

ÜBER DIE
STOFFLICHE INHOMOGENITÄT DES
MAGMA IM ERDINNERN.

EIN BEITRAG ZUR KLASSIFIKATION DER GESTEINE.

VON

RUDOLF SOKOL.

MIT 2 ABBILDUNGEN.

VORGELEGT AM 5. MAI 1916.

PRAGUE.

PUBLIÉ PAR L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'EMPEREUR
FRANÇOIS JOSEPH.

1917.

Über die stoffliche Inhomogenität des Magma im Erdinnern.

Ein Beitrag zur Klassifikation der Gesteine.

Von R. SOKOL.

(Mit 2 Abbildungen.)

Vorgelegt am 5. Mai 1917.

Die Verschiedenheiten in der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine erklärt man gewöhnlich durch Spaltung eines einheitlichen Stammagma in chemisch differente Teilmagmen. Als Ursachen der Magmadifferenzierung nimmt man hauptsächlich folgende an: eine durch Diffusion und Abkühlung bewirkte Anreicherung von femischen (an *Fe*, *Mg* und *Ca* reichen) Silikaten an den Grenzflächen, Assimilation des Nebengesteins, Sonderung nach dem spezifischen Gewichte, Liquefaction oder Saigerung (gemischte Teilmagmen erstarren nämlich stets bei einer Temperatur, die niedriger ist als der Schmelzpunkt jedes einzelnen Teilmagma, keineswegs aber zugleich in der ganzen Menge, ausgenommen, daß das Gesamt magma in einem bestimmten „eutektischen“ Mischungsverhältnis darliegt; das überschüssige Magma kristallisiert früher aus).

Für die Wahrscheinlichkeit dieser Homogenitätshypothese werden angeführt: Die basischen und sauern Schlieren in Gesteinen (Graniten, Dioriten, Syeniten), basische Randpartien von Granitmassiven, Salbänder der gemischten Gänge, verschiedene Gangfolge bei den drei Hauptreihen der Gesteine, verschiedene Produkte eines und desselben Eruptivherdes, die Möglichkeit durch künstliches Schmelzen aus einer und derselben Materie verschiedene Produkte zu erzielen. Rosenbusch¹⁾ meint endlich, daß aus der Tatsache, in der Gewichtseinheit jedes wasserfrei gedachten Tiefengesteins sei die gleiche Anzahl von 184

¹⁾ Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. III. Aufl. 1910. S. 234.
Bulletin international. XXI.

Metallatomen vorhanden, die Notwendigkeit einer einzigen Stammaterie folgen müsse.

Einer Kritik hat die Gründe der Homogenitätshypothese besonders *Bergeat*¹⁾ unterworfen. Er nimmt gegen die Hypothese *Stübel's* (von den peripherisch getrennten, mit verschieden differenzierten Teilmagmen gefüllten Herden) eine zusammenhängende irdische Magmazone von wechselnder stofflichen Ungleichartigkeit an.

Ich möchte zuerst auf die Unhaltbarkeit der *Rosenbusch'schen* Folgerung eingehen. *Rosenbusch*²⁾ führt eine große Anzahl (52) Analysen von Gesteinen der foyaitisch-thermalitischen, granito-dioritischen und gabbroperidotitischen Magmen an, dividiert die reduzierte Analyse durch 1% des Molekulargewichtes und erhält durch Summation der gewonnenen Molekularquotienten deren Gesamtzahl („Zahl“), die sich zwischen 140 (N. 11 der foyaitisch-thermalitischen Magmen) und 204 (N. 26 der gabbroperidotitischen Magmen) bewegt. Aus den Molekularquotienten folgen gleich große ev. verdoppelte (bei Molekülen mit verdoppelten Metallatomen) Metallatomquotienten, deren Gesamtzahl („Metallatomzahl“) zwischen 175 und 204 (N. 18 und 26 der gabbroperidotitischen Magmen) liegt. Zur Orientierung sei noch bemerkt, daß *Rosenbusch* an betreffender Stelle seines Werkes weder die Analysen noch Molekularquotienten und Metallatomquotienten, sondern nur Prozente der beiden letzteren Werte, dann die „Zahlen“ und „Metallatomzahlen“, wohl auch ihre aus 242 Analysen gewonnenen Durchschnitte 152.5 resp. 184.0 anführt (l. c. S. 232). Die Tatsache, daß es von der ersten Zahl nur wenig Abweichungen gibt, findet er wichtig und belangreich.

Rosenbusch gibt selbst zu (S. 233), daß die „Zahl“ 166 des reinen Quarzgesteins (berechnet in der oben angeführten Weise als 100 C.C.) niemals stark verschleiert werden kann, da die Molekulargewichte der übrigen sieben Bestandteile teils unter teils über dem der Kieselsäure liegen und die Kieselsäure immer den Hauptbestandteil bildet. Die Erklärung betrachtet er aber nicht für genügend, vielmehr hält er an der Konstanz der Molekularzahl fest und sagt, daß sie einer der Faktoren sei, welche die Konstitution der Eruptivgesteine bedingen. Er führt theoretische Beispiele von Gesteinen an und zwar von einem mit dem Durchschnittsmolekulargewichte der acht Hauptoxyde („Zahl“ 124) — welche also im Gewichtsverhältnis ihrer Molekulargewichte vorhanden sind — und von anderen mit acht Hauptoxyden in gleicher Gewichtsmenge („Zahl“ 145). Er sieht in der Zahl 166 die obere, in der

¹⁾ *Bergeat* Betrachtungen über die Inhomogenität des Magma im Erdinnern. Mit. d. Geogr. Ges. München, Bd. III., H. 2, S. 152 ff. Siehe auch *Ampferer* Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 56, 1906, S. 537 ff.

²⁾ l. c. S. 228 u. f.

Zahl 124 die untere Grenze, zwischen welchen die Molekularzahl liegen und um die dritte 145 sich nach oben und unten bewegen müßte, wenn es keine tiefere Gesetzmäßigkeit in der Stammaterie geben würde.

Dagegen möchte ich bemerken, daß wenn man als eine Grenze 100% SiO_2 annimmt, man folgerichtig als andere Grenze resp. Grenzen nicht aliquote Mengen von 8 Oxyden, sondern 100% jedes einzelnen oder Kombinationen von sieben übrigen annehmen müsse. Deswegen habe ich, dem theoretischen Beispiele Rosenbusch' folgend, 'außer tatsächlich in der Natur vorkommenden Verbindungen auch die nicht selbständig existierenden Oxyde (Zahlen der letzteren kursiv gedruckt) berechnet.

Molekularzahl	Molekularzahl
Fe_2O_3 (Haematit) 62	Na_2O 161
Fe_3O_4 (Magnetit) 86	Na_2SiO_3 (in alkalischen Amphibolen und Pyroxenen) 164
Al_2O_3 (Korund) 98	[Missourit, Rosenbusch
K_2O 106	l. c. S. 229, N. 26 165]
Al_2SiO_5 (Andalusitgruppe) . 123	SiO_2 (Quarz) 167
$\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (Aegirin) 130	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ (Diopsid) 172
KAlSi_2O_6 (Leucit) 137	CaSiO_3 (Wollastonit) 172
FeO 139	$\text{HK}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
[Lujaurit, Rosenbusch	(Biotit) 175
l. c. S. 140, N. 11) 149	CaO 179
NaAlSiO_4 (Nephelin) 141	MgSiO_3 (in Amphibolen und
$(\text{Mg}, \text{Ca})\text{Al}_2\text{SiO}_6$ (im Augit) 142	Pyroxenen) 200
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Anorthit) 144	[Dunit, Rosenbusch l. c.
KAlSi_3O_8 (Orthoklas) 144	N. 26, S. 204 204]
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Albit) 147	Mg_2SiO_4 (in Olivin) 214
Fc_2SiO_4 (in Olivin) 147	MgO 250
$\text{H}_2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (Muskovit) . . 151	(H_2O 555)
[Gesteins-Analysenmittel . . . 152]	

Aus der Zusammenstellung, der auch das Wasser und zwei am meisten vom Mittelpunkte abweichende Gesteine und auch das demselben nächste Gestein (in Klammern []) zugefügt sind, ist ersichtlich, daß die Oszillation der Molekularzahlen um die Zahl 152 (Analysenmittel) nur in der Kieselsäure ihren Grund hat. Die möglichen Kombinationen der Oxyde sind nämlich im allgemeinen die, in welchen SiO_2 als Bindemittel fungiert. Man sieht im folgenden, wie die Oxyde in gesteinsbildenden Mineralien dadurch und durch Verbindung mit anderen Oxyden ihre „Zahl“ der Durchschnittszahl nahe bringen:

Al_2O_3 98 — Al_2SiO_5 123 — Leucit 137 — Nephelin 141,
 K_2O 106 — Leucit (KAlSi_2O_6) 137 — Muskovit 138 — Orthoklas 144,
 CaO 179 — CaSiO_3 172 — Anorthit 147,
 MgO 250 — Mg_2SiO_4 214 — MgSiO_3 200 — Diopsid 172.

Die Oxyde bilden ein Gestein immer mit einer großen Masse (35·2 bis 84·6 Mol.-Proz.) SiO_2 , wodurch eben die Molekularzahlen zwischen 140 und 165 (204) entstehen. Diese „Zahlen“ weichen keineswegs um einen geringen Betrag von der Mittelzahl 152 ab, weil sich aus den 52 Analysen Rosenbusch' hinsichtlich der „Zahl“ eine fast kontinuierliche und nur wenig zu 152 ansteigende Reihe zusammenstellen läßt, besonders wenn man einen Ausgleich vornimmt (anstatt 4 Analysen mit der „Zahl“ 146 und 2 Analysen mit der „Zahl“ 147 in beiden Fällen je 3 setzt u. s. w.): 1, 2, 2, 2, 2, 2, 3, 3, 3, 3, 4¹⁾, 4, 4, 3, 3, 2, 2, 1, 1, 1, 1, 0, 1, 0, 1. Es läßt sich kaum von einer Oszillation um einen Punkt sprechen, höchstens vom Verbleiben in einem Intervall 140—165, hauptsächlich zwischen 146 bis 154. Aus diesem Umstande läßt sich schließen, daß die Oxyde im Magma in solchen relativen Mengen vorhanden sind, daß die Molekularzahlen zwischen 140 bis 165 sich ergeben. Keineswegs aber läßt sich ein Schluß ziehen, daß im Magma eine Kombination von 8 Hauptoxyden mit der Molekularzahl 152 existiere, aus welcher sich andere durch Spaltung entwickeln. Ebenso wenig darf man schließen, daß im Magma die Oxyde in einem Gewichtsverhältnis zu je 12·5% SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O (Molekularzahl 145) enthalten seien, und daß daraus durch Kombination die Teilmagmen entstehen.

Die Annäherung beiderlei Molekularzahlen (152 und 145) wird durch den Umstand bewirkt, daß der FeO -Quotient in der Nähe von 145 und die der anderen Oxyde in fast gleichen Abständen von dieser Mitte liegen; in wirklichen Analysen steckt der Grund in der großen Masse von SiO_2 und in der Verbindung von SiO_2 mit Metalloxyden von kleineren Molekularzahlen zu Mineralmolekülen. Die Molekularzahlen sagen uns folglich nichts mehr, als was uns bereits die Analysenresultate gesagt haben.

Die Annahme Rosenbusch' daß 124 eine Grenze für die Molekularzahl bildet, beruht auf der Vorstellung gleicher Molekularmengen von 8 Oxyden im Stammagma:

$$\frac{60 \times 100}{S \times 0.6} + \frac{102 \times 100}{S \times 1.02} + \frac{160 \times 100}{S \times 1.6} + \frac{72 \times 100}{S \times 0.72} + \frac{40 \times 100}{S \times 0.4} +$$

$$+ \frac{56 \times 100}{S \times 0.56} + \frac{62 \times 100}{S \times 0.62} + \frac{94 \times 100}{S \times 0.94} = \frac{80.060}{S} = 124,$$

wo S die Summe der Molekulargewichte von 8 Oxyden = 646 bedeutet. Diese „Zahl“ 124 entspricht keiner realen mineralischen Verbindung (siehe oben), sie ist daher rein willkürlich; infolgedessen stellt sie keine Grenze dar, da eine solche nach unten von Fe_2O_3 gebildet wird.

¹⁾ Die Anzahl der die Durchschnittszahl 152 zeigenden Analysen.

Die Molekularzahl 145 habe ich hinsichtlich der realen Zusammensetzung des Magma abgelehnt. Da aber die Gesteine im allgemeinen aus 8 Oxyden in verschiedener relativer Menge bestehen, so ist es klar, daß aus der Verbindung im Gewichtsverhältnis 1 : 1 : 1 u. s. f. alle Gesteine durch Verminderung der Komponenten bis zum Ausfall und zugleich durch Vergrößerung der anderen sich *theoretisch* ableiten lassen, wodurch die Grenzen in 100% Fe_2O_3 („Zahl“ 63) und 100% MgO („Zahl“ 250) ev. 100% Mg_2SiO_4 („Zahl“ 214) entstehen. Wäre diese Annahme dennoch in der Natur verwirklicht, so müßte man erwarten, die Wahrscheinlichkeitsrechnung werde zeigen, wie aus der Annahme die speziellen Fälle entstehen. Setzen wir diese Annahme als wirklich existierend für einen Augenblick voraus.

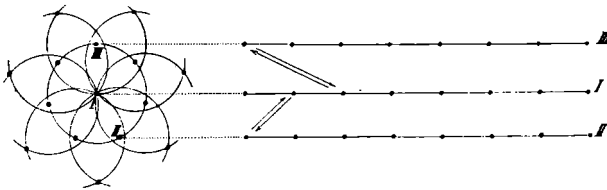


Fig. 1. Eine hypothetische Raumverteilung von acht Hauptoxyden in Quer- und Längsschnitt.

Denken wir uns gleiche Gewichtsmengen der 8 Oxyde als Punkte nebeneinander in einer Reihe. Setzen wir weiter voraus, daß eine ebensolche Reihe parallel liegt und eine Möglichkeit des Austausch eines Oxydes der ersten Reihe für ein Oxyd der zweiten Reihe vorhanden ist. Dann ist die Wahrscheinlichkeit, daß ein Oxyd der zweiten Reihe z. B. SiO_2 seine Stelle mit einem ungleichen Oxyd der ersten Reihe (es gibt sieben solche unter acht) vertauschen wird, gleich $\frac{7}{8}$ und die Wahrscheinlichkeit, daß es gerade SiO_2 sein wird, gleich $\frac{7}{8 \times 8}$. Die Gewichtszusammensetzung der ersten Reihe wäre dann: 2 : 0 : 1 : 1 : 1 : 1 : 1 : 1 die der zweiten Reihe 0 : 2 : 1 : 1 : 1 : 1 : 1 : 1 Dieser ideale Fall hilft aber wenig. Man muß zu einer Raumvorstellung übergehen (Fig. 1). Zur größeren Anreicherung mit irgend einem Oxyd müssen aus mehreren Reihen aus der Umgebung gleichbenannte Mengen hereintreten. Für den Grenzfall muß man sieben solche Reihen im Raume voraussetzen, welche zylinderartig die erste Reihe umhüllen und jede von ihnen wieder in einem eben solchen Verhältnis zu ihrer Umgebung steht. Dann ist die Wahrscheinlichkeit, daß aus der dritten Reihe wieder SiO_2 heraustritt und für ein ungleiches eintritt (deren jetzt nur sechs vorhanden sind) gleich $\frac{6}{8 \times 8}$. Die Wahrscheinlichkeit, daß SiO_2 dann unter den sieben

diese dritte Reihe umhüllenden Parallelreihen gerade die mit I bezeichnete Reihe auswählt, ist siebenmal kleiner, also $\frac{6}{8 \times 8 \times 7}$. Dasselbe muß sich bei jedem Austausch von SiO_2 wiederholen, es gilt folglich für die Wahrscheinlichkeit des n-ten Austausches der Wert

$$\frac{8 - n}{8 \times 8 \times 7}$$

Diese sinkende Wahrscheinlichkeit, die sich analog für jedes andere Oxyd und auch für jede andere als oben vorausgesetzte Zusammensetzung berechnen läßt, steht nicht im Einklang mit der Wirklichkeit. In der Natur gibt es nur Gesteine, die rund 3 bis 6 SiO_2 (40 bis 80%) besitzen.

Rosenbusch¹⁾ bemerkt richtig, daß keineswegs alle theoretisch möglichen Oxyden-Mischungen in der Natur auftreten, welche der Anforderung der Konstanz von der Molekularzahl genügen würden. Den Grund dieser Tatsache gibt er nicht an, wohl aber die Folgerung, daß in der gesagten Konstanz nicht die letzte Ursache aller Gesetzmäßigkeiten steckt. Ich sehe den Grund darin, daß das „Gesetz“ von der Konstanz der Molekularzahl in der Gewichtseinheit eines Gesteins überhaupt kein Gesetz ist, sondern nur ein mathematischer Zufall, der übrigens keine Schärfe besitzt, welche ihm zugesprochen wurde.

Was Rosenbusch von der Molekularzahl behauptet und was von mir zu widerlegen versucht wird, das bezieht sich auch auf die Metallatomzahl. Rosenbusch leitet aus der Konstanz dieser Metallatomzahl (= 184) die Existenz nur einer Materie der Gesteine (eines Stammagma) ab. Er will die Tatsache feststellen, daß in der Gewichtseinheit jedes wasserfrei gedachten Tiefengesteines die gleiche Anzahl von 184 Metallatomen vorhanden ist. Betrachten wir näher! Die Tiefengesteine haben eine variable chemische Zusammensetzung, die Metallatome sind verschieden schwer, doch soll ihre Anzahl nach Rosenbusch in der Gewichtseinheit stets dieselbe sein. Verändert sich die Zusammensetzung, müssen wegen der Erhaltung desselben Gewichtes schwere Atome für viele leichte Atome ausgetauscht werden. Wie kann dabei die Anzahl der Metallatome beständig 184 bleiben? Es ist dies nur möglich, wenn zwei oder mehrere Atome A, B, C u. s. w., deren Gesamtgewicht gleich s ist, für von ihnen verschiedene Atome α, β, γ u. s. w. mit demselben Gesamtgewichte s ausgetauscht werden. In Wirklichkeit ist die Aufgabe noch verwickelter, da nicht die Metallatome allein, sondern ihre Oxyde das Gesamtgewicht bestimmen. Es sind folglich zwei Gleichungen mit acht Unbekannten zu lösen:

¹⁾ l. c. S. 233.

$$a + b + c + d + e + f + g + h = 184,$$

$$0.6 a + 1.02 \frac{b}{2} + 1.6 \frac{c}{2} + 0.72 d + 0.4 e + 0.56 f + 0.62 g + 0.94 h = 100,$$

wo die Buchstaben die Metallatomzahl von SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO u. s. w. bedeuten. Ist dieser rechnerische Vorgang in der Natur wahrscheinlich? Steht überhaupt die Konstanz von Metallatomzahlen fest?

Bevor ich darangehe, dies zu beantworten, will ich noch einer Behauptung Rosenbusch' erwähnen. Er berechnet nämlich (l. c. S. 234), welches Atomgewicht g ein Stoff haben müßte, von welchem 184 Atome dasselbe Gewicht hätten, wie die Summe von x -Atomen Si , y -Atomen Al , z -Atomen Fe , u -Atomen Mg , v -Atomen Ca , w -Atomen Na , t -Atomen K . Er meint, das Atomgewicht dieses Stoffes durch die Gleichung

$$\frac{28x + 27y + 36z + 24u + 40v + 23w + 39t}{184} = g$$

festzustellen, indem er die Zahl der Atome mit ihren Atomgewichten multipliziert, die Produkte addiert und die Summe durch 184 dividiert. Er führt die Rechnung für 52 Gesteine durch und erhält als Gesamtmittel rund

$$g = 16,$$

nahezu das Atomgewicht des Sauerstoffs.

Zuerst sei bemerkt, daß Rosenbusch bei der Berechnung für x , y , z u. s. w. keineswegs die Metallatomzahlen, sondern Metallatomprocente substituiert. Die Metallatomprocente sind aber durch Multiplikation mit $\frac{100}{184}$ aus den Metallatomzahlen hervorgegangen und infolgedessen resultierte $g = 16$ anstatt der richtigen

$$g = 16 \times \frac{184}{100} = 29.$$

Um dies zu erläutern, führe ich die Analyse von Hautzenberggranit ¹⁾ an:

	<i>Si</i>	<i>Fe</i>	<i>Al</i>	<i>Ca</i>	<i>K</i>	<i>Na</i>	Summe
Gewichtsprocente der Oxyde red.	72.99	3.76	12.16	0.93	6.46	2.19	98.49
Metallatomzahlen	121.7	5.2	23.8	1.7	13.8	7.0	173.2

¹⁾ Rosenbusch ibid. S. 228, N. 1 der granito-dioritischen Reihe, wo aber nur Metallatomprocente (nebst Molekularprozenten) angegeben sind (Bauschanalyse S. 88).

	<i>Si</i>	<i>Fe</i>	<i>Al</i>	<i>Ca</i>	<i>K</i>	<i>Na</i>	Summe
Metallatomprozent	70·4	2·9	13·8	1·0	7·9	4·0	100·0
Dividend der Rosenb. Gleichung (erhalten durch Multiplikation mit Metallatomzahl)	28 × 121·7	56 × 5·2	27 × 23·8	40 × 1·7	39 × 13·8	23 × 7·0	5108·6
Dividend der Rosenbuschschen Gleichung (erhalten durch Multiplikation mit Metallatomprozenten)	28 × 70·4	56 × 2·9	27 × 13·8	40 × 1·0	39 × 7·9	23 × 4·0	2946·7

Dividiert man den ersten Dividend durch die Summe der Metallatomzahlen 173·2, erhält man 29·5; dieselbe Zahl erhält man bei der Division des zweiten Dividends durch die Summe der Metallatomprozent 100. Das ist das Atomgewicht des gesuchten Stoffes, welcher keineswegs in der Nähe desjenigen des Sauerstoffs, sondern in der Nähe von *Si* liegt, wie man schon voraussagen konnte. *Si* nimmt unter den Atomen nicht nur, was das Atomgewicht, sondern auch was die relative Atommenge betrifft, eine ähnliche Stellung ein, wie *Si O₂* unter den Molekülen (Oxyden). Dies ergibt sich schon aus der Abhängigkeit der Metallatomzahl von der Molekularzahl.

Wie bei der Berechnung der Molekularzahl, so ist auch bei der Berechnung der Metallatomzahl das Resultat von den Molekulargewichten (*Mg O* 40, *Ca O* 56, *Si O₂* 60, *Na₂ O* 62, *Fe O* 72, *K₂ O* 94, *Al₂ O₃* 102, *Fe₂ O₃* 160, Durchschnittszahl 81) abhängig. Die Molekularzahl $\left(= \frac{10000}{\text{Molek.-Gewicht}} \right)$ steht mit dem Molekulargewichte im umgekehrten Verhältnis, so daß die Reihe der Molekularzahlen umgekehrt ist (*Fe₂ O₃* 62, *Al₂ O₃* 98, *K₂ O* 106, *Fe O* 139, *Na₂ O* 161, *Si O₂* 167, *Ca O* 179, *Mg O* 250, Durchschnittszahl 145).

Die Metallatomzahl $\left(= \frac{10000}{\text{Molek.-Gewicht}} \times \text{Anzahl der Metallatome im Molekül} \right)$ ist umgekehrt proportional dem Molekulargewicht und direkt proportional der Anzahl der Metallatome im Molekül. Infolgedessen weisen die mit einem Metallatom versehenen Moleküle den Molekularzahlen gleichende Metallatomzahlen (*Fe O* 139, *Si O₂* 167, *Ca O* 179, *Mg O* 250), diejenigen mit zwei Metallatomen aber verdoppelte Metallatomzahl (*Fe₂ O₃* 125, *Al₂ O₃* 196, *K₂ O* 213, *Na₂ O* 322) auf, so daß eine gegenüber der Molekularzahlenreihe veränderte Metallatomzahlenreihe (*Fe₂ O₃* 125, *Fe O* 139, *Si O₂* 167, *Ca O* 179, *Al₂ O₃* 196, *K₂ O* 213, *Mg O* 250, *Na₂ O* 322, Durchschnittszahl 199) entsteht.

Aus den 52 Analysen Rosenbusch' folgen für Metallatomzahlen hauptsächlich Werte zwischen 173 und 188 (nur 5 reichen bis 204).

Sie weichen bedeutend von dem von R o s e n b u s c h aus 242 Analysen berechneten Mittel 184 ab und lassen eine Stetigkeit durchblicken, wie es bei den Molekularzahlen der Fall war, jedoch mit viermaligem Ansteigen der Analysenanzahl:

1, 0, 2, 2, 5, 3, 3, 4, 6, 4, 0, 2,¹⁾ 6, 2, 2, 5.

Dieses Ergebnis darf kaum den Satz von der Konstanz der Metallatomzahl als gültig erkennen lassen, sondern höchstens den von der Konstanz eines breiten Intervalls derselben. In der Gewichtseinheit eines jeden Tiefengesteins ist nicht die gleiche Anzahl von 184 Metallatomen vorhanden.

Die am meisten in Gesteinen auftretenden Silikate besitzen eine 184 nahe liegende Metallatomzahl (Feldspate 179—184, Leucit 183) oder sie sind mit anderen, eine eventuelle Differenz ausgleichenden Mineralien verbunden (Quarz 167 mit Muskovit 226 und Biotit 210 in Graniten, Amphibol 191 und Augit 190 mit Olivin 175 und Magnetit 129 in gabbro-peridotitischen Gesteinen, Nephelin 212 mit Ägirin 173 in Phonolithen, mit Diopsid 172 in Theralithen u. s. f.).

Man könnte einwenden, daß ich die aus der Regelmäßigkeit der Oxyden-Verhältnisse der Analysen entstehende Frage nur in die regelmäßige Bildung immer derselben Mineralien verlegte, daß aber eben diese Bildung von denselben und in einem bestimmten Verhältnis stehenden Mineralien die Existenz von nur einer Materie beweise. Es ist wahr und ist eine altbekannte Tatsache, die ich nicht zu bestreiten gedenke, daß es in der Erdkruste nur eine Materie mit acht Hauptoxyden gibt. Aber der Kern der geologischen Auffassung der Frage liegt in dem Verhältnis dieser Oxyde. Man behauptet, daß ein Stammagma von nur einem bestimmten Oxydenverhältnis existiere und daß aus diesem Stammagma der Tiefe durch Spaltung Teilmagmen von verschiedenen anderen Oxydenverhältnissen entstehen.

Wenn es wirklich nur ein einziges solches Stammagma gäbe, dann müßte die Durchschnittsanalyse aller Gesteine seine Zusammensetzung darstellen. In der Tat wurden solche Versuche von C l a r k e²⁾ gemacht und von Anhängern der Homogenitätshypothese völlig gewürdigt. Eine Hauptbedingung für einen solchen Versuch ist aber die Kenntnis der Menge der an der Bildung der Erdkruste teilnehmenden Gesteine. Nicht nur die Daten der Analysen, sondern auch die Mengen muß man in die Rechnung ziehen, was aber kaum ausführbar ist. Wäre die Berechnung richtig und existierte auch dieses „homogene“ Gesteinsmagma, so dürfte man erwarten, daß das Gestein, dessen Analyse mit der berechneten Mittel-

¹⁾ Mit durchschnittlicher Metallatomzahl 184. Metallatomzahl 173 hat Hautzenberger Granit. Es gibt aber Analysen mit einer noch niedrigeren Metallatomzahl z. B. Peridotit (Riccioletta, Predazzo) mit 166.

²⁾ Näheres in R o s e n b u s c h l. c. S. 12 ff., auch die Literatur.

analyse übereinstimmt, auch reichlich in der Erdkruste vorhanden ist, da die üblichen Differentiationsbedingungen doch nicht überall genug intensiv wirken können. Die Monzonite und Essexite, deren Analysen mit den Clarkeschen Resultaten übereinstimmen, sind leider sehr sporadisch. Durch diese Tatsache wird die Homogenitätshypothese wohl nicht gefördert, aber auch nicht widerlegt, da die Resultate nicht logisch einwandfrei sind. Man kann zu keinem richtigen Ergebnis gelangen, wenn man z. B. die Analysenresultate einer Rarität (eines seltenen Tiefengesteins) neben die Analysenresultate eines in enormen Massen vorhandenen Gesteins (Granits) stellt und daraus (durch Summation und Division durch 2) Schlüsse betreffend das gemeinsame Magma zieht. Folglich erst aus einer mit Rücksicht auf die Gesteinsmassen gewonnenen Mittelanalyse können die richtigen Resultate (Molekularzahl und Metallatomzahl) gefolgert werden.

Auch Rosenbusch hat zur Berechnung der Durchschnittsmolekularzahl und -metallatomzahl tatsächlich wie Clarke eine gleiche Masse der an den Tag kommenden Gesteine vorausgesetzt und deswegen kann er zu keinem einwandfreien Ergebnis kommen, selbst wenn es wirklich nur ein Magma gäbe.

Ich mache noch auf eine Sache aufmerksam. Wenn wirklich die Molekularzahl 152 und die Metallatomzahl 184 eine Eigenschaft des Stammagma vorstellten, müßten auch die mit der Molekularzahl 152 versehenen Gesteine dem Stammagma am nächsten sein und dabei die andere Eigentümlichkeit desselben, d. h. die Metallatomzahl 184, besitzen. Die Molekularzahl 152 gehört (l. c. S. 228 u. 229) den Analysen N. 3 und 22 der foyaitisch-theralitischen Magmen, N. 4, 6, 12, 15, 23 der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen an, welche aber keineswegs die Metallatomzahl 184, sondern der Reihe nach Metallatomzahlen 181, 185, 177, 179, 176, 179, 181 aufweisen. Die Metallatomzahl 184 liefern Analysen N. 4 und 6 der foyaitisch-theralitischen Magmen, welche aber nicht die Molekularzahl 154, sondern 149 und 147 ergeben.

Rosenbusch will noch andere gemeinsame Merkmale (S. 233) der Analysenresultate feststellen, welche er in Verbindung mit der „Konstanz“ der Molekularzahl und Metallatomzahl bringt. Er spricht nämlich von zwei „Tatsachen“. Die erste: Wo in den Alkaligesteinen CaO (mit dem niedrigen Molekulargewicht 56) reichlicher auftritt, zeigt sich ein Anwachsen des K_2O (mit dem höheren Molekulargewicht 94) gegenüber dem Na_2O (mit dem niedrigeren Molekulargewicht 62), wie in den Leucit-syniten, Borolaniten und Leucitophyren. Die zweite: In den an MgO reichen Endgliedern der gabbro-peridotitischen Magmen, wenn ein Alkali überhaupt in nennenswerter Menge vorhanden ist, findet man zur Ausgleichung des niedrigen Molekulargewichtes 40 des MgO das schwerere K_2O .

Wenn die erste Tatsache wirklich existierte, müßte man sie nicht anders als durch das Streben nach der Konstanz der Molekularzahl in der

Gewichtseinheit erklären. Wenn sich leichte Moleküle (CaO) anhäufen, müssen unbedingt, falls dasselbe Einheitsgewicht und dieselbe Molekularzahl wie früher bleiben soll, andere leichte Moleküle (Na_2O) in größerer Menge austreten und statt der letzteren schwere K_2O -Moleküle in einem ganz bestimmten Verhältnis eintreten. Bezeichnen a, b, c, x die ursprünglichen Molekularzahlen von CaO, K_2O, Na_2O und den übrigen Oxyden, welche in der Gewichtseinheit enthalten sind, so gilt die Gleichung

$$56 a + 94 b + 62 c + z x = 1.$$

Wenn weiter α, β die Zuwachse von a und b, γ die Abnahme von c bedeuten, dann folgt

$$56 (a + \alpha) + 94 (b + \beta) + 62 (c - \gamma) + z x = 1.$$

Durch Subtraktion erhält man aus beiden Gleichungen

$$\gamma = \frac{56}{62} \alpha + \frac{94}{62} \beta.$$

Da aber die Gewichtseinheit stets dieselbe Anzahl der Moleküle enthalten soll, muß die Abnahme dem Zuwachse gleichen:

$$\gamma = \alpha + \beta.$$

Aus den beiden Werten für γ läßt sich berechnen

$$\beta = \frac{3}{16} a, \quad \gamma = \frac{19}{16} \alpha.$$

Wenn α Moleküle zu CaO hinzukämen, müßte K_2O um $\frac{3}{16} \alpha$ Moleküle zu- und Na_2O um $\frac{19}{16} \alpha$ Moleküle abnehmen.

Die Analysen zeigen aber, daß diese Verhältnisse nicht eingehalten werden. Leucitsyenit (Rosenbusch l. c. S. 229, N. 15) hat um 4 CaO mehr als beide vorangehenden Gesteine, so daß man bei K_2O eine Zunahme rund 1 Molekül (in Molekularzahlprozenten) und bei Na_2O eine Abnahme von 5 Molekülen erwarten sollte; statt dessen ist die Zunahme von K_2O 2 bis 3, die Abnahme von Na_2O 8 bis 11 Moleküle. Bei dem Borolanite (S. 151, N. 14) vermehrt sich CaO gegenüber dem Leucitsyenit (ib. N. 13) um 1.85 (berechnet in Molekularzahl), K_2O steigt nur um 0.35 anstatt um 3.5, Na_2O sinkt um 3.5 anstatt um 2.2. Beim Borolanite N. 15 ib. wächst CaO gegenüber dem vorhergehenden um 15.36 an, K_2O aber sinkt um 0.21 anstatt um 2.2 zuzunehmen; Na_2O vermindert sich nur um 6.18 anstatt um 18.24.

Es sei noch zugefügt, daß beim Durchsehen anderer Analysen sich die erste Deduktion Rosenbusch' keineswegs als durchgreifend zu

erkennen gibt. In der Analyse Laurvikits (ib. S. 228, N. 5 der foyait-theral. Magmen) ist CaO gegenüber allen vorangehenden foyaitischen Gesteinen merklich angewachsen, kaum aber K_2O , welches sogar gegenüber der zweiten und vierten Analyse daselbst abgenommen hat. Ähnliches gilt von den Analysen 7 und 8, 11 und 12, 13 und 14, 15—16—17, 22—23—24 derselben Reihe. Ein Parallelismus zwischen CaO und K_2O läßt sich auch nicht in der Reihe der granitodioritischen und gabbroperidotitischen Magmen zwischen den Analysen N. 1—2—3, 4—5—6—7—8, 11—12, 14—15—16—17, 20—21, 22—23—24 feststellen.

Was die zweite Behauptung Rosenbusch' betrifft, so lese ich in fast allen von N. 17 bis N. 23 reichenden Analysen der gabbroperidotitischen Magmen eine größere Molekularzahl für Na_2O (1.0 bis 6.9%), für K_2O nicht einmal 1% (0.1 bis 0.9%). Eine Ausgleichung des Molekulargewichtes MgO (vorhanden bis zu 18.9 Mol.-Z. %) kann somit K_2O nicht übernehmen. Wohl ist es möglich bei Glimmerperidotit von Kaltem Tal bei Harzburg (ib. S. 216, N. 1), auch bei Kimberliten (ib. N. 2 und 3), aber im allgemeinen gilt dies nicht. In Amphibolperidotiten sind nur Spuren von Alkalien vorhanden und im Wehrlit mit 23 Gewichtsprozenten MgO (ib. N. 8) ist das Verhältnis der Alkalien sogar umgekehrt.¹⁾

Fassen wir jetzt noch alles zusammen. Es gibt zwei Aufgaben. Die erste: Unter der Voraussetzung, daß stoffliche Homogenität des Magma existiere, soll man die prozentuelle Zusammensetzung desselben ausfindig machen. Dazu sind zuerst chemische Analysen aller Gesteinstypen der Lithosphäre nötig, die aus dem Magma hervorgingen, und zweitens die Kenntnis ihrer Verbreitung auf der Erde. Zur Beantwortung dieser Frage fehlt hauptsächlich die zweite Bedingung (geologische Beschaffenheit des ozeanischen Bodens kennen wir nicht!), infolgedessen ist dieselbe unlösbar. Die zweite Aufgabe lautet: Es ist die Frage zu beantworten, ob es nur eine Stammaterie der Tiefengesteine gibt (ob das Magma stofflich homogen ist.) Da sich die mittlere Zusammensetzung derselben nicht präzise erschließen läßt, ist auch diese zweite Aufgabe unlösbar.

Es gibt aber doch Fälle, wo wir einen induktiven Schluß bei ähnlicher Gelegenheit anwenden können. Wenn z. B. alle Analysen, besonders alle jene, deren Richtigkeit sich nicht anzweifeln läßt, ein und dasselbe Merkmal zeigen würden, dürfte man mit einer sehr großen Wahrscheinlichkeit sagen, daß dasselbe auch für die vorausgesetzte Stammaterie gültig ist. Und in der Tat läßt sich bei den meisten Analysen ein *Überschuß an SiO_2 über dem bunten Durcheinander der übrigen Oxyde* feststellen. Es zeigt sich weiter, daß *die Menge von Al mit Fe mindestens Gleichgewicht mit der Summe $K + Na + Ca$ zu halten strebt. Wenn viel $K + Na$ vor-*

¹⁾ Wegen der großen analytischen Fehler bei der Bestimmung der Alkalien sind alle solche Folgerungen zweifelhaft. Cfr. Doelter C. T. M. p. M. XXI., 1902, S. 196.

handen ist, ist Na im Übersusse, und wenn sich Na + K vermindern, hat Mg zugenommen. Endlich läßt sich ein Antagonismus zwischen Mg und Al, auch zwischen Mg und Si erkennen. Darin dürfte man die Hauptmerkmale der hypothetischen Urmaterie erblicken.¹⁾ Der Inhalt der Sätze deutet kaum auf eine Homogenität der Materie hin.

Dieselbe war anfänglich und ist noch jetzt mit Si O₂ so durchsetzt, daß sie eine die Hydro- und Atomsphäre gemahnende Silicosphäre darstellt. Die übrigen Oxyde kommen darin wie eine Art von Verunreinigung vor, die sich ändert und aus dem hypothetischen Urmagma in Wirklichkeit eine Menge von Magmen hervorbringt. Nach Rosenbusch sollte noch die Konstanz der Molekularzahl und Metallatomzahl ein gemeinsames Merkmal sein. Ich habe gezeigt, daß diese Konstanz (die überdies nicht korrekt ist) kein aus den Analysen allein folgendes Ergebnis ist, sondern daß sie als Konstanz der Atomgewichte vor den Analysen bestand und in dem Verhältnis des Molekulargewichtes Si O₂ zu den übrigen Oxyden ihren Grund hat.

Obleich sich die Molekularzahl und die Metallatomzahl für die Spekulation wertlos und wegen des Schwankens innerhalb der Magmenreihen für die Klassifikation als unfruchtbar erwiesen haben, gelang es mir doch an der Hand der Metallatomzahl für das letztere Ziel ein wichtiges Mittel zu entdecken. Das ist auch der positive Erfolg meiner Arbeit.

¹⁾ Ähnlich stellt Rosenbusch (l. c. S. 225) Parallelismus zwischen Tonerde und Alkalien + Kalk, Antagonismus zwischen Tonerde und Magnesia, aber auch zwischen Kieselsäure und zunehmender Magnesia fest. Loewinson-Lessing (Compt. rend. de la VII session du Congrès Géol. Internat. Russie 1897. Pétersbourg 1899) hebt hervor: 1. Antagonismus zwischen Alkalien und alkalischen Erden, wodurch eine Einteilung der Gesteine in alkalische und erdalkalische als berechtigt erscheint; 2. Parallelismus zwischen der Tonerde und den Alkalien. Andere Beziehungen gelten nach Loewinson-Lessing nur für größere oder kleinere Magmengruppen, insofern legt er denselben keine allgemeine Bedeutung bei.

Aus Osann's (Versuch einer chemischen Klassifikation der Gesteine, T. M. p. M., XXII., 1903, S. 342 ff.) allgemeinen Resultaten will ich folgende Eigenschaften herausnehmen: Es gibt Übergangsglieder zwischen den durch bestimmte Werte von s , a , c , f , n , m , k (s = die molekulare Menge Si O₂; a = 20 A ω, c = 20 C ω, f = 20 F ω, wo A = (Na, K)₂O, C = Al₂O₃ - A, F = (Fe, Mg, Ca) O - C; ω = A + C + F; n = $\frac{10 Na_2 O}{(Na, K)_2 O}$; $\frac{m}{10 - m} = \frac{(Mg, Fe, Mn, Co, Ni) O}{(Ca, Ba, Sr) O}$;

$k = \frac{s}{6A + 2C + F}$) charakterisierten Familien, welche folglich nicht scharf getrennt sind und sich im allgemeinen mit den Rosenbuschschen decken. Die Zahl s schwankt zwischen 82% und 39% und ist ganz wesentlich von a abhängig (nimmt mit ihm gleichzeitig und im allgemeinen gleichmäßig ab), die Zahl a schwankt zwischen 17 und 0, c zwischen 15 und 0, f zwischen 20 und 1, k zwischen 1·8 und 0·5. Gesteine mit hohem Werte von n d. h. $> 5·5$ herrschen gegen die der Kalivormacht vor, der Wert m wechselt stark, aber auch der Wert n ist bei sauren Gesteinen einem starken Wechsel unterworfen.

Rosenbusch abstrahierte von der Anzahl der Sauerstoffatome und fand eben dadurch, daß die Anzahl der sowohl in den sauersten als auch in den basischen Magmen enthaltenen Metallatome „konstant“ ist. Die Gesteine beherbergen daneben aber keine konstante, sondern eine variable Anzahl von Sauerstoffatomen. Wenn Rosenbusch nur Metallatomzahlen der Gesteine nebeneinanderstellt und bei der graphischen Darstellung auf *dieselbe* Distanz d. h. auf 100 umgerechnet einträgt, wird das Bild der Gesteine wegen des Sauerstoffausfalles sozusagen verzerrt. Die Sauerstoffatomzahlen sind auch darzustellen. Die Sauerstoffatomzahl ist hauptsächlich wegen des Überschusses von Si immer größer als die Metallatomzahl. In den 52 Analysen Rosenbusch' (l. c. S. 228 und 229) macht sie 265 bis 310 aus.

Loewinson-Lessing¹⁾ benutzte bereits das Verhältnis des O der SiO_2 zu dem O sämtlicher Basen zur Klassifikation der Gesteine. Er nennt es Aciditätskoeffizient α . Schon früher bediente sich Justus Roth²⁾ zur Diskussion einer Gesteinsanalyse der sogenannten Sauerstoffproportionen und des Sauerstoffquotienten. Als Sauerstoffquotienten bezeichnete er das Verhältnis des Sauerstoffs sämtlicher Basen zu demjenigen der Kieselsäure SiO_2 , zu welchem Verhältnis der Loewinson-Lessings Aciditätskoeffizient α den reciproken Wert darstellt. Sauerstoffproportionen sind Verhältnisse der in einzelnen Oxyden vorhandenen Sauerstoffgewichte z. B. $\frac{b \times 3 \times 16}{102} \frac{a \times 2 \times 16}{60}$, wo b das prozentige Gewicht von Al_2O_3 , a das der SiO_2 bedeutet.

In $\overset{''''}{R}$ Molekülen SiO_2 einer Analyse sind $\overset{''''}{R}$ Atome Si und $2 \overset{''''}{R}$ Atome O , in $\overset{''''}{R}$ Molekülen der dreiwertigen Basen (Al_2O_3, Fe_2O_3) $2 \overset{''''}{R}$ Atome $Al + Fe$ und $3 \overset{''''}{R}$ Atome O , in $\overset{''}{R}$ Molekülen der zweiwertigen Basen (FeO, MgO, CaO) $\overset{''}{R}$ Atome $Fe + Mg + Ca$ und $\overset{''}{R}$ Atome O , in $\overset{'}{R}$ Molekülen der einwertigen Basen (K_2O, Na_2O) $2 \overset{'}{R}$ Atome $K + Na$ und $\overset{'}{R}$ Atome O enthalten. Es läßt sich folglich der Aciditätskoeffizient α als

$$\alpha = 2 \overset{''''}{R} (3 \overset{''''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{'}{R})$$

ausdrücken, wodurch er in ein Verhältnis der Molekularzahlen überführt ist. Falls aber $\overset{''''}{R}, \overset{''}{R}, \overset{''}{R}, \overset{'}{R}$ Metallatomzahlen bezeichnen, folgt für α der Ausdruck

$$\alpha = 2 \overset{''''}{R} \left(\frac{3}{2} \overset{''''}{R} + \overset{''}{R} + \frac{1}{2} \overset{'}{R} \right) = \frac{1}{2} \overset{''''}{R} (3 \overset{''''}{R} + 2 \overset{''}{R} + \overset{'}{R}).$$

¹⁾ Loewinson-Lessing l. c. S. 193 ff. Unter β versteht er die Zahl der Basenmoleküle auf 100 Moleküle der Kieselsäure.

²⁾ Justus Roth Die Gesteinsanalysen etc. 1861.

Aus beiden Ausdrücken für α ist zu sehen, daß sie nur ein verändertes Verhältnis von Molekular- resp. Metallatomzahlen darstellen. Von dem eigentlichen Verhältnis des Sauerstoffs zu der Metallatomzahl ev. Molekularzahl sagt α nichts aus.¹⁾ In J. Roth's Sauerstoffproportionen sind ähnliche Werte enthalten.

Im O s a n n s c h e n Kieselsäurekoeffizienten $k = \frac{s}{6A + 2C + F}$

ist das Verhältnis der gesamten Molekularmenge von SiO_2 (s) zu der in den Alkalifeldspaten $[(K_2, Na_2)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2]$ an A-Alkalien gebundenen (also $6A$), zu der in dem Kalifeldspate $(CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2)$ an C-Kalkmoleküle gebundenen (also $2C$), und endlich zu der in Metasilikaten $[(Mg, Fe)O \cdot SiO_2]$ an F-färbende Oxyde (MgO, FeO) gebundenen Kieselsäure (also F) ausgedrückt. Wenn R Molekularzahl bezeichnet, ist

$$k = s \cdot (6A + 2C + F) = \overset{''''}{R} (6 \overset{\cdot}{R} + 2 \overset{\cdot\cdot}{R}_2 + \overset{\cdot\cdot\cdot}{R}_1) = \overset{''''}{R} (\overset{\cdot\cdot\cdot}{R}_1 + 2 \overset{\cdot\cdot}{R}_2 + 6 \overset{\cdot}{R});$$

wenn aber R Metallatomzahl bedeutet, ist

$$k = \overset{''''}{R} (3 \overset{\cdot}{R} + 2 \overset{\cdot\cdot}{R}_2 + \overset{\cdot\cdot\cdot}{R}_1) = \overset{''''}{R} (\overset{\cdot\cdot\cdot}{R}_1 + 2 \overset{\cdot\cdot}{R}_2 + 3 \overset{\cdot}{R}).$$

Falls $k \leq 1$, so sind andere Silikate oder freier Quarz vorhanden.²⁾ Es ist klar, daß der Koeffizient k nur zur Beantwortung dieser speziellen Frage taugen will, da in demselben keine Rücksicht auf dreiwertige Metalle genommen ist. Wie weit diese Beantwortung mit dem Koeffizienten k gelingt, zeigt die folgende Betrachtung. Wenn alle Alkalien, Kalk und färbende Oxyde feldspatartig ev. metasilikatisch gebunden wären, dann müßte wohl $k > 1$ freie Kieselsäure bedeuten. Falls aber Gesteine mit anderen Silikaten durch diese Berechnung in einen feldspatartigen ev. metasilikatischen Zustand gebracht werden, kann k keineswegs dieselbe Bedeutung behalten. Setzt man in den Nenner der obigen Bruchzahl $6A$ anstatt $4A$ (bei dem Vorhandensein von Leucit), oder anstatt $3A$ (bei dem Vorhandensein von Biotit), oder anstatt $2A$ (b. d. V. v. Nephelin), setzt man $2C$ anstatt $1C$ (b. d. V. v. Pyroxen und Amphibol), F anstatt $\frac{1}{2}F$ (b. d. V. v. Orthosilikaten) und ist nur die zur Bildung der in Klammern genannten Silikate nötige Kieselsäure vorhanden, dann muß der

¹⁾ Es läßt sich ähnlich zeigen, daß

$$\beta = \frac{100 (\overset{''''}{R} + \overset{\cdot\cdot}{R} + \overset{\cdot}{R})}{\overset{''''}{R}}, \text{ wo } R \text{ die Molekularzahlen bedeutet, oder}$$

$$\beta = \frac{50 (\overset{''''}{R} + 2 \overset{\cdot\cdot}{R} + \overset{\cdot}{R})}{\overset{''''}{R}}, \text{ wo } R \text{ die Metallatomzahlen bedeutet.}$$

²⁾ A. O s a n n (l. c. S. 345) sagt: Mit Eintritt des Quarzes steigt der Wert k , bei Anwesenheit von Olivin und Feldspatvertretern sinkt er unter 1 herab.

Wert $k < 1$ sein. Nur bei der Abwesenheit der den Wert k herabdrückenden Silikate bedeutet der Wert $k > 1$, daß freier Quarz im frischen Gestein zugegen ist. Wenn der Wert k auf die genannte Weise herabgedrückt ist, kann auch bei $k < 1$ der Quarz anwesend sein z. B. beim Åkerit (Rosenbusch l. c. S. 132, N. 4), welcher quarzführend ist und doch $k = 0.9$ aufweist. Daß bei $k = 1$ nicht notwendig nur die feldspatigen Silikate und Metasilikate, sondern auch die Nephelin-Leucitsilikate mit Olivin-Gruppe oder Pyroxenamphibol-Gruppe anstatt des Anorthits gesteinsbildend auftreten können, ergibt sich von selbst. Die Eventualitäten sprechen gegen die Eindeutigkeit des Kieselsäurekoeffizienten k .

Der Loewinson-Lessingsche Wert α bietet bei der Klassifikation für die an Si reichen Gesteine (Hauptgruppe D) genügend Raum (2.3 bis 4.76), für die basischen (Hauptgruppe B) wenig (1.4 bis 2.2), für ultrabasische (Hauptgruppe A) wieder mehr Raum (0.35 bis 1.4). Falls $2 \overset{''''}{R} = 3 \overset{'''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{'}{R}$ ($R =$ Metallatomzahl), dann ist $\alpha = 2$; man befindet sich in der Nähe der neutralen Gesteine (Hauptgruppe C, wo $\alpha = 2$ bis 2.5). Durch die Benützung der Metallatomzahlen, die der Klassifikation Loewinson-Lessings zu Grunde gelegt sind, erklären sich sowohl die Vorteile als auch die Nachteile seines Systems. Ein Vorteil ist, daß die Gesteine eine einzige Reihe bilden, ein Nachteil, daß verwandte Eruptive in verschiedene Hauptgruppen gelangen (z. B. Diorit in H.-g. B, Andesit in H.-g. C, Granodiorit und Dacit in H.-g. D)¹⁾. Die Hauptgruppen müssen in Untergruppen nach dem Verhältnis $\overset{'}{R}_2O : \overset{''}{R}O$ (in Molekularzahlen) in erdalkalische ($\overset{'}{R}_2O < \overset{''}{R}O$), intermediäre ($\overset{'}{R}_2O = \overset{''}{R}O$) und alkalische Magmen ($\overset{'}{R}_2O > \overset{''}{R}O$) geteilt (in der Hauptgruppe A kommt noch eine Untergruppe „Tonerdemagmen“, in der Hauptgruppe B eine solche von fast oder ganz tonerdefreien Magmen vor) und in denselben natürliche Familien aufgestellt werden. Dabei verliert sich der klassifikatorische Wert der Zahl α , da sie infolge der Einführung der Untergruppen innerhalb der Hauptgruppen verschiedenartig oszilliert. Es ist klar, daß denselben Dienst wie α die Metallatomzahl von Si oder die Molekularzahl von SiO_2 verrichten würde: Man würde dann die Arbeit des Berechnens von α ersparen.

Ich will hervorheben, daß das Verhältnis der Anzahl von Sauerstoffatomen zu der Anzahl der Metallatome (die für 100 Sauerstoffatome vorhandene Anzahl der Metallatome) eine für die Klassifikation verwendbare Größe ist. Es ist nämlich durch dieselbe ausgedrückt, auf welche Weise vier-, drei-, zwei- und einwertige Metallatome an der Zusammensetzung eines Gesteines teilnehmen. Die Sauerstoffatomzahl wächst am schnellsten mit der Si-Atomzahl, am langsamsten mit der K-Na-Atomzahl und zwar

¹⁾ Bereits in der Rezension Milchs (C. f. M. G. P. 1900, S. 184) ausgesprochen.

proportional mit $2 \overset{'''}{R}, \frac{3}{2} \overset{''}{R}, \overset{''}{R}, \frac{1}{2} \overset{'}{R}$. wo R die Metallatomzahl der verschiedenwertigen Metalle vertritt. Das Verhältnis der Summe dieser mit Metallen verbundenen Sauerstoffe zu der Summe der Metallatome

$$\frac{2 \overset{'''}{R} + \frac{3}{2} \overset{''}{R} + \overset{''}{R} + \frac{1}{2} \overset{'}{R}}{\overset{'''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{'}{R}} = \frac{4 \overset{'''}{R} + 3 \overset{''}{R} + 2 \overset{''}{R} + \overset{'}{R}}{2 (\overset{'''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{'}{R})} = \frac{100}{\gamma}$$

und daraus folgendes

$$\gamma = \frac{200 (\overset{'''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{''}{R} + \overset{'}{R})^1}{4 \overset{'''}{R} + 3 \overset{''}{R} + 2 \overset{''}{R} + \overset{'}{R}}$$

ist eine in den Magmenreihen (Rosenbusch' oft regelmäßig ansteigende Größe. Theoretische Grenzen derselben werden durch die Annahme gefunden, daß eine Atomenart die maximale Anzahl erreiche (an 100 Sauerstoffatome entfällt in SiO_2 50 Si , folglich $\gamma = 50\%$ u. s. f) : 50 für SiO_2 , 66.7 für $\overset{''}{R}_2O_3$, 100 für $\overset{''}{R}O$, 200 für $\overset{'}{R}_2O$.

In der Reihe der foyaitischen Magmen (Rosenbusch l. c. S. 228, 229) gelangt das Verhältnis γ zu folgenden Werten (in Klammern Nummer der Analyse): 57.1 (1), 58.0 (2) u. s. w., in der Reihe der theralitischen Magmen : 65.4 (20), 65.7 (18) u. s. w., in der Reihe der granitodioritischen Magmen : 57.9 (1), 58.6 (2), 58.8 (4) u. s. w., in der Reihe der gabbroperidotitischen Magmen : 63.9 (18), 65.4 (19) u. s. w. Fast genau stimmt die γ -Folge mit der Rosenbuschschen Ordnung der Analysen in der Reihe der gabbroperidotitischen Magmen ($\gamma = 63.9$ bis 74.7) überein, eine gute Übereinstimmung hat sie auch mit der der foyaitischen ($\gamma = 57.1$ bis 73.2) und theralitischen ($\gamma = 65.4$ bis 69.6) Sippe, ganz verändert ist sie aber hinsichtlich der granitodioritischen Reihe ($\gamma = 57.9$ bis 64.4)²⁾. Die letztere Erscheinung ist das Ergebnis der unregelmäßigen Oszillation einzelner Metallatomzahlen in dem Verzeichnisse von Rosenbusch, wo Si -Atomzahl 5mal, Al 5mal, Fe 5mal, Mg 4mal, Ca 5mal, Na 6mal, K 4mal ansteigt und diese „Wellen“ keineswegs parallel laufen.

Es ist klar, daß man mit dem Koeffizienten γ , ohne vorherige umständliche Erforschung des Verhältnisses einer Analyse zu anderen Analysen, sofort bestimmen kann, wie weit diese Analyse vom Anfange

¹⁾ Falls R Metallatomprozente bezeichnet, dann ist

$$\gamma = 20.000 : (4 \overset{'''}{R} + 3 \overset{''}{R} + 2 \overset{''}{R} + \overset{'}{R}).$$

²⁾ Metallatomzahl des Hautzenberger Granits (Nr. 1) ist richtiger 173 (nicht 178).

der Reihe entfernt ist. Der Koeffizient γ stellt eine Abszisse dar; als Ordinate, wenn man die Zuständigkeit zu den Rosenbusch' Sippen erkennen will, kann am besten die Differenz $Na-K$ (in Metallatomzahlen) dienen (positive Zahlen nach oben). Die foyaitisch-thermalitischen Magmen sind nämlich nach Rosenbusch' Kerntheorie diejenigen, in welchen Na und K , besonders Na , vorherrschen. Diese Ordinate hilft aber kaum bei den Gliedern, in welchen die Reihen zusammenfließen, dann muß doch eine ausführlichere Untersuchung Platz greifen.

Mit der Loewinson-Lessings Klassifikation läßt sich γ in keine direkte Verbindung bringen, da in γ die Summe der Sauerstoffatomzahlen, in α ein Verhältnis zwischen zwei Teilen derselben Summe enthalten ist. Weil aber Si am meisten über die Anzahl der Sauerstoffatome entscheidet, ist doch zwischen γ und $\frac{1}{\alpha}$ ein angenäherter Parallelismus vorhanden.

Endlich sei noch zum Koeffizienten γ eine spekulative Betrachtung zugefügt. Denken wir uns den Vorgang, wie die Oxydation der Metallatome im Erdinnern stattfindet.¹⁾ Der Umstand, ob dabei die Sauerstoffatome unter den Metallatomen vorhanden sind oder erst von der Oberfläche herkommen, scheint dabei belanglos zu sein. Falls weniger Sauerstoff als nötig, zur Verfügung stände, dann bleiben einige Metallatome unoxydiert. Die Frage, welche von den Metallatomen den Vorteil der Oxydation haben werden, läßt sich nicht in dem Sinne beantworten, daß es diejenigen sein werden, welche mehr Affinität²⁾ besitzen. Es ist wohl wahrscheinlich, daß in der unterirdischen Glut alle Metallatome in dieser Hinsicht einander gleich sind. Sonst müßte bei einer ungenügenden Sauerstoffszufuhr — von dem Mangel an Sauerstoff zeugt der metallische Erdkern³⁾ — ein 100% des prävalenten Oxyds enthaltendes Gestein entstehen. Dasselbe müßte auch in der Erdkruste öfters vorkommen, was aber, von dem winzigen SiO_2 -Vorkommen und Erzgängen absehend, keinswegs zutrifft. Es folgt, daß bei der ungenügenden O -Zufuhr nur physikalische Bedingungen entscheiden. Die nächsten (an der Oberfläche befindlichen) Metallatome werden der Oxydation anheimfallen. Es wird eine wenig mächtige Schicht oxydiert, deren Verhältnis der Oxyde genau das Verhältnis der Metallatome der glutigen Unterlage ($Si Al_2 : Fe_2 : Fe : Ca : Na_2 : K_2$) wiedergibt.

¹⁾ Der Vereinfachung wegen ist der intermediären Verbindungen (Chloride, Silizide, Karbide, Phosphide, Sulphide etc.) nicht gedacht.

²⁾ W. A. Wahl (Beiträge zur Chemie der Meteoriten. Z. f. anorg. Chemie 69, 1911, S. 52 ff.) hat folgende absteigende Reihenfolge der Affinität an der Hand der Bildungswärme der Oxyde festgestellt: $Mg, Ca, Al, Na, K, Si, C, Fe, Ni, Cu$.

³⁾ Auch die Lava, die heute noch gefördert wird, besitzt reduzierende Eigenschaften. Freier Sauerstoff kommt nicht im Magma vor. (Cfr. F. v. Wolff: Der Vulkanismus. 1914, S. 98 u. f.)

Mag also die *O*-Zufuhr genügend oder ungenügend sein, so kommen doch Oxydengemische heraus, die dieselbe metallatomische Zusammensetzung wie die Metallegierung des Erdinnern aufweisen. Wenn diese Metallegierung homogen wäre, müßten auch die aus dem Oxydengemische entstandenen Gesteine dem Analytiker stets dieselben Resultate liefern, was aber keineswegs zutrifft. Die Wanderung der Oxyde und mineralischen Kombinationen derselben dürfte Rand- und Schlierenbildungen erklären, keineswegs aber die chemische Verschiedenheit ganzer enormer, hunderte *km* breiter Komplexe. Es scheint, daß diese chemische Verschiedenheit in der glutigen Metallatombathosphäre ihren Grund hat und daß folglich das Urmagma inhomogen ist. Es gibt verschiedene Teilmagmen, die aus differenten Metallegierungen hervorgegangen sind. Die Metallegierungen liefern auf *jedes 100 eindringender Sauerstoffatome γ Metallatome zur Oxydation*. Aus den Oxyden werden dann Mineralien gebildet.

Die alte Auffassung, daß die verschiedensten Eruptivgesteine eine ziemlich ununterbrochene Reihe zwischen zwei Endgliedern darstellen (Bunsen 1851, Durocher 1857), ließ man fallen, als man erkannte, daß sich durch Mischung dieser zwei Endglieder nicht die wirklichen Massenverhältnisse der Analysen oder umgekehrt, aus diesen Analysen zwei der Bedingung entsprechende Endglieder rechnermäßig ableiten lassen.¹⁾ Zu demselben negativen Ergebnis führte auch die Annahme von 3 oder 4 Endgliedern. Man meinte dann, daß es nur zwei Auswege gäbe: entweder für jedes Eruptivgestein eine besondere Quelle in der Bathosphäre oder aber nur ein einheitliches sich spaltendes Urmagma für alle Eruptivgesteine voraussetzen zu müssen, und entschied sich für die letztere Möglichkeit. Dazu sei zuerst bemerkt, daß zu den beiden noch eine dritte Möglichkeit sich logisch zugesellt: Es gibt mehrere spaltbare Urmagmen.

Die alte Idee wurde wegen der Unmöglichkeit einer rechnermäßigen Ableitung der Zwischenglieder aus den Endgliedern aufgegeben. Lassen sich aber aus einem sich spaltenden Urmagma rechnermäßig zwei wirklich existierende „Spaltungsprodukte“ ableiten? Ist nicht dabei ein zwar umgekehrter aber wesentlich derselbe Prozeß im Spiele? Im ersten Falle sollen zwei Summanden durch eine Summe, im zweiten eine Summe durch zwei Summanden erklärt werden, was aber nicht gelingt.

Tatsächlich also ist nicht bei der Homogenitätshypothese der Umstand wichtig, daß von nur einem Magma und infolgedessen von der Spaltung anstatt Mischung gesprochen wird, als vielmehr daß eine Wanderung bestimmter Oxyde und deren Anhäufung an einzelnen Orten angenommen wird. Wenn man aber einmal diese Wanderung grundsätzlich zugibt, so ist zugleich auch die Einheitlichkeit des Magma preisgegeben. Wollte man den Anfang des Wanderns erst in das Stadium der Bildung von Oxydenkombinationen oder sogar der Kristallisation verlegen, was

¹⁾ Cfr. A. Harker The Natural History of igneous Rocks. 1909, S. 309 ff.

schon in der Nähe der Oberfläche sich abspielt, dürfte man die Differenziation innerhalb der einzelnen Bassins erklären, keineswegs aber diejenige der Bassins selbst.

* * *

Mit Rücksicht auf die gewiß enorm hohe Temperatur des Erdinnern dürfen wir mit Günther und Lukašević¹⁾ annehmen, daß sich dort alle Stoffe im überkritischen Zustande befinden und daher eine gasförmige Phase bilden. Diese müßte homogen²⁾ sein, da den Gasen eine unbegrenzte Mischbarkeit zukommt. Dieser gasförmige Kern ist von einer flüssigen Schicht umgeben, welche ihrerseits von der festen Erdrinde umschlossen wird.

Die Gase des Erdinnern werden sich nun in der flüssigen Schicht auflösen, und zwar jedes in einer Menge, die seinem Partialdruck³⁾ in der gasförmigen Phase und seiner Lösungsfähigkeit entspricht. Das bedingt zum Teil auch eine andere Zusammensetzung der flüssigen Schicht der gasförmigen gegenüber, stört aber keinesfalls die Homogenität der ersteren nahe der Grenzfläche. Wäre die Temperatur der flüssigen Schicht in ihrer ganzen Ausdehnung gleichmäßig, so müßten die Konzentrationen der erwähnten Gase in beiden Phasen unabhängig vom Druck in einem konstanten Verhältnis zueinander stehen (Absorptionsgesetz von Henry). Die Temperatur der flüssigen Zone nimmt aber nach oben allmählich ab, und da der Löslichkeitskoeffizient von der Temperatur abhängig ist, so wird sich auch die Gaskonzentration mit der Höhe kontinuierlich ändern.

Im Laufe der geologischen Entwicklung wird allem Anscheine nach nicht nur die feste Phase, sondern auch die flüssige Phase des Erdkörpers mächtiger, wodurch sich die innere Abgrenzung der festen Phase von der gasförmigen Phase relativ mehr und mehr entfernt. Dadurch läßt sich erklären, warum der Gasgehalt der rezenten Laven klein, der der terziären Eruptivgesteine dreimal, der paläozoischen und präkambrischen siebenmal, der archaischen zwanzigmal größer ist (absolute Daten der Chamberlins Analysen siehe in Wolff: Vulkanismus S. 73 ff.). Wolff⁴⁾ ist der Ansicht, daß im Laufe der Zeit zu den primären

1) Лукашевичъ, I. Д.: Механика земной коры. Verh. d. kaiserl. russ. miner. Ges. St. Petersburg, 1907, S. 521 ff.

2) Da dieses homogene System eine im Vergleich zum Erdradius bedeutende Mächtigkeit wohl besitzen muß, wird eine wenn auch unbedeutende Trennung nach Dichte (Prinzip von Gouy und Chaperon) auftreten. Diese Wirkung wird durch die Zentrifugalkraft ein wenig gehemmt.

3) Streng gilt es von einatomigen Gasen und geschmolzenen Metallen (A. Sieverts und H. Oehme, Ber. d. D. chem. Ges. 46 [1913] 1238). Zweiatomige Gase werden einatomig (mit \sqrt{p} proportional) absorbiert.

4) l. c. S. 80. Auch H. E. Boeke (Grundlagen der phys.-chemischen Petrographie, 1915, S. 226) meint, daß die Zunahme des Gasgehaltes mit dem Alter der

Gasen — deren Menge setzt er wohl der der rezenten Laven gleich — von außen neue Gasmengen hinzukommen, nachdem der Gestaltungsprozeß der Gesteine bereits zum Abschluß gekommen ist. Den Ursprung der Gase sucht er keineswegs im gasförmigen Erdinnern, sondern „unter anderem in den Gasemanationen beim Zerfall radioaktiver Elemente“. Seine Ansicht ist im konsequenten Zusammenhange mit seiner Theorie über den zum Teil radioaktiven Ursprung der innerirdischen Wärme. Man muß aber bedenken, daß sowohl die bereits verfestigten Gesteine, als auch die als rezente Laven herausgeführten Magmen eine gleiche Zeit unter der radioaktiven Wirkung standen. Nur wenn man annimmt, daß bei Intrusion und Extrusion des Magma eine gänzliche Entgasung stattfindet, wäre die Annahme Wolffs einwandfrei, dies läßt sich aber bei diesen erst bei einer hohen (400°—800°) Temperatur entweichenden Gasen kaum behaupten. Es zeugen davon schon die Versuche A. Brun s;¹⁾ junge Eruptive („Roches actives“) explodieren fast in der Nähe ihres Schmelzpunktes, Granit, Gabbro und andere „tote Gesteine“ weisen keine lebhaften Erscheinungen auf, trotzdem sie eine größere Menge der gasförmigen Phase (mechanisch eingeschlossen oder okkludiert) enthalten. Es ist vielmehr anzunehmen, daß die explodierenden Gase (hauptsächlich *HCl*) der jungen Eruptivgesteine einen Rest des im Magma ursprünglich anwesenden Gasgehaltes darstellen — die Gase lösen sich doch im Magma ihrem Drucke proportional auf und werden beim Aufsteigen der Lava während der Druckentlastung nur teilweise frei —, durch Vollkristallisation der Laven und Verwitterung derselben und auch der alten Eruptivgesteine verlieren sich allmählich die explodierenden Gase.²⁾

Die von mir chemisch begründete Verschiedenheit der aufeinander folgenden Zonen der flüssigen Schicht läßt sich nicht mit einer primären Differentiation der Autoren identifizieren, unter welcher man einen innerhalb der schmelzflüssigen Phase (also vor dem Beginne der Kristallisation) sich abspielenden Trennungsvorgang ohne Substanzzufuhr von außen und ohne Änderung der Phase versteht. Diese primäre Differentiation halte ich für unmöglich, insofern sie nur auf der Diffusion basiert. Das Ziel der Diffusion ist nämlich eine gleichmäßige Verteilung der Komponenten, keineswegs also eine Differenzierung. Der primären Differentiation wird übrigens wegen der Viskosität des Magma von Autoren³⁾ eine geringe Bedeutung zugeschrieben. Ähnliches gilt von dem Soret-

Gesteine auf einen Nachschub oder vielleicht z. T. auf die Wirkung radioaktiver Elemente deute.

¹⁾ A. Brun s: Recherches sur l'Exhalation volcanique. Genf. 1911.

²⁾ Von einem enormen Reichtum der Gase zeugt z. B. die junge flüssige Oberfläche der Sonne.

³⁾ Cfr. G. F. Becker: Some queries on rock differentiation. Am. Journ. of Science. 1897. S. 21 ff.

Ludwigschen¹⁾ Prinzip, welches besagt, daß eine Wanderung des gelösten Stoffes längs des Temperaturgefälles (auch Druckgefälles) stattfindet, wenn die Lösung in ihren Teilen verschiedene Temperaturen (Drucke) aufweist. Damit wollte man die Anhäufung der schwerer löslichen Verbindungen an den Abkühlungsflächen erklären; aber der Effekt der Diffusion längs des Temperatur-(Druck-) Gefälles kann nicht groß sein, da sie durch zu hohe Viskosität verhindert wird, und wenn nicht, dann heben wieder Konvektionsströmungen die Diffusion auf. Im Einklange damit ist die Beobachtung, daß die Abscheidung der basischen Fazies an der Abkühlungsfläche keine allgemeine ist. Doelter²⁾ ordnete die Gesteine nach der Viskosität und hat nicht einmal bei dünnflüssigen (basischen) Schmelzen eine Differenzierung beobachtet, was er ähnlich wie Michel Lévy, Sollas und Becker mit dem Fehlen der inneren Beweglichkeit erklärt. Er meint aber, daß unter hohem Druck und bei Gegenwart der Mineralisatoren doch die nötigen Bewegungen möglich wären. Nach meiner Ansicht läßt sich die Möglichkeit der Bewegungen wohl nicht bestreiten, aber eine andere Frage ist es, ob es dabei wirklich zu einer Anhäufung bestimmter Stoffe und nicht eher zu einer angenähert gleichmäßigen Verteilung derselben — die Randzonen etwa ausgenommen — kommen würde. Die spezifisch schweren Stoffe konnten sich bei Versuchen Doelters erst beim Beginn des Erstarrens am Boden des Tiegels oder (vom Gas getragen) an der Oberfläche absetzen.

In dem von mir angenommenen flüssigen Schichtsystem können bei tektonischen Vorgängen untere Schichten teilweise in die oberen hineingepreßt werden, wie man es bei der Eruptionstätigkeit an der Oberfläche beobachtet. Die strömende Bewegung kann durch Dichteänderung (stärkere Abkühlung, lokale Gaszufuhr oder Aufsteigen juveniler Gase nach Sueß) veranlaßt werden. Die vertikale (radiale) chemische Inhomogenität wird dadurch zur horizontalen (tangentialen). Kann aber diese horizontale Inhomogenität dauernd erhalten bleiben? Wird nicht der in die obere Schicht hineingedrungene Teil der unteren Schicht von jener aufgelöst werden? Ich meine, daß es keineswegs im vollen Maße geschehen kann, weil das Magma im allgemeinen nicht dünnflüssig ist, ausgenommen basische (an FeO und MnO reiche) Partien desselben. Saure (an K_2O , Na_2O , SiO_2 , Al_2O_3 reiche) Silikatschmelzen sind nämlich zähflüssig (die Al_2O_3 -Schmelzen wie Teer³⁾), damit stimmt die Beobachtung der saueren Laven überein. Der osmotische Druck d. h. die Kraft, welche den gelösten Stoff vom Orte höherer Konzentration zu solchem niederer treibt, ist dem Druck in Gasen analog. Im Gase stellt sich Gleichgewicht der Dichte bald her, in den Flüssigkeiten träge und langsam, da die Rei-

¹⁾ Wien. Akad. Ber. 20, 539.

²⁾ C. Doelter: Die chemische Zusammensetzung und die Genesis der Monzonitgesteine T. M. p. M. XXI., 1902, S. 217.

³⁾ F. v. Wolffl. c. S. 65.

bungswiderstände in den letzteren groß sind. Die innere Reibung ist eine der Bewegung der Masseteilchen entgegenwirkende Kraft. Sie ist dem Diffusionskoeffizienten umgekehrt proportional. Da der Diffusionskoeffizient mit der Temperatur wächst, muß die innere Reibung sinken und umgekehrt mit der sinkenden Temperatur anwachsen. Das letztere ist aber der Fall in äußeren Schichten der Bathosphäre. Von der Diffusion im Magma gilt wohl fast dasselbe wie von der Kristallisation, von welcher F. v. Wolff¹⁾ trefflich sagt, daß sie in einer Ordnung regellos verteilten Moleküle zum Kristallbaustein und zum Kristallgebäude besteht. „Es ist klar, daß dieser Ordnungsvorgang eine Funktion der Zeit ist. Je kleiner die innere Reibung einer Flüssigkeit ist, desto größer wird die Beweglichkeit der Moleküle sein, desto schneller muß sich der Ordnungsprozeß zum Kristall vollziehen können; mit anderen Worten, in einer dünnflüssigen Schmelze wird sich die Kristallisation viel schneller abspielen als in einer zähflüssigen. Ja im äußersten Grenzfall, wenn die Zähflüssigkeit einen derartigen Grad angenommen hat, daß die entsprechend gesteigerte innere Reibung die Bewegung der Moleküle nahezu aufhebt, kann die Kristallisation erst nach sehr langer Zeit oder überhaupt nicht eintreten.“

Aber auch im Falle, daß die Diffusion kräftig obwalten kann, und dies muß man in unteren Schichten annehmen, dürfte noch ein Umstand hemmend wirken. In der Chemie sind wohl Flüssigkeiten bekannt, die sich nur teilweise gegenseitig lösen. Jeder Temperatur entspricht eine ganz bestimmte Löslichkeit der einen in der andern und umgekehrt. Die gegenseitigen Löslichkeiten steigen meistens mit der Temperatur. Dann nähert sich die Zusammensetzung beider Lösungen immer mehr, bis sie gleich wird. Es tritt dann vollkommene Mischbarkeit ein. Oft verhalten sich aber beide Löslichkeiten gerade umgekehrt oder es sinkt eine mit zunehmender Temperatur, während die andere steigt.

Auf diesem Principe baute Bäckström²⁾ seine Differentiationstheorie auf. F. v. Wolff³⁾ will auch die Rosenbuschsche Kerntheorie auf dieselbe Weise deuten. Rosenbusch⁴⁾ selbst geht nicht so weit. Er sagt nur, daß sich die Spaltungen schon im Zustande der Metallegierung des tellurischen Urmagma entwickeln müssen und daß sich erst beim Aufsteigen in höhere Regionen des Erdinnern die Oxydation und die Wasseraufnahme vollzieht. Alle späteren Spaltungsvorgänge in diesem Silikatschmelzfluß seien durch die den Metallatomen innewohnenden Verwandtschaftskräfte bedingt. Die Gesetzmäßigkeiten desselben Vorgangs

¹⁾ F. v. Wolff l. c. S. 52.

²⁾ Bäckström Causes of Magmatic Differentiation. Journ. of Geol. 1893, S. 773 ff.

³⁾ l. c. S. 163.

⁴⁾ l. c. S. 225.

werden nach Rosenbusch hervortreten, wenn wir die metallischen Kerne „herausschälen.“

Wenn einmal im Magma bestimmte chemische Verbindungen entstehen, könnten sie wohl einander unvollkommen¹⁾ und erst bei bestimmter Temperaturstufe vollkommen mischbare Lösungen bilden. Auf diese Weise müßte aus den vollkommen mischbaren Lösungen ein Hauptgestein von einer mittleren Zusammensetzung und aus den unvollkommen mischbaren Lösungen solche von einer ergänzenden Zusammensetzung entstehen, die die Zusammensetzung des Hauptgesteines ergeben sollten. Einen solchen einfachen Fall gibt es aber keineswegs in petrographischen Provinzen. Was die Rosenbuschsche Kerntheorie speziell anbelangt, so sind die Kerne $(Na, K) Al Si_2$, $Ca Al_2 Si_4$, $\bar{R} Si$, $\bar{R}_2 Si$, \bar{R} und die von Brögger (Das Gangfolge des Laurdalits) zugegebenen $(Na, K) Al Si$, $(Na, K) Al Si_3$, $Ca Al_2 Si_2$ (in Urtiten, Umptekiten, Lestiwariten) im sauerstoffreien Magma nur wenig existenzfähig, da sie den Chloriden, Karbiden, Nitriden, Sulphiden, Phosphiden etc. ganz gewiß Platz räumen müssen, wie schon die Meteorite lehren.

* * *

Aus dem Bilde, welches die chemischen Betrachtungen darbieten, mußten wir die die Homogenität des Magma betreffende Frage negativ beantworten.

Das geologische Bild läßt die Frage offen. Man hat zwar festgestellt, daß verschiedene Gesteine gleichzeitig und geologisch gemeinsam aus dem Magma entstanden sind, aber anstatt des an der Hand liegenden Schlusses, daß das Magma inhomogen ist, hat man in Anbetracht der basischen und sauern Schlieren in einem und demselben Gesteinskörper die Spaltungs- und Homogenitätshypothese ausgebaut.

Es bleibt noch für die Lösung der Frage das petrographische Bild (die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine) übrig. Zweifellos hängt die mineralogische Zusammensetzung von der chemischen ab und könnte uns vielleicht auch über die Urmaterie Bescheid geben. Auf solche Weise wagte man es z. B. auf eine Spaltungsfähigkeit des hypothetischen Urmagma aus der großen Spaltungsfähigkeit der Monzonite und Essexite zu schließen. Analysen derselben Gesteine stimmen nämlich, wie schon oben gesagt, mit den Clarkeschen, die Zusammensetzung des intratellurischen Magma vermutlich anzeigenden Durchschnittszahlen überein. Bei solchen Schlüssen wird oft vorausgesetzt, daß das petrographische Bild der Tiefengesteine nicht von anderen außerhalb des Magma liegenden Faktoren beeinflußt werde. Um das zu prüfen, müssen wir uns die Gewißheit verschaffen, wie weit die mineralogischen Eigenschaften der Tiefengesteine von den chemischen abhängig seien.

¹⁾ Cfr. Boeckel. c. S. 111.

E. R e y e r¹⁾ sagt: „Die Mengenverhältnisse der meisten Elemente (Oxyde) können (im Bereiche der R e y e r s c h e n Typen) innerhalb weiter Grenzen schwanken; es tritt dann nur je nach der elementaren Mischung bald der Feldspat, bald Hornblende und Augit vor, ohne daß der mineralische Charakter des Gesteins sich ändert. Ein Magma von der Zusammensetzung des Typus I (Granit-Liparit) kann ebensowohl wie ein Magma von der Zusammensetzung des Typus II (Syenit-Granitit-Trachyt) oder III (Diabas-Gabbro-augitischer Andesit) als Syenit ausgebildet erscheinen; der Kiesielgehalt kann zwischen 70% und 50% schwanken und doch bildet sich nur Feldspat und Hornblende aus. Sobald aber in einem Magma nur wenige % mehr Alkalien oder *Mg* auftreten, als das normale Magma enthält, bilden sich Nephelin, Leucit und Olivin und es wird durch diese kleine chemische Variation mit einem Schlage der ganze mineralische Charakter des Magma geändert.“ Darin will R e y e r nach meiner Meinung aussprechen, daß der petrographische Charakter Feldspat — Hornblende sich nicht nur aus syenitischen, sondern auch aus granitischen und gabbroiden Magmen ausbilden könne, d. h. nicht von einer bestimmten chemischen Zusammensetzung (stets gleicher SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 u. s. w. Menge), wohl aber von dem stets gleichen Verhältnis bestimmter Oxyde (Na_2O , K_2O , MgO) abhängig sei. Eine und dieselbe Analyse könnte nach R e y e r keineswegs von einem Granit (einer basischen Schlicre desselben), einem Syenit oder einem Gabbro geliefert werden. In Wirklichkeit kommt aber der Fall vor (vergl. R o s e n b u s c h l. c. S. 95, N. 2 und 6; S. 121, N. 10; S. 180, N. 1). Im weiteren bringt R e y e r die Bildung von Leucit — Nephelin — Olivin in Verbindung mit der Menge von Alkalien und Magnesia. Er spricht die Vermutung aus (l. c. S. 221), daß ein verhältnismäßig geringer Überschuß eines Elementes die Bildung neuer Minerale verursache z. B. daß beim Hinzutreten von 4% Kali (3% Natron) Leucit (Nephelin) gebildet werde. Seine Vermutung läßt sich aber durch den Vergleich einer Analyse des orthoklasführenden Shonkinits (R o s e n b u s c h l. c. S. 204, N. 2 mit 5.61 Gewichtsprozenten K_2O) mit einer Analyse des leucitführenden Missouriits (ib. S. 208, N. 1, mit 5.14% K_2O), durch den Vergleich eines Anorthosits (ib. S. 186, N. 6, mit 3.68% Na_2O) mit einem Nephelinijolith (ib. S. 210, N. 6, mit 2.60% Na_2O) und durch den Vergleich eines olivinfreien Diorits (ib. S. 167, N. 15a, mit 6.24% MgO) mit einem Olivingabbro (ib. S. 180, N. 14, mit 4.62% MgO) widerlegen. Demzufolge scheint die Bildung eines bestimmten Minerals nicht zum chemischen Begriff der Gesteine zuzugehören, ausgenommen etwa die nicht weiter „spaltbaren“ Magmen und magmatischen Reste, welche die Zusammensetzung eines Eruptivgesteine bildenden Minerals aufweisen.²⁾

¹⁾ E. R e y e r Theoretische Geologie. 1888, S. 221 u. f.

²⁾ Aber auch in einem solchen Falle, falls z. B. ein sauerstoffreies Magma die Zusammensetzung eines Albitkerns $Na_2 Al_2 Si_4$ besitzt, dürfte wohl — wenn die

In dem Kapitel „Existenzbedingungen der Minerale — Genetische Beziehungen“ (l. c. S. 222) spricht schon R e y e r ganz ausdrücklich aus, daß die Existenz bestimmter Minerale nicht bloß von dem chemischen Bestande, sondern auch wesentlich von den genetischen Verhältnissen abhängt. Er hebt Druck und Durchtränkung hervor. Aber die Beispiele, die er anführt (Verschiedenheiten in der feineren chemischen Zusammensetzung und Habitus eines und desselben Minerals z. B. Orthoklas — Sannidin, oder einer und derselben oder ähnlichen chemischen Verbindung z. B. Quarz — Tridymit — amorphe Kieselsäure, Augit der Tiefe — Hornblende der Oberfläche) verengen seinen Standpunkt auf die Gegensätze des mineralischen Bildes, welche sich als Funktion des Niveaus (Schnelligkeit des Erstarrens) äußern. Ich will vielmehr im folgenden zeigen, daß unter den genetischen die physikalischen Bedingungen auch in der Tiefe Oberhand haben. Der Beweis wird an der Hand des in R o s e n b u s c h: „Elemente der Gesteinslehre“ enthaltenen Analysenmaterials betreffend die Bildung von Leucit, Nephelin, Anorthit, Olivin und Hornblende geführt.

In Graniten werden Alkalifeldspate und saure Plagioklase gebildet, in Leucit- und Elaeolithsyeniten, wo keine freie SiO_2 übrigbleibt, sind neben Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin, Anorthoklas) und Albit oft Leucit, Nephelin, wohl aber keine Plagioklase (außer Albit) entstanden. In normalen Syeniten werden Plagioklase gebildet, aber der Quarz fehlt kaum jemals. Die genannten Gesteinsgruppen sind sehr verwandt und durch Übergänge verbunden, der Hauptunterschied ist der Mangel an Quarz bei den Leucit- und Elaeolithsyeniten. Untersuchen wir, ob von diesem Mangel die Bildung von Leucit und Nephelin abhängig ist.²⁾

Massenverhältnisse allein im Spiele wären — ein Gestein aus 50% (Albit $Na_2Al_2Si_6O_{18}$), 30% Nephelin ($NaAlSiO_4$) und 20% Quarz (SiO_2) entstehen. Daraus erklären sich die Schwierigkeiten der Berechnung von Analysen, von welchen O s a n n (Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. T. M. p. M. XXI., S. 409) spricht, indem er die diesbezügliche Äußerung L i n c k s zitiert. Dieselben sind auch jedem Geologen ziemlich bekannt. O s a n n selbst führt in derselben Arbeit für die Natronminette von Hao wesentlich andere Prozente der Mineralien als B r ö g g e r an.

²⁾ Vergl. auch die Versuche L a g o r i o s (Über die Natur der Glasbasis sowie die Kristallisationsvorgänge im erupt. Magma. T. M. p. M. VIII., 1887). Auch F. B e c k e (Die Eruptivgebiete des böhm. Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine. T. M. p. M. XXII., 1903, S. 216) will als Tatsache feststellen, daß je nach dem SiO_2 — Gehalte (der

Höhe der Si -Ordinate) aus $A = (Na, K)_2O$ die Feldspatmolekel $R_2Al_2Si_6O_{18}$, bei geringerem Gehalt die Leucitmolekel $R_2Al_2Si_4O_{12}$ oder die Nephelinmolekel $R_2Al_2Si_2O_8$ entstehen kann. Ist der Gehalt an Si größer als die Si -reichsten Verbindungen erfordern, so führt das notwendig zur Bildung von Quarz, Tridymit oder Si -reichem Glas. Das Sinken des Si -Gehaltes unter die Sättigungsgrenze bedeutet nach B e c k e Bildung von Feldspatvertretern ev. Olivinsilikat [aus $F = (Mg, Fe, Ca)O - Al_2O_3 - A$] oder Ausscheidung freier Oxyde.

Die Alkalifeldspate ($KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$) brauchen zur Bildung eines Molcküls 3 SiO_2 -Oxyde, Leucit ($KAlSi_2O_6$) nur 2 SiO_2 , Nephelin ($NaAlSiO_4$) endlich nur 1 SiO_2 . Es ist wahrscheinlich, daß bei einer geringeren Menge von SiO_2 sich entweder zuerst aus Alkalien die Leucit- und Nephelinmoleküle bilden und dann erst aus der übrigbleibenden Menge von SiO_2 durch Zunahme von 1 resp. 2 SiO_2 in Feldspat umgewandelt werden, oder aber die Feldspate zuerst gebildet werden und dann die noch freien Alkalien den Feldspatmolekülen die Kieselsäure abnehmen.

Was den Bedarf an SiO_2 betrifft, lassen sich die gesteinsbildenden Mineralien ev. einige charakteristische Moleküle derselben in folgende ansteigende Reihe (der eine Al_2O_3 -Bedarfsreihe zugefügt wurde) zusammenstellen:

Relative Si -Menge in Mineralien:

Olivin (Mg, Fe)₂ SiO_4 . . . $\overset{''}{R}_2$ (= 4 Valenzen) : Si

Nephelin $NaAlSiO_4$. . . $\overset{'}{R} \overset{'''}{R}$ (= 4 Valenzen) : Si

Anorthit $CaAl_2Si_2O_8$. . . $\overset{''}{R} \overset{'''}{R}_2$ (= 8 Valenzen) : 2 $Si = 4 V.$: Si

Biotit $H_2O \cdot 2K_2O_3 \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + 6Mg_2SiO_4$. . . $\overset{'}{R}_6 \overset{''}{R}_{12} \overset{'''}{R}_6$ (= 48 Valenzen) : 12 $Si = 4 V.$: Si

Muskovit $2H_2O \cdot K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. . . $\overset{'}{R}_6 \overset{''}{R}_6$ (= 24 Valenzen) : 6 $Si = 4 V.$: Si

Leucit (K, Na) $AlSi_2O_6$. . . $\overset{'}{R} \overset{'''}{R}$ (= 4 Valenzen) : 2 Si

Pyroxen	{	$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ $(Ca, Mg, Fe)(Al, Fe)_2SiO_6^1$	}	. . . 4 V. : 2 Si
Aegirin		$NaFeSi_2O_6$		
Arfvedsonit		$Na_2Fe_2Si_4O_{12}$		

Albit $NaAlSi_3O_8$ $\overset{'}{R} \overset{'''}{R}$ (= 4 Valenzen) : 3 Si

Orthoklas $KAlSi_3O_8$ „ „ „ „

Relative Al -Menge in Mineralien:

Pyroxen²⁾ . . . $(Ca, Mg)O : Al_2O_3 \doteq \overset{''}{R} : 2 Al = 2 \overset{'}{R} : 2 Al = R : Al$

Anorthit . . . $CaO : Al_2O_3 = \overset{''}{R} : 2 Al = \text{„} \text{„}$

Orthoklas . . . $K_2O : Al_2O_3 = \text{„} \text{„}$

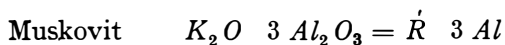
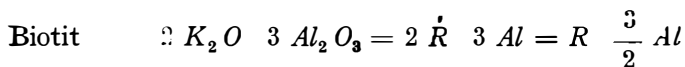
Leucit . . . $K_2O : Al_2O_3 = \text{„} \text{„}$

Albit . . . $Na_2O : Al_2O_3 = \text{„} \text{„}$

Nephelin . . . „ „ = „ „

1) $\frac{4}{3} (Al, Fe) = Si$.

2) Nur Al -haltige alkalifreie Moleküle angeführt, nur dieselben werden auch weiter unten in Erwägung genommen.



Durch die obige Beobachtung ermuntert, dürfte man einen induktiven Schluß ziehen, daß die Bildung der Feldspate und der im ersten Verzeichnis unten angeführten Mineralien überhaupt nur an die mit SiO_2 angeereicherten, die der oberen daselbst an die mehr basischen Analysen zu fallen müsse. Es stimmt auch oft. Der Quarz ist nicht vorhanden z. B. in leucit- und pseudoleucitführenden Missouriiten, Fergusiten, Leucitshonkiniten, ebensowenig in nephelinführenden Essexiten, Shonkiniten, Therolithen, Maligniten und Ijolithen. Es existieren aber auch Ausnahmen. In Alkalisyeniten — Nordmarkite und Pulaskit (Rosenbusch l. c. S. 128, N. 5) ausgenommen — fehlt der Quarz, doch die Leucit- und Nephelinbildung bleibt aus. In Monzonit ist kein Quarz oder nur in sehr geringer Menge vorhanden (die Quarzmonzonite ausgenommen), trotzdem entsteht Leucit nur in Sommaiten und Nephelin in Nephelin-Monzoniten. Was diese Ausnahmen betrifft, so haben Shonkinitfazies von Monzoniten (l. c. S. 123, N. 1c, 2c, 3c), Nephelinmonzonite (4a, 4b, 4c) und Sommaite (5a, 5b, 5c) in ihren Analysen stets weniger als 52% SiO_2 ; wo die SiO_2 -Menge anwächst, bleibt die Leucit- und Nephelinbildung aus. In Alkalisyeniten findet man im Einklange damit 52.34% bis 63.76% SiO_2 . Doch darf man in der angeführten Zahl keine allgemein gültige Grenze sehen, da im Ijolith (S. 210, N. 7) bei 63.76% SiO_2 (Übergangsgestein in Granit) noch Nephelin entstanden ist.¹⁾

Auch in anderen Richtungen gibt das obige Verzeichnis keinen Bescheid. Gleich beim Granit könnte man fragen, warum bildet sich Biotit anstatt des Orthoklases, warum entsteht aus seinem MgO nicht ein Mineral aus der Pyroxen-Amphibolgruppe? Dürfte das vorhandene Wasser die Bildung Biotits veranlassen? In dem Falle aber konnte anstatt des Biotits wasserhaltiger Muskovit entstehen und aus MgO ein an SiO_2 reicherer Amphibol. Vielleicht ist dabei im Spiele der Al_2O_3 -Gehalt? Stimmt es aber mit der Wirklichkeit? Zeigen Analysen, daß bei einem gleichprozentigen MgO -Gehalte mehr Al_2O_3 in Amphibolgranititen, bei einem gleichen Al_2O_3 -Gehalte mehr MgO in Granititen vorhanden ist? Eine positive Antwort findet man zweimal (S. 88, N. 5 und 13, 4 und 10), eine negative auch zweimal (ib. N. 7 und 12, 5 und 11).

In der Familie der Leucit- und Elaeolithsyenite sind keine kalkhaltigen Feldspate vorhanden, die Bildung Anorthits $CaAl_2Si_2O_8$ kommt nicht zu stande. CaO ist enthalten in Pyroxen oder Amphibol. Da in dem Molekül des Anorthits zu Ca zwei Al und zwei Si gehören, in dem

¹⁾ Nicht nur in diesem Ijolith, sondern auch in anderen oben genannten Analysen mit weniger als 52% SiO_2 ist genug SiO_2 zur Bildung der Feldspate.

Tonerde - Molekül des Pyroxens zwei *Al* und ein *Si*, in dem Tonerde-Molekül des alkalifreien Amphibols $\frac{2}{3}$ *Al* und ein *Si*, dürfte man erwarten, daß der Überschuß an Al_2O_3 und SiO_2 die Bildung des Anorthits fördert. Aber ein plagioklasführender Glimmersyenit (S. 121, N. 3a) mit 1.24% *CaO* hat um 8.94% Al_2O_3 weniger als Elaeolithsyenit (S. 146, N. 5) mit einer fast gleichen Menge SiO_2 und 1.15% *CaO*. Obwohl das Beispiel dagegen spricht, muß man noch bedenken, daß in Elaeolithsyeniten nur soviel Al_2O_3 vorhanden ist, daß die Alkalien genügen (in N. 5 ein Überschuß 0.9 M.-Z., in N. 6 ein Mängel 0.8 M.-Z. Alkalien) sie feldspatartig zu binden. In den Glimmersyeniten im Gegenteil bleibt ein Überschuß an Al_2O_3 (in N. 3a + 2.5 M.-Z., in N. 3b + 2.3 M.-Z.) nach der Bindung der Alkalien übrig, und das dürfte der Grund sein, weshalb in den letzteren der Anorthit gebildet werden kann. Wenn diese Regel richtig wäre, müßte bei normalen Graniten, Dioriten, Gabbros, Noriten, Essexiten und Theralithen ähnlich wie bei den normalen Syeniten nach der Bildung von Alkalifeldspaten noch freies Al_2O_3 -Oxyd übrigbleiben, aber bei alkalischen Graniten, alkalischen Syeniten und Shonkiniten ähnlich wie bei den Elaeolithsyeniten müßte seine Menge knapp sein. Nichtsdestoweniger zeigt Laurvikit (S. 228, N. 5) ein 4.1 Mol. % Überschuß an Al_2O_3 und dabei keinen Plagioklas. *CaO* (3.03%) findet in Augit, Diopsid, Hypersthen, barkevitischer Hornblende und spurenweise in Orthoklas ihr Unterkommen. Ähnlich sieht man einen Tonerdeüberschuß von 2.2 M. % in Sodalithsyenit (S. 228, N. 6), 2.4 M. % in Litchfieldit (ib. N. 7), 1.4 M. % in Lujaurit (ib. N. 8), 1.0 M. % in Ditroit (ib. N. 9), 2.5 M. % in Laurdalit (ib. N. 12) und dabei keinen Plagioklas. Es ist interessant, daß bei Äkeriten (N. 4 bis 7) dieser Überschuß rund 1.2 bis 7.5 M. % ausmacht und zugleich zur Bildung des Plagioklases führt. Bei augitführendem Glimmersyenit von Hedrum (S. 132, N. 9) kommt nur ein 0.2 M. % Al_2O_3 -Überschuß und trotzdem bilden sich Plagioklase. Bei Nordmarkiten, Hedrumiten, Pulaskiten, Umptekiten, Pyroxen- und Aegirinsyeniten ist die Molekularzahl der Alkalien derjenigen der Tonerde gleich,¹⁾ Plagioklase werden nicht gebildet. Die Gültigkeit der Regel findet man bei Essexiten (3.5 bis 4.9 M. % Tonerdeüberschuß), Graniten und anderen Gesteinen der granitodioritischen Reihe, auch bei Gabbros (1.2 bis 11.0 M. % Tonerdeüberschuß). Bei Monzoniten, Nephelinmonzoniten, Sommaiten und Kentalleniten begleitet ein Tonerdeüberschuß von 2 bis 7 M. % die Bildung Anorthits in Plagioklasen.

Aber bei plagioklasfreien alkalischen Graniten findet sich erst bei Riebeckit- und Riebeckitakmit-Graniten (S. 86, N. 8 bis 11) ein kleines Defizit an Tonerde (höchstens rund 1 M. %, bei Aegiringranit rund 4 M. %), sonst bei Alkaligranititen ein Tonerdeüberschuß von rund 1 M. % (bei

¹⁾ Ausnahme: Pulaskit von Kyschtym-Ural mit 34 M. % Al_2O_3 , gegenüber 14.7 M. % Alkalien.

Alkaligranitit mit Turmalin 3·7 M.%, der Eisenwert desselben ist klein und zwar 0·77% Fe_2O_3 , sonst 1 bis 2 M.%). In den plagioklasfreien Elaeolithsyeniten, Pyroxen-, Glimmer- und Amphibolfoyaiten schwankt sich die Molekulardifferenz Al_2O_3 —Alkalien um ± 2 M.%. Bei Mariupolit, Chibinit, aegirinreichem Lujaurit, Eudialytsyenit, Katapleitsyenit, Sodalithsyenit, Tawit, Urtit, Cancrinitaegirinsyenit, Cancrinitesyenit und Leucitysenit ist stets ein Deficit an Tonerde erkennbar und dabei kein Plagioklas. Bei Monmouthit und Borolanit ist Al_2O_3 -Überschuß vorhanden (bei Monmouthit rund 3 M.%, bei Borolanit rund 2 bis 4·5 M.%), doch nur der erste beherbergt Plagioklase in einer kleinen Menge. Dabei enthält Monmouthit 5·75% CaO , 0·44% Fe_2O_3 , 2·19% FeO , Borolanit 5·4 bis 14·0% CaO , 6·7 bis 10·06% Fe_2O_3 , 0·8 bis 2·71% FeO . Es wäre die Vermutung möglich, daß die größere Eisenmenge in Borolanit die Bildung der Plagioklase hemme. Die Vermutung bewährt sich aber keineswegs bei plagioklasführenden Theralithen, die einen ebensogroßen Eisengehalt als plagioklasfreie Shonkinite von paralleler chemischer Zusammensetzung aufweisen.

Die letztgenannten Familien sind noch in einer anderen Hinsicht interessant. CaO -Gehalt sucht bei Shonkiniten in Pyroxen und Amphibol sein Unterkommen. In Shonkinit S. 205, N. 14 ist sogar zweimal soviel CaO (14%) als in Theralith ib. N. 20 und dabei weist Theralith mehr Al_2O_3 auf. Theralith N. 21 daselbst ist sowohl an CaO als Al_2O_3 reicher als Shonkinit N. 5. In den Analysen N. 15 u. 16 daselbst besitzt Theralith mehr CaO aber weniger Al_2O_3 als Shonkinit N. 10. Die in den drei letzten Sätzen angegebenen Verhältnisse gelten auch hinsichtlich der Molekulanzahl von $Al_2O_3 + Fe_2O_3$. Es läßt sich folglich keine Beständigkeit darin feststellen.

Dabei zeigen aber Theralithe (auch Teschenite und Augittescheneite) weniger K_2O als Shonkinite mit einem fast gleichen Gehalt an SiO_2 (vergl. N. 18 und 1, 19 und 13, 20 und 14, 10 und 15 und 16, 22 und 6, 23 und 3, 24 und 1, 25 und 17, 26 und 16) und nur in einem Falle sind sie hinsichtlich K_2O einander gleich. Es scheint, daß auch molekulare Menge von $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ bei Theralithen stets größer sein sollte, da nur in zwei Fällen (N. 19 und 13, 22 und 6) ein kleiner Gegensatz vorkommt. Die Al_2O_3 -Menge ist dabei einmal kleiner, ein andermal größer als in Shonkinit. In den Analysen, wo Al_2O_3 reicher in Theralith als in Shonkinit vorkommt, läßt sich nichts Ähnliches bei anderen Oxyden feststellen. Die Theralith- (Teschenit-) und Shonkinitanalysen, welche eine fast gleiche Gewichtsmenge von CaO zeigen (N. 10 und 14, 19 und 13 und 15, 20 und 3, 21 und 15 und 13, 22 und 12, 23 und 3, 25 und 13 und 15, 26 und 3) lassen zwei Gesetzmäßigkeiten erkennen und zwar eine Anreicherung mit K_2O in Shonkiniten, eine Anreicherung mit der Molekularsumme $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ in Theralithen. Es folgt daraus, daß aus zwei sonst gleichen shonkinitischen Magmen sich plagioklasführender Theralith (Teschenit)

nur aus demjenigen entwickelt, welches bei gleicher SiO_2 -Menge weniger K_2O und bei gleicher CaO -Menge mehr $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ -Moleküle besitzt.

Dieses Ergebnis ist aber nicht im Einklang mit der Zusammensetzung der Plagioklase (des Anorthits). Zur Bildung des Anorthits ist doch soviel Al_2O_3 nötig als zur Bildung von tonerdehaltigen Molekülen der Pyroxene, in welchen bei Shonkinit CaO sein Unterkommen sucht.

Warum sollte bei Theralithen mehr $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ zu demselben Zwecke vorhanden sein? Es ist wahr, daß auch ein wenig Fe_2O_3 in Anorthit eintreten kann, besonders aber gilt es von Pyroxenen, und infolgedessen dürfte man eine gerade gegensätzliche Erscheinung erwarten. Ebenso wenig läßt sich eine kausale, genetische Verbindung der Plagioklase mit der Menge an K_2O begreifen. Der K_2O führende Orthoklas kommt sowohl in Shonkiniten als auch in Theralithen vor, er gehört sogar zum Begriffe dieser Familien und seine große Menge vermag kaum die Bildung des Plagioklases hindern, umsoweniger als in anderen Gesteinen sich große Orthoklasmengen mit Plagioklasen gut vertragen.

Åkerit (S. 132, N. 3 bis 8) und Laurvikit (ibid. N. 1 und 2) lieferten sehr ähnliche Analysen (vergl. besonders N. 1 und 4), aber Plagioklas bildete sich nur in Åkerit. Die um 2% größere Menge an CaO bei Åkerit konnte dabei nicht entscheiden, da in Laurvikit N. 2 noch mehr CaO vorkommt als in Åkerit, während die Molekularzahlen von Al_2O_3 einander gleichen.

In Fergusit ist kein Plagioklas. Seine Analyse (S. 208, N. 2) und die Analyse eines plagioklasführenden Essexits (S. 196, N. 6) geben folgende Molekularprozent:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Fergusit	58.4	9.7	2.1	1.5	7.7	11.9	3.2	5.5
Essexit	57.6	9.7	2.8	1.5	9.8	12.5	4.5	1.6

Es zeigt sich, daß in Essexit für eine etwa gleiche Menge von CaO nur dasselbe Quantum Al_2O_3 und annähernd auch SiO_2 zur Verfügung steht. Da wir die Wirkung des Kali bereits ausgeschlossen haben, wo sollen wir dann den Grund suchen? —

Für die Bildung des Olivins $(Mg, Fe)_2SiO_4$ scheint in Fergusit mehr Gelegenheit zu sein als in Essexit. Es ist wohl in Essexit mehr $(Mg, Fe)O$ und zwar um 2.1 M.%, aber nach Bildung von Alkalifeldspat und Nephelin (aus 1.6 M.% K_2O und 4.5 M.% Na_2O) bleibt in demselben 48.3 M.% SiO_2 , in Fergusit nach Bildung von Pseudoleucit nur 38.7 M.% SiO_2 übrig. Olivin verbraucht am wenigsten SiO_2 . Da sich in Pseudo-

leucit 8.7 M. % Alkalien und ebensoviel Al_2O_3 vorfinden, bleibt für zweiwertige Oxyde in Fergusit nur 1.0 M. % Al_2O_3 (mit Fe_2O_3 zusammen 3.1 M. %). Man sollte demzufolge Amphibol erwarten, der sich mit wenig Al_2O_3 vergnügt. Trotzdem wird Diopsid und sogar Biotit gebildet, welcher letzterer von allen genannten am meisten Al_2O_3 benötigt. Wenn auf solche Weise Al_2O_3 rasch absorbiert wird, muß sich selbstverständlich für die Bildung eines tonerdefreien Olivins viel Gelegenheit bieten.

Ijolithe sind mit Shonkiniten chemisch sehr verwandt, weshalb sie als feldspatfreie Shonkinite bezeichnet werden. Warum wird aber in jenen nicht Orthoklas gebildet? Im Ijolith von Jivaara (S. 210, N. 2) ist fast ebensoviel K_2O als im Shonkinit (S. 204, N. 6) und an Al_2O_3 ist keine Not, da im Ijolith weit mehr derselben vorhanden ist und nach der Nephelinbildung eine gleich große Molekularmenge von Al_2O_3 wie bei Shonkinit übrigbleibt.

Fassen wir nun die Ergebnisse zusammen! Die Bildung von Orthoklas und Leucit, von Albit und Nephelin, auch von Anorthit, Hornblende, Orthoklas, Muskovit einerseits und von den übrigen dieselben Oxyde enthaltenden Mineralien andererseits ist nicht chemisch eindeutig bestimmt, d. h. es läßt sich, vorausgesetzt, daß die nötigen Oxyde vorhanden sind, aus den Massenverhältnissen der Analysen im allgemeinen nicht herauslesen, was für ein Glied aus den zugehörigen Paaren das Tiefengestein beherbergt.

Da sich die Mineralienbildung nicht allein aus den chemischen Massenverhältnissen erklären läßt, so ist es klar, daß dabei auch physikalische Verhältnisse eine Rolle spielen müssen. Die Mineralienbildung ist somit eine Funktion nicht nur der chemischen, sondern auch der physikalischen Agentien. Das wurde bereits mehrfach experimentell bewiesen. Die Löslichkeit im Magma, die mit der Viskosität steigende Fähigkeit im Magma unterkühlt zu werden, Kristallisationsvermögen und Kristallisationsgeschwindigkeit (= Wachstumsgeschwindigkeit gesteinsbildender Mineralien), beide von Übersättigung und Unterkühlung abhängig, beeinflussen nicht nur die Ausscheidungsfolge, sondern teilweise auch den Mineralbestand. Die ausgeschiedenen Kristalle können durch Wirkung der Schwere nach ihrem spezifischen Gewichte abtransportiert werden, wodurch eine lokale Differenziation zustande kommt.

Feinere Veränderungen der genannten Faktoren verursachen z. B. die Zonenstruktur.¹⁾ Eine wichtige Rolle spielen auch die Mineralisatoren (agents minéralisateurs) z. B. Verbindungen von *Cl*, *F*, *B*, *W*, *P*, *C*. Vom chemischen Standpunkte aus sind sie als Katalysatoren aufzufassen. Bedeutend ist aber auch ihre physikalische Wirkung, die hauptsächlich in der Herabsetzung der Viskosität der Schmelze und aus dieser folgenden

¹⁾ Cfr. Becke F.: Über Zonenstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. T. M. XVIII., 1898.

Erhöhung der Kristallisationsfähigkeit besteht. Außerdem erniedrigen sie auch den Schmelzpunkt und ermöglichen dadurch die Bildung von Mineralien, welche sonst aus dem Schmelzfluß nicht hätten entstehen können.

Außer durch den wichtigsten aller physikalischen Einflüsse, die Temperatur, werden auch durch den Druck den Existenzgebieten einzelner Gesteinsmineralien Grenzen gelegt. Der Einfluß des Druckes offenbart sich am deutlichsten in der Schmelzpunktsverschiebung, die gemäß der aus der Thermodynamik bekannten Gleichung von Clausius-Clapeyron

$$\frac{dT}{dp} = \frac{T(V_f - V_k)}{Q}$$

erfolgt, in welcher T die absolute Schmelztemperatur, p den Druck, Q die Schmelzwärme, V_f das spezifische Volum der flüssigen und V_k dasjenige der kristallisierten Phase bedeuten. Die Differenz $V_f - V_k$ hat bis auf seltene Ausnahmen (Wasser, Wismut) einen positiven Wert, somit wird im allgemeinen der Schmelzpunkt durch den Druck erhöht.¹⁾ Auf den Einfluß der Temperatur und des Druckes auf die chemischen Vorgänge im Magma werden wir bei Besprechung des chemischen Gleichgewichtes noch näher eingehen.

Während die Gesteinsanalysen eine enorme Anzahl verschiedenster Oxydverhältnisse liefern, ist diejenige der gesteinsbildenden Hauptminerale eine recht geringe. Die Gesteinsfamilien werden aber von den Petrographen nach ihrer mineralischen Zusammensetzung charakterisiert, was eine künstliche Vereinfachung der Gesteinswelt bedeutet.²⁾ In der Tat gibt es zahlreiche Übergänge in den Gesteinsfamilien, hauptsächlich bei Essexiten, Monzoniten, Dioriten, Gabbros etc.

Es ist wohl ein Bedürfnis der Menschen, nach dem Muster der organischen auch in die anorganische Welt den Gedanken einer Vereinfachung, nämlich den Begriff einer Art und Familie, hineinzutragen. Da dieser Gedanke durch die mineralische Vereinfachung der Gesteinsentwicklung gefördert wurde, wagt der sinnende Geist zur weiteren Deduktion der Homogenität des Stammagma und hofft durch dessen

¹⁾ Nach Tammann verringert sich der Unterschied zwischen den spezifischen Volumina der flüssigen und der festen Phase mit steigendem Druck, kann Null und schließlich auch negativ werden. Dementsprechend vermindert sich auch der Einfluß des Druckes auf den Schmelzpunkt, welcher in der Nullage von $V_f - V_k$ sein Maximum erreicht, um bei weiter steigendem Druck zu sinken, wenn $V_f - V_k$ negativ geworden ist.

²⁾ Man könnte einwenden, daß sich die Anzahl der Gesteine keineswegs vermindert, sondern vergrößert, wenn durch verschiedene physikalische Einflüsse aus einer und derselben Materie verschiedene Mineralien und folglich auch verschiedene Gesteine gebildet werden können. Diese Vergrößerung erscheint aber gegenüber der durch Mineralienbildung verursachten Vereinfachung sehr unbedeutend.

Spaltung die schon verkleinerte Anzahl der Gesteine aus demselben erklären zu können. Wie man aber in der Zoologie den Gedanken Lamarcks von einer einzigen aufsteigenden Linie in der Entwicklung der Organismen fallen ließ und einen polyphyletischen Ursprung annahm, so wird es höchst wahrscheinlich auch in der Geologie mit der Homogenität des Magma sein müssen.

Die bemerkenswerte petrographische Gleichartigkeit eines und desselben petrographischen Vorkommens (Erguß- oder Tiefen-Gesteins) erklärt sich auch bei der angenommenen Inhomogenität eben aus den großen Dimensionen der Bathosphäre; auch wenn sie inhomogen ist, dürfen große Partien derselben eine ziemlich konstante Zusammensetzung aufweisen. Umgekehrt sprechen deutlich für die Inhomogenität: Bildung der basischeren und dunkleren „älteren Ausscheidungen“, Schlierenbildung der Essexite, Diorite und Gabbros, essexitische Konkretionen in Foyaite, das geologische Treffen der verschiedenen Typen von alkalischen Syeniten (Nordmarkit, Åkerit, Laurvikit, Laurdalit) und alkalischen Graniten, schlieriger Ausbau der Monzonite aus Teilen von angenähert granitischer, dioritischer, gabbroider, pyroxenitischer, peridotitischer und shonkinitischer Zusammensetzung, der allmähliche Übergang der Leuzitsyenite in Foyaite, gemeinsames geologisches Auftreten der Nephelin- und Leucitsyenite mit Alkali-Syeniten und -Graniten, der Peridotite und Pyroxenite mit Dioriten, Gabbros und theralitischen Gesteinen (Essexiten, Shonkiniten, Theralithen, Missouriiten und Ijolithen), der Gabbrotypen mit Granititen, Syeniten und Dioriten.

Mit der Inhomogenitätshypothese steht in keinem Widerspruch, daß Kalkalkaligesteinsreihe (Granite, Diorite, Gabbros, Peridotite, Pyroxenite) und Alkaligesteinsreihe (Alkali-Granite, -Syenite, Elaeolith-Syenite, Essexite, gewisse Peridotite und Pyroxenite) eine geologische Selbständigkeit besitzen und daß eine solche für die Charnockit-Anorthosit-Reihe vermutet wird. Wenn aber nur ein Stammagma angenommen wird, muß man zuerst diese „Spaltung“ in drei sekundäre Stammagmen und dann erst eine ausführlichere „Spaltung“ eines jeden erklären, was wieder neue Schwierigkeiten mit sich bringt.

Durch Eintritt von etwas basischem Plagioklas oder Feldspatoiden gehen Peridotite und Pyroxenite allmählich in diorito-gabbroide ev. theralitische oder anorthositische Gesteine über, mithin wird eine sichere Unterscheidung der Pyroxenite und Peridotite der Alkaligesteinsreihe von denjenigen der Kalkalkaligesteinsreihe und von denjenigen der Charnockit-Anorthosit-Reihe nicht immer möglich, falls der örtliche Verband mit verwandten Gesteinstypen fehlt. Wenn die Homogenitätshypothese richtig wäre, müßte man nicht dann in diesen gemeinsamen Endgliedern gerade den Ausdruck der Zusammensetzung des Stammagma erblicken? Doch wie weit sind diesbezügliche Analysen von den Clarkeschen

Durchschnittszahlen entfernt? Und weiter, wie könnten sich aus einem mit $\overset{R}{R}O$ vollgepfropften und an SiO_2 relativ armen Magma durch Spaltung dreierlei selbständige Magmenreihen entwickeln, deren Glieder je weiter vom gemeinsamen Punkte desto mehr SiO_2 besitzen? Woher sollte dieses SiO_2 herkommen, wenn nur ein und dazu an SiO_2 armes Stammagma existierte?

Ein zur Spaltung geneigtes Magma müßte der Homogenitätshypothese gemäß immer Spaltungsprodukte abgeben, da die Bedingungen dazu (Abkühlungsflächen, Nebengestein zur Assimilation, überaus kleine Wahrscheinlichkeit einer gerade eutektischen Mischung, Wirkung der Schwere) überall vorhanden sind; trotzdem treten z. B. Monzonitformen, zumal die quarzmonzonitischen und pyroxenitischen, in Tirol selbständig auf, während sie in Nord-Amerika einen einzigen Gesteinskörper bilden.

Es ist wahr, daß die „Magmaspaltungen“ bei Ergußgesteinen viel seltener sind, was die Homogenitätshypothese durch die rasch sinkende Temperatur einfach erklären kann. Die Inhomogenitätshypothese muß zu Erscheinungen des vulkanischen Ausbruchs Zuflucht nehmen. In engen Ausbruchskanälen werden die mit Gasen erfüllten Magmen genügend gemischt.

Auch das ist zu bemerken, daß in einzelnen Familien der Gesteine sich keine natürliche Durchschnittsanalyse finden läßt, welche sich wirklich als solche durch ihre häufige Wiederholung und die Tatsache auszeichnete, daß andere Analysen derselben Familie sich desto häufiger zeigen, je näher sie zu derselben stehen. Durchschnittsanalysen, welche künstlich berechnet werden, haben für die Charakteristik der Familie oft wenig Wert. Aus einer und derselben Analyse lassen sich verschiedene Mineralien und im allgemeinen verschiedene (mineralogisch definierte) Gesteine ableiten. Zu dem, was oben davon gesagt wurde, sei noch folgendes zugefügt.

Es gibt etwa 15 Mineralien, die als Hauptbestandteile die Gesteine zusammensetzen und aus einer verschiedenen Menge von acht Oxydarten bestehen. Bezeichnet man die Menge der im Mineral M anwesenden, aus Oxyden zusammengesetzten Moleküle m , die der im Mineral N anwesenden n , die der im dritten Mineral O anwesenden o u. s. w., stecken weiter

in jedem Mol. des Min.	M	a_m -Mol. von SiO_2 ,	b_m -Mol. von Al_2O_3 ,	c_m -Mol. von Fe_2O_3 usw.
„ „ „ „ „	N	a_n - „ „ „	b_n - „ „ „	c_n - „ „ „
„ „ „ „ „	O	a_o - „ „ „	b_o - „ „ „	c_o - „ „ „
„ „ „ „ „	P	a_p - „ „ „	b_p - „ „ „	c_p - „ „ „

und ähnlich bei den übrigen Hauptmineralien, so muß die Anzahl von SiO_2 -Molekülen zusammengenommen den Wert s der in Molekularprozentzahlen ausgedrückten Analyse geben, die Al_2O_3 -Anzahl den Wert al , die

Fe_2O_3 -Anzahl den Wert fe_2 u. s. w., falls man von einer aus 100 Molekülen bestehenden Gesteinsmenge ausgeht. Da hauptsächlich 8 Oxyde in Gesteinen vorkommen, hat man folgendes System von 8 Gleichungen:¹⁾

$$\begin{array}{rcccccc} a_m & m + a_n & n + a_o & o + a_p & p + & = s \\ b_m & m + b_n & n + b_o & o + b_p & p + & = al \\ c_m & m + c_n & n + c_o & o + c_p & p & = fe_2 \\ \\ \dot{h}_m & m + \dot{h}_n & n + \dot{h}_o & o + \dot{h}_p & p & = \dot{k}. \end{array}$$

Das System hat für m, n, o, p u. s. w. eine Lösung, wenn nicht mehr als 8 Mineralien im Gestein vorhanden sind und wenn es vorher bekannt ist, aus welchen von 15 Mineralien das Gestein sich zusammensetzt. Wenn dies nicht bekannt ist oder mehr als 8 Mineralien vorhanden sind, gibt es für m, n, o, p u. s. w. mehrere Lösungen, folglich dürften aus einem und demselben Oxydgemisch auch im allgemeinen verschiedene Mineralien (Gesteine) entstehen. Die ausführliche Kenntnis der diese Mineralauscheidung regelnden chemischen Gleichgewichte fehlt uns noch.²⁾

Die mineralische Zusammensetzung erlaubt folglich keinen eindeutigen Hinweis auf die Eigenschaften des Magma. Aus der petrographischen Gruppierung der Gesteine und deduzierten Magmaspaltung läßt sich kein zwingender Schluß über das Urmagma ziehen. Bei der Entstehung der durch Mineralien charakterisierten Gesteinsfamilien sind zur Zeit wenig bekannte physikalische Bedingungen im Spiele, welche aus einem und demselben Magma verschiedene Gesteine, aus verschiedenen Magmen oft nur ein Gestein entstehen lassen. Das wurde auch experimentell bewiesen. Werden Gesteine geschmolzen und nach Fouqué's Methode zur Kristallisation gebracht, so bilden sich oft andere Mineralien z. B. aus dem aus Diallag, Bronzit, Hornblende, Spinell, Granat und Olivin zusammengesetzten Ariégit entsteht ein Gemenge von Augitmikrolithen und Bytownit. Aus Granat bildet sich Anorthit und Melilith.³⁾

Unter gewöhnlichen physikalischen Bedingungen des Experimentes dürfen wohl lediglich Massenwirkung und chemische Affinität der Basen

¹⁾ Cfr. Rosenbusch l. c. S. 8.

²⁾ Die Phasenregel enthält keine Anhaltspunkte, welche Stoffe auftreten werden, wohl aber bestimmt sie die maximale Zahl der festen Mineralien, die gleichzeitig nebeneinander existieren können. Nach V. M. Goldschmidt (Die Gesetze der Mineralassoziation vom Standpunkte der Phasenlehre, Z. f. anorg. Chemie 1911, S. 313) ist diese maximale Zahl derjenigen der Einzelkomponenten gleich. Näheres siehe auch bei B. Gossner Neuere Ergebnisse der Anwendung phys.-chemischer Methoden auf Probleme der Geologie, Geol. Rundschau, 7 (1915) 228.

³⁾ Beispiele der Gleichungen, welche einerseits die Gemengteile eines Erstarrungsgesteins, andererseits die eines kristallinen Schiefers von verschiedener mineralischer aber gleicher chemischer Zusammensetzung auführen, siehe bei F. Becke: Mineralbestand und Struktur der kristal. Schiefer. Denk. Wiener Ak. 75 (1903) S.-Abdr. S. 27 ff.

oder besser das Massenverhältnis (verglichen mit dem eutektischen Verhältnis) bei der Ausscheidungsfolge von Mineralien bestimmend wirken. Vogt¹⁾ will die Art der Mineralien in Zusammenhang damit bringen. Von dem Verhältnisse $Ca : Al_2$ soll abhängen, ob sich aus CaO -reichen und Al_2O_3 -haltigen Schmelzen Akerranit (beim Verhältnis 100 % $CaO : 0\% Al_2O_3$), Melilith ($7 CaO : 1 Al_2O_3$), Gehlenit ($3 CaO : 1 Al_2O_3$) oder Anorthit ($1 CaO : 1 Al_2O_3$) bildet. Von dem Verhältnis $2 K_2O : 1 Na_2O$ hängt nach Lagorio die Auskristallisierung des Sanidin ab; Orthoklas wird aus SiO_2 -reichem Magma bei ausreichender Anwesenheit von K_2O und Al_2O_3 gebildet, aus SiO_2 -armen aber Leucit. Diese im Laboratorium erzielten Angaben besitzen wohl ihre theoretische Gültigkeit, aber für die wirklichen Magmenverhältnisse unter obwaltenden veränderlichen physikalischen Verhältnissen taugen sie kaum durchgreifend, wie ich oben für Anorthit, Leucit und Orthoklas gezeigt habe.

Die Schwankung der mineralogischen Zusammensetzung haben Cross, Iddings, Pirsson, Washington²⁾ am meisten akzentuiert, indem sie an der Hand von Bauschanalysen und willkürlich gewählten „Standardmineralien“ ein quantitatives petrographisches System erbauten. Sie bemerken richtig, daß die „normativen“ Gesteine, deren „Modus“ (= tatsächliche mineralogische Zusammensetzung) mit der „Norm“ (= in „Standardmineralien“ ausgedrückte Zusammensetzung) übereinstimmt, weniger häufig sind als die „abnormativen“.

Ich will nicht behaupten, daß sich nirgends eine durchgreifende Abhängigkeit des Mineralbestandes von dem Verhältnisse der Bauschanalyse vorfinden könne. F. Becke³⁾ konnte feststellen, daß im böhm. Mittelgebirge die karge Menge an Si mit der Entstehung der Feldspatoide im ursächlichen Zusammenhange steht; oft finden die Alkalien nicht genügend Al zur Bildung der Feldspate oder Feldspatoide und werden genötigt, andere Stoffe wie Cl , SO_3 zu binden, wodurch Sodalithminerale entstehen.

* * *

Die Entstehung von Mineralien im Magma, die Bildung von zu ihrem Aufbau nötigen Atom- und Molekülkomplexen ist eine chemische Reaktion und muß also auch den Gesetzen der chemischen Gleichgewichtslehre im allgemeinen unterstehen.⁴⁾

¹⁾ J. H. L. Vogt Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung .1903.

²⁾ Cross - Iddings - Pirsson - Washington Quantitative Classification of Igneous Rocks based on chemical and mineral Characters, with a systematical nomenclature. 1903.

³⁾ F. Becke T. M. p. M. XXII., 1903, S. 227.

⁴⁾ Oft kann die Verwandlung nicht spontan vor sich gehen, z. B. wenn das

Als chemisches Gleichgewicht bezeichnen wir den Zustand, in dem eine umkehrbare Reaktion in beiden Richtungen der Reaktionsgleichung mit gleicher Geschwindigkeit vor sich geht, so daß durch die in einem Sinne verlaufende Umsetzung gleiche Mengen derselben Stoffe verbraucht, wie durch die im entgegengesetzten Sinne sich abspielende gebildet werden. Dieses Gleichgewicht ist außer von der Konzentration der beteiligten Stoffe im gegebenen System (Massenwirkungsgesetz) auch von der Temperatur und dem herrschenden Druck abhängig.

Laut dem *van't Hoff'schen* Prinzip des beweglichen Gleichgewichtes und im Sinne des allgemeineren Prinzips von *Le Chatelier-Braun* (wornach jedes System auf eine auf dasselbe ausgeübte Wirkung derart reagiert, daß es sich ihr zu entziehen trachtet) werden durch steigende Temperatur endotherme, durch sinkende exotherme Reaktionen bevorzugt, während der steigende Druck diejenigen Reaktionen, welche unter Volumkontraktion verlaufen und der sinkende die mit Volumzunahme verbundenen fördern wird. Es wird also je nach der Tiefe der in Betracht kommenden Magmaschicht die eine oder die andere Art Reaktionen überwiegen.

Da die Umsetzungen, die zu einer Volumvergrößerung führen, in der Regel Wärme verbrauchen, hebt sich die Wirkung der steigenden Temperatur zum Teil, jedoch nicht ganz, durch den wachsenden Druck auf, wenn wir in der Richtung gegen das Erdinnere zu gehen.

Als Beispiel der obenerwähnten Volumregel, welche in der Petrogenese unter dem Namen des Volumgesetzes von *Lepsius* bekannt ist, führt *Loewinson-Lessing* die Bevorzügung von Eisenmagnesiumsilikaten vor der Feldspatbildung in einer entsprechenden Schmelze durch Druck an, was dadurch erklärt wird, daß das Molekularvolum der ersteren Silikate kleiner, dasjenige der Feldspate aber größer ist als die Summe der Molekularvolumina der die erwähnten Mineralien zusammensetzenden Oxyde.¹⁾

Es ist demnach der Massenwirkung, der Temperatur und dem Drucke zuzuschreiben, warum diese und nicht andere Mineralien gebildet werden, warum in einem in große Tiefe abgesunkenen Magma andere Mineralien entstehen als in der Nähe der Oberfläche, warum endlich in bereits ver-

molekulare Gleichgewicht nicht erreicht ist („Hysteresis“ in Pseudosystemen) oder wenn die Verwandlung des molekularen Raumgitters eine Vermehrung der Energie erfordert. Vergl. *H. E. Boeke* l. c. S. 55 f.

¹⁾ Kritische Bemerkungen zu den zu weitgehenden Folgerungen aus den eben besprochenen Regeln über den Einfluß des Druckes und der Temperatur auf die Reaktionen im Magma siehe: *H. E. Boeke* l. c. S. 76 f. u. 399 f. *J. H. L. Vogt* (*Phys.-chem. Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen*, T. M. p. M. 27 [1908] 124) macht darauf aufmerksam, daß 80% der Mineralien der Eruptivgesteine sowohl in den Silikatschmelzen als auch in den Decken-, Gang- und Tiefengesteinen vorkommen und sich infolgedessen ziemlich unabhängig von Zeit und Druck ausscheiden.

festigten Gesteinen die Kristallisationsdifferenziation sich ohne Zutun neuer Reagentien gründlich verändern kann (Bildung wärmebeständiger Mineralgattungen wie Biotit, Labradorit, Orthoklas bei der katogenen Metamorphose Beckes, statischen Metamorphose Milchs).

Wo die feste Gesteinskruste an die flüssige Magmenschicht grenzt, herrscht auch Gleichgewicht, sobald die Lösungstension des sich lösenden Stoffes dem osmotischen Druck der gelösten Moleküle gleich wird. Die feste Gesteinskruste wird nicht von allen Magmen gleichmäßig aufgelöst, sondern in dem Verhältnis, wie die Gesteine sich in diesen Magmen auflösen. Wenn unter zwei Magmen in dieser Hinsicht ein bedeutender Unterschied vorhanden ist und dieselben ihren Ort und ihr hangendes, aus ihnen durch Verfestigung hervorgegangenes Gestein infolge tektonischer Bewegungen oder infolge einer durch Dichtenunterschiede verursachten Strömung verlassen, werden sie wohl jenes Gestein auflösen können, dessen Liegendes sie jetzt bilden, und werden dadurch ihre Zusammensetzung ändern können (Assimilation des Nebengesteins). Die gelöste Substanz verändert dabei den Erstarrungspunkt der Schmelze. Wenn das Magma infolge der Lösung fremder Stoffe bei anderer Temperatur auskristallisiert, muß auch in der Struktur und im Mineralbestand des entstehenden Gesteins eine Veränderung stattfinden.

Die Förderer der magmatischen Homogenitätshypothese strebten, die magmatische Differenziation an der Hand der Gesetze von den eutektischen Mischungen¹⁾ begreiflich zu machen. Wenn aus dem Gemische nur eine Komponente teilweise auskristallisiert ist, so liegt der Erstarrungspunkt eines solchen Gemisches stets niedriger als der Erstarrungspunkt der auskristallisierten Substanz im reinen Zustande, da der Schmelzpunkt einer Substanz durch Beimengungen in der Regel (insoweit sich keine feste Lösung bildet) erniedrigt wird. Die Zusammensetzung der Schmelze verändert sich bei fortschreitender Ausscheidung einer Komponente und ihr Gefrierpunkt sinkt. Endlich kommt man zum niedrigsten Temperaturpunkte, bei welchem die übrigbleibende Lösung ähnlich einer reinen Substanz bei konstanter Temperatur als s. g. eutektische Mischung erstarren kann. Dann wird sich ein mechanisches Gemisch von allen in der Lösung befindlichen Stoffen absondern, und zwar in dem Verhältnis, in dem sie in der Lösung vorhanden sind. Beispiele: schriftgranitische Verwachsung von Orthoklas und Quarz, mikropertitische Feldspate, Antiperthite, Granophyre, sphärolithische und mikrofelsitische Strukturformen. Die Seltenheit derselben erklärt sich dadurch, daß das Zustandekommen typischer Eutektstrukturen durch die verschieden große Wachstumsgeschwindigkeit und das verschieden große Kristallisationsvermögen verhindert wird.

¹⁾ Cfr. J. H. L. Vogt Physik.-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. T. M. p. M. XXIV (1905), XXV. (1906), XXVII. (1908).

J. H. L. Vogt¹⁾ führt noch einen anderen die vorzeitige Ausscheidung aus der Schmelze begünstigenden Umstand an. Die Silikatschmelzen sind nämlich Elektrolyte und ihre Bestandteile sind teilweise in Ionen dissoziiert. Auch F. v. Wolff²⁾ will auf dieselben das Nernstsche Gesetz anwenden. Er sagt: „Die physikalische Chemie lehrt, daß wenn in einer Lösung oder einer Schmelze sich zwei Komponenten im teilweise dissoziierten Zustande befinden und ein gemeinsames Ion besitzen, die Löslichkeit dieser Substanz herabgesetzt und ihre Ausscheidung aus der Schmelze begünstigt wird. In den Gesteinen sind fast immer Mineralien anwesend, die gemeinsame Ionen besitzen, ist doch die Zahl der Elemente, die man in größerer Menge im Eruptivgestein antrifft, eine verhältnismäßig beschränkte. Demnach lernen wir in der Dissoziation eine Erscheinung kennen, welche besonders in den verwickelten Gemischen der Eruptivgesteine die frühzeitige Ausscheidung gewisser Komponenten, die gemeinschaftliche Ionen besitzen, begünstigt und das Kristallisationsspatium derselben bis zur Erreichung des Eutektikums verlängert.“ Nernst³⁾ selbst spricht aus, daß die Löslichkeit eines Salzes (z. B. Kaliumchlorates) nach Zufügung eines zweiten mit einem gemeinschaftlichen Ion (Chlorkalium oder Natriumchlorat) sinkt und folglich im Vorhandensein einer gesättigten Lösung des ersten Salzes ein weißer Niederschlag desselben entstehen muß. Das zweite Salz ev. seine Lösung muß von außen zugegeben werden und seine Wirkung zeigt sich eben bei einer gesättigten Lösung des anderen Salzes. Dieses zweite Salz konnte wohl auch vom Anfang an in der Lösung enthalten sein, seine Wirkung zeigt sich eben in der frühzeitigen Sättigung der Lösung. Das ist eben der Fall, den F. v. Wolff meint und der bei Silikatschmelzen vorkommen könnte. Doch hat das Gesetz seine Ausnahmen im Falle der Bildung komplexer Ionen, wobei die Löslichkeit in der Gegenwart eines gleichionigen Salzes keineswegs erniedrigt, sondern erhöht wird. Im allgemeinen hat das Gesetz nur die Bedeutung, daß es die vorzeitige Ausscheidung⁴⁾ der Minerale aus der Silikatschmelze bedingt, was aber keineswegs „das Kristallisationsspatium verlängern muß“, wie F. v. Wolff es will. Der eutektische Schmelzpunkt ist nämlich von den Schmelzpunkten einzelner Komponenten abhängig. Falls diese Schmelzpunkte sich verändern (dem Nernstschen Gesetze gemäß sich einer von denselben erhöht), muß der eutektische Schmelzpunkt auch verschoben werden. Daraus folgt aber nicht, daß sich das Kristallisationsspatium immer verlängern muß.

¹⁾ l. c. XXV (1906), 155.

²⁾ l. c. S. 59.

³⁾ l. c. S. 566 ff.

⁴⁾ Nach C. Doelter (Die Schmelzbarkeit der Mineralien und ihre Löslichkeit im Magma. T. M. p. M. XXII., 1903, S. 327 ff.) sind die Bedingungen des Auflösens: Druck, chemische Zusammensetzung des Magma, Temperatur des Magma, Eigenschmelzbarkeit (Schmelzpunkt) der Mineralien außerhalb des Magma.

In den früher erstarrten Kristallen sieht die Homogenitätshypothese ein Zeichen der magmatischen Differenziation. Aber die Kristalle erfüllen den Raum ziemlich gleichmäßig, da infolge der Diffusion die diesbezüglichen Moleküle allseitig zerstreut wurden. Wenn wir eine nicht eutektische Schmelze, die allmählich bis unter ihren niedrigsten Gefrierpunkt abgekühlt wurde, mikroskopisch untersuchen, so sehen wir in einer sehr feinkörnigen und das eutektische Gemisch darstellenden Grundmasse größere Kristalle des Stoffes, der im Überschuß vorhanden war. Es ist derselbe Eindruck, den die Präparate von porphyrischen Gesteinen darbieten.

Bei der Abkühlung eines Eruptivkörpers sinkt die Temperatur an der Wand am ehesten. Hier wird das Magma zuerst verfestigt und enthält auch die früher ausgeschiedenen Kristalle, insofern sie nicht von der Schwerkraft abtransportiert worden sind. Diese Teile des Magma können auch durch Konvektionsströmungen anderswohin gelangen, ebenso kann das erstarrende Magma durch Auspressung (gerichteten Druck) von dem noch flüssigen Magmareste befreit werden.¹⁾

In tiefer gelegenen Niveaux sinken ev. steigen (je nach ihrem spezifischen Gewicht) die Erstlinge der Kristallisation (hydrostatische Hypothese ²⁾). Das ideale Stadium kann aber wegen der im Magma platzgreifenden Strömung nicht erreicht werden. Auf solche Weise lassen sich die sogenannten Assoziationssphären R e y e r s ³⁾ und die Entmischungen der Metallurgen erklären. In dem Augenblicke, wo repulsive Diffusionskräfte zwischen den Molekülen zu wirken aufhörten und attraktive kristallbildende Kräfte obwalten, lassen sich keine unter den gebildeten und in der Lösung schwebenden Kristallen herrschenden Molekularwirkungen, die Schwerkraft und ev. Zentrifugalkraft ausgenommen, annehmen.

Insofern die ersten ausgeschiedenen Kristalle ⁴⁾ schwerer sind als das Eutektikum, sinken sie und gelangen in tiefere Schichten. Umgekehrt gilt es von spezifisch leichteren Kristallen. Dadurch müßten aus jeder magmatischen Schmelze, wenn nur genug Zeit dazu vorhanden ist, drei differente Schichten entstehen und zwar in der Mitte diejenige mit dem Eutektikum ⁵⁾ — was das spezifische Gewicht betrifft — gleichenden

¹⁾ C f r. A. H a r k e r: The natural History of Igneous Rocks. 1909. S. 309 ff.

²⁾ C f r. R. A. D a l y The Differentiation of a secondary Magma through gravitative Adjustment. Festschrift H. Rosenbusch, 1906, S. 203 ff.

³⁾ l. c. S. 237 u. f.

⁴⁾ Nach A. H a r k e r (The Natural History of Igneous Rocks 1909) kristallisieren folgende Minerale zuerst, also bei hoher Temperatur und sogar ohne Einwirkung der Mineralisatoren: Olivin, Pyroxen, Melanit, anorthitreiche Plagioklase, Leuzit, Nephelin, Sillimanit, Kordierit, Korund, Rutil, Spinell, Magnetit, Hämatit u. a. m., bei wenig hoher Temperatur und am besten (Quarz nur) bei Gegenwart von Kristallisatoren: Alkalifeldspate, Amphibol, Zirkon, Titanit, Sodalith u. a. m.

⁵⁾ Eine nahezu eutektische Zusammensetzung wird den beiden häufigsten Magmen (dem granitischen und gabbrobasaltischen) von H. E. B o e k e (l. c. S. 93) zugeschrieben, beide zeigen eine körnige Struktur ohne Einsprünge und

Erstlingen der Kristallisation. Auf diese Weise lassen sich wohl saure und basische Schlieren der Gesteine erklären, auch können durch Strömung saure und basische Partien in andere Orte (als Schlieren) gebracht werden.

Genügt diese „Saigerungshypothese“ die allgemeine Differenzierung des sämtlichen Urmagmas klar zu legen? Die aus der abgekühlten (dem Eutektikum nahen) Schmelze ausgeschiedenen Kristalle müßten durchaus dieselbe verlassen, damit ein Gestein von einer Grundmasse, welche von der obigen verschieden ist, entstehen könnte. Unterhalb des bereits differenzierten liegt ein Magma von einer höheren Temperatur. Die gesunkenen Kristalle lösen sich in demselben und streben durch Diffusion sich überall zu zerstreuen. Da mit der Temperatur die Geschwindigkeit wächst, mit welcher sich die entstandenen Ionen durch das Gemisch bewegen, darf im Gebiete der abgesunkenen Kristalle ein fast homogener Zustand bald entstehen.¹⁾ Es ist klar, daß spezifisch schwere Kristalle auf solche Weise in der Tiefe sich anhäufen und umgekehrt in der Nähe der Peripherie solche sich ansammeln, die spezifisch leichter sind. Darin scheint der Grund zu liegen, warum die Kruste hauptsächlich aus kieseligen, die tiefsten Zonen aus schweren metallischen Massen bestehen. Induktiv ist A. O s a n n²⁾ zur Annahme solcher Differenzierungsvorgänge dem spezifischen Gewichte nach im aufsteigenden Magma gekommen. Er fand in Ergußgesteinen (Lipariten, Trachyten, Phonolithen, Daciten, Andesiten, Plagioklasbasalten) höhere Werte von s und a aber niedere von f als in den entsprechenden Tiefengesteinen.

Man muß sich also vorstellen, daß die mit schweren Metallatomen beladenen Kristalle wie ein dichter Regen tiefer sinken, und es entsteht wohl die Frage, warum schon längst alle schweren Metalle aus der oberen magmatischen Schicht nicht entfernt wurden? Diese obere Schicht verändert ihre Zusammensetzung, sie verfestigt sich oben und wird unten aus den tieferen Zonen wieder ergänzt, in welcher tieferen Zonen die Saigerung und Kristallbildung überhaupt wegen der zu hohen Temperatur nicht stattfinden kann. In diesen tieferen Zonen sammeln sich an und zerstreuen sich wieder spezifisch schwere Stoffe. Man darf voraussagen, daß die Magmen, je länger sie als solche bestehen, desto mehr spezifisch schwere Stoffe enthalten werden.

Aber auch darin gibt es eine Grenze, welche wohl durch den Kontakt der flüssigen magmatischen und der im Erdinnern anwesenden gasförmigen Phase gegeben ist. Das Gleichgewicht beider Phasen ist von der Qualität der flüssigen Phase abhängig. Verändert sich die Zusammensetzung dieser

stellen „Schmelzreste eines großen ursprünglichen Magma“ dar. Aber wie erklärt man dann die Verschiedenheit im Bereiche jedes einzelnen sekundären Magma?

¹⁾ Nach dem Prinzipie von G o u y und C h a p e r o n wird auch hier die Konzentration der schwereren Substanzen mit der Tiefe zunehmen.

²⁾ A. O s a n n : Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. T. M. p. M. XXII., 1903. S. 345 f.

flüssigen Phase in der gerade angegebenen Richtung, d. h. wächst die Konzentration eines bestimmten Urstoffes in der flüssigen Phase, bis sie den Wert

$$k = \frac{c_1}{c_2} \text{ (Gesetz von H e n r y,}$$

c_1 = die Konzentration des Stoffes in der gasförmigen Phase, c_2 = die Konzentration desselben in der flüssigen Phase), der nur von der Temperatur abhängig ist, übersteigt, dann geht der Stoff in das gasförmige Erdinnere über und vermehrt infolgedessen dort seine prozentuelle Menge. Auf solche Weise wird der Überschuß an der spezifisch schweren Masse im Erdinnern angesammelt. Das Erdinnere muß viel solche Stoffe, namentlich Eisen, enthalten.

Die geschilderte Zusammensetzung der magmatischen Zonen entspricht der Annahme E. Sueß¹⁾ von einer salischen (an *Si* und *Al* reichen) und einer tiefer liegenden spezifisch schwereren simischen (an *Si*- und *Mg* reichen) Schicht, auch derjenigen D a l y's²⁾ von einer feuerflüssigen überall verbreiteten und eine salische Hülle tragenden Unterlage. Durch die eutektische Theorie kann die geschilderte magmatische Differenziation begreiflich gemacht werden, keineswegs aber zugleich die Entwicklung von Teilmagmen aus einem universalen Stammagma, wie es die magmatische Homogenitätshypothese braucht.

Die Homogenitätshypothese muß zu anderen Hypothesen greifen, um „Spaltung“ zu erklären (Akkumulations-, Assimilations-, Saigerungs- und hydrostatischer Hypothese). Demgegenüber geht die Inhomogenitätshypothese von der Verschiedenheit der Gesteine und Magmen aus, sie muß folglich dieselbe nicht erklären und bildet einen freien Weg zur Erforschung der in dieser Verschiedenheit obwaltenden Gesetze. Für die Untersuchung des Magma taugen nur chemische Analysen. Zur Zeit lassen sich einfache Gesetze der örtlichen Verteilung von Elementen im Magma nicht einwandfrei feststellen. Um sie zu entdecken, ist es aber nötig, sich von der mineral-petrographischen Anschauung radikal zu befreien. Es ist wahr, was F. v. W o l f f³⁾ in seiner Kritik der rein quantitativen petrographischen Systeme bemerkt, daß die mineralogische Zusammensetzung neben der chemischen auch noch die anderen Gestaltungsbedingungen zum Ausdruck bringt und daß folglich das Gestein nicht allein durch seine chemische Zusammensetzung bestimmt werden kann; aber die Gesteine eben gehen uns jetzt nicht an, sondern die Erforschung des Magma. Aus dem Grunde muß man den quantitativen Systemen

1) E. Sueß Antlitz der Erde. III. 2. S. 625.

2) R. A. D a l y Mechanics of Igneous Intrusion. Am. Journ. of Science 1903 und 1908.

Derselbe: The Nature of Volcanic Action. Proceedings Am. Acad. Arts and Sciences. 1911, 47.

3) l. c. S. 130.

Vorzug geben. Und dabei wird die Inhomogenitätshypothese mehr Nutzen bringen, wenigstens wird sie nicht hemmend wirken.

Einen wichtigen Schritt hat F. Becke¹⁾ gemacht, da er gefunden hat, daß die an leichtere Elemente (*Si*, *Al*, *Mg*, *Na*) reicheren Gesteine der pazifischen (andesitischen, auch foyaitisch-theralitischen) Gruppe vorzugsweise (seit dem Terziär) in Geosynklinalen von gefalteten Kettengebirgen (der große Vulkanring, der den stillen Ozean umgibt, Vulkanreihe der großen Sundainseln, persische und kaukasische Vulkane, Vulkangebiete der Karpaten in Ungarn und Siebenbürgen) auftreten, aber die an *K*, *Ca*, *Fe* reicheren atlantischen (tephritischen, auch granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen) Gesteine an die Gebiete der vertikalen Dislokationen (das böhmische Mittelgebirge, das Duppauer Gebirge, Rhön und Vogelsberg, Hegau, der Kaiserstuhl, die Eifel, das rheinische Siebengebirge, die jungvulkanischen Gesteine des Zentralplateaus in Frankreich, die mittellitalienischen Vulkane bis zum Vesuv und den phlegräischen Feldern, Azoren, Capverden, die vom Kamerungebirge ausstrahlende Vulkanreihe, Texas u. a. m.) gebunden sind.²⁾

Vom Standpunkte der Assimilationstheorie wird die Erscheinung auf die Weise erklärt, daß sich bei der Faltung die obersten Schichten der Erdkruste (Kompressionsschale — v. Wolff) heben und auflockern, so daß in dieselben lakkolith- und lagergangartige Intrusionen eindringen können, die die an SiO_2 und Al_2O_3 reiche Umgebung assimilieren und dadurch einen salischen Charakter annehmen.³⁾ Nur ausnahmsweise entstehen in diesem Falle klaffende Spalten, durch welche dann das Magma an den Tag kommt. Wo aber die seitlich nicht gepreßten Schichten bersten — wohl infolge des seitlichen Zuges beim Sinken oder des Druckes von unten beim Heben — kann durch die in gewaltige Tiefe bis unter die Tensionsschale reichenden Spalten das femische (an *Fe* und *Ca* reiche) Magma bis an die Oberfläche gelangen. Dieses Magma dringt nicht in Schichtungsflächen der Nebengesteine, da ihr Schichtungsverband nicht gelockert (die Schwerkraftwirkung in denselben im Momente der Intrusion nicht aufgehoben) ist. Eine größere Assimilation kann nicht stattfinden, folglich müssen diese Eruptiva einen relativ basischen Charakter aufweisen.

F. Becke⁴⁾ selbst ist von einem gemeinsamen Ursprunge beider Sippen überzeugt, indem er annimmt, daß zu einer Zeit, als die Elemente

¹⁾ T. M. p. M. XXII., 1903. S. 209 ff.

²⁾ Nach F. v. Wolff (l. c. S. 132 ff.) haben die bisherigen Forschungen ergeben, daß die atlantische Sippe über die ganze Erde verbreitet ist und daß die pazifischen Gesteine die atlantischen Provinzen umrahmen. Man kennt zwei gewaltige pazifische Zonen: die zirkumpazifische und die mediterrane (im Gebiete der Tethys Sueß'). Zu denselben fügt v. Wolff noch eine dritte „arktische“ Sippe von Basalten in nördlichen Circumpolarländern und Gondvana.

³⁾ Cfr. R. A. Daly Origin of the Alkaline Rocks. Bull. Geol. of America 1910, S. 87 ff.

⁴⁾ l. c. S. 247.

noch im Gaszustand den Erdball zusammensetzten, eine Differenzierung nach der Gasdichte (dem Atomgewicht) erfolgte. Die oberen Schichten sind reicher an den leichteren Elementen (das pazifische Magma); die tieferen an den schwereren (das atlantische Magma).

Ich will auf die Tatsache aufmerksam machen, daß die Faltungserscheinungen doch hauptsächlich, was ihre vertikale Dimension anbelangt, an die Oberfläche gebunden sind, während die Spalten der vertikalen Dislokationen in unabsehbare Tiefen reichen. Schon in manchem Steinbruche lassen sich kleine Faltungserscheinungen beobachten, die im Liegenden und Hangenden von unberührt geraden Schichten begrenzt sind, während die Diaklasen die Felsenwände von oben bis unten schneiden. Die Hunderte km langen meridionalen Bruchlinien der Erde müssen wohl bis zur magmatischen Schicht reichen. Demzufolge wage ich, obzwar ich der allgemeinen Folgerung F. Beckes nicht zustimme, doch den Schluß zu ziehen, daß die Zusammensetzung des Magma einem vertikalen Gesetze: oben salisch, unten femisch folgt, weil eben die Faltungen und vertikalen Dislokationen verschieden tief, die letzteren enorm tiefer reichen. Die atlantischen Magmen sind im allgemeinen tiefer, die pazifischen Magmen weniger tief in der Bathosphäre lokalisiert, wohl können sie aber infolge Konvektionsströmungen nebeneinander geraten. Bei dieser Annahme läßt sich leicht begreifen, warum saure Gesteine im Anfange der eruptiven Tätigkeit auch in dem Gebiete der atlantischen Sippe sich bilden können z. B. Feldspatbasalte im böhm. Mittelgebirge. Durch die dem Magma freien Weg bietende Spalte muß zuerst das oft nur in einer relativ winzigen Mächtigkeit vorhandene sauerere Magma emporsteigen. Auch erklärt sich damit die diverse Eruptionsfolge, welche von Richthofen und Iddings einerseits und von Brögger andererseits angegeben wird. Für die älteren Magmenprovinzen bestand nach v. Wolff¹⁾ eine derartige Beziehung zu Verwerfungen und Faltungserscheinungen noch nicht. Der Grund dürfte in einer nicht genug vorgeschrittenen Differenzierung stecken. Es läßt sich auf obige Weise die Beobachtung Schwantke²⁾ erklären, daß keine scharfe Trennung der Alkalimagmen und Alkalikalkmagmen in hessischen Basalten stattfindet. Schwantke will diese Erscheinung damit begreiflich machen, daß alkalische (thermalische) Magmen solche sind, die nicht so viel Spaltungsprodukte (die juvenilen Wässer Sueß' und ihr Mineral-

¹⁾ l. c. S. 154. Es sei bemerkt, daß in dem Werke (S. 132) die Merkmale beider Sippen Beckes anders angegeben sind. Rosenbusch' foyaitisch-thermalische Reihe und Iddings alkalische Gruppe entsprechen wohl der Gruppe der pazifischen Gauverwandtschaft. Dieselben Gesteine sind bei ähnlichem Basenverhältnis reicher an Si und Al, der Überschuß an Na und Mg ist verschwindend gering gegenüber den Differenzen innerhalb jeder Gesteinsreihe. Vergl. auch die Besprechung Beckes in T. M. p. M. 1915., XXXIII. S. 370 ff.

²⁾ A. Schwantke Das chemische System der Eruptivgesteine und die Theorie ihrer Genesis. C. f. M. G. P. 1910. S. 169 ff.

gehalt) abgegeben haben als die granodioritischen. Man muß aber bedenken, daß sich solche Spaltungsprodukte erst als Nachklänge der eruptiven Tätigkeit melden und für den chemischen Bestand der bereits ausgestoßenen Gesteine belanglos sind.

Bei den großen Dimensionen der Erdkruste (Litho- und Bathosphäre), welche wir als ein Produkt der Entgasung des unbekanntem Erdinnern ansehen, ist nicht zu glauben, daß überall dieselben Verhältnisse in der Zusammensetzung des Magma obwalten sollten. Zu der gegensätzlichen Ansicht (der Homogenitätshypothese) verleitet die Beobachtung der Atmo- und der Hydrosphäre, deren allerorten gleiche Zusammensetzung sich wohl durch ihre Beweglichkeit erklärt, obgleich trotzdem in denselben keine strenge Gleichheit in der Zusammensetzung herrscht. Der Hauptfaktor ist die Insolation, welche durch Wind und Strömungen die Unterschiede aufhebt. Ein ähnlicher Faktor fehlt aber in der Bathosphäre und im Erdinnern überhaupt. Mit der Feststellung der Dichte des Erdkörpers wurde zugleich die von der Erdkruste abweichende Zusammensetzung des Erdinnern bewiesen. Dazu können noch die Gründe zugefügt werden, welche zur Aufstellung von 3 verschiedenen Magmenreihen in der Petrographie führten. Das alles spricht gegen die Einheitlichkeit des Magma im geologischen Sinne. Der homogene Zustand des Magma scheint nicht der Gesteinsentwicklung anzugehören, sondern ist älter als die Erde. Die qualitativen der Homogenitätshypothese entspringenden petrographischen Systeme sollen demzufolge den quantitativen Platz machen, zu denen Loewinson-Lessing, Osann, Cross etc. die erste Grundlage gelegt haben.¹⁾

Die bildliche, so sehr die geistige Arbeit erleichternde Darstellung A. Osanns, welche tatsächlich von der mineralogischen Anschauungsweise der Kerntheorie Rosenbusch' ausgeht, muß bei dieser Forschung durch einfachere und mehr allgemeine ersetzt werden. Dasselbe Streben läßt sich in der von A. Osann²⁾ selbst unternommenen Abänderung seiner ursprünglichen Projektionsweise erkennen. Am zweckmäßigsten wird man in der Hauptsache die alte Projektion Rosenbusch, (l. c. S. 693) benutzen können.

Ich bin der Ansicht, daß ähnlich wie die Chemie auch die petrographische Projektion von dem chemischen Inhalte einer Gewichtseinheit des Gesteins ausgehen soll. Trotzdem benutzen die Autoren (Rosenbusch, Osann u. a.) fast durchgehends prozentige Molekularzahlen oder prozentige Metallatomzahlen. Sie gründen infolgedessen die graphische Darstellung auf ungleiche Gewichtsmengen der Gesteine. In der Ge-

¹⁾ Den Gedanken, in dem Eutektikum die Grundlage einer natürlichen Systematik zu suchen, hat G. F. Becker (21, Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. III., 1901, 519) ausgesprochen.

²⁾ A. Osann: Petrochemische Untersuchungen. I. C. f. M. G. P. 1913. S. 481 ff. Orig. Abh. d. Heidelb. Ak. d. Wiss., m.-nat. Kl. 2. Abh. 1913.

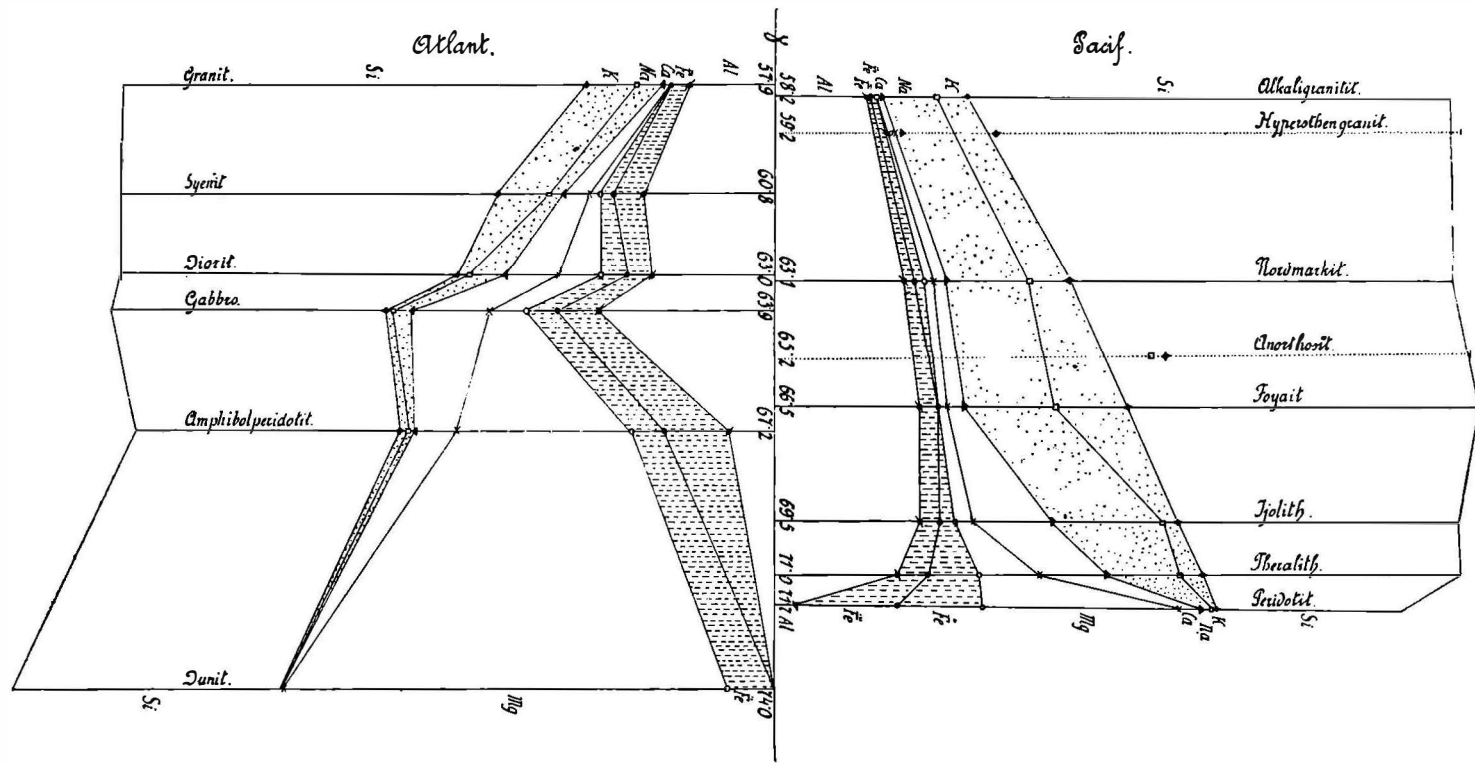


Fig. 2. An der Hand des Koeffizienten γ und der Metallatomzahlen wurden folgende Gesteine abgebildet: aus der foyaitisch-thermalitischen (pazifischen) Reihe Alkaligranitit (Florissant—Plate River, Pikes Peak—Distrikt Col.), Nordmarkit (Brome Mountain, Kanada), Foyait (Serra de Tinguá, Rio de Janeiro), Ijolith (Jivaara, Finnland), Theralith (St. Vincente) und Peridotit (N. O.—Fuß der Ricoletta bei Predazzo), aus der charnockit—anorthositischen Reihe Hypersthengranit (Birkrem Ekersund, Norwegen) und Anorthosit (Encampment, Minnesota, U. S. A.), aus der granitodioritischen und gabbroperidotitischen (atlantischen) Reihe Granit (Hautzenberg, Bayern), Amphibolsyenit (Biella, Piemont), Diorit (Schwarzenberg bei Barr, Unter-Elsaß), Gabbro (Mount Hope, Baltimore), Amphibolperidotit (Schiersheim, Odenwald) und Dunit (Dun-Mountains, Neu Seeland).

wichtseinheit des Gabbro aus Radautal (Harz) sind 175 Metallatome vorhanden, in demselben Gewichte des Dunits von Dun-Mountains (Neu-Seeland) aber 204 Metallatome. Durch Umrrechnen auf 100 vermindert sich die Metallatomzahl des Dunits weit mehr ($\frac{100}{204}$ mal) als diejenige des Gabbro ($\frac{100}{175}$ mal). Die auf solche Weise veränderten Metallatomquotienten

eines und desselben Metalles von zwei oder mehreren Analysen lassen sich nicht gut miteinander vergleichen, falls der Gedanke einer gleichen ursprünglichen Gewichtsmenge mit denselben verbunden ist.

Folglich will ich von Metallatomquotienten ausgehen. Zu dem Zwecke werden die prozentigen Zahlen einer Bauschanalyse durch 1% des Molekulargewichtes der Oxyde dividiert, aus den gewonnenen Molekularquotienten folgen dann Metallatomquotienten. Nach dem Beispiele Bröggers¹⁾, der alle Oxyde für sich allein abgebildet hat, trage ich alle Metallatome (also auch $\overset{'''}{Fe}$ und $\overset{''}{Fe}$) ab. Ich folge aber nicht der Ansicht Mügges,²⁾ welcher gegenüber Rosenbusch verlangte, daß die Zahlen für Si anders abgebildet werden, da Si in den Gesteinsanalysen eine wesentlich andere Rolle spielt als die Basen. Dagegen will ich betonen, daß Si auch durch Al und Fe vertreten werden kann und daß in einem richtigen Bilde Si keineswegs weggelassen oder untergeordnet abgebildet werden darf.

Ich benütze ein gewöhnliches Koordinatensystem, dessen Abszisse (Fig. 2) den Wert γ (Zehntel z. B. in mm) und dessen Ordinate reihenweise acht Hauptmetalle in einer stets gleichen Ordnung (Al, $\overset{'''}{Fe}$, $\overset{''}{Fe}$, Mg, Ca, Na, K, Si) im passenden Maßstabe (etwa in mm) und mit verschiedenen Abzeichen versehen angibt. Die pazifischen Gesteine (in Fig. 2 Alkali-granitit [Analyse in Rosenbusch l. c. S. 86 N. 2], Nordmarkit [dasselbst S. 128 N. 3], Foyait [S. 146 N. 10], Ijolith [S. 210 N. 1], Theralith [S. 205 N. 21] und Peridotit [S. 222 N. 18]) sind oben, die atlantischen (in Fig. 2 Granit [S. 88 N. 1], Hornblendesyenit [S. 121 N. 6], Diorit [S. 167 N. 15], Gabbro [S. 180 N. 4], Amphibolperidotit [S. 216 N. 4] und Dunit [S. 216 N. 17]) sind unten abgebildet. Die Charnockitanorthositgruppe³⁾ ist der pazifischen zugegeben (in Fig. 2 Hypersthengranit [S. 184 N. 3a] und Anorthosit [S. 184 N. 3d]).

Bei der Verwendung der Metallatomquotienten wird durch die Endpunkte (der Ordinaten), welche bisher bedeutungslos waren, die veränderliche Metallatomzahl d. h. der Umstand abgebildet, wie verschiedene Metallatome die Gewichtseinheit eines Gesteins zu bilden helfen. Zugleich erspart man sich das Berechnen von Metallatomprozenten. Durch den

¹⁾ Brögger Das Gangfolge des Laurdalits. 1897.

²⁾ Mügge Zur graphischen Darstellung der Zusammensetzung der Gesteine. N. J. f. M. 1900. I. S. 100 ff.

³⁾ = die arktische Sippe F. Wolffs.

Koeffizienten γ ist der Ort jeder Analyse streng bestimmt, was bei Rosenbusch nicht der Fall war.

Beim Vergleiche der gleichwertigen Punkte von zwei Nachbarordinaten muß man sich vergegenwärtigen, daß dieselben tatsächlich einfache oder verdoppelte Molekularquotienten abbilden, welche durch Division der Gewichtsprocente mit einer gleichen Zahl (1% des Molekulargewichts) gewonnen wurden. Die Differenzen der Gewichtsprocente von zwei Analysen kommen folglich in den Differenzen der Metallatomzahlen wieder zum Vorschein und zwar in demselben Maße verkleinert, was wohl auf die Orientation, die das Ziel der graphischen Darstellung ist, keineswegs störend wirken kann. Die graphischen Differenzen sind selbstverständlich nicht in Metallatomprozenten angegeben, wie es bei Rosenbusch der Fall ist. Die procentige Differenz läßt sich erst aus $\frac{100 a}{z_1} - \frac{100 a'}{z_2}$ berechnen ($a, a' =$ Metallatomquotienten desselben Metalls in 2` Analysen, die verglichen werden, $z_1, z_2 =$ Metallatomzahlen derselben Analysen).
