

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 28 (1948)
Heft: 1: Festschrift P. Niggli zu seinem 60. Geburtstag den 26. Juni 1948
Artikel: Zur geochemischen Entwicklung der prägeologischen Lithosphäre
Autor: Rittmann, A.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-23018>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.02.2025

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

Zur geochemischen Entwicklung der prägeologischen Lithosphäre

Von *A. Rittmann*, Neapel

Unter den kosmogonischen Hypothesen werden nur diejenigen den geochemischen und meteorochemischen Tatsachen gerecht, welche eine Herkunft der Erde aus sehr heisser, gasförmiger Solar-materie voraussetzen. Die prägeologische Entwicklungsgeschichte ist demnach eine Abfolge von durch Entgasung und Abkühlung verursachten, sehr komplizierten Differentiationsvorgängen. Auf Grund unserer heutigen Kenntnisse des Zustandes und der Zusammensetzung der Sonne, des Chemismus der Meteoriten und der geophysikalischen und geochemischen Tatsachen können wir uns mit Hilfe der physikalisch-chemischen Gesetze ein Bild von der prägeologischen Entwicklung machen und darin sechs Epochen unterscheiden, deren jede durch das Vorherrschen eines bestimmten physikalisch-chemischen Vorgangs gekennzeichnet ist¹⁾.

1. Epoche der gravitativen Gasdifferentiation

Diese erste Epoche ist durch den Verlust von leichten und leicht ionisierbaren Elementen an den Weltraum charakterisiert. Die quantitative Untersuchung dieser Vorgänge zeigt, dass die mittlere chemische Zusammensetzung eines Planeten eine Funktion seines Gravitationspotentials ist. Insbesondere ergibt sich, dass die Erde wesentlich reicher an Alkalien sein muss, als die Meteoriten²⁾. Infolge der Abkühlung und der Verluste an leichten Gasen setzen heftige Konvektionsströmungen ein, die jedoch bald nicht mehr den Erd-

¹⁾ A. RITTMANN, Die praegeologische Pneumatosphäre und ihre Bedeutung für die geologischen Probleme der Gegenwart. *Experientia* III/8 (1947).

²⁾ A. RITTMANN, Über die Entstehung und Entwicklung der Erde und der Meteoriten (in Vorbereitung).

kern erfassen, der aus bis heute unveränderter, nur teilweise an Wasserstoff verarmter Solarmaterie besteht³⁾.

2. Epoche der Kondensation der schwerflüchtigen Bestandteile

Die Kondensate sanken im Schwerefeld ab, wurden in der heissen Tiefe wieder verflüchtigt und begannen so einen Kreislauf. Die fortschreitende Abkühlung führte aber bald zur Bildung einer zusammenhängenden Magmaschale, die das gasförmige Erdinnere umspannte. Die Berechnung der relativen Verluste der Solarmaterie erlaubt die Feststellung, dass das so entstandene Magma etwa die Zusammensetzung eines Olivinbasaltes haben musste. Sicherer erscheint mir jedoch der Schluss, den wir aus der Natur des heutigen subkrustalen Magmas ziehen können. Verschiedene Überlegungen haben mich überzeugt, dass die Basalte Hawaiis und unter diesen wohl am ehesten die olivinreichen Subbasalte⁴⁾ als Vertreter des undifferenzierten subkrustalen Magmas gelten dürften⁵⁾. Darf nun angenommen werden, dass das prägeologische Magma dieselbe Zusammensetzung aufwies?

In der noch von keiner Kruste bedeckten Magmaschale konnten wegen der heftigen Entgasung und Konvektionsströmung ausser einer Entgasungsdifferentiation keine anderen Differentiationen auftreten. Auch noch während der Krustenbildung war dies nicht möglich. Wohl nahm mit wachsendem Druck die Viskosität zu und verlangsamte die Konvektion, gleichzeitig verhinderte sie aber auch das Absinken der ausgeschiedenen Kristalle in der zur Verfügung stehenden Zeit praktisch vollständig. Ich glaube daher, dass das prägeologische Magma in erster Annäherung dem heutigen subbasaltischen Magma Hawaiis gleichgesetzt werden darf.

Die Kondensationsdifferentiation trennte die Solarmaterie in der zweiten Epoche in die schmelzflüssige Magmaschale und die gasförmige Pneumatosphäre. Die stofflichen Veränderungen dieser

³⁾ W. KUHN und A. RITTMANN, Über den Zustand des Erdinnern und seine Entstehung aus einem homogenen Urzustand. Geol. Rundsch. **32** (1941), 215. — W. KUHN, Stoffliche Homogenität des Erdinnern. Naturw. **30** (1942), 689. — W. KUHN, Zur Diskussion über die Homogenität des Erdinnern. *Experientia* II/10 (1946).

⁴⁾ C. BURRI und P. NIGGLI, Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. **1**, 207 ff. Zürich (1945).

⁵⁾ A. RITTMANN, Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart (1936). — Ders., *Vulcani, attività e genesi*. Napoli (1944).

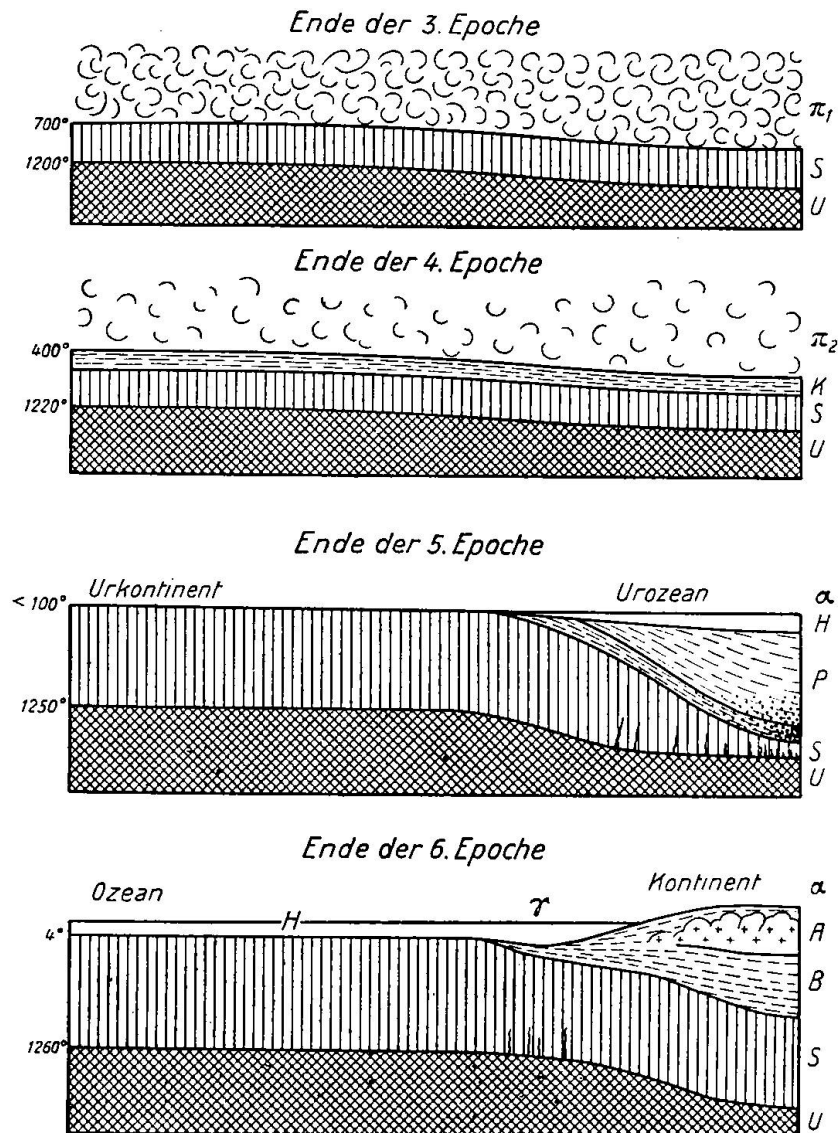


Fig. 1. Schema der prägeologischen Entwicklung der Lithosphäre

- U = undifferenziertes olivinbasaltisches Magma.
 S = simatische Erstarrungskruste (chemisch = U).
 π_1 = Pneumatosphäre (superkritische pegmatitische Lösung).
 π_2 = Pneumatosphäre (pneumatolytische Lösung).
 K = pneumatogene Oberkruste (mit Vulkaniten vermengt).
 P = protosialische Sedimente (unten Bildung von anatektischen sialischen Magmen).
 A = granitisches Sial-A.
 B = melaquarzdioritisches Sial-B.
 H = Hydrosphäre.
 α = Atmosphäre.
 γ = beginnende Geosynklinalbildung.

Gashülle während der zweiten Epoche sind für die vorliegende Untersuchung ohne Belang.

3. Epoche der Bildung der Erstarrungskruste

Der ersten Erstarrungskruste muss nach dem Gesagten die gleiche chemische Zusammensetzung zugeschrieben werden, wie dem subkrustalen Magma. Sobald jedoch die Kruste dick genug geworden war, um lokale Magmaherde zu beherbergen, die längere Zeit in Ruhe verharrten, musste in diesen komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation auftreten⁶⁾, da unter dem geringen Druck auch die Viskosität sank und da die Abkühlung eine raschere Kristallisation und Gasanreicherung in der Restschmelze verursachte, wodurch die Viskosität weiter verringert wurde. Die Produkte dieser Vorgänge mussten den Differentiaten des hawaiianischen Magmas sehr ähnlich sein. Der Pauschalchemismus der Kruste erleidet durch diese Differentiationen natürlich keine Veränderung.

Am Ende der dritten Epoche musste die Erstarrungskruste eine Dicke von etwa 10 km erreicht haben⁷⁾. Auf ihr lastete die Pneumatosphäre, die annähernd alles Wasser der heutigen Hydrosphäre und den grössten Teil des heute in der Lithosphäre gebundenen und imbibierten Wassers enthielt, sowie alle Stoffe, die oberhalb 650 °C gasförmig sind oder vom überhitzten Wasserdampf in Lösung gehalten werden können. Der Belastungsdruck der Pneumatosphäre musste also über 400 atm betragen. Zu jener Zeit waren Zusammensetzung, Druck und Temperatur der Hauptmasse der Pneumatosphäre die einer superkritischen pegmatitisch-pneumatolytischen Lösung, deren Lösungsinhalt etwa aplitgranitischen Chemismus aufwies⁸⁾.

Infolge des hohen Gasdrucks musste das Magma gasreich sein. Trotzdem konnten die Vulkanausbrüche kaum explosiv erfolgen, und

⁶⁾ P. NIGGLI, Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 18 (1938), 610.

⁷⁾ Die Dickenberechnung wurde auf Grund der früher veröffentlichten Gleichungen ausgeführt. A. RITTMANN, Le temperature nella crosta terrestre e l'orogenesi. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., s. 4, 13 (1945).

⁸⁾ Die Pneumatosphäre enthielt überdies die Hauptmasse der pneumatophilen (gastransportfähigen) Elemente, die als Erze in die Oberkruste eingingen und von da ins Sial gelangten. Die praegeologischen geochemischen Wanderungen dieser Elemente erklären das Entstehen von Erzprovinzen und das Gebundensein der meisten Erze an sialische Derivate. Es ergeben sich sehr interessante Folgerungen über die Entstehung der Erzlagerstätten, auf die hier einzugehen der Raum mangelt.

auch von eigentlichen Effusionen konnte nicht die Rede sein. Am ehesten kann man wohl von Lagergangintrusionen längs der Diskontinuität zwischen Pneumatosphäre und Kruste sprechen. Unter diesen Bedingungen konnte das Magma auch nicht zu Olivinbasalt erstarren, sondern — in Anbetracht des hohen Wasserdampfdrucks — vermutlich zu einer Art Hornblendit.

4. Epoche der Bildung der pneumatogenen Oberkruste

Die fortschreitende Abkühlung verursachte die sublimative Abscheidung der schwerflüchtigen Bestandteile, an denen die Pneumatosphäre zwischen etwa 650⁰ und 400⁰ übersättigt wurde. Gleichzeitig nahm aber auch die vulkanische Tätigkeit ihren Fortgang. Über der älteren Erstarrungskruste bildete sich daher eine Oberkruste, die aus einem Gemenge von vulkanischen Förderprodukten und den Absätzen der Pneumatosphäre bestand. Diesen darf man wohl etwa die Zusammensetzung der gewöhnlichen Pegmatite zuschreiben. Der mittlere Chemismus der Vulkanite kann jedoch nicht demjenigen des subkrustalen Magmas entsprochen haben, da sicher ein grosser Teil der Förderprodukte aus intrakrustalen Herden stammte und leichtere Differentiate des Stammagmas darstellte, deren femische Korrelate in der tieferen Kruste stecken blieben.

5. Epoche der Kondensation des Wassers

Als die Temperatur unter 400⁰ sank, begann sich bei dem hohen Druck das Wasser zu kondensieren. Seine zersetzende und erosive Tätigkeit muss überaus stark gewesen sein, da auch sein Kreislauf unter den herrschenden Bedingungen sehr beschleunigt wurde. Es sammelte sich in den durch subkrustale Strömungen verursachten Senken und bildete die Urozeane. Die Oberkruste wurde von den Urkontinenten abgetragen und ihre Verwitterungsprodukte in den Urozeanbecken sedimentiert, die unter dem Belastungsdruck weiter absanken. Auf diese Weise bildeten sich bedeutende protosialische Massen in räumlich beschränkten Gebieten⁹⁾. Besonders im späteren Stadium der Sedimentation steigerte sich der Vulkanismus. In abyssalen Gängen und anderen Herden fand Differentiation statt, deren leichtere Produkte sich in den oberen Teilen des Protosials

⁹⁾ Auf eine Diskussion der geophysikalischen Vorgänge kann hier nicht eingetreten werden.

ein- und auflagerten, während die schwereren im unteren Protosial stecken blieben.

6. Epoche der Bildung der Kontinente und Ozeane

Gleichzeitig fand Durchgasung und Erwärmung des unteren Protosials statt, die bald zur Bildung von selektiven anatektischen Schmelzen führte, die das Hangende injizierten und metamorphosierten. Anschliessend fanden Intrusionen von zusammenhängenden Massen statt, die zu granitischen Diapiren erstarrten. Im Protosial entwickelte sich also eine metamorphische Differentiation, die es in eine an Graniten reiche Oberschicht (Sial-A) und eine an granitischem Material verarmte Unterschicht (Sial-B) aufspaltete. Die Grenze der beiden Schichten dürfte etwa mit der 700⁰ Geoisotherme zusammenfallen.

Durch diese Vorgänge wurde das isostatische Gleichgewicht gestört. Zur Wiederherstellung desselben wurden die sialischen Schollen gehoben und die simatischen Urkontinente versenkt. Mit dieser Inversion der Kontinente und Ozeane fand die prägeologische Geschichte unseres Planeten ihren Abschluss. Von da ab waren den heutigen ähnliche Bedingungen geschaffen, die notwendigerweise zur Ausbildung von Geosynklinalen und Orogenesen mit den bekannten Begleiterscheinungen führen mussten¹⁰⁾.

Versuch einer Berechnung der prägeologischen Chemismen

Die kurze Beschreibung der prägeologischen Entwicklung hat uns mit einigen der wichtigsten Beziehungen bekannt gemacht, die in folgenden Gleichungen Ausdruck finden:

Die Oberkruste (K) besteht aus den pegmatitischen Absätzen der Pneumatosphäre (π) und aus Vulkaniten (V). Nehmen wir versuchsweise an, dass $\pi:V = 3:1$ sei, dann gilt

$$K = 0,75 \pi + 0,25 V$$

Das obere Protosial bestehe aus:

$$P_o = 0,8 K + 0,2 V$$

das untere aus:

$$P_u = 0,8 K + 0,2 M$$

¹⁰⁾ A. RITTMANN, Zur Thermodynamik der Orogenese. Geol. Rundsch. 33 (1942), 485.

wobei wir mit (M) die basischen Korrelate der Vulkanite bezeichnen. Eine leichte Überschlagsrechnung zeigt, dass das Urmagma (U), dem wir die Zusammensetzung der Subbasalte Hawaiis zuerkennen, 0,45 V zu liefern vermag, wenn wir diesen einen Chemismus zuschreiben, der einer Mischung von 0,8 gewöhnlichen Basalten, 0,15 Andesitbasalten und 0,05 Trachyten (alle von Hawaii) entspricht. Danach wird $V:M = 0,45:0,55$ und $P_o:P_u = 3:4$, wobei implicite angenommen wird, dass ein kleiner Teil von M in der liegenden Erstarrungskruste stecken bleibt (0,036 M). Diese hatte bereits während der Bildung der Oberkruste eine Zufuhr von M erlitten, die wir berechnen können, wenn wir annehmen, dass die Oberkruste 3 km dick sei. Die 10 km dicke Unterkruste verändert danach ihren Chemismus nach der Gleichung:

$$S = 0,935 U + 0,065 M$$

Unter den Kontinenten wäre der Zuwachs etwas grösser, die Simakruste also basischer als unter den Ozeanen. Da sie aber während der sechsten Epoche unter dem Protosial fast gänzlich eingeschmolzen wird, können wir auf diese Rechnung verzichten.

Aus seismischen Daten wissen wir, dass das Sial-A im Mittel etwa 20 km dick ist, das Sial-B etwa 25 km. Unter Berücksichtigung des spezifischen Gewichts gibt das die Proportion: $A:B = 3:4$. Bezeichnen wir die diapirischen Granite mit (D), so ergibt sich unter der Annahme, dass das Sial-A zu $\frac{2}{3}$ aus D bestehe:

$$\begin{aligned} A &= 0,667 D + 0,333 P_o \\ B &= 1 P_u + 0,5 P_o - 0,5 D \end{aligned}$$

Damit sind alle wichtigen Beziehungen formuliert, und wenn wir noch ausser für U und V den Chemismus von π und D annehmen, ergeben die Rechnungen alle übrigen Werte¹¹⁾. Wir setzen für π den Chemismus des aplitgranitischen Magmatyps¹²⁾ und für D das Mittel der finnischen diapirischen Granite ein¹³⁾ und erhalten die in den folgenden Tabellen angeführten Daten. Zur besseren Über-

¹¹⁾ Eigentlich müssten die dem Protosial durch magmatische Gase zugeführten Stoffe (vor allem Na) und die in der Hydrosphäre in Lösung gehenden Stoffe (vor allem Na) berücksichtigt werden. Da sich jedoch diese Stoffwanderungen in bezug auf die Lithosphäre weitgehend kompensieren, konnten sie in unserer rohen Überschlagsrechnung übergangen werden.

¹²⁾ P. NIGGLI, Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16 (1936), 335.

¹³⁾ P. NIGGLI, Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitischen Magmen und die Anatexis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26 (1946), 44.

sicht sei vorher eine Liste der prägeologischen Einheiten gegeben, in der Angaben über den wahrscheinlichen Mineralbestand gemacht werden, wie er sich auf Grund der Basismoleküle NIGGLI berechnen lässt¹⁴⁾.

Undifferenziertes prägeologisches Magma U

Vulkanitfazies: Olivinreicher Subbasalt (29 Andesinlabrador, 37 pigeonitischer Augit, 32 Olivin, 2 Magnetit). Subvulkanitfazies: Mela-Olivin-Gabbrodiorit (29 Andesinlabrador, 23 diopsidischer Augit, 14 Hypersthen, 32 Olivin, 2 Magnetit). Plutonitfazies: (H₂O-reiches Magma) Hornblendit (fast 100 Hornblende).

Mafitisches Differentiat M des Magmas U

Subvulkanitfazies: Bytownitführender Websterit (54 Olivin, 29 diopsidischer Augit, 12 Bytownit, 5 Magnetit).

Mittel der leichten Differentiate V des Magmas U

Vulkanitfazies: Pigeonit-Trachybasalt (8 Sanidin, 45 Andesin, 43 pigeonitischer Augit, 2 Olivin, 2 Magnetit). Subvulkanitfazies: Augit-Hypersthen-Trachybasalt (8 Sanidin, 45 Andesin, 20 diopsidischer Augit, 23 Hypersthen, 2 Olivin, 2 Magnetit). Plutonitfazies: Hornblende-Meladiorit (63 gemeine Hornblende, 32 Andesin, 5 Quarz).

Leichteste Differentiate T des Magmas U

Vulkanitfazies: Alkalitrachyt (89 Anorthoklas, 3 Nephelin, 7 Aegirin, 1 Magnetit).

Simatische Unterkruste S (am Ende der 4. Epoche)

Plutonitfazies: Hornblendit (etwas femischer als U) ± etwas Olivin.

Sublimative Absätze der Pneumatosphäre II

Granitpegmatit (33 Quarz, 44 Orthoklas, 19 Oligoklas, 4 Biotit).

Oberkruste K (gemischt pneumatogen und magmatisch)

Yosemititgranit (26 Quarz, 26 Orthoklas, 33 Oligoklasandesin, 10 Biotit, 4 hedenbergitischer Augit, 1 Magnetit).

Oberes Protosial P₀

Granodiorit (21 Quarz, 21 Orthoklas, 37 Andesin, 7 Biotit, 13 hedenbergitischer Augit, 1 Magnetit).

Unteres Protosial P_u

Quarzmonzonit (17 Quarz, 21 Orthoklas, 29 Andesin, 8 Biotit, 23 Augit, 2 Magnetit).

¹⁴⁾ P. NIGGLI, Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16 (1936), 295. — S. a. BURRI und NIGGLI, loc. cit.

Diapirische palingene Granite D

Granit (30 Quarz, 44 Orthoklas, 20 Andesin, 4 Biotit, 1 Muskowit, 1 Magnetit).

Tabelle 1
Molekularwerte und entsprechende Magmatypen nach NIGGLI

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	Magmatyp
U	84	10	69 ^{1/2}	17	3 ^{1/2}	·19	·73	-30	hornblenditisch
M	63	4	81 ^{1/2}	13 ^{1/2}	1	·11	·79	-41	websteritisch-peridotitisch
V	124	20 ^{1/2}	46	24 ^{1/2}	9	·20	·52	-12	normalgabbrodioritisch
T	244	42	15 ^{1/2}	3 ^{1/2}	39	·42	·15	-12	kalinordmarkitisch
S	82	9 ^{1/2}	70	17	3 ^{1/2}	·18	·73	-32	hornblenditisch
II	460	47	8	5	40	·45	·25	179	aplitgranitisch
K	306	35	25 ^{1/2}	14	25 ^{1/2}	·41	·48	104	adamellitisch
P _o	248	30	32	17 ^{1/2}	20 ^{1/2}	·38	·50	66	opdalitisch
P _u	206	22 ^{1/2}	48 ^{1/2}	13 ^{1/2}	15 ^{1/2}	·40	·69	44	~ si-lamprosyenitisch
D	380	43	15 ^{1/2}	8 ^{1/2}	33	·54	·30	118	engadinitgranitisch
B	174	19 ^{1/2}	51 ^{1/2}	16 ^{1/2}	12 ^{1/2}	·29	·68	24	~ melagabbrodioritisch
A	326	37 ^{1/2}	22 ^{1/2}	12	28	·49	·42	114	adamellitisch
G	334	38 ^{1/2}	22	11 ^{1/2}	28	·48	·27	122	adamellitisch

Tabelle 2. Basiswerte nach NIGGLI

	Q	L	M	π	k	γ	mg
U	18,6	20,6	60,8	·46	·19	·14	·73
M	9,0	9,2	81,8	·63	·11	·11	·79
V	30,2	34,8	35,0	·39	·20	·22	·52
T	37,0	57,2	5,8	·03	·42	·07	·15
S	17,9	19,9	62,2	·46	·18	·13	·73
II	58,3	40,3 *)	1,4	·07	·45	·00	·25
K	51,3	38,9	9,8	·15	·41	·16	·48
P _o	47,0	38,1	14,9	·20	·38	·19	·50
P _u	42,8	33,0	24,2	·18	·40	·12	·69
D	55,2	41,0 *)	3,8	·13	·54	·00	·30
B	38,7	31,5	29,8	·22	·29	·15	·68
A	52,4	40,0	7,6	·15	·49	·09	·42
G	53,2	40,1	6,7	·16	·48	·03	·27

*) Bei der Berechnung der Basismoleküle bildet sich bei II und D wegen des Tonerdeüberschusses Sp, das hier ausnahmsweise mit Cal vereinigt wurde, um die graphische Addierbarkeit in den beiden dargestellten Konzentrationsdreiecken zu wahren. Sp beträgt bei II 0,9 und bei D 0,7.

Unteres Sial B

Wasserreich: Mela-Quarzdiorit (19 Quarz, 27 Oligoklas, 41 Hornblende, 13 Biotit). Wasserarm: Quarzführender Syenonorit (= Monzonorit) (9 Quarz, 17 Orthoklas, 36 Andesin, 21 Bronzit, 12 diopsidischer Augit, 5 Magnetit).

Oberes Sial A

Yosemititgranit (27 Quarz, 38 Orthoklas, 24 Andesin, 6 Hornblende, 3 Biotit, 2 Magnetit).

Mittel der präkambrischen Granite Schwedens G (zum Vergleich)

Yosemititgranit (28 Quarz, 38 Orthoklas, 26 Andesin, 2 Hornblende, 4 Biotit, 2 Magnetit).

In Figur 2 sind die Projektionen im QLM-Dreieck und in Figur 3 diejenigen im Kp-Ne-Cal(+Sp)-Dreieck dargestellt. Die Kurve M-S-U-V-T gibt den mittleren Differentiationsverlauf des simatischen Urmagmas an, während sich alle übrigen Punkte auf sialische Einheiten beziehen. Die gestrichelten Geraden stellen die additiven Vorgänge dar, die zur Bildung der Oberkruste (K) aus pneumatogenen Pegmatiten (π) und simatischen Vulkaniten (V) und der des Protosials (P) aus K und V oder K und M führen. Die Pfeile geben die Aufspaltung des Protosials in Sial-A und Sial-B durch metamorphische Differentiation an. Man sieht, dass das errechnete Sial-A dem Mittel der präkambrischen Granite (G) Schwedens (nach HOLMQUIST) sehr gut entspricht, womit gezeigt ist, dass eine prägeologische Entwicklung, wie ich sie dargestellt habe, tatsächlich zur Bildung von Sial-A führen kann.

Natürlich können die Annahmen der Pauschalchemismen von U, V, π und D sowie die Proportionalitätsfaktoren auch etwas anders gewählt werden. Ihrer Variabilität sind aber enge Grenzen gesetzt, wenn man nicht in Widerspruch mit petrographischen, geophysikalischen oder physikalisch-chemischen Tatsachen und Gesetzmässigkeiten geraten will. Die angenommenen Daten stellen rohe Mittelwerte dar, die sich auf eine grosse Zahl analoger Berechnungen mit innerhalb vernünftiger Grenzen variierten Annahmen stützen. Alle diese Berechnungen ergeben in den Grundzügen dasselbe Bild. Insbesondere fallen alle sialischen Werte (P, A, B usw.) im QLM-Dreieck immer weit oberhalb der Si-Sättigungsgeraden, während die simatischen Differentiationsprodukte im allgemeinen unterhalb oder zum mindesten sehr nahe an dieser Geraden liegen. Wir können

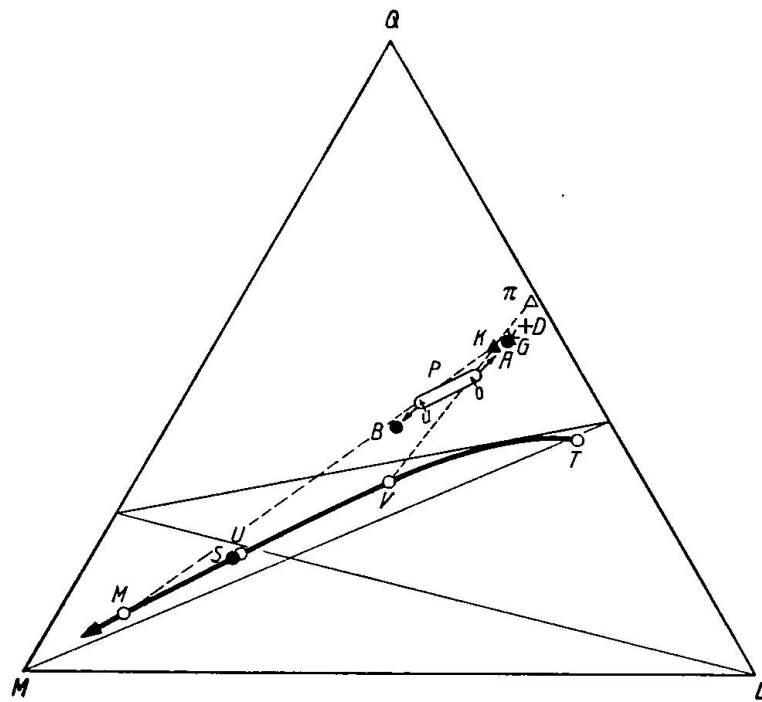


Fig. 2. Darstellung der prägeologischen Chemismen im QLM-Dreieck

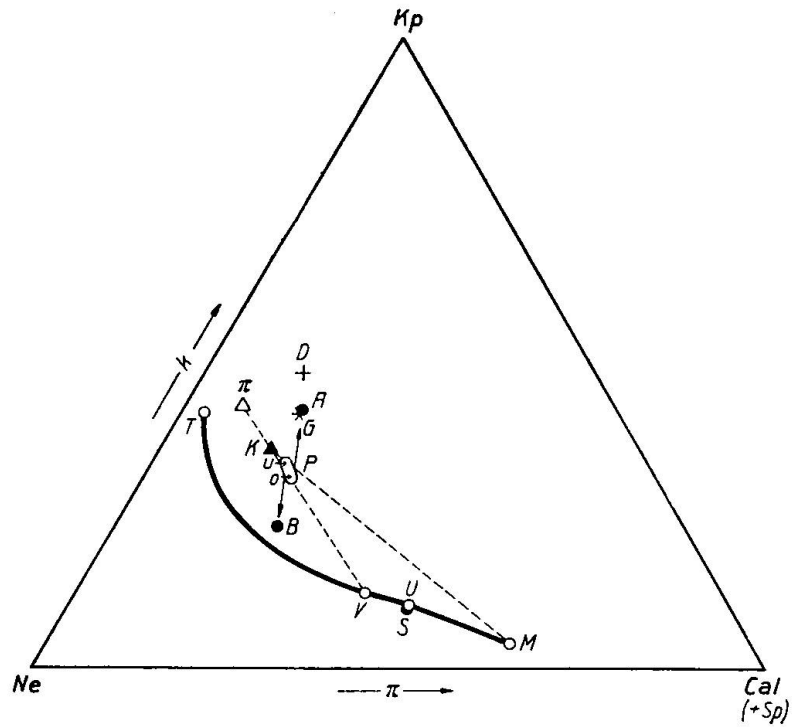


Fig. 3

Darstellung der prägeologischen Chemismen im KpNeCal (+Sp)-Dreieck

demnach ein vom simatischen getrenntes sialisches Feld unterscheiden. In jenem finden wir das Urmagma und alle seine reinen Differentiationsprodukte, in diesem das Sial und dessen palingene Produkte, die aus anatektischen Magmen erstarrten.

Prinzipiell muss ich also zwei Magmaquellen annehmen, die durch die prägeologische Entwicklung geschaffen wurden: das ererbte, primäre simatische Magma und das jeweils neu gebildete, sekundäre sialische Magma. Die Anatexis in grossem Ausmass ist an die Orogenesen gebunden. Während derselben kommt es natürlich auch zu Vermischungen der beiden Magmen (hybride Magmen) oder zu erheblichen Assimilationen (syntektische Magmen), durch die das primäre Magma oder daraus entstandene differenzierte Magmen ihren Chemismus so ändern, dass sich stark pazifische und in Spezialfällen mediterrane Differentiationstendenzen einstellen, die dem primären Magma fremd sind.

Die dargestellte prägeologische Entwicklung führt also zu Bedingungen, die die Hauptlinien des Schemas der Petrogenese ohne weiteres verstehen lassen¹⁵⁾. Ich muss jedoch betonen, dass ich trotz der Feststellung einer anatekten sialischen Magmaquelle keineswegs an x-beliebige Wiedereinschmelzungen denke, deren Annahme zu den wildesten Hypothesen Anlass gäbe. Auf Grund physikalisch-chemischer Überlegungen ergibt sich vielmehr, dass das Anatekt in der Regel etwa aplitgranitischen bis granitischen Magmen entsprechen muss. Ausnahmen gibt es wohl, sie sind aber sicher von sehr untergeordneter Bedeutung, wie z. B. die Bildung von lamprophyrischen Palingeniten. Auf jeden Fall glaube ich, dass bei der Schaffung der Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine die in intrakrustalen Herden stattfindende komplexe gravitative Kristallisations-differentiation eine hervorragende Rolle spielt und dass ausser der primären, palingenen, hybriden oder syntektischen Natur des Magmas auch die physikalischen Bedingungen sowie die Grösse und Art des Gasgehalts den Verlauf der Differentiationsbahnen bedingen, wie dies von NIGGLI immer wieder mit Recht betont wurde.

Andererseits müssen wir aber auch der metamorphischen Differentiation die gebührende Aufmerksamkeit schenken. Unter gewissen Bedingungen kann sie zur Bildung von Gesteinstypen führen, die nur zu leicht mit Magmatiten verwechselt werden können und sicher auch häufig verwechselt wurden (z. B. gewisse Diorite, Meladiorite, Mafitite). Sicher ist die Petrogenese sehr viel komplizierter, als

¹⁵⁾ A. RITTMANN, *Vulcani, attività e genesi*. Tafel V. Napoli (1944).

zumeist angenommen wird, und es wird noch lange dauern, bis wir auf Grund sorgfältiger Untersuchungen wirklich klar sehen werden. Unsere heutige Unsicherheit kommt im Widerstreit der Hypothesen zum Ausdruck. Viele derselben stützen sich auf einwandfreie Beobachtungen und enthalten gewiss eine Teilwahrheit. Unrichtig ist nur ihre Verallgemeinerung. Wenn ich daher im Streit der Meinungen eine eklektische Stellung bezogen habe, so ist dies nicht auf schwächliche Unentschiedenheit, sondern auf überzeugte Einsicht zurückzuführen. Wenn es uns glücken wird, jede Hypothese auf das ihr zukommende Gebiet zu beschränken, so wird unsere Erkenntnis einen grossen Fortschritt verzeichnen können.

Eingegangen: 19. September 1947.