Vergleichsgesteine zu den berechneten ursprünglichen Magmentypen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
a)	247	33	31	18,5	17,5	0,57	0,53	+77
b)	244	34,5	30,5	19	16	0,50	0,64	+80
c)	220	31,5	33	19,5	16	0,41	0,43	+56
d)	219	31	31	19,5	18	0,39	0,49	+47
e)	218	32,5	32	18,5	17	0,48	0,48	+50
f)	210	30	35	17	18	0,41	0,56	+38
g)	209	32	31	17,5	19,5	0,48	0,43	+31
h)	208	32,5	32,5	18,5	16,5	0,46	0,44	+32
i)	201	29,5	36	17	17,5	0,37	0,59	+33

- a) Quarz-Augit-Glimmersyenit, Wachberg, Schlesien. Anal. H. TRAUBE in N. Jb. Mineral. etc. (1890), I, 218.
- b) Monzonitische Randfacies, Vadret da Roseg, Engadin, Schweiz. Anal. S. STAUB in R. STAUB, Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 60 (1915), 194.
- c) Granodiorit, 3 km NW San Felipe, Baja California, Mexico. Anal. FR. DE QUERVAIN in H. HIRSCHI u. FR. DE QUERVAIN, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 7 (1927), 164.
- d) Andesit, Vulkan Tequila, Jalisco, Mexico. Anal. J. JAKOB in C. BURRI, Z. Vulkanolog. 13 (1930), 168.
- e) Quarzmonzonit, Red Rock Creek, Boulder Mt. Mo. U. S. A. Anal. N. H. STOCKES in W. H. WEED, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 74 (1912), 33.
- f) Opdalit, Opdal-Inset Masse, S-Norwegen. Anal. O. RÖER in V. M. GOLDSCHMIDT, Vidensk. Selsk. Skr. I. Mat. Natv. Kl. (1916), No. 2, 72.
- g) Andesit, Tintic Mt. Tintic Distr. Utah, U. S. A. Anal. N. H. STOCKES in TOWER u. G. O. SMITH, U. S. Geol. Surv. An. Rep. 19. III. (1899), 641.
- h) Andesit, Richmond Mt. Eureka Distr. Nev. U. S. A. Anal. T. M. DROWN in A. HAGUE, U. S. Geol. Surv. Monogr. 20 (1892), 264.
- i) Opdalit, Opdal-Inset Masse, S-Norwegen. Anal. O. RÖER in V. M. GOLDSCHMIDT l. c. unter f).

Zum Vergleich, Magmentypen nach P. NIGGLI:

si	al	fm	c	alk	k	mg	
220	31	31	19	19	0,25	0,48	quarzdioritisch
215	32	32	18	18	0,50	0,45	opdalitisch
200	33	33	22	14	0,28	0,48	tonalitisch
155	29	35	22	14	0,28	0,48	normaldioritisch
140	30	30	21	19	0,50	0,45	normalmonzonitisch

Es bleibt nun noch zu untersuchen, ob das errechnete ursprüngliche Magma des Hoyazo mit den übrigen Gliedern der jungeruptiven Provinz SE-Spaniens genügend petrographische Verwandtschaftsbeziehungen aufweist, dass ein gemeinsamer Ursprung angenommen werden kann. Leider ist die Provinz chemisch nur ganz ungenügend bekannt, indem von den 7 vorhandenen, dazu z. T. noch unvollständigen Analysen des Gebietes drei Liparite, resp. Liparitbimsteine betreffen, zwei Verite, die etwas jünger sind und nur zwei andesitisch-dazitische Gesteine, wie sie hier interessieren. Die NIGGLI-Werte dieser zwei Gesteine lauten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
a)	201	35,5	27	17	20,5	0,59	0,58
b)	217	32	31,5	24,5	12	0,30	0,43

- a) Andesit, Cabezo Felipe bei Cartagena. Anal. A. OSANN, Z. deutsch. geolog. Ges. 43 (1891), 719.
- b) Dazit, San Pedro, Cabo de Gata. Anal. A. OSANN ibid. (1892), 702.

Diese Daten, auch ihre vollständige Richtigkeit vorausgesetzt, sind nicht genügend, um sich ein Bild von der magmatischen Dif-

ferentiation im intermediären Gebiet dieser Provinz zu machen. Eine Neubearbeitung der jungen Eruptivgesteine des Zuges Cabo de Gata-Cartagena unter Berücksichtigung der chemischen Verhältnisse wäre dringend zu wünschen. Beim gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse kann nur ausgesagt werden, dass nichts dagegen spricht, dass sich ein Magma, wie das w. o. errechnete, innerhalb der Provinz entwickelte. Trägt man die beiden Osannschen Analysen versuchsweise in die Dreiecksprojektion ein, so fallen sie in die unmittelbare Nähe der Differentiationsbahn Magma-Hornblendediorit-Anorthit.

Der etwas hohe k-Wert von 0.53 für das berechnete Magma scheint besonders interessant in dem Zusammenhang, dass auch der Andesit vom Cabezo Felipe bei Cartagena einen hohen k-Wert aufweist, natürlich nur unter der Voraussetzung, dass bei letzterem das Alkaliverhältnis richtig bestimmt wurde.

Die Tendenz zur Kalivormacht scheint, wie sich neuerdings gezeigt hat, unter den jungeruptiven Gesteinen Spaniens unbedingt häufiger zu sein, als bisher angenommen wurde, obwohl das Auftreten K-reicher Gesteine bei Vera und besonders die eigenartigen lamproitischen Gesteine der Provinzen Murcia und Albacete diese Tendenz schon lange verrieten²⁶⁾. Bei verschiedenen dieser K-reichen Vorkommen dürfte es sich um eine lamprophyrische Differentiation handeln, wobei diese lamprophyrischen Teilmagmen, im Gegensatz zu der üblichen gang- und schlierenförmigen Lagerung, die Oberfläche der Erde erreichten und als Laven oder sehr oberflächennahe Intrusionen zur Erstarrung kamen. In diesem Zusammenhang sei nur kurz erwähnt, dass sich in der Literatur mehrfach Lamprophyre beschrieben finden, die sich im Chemismus mit dem errechneten ursprünglichen Magma des Hoyazo gut vergleichen lassen. Einige wenige Beispiele mögen dies belegen²⁷⁾:

Tabelle VII

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
a)	190	30,5	34	18	17,5	0,50	0,47	+ 30
b)	212	32	34	15	19	0,61	0,46	+ 36
c)	178	33	33	17,5	16,5	0,39	0,49	+ 12

²⁶⁾ C. BURRI u. I. PARGA-PONDAL, Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava (Prov. Ciudad Real, Spanien). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 13 (1933), 40—73.

— Beiträge zur Kenntnis einiger jungvulkanischer Gesteine Spaniens. *ibid.* 15 (1935), 266—88.

²⁷⁾ Für weiteres Vergleichsmaterial in dieser Hinsicht siehe: P. J. BEGER, Der Chemismus der Lamprophyre, Haupttabelle IV, Zusammensetzung der Lamprophyre, in P. NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin (1923), 248—95.

- a) Kersantit (metamorph), Westgrat der Fibbia. Anal. J. JAKOB in R. A. SONDER, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1 (1921), 358.
- b) Glimmervogesit (Randgestein), Belezza b. Fetan, Unterengadin, Schweiz. Anal. L. HEZNER in U. GRUBENMANN, Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F. 23 (1909), 203.
- c) Odinit, Dürhennersdorf, Lausitz, Deutschland, Anal. P. J. BEGER in N. Jb. Mineral. etc. B. B. 40 (1916), 650.

Zürich, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule,

Santiago de Galicia, Laboratorio de Geoquímica de la Universidad,

1. Mai 1936.

Erläuterungen zur Tafel

- Fig. 6. Am nördlichen Talrand bei der Mina de Granate. Blick von der Strasse nach NE über den durch den Granatabbau zerwühlten Schuttkegel auf die Mündung der Erosionsschlucht „Rambla de Granatilla“. Der Hügelrücken links und rechts der Schlucht wird durch pliocänen Kalk gebildet in Form eines sanften Antiklinalschenkels. Im Hintergrunde der Schlucht ist die Auflagerung dieses Pliocänkalkes auf den Andesit gut sichtbar. Phot. ARNOLD HEIM 22. IV. 32.
- Fig. 7. Das Innere des Hoyazo-Zirkus, Blick nach NNW. Man erkennt die tiefgründige Verwitterung des granatführenden Andesites, sowie einen der im Texte erwähnten, dem Kesselboden aufgesetzten spitzen Kegel und die den Boden durchfurchenden Erosionsrinnen. Im Hintergrund ist der Steilabfall des den Andesit überlagernden Kalksteins und der sanftere Böschungswinkel des verwitternden Andesites gut zu erkennen. Phot. ARNOLD HEIM 22. IV. 32.
- Fig. 8. Rückblick durch die „Rambla de Granatilla“ auf das Schuttdelta und die Pliocänebene des Campo de Nijar. Links und rechts die Schluchtwandungen aus Pliocänkalk, im Hintergrund die jungvulkanischen Ketten der Sierra La Serrata und der Sierra del Cabo de Gata. Blick nach SE. Phot. ARNOLD HEIM 22. IV. 32.



Fig. 6



Fig. 7



Fig. 8

Leere Seite
Blank page
Page vide