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

Band: 18 (1938)

Heft: 2

Artikel: Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation

Autor: Niggli, Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-17111

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 14.07.2025

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

Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation

Von *Paul Niggli* (Zürich)

I.

In Grenzgebieten verschiedener Wissenschaften ist es eine durchaus begreifliche Erscheinung, dass übernommene, zunächst einfach gehaltene Formulierungen lange als solche weiterleben, selbst dann, wenn sie durch das Tatsachenmaterial des einen Gebietes eine Umgestaltung erfahren haben. Derjenige, der die verschiedenen Gebiete einigermassen überblickt, führt die Korrektur von selbst aus, er denkt sich auch die einfachen Bezeichnungen und Begriffe fortlaufend erweitert und neuen Befunden angepasst. Geschieht das von anderer Seite nicht, so entsteht Verwirrung. Dies gilt heute für eine der Hauptursachen der magmatischen Differentiation, die Kristallisationsdifferentiation.

Willkürlich seien drei wichtige neuere Arbeiten herausgegriffen.

In der grossen, inhaltsreichen Monographie „The Volcanic Area of Bufumbira", Part II, von A. Holmes und H. F. Harwood, hat Holmes seine bisher verfochtene „crustal fusion hypothesis" aufgegeben und die Bedeutung der leichtflüchtigen Bestandteile in der Erdkruste und im Magma sowie die Möglichkeit der Stofftransfusion „entdeckt". Es sei von Seite 55 zitiert: „The clue to be followed up here, as in ore deposits, lies in the nature and behaviour of the volatile constituents of magmas", und Seite 217: „Recognition of the „flux of emanations" as a working petrological concept — a concept which is more fundamental than that of magma — opens up a new world of possibilities", und weiter: „A now and far-reaching programme of research lies before us".

In der zitierten Arbeit wird in ebenso unbestimmter wie eindringlicher Weise von Emanationen, Transfusionen, leichtflüchtigen Bestandteilen gesprochen, denen die Macht verliehen wird, jedes Gestein in jedes andere Gestein umzuwandeln. Da es sich um völlig neue Gesichtspunkte handeln soll, mögen zwei Hinweise am Platze sein:

Vor ungefähr 25 Jahren ist, gestützt auf viele Arbeiten anderer Autoren und auf eigene Beobachtungen, in einer Habilitationsschrift[1]) mit grosser Eindringlichkeit darauf hingewiesen worden, dass die leichtflüchtigen Bestand-

---

[1]) P. Niggli, Probleme der magmatischen Differentiation. Chemie der Erde I (1914) 101.

teile bei der Bildung der magmatischen Gesteine während der sogenannten magmatischen Differentiation sowie bei der Injektion und Impragnation der Hüllgesteine eine wesentliche Rolle spielen müssen. Bereits hier wurde scharf zwischen den durch Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen verursachten Diffusionswanderungen und der Abspaltung von Gasphasen unterschieden. In dem Buche „Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma" [2]) ist später, 1920, nicht nur versucht worden, die vagen Begriffe wie Emanation, Stofftransport, gasdurchtränkte Gesteine zu präzisieren, sondern auch ihre Reichweite in der Natur zu verfolgen. Die Bezeichnungen „transfusion" und „flux of emanations" und ihre Erläuterungen stellen demgegenüber kaum einen Fortschritt dar. Allerdings ist der Anwendungsbereich bei HOLMES ein viel weiter gefasster, da jetzt Transfusionen und Stofftransporte ohne physikalisch-chemische Begründung und für alle denkbaren Stoffkombinationen eingesetzt werden.

Nach den vortrefflichen Analysen und den Gesteinsbeschreibungen, zu denen leider nur die quantitativen Angaben über den wirklichen Mineralbestand fehlen, ist die Lavenmannigfaltigkeit des Vulkangebietes von Bufumbira ein prachtvolles Beispiel gesetzmässiger Beziehungen, die durch Kristallisationsdifferentiation, verbunden mit Diffusionswanderungen, Resorptionen und ganz untergeordnet auftretenden Assimilationen bis in Einzelheiten ableitbar sind. Die vorgebrachten Argumente gegen die Kristallisationsdifferentiation sind alle hinfällig, denn sie rechnen mit einer rein mechanischen Absaigerung der Kristalle, ohne die Notwendigkeit der Ausgleichswanderung und der Resorptionen und Umwandlungen des Kristallates voll zu berücksichtigen.

Im „Bulletin of the Geological Society of America" 49 (1938) hat Cl. N. FENNER Alkalibasalte von den Raymond Fosdick Mountains (Antarktis) beschrieben und zwei allgemeine Feststellungen gemacht:

„... This leads to the conclusion that, contrary to inferences reached in the theory of crystal fractionation, wholly liquid magmas of ultrabasic composition exist" (Seite 399), und weiter:

„The theory of crystal fractionation has indicated the trend of changes in the composition of residual liquids that are supposed to be brought about by crystallization". Für den gegebenen Fall gilt nun: „It would be difficult to find in these figures any confirmation of the theoretical views that have been expressed" (Seite 391). Ferner in ähnlichem Zusammenhang Seite 399/400: „These results do not seem to be in accord with those that have been deduced as generalizations from experimental work on silicate systems and that have been used to support the theory of crystal fractionation".

Zum ersten Punkte ist zu sagen, dass immer wieder (fast ausnahmslos von allen Feldpetrographen) betont wurde, dass sehr basische Eruptivgesteine aus völlig flüssigen Schmelzmassen an Ort und Stelle erstarrt sind. Kaum einer hat dies als im Widerspruch stehend zur „erweiterten Theorie der Kristallisationdifferentiation" angesehen. Ist doch seit bald zwanzig Jahren eine schon frühere, von M. SCHWEIG erörterte Hypothese ausgebaut worden, die

[2]) P. NIGGLI, Das Magma und seine Produkte, unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der leichtflüchtigen Bestandteile. Zugleich 2. Auflage des Buches: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig 1937.

Absinken von Kriställchen normalerweise mit Resorption verknüpft. Nur so ist ja das Lamprophyrproblem [3]) überhaupt verständlich.

Zum zweiten Einwand ist zu bemerken, dass er durch einen Nachsatz „It is believed that experimentally investigated systems represent, on the whole, simpler conditions, both physically and chemically, than exist in natural magmas" vollständig aufgehoben wird. Der Petrograph weiss das und stellt nicht nur Normmineralien und Mineralien einfacher Schmelzflüsse in Rechnung, wenn er im Spezialfall die Veränderungen in den Zusammensetzungen des Rückstandes und des Kristallates berücksichtigt. Der von FENNER untersuchte Fall ist ein durch viele petrographische Provinzen gut belegter Fall der Richtung von Kristallisationsbahnen, der experimenteli durch die natürlichen Vorgänge mindestens so sichergestellt ist wie Fälle, die aus einfachen ternären Systemen abgeleitet wurden. Gegen die „Kristallisationstheorie der magmatischen Differentiation" sprechen die von FENNER angeführten Tatsachen in keiner Weise.

Die dritte Arbeit nennen wir aus folgendem Grund. Hier nicht zu erwähnende Beobachtungen machen es wahrscheinlich, dass sich in vielen Perioden magmatischer Aktivität ein sogenanntes „basaltisches oder gabbroides Magma" weiter differenzierte. Dieses basaltisch-gabbroide Magma ist im Sprachgebrauch zum primären Magma geworden. Sehr viele, die vom basaltisch-gabbroiden Magma als dem Stamm- oder Urmagma sprechen, verstehen jedoch darunter im wesentlichen jeweilen nur irgendein Glied aus der Gruppe der gabbroiden, alkaligabbroiden bis ultrafemischen Magmen. Innerhalb dieser Grossgruppe ist die Variabilität in der chemischen Zusammensetzung eine jedem Petrographen bekannte und weitgehende. Es ist vollkommen falsch, das Problem der magmatischen Differentiation nur in der Entwicklung intermediärer bis saurer Glieder erblicken zu wollen; die Mannigfaltigkeit ist bereits innerhalb der basischen Abteilung eine gewaltige. Dass Begriffe wie Basalt und Granit so weitumfassend angewandt werden, dass über den physikalisch-chemischen Untersuchungen vergessen wurde, die natürliche Variation peinlichst genau zu berücksichtigen, hat der vergleichenden Petrographie manchen Schaden zugefügt. Forscher, die von der physikalisch-chemischen Seite an das Problem herantreten, wurden durch diese wenigen Begriffe, deren gewaltigen Inhalt sie nicht kannten, irregeführt. Für die vergleichende Eruptivgesteinskunde ist sicher von mindestens so fundamentaler Bedeutung wie die Kenntnis physikalisch-chemischer Prinzipien und einfacher experimenteller Daten die volle Kenntnis der natürlichen Mannigfaltigkeit, das heisst des naturgegebenen Tatsachenmateriales (Chemismus, Mineralbestand, Gefüge). Irgend eine chemische Systematik aller Eruptivgesteine nach molekularen Verhältnissen muss unentbehrliche Grundlage jeder Diskussion sein.

Es ist nun in den letzten Jahren mehrfach versucht worden, zwei oder drei primäre Magmen anzunehmen, um der Mannigfaltigkeit besser gerecht zu werden. Das war gegenüber den Redewendungen der Anhänger eines fast stöchiometrisch konstant gebauten Basalt-Urmagmas ein Fortschritt, übersah jedoch zwei Punkte:

---

[3]) Sofern man nicht zu Einschmelzungen Zuflucht nimmt unter Vernachlässigung exakter chemischer Vergleiche.

1. Es fehlte gewöhnlich eine Definition des Begriffes primär. Wenn z. B. von zwei distinkten primären Stammagmen gesprochen wird, ist das offenbar nur ein sinnvolles Vorgehen, wenn Zwischenglieder fehlen und sich das eine aus dem anderen nicht irgend einmal hat entwickeln können, oder wenn das Wort: „primär" sich auf eine bestimmte Zeitepoche bezieht.

2. Die statistische Untersuchung zeigt mit aller Schärfe, dass es keine endliche Anzahl voneinander völlig getrennter basischer Grundmagmen gibt, sondern ein alle Übergänge umfassendes Variationsfeld mit Häufungsstellen.

Wenn daher H. H. Hess in einer neuesten Arbeit über „A primary peridotite magma" [4]) dieses Magma durch Resorptionen oder Umschmelzungen unter Mitwirkung leichtflüchtiger Stoffe entstehen lässt, ist fraglich, ob der Titel gerechtfertigt ist und ob jetzt nicht wieder (man beachte die Figur 1 der zitierten Arbeit) eine unzulässige Vereinfachung angestrebt wird. Ohne auf die spezielle Theorie der Serpentinbildung einzugehen, muss weiterhin erwähnt werden, dass auch diese Arbeit übersieht, wie inhaltsreich bereits der Begriff Kristallisationsdifferentiation geworden ist. Wenn H. H. Hess schreibt (Seite 322) „Though ten years have elapsed since Bowen published these conclusions (nämlich, dass ultrafemische Eruptivgesteine nur Kristallisationsrückstände seien) and they have been almost universally accepted by geologists, we may still find some speaking of peridotite magmas. In several recent papers on „ophiolites" of the Alps, for example, such mention is made. I imagine that these members of the old school are not opposed to the conclusions of Bowen and his colleagues, but rather are unfamiliar with them", so darf dazu wohl bemerkt werden:

Bereits 1914 [5]) und 1920 [6]), also vor den zitierten Arbeiten von N. L. Bowen, ist die Kristallisationsdifferentiation lediglich angenommen worden mit dem Vorbehalt, dass Kristallsaigerungsprodukte auch resorbiert werden können unter Bildung ultrabasischer echter Magmen. Hinsichtlich der Peridotite ist diese beispielsweise erst neuerdings in einer Arbeit über das Bushveld [7]) klar und deutlich ausgesprochen worden. Versteht H. H. Hess unter Kristallisationsdifferentiation die zitierten extremen Ansichten von N. L. Bowen, so darf er versichert sein, dass von einer universellen Zustimmung nicht die Rede sein kann, dass jedoch viele Alpengeologen auf dem erweiterten Standpunkte der Kristallisationsdifferentiation stehen und deshalb auch N. L. Bowens experitelle Beiträge hiezu hoch einzuschätzen wissen. Peridotitische Magmen leugnen zu wollen, ist keinem Kenner der Faltengebirge je eingefallen. Diese haben jedoch schon lange erkannt und dargestellt, was H. H. Hess am Schlusse seiner Arbeit schreibt: „Though a different origin is postulated for some ultramafics than that suggested by Bowen, this paper should not in any sense be considered as an attempt to refute the principles enunciated by Bowen but rather a different application of those same principles."

---

[4]) Am. Journal of Science XXXV (1938) 321—344.

[5]) P. Niggli, Probleme der magmatischen Differentiation. Chemie der Erde I (1914) 101.

[6]) P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. B. G. Teubner, Leipzig 1920.

[7]) P. Niggli mit B. Lombaard, Das Bushveld als petrographische Provinz. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XIII (1933) 110.

Diese Beispiele rechtfertigen es, an Hand von Zitaten einmal ganz klar herauszuarbeiten, in welchem Sinne prinzipielle Anhänger der Kristallisationsdifferentiation diese seit Jahrzehnten interpretiert haben. Bereits in dem Buche „Das Magma und seine Produkte", Bd. I, hat der Verfasser zur Verhütung der Missverständnisse den Begriff komplex geprägt, da es ihm unnütz schien, ganz neue Bezeichnungen zu erfinden für Vorgänge, von denen die rein mechanische Kristallsaigerung nur ein Grenzfall ist und logischerweise sein kann.

II.

Spricht man von magmatischer Differentiation in ihrem weitesten Sinne, so versteht man darunter folgendes. In einer durch magmatische Aktivität ausgezeichneten geologischen Einheit findet man relativ einheitlich gebaute Minerallagerstätten und Gesteine magmatischen Ursprungs von verschiedener Zusammensetzung. Man behauptet nun, die Beobachtungen seien so interpretierbar, dass zwischen diesen Bildungen genetische Beziehungen bestehen, dass sich also durch irgendwelche Vorgänge die einen aus den anderen herleiten lassen. Im Verlauf der Aktivitätsperiode habe die Mannigfaltigkeit zugenommen, also eine Differenzierung stattgefunden. „Im grossen und ganzen teilt sich das Problem in zwei Fragestellungen: wie entstehen Verschiedenheiten und wie entstehen einheitliche Gesteine? Dass in einem ausgedehnten magmatischen System infolge mannigfaltiger Ursachen ... Verschiedenheiten ... auftreten müssen, ist ohne weiteres verständlich. Damit ist aber das Auftreten grosser, miteinander in Beziehung stehender, relativ einheitlicher Gesteinsmassen oder bestimmter Ganggefolgschaften noch nicht erklärt; zum mindesten müssten noch gesetzmässige Ausgleichungsvorgänge in Betracht gezogen werden. Nun ist es nicht nur die Ausgedehntheit gewisser Gesteinsvarietäten, die zur Untersuchung ihrer Bildungsbedingungen zwingt; in ebenso grossem Masse ist es die Konstanz einer gewissen Abhängigkeit charakteristischer Minerallagerstätten voneinander. In diesem Sinne ist das Studium der mit Eruptivgesteinen in Verbindung stehenden Erzlagerstätten und pegmatitischen Bildungen das Studium eines Teilphänomens der magmatischen Differentiation" [8]).

Man hat die beiden erstgenannten Teilfragen oft nicht scharf unterschieden. Wenn z. B. ein Eruptivgestein am Erstarrungsort leichte Assimilationserscheinungen an eingeschlossenen Schollen oder an Hüllgesteinen aufweist, mit der charakteristischen Inhomogenität (contaminated rocks), so ergibt sich daraus eine Möglichkeit der Entstehung von Verschiedenheiten. Dann jedoch beginnt erst

[8]) Probleme der magmatischen Differentiation, loc. cit.

die Fragestellung, ob sich daran Vorgänge anschliessen können, die zu den andernorts beobachtbaren, in sich einheitlichen verschiedenen magmatischen Bildungen führen. „Bei der gewöhnlichen flüssig-magmatischen Differentiation wird man in manchen Fällen unterscheiden können zwischen Ursachen, die in einem früher einheitlichen Magmaherde Unterschiede in den Zusammensetzungen bedingen, und Ursachen, die daraufhin durch Ausgleichswanderungen zu ganz bestimmten Teilungen führen“ [9]).

Unterschiede können und werden bereits primär vor dem Magmenaufstieg vorhanden sein. Auch dann müssen sie sich irgendwie begründen lassen, wobei uns neben theoretischen Überlegungen nur die Erfahrungen zur Verfügung stehen, die wir an nach aussen gewanderten und abgekühlten Magmen gewonnen haben. Der Einfachheit halber wird wohl stets versuchsweise angenommen, das aktivierte Magma sei wenigstens innerhalb eines bestimmten Gebietes relativ homogen gewesen. Homogen kann ein Grossmagmaherd allerdings bereits aus dem Grund nicht sein, weil er dem inhomogenen Temperatur-, Druck- und Gravitationsfeld unterworfen ist. Es ist unmöglich, dass in einem um 100° wärmeren und 1 km stärker belasteten Magmateil gleiche Molekularverteilung sich vorfindet wie in der darüber liegenden Vergleichsschicht. Notwendigerweise müssen diese Unterschiede zu Ausgleichswanderungen führen, derart, dass aus konstitutionellen auch bauschalchemische Verschiedenheiten entstehen. Würden die Magmen nur „trockene“ Silikatschmelzflüsse sein, so wäre, soweit unsere Kenntnisse reichen, nicht zu erwarten, dass diese einem stationären Gleichgewicht zustrebenden Schichtungen und Verschiebungen bedeutendes Ausmass erlangen. Ohne weiteres ist indessen klar, dass wesentliche Änderungen in der chemischen Zusammensetzung einer Schmelzlösung auftreten, wenn neue Phasen entstehen oder mit ihr reagieren. Das hat immer dazu bewogen, die Lehre von den heterogenen Phasengleichgewichten zur Deutung des Auftretens der Verschiedenheiten heranzuziehen. Folgende Fälle und ihre Kombinationen ergeben sich:

1. Bildung verschiedener flüssiger Phasen (Entmischung im flüssigen Zustand).
2. Bildung und Abspaltung (eventuell Aufnahme) von Dampf- oder Gasphasen.
3. Bildung von festen Phasen (Kristallen) und deren Entfernung.
4. Einwirkung des Magmas auf bereits vorhandene feste Phasen (Aufschmelzung, Assimilation, Resorption).

---

[9]) Probleme der magmatischen Differentiation, S. 126, loc. cit.

Über den Geltungsbereich von Fall 1 bestehen keine grossen Meinungsverschiedenheiten. Es sei lediglich konstatiert, dass sich immer mehr und mehr herausstellt, wie wichtig auch für derartige Abspaltungen (z. B. Sulfidmagmen) die leichtflüchtigen Bestandteile sind.

Fall 2 ist eingehend in verschiedenen Abhandlungen besprochen worden. Die hiehergehörigen Erscheinungen spielen nicht nur für die Bildung der Erzlagerstätten eine grosse Rolle, sondern auch für die magmatische Differentiation im engeren Sinne. Vom Gehalt an leichtflüchtigen, im Magma gelösten Stoffen sind nicht nur in heute weitgehend angebbarer Weise die homogenen Gleichgewichte im Magma abhängig, der Gehalt an diesen Stoffen wird in gegebener Erdrindentiefe in erster Linie durch das Druckgefälle und die Verdampfungsmöglichkeiten bestimmt. Es können dadurch bauschalchemische Unterschiede in einem Magmaherde eine ausschlaggebende Bedeutung erlangen und Wanderungen, Stoffverschiebungen von grossem Ausmass ausgelöst werden. Einfache Beispiele sind bereits 1914 und neuerdings 1937 durchgerechnet worden. Sobald die eigentliche Gasabspaltung erfolgt, ist das Gravitationsfeld wirksam, indem es die leichten Emanationen nach aussen treibt.

Fall 2 und Fall 3 sind sehr oft untrennbar miteinander verknüpft:

a) Durch den Gehalt an leichtflüchtigen Stoffen werden weitgehend die Kristallisationsprodukte eines Magmas bestimmt. Von manchen Physikochemikern wird die (besonders von A. Lacroix ausgebildete) Lehre von den mannigfachen Heteromorphieerscheinungen der Eruptivgesteinswelt noch etwas zu wenig berücksichtigt.

b) Durch Kristallisationsvorgänge können leichtflüchtige Substanzen in der Restschmelze angereichert werden und dadurch für die weitere Differentiation erhöhte Bedeutung erlangen.

Fall 3. Dass sich durch Kristallisation einzelner Mineralarten die Zusammensetzung der Restschmelzen in angebbarer Weise ändert, und dass diese Änderungen im grossen den Richtungssinn wiedergeben, durch den verschiedene Teilmagmen und Eruptivgesteine einer geologischen Einheit unter sich verbunden werden, ist keine Theorie, sondern eine Tatsache. Naturgemäss bleibt die Frage zunächst offen, ob es sich um einen zufälligen Parallelismus, eine Konvergenzerscheinung oder eine echte Abhängigkeit handelt. Im letzten Falle muss oft eine Trennung Fest-Flüssig vorausgesetzt werden, sei es durch Saigerung im Gravitationsfeld oder durch Aus-

quetschung im tektonischen Feld. Unzweifelhaft gilt [10]): „Der Vorgang der Abkühlungsdifferentiation (oder Kristallisationsdifferentiation) muss wenigstens in der Mehrzahl der Fälle als Vorgang in der flüssigen Phase angesehen werden," denn eine schematische Einteilung der Gesteine in solche, die in situ aus flüssiger Schmelze erstarrten und in Kristallisationsrückstände, wird der Beobachtungsfülle niemals gerecht. Das war der Grund, warum der Verfasser anfänglich (z. B. in der soeben zitierten Arbeit) der Absaigerungstheorie DARWINS skeptisch gegenüberstand. Allein die Untersuchung und Verarbeitung hunderter petrographischer Provinzen belehrte ihn bald, dass der Zusammenhang doch ein so enger ist, dass die Kristallisationsdifferentiationstheorie Gültigkeit haben muss und lediglich im Sinne anderer Überlegungen logisch zu erweitern sei. „Wir dürfen uns den Differentiationsprozess nicht einfach als gravitative Kristallsonderung vorstellen etwa in der Weise, dass gewisse Gesteine ständig Restschmelzerstarrungen anderer Kristallagglomerate darstellen. Dafür sprechen weder Beobachtung noch gründliche Überlegung [11]).

Sinkende Kriställchen — und die genannten Erstausscheidungen werden im allgemeinen sinken müssen — wandern dem Temperaturgefälle entgegen, werden also sicherlich zum Teil wieder resorbiert, aufgelöst. Die inneren Partien des Magmaherdes haben ja die zugehörige Ausscheidungstemperatur noch nicht erlangt. Jedoch wenn sie auch wieder verflüssigt sind, können die entstandenen Molekelarten nicht mehr zum Ausgleich nach oben wandern, denn täten sie das, so würden sie dort wieder ausgeschieden, sie müssten wieder fallen. Auch hier ist nur möglich, dass Ausgleichswanderungen in anderem Sinne stattfinden, die zu einem stationären Zustand führen wollen. Wir dürfen im Grenzfall den Vorgang ganz in der flüssigen Phase sich abspielend denken, und wiederum sind es die inneren chemischen Gleichgewichte, die letzten Endes die resultierende Verteilung bedingen. Die Kristalle sind in gewissem Sinne nur die Vehikel, die den Sonderungsprozess einleiten und ständig in Fluss halten."

Zehn Jahre später wurde bei der eingehenden Besprechung eines Beispieles [12]) zusammenfassend festgestellt: „Wenn wir die Bezeichnung Kristalli-

---

[10]) Probleme der magmatischen Differentiation, S. 118, loc. cit.

[11]) P. NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen, S. 29. Berlin 1923, Gebr. Borntraeger.

[12]) P. NIGGLI mit B. LOMBAARD, Das Bushveld als petrographische Provinz.

sationsdifferentiation brauchen und am Beispiel des Bushveldes glauben beweisen zu können, dass ihr die Hauptrolle bei der magmatischen Differentiation zukommt, so ist damit folgendes verstanden:

Die magmatische Differentiation ist mit der Kristallisation verbunden und in ihrer Richtung durch sie weitgehend bestimmt. Stoffverbindungen im beobachteten Ausmasse sind nur durch Phasentrennung und Wanderungen einzelner, besonders kristallisierter Phasen infolge der Heterogenität des äusseren Feldes (Schwerkraft, Druck, Temperatur) möglich. Oft sind die Kristalle nur vorübergehend Vehikel der Stoffverschiebung; das Endresultat sind dann verschiedene flüssig magmatische (im Idealfall im stationären Gleichgewicht befindliche), koexistierende Zustände. Die Kristallisation löst (wie unter anderen Bedingungen die Einschmelzung) die Differentiation aus, bestimmt im Verein mit den möglichen Stoffverschiebungen leichtflüchtiger Substanzen die Richtung. In ihrer Gesamtheit sind jedoch die Produkte nur selten einfache Kristallanhäufungen und Rückstandslösungen, und nur in Sonderfällen kann Differentiation in situ beobachtet werden."

Zur Vermeidung der immer wieder auftretenden, auch einleitend erwähnten Missverständnisse erfolgte 1937 die Bemerkung:

„Im Gegensatz zur einfachen gravitativen Kristallsaigerung seien die oben beschriebenen Prozesse komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation genannt." Davon ist der zur Seltenheit auftretende einfache mechanische Sonderungsprozess mit geringer Resorption oder Umwandlung der Erstkristallate und geringfügigen Ausgleichswanderungen nur ein Grenzfall. Der Verfasser ist sich wohl bewusst, dass diese seit mehr als 20 Jahren von ihm vertretene Anschauung auch von andern Petrographen selbständig entwickelt wurde; umso merkwürdiger ist es, wenn immer wieder älteres Gedankengut zum Ziel von Angriffen auf die Kristallisationsdifferentiation als Ganzes ausgesucht wird, und die erweiterte Theorie unberücksichtigt bleibt. Gerade dadurch, dass durch Kristallisationsdifferentiation und teilweise oder vollständige Wiederverflüssigung der abgesaigerten Kriställchen erhebliche Konzentrationsunterschiede entstehen, müssen Ausgleichswanderungen, begünstigt durch den Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen, einsetzen, derart, dass einfache Rechnungen Schmelze $\pm$ Kristalle nur Notbehelfe sind, und Abweichungen keine Gegenbeweise darstellen. Dass trotzdem der generelle Verlauf einer magmatischen Differentiation einigermassen durch den Verlauf natürlicher (nicht experi-

mentell vereinfachter) Kristallisationsbahnen vorausgesagt werden kann, ist lediglich ein Zeichen für die überragende Bedeutung des Grundprinzipes. Die Wanderungstendenzen der leichtflüchtigen Bestandteile und der Kristallisationsprodukte lösen in der Mehrzahl der Fälle die magmatische Differentiation aus. Resorptionen, Ausgleichswanderungen, Abquetschungen führen schliesslich zu verschiedenen, relativ einheitlichen Teilmagmen.

Fall 4. „Nicht ausser acht lassen darf man, dass auch Assimilationsprozesse richtunggebend sein können. Das Magma wird insbesondere anfänglich imstande sein, Nebengesteine, mit denen es in Berührung kommt, teilweise aufzuschmelzen. Es kann, wie besonders R. A. Daly betont, sein hangendes Dach zerstückeln und sich so einen Weg nach oben bahnen. Die losgesprengten Gesteinsstücke werden aber grösstenteils in die Tiefe sinken und hier Material an die flüssige Masse abgeben. Sicherlich ist die Differentiation eines aktiven Magmas nicht (notwendigerweise) an Assimilation gebunden. Die Differentiation ist eine (notwendige) Begleiterscheinung empordringenden, in zentrifugalem Bewegungszustand befindlichen Magmas, aber das bedeutet nun wieder nicht, dass Assimilationen nicht mitbestimmend und richtunggebend sein können“ [13]).

Der Umstand, dass grössere homogene Magmenmassen mit chemischen Zusammensetzungen, die zwischen denen intermediärer bis saurer normaler Eruptivgesteine und spezieller Sedimente liegen, vollständig fehlen, zeigt, dass einfache Assimilation in späteren Entwicklungsstadien überhaupt keine grosse Rolle spielt, was übrigens bereits aus energetischen Betrachtungen folgen muss. Ist Assimilation vorhanden, so ist sie wieder gefolgt von Kristallisation und Kristallisationsdifferentiation, von Ausgleichswanderungen und Gleichgewichtsverschiebungen (z. B. auch infolge der aufgenommenen leichtflüchtigen Bestandteile). Sie ordnet sich somit der komplexen Kristallisationsdifferentiation unter. Sie kann Variationen erzeugen, Verschiedenheiten hervorrufen, sie wirkt sogar häufig auslösend. Noch seltener als die rein mechanische Kristallisationsdifferentiation ist jedoch die einfache Einschmelzung, was jede analytisch-chemische Untersuchung der Eruptivgesteine eindeutig beweist. Selbst der so häufig in Rechnung gestellte Fall der Karbonateinschmelzung führt in der

[13]) Gesteins- und Mineralprovinzen S. 29/30 loc. cit.

überwiegenden Zahl der Fälle zu Magmen, die sich nur ergeben können, wenn gleichzeitig Kristallausfällungen, Absaigerungen, Diffusionswanderungen statthaben. Die sogenannten „contaminated rocks" mit fast fehlender Differentiation fallen ausserhalb des Chemismus normaler Eruptivgesteine, was der beste Beweis dafür ist, dass einfaches Ein-, An- oder Umschmelzen für viele Stadien der magmatischen Differentiation von höchst untergeordneter Bedeutung ist. Das Aufschmelzen von Kristallen alter Gesteinsverbände darf ja gar nicht anders behandelt werden als die Resorption sinkender Kriställchen, die sofort „Transfusionen" erzeugt.

Will man nicht auf physikalische Phänomene (elektrische, magnetische Felder usw.) zurückgreifen, deren Wirkungsweise wir kaum kennen, so sind die Fälle 1—4 offenbar die einzig massgebenden zur Erzeugung von Verschiedenheiten. Sie genügen auch vollkommen zur Erklärung der beobachteten Mannigfaltigkeit. Allerdings gehört, wie immer betont wurde, zur Bildung relativ homogener Teilmagmen und magmatischer Lösungen und Dämpfe eine (nur durch den Gehalt an leichtflüchtigen Substanzen ermöglichte) Ausgleichswanderung, die entweder durch Diffusion oder Gasabspaltung erfolgt. Darüber ist bereits im I. Band des „Magma und seine Produkte" so viel gesagt worden, dass es sich erübrigt, darauf näher einzugehen.

III.

Unter den in einem Frühstadium der Alpenfaltung eingedrungenen basischen Magmen, deren Gesteine heute als Ophiolithe bezeichnet werden, herrschen folgende Magmentypen vor:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
1. gabbrodioritisch	115	22	46,5	21	10,5	0,1	0,5
2. miharaitisch	115	22	42,5	27,5	8	0,2	0,6
3. ossipitisch-belugitisch	115	30	32	30,5	7,5	0,2	0,6
4. peridotitisch	60	2,5	95	2	0,5	?	0,9

Die Zahlen bedeuten Mittelwerte, gewonnen auf Grund der analytischen Untersuchungen. Gewichtsprozente von bereits metamorphosierten[14]) Gesteinen, die den Mittelwerten nahe kommen, lauten:

[14]) H_2O-Gehalt deshalb erhöht!

	gabbrodioritisch	miharaitisch	belugitisch	peridotitisch
SiO_2	47	47,5	45	38,5
Al_2O_3	16,5	16	23	3
Fe_2O_3	3	5	0,5	4
FeO	8,5	4,5	4,3	5,5
MnO	0,2	0,2	0,2	nb
MgO	6,8	7,5	5,5	34
CaO	8	11,5	11	2
Na_2O	4	3,5	3	0,5
K_2O	0,5	0,4	1	
H_2O+	3	2	4,8	11
H_2O-	—			
TiO_2	2,2	1,7	1,5 Cr_2O_3	1,5
P_2O_5	0,3	0,2	0,2	nb
	100,0	100,0	100,0	100

Daneben treten noch mannigfache andere Zusammensetzungen auf, z. B.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
orbitisch bis achnahaitisch z. B.	115	27,5	42	21	9,5	0,2	0,5
natronlamprosyenitisch z. B.	120	21	53,5	13	12,5	0,2	0,6
pyroxengabbroid bis arriegitisch z. B.	100	22	38	36	4	0,1	0,6
	80	18	45	31	6		
hornblendeperidotitisch	75	12	74	10	4	0,2	0,75
hornblenditisch bis al-hornblenditisch	100	15	55	21	9		
websteritisch-diallagitisch	100	1	75	24	0		0,85
anorthositgabbroid	100	37	25	31,5	6,5		

Seltener sind al-peridotitische, hornblenditische, ankaratritische, essexitgabbroide, websteritisch-diallagitische, orthaugitische, gabbrotheralithische, melagabbrodioritische, leukomiharaitische, leukopeléeitische, normalgabbroide Zusammensetzungen vertreten.

In vielen Fällen kann mit Sicherheit erkannt werden, dass Schmelzen der genannten Zusammensetzungen emporgedrungen sind, und dass nicht erst eine Differentiation am Erstarrungsort stattfand. Das basische Magma der heutigen Ophiolithe war somit bereits weitgehend differenziert, als es aussentektonisch wirksam wurde.

Die verbreitetsten gabbrodioritischen und miharaitischen Magmen sind in ihrer Zusammensetzung nicht unähnlich den sogenannten tholeiitischen Magmen (z. B. von Mull), wie nachstehender Vergleich zeigt (wobei der erhöhte sekundäre H_2O-Gehalt der Ophiolithe zu berücksichtigen ist):

	Ophiolithe	Beispiele	Tholeiitischer Typus		gabbrodioritisch (Ophiolith)	Tholeiit	miharaitisch (Ophiolith)
SiO_2	47	47,5	50	si	115	124	115
Al_2O_3	16,5	16	13	al	22	19	22
FeO	11,5	9,5	13	fm	46,6	45,5	42,5
MgO	6,8	7,5	5	c	21	26,5	27,5
CaO	8	11,5	10	alk	10,5	9	8
Na_2O	4	3,5	2,8	k	0,1	0,2	0,2
K_2O	0,5	0,4	1,2	mg	0,5	0,4	0,6

Von den tholeiitischen Magmen wird behauptet[15]):

Normaler Mineralbestand: Olivin fehlend oder untergeordnet, unter den Pyroxenen oft Pigeonit vorhanden, Magnetit relativ häufig. Die Pyroxeneinsprenglinge meist Mg-reicher als das Gesamtgestein. Glasige bis quarz-feldspatartige Grundmasse. Spätere pegmatitische Differentiate stets quarzführend mit alkalireicheren Feldspäten. Entwicklung in Richtung der Quarzdiorite, Granodiorite, Granite (Kalk-Alkalireihe, pazifische Provinzen).

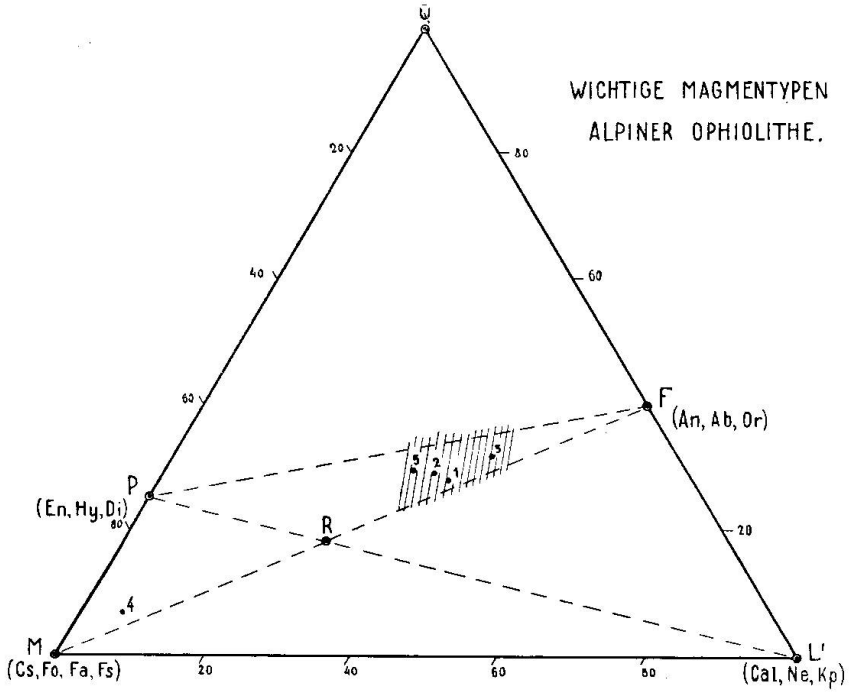

Fig. 1. In das Dreieck M-L-Q sind die Punkte wichtiger Zusammensetzungen alpiner Ophiolithe eingezeichnet. Das schraffierte Feld umfasst sie. P ist der Punkt der Pyroxenzusammensetzung, F der Punkt der Feldspatzusammensetzung. Würden nur die „Molekular-Norm-Mineralien" entstehen, so wäre im Feld P-F-Q Quarz zu erwarten, unterhalb PF kein Quarz. Punkte im Dreieck PFR liessen sich als Kombinationen Pyroxen-Feldspäte-Olivin (M) oder Pyroxen-Feldspäte-Feldspatoide (L) ausdrücken. Punkte im Dreieck PMR geben als Normmineralien Pyroxen-Feldspat-Olivin oder Pyroxen-Olivin-Feldspatoide. In das Dreieck FLR fallen Kombinationen Pyroxen-Feldspat-Feldspatoide oder Feldspat-Feldspatoide-Olivin. Schliesslich müssten normativ im Dreieck MRL Olivin und Feldspatoide zugegen sein neben Pyroxen oder Feldspat.

Berechnet man ganz schematisch von hiehergehörigen Gesteinen die Molekularbasis der Hauptbestandteile, so erhält man Zahlen wie:

---

[15]) Siehe z. B. W. Q. Kennedy: Trends of differentiation in basaltic magmas. American Journal of Science XXV (1933) 239.

		Ophiolithe 1. gabbrodioritisch		Ophiolithe 2. miharaitisch		3. ossipitisch		4. peridotitisch		5. tholeiitisches Magma	
L	Ne	23	39,5	16	37	13,5	44	1,8	5,6	16,2	34
	Kp	2,5		4		4				6,4	
	Cal	14		17		26,5		3,8		11,4	
M	Cs	5,5	32,5	8	34	5	24	0	87,4	10,1	37,4
	Fo	14		15,5		11,5		78,7		11,1	
	FaFs	13		10,5		7,5		8,7		16,2	
	Q	28		29		32		7,0		29,6	

1, 2 und 3 unterscheiden sich voneinander besonders durch das Verhältnis der Molekülgruppen L: M und innerhalb L durch das Verhältnis L: Cal. Bemerkenswert ist der niedrige Cs-Gehalt, der bereits in Nr. 5 etwas höher liegt. In 4 treten L und Q ganz zurück. Im Dreieck MLQ liegen 1, 2, 3, 5 nahe beieinander innerhalb des Dreieckes MPF. Bekanntlich geben P normative Zusammensetzungen von Augiten, F von Feldspäten an (Fig. 1).

Es ist bemerkenswert, dass Magmen der Zusammensetzungen 1, 2, 3 häufig mit quarzführenden Eruptivgesteinen im engsten genetischen Zusammenhang stehen. Auch in den Alpen sind ja die jüngeren Eruptivmassen von quarzdioritischem, granodioritischem bis granitischem Charakter. Für die Beurteilung der Provinzialverhältnisse erweisen sich folgende Verhältnisse als nicht unwichtig:

$$\frac{\text{Cal}}{\text{Ne} + \text{Kp} + \text{Cal}} = \pi \text{ und } \frac{\text{Cs}}{\text{Cs} + \text{Fo} + \text{Fs} + \text{Fa}} = \gamma$$

π gibt in der Basisberechnung das Verhältnis des normativ an Al gebundenen Ca zur Gesamtsumme des an Al gebundenen Ca + Na + K. γ gibt das normative Verhältnis des nicht an Al gebundenen Ca zur Gesamtsumme des nicht an Al gebundenen Ca + Fe + Mg. π kombiniert mit k gibt die Verteilung von K, Na, Ca auf Al; γ kombiniert mit mg die Verteilung von Ca, Fe, Mg in der Gruppe M. (Siehe z. B. die Dreiecke b und c der Figuren 2, 3, 4.) Für Nr. 1—5 lauten die Daten:

	1	2	3	4	5
π	0,35	0,46	0,60	0,67	0,31
k	0,10	0,20	0,23	?	0,22
γ	0,17	0,24	0,21	0,0	0,27
mg	0,60	0,60	0,61	0,9	0,40

Eine statistische Untersuchung junger Eruptivgesteine ergibt nun zweifelsfrei, dass sich grosse Einheiten in bezug auf die vorherrschend vorhandenen chemischen Zusammensetzungen der Eruptivgesteine (abgekürzt Magmentypen) verschieden verhalten. Das ist die wichtigste Beobachtungstatsache der vergleichenden Petrographie. Es ist unverzeihlich, aus formalen Gründen (Streit um Worte) oder aus Unkenntnis dieses

Tabelle Ia

Hauptmagmentypen zirkumpazifischer junger Eruptivgesteine

Die Zahlenwerte stellen geschätzte Mittelwerte dar (auf Grund tabellarischer Zusammenstellungen). Die Gesteinsbezeichnungen beziehen sich auf das beobachtete Gesamtintervall des Magentypus dieser Gebiete.

	Magmentypus	si	al	fm	c	alk	k	mg	Wichtigere zugehörige Gesteine. Bezeichnung nach den Beobachtern.
LGr	aplitgranitisch	450	48	7	5	40	0,55	0,25	Rhyolithe, Aplite, Granite
	engadinitgranitisch	400	45	12	8	35	0,50	0,30	Rhyolithe, Dacite, Aplite, Granite
	yosemitgranitisch	330	43	13	13	31	0,45	0,30	Rhyolithe, Dacite, Quarzlatite, Andesite, Granite, Granodiorite
Gr	adamellitisch	280	38	22	13,5	26,5	0,40	0,35	Rhyolite, Dacite, Latite, Andesite, Quarzporphyre, Quarzmonzonite
T	leukoquarzdioritisch	300	42	17	14	27	0,30	0,35	Granodiorite, Quarzdiorite, Dacite, Andesite
Gd	normalgranodioritisch	260	38	23	16,5	22,5	0,40	0,42	Granodiorite, Quarzmonzonite, Granite, Quarzdiorite, Dacite, Andesite, Latite, Trachyte
	farsunditisch	270	41	21	17	21	0,28	0,42	Granodiorite, Quarzdiorite, Dacite, Andesite
	leukopeléeitisch	220	38	23	21	18	0,25	0,35	Diorite, Dacite, Andesite
Gr	opdalitisch	230	32	31	18	19	0,40	0,40	Granite, Glimmerdiorite, Quarzmonzonite, Quarzdiorite, Quarzlatite, Andesite
Qd	normalquarzdioritisch	200	33	30	20	17	0,28	0,48	Quarzdiorite, Diorite, Dacite, Andesite
	peléeitisch	180	31,5	33,5	23,5	11,5	0,23	0,50	Quarzdiorite, Diorite, Dacite, Andesite, Basalte, Quarzbasalte
D	normaldioritisch	160	29,5	33,5	21,5	15,5	0,28	0,49	Diorite, Gabbro, Andesite, Basalte, Diabase
	orbitisch	145	27	39,5	22,5	11	0,25	0,55	Diorite, Gabbrodiorite, Gabbro, Andesite, Basalte
	lamprodioritisch	150	26	39	21,5	13,5	0,25	0,53	Orthoklas-Gabbro, Diorite, Andesite, Quarzbasalte
Gbd	gabbrodioritisch	130	23,5	44	22,5	10	0,22	0,45	Diorit, Gabbro, Basalt, Andesit, Quarzbasalt
Gb	c-gabbroid	115	25	44	25	6	0,20	0,50	Gabbro, Andesit, Basalt
Gb	miharaitisch	120	22	42	27,5	8,5	0,20	0,55	Andesit, Basalt
LGb	leukomiharaitisch	140	26,5	38	26,5	9	0,19	0,50	Gabbro, Andesite, Basalte
	belugitisch	135	29,5	32,5	28	10	0,27	0,40	Andesite, Basalte
	achnahaitisch	119	27	40	29	4	0,18	0,50	Andesite, Basalte, Hornblendegabbro
H	hornblenditisch	81	14	59	22	5	0,18	0,60	Gabbro, Diabas, Olivinbasalt

Tabelle Ia (Fortsetzung)

	Magmentypus	si	al	fm	c	alk	k	mg	Wichtigere zugehörige Gesteine. Bezeichnung nach den Beobachtern.
	etwas seltener:								
T	si-oligoklasitisch	350	48	7	15	30	0,3	0,4	Dacit, Andesit
T	natronrapakiwitisch	300	42	18,5	7,5	32	0,3	0,25	Rhyolith, Dacit, Andesit
Qd	tonalitisch	175	34	31,5	22	12,5	0,44	0,52	Quarzdiorit, Shoshonit, Dacit, Andesit, Basalt
Gbd	si-gabbrodioritisch	155	24	42,5	22,5	11	0,25	0,55	Diorit, Porphyrit, Quarzbasalt, Basalt
LGb	cumbraitisch	155	29	30	27	14	0,22	0,42	Andesite
LGb	ossipitisch	115	29	33	32	6	0,25	0,60	Andesite, Basalte, Gabbro
H	hornblende-peridotitisch	80	9	73	14,5	3,5	0,15	0,72	Pikritbasalt

Es bedeuten in der Gruppenzusammenfassung:

LGr	= leukogranitisch	D	= dioritisch
Gr	= granitisch	Gbd	= gabbrodioritisch
Grd	= granodioritisch	Gb	= gabbroid
T	= trondhjemitisch	LGb	= leukogabbroid
Qd	= quarzdioritisch	H	= hornblenditisch

Grundphänomen verneinen zu wollen. Demgegenüber sind alle allfälligen Abhängigkeitsbeziehungen von den Gesteinskomplexen, in die das Magma eingedrungen ist, alle beobachtbaren, auf Assimilation rückführbaren chemischen Variationen weit untergeordnete Erscheinungen.

Folgendes sind Ergebnisse ausgedehnter vergleichender Untersuchungen. In den jungen zirkumpazifischen Faltengebirgen sind unter den zugeordneten Eruptivgesteinen die in Tabelle Ia gegebenen Magmentypen mit herausgegriffenen Mittelwerten am häufigsten vertreten.

Zur übersichtlichen Eintragung in das Dreieck MLQ dienen die Basisberechnungen. Der selten auftretende kleine Betrag von C ist zu M gerechnet worden.

Die zwei Subdreiecke mit π und k bezw. mg und γ als Ausgangsgrössen geben über wichtige Beziehungen innerhalb der L- bezw. M-Gruppe Auskunft.

Generelle Berechnungen über die Basismolekülgruppierungen, ohne Berücksichtigung von Nebenbestandteilen, ergeben folgende Zahlen:

Tabelle Ib

Generelle Basis von Haupttypen zirkumpazifischer Gesteine

Zirkumpazifische Haupttypen	Kp+Ne	Cal	C	Cs	Fo+Fa +Fs	Q	k	π	mg	γ
aplitgranitisch	37,6	2,4	0,9	—	1,7	57,4	0,55	0,06	0,25	0,00
engadinitgranitisch	36,2	4,1	0,7	—	3,1	55,9	0,50	0,10	0,30	0,00
yosemitgranitisch	37	7,1	—	0,3	3,9	51,7	0,45	0,16	0,33	0,07
adamellitisch	35,8	7,7	—	0,7	7,4	48,4	0,40	0,18	0,35	0,08
leukoquarzdioritisch	34,5	8,9	0,5	—	5,4	50,7	0,30	0,21	0,35	0,00
normalgranodioritisch	32,2	11	—	0,3	8,2	48,3	0,40	0,25	0,42	0,04
farsunditisch	29,2	11,8	1,4	—	7,3	50,3	0,28	0,29	0,42	0,00
leukopeléeitisch	28,7	16	—	0,4	9,2	45,7	0,25	0,35	0,35	0,04
opdalitisch	29,9	10,2	—	2	12,2	45,7	0,40	0,26	0,40	0,14
normalquarzdioritisch	29,2	13,7	—	1,7	12,8	42,6	0,28	0,32	0,48	0,12
peléeitisch	21,3	18,6	—	1,6	15,6	42,9	0,23	0,46	0,50	0,10
normaldioritisch	28,7	14,8	—	3,2	16,6	36,7	0,28	0,34	0,49	0,16
orbitisch	23,3	17	—	3,4	20,9	35,4	0,25	0,42	0,55	0,14
lamprodioritisch	28	13	—	4,6	20,2	34,2	0,25	0,31	0,55	0,19
gabbrodioritisch	22,8	15,4	—	5,1	25	31,7	0,22	0,40	0,45	0,17
c-gabbroid	14,7	23,2	—	3,6	26,8	31,7	0,20	0,61	0,50	0,12
miharaitisch	20,4	16,2	—	8,4	25,1	29,9	0,20	0,44	0,55	0,25
leukomiharaitisch	19,6	19,1	—	4,9	20,7	35,7	0,19	0,49	0,50	0,17
belugitisch	21,9	21,3	—	4,6	17,8	34,4	0,27	0,49	0,40	0,21
achnahaitisch	9,6	27,6	—	3,6	24	35,2	0,18	0,74	0,50	0,13
hornblenditisch	15	13,5	—	9,75	44,25	17,5	0,18	0,47	0,60	0,18
si-oligoklasitisch	34,1	8,5	1,1	—	2	54,3	0,3	0,2	0,4	0,00
natronrapakiwitisch	40,5	4,8	1,1	—	5,8	47,8	0,3	0,1	0,25	0,00
tonalitisch	23,3	20	—	0,3	14,7	41,7	0,44	0,46	0,52	0,02
si-gabbrodioritisch	22,8	13,4	—	4,9	22	36,9	0,25	0,37	0,55	0,18
cumbraitisch	28,1	15	—	6,5	15	35,4	0,22	0,35	0,42	0,30
ossipitisch	14,4	27,6	—	5,4	19,8	32,8	0,25	0,66	0,60	0,21
hornblendeperidotitisch	10,9	8,6	—	6,9	56,9	16,7	0,15	0,44	0,72	0,11

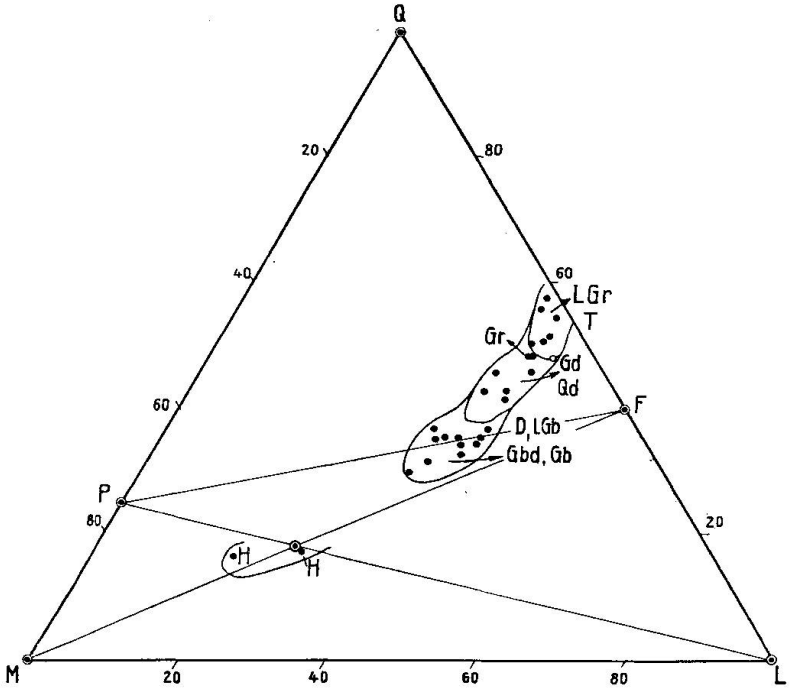

Fig. 2a. Hauptgesteine der zirkumpazifischen Provinz im Dreieck M-L-Q. Die Bezeichnungen sind anschliessend an die Tabelle Ia Seite 625 erläutert.

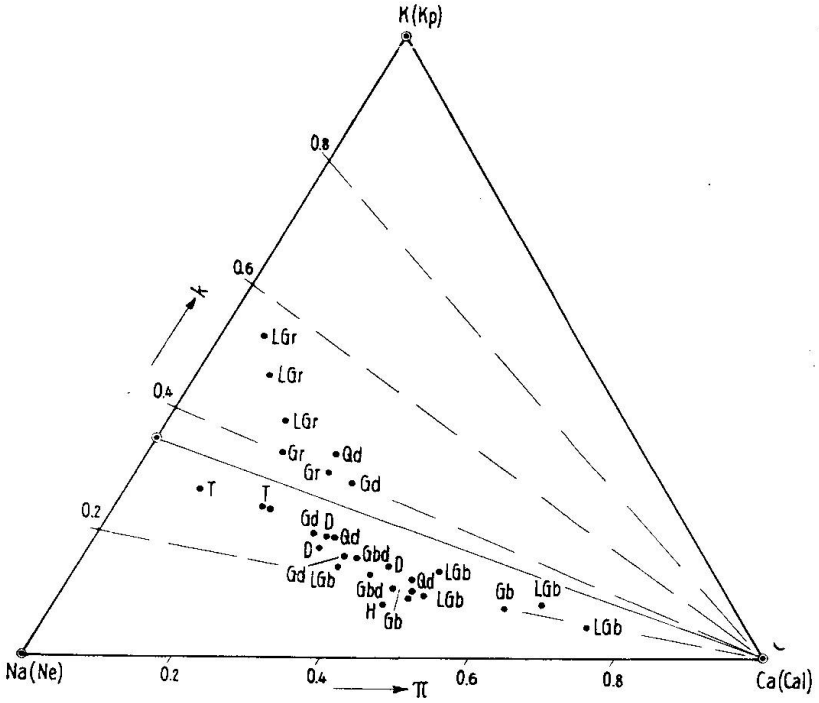

Fig. 2b. Hauptgesteine der zirkumpazifschen Provinz im Dreieck Kp-Ne-Cal der Basis. Das Eintragen ist möglich auf Grund der π-Werte ($\pi \cdot 100 =$ % Cal) und der k-Werte (Strahlen ausgehend von der Cal-Ecke zur gegenüberliegenden Seite). Bezeichnungen der Punkte siehe Seite 625.

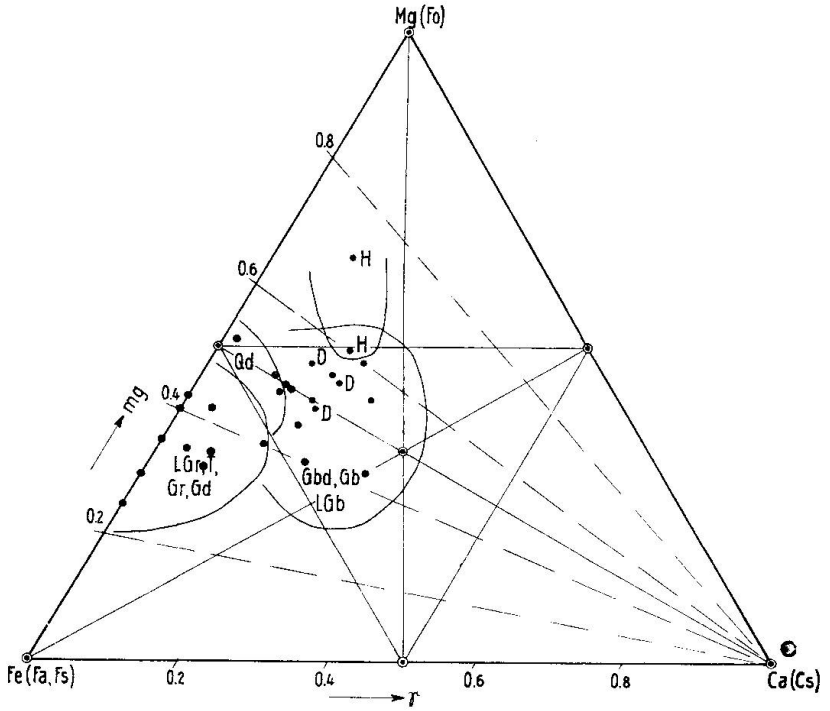

Fig. 2c. Eintragung der Punkte typischer Gesteine der zirkumpazifischen Provinz im Dreieck (Fa, Fs)-Fo-Cs. Zur Eintragung dienen die Werte γ ($\gamma \cdot 100 =$ % von Cs) und mg (Strahlen von der Cs-Ecke aus zur gegenüberliegenden Seite). Bezeichnungen siehe Seite 625.

Die Verwandtschaft unter den Zusammensetzungen und der Gegensatz gegenüber anderen grossgeologischen Einheiten werden deutlich durch einen Vergleich mit Hauptmagmentypen jungvulkanischer Gesteine Mitteleuropas und der atlantischen Inseln, gleichfalls durch statistische Verarbeitung gewonnen.

Tabelle IIa

Hauptmagmentypen jungvulkanischer Gesteine Mitteleuropas und des Atlantik

Die Zahlen stellen geschätzte Mittelwerte dar (auf Grund tabellarischer Zusammenstellungen). Die Gesteinsbezeichnungen beziehen sich auf das beobachtete Gesamtintervall des betreffenden Magmentypus dieser Gebiete.

Magmentypus		si	al	fm	c	alk	k	mg	Wichtigere zugehörige Gesteine, Feldnamen durch Beobachter.
AGr	nordmarkitisch	250	40	15	6	39	0,32	0,02	Trachyte, Phonolithe, Quarzbostonite, Sanidinite
J	leukosyenitisch	240	44	14	8	34	0,42	0,28	Quarztrachyte, Trachyte Phonolithe, Quarzbostonite
F	normalfoyaitisch	190	43	10	5	42	0,3	0,2	Trachyte, Phonolithe, Tinguaite
KF	kalifoyaitisch	165	41	11	6	42	0,44	0,19	Phonolithe, Tinguaite
PF	essexitfoyaitisch	178	38,5	17,5	14,5	29,5	0,34	0,3	Phonolithe, Gauteite, Tephrite bis Andesite
F	lardalitisch	190	36	19	13	32	0,3	0,25	Phonolithe, Plagioklastrachyte
Es	normalessexitisch I	140	30,5	30	20,5	19	0,28	0,35	Essexite, Trachydolerite, Monchiquite, Tephrite
Es	normalessexitisch II	125	28	31	22	19	0,3	0,35	
Th	normaltheralitisch	110	21	40	21	18	0,3	0,45	Tephrite, Basanite, Andesite bis Phonolithe
D	normaldioritisch	135	30	33	22	15	0,25	0,35	Trachydolerite, Phonolithe, Tephrite, Andesite, Basalte, Dolerite
Tgb	normaltheralithgabbroid	105	23,5	38	24,5	14	0,25	0,42	Tephrite, Trachydolerite, Basalte, Alkalibasalte
Th	melatheralitisch I	130	18	47	23	12	0,25	0,45	Basalte, Basanite, Trachydolerite, Shonkinite, Limburgite, Melilith-Nephelinbasalte
Th	melatheralitisch II	88	17	47	21	15	0,25	0,45	
LGb	belugitisch	110	28,5	33	28,5	10,5	0,2	0,3	Basalte
NGb	essexitgabbrodioritisch I	100	22	43,5	24,5	10	0,2	0,6	Basalte, Trachydolerite, Nephelinbasalte, Basanite, Limburgite
NGb	essexitgabbrodioritisch II	100	26	42	23	9	0,2	0,6	
Gbd	normalgabbrodioritisch I	140	23	44,5	22	10,5	0,2	0,4	Dolerite
Gbd	normalgabbrodioritisch II	118	23	44,5	20	10,5	0,25	0,5	Basalte
Gbd	melagabbrodioritisch	125	19	51	20,5	9,5	0,18	0,55	Trapp, Basalte, Dolerite
NGb	essexitgabbroid	95	18,5	51	21,5	9	0,25	0,62	Basalte, Tephrite, Basanite

Tabelle IIa (Fortsetzung)

	Magmentypus	si	al	fm	c	alk	k	mg	Wichtigere zugehörige Gesteine. Feldnamen durch Beobachter.
Gb	normalgabbroid	95	18	52	23,5	6,5	0,3	0,6	Basalte
Py	arriegitisch	95	20	46,5	28	5,5	0,25	0,5	Basalte, Foidbasalte
Gbt	berondritisch	90	19,5	42,5	29,5	8,5	0,25	0,48	Alkalibasalte, Tephrite
Tgb	normalgabbrotheralitisch	90	18	46,5	27	8,5	0,25	0,54	Foidbasalte, Basalte, Limburgite
Gbt	c-gabbrotheralithisch	85	15	43,5	30	11,5	0,24	0,5	Limburgite, Foidbasalte Nephelinbasanite, Melilithnephelinite
H	hornblenditisch	82	15	56	22,5	6,5	0,2	0,7	Basalte, Limburgite
MN	alk-issitisch	78,5	16	50,5	28	5,5	0,26	0,6	Foidbasalte
MN	kaulaitisch	85	14	55	23	8	0,25	0,68	Basalte, Foidbasalte
MN	ankaratritisch	76,5	15	49,5	27	8,5	0,28 / 0,17	0,62	Foidbasalte, Monchiquite
Py	pyroxenitisch	75	12	55	27	6	0,2	0,6	Basalte
MN	m-polzenitisch	65	10,5	59	24	6,5	0,25	0,65	Polzenite, Melilith-Nephelinbasalte, Nephelinbasanite
MN	v-polzenitisch	65	9	55	30	6	0,28	0,65	Nephelin-Melilithbasalte

Es bedeuten in der Gruppenzusammenfassung (siehe auch Seite 625):

AGr = alkaligranitisch
F = foyaitisch
J = juvitisch
KF = kalifoyaitisch
PF = subplagifoyaitisch
Esd = essexitdioritisch
Es = essexitisch
Th = theralitisch
NGb = natrongabbroid
Py = pyroxenitisch
Gbt = gabbrotheralithisch
Tgb = theralithgabbroid
MN = melanatrongabbroid

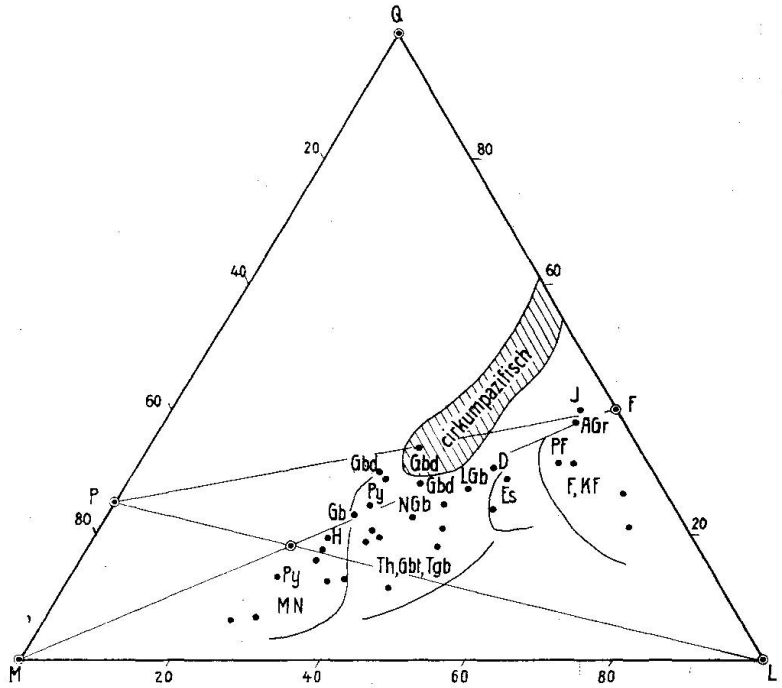

Fig. 3a. Wichtigste Gesteine typisch atlantischer Grossprovinzen. Projektionspunkte im Dreieck M-L-Q. Das Hauptfeld der zirkumpazifischen Gesteine ist schraffiert, um darzutun, dass die Projektionspunkte dieser Hauptgesteine fast ganz ausserhalb des Feldes fallen. Erklärung der Bezeichnungen Seiten 625 und 629.

Tabelle IIb

Generelle Basis von Haupttypen atlantischer Gesteine der Tabelle IIa

Atlantische Haupttypen	Kp+Ne	Cal	Cs	Fo+Fa +Fs	Q	k	π	mg	γ
nordmarkitisch	54,5	0,7	1,8	5,2	37,8	0,32	0,01	0,02	0,25
leukosyenitisch	48,8	5,7	C1	5,0	39,5	0,42	0,11	0,28	0,00
normalfoyaitisch	67,2	0,8	1,6	4	26,4	0,3	0,01	0,2	0,26
kalifoyaitisch	70,7	0,8	2,6	4,8	21,1	0,44	0,00	0,19	0,35
essexitfoyaitisch	51,2	7,7	2,4	7,6	31,1	0,34	0,16	0,3	0,24
lardalitisch	53,6	3,3	3,8	8	31,3	0,3	0,06	0,25	0,32
normalessexitisch I	39,4	11,9	4,7	15,5	28,5	0,28	0,23	0,35	0,23
normalessexitisch II	41,9	10	7,2	17,1	23,8	0,30	0,18	0,35	0,30
normaltheralitisch	43,4	3,6	10,8	24,1	18,1	0,30	0,09	0,45	0,31
normaldioritisch	32,2	16,1	3,7	17,7	30,3	0,25	0,33	0,35	0,17
normaltheralithgabbroid	34,6	11,8	9,1	23,5	21,0	0,25	0,25	0,47	0,28
melatheralithisch I	27,7	6,9	9,8	27,1	28,5	0,25	0,20	0,45	0,26
melatheralithisch II	40,9	2,7	13	32	11,4	0,25	0,06	0,45	0,29
belugitisch	25,3	21,6	6,3	19,8	27	0,2	0,46	0,3	0,24
essexitgabbrodioritisch I	25,8	15,6	8,1	28,1	22,4	0,2	0,04	0,6	0,22
essexitgabbrodioritisch II	23	21,7	3,8	26,8	24,7	0,2	0,49	0,6	0,13
normalgabbrodioritisch I	23	13,7	5,2	24,5	33,6	0,2	0,37	0,4	0,17
normalgabbrodioritisch II	25,1	14,9	5,7	26,5	27,8	0,25	0,37	0,5	0,17
melagabbrodioritisch	22,5	11,2	6,5	30,2	29,6	0,18	0,33	0,55	0,18
essexitgabbroid	24,3	12,8	8,1	34,4	20,4	0,25	0,35	0,62	0,19
normalgabbroid	17,8	15,7	8,2	35,5	22,8	0,3	0,47	0,6	0,19
arriegitisch	15	19,7	9,2	31,7	24,4	0,2	0,57	0,5	0,22
berondritisch	23,4	15,2	12,7	29,2	19,5	0,25	0,39	0,48	9,31
normalgabbrotheralitisch	23,6	13,2	12,1	32,2	18,9	0,25	0,36	0,54	0,27
c-gabbrotheralithisch	32,6	4,9	18,8	30,9	12,8	0,24	0,13	0,50	0,38
hornblenditisch	19,2	12,5	10,3	38,8	19,2	0,2	0,39	0,7	0,21
alk-issitisch	16,5	15,7	13,1	37,9	16,8	0,26	0,48	0,6	0,26
kaulaitisch	23,2	8,7	12,3	39,9	15,9	0,25	0,27	0,68	0,24
ankaratritisch	25,5	9,7	15,4	37,1	12,3	0,17 / 0,28	0,27	0,62	0,30
pyroxenitisch	18,6	9,3	16,3	42,8	13	0,20	0,33	0,60	0,28
v-polzenitisch	21,5	6,6	16,5	48,6	6,8	0,25	0,23	0,65	0,26
m-polzenitisch	20	5	22,5	45,8	6,7	0,28	0,20	0,65	0,33

Beim Eintragen der Basiswerte in das Dreieck MLQ erkennt man deutlich die Unterschiede gegenüber den Figuren 2.

Bemerkenswert ist auch der im Mittel konstanter bleibende und höhere γ-Wert. (Man vergleiche die entsprechenden Figuren.)

k bleibt niedrig und π erreicht selten die hohen Beträge einzelner Gesteine der zirkumpazifischen Vergesellschaftung.

In mancher Beziehung eine Mittelstellung zwischen Hauptgesteinen zirkumpazifischer und atlantischer Provinzen nehmen die durch Analysen besonders oft festgestellten Magmentypen der mediterranen Provinz von der Toscana bis zum Vesuv (Italien) ein. Hier ist häufig hohes k mit relativ hohem mg verbunden. (Siehe die dazugehörigen Tabellen IIIa und IIIb Seite 632 und die Figuren 4a, b, c.)

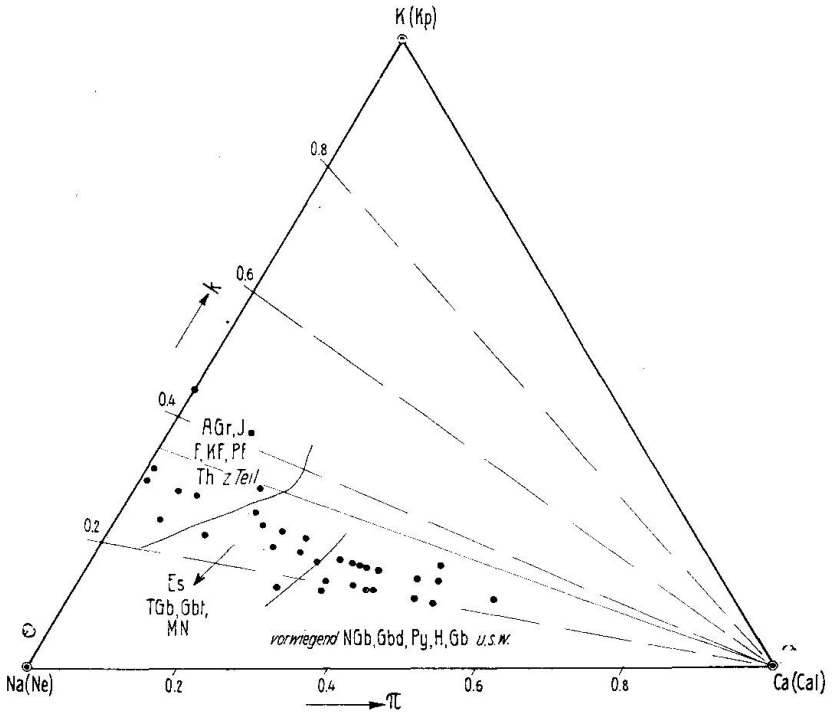

Fig. 3b. Zu Fig. 2b analoge Figur für die Hauptgesteine atlantischer Vergesellschaftung.

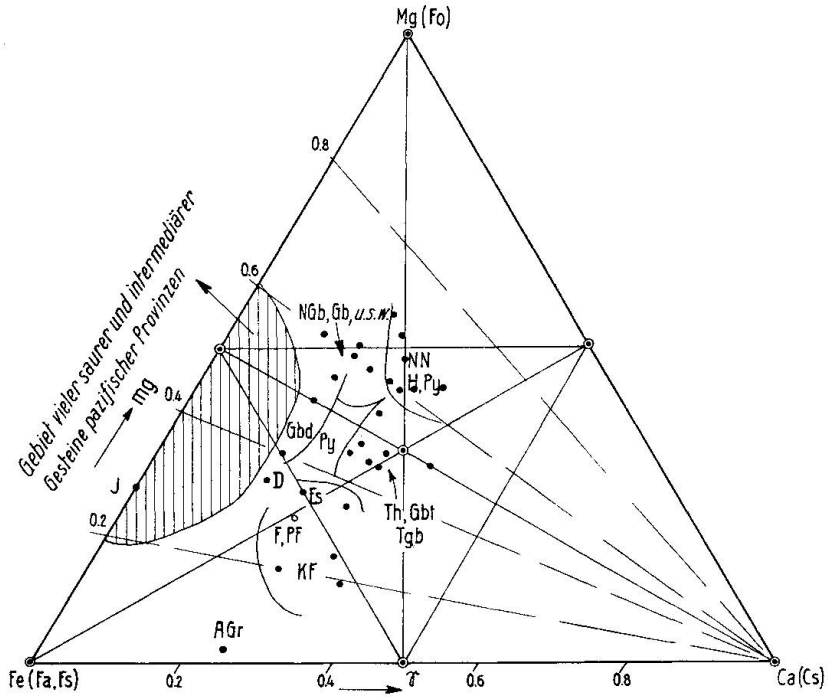

Fig. 3c. Zu Fig. 2c analoge Figur für die Hauptgesteine atlantischer Provinzen. Das schraffierte Feld zieht einen Vergleich zu Fig. 2c.

Tabelle IIIa

Hauptmagmentypen jungvulkanischer Gesteine Italiens von Toscana-Elba bis zur südromanischen Provinz

Magmentypus		si	al	fm	c	alk	k	mg	Wichtigere zugehörige Gesteine. Feldnamen durch Beobachter.
LGr	aplitgranitisch	450	49	4	7	40	0,4	0,3	Quarzlatite, Aplite
Lu-J	tinguaitisch	210	37,5	11	7,5	44	0,4	0,3	Phonolithe
J	kalinordmarkitisch	235	40,5	13	6	40,5	0,45	0,2	Trachyte, Phonolithe
J	kalifoyaitisch	210	40	14	8	38	0,45	0,2	Trachyte, Leucitphonolithe, Phonolithe, Plagioklastrachyte
J	leukosyenitisch	200	40	15	13,5	31,5	0,6	0,3	Alkalisyenite, Trachyte, Leucittrachyte, Plagioklastrachyte, Vulsinite, Viterbite, Leucittephrite Trachyandesite
LGr	yosemitgranitisch	380	40	15	11	30	0,6	0,4	Liparite, Quarzlatite, Toscanite
Grd	normalgranodioritsch I	260	39	22	15,5	23,5	0,55	0,4	Biotitlatite, Toscanite,
	normalgranodioritsch II	210	39	24	18	19	0,55	0,4	Trachyte
Ark	leukosommaitisch	170	34	21	18	27	0,55	0,37	Trachyte, Plagioklastrachyte, Phonolithtrachyte, Leucittrachyte, Leucitsyenite
J	monzonitsyenitisch	170	35	24,5	15,5	25	0,55	0,45	Vulsinit, Plagioklastrachyt, Viterbit, Trachyandesit, Andesit
Mz	si-monzonitisch	175	30	31	20,5	18,5	0,5	0,45	Trachyte, Vulsinite, Trachyandesite, Monzonite
Mz	leukomonzonitisch	155	35	23	22	20	0,6	0,3	Vicoite, Vulsinite, Leucittephrite
Mz	normalmonzonitisch	135	29	30,5	21,5	19	0,6	0,45	Trachyandesite, Leucittrachyte, Leucittephrite, Leucitite
Sh	yogoitisch	150	22,5	43,5	19	15	0,7	0,7	Hauyntephrit, Ciminit
Ark	borolanitisch	125	27	22	30	21	0,8	0,67	Nephelinleucitit, Missourit, Leucittephrit, Trachyandesit
Sm	sommaitossipitisch	112	23	33	28,5	15,5	0,6	0,5	Leucittephrit, Leucitvicoit, Leucitit
Sm	normalsommaitisch	110	23	33	26,5	17,5	0,65	0,5	Leucitit, Melilithleucitit, Leucittephrit
KD	monzonitdioritisch	120	24	37	23,5	15,5	0,6	0,5	Nephelinleucitit, Leucitit, Leucittephrit
KD	sommaittonalitisch	125	28	33	28,5	10,5	0,6	0,5	Trachybasalt bis Leucittephrit
KD	sommaitdioritisch	130	24,5	44,5	21	10	0,5	0,67	Leucitbasalt, Andesit, Olivinandesit, Ciminit
Mi	shonkinitmissouritisch	100	18	36	33	13	0,8	0,75	Missourit

Tabelle IIIa (Fortsetzung)

Magmentypus		si	al	fm	c	alk	k	mg	Wichtigere zugehörige Gesteine. Feldnamen durch Beobachter.
Mi	normalmissouritisch I	100	13	44	33	10	0,8	0,7	Olivinleucitit
Mi	normalmissouritisch II	75	11	45	33	11	0,75	0,7	Euktolith
Mi	antsohitisch	105	22	40	29	9	0,5	0,55	Basalt, Ottajanit
Mi	pyroxenolithisch	90	10	43	40	7	0,6	0,7	Missourit, Pyroxenolith
Mi	alk-issitisch	86	17	49	27	7	0,7	0,7	Leucitbasanit (selten)
Mi	kalipolzenitisch	85	11	48,5	35	5,5	0,7	0,7	Missourit-Pyroxenit

Es bedeuten in der Gruppenzusammenfassung (siehe auch Seite 625):

Lu-J = lujavritisch bis juvitisch
Ark = arkitisch
Mz = monzonitisch
Sm = sommaitisch
KD = kalidioritisch
Sh = shonkinitisch
Mi = missouritisch

Tabelle IIIb

Generelle Basis von Haupttypen jungvulkanischer Gesteine Italiens von Toscana-Elba bis zur südromanischen Provinz

Haupttypen	Kp+Ne	Cal	Cs	Fo+Fa +Fs	Q	k	π	mg	γ
aplitgranitisch	37,6	3,3	0,9	0,5	57,7	0,4	0,09	0,3	0,0
tinguaitisch	57,5	5,0	2,9	4,2	30,4	0,4	0,0	0,3	0,24
kalinordmarkitisch	58,4	0,0	2,2	4,7	34,7	0,45	0,0	0,2	0,32
kalifoyaitisch	58,8	1,5	2,3	5,4	32,0	0,45	0,03	0,2	0,3
leukosyenitisch	50,8	6,9	2,0	6,1	34,2	0,6	0,12	0,3	0,25
yosemitgranitisch	32,5	5,9	1,6	3,3	56,7	0,6	0,15	0,4	0,0
normalgranodioritisch I	33,4	11,0	0,0	7,8	47,8	0,55	0,25	0,4	0,0
normalgranodioritisch II	31,0	13,6	3,3	8,1	44,0	0,55	0,31	0,4	0,0
leukosommaitisch	49,0	6,3	5,0	9,5	30,2	0,55	0,11	0,37	0,35
monzonitsyenitisch	45,5	9,1	2,5	11,1	31,8	0,55	0,17	0,4	0,18
si-monzonitisch	34,3	10,6	4,2	14,4	36,5	0,5	0,24	0,45	0,23
leukomonzonitisch	38,7	14,5	3,4	11,1	32,3	0,6	0,27	0,3	0,23
monzonitisch	40,3	10,6	6,1	16,2	26,8	0,6	0,21	0,45	0,27
yogoitisch	31,4	7,8	6,0	22,7	32,1	0,7	0,20	0,7	0,26
borolanitisch	46,1	6,6	13,2	12,1	22,0	0,8	0,13	0,67	0,52
sommaitossipitisch	37,1	9,0	12,6	19,8	21,5	0,6	0,20	0,5	0,39
normalsommaitisch	41,9	6,6	12,6	19,8	19,1	0,65	0,14	0,5	0,39
monzonitdioritisch	35,8	9,8	8,7	21,4	24,3	0,6	0,22	0,45	0,29
sommaittonalitisch	23,9	19,9	6,2	18,8	31,2	0,6	0,45	0,5	0,25
sommaitdioritisch	22,7	16,4	3,7	25,3	31,9	0,5	0,42	0,67	0,13
shonkinitmissouritisch	33,7	6,5	18,2	23,4	18,2	0,8	0,16	0,75	0,44
normalmissouritisch I	26,9	4,0	20,2	29,6	19,3	0,8	0,13	0,7	0,41
normalmissouritisch II	33,5	0,0	25,1	34,3	7,1	0,75	0,0	0,7	0,42
antsohitisch	22,9	16,5	10,2	25,4	25,0	0,5	0,42	0,55	0,29
pyroxenolithisch	20,3	4,3	26,8	31,2	17,4	0,6	0,18	0,7	0,46
alk-issitisch	20,0	14,3	12,1	35,0	18,6	0,7	0,42	0,7	0,26
kalipolzenitisch	16,4	8,2	21,9	36,1	17,4	0,7	0,33	0,7	0,38

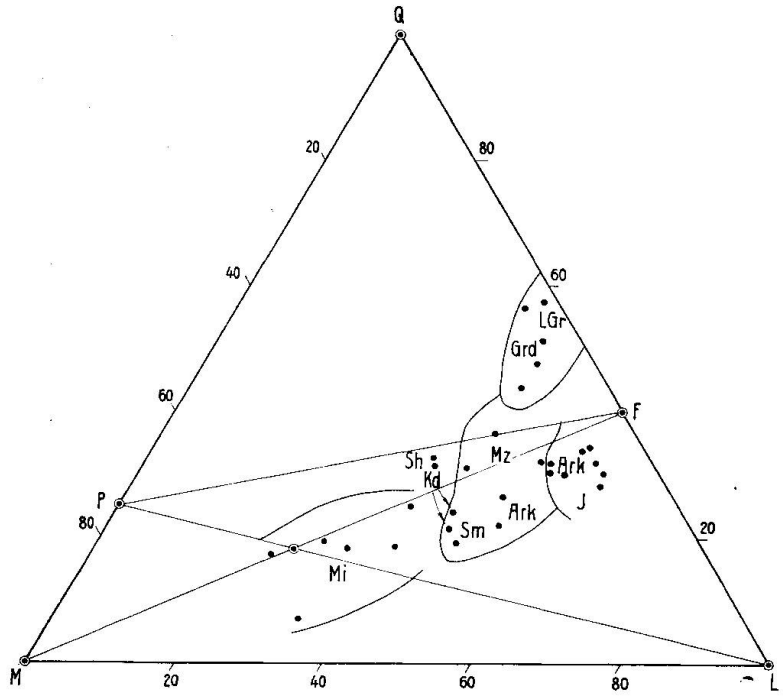

Fig. 4a. Im M-L-Q-Diagramm sind Projektionspunkte von Hauptgesteinen der mediterranen Vergesellschaftung eingetragen. Bezeichnungen siehe Seite 633.

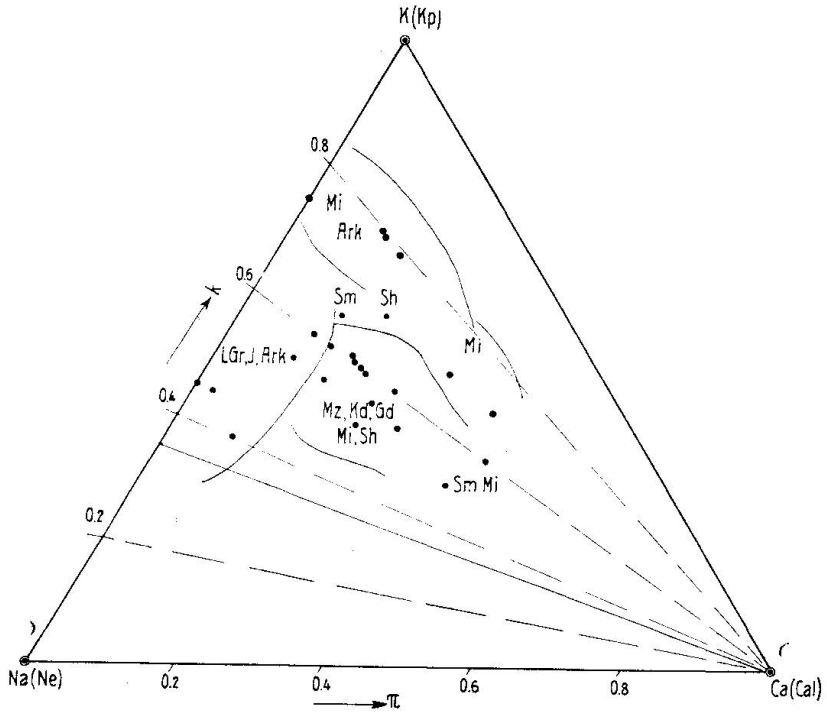

Fig. 4b. Zu Fig 2b analoge Figur der Hauptgesteine mediterraner Provinzen.

Niemand wird bestreiten können, dass als Ganzes genommen die verschiedenen Tabellen und Darstellungen drei unterscheidbare Assoziationstypen veranschaulichen. Verbindende Glieder sind zwar überall vorhanden, die Gesamtheit jedoch hat in jedem der drei Fälle einen besonderen Charakter. Das schliesst eine vollständige scharfe Trennung aus, spricht dafür, dass Übergangsprovinzen vorkommen müssen, lässt jedoch die Zweckmässigkeit der Gliederung nicht fraglich werden.

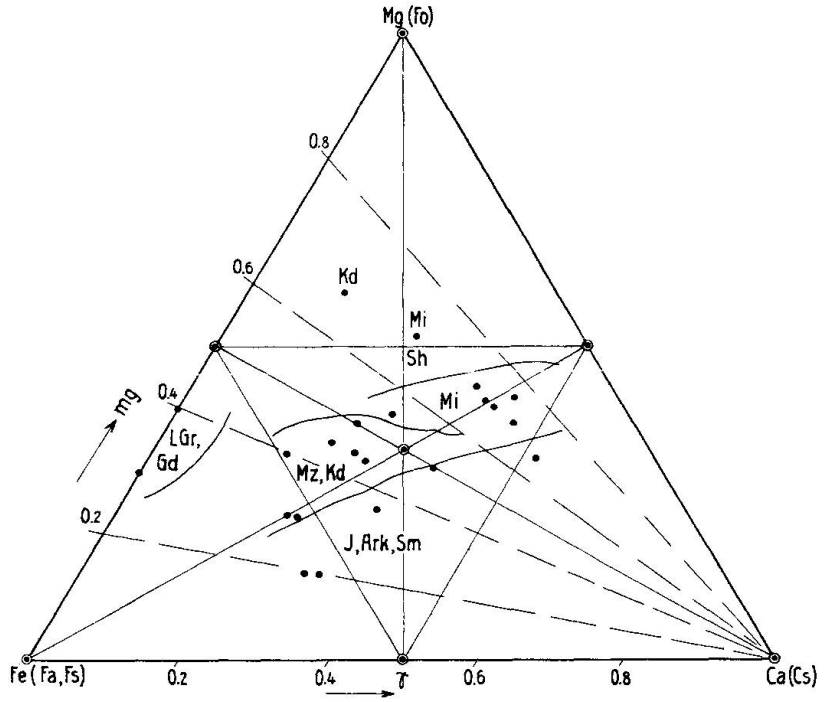

Fig. 4c. Zu Fig. 2c analoge Figur der Hauptgesteine mediterraner Provinzen.

Bevor wir versuchen, den generellen Befund zu deuten, seien zur Bekräftigung der Ergebnisse einige einfachere Assoziationsverhältnisse von Eruptivgesteinen betrachtet. In dieser Zeitschrift (Bd. XIII, 1933) ist das Bushveld als petrographische Provinz dargestellt worden. Trägt man in das Dreieck MLQ die Basiswerte ein (Fig. 5), so ergeben sich folgende drei Hauptdifferentiationsverläufe:

1. Die Gesteine der kritischen Zone (Pyroxenite, Norite, Anorthosite) besitzen Projektionspunkte entlang der Geraden P—F.
2. Von dem Gebiet 33—40% L, 25—35% M, 30—47% Q zweigt die Gesteinsserie ab, die über die Dachnorite zu den Felsiten, Granophyren und Graniten führt. Sie lässt sich bis zu den kleinen M-Werten kontinuierlich innerhalb eines Streifens L = 30 bis 40 % verfolgen. Der Streifen verläuft parallel dem Haupt-

feld der zirkumpazifischen Gesteine, teilweise damit völlig zusammenfallend, teilweise etwas nach niedrigeren L-Werten verschoben.

3. Von den Noriten zu den Peridotiten führt eine Gesteinsserie, die vom mittleren Norittypus gegen M hin abbiegt.

Tabelle IV

Hauptgesteine der Azoren nach P. ESENWEIN *(gemittelt)*

	Kp+Ne	Cal	Cs	Fo+Fs +Fa	Q	k	π	mg	γ	Allgemeiner Mineralbestand
Trachyte	52,8	2,8	0,3	5,2	38,9	0,34	0,05	0,13	0,06	Alkalifeldspat, Alkali < Hornblenden / Augite
	55,6		5,5							Plagioklas, Magnetit, Apatit
Plagioklastrachyte	47,8	6,8	1,6	7,5	36,3	0,31	0,12	0,31	0,17	Alkalifeldspat, Plagioklas { Bgsdlt, Hornbl., Biotit, Augit } Magnetit ± Olivin
	54,6		9,1							
Plagioklasbasalte	21,9	17,0	7,9	24,9	28,3	0,21	0,44	0,44	0,24	Plagioklas, Augit, Magnetit, Olivin
	38,9		32,8							
Olivinbasalte	17,3	13,0	11,5	39	19,2	0,21	0,43	0,63	0,23	Plagioklas, Augit
	30,3		50,5							Olivin, { Ilmenit, Magnetit }, Apatit?

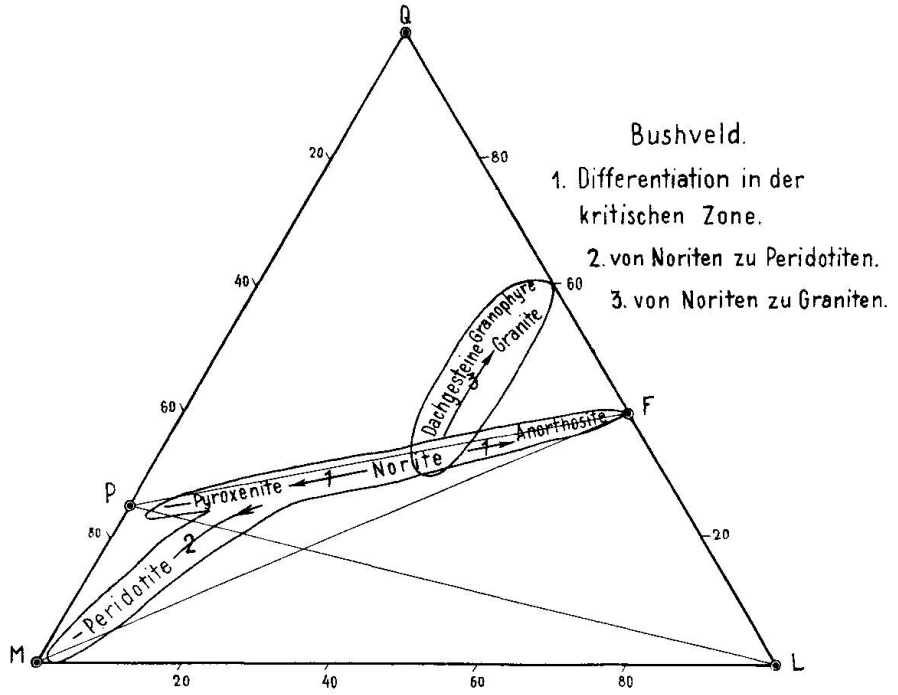

Fig. 5. Hauptdifferentiationsverlauf der pazifischen Bushveldprovinz im M-L-Q-Dreieck.

Analoge Zusammenhänge sind häufig. 2., oft in Verbindung mit 3., ist generell betrachtet der Normalfall magmatischer Gesteinsvergesellschaftungen. Zwischen 33 % und 45 % L wird im allge-

Tabelle V

Gesteine der Comoren nach A. LACROIX

	Kp+Ne	Cal	Cs	Fo+Fa +Fs	Q	Cp+Ru	k	π	mg	γ
Trachyt	53,4	1,0	2,4	2,6	40	0,6	0,37	0,02	0,21	0,52
	54,4		5,0							
Tinguait	68,3		1,2	6,9 (incl. NS)	23,1	0,5	0,20	0,00	0,00	0,15
			8,1							
Ordanchite	51,5	4,9	5,1	6,8	30,4	0,8	0,32	0,09	0,30	0,43
	56,4		11,9							
	48,2	7,4	3,0	11,2	29,0	1,2	0,27	0,13	0,18	0,21
	55,6		14,2							
	48,8	6,3	3,8	14,5	24,7	1,9	0,22	0,11	0,25	0,21
	55,3		18,3							
Phonolith	45,8	10,0	0,2	13,3	28,0	2,7	0,25	0,18	0,33	0,02
	55,8		13,5							
Tephrit	35,8	13,4	3,2	18,8	25,0	3,8	0,27	0,27	0,33	0,15
	49,2		22							
Augit-Andesit	29,9	13,8	2,9	23,9	26,4	3,1	0,21	0,31	0,39	0,35
	43,7		26,8							
Basalte (Beispiele)	23,3	8,8	13,5	26,7	24,6	3,1	0,20	0,27	0,43	0,34
	32,1		40,2							
	23,0	12,9	10,9	27,6	23,2	2,4	0,22	0,36	0,45	0,28
	35,9		38,5							
	26,4	11,5	6,9	29,3	22,3	3,6	0,25	0,30	0,49	0,19
	37,9		36,2							
Luscladit	26,9	10,6	10,2	29,5	20,0	2,8	0,21	0,28	0,51	0,26
	37,5		39,7							
Basanitoide (Beispiele)	19,1	11	11,9	37,5	18,1	2,4	0,24	0,37	0,65	0,24
	30,1		49,4							
	25,0	13	11,3	24,5	23,2	2,9	0,19	0,34	0,48	0,31
	38		35,9							
Ankaramite	11,2	6,4	14,5	47,2	17,8	2,9	0,32		0,73	
	17,6		61,7							
	7,4	7,5	9,1	55,4	19,2	1,4	0,27	0,49	0,75	0,14
	14,9		64,5							
Basanit-Obsidian	32,9	8,8	11,5	29,2	15,0	2,6	0,20	0,21	0,44	0,28
	41,7		40,7							
Ankaratrit bis Etindit	15,9	12,7	14,2	36,3	18,3	2,8	0,43	0,44	0,62	0,28
	28,6		50,3							
Ankaratrit	17,5	9	12,8	45,9	12,5	2,3	0,31		0,72	
	26,5		58,7							

Tabelle VI *Gesteine des Polzengebietes nach* K. H. SCHEUMANN *(gemittelt)*

	Kp+Ne	Cal	Sp+Hz	Ns	Cs	Fs+Fa+Fo	Q	k	π	mg	γ	Allgemeiner Mineralbestand
Trachytoide, Phonolithe	58	3,5	2	—	—	3	33,5	0,45	0,05	0,15	0,00	Sanidin, Anorthoklas (±Nephelin), Aegirinaugit, Titanit
	61,5			5								
Hauynphonolith	65,3	—	—	1	5,5	8,7	19,5	0,31	0,00	0,21	0,38	Sanidin, Anorthoklas, Hauyn, Aegirinaugit, Akzessorien, Glas
					15,2							
Sodalith-Trachydolerit	42	12,5	—	—	1	15	29,5	0,26	0,24	0,33	0,07	Titanaugit, Barkevikit, Plagioklas, Sanidin, Sodalith
	54,5				16							
	30	20	—	—	0,1	16,2	33,7	0,36	0,40	0,33	0,006	±Olivin, Akzessorien
	50				16,3							
Hauyn-Trachydolerit	43,5	9,5	—	—	5,5	20,5	21	0,27	0,18	0,50	0,22	Augite ±Olivin, Plagioklas, Alkalifeldspat, Hauyn, Akzessorien, Glas
	53				26							
Biotit-Hauynbasalt	31	12	—	—	7,5	29,5	20	0,33	0,23	0,5–0,75	0,21	Barkevikit, Biotit, bas. Titanaugit, Hauyn ± Olivin, Grundmasse
	43				37							
Melilith-Nephelinbasalt	35	9	—	—	8,5	38	9,5	0,19	0,20	0,47	0,18	Titanaugit, Olivin, Rhönit, Melilith, Nephelin, Magnetit
	44				46,5							
Polzenit	25,5	8,5	—	—	13	47	6	0,24	0,27	0,67	0,22	Melilith, Olivin + Monticellit, Biotit, Hauyn, Nephelin + Akzessorien
	34				60							
Polzenit	22,5	4,5	—	11	15,5	46,5	—	0,3	0,17	0,7	> 0,2	
	27				73							

Tabelle VII

Typenwerte Böhmisches Mittelgebirge nach JUNG

		Kp+Ne	Cal	Cs	Fo+Fa +Fs	Q	k	π	mg	γ
Trachyte	si 222	53,1	6,4	4,4		36,1	0,38	0,11	0,19	0,04
		59,5								
Phonolithe	si 173	60	3	10,3		26,7	0,31	0,04	0,24	0,37
		63								
Bostonite	si 166	47,3	6,8	15,7		30,2	0,36	0,13	0,38	0,28
		54,1								
Tephrite	si 126	37,1	11,8	25,3		25,8	0,26	0,24	0,36	0,27
		48,9								
Monchiquite	si 113	41,1	8,8	29,3		20,8	0,38	0,18	0,40	0,28
		49,9								
Basalte (Alkali-bis Foidbasalte)	si 90	27,5	11,7	43,2		17,6	0,29	0,30	0,50	0,30
		39,2								
	si 84	28,6	7,9	49,4		14,1	0,18	0,22	0,59	0,20
		36,5								
	si 80	20,8	12,6	51,0		15,6	0,24	0,38	0,63	0,24
		33,4								
	si 62	26,3	8,2	60,6		4,9	0,21	0,24	0,64	0,28
		34,5								

meinen die Linie PF mit Gesteinen gabbroider und dioritischer Magmen durchstossen. Daran schliessen sich Gesteine an innerhalb eines Streifens, der zu Punkten in der Nähe der Linie L—Q tendiert mit Q zwischen 55 und 65 %. In der Regel wird mit zunehmender Entfernung von der Linie P—F der Plagioklas kalkärmer, Alkalifeldspat häufiger. Oft wird gleichmässig Pyroxen durch Amphibol und Biotit ersetzt.

Es wäre jedoch vollkommen unrichtig, diesen Zusammenhang als einzig massgebend zu betrachten. Es gibt viele petrographische Provinzen mit andersartiger Gesteinskorrelation. Folgende Beispiele seien erwähnt. Von P. ESENWEIN sind die Gesteine der Azoren untersucht worden. Olivinbasalt, Alkali-Plagioklasbasalt, Plagioklas-Trachyt, Trachyt herrschen vor. Fig. 6 zeigt die Lagebeziehungen der Projektionspunkte im M—L—Q-Dreieck ungefähr entlang der Linie MF. Differentiation zu Trachyten und Phonolithen zeigen die Vergesellschaftungen der Comoren (nach A. LACROIX), Fig. 7, und des Polzengebietes (nach K. H. SCHEUMANN), Fig. 8, letztere mit Melilithgesteinen. Die Mittelwerte für Hauptgesteine des böhmischen Mittelgebirges lassen am einfachsten den Gesamtverlauf für derartige Pro-

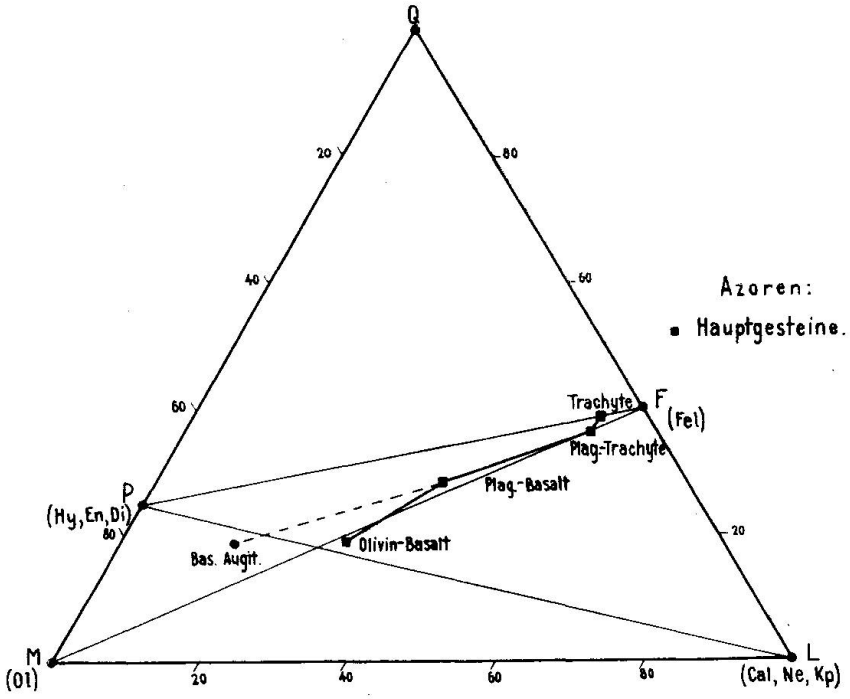

Fig. 6. Hauptgesteine der Azoren. Einfacher Differentiationsverlauf von Olivin-Basalt zu Trachyten. Eingezeichnet ist auch der Punkt der Zusammensetzung basaltischer Augite.

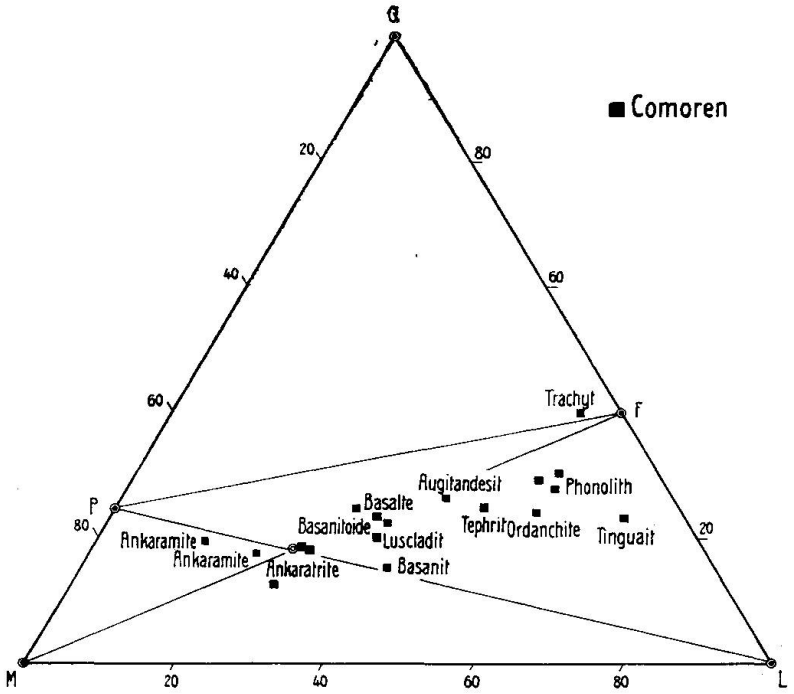

Fig. 7. Beispiel einer atlantischen Gesteinsprovinz: Comoren. Dargestellt im M-L-Q-Diagramm.

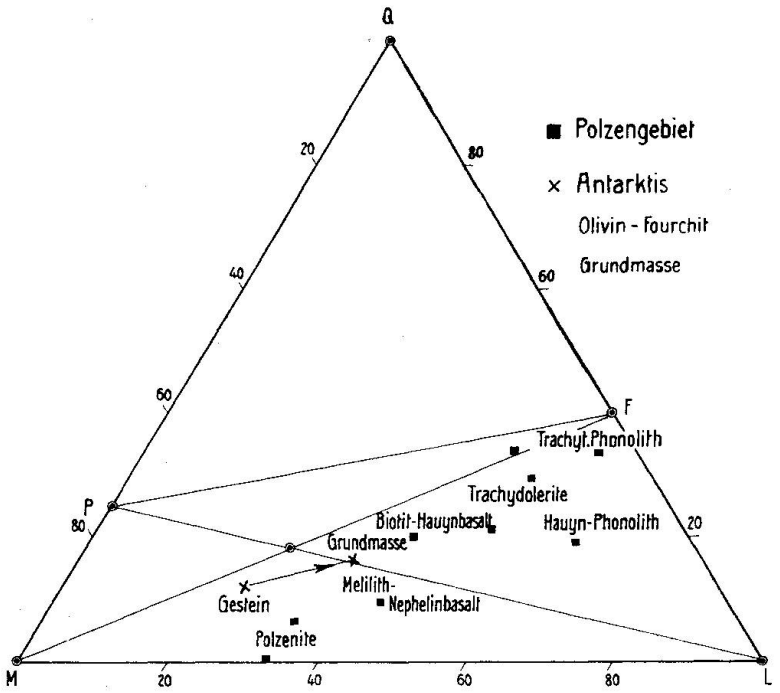

Fig. 8. Die Gesteinsserien des Polzengebietes. In diesem Diagramm (M-L-Q-Dreieck) ist auch aus dem Gebiet der Antarktis (siehe Cl. N. Fenner, Seite 611 dieser Arbeit) die Analyse eines Gesteins und seiner Grundmasse projiziert. Der Verlauf Gesamtgestein zu Grundmasse entspricht dem allgemeinen Differentiationsverlauf atlantischer Provinzen.

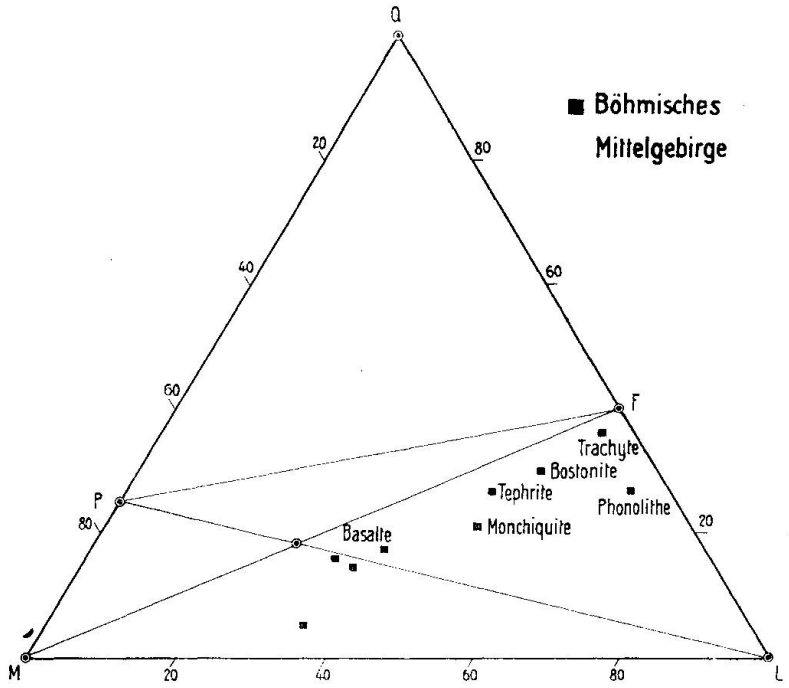

Fig. 9. Die Hauptgesteine des Böhmischen Mittelgebirges im M-L-Q-Dreieck als typisches Beispiel einer atlantischen Provinz.

vinzen erkennen. Projektionspunkte unterhalb der Geraden MF sind jetzt bevorzugt (Fig. 9). Vergleiche hiezu die Tabellen IV, V, VI und VII.

Das genügt als Hinweis, dass sich die durch die Figuren 3 und 4 gekennzeichneten, verschiedenen (statistisch ermittelten) Korrelationstypen in einfachen Provinzen rein (und oft in extremer Form) vorfinden. Im Dreieck MLQ ist somit die Linie PF im einen Fall bedeutungslos für die „Differentiationsbahnen", im andern Fall kaum überschreitbar. PF entspricht den Systemen:

tonerdefreier Pyroxen	→	Feldspat
(Orthaugite – Pigeonite,		(Plagioklas
Diopsid – Hedenbergit)		Alkalifeldspat)

Es ist nun gewiss kein Zufall, dass aus experimentellen Untersuchungen und aus statistisch-chemischen Zusammenstellungen der entsprechenden gesteinsbildenden Mineralien folgt, dass in den Kristallisationsdiagrammen PF eine analoge Doppelrolle spielen muss.

1. Untersuchungen an trockenen ternären Schmelzflüssen ergeben folgendes [16]):

System	Verhalten	Eutektischer Punkt	Uebergangspunkte	
En – Or aus Fo, Kp, Q	nicht binär	—	?	—
En – Ab aus Fo, Ne, Q	nicht binär	—	?	—
En – An aus Fo, Cal, Q	nicht binär	—	bei ca. 34 % Cal	(Fo, An)
Hy – Or aus Fa, Kp, Q	nicht binär	—	?	—
Hy – Ab aus Fa, Ne, Q	nicht binär	—	bei ca. 20 % Ne	(Fa, Ab)
Hy – An aus Fa, Cal, Q	nicht binär	—	?	—
Di – Or aus Mont., Kp, Q	nicht binär	—	bei ca. 38 % Kp	(Di, Lc)
Di – Ab aus Mont., Ne, Q	binär	bei ca. 48 % Ne	—	(Di, Ab)
Di – An aus Mont., Cal, Q	binär	bei ca. 25 % Cal	—	(Di, An)
Wo – Or aus Cs, Kp, Q	nicht binär	—	?	—
Wo – Ab aus Cs, Ne, Q	unbekannt	?	(vielleicht binär)	(Wo, Ab)?
Wo – An aus Cs, Cal, Q	binär	bei ca. 31 % Cal	—	(Wo, An)

In einem ternären System: bestimmtes M, bestimmtes L, Q kann PF nur dann Grenzlinie sein, wenn das Teilsystem PF binär ist, z. B. mit einem Eutektikum zwischen P und F. Ist nämlich das System PF binär, so fällt für jeden Punkt auf PF die Kristallisationsbahn in die Richtung PF oder FP. Kristallisationsbahnen können daher diese Linie nicht durchschneiden. PF teilt dann also das Gesamtdreieck in zwei unabhängige Teilsysteme. — PF ist sicherlich nicht binär

[16]) En = Mg-Silikat, Hy = Fe-Silikat, Di = Ca-Mg-Silikat, Wo = Ca-Silikat der P-Gruppe, Or = K-Feldspat, Ab = Na-Feldspat, An = Ca-Feldspat, Lc = Leucit.

a) für F = Or, da Or einen inkongruenten Schmelzpunkt besitzt, also auf PF Leucit mit pyroxenartiger oder olivinartiger Verbindung koexistieren kann;

b) für P = En oder Hy in den bereits untersuchten Beispielen, da En und Hy inkongruente Schmelzpunkte besitzen und es somit Gemische PF gibt, aus denen sich noch Olivin ausscheidet.

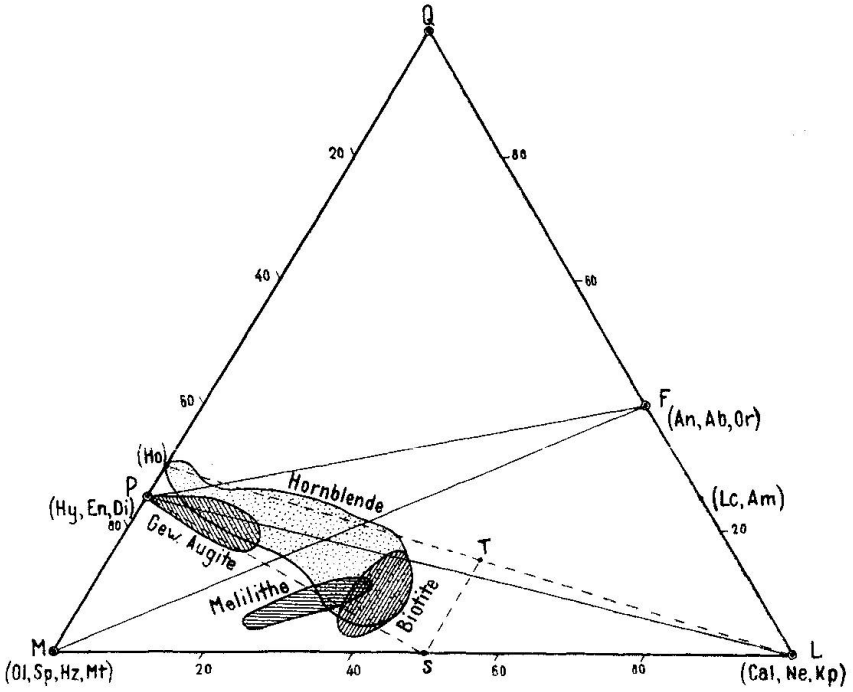

Fig. 10. Im M-L-Q-Dreieck sind einige Gebiete, in die viele Analysenpunkte gesteinsbildender Augite, Hornblenden, Biotite, Melilithe fallen, besonders hervorgehoben.

In beiden Fällen gehen Kristallisationsbahnen über die Linie PF hinweg, als ob diese nicht existieren würde, und zwar im Dreieck MLQ von unten nach oben hin. Die Übergangspunkte sind weiter nicht ausgezeichnete Punkte einer Peritektikalen. Binäres Verhalten des Teilsystemes FP tritt nur auf in Systemen

$\left.\begin{matrix}\text{Di}\\ \text{Wo}\end{matrix}\right\} \rightarrow \left\{\begin{matrix}\text{Ab}\\ \text{An}\end{matrix}\right.$, **d. h. wenn M reich an Cs ist, L reich an Ne oder Cal.**

In typisch atlantischen Provinzen sind (siehe Seite 630) zumeist beide Bedingungen erfüllt, Trachyte sind deshalb oft die si-reichsten Glieder der Gesteinsserien.

2. Der Punkt P entspricht einem idealisierten Normmineral, das nur in Orthaugiten, einzelnen Pigeoniten, diopsidartigen Pyroxenen bezw. Diallag in einigermassen ähnlicher Zusammensetzung wirklich auskristallisiert. Der Chemismus der mit Feldspäten ± Quarz

koexistierenden dunklen Gemengteile ist ein weit variabler, selbst wenn wir von den eigentlichen Alkaliaugiten und Alkalihornblenden absehen. Die gewöhnlichen bis basaltischen Augite, die gewöhnlichen barkevikitischen bis basaltischen Hornblenden, die Hastingsite usw., die gewöhnlichen Biotite und Lepidomelane auf Basismoleküle umgerechnet, ergeben Zusammensetzungen, die im Dreieck MLQ (siehe Fig. 10) zur Hauptsache in einem Streifen P, Ho, S, T liegen. Besonders Hornblenden und Biotite können neben M wenig Q und viel

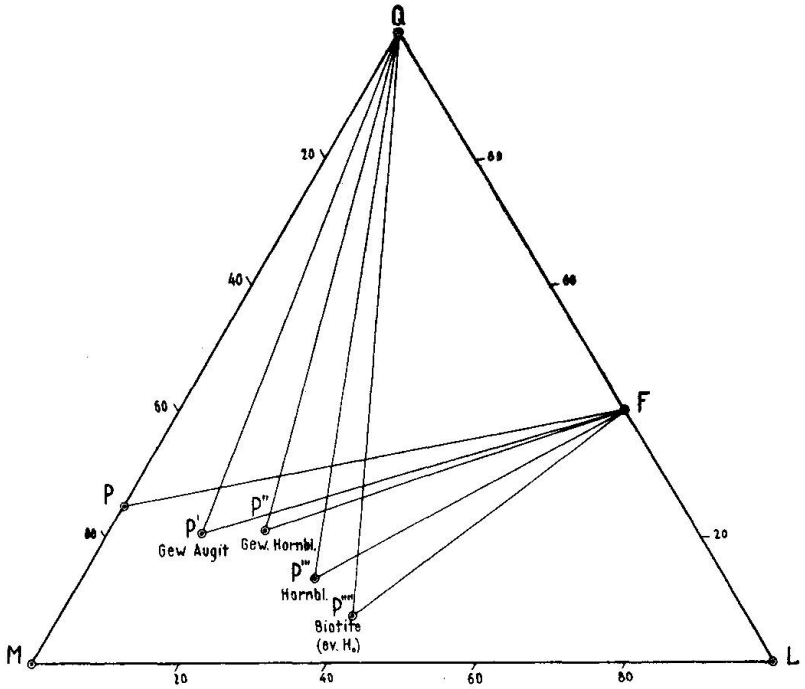

Fig. 11. Da gewöhnliche Augite, Hornblenden, Biotite mit Quarz koexistieren können, verschiebt sich unter Berücksichtigung der komplexen Mineralien dieser Zusammensetzung der P'-Punkt und die P'-F-Linie so, dass auch unterhalb P-F Quarz auftreten kann.

L enthalten. Eine Hornblende mittlerer Zusammensetzung pazifischer Gesteine kann z. B. 18 L, 60 M, 22 Q enthalten, entsprechend 30 F (Feldspat), 40 P (einfaches Pyroxenmolekül), 30 M (Orthosilikate, z. B. vom Typus Olivin). Für den Biotit resultieren Werte wie 37 L (vorwiegend Kp), 57 M (Fo, Fa, Fs), 6 Q usw.

Scheiden sich derartige tonerdehaltige Pyroxene und Hornblenden oder gar Biotite aus, so verschiebt sich der für die Kristallisation massgebende P-Punkt als P', P'', P''' usw. ins Innere und in die untere Hälfte des Dreieckes MLQ. Die Linie PF verliert jegliche Bedeutung und wird durch P'F, P''F usw. ersetzt (Fig. 11). Das Dreieck der möglicherweise Quarz führenden Paragenesen reicht jetzt weit unter die Linie PF, die normalen gabbroiden Gesteins-

chemismen mitumfassend. Scheiden sich diese Mineralien aus, so wird es zur Selbstverständlichkeit, dass aus gabbroiden Magmen infolge Kristallisation an SiO_2 übersättigte Magmen entstehen können. Da tatsächlich (infolge der Anreicherung von H_2O) häufig die Pyroxene im Verlaufe der Kristallisation eines Magmas durch Amphibole und später durch Biotite ersetzt werden (Reaktionsserie nach N. L. Bowen), ist der für pazifische Provinzen typische Zusammen-

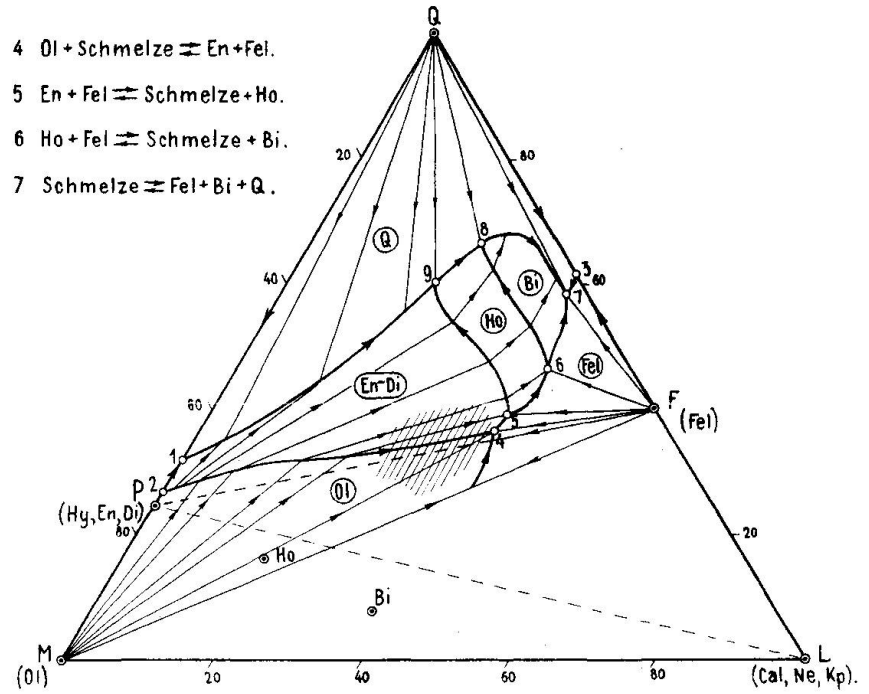

Fig. 12. Höchst schematische Figur der Ausscheidungsfelder und Kristallisationsbahnen in einem ternär gedachten System M-L-Q. Es steht Ol für Olivin, En-Di für Orthaugite und Diallag bis Diopsid, Ho für Hornblende, Bi für Biotit, Fel für Feldspat, Q für Quarz. Das schraffierte Gebiet umfasst das Gebiet gabbroider bis gabbrodioritischer Magmen. Bei derartigem Verlauf der Kristallisationsbahnen resultiert pazifische Vergesellschaftung.

hang der Gesteinschemismen in grossen Zügen als Veränderung der Rückstandslösungen in Kristallisation begriffener, ursprünglich basischer Magmen deutbar. Selbst die spezielle Lage des Eruptivgesteinsfeldes und dessen lokal bedingtes Abbiegen von der Geraden PF ergeben sich als notwendige Folgen einer komplexen gravitativen Kristallisationsdifferentiation. Keine andere die Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine pazifischer Provinzen „erklärende" Hypothese leistet auch nur annäherungsweise gleiches.

Scheidet sich frühzeitig ein komplexer Pyroxen aus, so bleibt die Kristallisationsbahn wenig geneigt zur Basislinie des Dreieckes

MLQ. Zusammen mit den unter 1. erwähnten Umständen kann dies zu Teilmagmen führen, deren Projektionspunkte alle unterhalb der Geraden PF liegen. Kalireiche Magmen (mediterraner Provinzen) nehmen gerne eine Zwischenstellung ein, die durch das Auftreten von Leucit oder (und) Biotit notwendigerweise bedingt wird. Komplikationen können in atlantischen Vergesellschaftungen auch durch das Ausscheiden von Alkalipyroxenen und Alkalihornblenden erzeugt werden.

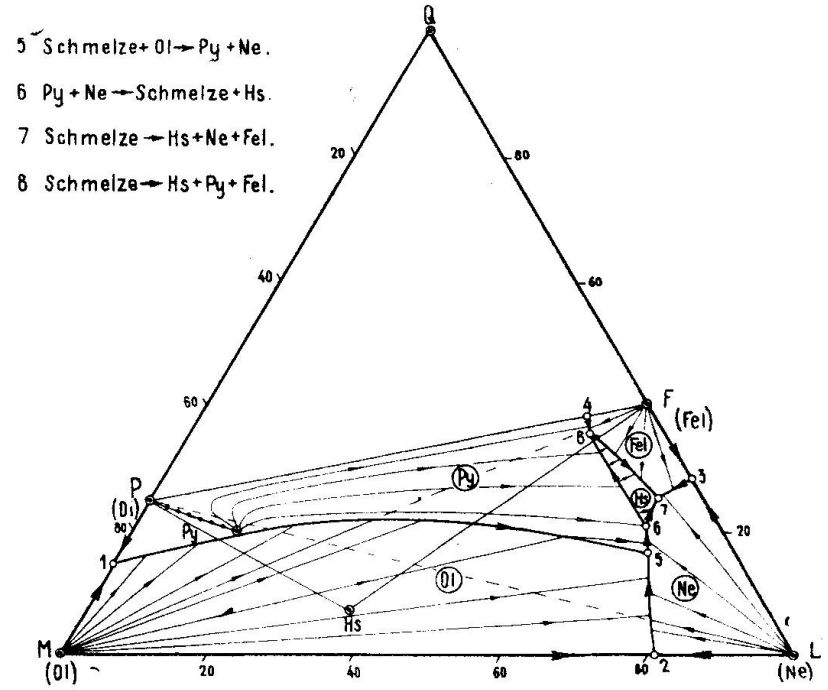

Fig. 13. Höchst schematische Figur der Ausscheidungsfelder und Kristallisationsbahnen in einem ternär gedachten System M-L-Q, wobei 1—5 Eutektikale ist. PF ist unüberschreitbar. Es bedeuten: Py = Pyroxen (für den längs P-Py wechselnde Zusammensetzung angenommen wurde), Ol = Olivin, Hs = Hastingsit, Fel = Feldspat, Ne = Nephelin. Wie in Fig. 12 sind die Sättigungsfelder durch die kräftig gezeichneten Kurven getrennt, die Bezeichnung der Sättigungsfelder erfolgt durch die Abkürzungen in rundlichen Umrahmungen. Es müssen atlantische Vergesellschaftungen entstehen.

Es ist naturgemäss unmöglich, im Dreieck MLQ, mit den vielfältigen Sammelkomponenten M und L, Kristallisationsbahnen und Ausscheidungsfelder wie in einem ternären System einzuzeichnen. Neben der Variation im Chemismus der melanokraten Gemengteile ist vor allem das verschiedene Verhalten der Feldspäte (Plagioklase, Veränderung in der Zusammensetzung der Plagioklase, Alkalifeldspäte) nicht reproduzierbar. Man kann lediglich unter Umgehung gewisser für streng ternäre Systeme gültiger Regeln künstliche Pseudo-

systeme aufstellen, die wenigstens im Prinzip erläutern, wie sich die natürlichen Gesteinsassoziationen auf Kristallisationsdifferentiation als einen der wirksamen Faktoren zurückführen lassen. (Siehe „Das Magma und seine Produkte", Leipzig 1937, Seite 346—348.) Wenn hiebei die Abkürzungen für beobachtbare Mineralarten benützt werden, soll dies keineswegs den Anschein erwecken, es handle sich um echte und experimentell verifizierte graphische Darstellungen der komplexen Magmen. Um einigermassen den Charakter ternärer

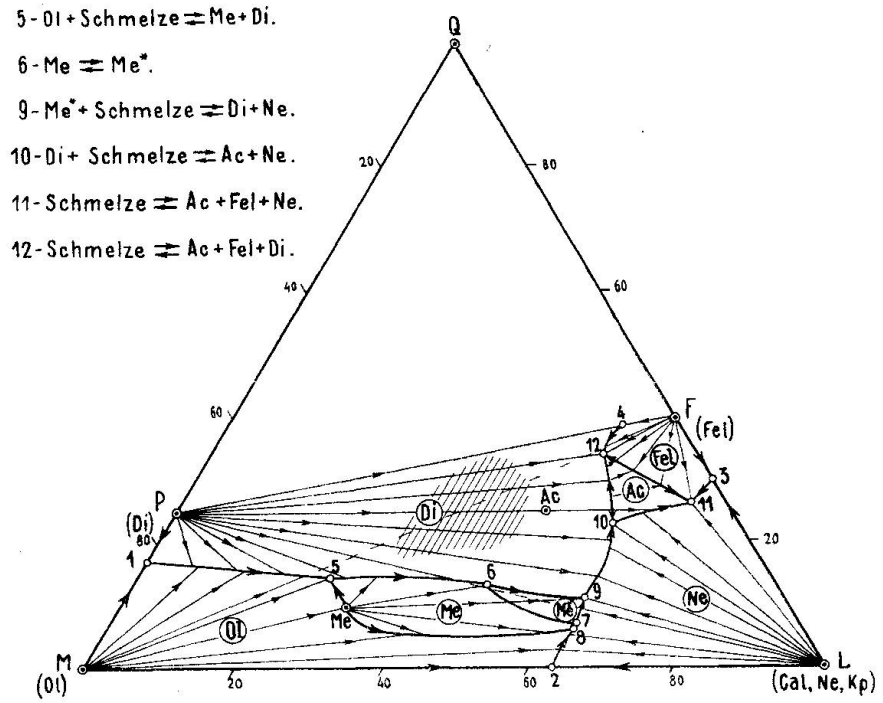

Fig. 14a. Analoge Figur wie Fig. 13, jedoch komplexer gedacht. Me könnte repräsentativ für Melilith, Me* für Melanit sein, Ac für einen Alkaliaugit.

Systeme zu wahren, mussten vereinfachende Annahmen über Reaktionen gemacht werden, die in Tat und Wahrheit wesentlich komplizierter sind. Trotzdem mag dieser Interpretationsversuch mithelfen, zu veranschaulichen, wie die in den vorhergehenden Figuren dargestellten Magmenzusammenhänge als Differentiationsverläufe einer fortdauernden Kristallisation mit teilweiser oder vollständiger Entfernung der Kristallisationsprodukte deutbar sind (Fig. 12—15).

Für Fig. 12 ist wesentlich, dass Punkt 4 oberhalb der Linie PF liegt, Punkt 7 (granitische Zusammensetzung) somit Endpunkt der Kristallisationsbahnen wird. Parallel 4-5-6-7 verläuft das Eruptivgesteinsfeld pazifischer Vergesellschaftungen. Die schematisch angenommenen Reaktionen der Hauptpunkte sind der Figur beigeschrieben. In Fig. 13 ist 1—5 Eutektikale, die Punkte 7 (phonolithischer Chemismus) und 8 (trachytischer Chemismus) sind eutektische Endpunkte. Hs entspricht den Zusammensetzungen gewisser Horn-

blenden z. B. vom Hastingsittypus. Rein willkürlich ist Py als Mischkristallserie von Pyroxenen angenommen, mit basaltischem Augit als Erstkristallisation. Manche atlantischen Provinzen zeigen prinzipiell Vergesellschaftungen, die sich als Magmenserie derartiger Diagramme ergeben würden. In den Figuren 14 sind auch Melilith (Me in Fig. 14a) und Melanit (Me* in Fig. 14a, hier als zweite Modifikation von Me aufgefasst, da im Dreieck MLQ die Projektionspunkte fast aufeinanderfallen können, Me in Fig. 14b) schematisch berücksichtigt. Fig. 15 schliesslich soll in einem sehr idealisierten Prototyp zeigen, wie bei Kalkreichtum (mediterrane Vergesellschaftungen) neben Leucit-

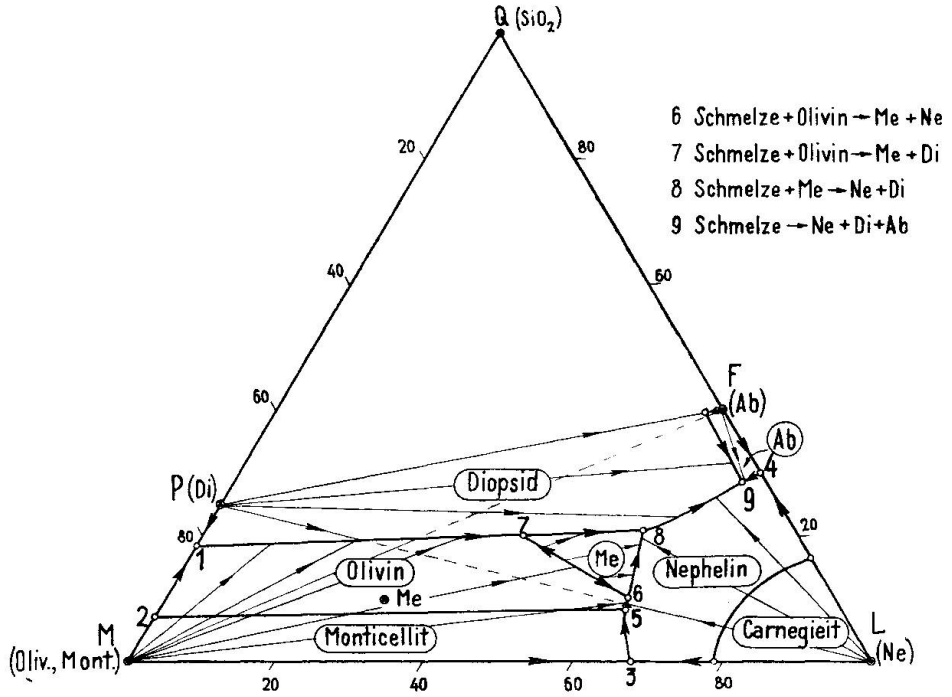

Fig. 14b. Analoge Figur wie Fig. 13, mit Me = Melanit und Monticellit. Die verschiedenen Darstellungen der Figuren 13, 14a, 14b sollen dartun, wie sich die Verhältnisse ändern, sofern Komplikationen berücksichtigt werden. In allen Fällen ist ja etwas nicht „ternäres" auf ein „ternäres System" schematisiert worden, was nur unter Zwang möglich ist.

trachyten (z. B. Punkt 8) Rhyolithe bezw. Granite (Punkt 10) sich bilden könnten. Die experimentell untersuchten Systeme Di-Lc-Q, Di-An-Q, Fa-Ne-Q, Cs-Cal-Q sind (von gewissen Teilfeldern abgesehen) streng ternär darstellbar und geben die Vergleichsfiguren 16, 17, 18, 19.

Wie bereits mehrfach betont, ist die Sonderung der Kristalle von der Schmelze nur ein richtunggebender und auslösender Faktor der Gesamtdifferentiation. Abgesehen davon, dass spätere Magmen nicht nur einfache Rückstandlösungen sind und aus Kristallat und Schmelzen neue Schmelzflüsse entstehen können, bleibt als wesentliche Problemstellung die Frage nach den Ursachen der verschiedenen Differentiationsverläufe bestehen. In den Figuren 12 und 14 sind die

Felder normaler bis schwach alkalischer basaltischer Magmen schraffiert. An und für sich könnte somit aus Magmen, die im Dreieck MLQ analog liegen, die eine oder die andere Serie entstehen. Das ist keine Überraschung, ist doch wohl bekannt, dass bauschalchemisch gleiche Magmen in Abhängigkeit vom Gehalt an leichtflüchtigen Stoffen verschiedene Molekularkonstitution aufweisen, was sich in der Gesteinsheteromorphie abbildet. Derartige Erscheinungen müssten bei sonst gleichen Ursprungsmagmen bereits zu verschiedenen Kri-

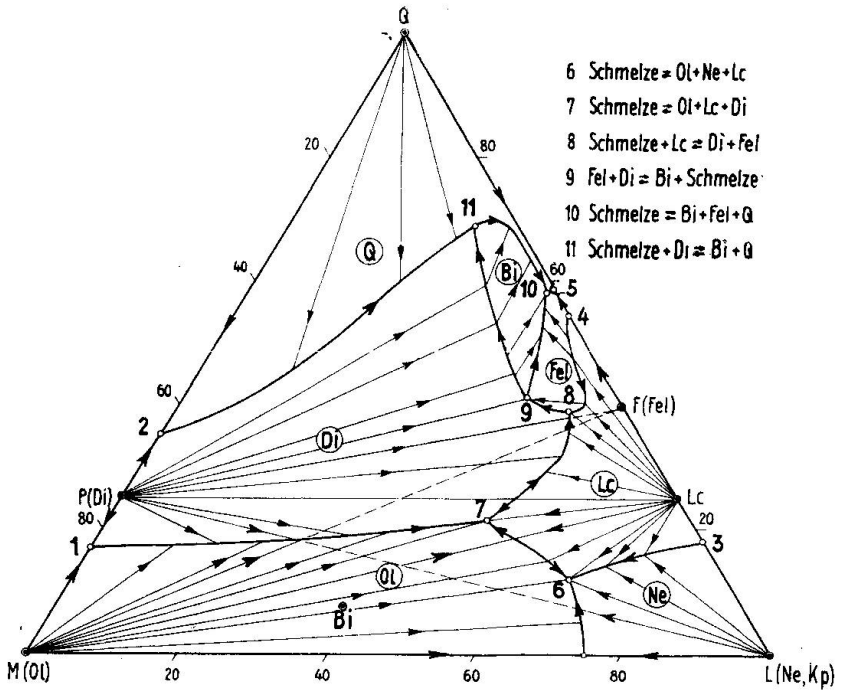

Fig. 15. Ein weiterer Versuch einer höchst schematischen Darstellung von Ausscheidungsfeldern und Kristallisationsbahnen im komplexen System M-L-Q, ternär umgedeutet. Zu den bereits bekannten Abkürzungen kommt Lc für Leucit. Die Möglichkeit der Entstehung mediterraner Provinzen besteht.

stallisationsvorgängen führen. Nun ist bereits Seite 630 darauf hingewiesen worden, dass grössere γ-Werte die Typen „atlantisch" oder „mediterran" bedingen können. Variables γ bei gleichem M-Gehalt kommt im Dreieck MLQ gar nicht zur Geltung, täuscht somit gleichen Ursprungschemismus vor. Es ist nun interessant, dass in der Tat (siehe auch die Tabellen I—III) die Gesteine typisch atlantischer und mediterraner Provinzen im allgemeinen höheres γ besitzen als die pazifischer Vergesellschaftungen. (Es braucht c nicht grösser zu sein, da π oft kleiner ist.) Der verschiedene Differentiationsverlauf kann somit zum mindesten teilweise bauschalchemisch bedingt sein. In Fig. 12 liegt das schraf-

fierte Gebiet vorzugsweise im Ausscheidungsfeld des Olivins, in Fig. 14 in dem eines Augits. Bereits HOMMEL [17]) hat pazifischen und atlantischen Differentiationsverlauf im wesentlichen auf das Verhalten der Frühausscheidungen Olivin-Augit zurückzuführen gesucht. Es gibt mancherlei, das eine solche Annahme stützt. Die peridotitischen Gesteine sind in der späteren Differentiationsserie gerne mit Granodioriten und Graniten verknüpft, die alkalibasaltischen Gesteine sind oft sehr reich an kalkreichen Augiteinsprenglingen. Sie besitzen als

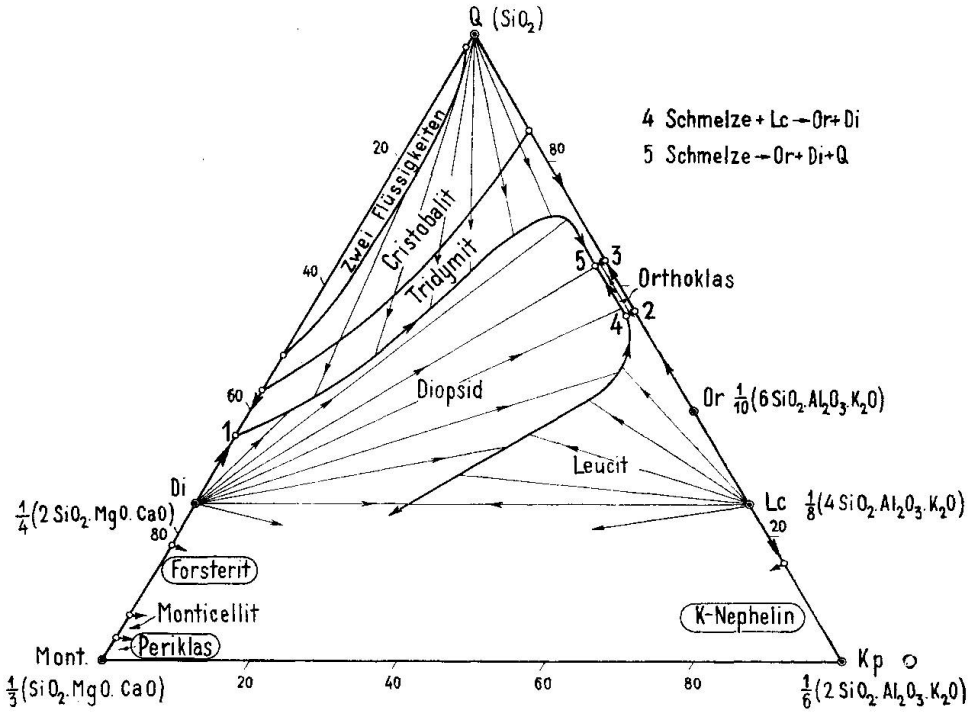

Fig. 16. Im Gegensatz zu den Figuren 12—15 stellen die Figuren 16—19 Fälle dar, die sich wenigstens in einzelnen Teilen streng ternär deuten lassen und die an trockenen Silikatschmelzflüssen experimentell bestimmt wurden (Literatur siehe NIGGLI, „Das Magma und seine Produkte", 1937). Sie ergaben neben Feldbeobachtungen Anhaltspunkte zur Konstruktion der Figuren 12—15. Die Fig. 16 gibt Beobachtungen wieder im System Diopsid-Leucit-Quarz. Kristallisationsbahnen und Sättigungsfelder sind eingezeichnet.

endogene Einschlüsse Pyroxenite und Hornblendite. Allein die Beziehung kann keine einfache sein. Während noch die Olivine weit überwiegend Mg-Fe-Silikate sind, kennen wir von den Augiten kalkfreie, kalkführende und kalkreiche Glieder (z. B. Orthaugite → Pigeonite → Diallag und gewöhnliche Augite). Noritische Gesteine und Basalte mit

[17]) W. HOMMELS systematische Petrographie auf genetischer Grundlage. Nach den hinterlassenen Manuskripten dargestellt von P. NIGGLI. Siehe diese Zeitschrift VII (1927) 54—97, VIII (1928) 357—373, X (1930) 286—357.

Pigeoniten sind daher gleichfalls vorzugsweise mit intermediären und sauren Gesteinen der Kalkalkalireihe oder doch mit quarzführenden Alkaligesteinen vergesellschaftet, während andererseits selbst olivinreiche Basalte mit Titanaugiten und Barkevikiten zur trachytisch-phonolithischen Serie gehören. Offenbar hängt dies mit dem durch die Tabelle Seite 642 dargestellten verschiedenen Verhalten der Grundsysteme zusammen, ebensosehr aber auch mit der Kinetik der Absaigerungsvorgänge und der Umwandlungsreaktionen.

Betrachten wir die innermagmatischen Gleichgewichte, so ist im Frühstadium einer Magmenentwicklung die Verteilung der Ca- und

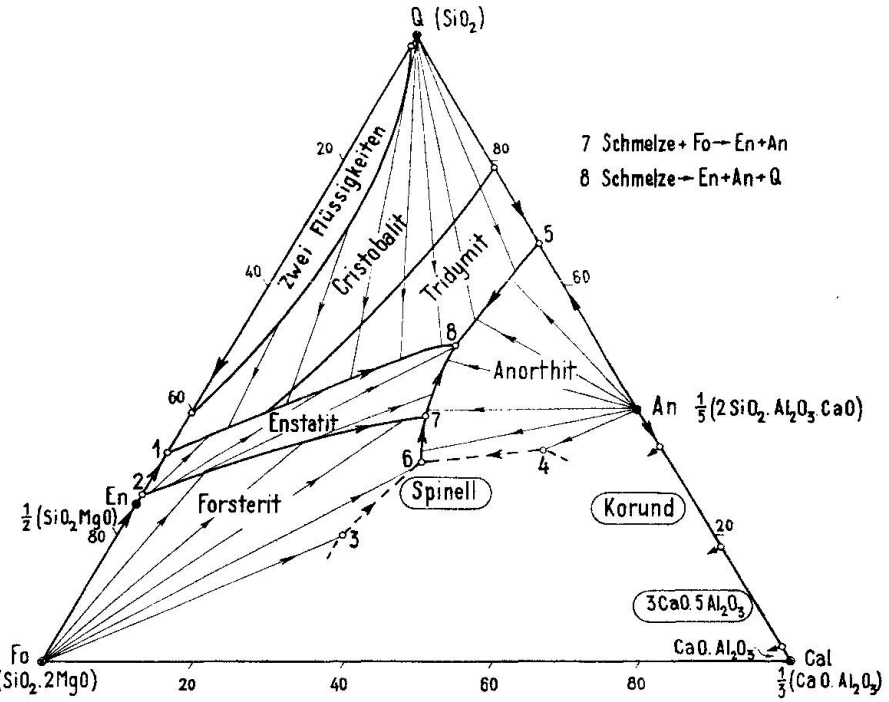

Fig. 17. Sättigungsfelder und Kristallisationsbahnen konstruiert im M-L-Q-Dreieck nach Beobachtungen im System Forsterit-Anorthit-Quarz.

Alkali-Ionen auf alumosilikatische und silikatische Anionen verschiedenen Silifizierungsgrades von besonderer Bedeutung. Die neueren Forschungen machen es überhaupt wahrscheinlich, dass die besonders mobilen, wanderungsfähigen Teilchen der Magmen Na^{+}, K^{+}, Ca^{++}, $(OH)^{-}$, Cl^{-}, F^{-}, CO_3^{--}, SO_4^{--} und untergeordnet Mg^{++}, Fe^{++} und Fe^{+++} sind. Sie werden auch einen Hauptanteil an den Ausgleichswanderungen spielen, die stationäre Gleichgewichtszustände im Temperatur-, Druck-, Gravitationsfeld anstreben. Eine genetisch zusammengehörige Magmenserie ist nicht nur durch die Formel Schmelze $\pm$ Kristallat gegeben, sondern durch Schmelze $\pm$ Kristallat $\pm$ zu- oder abgewanderte molekulare Bestandteile (Ionen, in Gaszustand über-

gegangene Teilchen, assimilierte Fremdstoffe usw.). Die Kristallisationsbahnen der Kleinversuche können nur in erster Annäherung ähnlich verlaufen wie die Differentiationsbahnen in der Natur.

Stoffwanderungen mit Verschiebungen des Bauschalchemismus werden sich bei höheren Temperaturen auch ohne allzu grossen Gehalt an leichtflüchtigen Stoffen leicht abspielen können. Es ist deshalb die Annahme durch nichts gerechtfertigt, dass unter allen Umständen die basischen „Stammagmen" verschiedener Differentiationsserien absolut gleiche Zusammensetzung aufgewiesen haben. Die

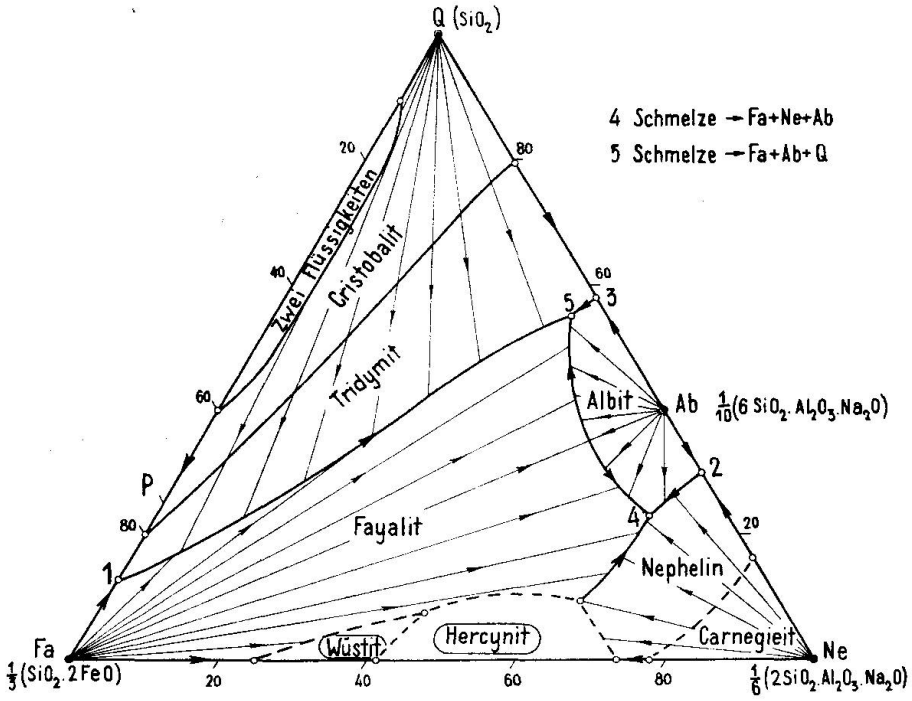

Fig. 18. Spezialfall des M-L-Q-Dreiecks, mit eingezeichneten Kristallisationsbahnen und Sättigungsfeldern für das experimentell untersuchte System Fayalit-Nephelin-Quarz.

Bowen'sche Darstellung der Theorie der „Kristallisationsdifferentiation" hat in erster Linie zum Widerspruch herausgefordert, weil der Versuch unternommen wurde, von einer sehr wenig variablen Zusammensetzung X ausgehend den Grossteil aller anderen Eruptivgesteine als n X $\pm$ m Kristallat hinzustellen. Eine genauere Untersuchung über den Chemismus der magmatischen Gesteine hätte ohne weiteres gezeigt, dass zu vielen Gesteinen, die Bowen (weil sie Einsprenglinge führen) ausschliesslich als Schmelze plus zugewanderte Kristalle deutete, bauschalchemisch gleiche Facien gehören, die (der Struktur nach) vor der Erstarrung sicherlich als Ganzes flüssig waren. Die eingangs erwähnten Arbeiten von Fenner und Hess suchen ledig-

lich an zweien von hunderten Beispielen auf diese ungerechtfertigte Enge des Ausgangspunktes hinzuweisen.

Annahmen von zwei oder einer kleinen Zahl wohldefinierter basaltischer Stammagmen sind zur Erläuterung des grundsätzlich verschiedenen Charakters petrographischer Provinzen mehrfach erfolgt. Diese Hypothese versagt, sofern die Möglichkeit einer Entwicklung der verschiedenen Magmen und Differentiationstendenzen auseinander unberücksichtigt bleibt. W. Q. KENNEDY [18]) hat 1931/

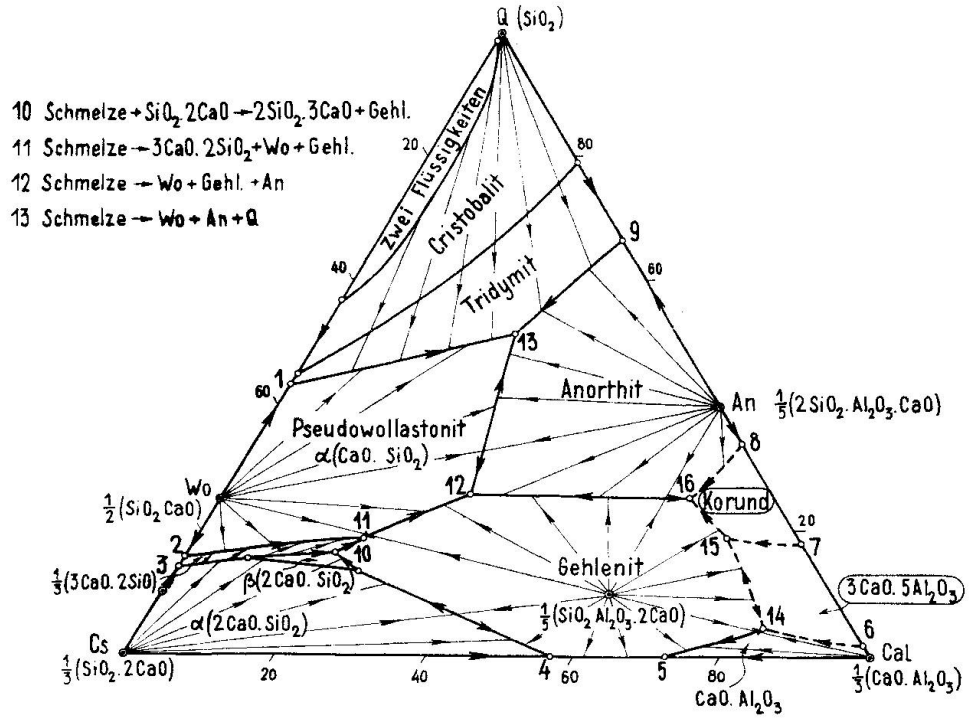

Fig. 19. Spezialfall des M-L-Q-Dreieckes, mit eingezeichneten Kristallisationsbahnen und Sättigungsfeldern für das experimentell untersuchte System Cs-Cal-Q.

1933 gestützt auf Untersuchungen von E. B. BAILEY und H. H. THOMAS geschrieben: „Study of individual rock bodies and regional magmatic provinces leads to the conclusion that there exist two great primary basalt magmas, the olivine-basalt type and the tholeiitic basalt type, each of which gives rise normally to its own particular line of descent. The former is the parent of the alkaline rock suite and the latter the parent of the calc-alkaline suite as follows

[18]) W. Q. KENNEDY: The parent magma of the British Tertiary province. Summary of Progress of the Geological Survey for 1930, part II. 1931. Trends of differentiation in basaltic lavas. American Journal of Science XXV (1933).

Common Parent

Olivine Basalt Magma Type — ? — Tholeiitic Magma Type

Trachyandesite Andesite

Trachyte Rhyolithe

Phonolithe

There is no evidence that either of these „primary" magmas is a derivative of the other nor can we point to any common parent from which they could have been derived"... „Any such relationship is too far removed from the scope of the present investigation to merit discussion, and all that seems certain is that both types of basaltic magma have been available throughout geological history in immense amounts and over immense areas. We are justified therefore, in regarding them, for the purposes of petrogenesis, as primary magmas."

Der Olivin- oder Plateau-Basalttypus ist im wesentlichen von normalgabbroidem bis schwach hornblenditischem Chemismus, der Tholeiittypus von normalgabbrodioritischem bis miharaitischem Chemismus. Derartige Gesteine sind in der Tat sehr verbreitet. Die von KENNEDY erwähnte Beziehung gilt oft, doch zeigt die genaue Untersuchung zweierlei:

1. Es sind alle möglichen Zwischenglieder bekannt; der Unterschied im Chemismus ist relativ gering, und letzterer selbst in jeder, besonders aber in der zweiten Gruppe, nach π und γ variabel.

2. Normalgabbroider Chemismus ist auch in typisch pazifischen Provinzen häufig, gabbrodioritischer in atlantischen. (Um Beispiele zu nennen, Rhön, Vogelsberg, Hessen, Aetna, Sardinien, Schottland enthalten in den jungvulkanischen Provinzen beide Magmentypen.)

In nachfolgender Tabelle sind Beispiele verbreiteter „basaltischer" Gesteine zusammengestellt[19]). Von fast allen sind gleichkörnige, aphanitische oder glasig-limburgitische Varietäten bekannt. Während in den tholeiitisch-ophiolithischen Typen π meist $< 0{,}5$ und $\gamma \gtrsim 0{,}20$ ist, besitzen mit Anorthositen, Pyroxeniten, Graniten und Granophyren vergesellschaftete, nach M : L : Q analoge Norite $\pi > 0{,}5$ und γ meist $< 0{,}2$. Relativ niedriges π, niedriges mg und ziemlich hohes γ der Tholeiite gestatten die Interpretation, dass aus einem noch basischeren Magma bereits Olivin und basischer Plagioklas entfernt worden sind. Die Verknüpfung der gabbrodioritischen Ophiolite mit grossen Mengen peridotischer und kleineren Mengen

[19]) Unter Berücksichtigung besonderer Arbeiten, wie z. B. von E. LEHMANN: „Beziehungen zwischen Kristallisation und Differentiation in basaltischen Magmen". Min. und Petr. Mitt. 41 (1931) 8.

pyroxengabbroider Gesteine würde diese Annahme stützen. Q ist bereits so hoch, dass trotz $\gamma \sim 0{,}2$ bei weiterer Differentiation deutlich quarzführende Gesteine entstehen müssen. Die noritischen Magmen besitzen in π, mg, γ „primäre Züge". Die Vergesellschaftung mit granitischen Gesteinen ist nach den früheren Erörterungen zu erwarten.

Zusammenstellung der Basiswerte einiger basischer Magmen:

	Cp+Ru (+Cc)	L	M	Q	k	π	mg	γ	
Tholeiite } Mull	2,1	34,1	31,5	32,3	0,3	0,35	0,38	0,24	normalgabbrodioritisch
Tholeiite } Mull	—	33,7	37,1	29,2	0,22	0,31	0,40	0,27	miharaitisch-gabbroidiorit.
Ophiolithe } Haupttypen	—	38,4	32,6	28	0,1	0,35	0,60	0,17	normalgabbrodioritisch
Ophiolithe } Haupttypen	—	37	34	29	0,2	0,46	0,60	0,24	miharaitisch
Basalt (Mittel)	--	37,8	33,7	28,5	0,24	0,40	0,49	0,19	normalgabbrodioritisch
Norite } Bushveld	—	36	28,8	35,2	0,05	0,73	0,55	0,10	miharaitisch
Norite } Bushveld	—	34,8	32,7	32,5	0,08	0,68	0,73	0,09	c-gabbroid
Norite } Bushveld	—	35,2	34,0	30,8	0,08	0,58	0,69	0,21	miharaitisch
Norite } Bushveld	—	34,2	33,4	32,4	0,13	0,67	0,68	0,17	miharaitisch
Plateaubasalte } (Typus)	0,7	34,2	39,7	25,4	0,13	0,51	0,53	0,14	normalgabbroid
Plateaubasalt } (Typus)	—	33,0	37,8	29,2	0,15	0,47	0,47	0,18	normalgabbroid
Plateaubasalte } (Mull)	2,6	33,4	38,2	25,8	0,18	0,53	0,56	0,13	normalgabbroid
(Olivinbasalte) } (Mull)	—	34,4	39,1	26,5	0,12	0,53	0,52	0,14	normalgabbroid
Essexitbasalt (Stöffel)	2,4	32,0	43,3	22,3	0,30	0,43	0,66	0,15	hornblenditisch
Hawaiit	—	21,7	55,9	22,4	0,12	0,53	0,73	0,11	hornblenditisch
Ozeanit	—	20,6	63,5	15,9	0,22	0,54	0,74	0,11	hornblendeperidotisch
Olivin-„Fourchit" } Antarktis	1,6	24,7	61,4	12,3	0,22	0,27	0,80	0,08	hornblendeperidotitisch
Grundmasse dazu } Antarktis	5,5	36,1	42,4	16,0	0,22	0,24	0,62	$\gtrsim$0,12	melatheralithisch
Olivinpazifikit	—	32,6	49,5	17,9	0,12	0,12	0,59	0,25	kaulaitisch
Pazifikit	—	48	32,4	19,6	0,16	0,15	0,39	0,30	theralithgabbroid
Alkalibasalte verschiedener	—	36,4	43,3	20,3	0,25	0,33	0,62	0,20	essexitgabbroid
Herkunft (Mittel)	—	41,9	36,2	21,9	0,20	0,36	0,55	0,22	essexitgabbroiddioritisch
Trachydolerit (Rutenganio)	3,4	45,0	27,9	23,7	0,27	0,27	0,45	0,19	normaltheralithisch
Atlantit (Mittel)	0,5	38,7	42,2	18,6	0,27	0,36	0,52	0,26	normalgabbrotheralithisch
Atlantit (Fingano)	2,4	30,2	51,7	15,7	0,33	0,45	0,64	0,24	alk-issitisch
Basanit (Kicjo)	2,6	39,3	40,2	17,9	0,25	0,27	0,55	0,24	melatheralithisch
Tephrit (Kicjo)	4,0	50,1	28,1	17,8	0,25	0,14	0,44	0,23	normaltheralithisch
Alkali-Basalte (Böhmisches Mittelgebirge) (Mittelwerte)	—	39,2	43,2	17,9	0,29	0,30	0,50	0,30	ankaratritisch
	—	36,5	49,4	14,1	0,18	0,22	0,59	0,20	kaulaitisch
	—	33,4	51,0	15,6	0,24	0,38	0,63	0,24	hornblenditisch
	—	34,5	60,6	4,9	0,21	0,24	0,64	0,28	kaulaitisch b. ankaratritisch
Nephelinit (Oberwiesental)	3,9	30,8	53,1	12,2	0,31	0,36	0,45	0,35	alk-issitisch
Nephelinbasalt (Mittel)	—	32,5	57,2	10,3	0,21	0,24	0,63	0,27	ankaratritisch

Die Plateaubasalte unterscheiden sich von den Tholeiiten und Noriten in erster Linie durch etwas höheres M und niedrigeres Q.

π und mg sind einander ähnlich $\geqq 0{,}5$, ferner k und γ um 0,1—0,2. Von einem Tholeiit-Norit-Mittelwert würde einfache Olivinzufuhr nicht genau zum Plateaubasalt führen, eher zu den hornblenditischen und hornblendeperidotitischen Gesteinen (beispielsweise zu Hawaiit und Ozeanit), die gleichfalls sehr verbreitet sind und sowohl in Vergesellschaftung mit pazifischen, atlantischen und z. T. mediterranen Provinzen auftreten. Sie zeigen ihrerseits alle Übergänge zu normalgabbroidem Chemismus. In bezug auf das Verhältnis M:Q bilden sie die Fortsetzung der Tendenz von Tholeiit zu Plateaubasalt, doch ist jetzt gleichzeitig L weit stärker gesunken und L:Q wieder nahezu 1:1. Hornblenditische und hornblendeperidotitische, völlig flüssige Magmen hat es sicherlich gegeben. Es sind diese Magmen am reichsten an heteromorphen Gesteinsfacien. Nahezu monomineralische Hornblendite, Amphibolpikrite, Olivinbasalte, Foidbasalte usw. können den gleichen Chemismus aufweisen. Hier bedingen die durch die Molekularkonstitution vorbestimmten Primärkristallisationen und die mit ihnen verbundenen Diffusionswanderungen den weiteren Differentiationsverlauf völlig. Das von FENNER (siehe Seite 611 und Tabelle 655) erwähnte Beispiel (der Name Fourchit ist falsch gewählt) zeigt, dass Absaigerung dunkler Gemengteile (besonders Olivin und Augit) zu melatheralithischen, allgemein atlantischen Magmen führen kann (siehe Fig. 8).

In ausgesprochen atlantischen Provinzen treten indessen noch andere basaltische Magmen auf, u. a. von essexitgabbroidem, essexitgabbrodioritischem, kaulaitischem, ankaratritischem, normaltheralithischem bis theralithgabbroidem Chemismus. L ist relativ hoch, meist $\geqq 30$, Q relativ niedrig ~ 20 und < 20. Fast stets ist $\pi < 0{,}4$, mg 0,4—0,66, γ 0,2—0,35. Die Tabelle Seite 630 enthält mehrere Beispiele. Im MLQ-Dreieck liegen die Projektionspunkte unterhalb der Geraden MF. Foyaitische (bezw. phonolithische) Gesteine sind mit ihnen fast durchwegs vergesellschaftet. Sie stellen den eigentlichen Gegensatz zu den tholeiitischen Magmen dar, sind jedoch mit ihnen über hornblenditische und normalgabbroide Typen durch Übergänge verbunden. Will man zu Übersichtszwecken gewisse Punkte herausgreifen, so begeht man, auch unter Berücksichtigung der Häufigkeiten, immer eine gewisse Willkür. Nachstehende Zusammenstellung soll für pazifische und atlantische Provinzen zur leichteren Einprägung abgerundete Werte basischer Magmen vermitteln. Doch darf nicht der Anschein erweckt werden, es handle sich um individuelle, gegeneinander scharf abgegrenzte Stammagmen.

	L	M	Q	k	π	mg	γ	
1 Tholeiite, Ophiolithe z. T.	33,3	33,3	33,3	0,2	0,35	0,4–0,6	0,24	gabbroidioritisch, c-gabbroid bis miharaitisch
2 Norite	33,3	33,3	33,3	0,1	0,66	0,66	0,15	
3 Plateaubasalte	33,3	40	26,7	0,15	0,5	0,5	0,15	normalgabbroid
4 Ozeanite u. a. Gesteine	20	60	20	0,2	0,5	0,7	0,1	hornblendeperidotitisch bis hornblenditisch
5 Alkalibasalte	36	48	16	0,25	0,35	0,55	0,25	z. B. kaulaitisch
6 Alkalibasalte	40	40	20	0,23	0,35	0,6	0,22	essexitgabbroid bis essexitgabbrodioritisch
7 Tephrite bis Trachydolerite	50	30	20	0,23	0,2	0,4	0,25	normaltheralitisch

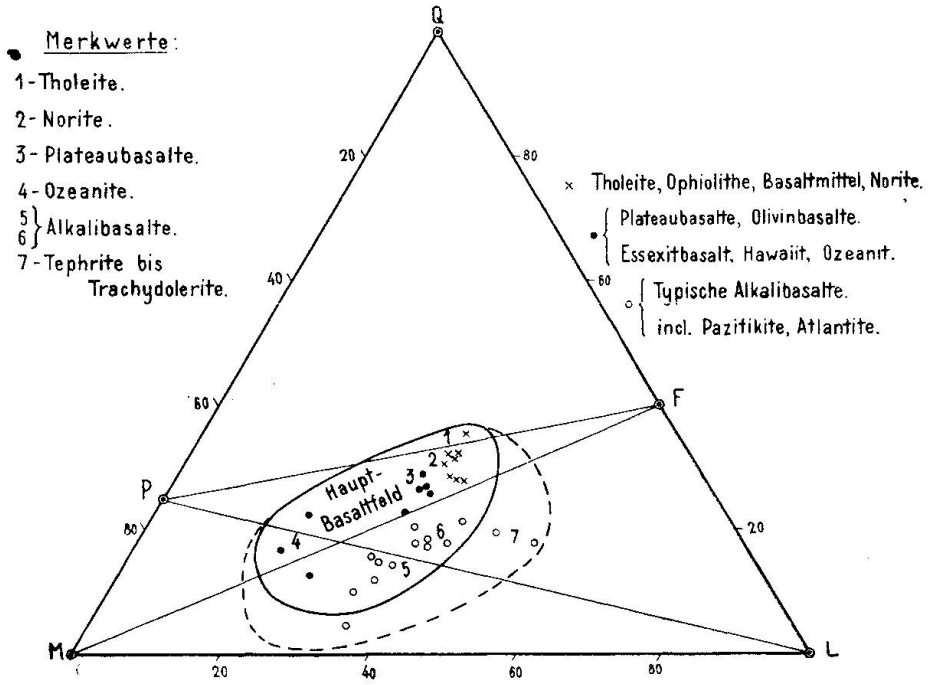

Fig. 20. Im M-L-Q-Dreieck sind für verschiedene basische Magmen die Projektionspunkte eingezeichnet. Innerhalb des stark umrandeten Feldes findet die Hauptvariation statt.

In Fig. 20 sind die Punkte im MLQ-Dreieck eingetragen. Von selbst ergeben sich in Berücksichtigung der Figuren 12—15 gewisse Möglichkeiten, einzelne der Magmen aus anderen durch Kristallisationsdifferentiation abzuleiten. Als Ganzes jedoch muss das Problem der Beziehungen der Magmen zueinander vom allgemeinen Gesichtspunkte aus behandelt werden.

Zunächst ist sehr wahrscheinlich, wie das in einer extremen Form eine Zeit lang HOLMES vertreten hat, dass hornblendeperidotitische bis normalgabbroide Magmen aktiv werden können. Insbesondere in Ozeangebieten scheint die höhere Basizität in Betracht gezogen werden zu müssen. Die tholeiitischen Magmen sind unzweifelhaft

oft schon spätere Glieder einer Differentiationsserie. Doch bilden sie und die noritischen Typen in Kontinentalgebieten grosse Massen, die ihrerseits wieder zum Ausgangspunkt vorwiegend pazifischer Differentiationstendenzen werden. Zwischen 1, 2, 3, 4 der Fig. 20 lassen sich durch komplexe Kristallisationsdifferentiation (verbunden mit Ausgleichswanderungen und eventuell Assimilationen) verschiedenartige Beziehungen herstellen, deren Wahrscheinlichkeit in der Natur nachzuprüfen ist.

Fundamentaler erscheint das Problem der Entstehung typisch atlantischer Magmen in Feld 5, 6, 7. Derartige Magmen treten unter besonderen tektonischen Verhältnissen innerhalb der Kontinentalmassen auf (wie unter anderen Bedingungen die Plateaubasalte, Norite, Tholeiite) und sind mit Trachyten und Phonolithen vergesellschaftet. Zunächst lässt sich prüfen, ob eine vom geologischen Standpunkte aus wahrscheinliche Ableitung der Magmen auseinander denkbar ist. Im allgemeinen sind die alkali-basaltischen Magmen si-, d. h. Q-ärmer. π ist eher niedriger, d. h. al—alk ist kleiner, dafür ist γ im Durchschnitt grösser, d. h. das Verhältnis des eventuell an Al gebundenen Ca zu Ca im Überschuss gegenüber al—alk ist zu Gunsten des letzteren verschoben.

Werden einem Magma 1, 2, 3, 4, x Alkali-Ionen zugeführt, so gilt, solange diese Alkalien nur Ca aus $CaAl_2O_4$ verdrängen, folgendes:

$$L \text{ wird zu } \frac{L + {}^3/_2\, x}{100 + x} = L^*, \text{ also wesentlich grösser}$$

$$M \text{ wird zu } \frac{M + {}^3/_4\, x}{100 + x} = M^*, \text{ also etwas grösser}$$

$$Q \text{ wird zu } \frac{Q - {}^5/_4\, x}{100 + x} = Q^*, \text{ also kleiner}$$

Der Projektionspunkt verschiebt sich im Dreieck MLQ nach rechts unten hin, also in das Feld der alkalibasaltischen Magmen, zugleich wächst γ, und es nimmt π ab.

Werden einem der Magmen 1, 2, 3, 4, x Ca- oder Ca- und Mg-Ionen zugeführt, so gilt

$$L \text{ wird zu } \frac{L}{100 + x} = L^*, \text{ also relativ kleiner}$$

$$M \text{ wird zu } \frac{M + {}^3/_2\, x}{100 + x} = M^*, \text{ also etwas grösser}$$

$$Q \text{ wird zu } \frac{Q - {}^1/_2\, x}{100 + x} = Q^*, \text{ also kleiner}$$

Der Projektionspunkt verschiebt sich nach links unten hin, π bleibt unverändert und γ wächst, sofern es sich um Ca-Ionen handelt. Eine Wanderung (Diffusion) derartiger Ionen ist an sich durchaus denkbar, z. B. gekoppelt mit Anionen, die sich aus leichtflüchtigen gelösten Bestandteilen gebildet haben (z. B. OH, CO_3, SO_4, Cl). Aufnahme von Ca oder Ca + Mg kann auch durch Karbonateinschmelzung (man erinnere sich an die Theorie von R. A. DALY) erfolgen. Für manche atlantischen und mediterranen Magmen mit niedrigem Q und hohem γ ist Bildung nach letztgenanntem Schema wahrscheinlich, nicht jedoch für die weitverbreiteten normalen alkalibasaltischen Typen, für die eher eine Alkalianreicherung anzunehmen ist. Die Koppelung von Assimilations-, Kristallisations- und Diffusionsvorgängen, die erwartungsgemäss eintreten muss, ergibt selbstredend zahlreiche spezielle Möglichkeiten der Veränderung, so dass theoretisch die verschiedenartigsten Ableitungen denkbar sind. Die Ausarbeitung eines Falles ist jeweilen nur sinnvoll im Zusammenhang mit einer bestimmten, durch andere Beobachtungen gestützten tektonisch-geologischen Lokaltheorie oder einer allgemeinen Theorie, die zwischen Magmen im Orogen und solchen in Vor- und Rückländern Zusammenhänge herstellt.

Eine in der letzten Zeit häufig gestellte Frage ist diejenige, ob der pazifische oder der atlantische Differentiationsverlauf primär (ursprünglich) sei. Diese Problemstellung kann prinzipiell falsch sein, z. B. wenn eine Rangfolge nach primär und sekundär nicht allgemein durchführbar ist (siehe auch Seite 613).

Diejenigen, die sie stellen, denken gewöhnlich an Einschmelzungen oder gar Umschmelzungen: „Gibt normalgabbroides bis tholeiitisches Magma + Assimilation → alkalibasaltisches Magma oder entsteht tholeiitisches Magma und dessen Differentiationsserie durch Assimilationsvorgänge aus alkalibasaltischen Magmentypen?"

Der Sonderfall der Karbonateinschmelzung ist bereits erwähnt worden. Hier müsste das alkalibasaltische Magma als ein Sekundärprodukt bezeichnet werden. Nehmen wir umgekehrt alkalibasaltisches Primärmagma an, so müsste im Überschuss Si-Al, eventuell Mg hinzugefügt werden, damit tholeiitisch-noritische Typen entstehen. Die mittlere Sedimentzusammensetzung der äussersten Lithosphäre könnte den Forderungen entsprechen. Nach F. W. CLARKE und H. S. WASHINGTON berechnet sie sich zu

si	al	fm	c	alk	k	mg
240	31,5	32,5	24	12	0,63	0,47

entsprechend etwa

Kp+Ne	Cal	Cs	Fo+Fs+Fa	Q	k	π	mg	γ
18,8	15,3	1,8	12,6	51,5	0,63	0,45	0,47	0,13
34,1		14,4		51,5				

Zwei Teile Magma (Nr. 5) + ein Teil mittlere Sedimentzusammensetzung ergeben

$$L : M : Q = 35{,}4 : 36{,}8 : 27{,}8$$

Zwei Teile Magma (Nr. 6) + ein Teil mittlere Sedimentzusammensetzung liefern

$$L : M : Q = 38 : 31{,}5 : 30{,}5$$

π wäre angestiegen, γ gefallen; etwas weniger gut würde das ziemlich starke Ansteigen von k und das Fallen von mg mit den allgemeinen Tendenzen übereinstimmen. Da jedoch die benützten Zusammensetzungen nicht fixiert sind und Ausgleichswanderungen auch bei Einschmelzvorgängen auftreten müssen [20]), lässt sich feststellen, dass es an sich sehr wohl denkbar ist, dass aus alkalibasaltischen Magmen durch Einschmelzung sedimentärer Sialkruste (oder chemisch analoger Gesteine) gewöhnliche basaltische entstehen. Man darf diese Aussage nicht verwechseln mit den Hypothesen der Granitbildung durch Einschmelzen des Sial. Wenn solche Einschmelzungen in grösserem Masstabe stattfinden, müssen sie vom heissesten, basischen Magma ausgehen, das zunächst noch basaltisch bleibt, jedoch jetzt eine Zusammensetzung aufweist, die zur pazifischen Kristallisationsdifferentiation führt. Die Einschmelzung würde am Beginne der Aktivitätsperiode stehen und die Richtung des späteren, mit Abkühlung verbundenen Differentiationsverlaufes bestimmen. Intermediäre bis saure Magmen werden durch Sedimenteinschmelzung ja normalerweise basifiziert und so verändert, dass anormale Zusammensetzungen resultieren. Eine Ausnahme machen etwa syenitische und foyaitische Magmen, die durch teilweises Einschmelzen von Sandsteinen und Quarziten zu alkaligranitischen sich verändern können. Doch ist bei Bildung von Alkaliaugiten und -hornblenden auch eine normale Kristallisationsdifferentiation unter Mitwirkung leichtflüchtiger Bestandteile in diesem Sinne tätig.

---

[20]) Ausserdem wird eine selektive Einschmelzung erfolgen können und müssen.

Würden die ältesten bekannten Eruptivgesteine vorzugsweise syenitischen Charakter aufweisen und die pazifischen Provinzen mit Verstärkung der Erdkruste bedeutsamer werden, so wäre man geneigt, die Bildung gewöhnlicher basaltischer Magmen aus alkalibasaltischen durch Sedimenteinschmelzung als wichtigsten Vorgang zu bezeichnen. Das Zurücktreten von Differentiationen, die bis zu quarzreichen Endgliedern führen, innerhalb der Ozeangebiete, liesse sich damit in Zusammenhang bringen.

In Wirklichkeit ergibt uns die geologisch-geographische Untersuchung ein anderes Bild von der Verteilung der verschiedenen Provinzialtypen. Es ist bereits in dieser Zeitschrift 1922[21]), 1926[22]), 1927[23]) und 1933[24]) ausführlich dargestellt worden. Darnach folgt in Kontinentalgebieten am gegebenen Ort normalerweise auf einen Differentiationsverlauf im pazifischen Sinne unter veränderten tektonischen Verhältnissen ein Aufstieg atlantischer Magmenvergesellschaftungen. Es scheint somit das alkalibasaltische Magma ein jüngeres Produkt zu sein. Bereits ist erwähnt worden, wie es sich durch Diffusionsvorgänge aus dem gewöhnlichen basaltischen ableiten lässt, was bei Strömungs- und Diffusionsvorgängen von der Basis eines Orogens in Vor- und Rückländer von Bedeutung sein kann. 1935[25]) wurde weiterhin an Zahlenbeispielen dargetan, wie atlantische und mediterrane basaltische Magmentypen den Gegenpol einer pazifischen Kristallisationsdifferentiation von gewöhnlichem Basalt zu Granodiorit oder Granit darstellen. Das vereinigt gedachte Gesamtkristallat der genannten Differentiation hat stets alkalibasaltischen Charakter. Dass es wieder verflüssigt werden kann, zeigen Teilstadien, die zu Lamprophyren Veranlassung geben. Es sei vollständig auf die genannte Arbeit verwiesen, so dass wir uns damit begnügen können, in der neuen M-L-Q-Darstellung einige Ergebnisse zu wiederholen.

---

[21]) P. Niggli, Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. II (1922).

[22]) C. Burri, Chemismus und provinziale Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Diss. Zürich 1926.

[23]) C. Burri, Kritische Zusammenfassung unserer Kentnisse über die Differentiationstypen postmesozoischer Vulkangebiete. Schweiz. Min. Petr. Mitt. VII (1927).

[24]) P. Niggli und B. Lombard, Das Bushveld als petrographische Provinz. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XIII (1933).

[25]) P. Niggli, Bemerkungen zum geologisch-tektonischen Problem der magmatischen Differentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XV (1935).

	L	M	Q	k	π	mg	γ	Bemerkungen
Basalt (Mittelwert)	37,8	33,7	28,5	0,24	0,40	0,49	0,19	
Granit (Mittel)	39,2	7,2	53,6	0,44	0,00	0,37	0,17	
Rest: 1 Basalt gibt $^1/_4$ Granit	37,3	42,8	19,9	0,41	0,47	0,50	0,20	ähnlich Nephelinbasanite abgesehen von k
Basalt (Mittel)	37,8	33,7	28,5	0,24	0,40	0,49	0,19	
Tonalit	41,2	12,7	46,1	0,40	0,45	0,47	0,06	
Rest: 1 Basalt gibt $^1/_2$ Tonalit	35,2	52,8	12	0,09	0,35	0,48	0,22	ähnlich Nephelinbasalten und Olivinnepheliniten
Plateaubasalt (Mittel)	33	37,8	29,2	0,15	0,47	0,47	0,18	
Granit	42,6	6,0	51,4	0,40	0,13	0,32	0,05	
Rest: 1 Basalt gibt $^1/_6$ Granit	30,9	44,6	24,5	0,00	0,56	0,48	0,28	essexitbasaltisch

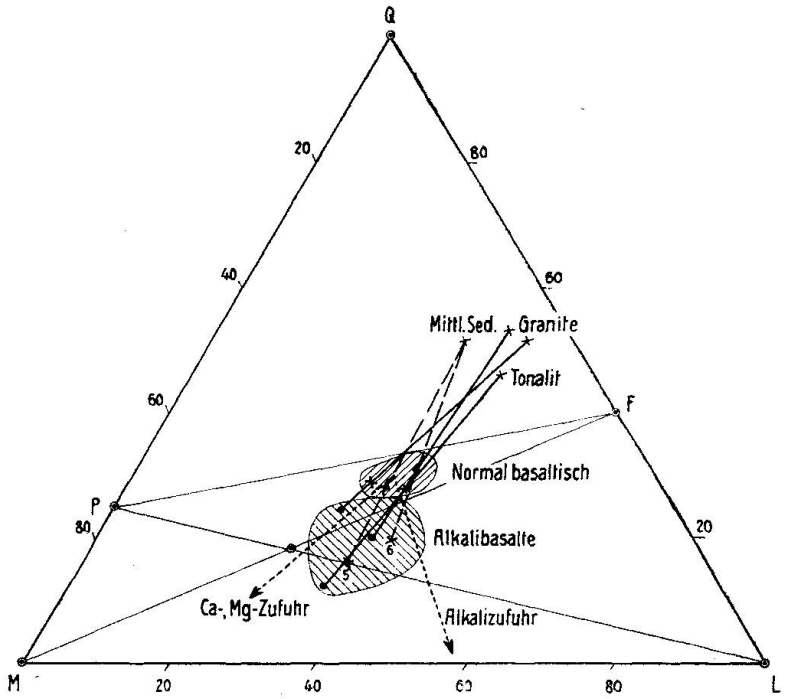

Fig. 21. Im M-L-Q-Dreieck wird der Einfluss von Einschmelzungen, von Stoffzufuhr und von Absaigerungen für normal- und für alkali-basaltische Magmen studiert. Von den drei auf einer Geraden liegenden Punkten stellt der ausgefüllte Kreis stets das resultierende Magma dar. Man liest so ab: normalbasaltische Magmen entstehen aus alkalibasaltisch 5 oder 6 + mittlere Sedimentzusammensetzung; alkalibasaltische entstehen als Gesamt-„Rückstände" bei der Differentiation von normalbasaltisch zu Granit oder Tonalit, ferner bei Ca-, Mg-Zufuhr oder Alkalizufuhr.

Diese Korrelation würde das gewöhnliche basaltische bis olivinbasaltische Magma zum „primären" stempeln, aus dem sich als wiederverflüssigter Rückstand einer pazifischen Differentiation echt alkalibasaltisches Magma entwickelt. Beziehungen dieser Art sind

unzweifelhaft in der Natur zu erkennen. Die Entstehung mediterraner Provinzen ist beispielsweise mehrfach so gedeutet worden, manchmal unter Mitberücksichtigung von Karbonateinschmelzungen (z. B. RITTMANN). Die Umkehrung wäre Graniteinschmelzung durch alkalibasaltische Magmen unter Bildung von normalbasaltischen Magmen. Dann erhebt sich jedoch die Frage nach der ersten so mächtigen Granitbildung. Im Dreieck MLQ lassen sich unter Berücksichtigung von k, π, mg und γ leicht alle diese und alle weiteren möglichen Beziehungen überblicken (Fig. 21). Der Petrograph muss sich der gesamten Mannigfaltigkeit bewusst sein. Nichts ist so gefährlich, wie einen Fall herauszugreifen und ihn unter Vernachlässigung aller übrigen Möglichkeiten als Beweis einer Hypothese anzusprechen, die sonst wenig plausibel erscheint.

Die Beobachtungen in der Natur und die Fülle der „erklärbaren" chemischen Beziehungen erhärten immer mehr die Bedeutung der komplexen gravitativen Kristallisationsdifferentiation für die Reihenentwicklung von basischen Magmen zu granitisch-rhyolithischen, trachytischen phonolithischen. Die verschiedenen Differentiationsverläufe ergeben sich zwanglos aus unserer Kenntnis der Konstitution der Magmen und der Kristallisationsvorgänge. In den Endstadien scheinen und müssen aus theoretischen Gründen die Einschmelzungen eine geringe, nur lokale Rolle spielen. Der Begriff Primärmagma ist schwierig zu definieren. Weit besser spricht man von Ausgangs- oder Stammagmen einer Differentiationsserie. Es ist jedoch ein grosser Fehler, die Komplexheit der Magmen nur im Gegensatz basisch-intermediär-sauer zu sehen. Bereits innerhalb der sogenannten basischen Magmen herrscht grosse Variation. Wie sie zustande kommen kann, ist hier an oft gegensätzlichen Beispielen erläutert worden. In manchen Fällen lässt sich erst auf Grund der Gesamterscheinungen und der geologisch-tektonischen Verhältnisse die eine Möglichkeit als die wahrscheinlichste herausgreifen, in anderen Fällen bleibt zur Zeit alles noch offen, da bis heute gerade diesen Zusammenhängen zu wenig Beachtung geschenkt wurde. Das im Prinzip durch komplexe Kristallisationsdifferentiation geklärte Problem der Bildung syenitisch-foyaitischer und granodioritisch-granitischer Magmen hat viel zu viele Kräfte beansprucht. Schuld an Fehldeutungen war oft die Hypothese von einem oder von sehr wenigen, genau bestimmten basaltischen Magmen, der Versuch der Zurückführung aller Erscheinungen auf einen einzigen Ausgangspunkt. Es hat aber zu gewissen Zeiten in einer geologischen Grosseinheit völlig flüssige, basische

Magmen verschiedenster Zusammensetzung gegeben, gleichgültig auf welche Art ihre genetischen Beziehungen gedeutet werden müssen. Einzelne dieser Magmen (z. B. tholeiitische) führen fast durchwegs zu pazifischen Vergesellschaftungen, andere stets zu atlantischen oder mediterranen, während offenbar in einem Zwischenbereich geringe Änderungen der Bedingungen die Differentiationstendenz grundlegend zu verschieben vermögen. Daher sind heute zu den zwei Hauptproblemen der Magmenlehre die folgenden geworden:

1. Aufklärung der Art der Beziehungen zwischen den verschiedenen basischen Magmentypen;
2. Erkennen der Faktoren, die in einem mittleren Basalttypus den weiteren Differentiationsverlauf bestimmen.

Überwinden muss man die engen Vorstellungen von der Allmacht einer einfachen mechanischen gravitativen Kristallisationsdifferentiation, der Allmacht der Ein- und Umschmelzungsvorgänge und der Allmacht der Transfusionstheorie. Die Natur lässt sich nicht vergewaltigen, nur die sorgfältigsten Untersuchungen können über das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren Auskunft geben, und in unserem Falle nur dann, wenn physikalisch-chemische, mineralogisch-petrographische und geologisch-tektonische Untersuchungen gleichmässig und sich gegenseitig kontrollierend zur Urteilsbildung herangezogen werden.

Mineralogisch-petrographisches Institut der E. T. H.
Eingegangen: November 1938.