

XIV. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine.

(IV. Fortsetzung.)¹⁾

Von A. Osann in Freiburg i. B.

(Mit 2 Textfiguren.)

Über den Wert F .

Bisher wurde noch eine Diskussion der in dem Werte F enthaltenen Basen aufgeschoben; es handelt sich bei derselben wesentlich um die Beantwortung der Fragen:

Bestehen zwischen den Mengenverhältnissen dieser Basen in den einzelnen Gesteinsfamilien irgend welche Regel- oder Gesetzmäßigkeiten? Sind solche Gesetzmäßigkeiten verknüpft mit dem Auftreten bestimmter dunkler Gemengteile, wie von Pyroxenen, Amphibolen, Glimmer oder Olivin, so daß man aus jenen auf die Anwesenheit oder das Fehlen eines der letzteren einen Schluß ziehen kann? Oder besteht, wie dies zum Teile für das Alkaliverhältnis nachgewiesen ist, mehr oder weniger unabhängig von der mineralogischen Zusammensetzung bei Gesteinen, die einer petrographischen Provinz, einem gemeinsamen Magmenherd entstammen, eine solche Gesetzmäßigkeit?

Wie aus den früheren Teilen dieser Arbeit hervorgeht, sind in dem Wert F in Molekularprozenten zusammengefaßt die Magnesia, das gesamte Eisen als Oxydul berechnet (nur bei Analysen, in denen Alkalien $>$ Tonerde, wurde der letzteren eine der Differenz Alkalien-Tonerde gleiche Menge Fe_2O_3 , dem Ägirinmolekül entsprechend, zugezählt; diese Menge Fe_2O_3 ist in dem Werte A enthalten), ferner Manganoxydul, Nickeloxydul, Barium-, Strontium- und Calciumoxyd,

¹⁾ Vergl. diese Mitt. XIX. 351, XX. 399, XXI. 365.

soweit letzteres nicht mit Tonerde verbunden in der Atomgruppe C enthalten ist.

Daß gewisse Gesetzmäßigkeiten in dem Verhältnis der Oxyde der zweiwertigen Metalle und des Eisenoxyds bestehen, wurde meines Wissens nur einmal und zwar von Brögger in der Beschreibung des Ganggefolges der Laurdalite hervorgehoben.¹⁾ Nach ihm ist im:

	<i>CaO</i>	<i>MgO</i>	<i>MnO</i>	<i>FeO</i>	<i>Fe₂O₃</i>
Laurdalit	1	0·88	0·04	0·77	0·27
Natronminette von Brathagen .	1	0·99	0·04	0·75	0·27
Natronminette von Hao	1	0·80	0·04	0·73	0·23
Heumit von Heum	1	0·92	0·04	0·72	0·21
Bronzitkersantit von Hovland .	1	0·98	<small>nicht bestimmt</small>	0·76	0·22

Die auffallende Übereinstimmung dieser Verhältniszahlen gibt ein ausgezeichnetes Beispiel für die Tatsache, daß sich die Eigentümlichkeiten eines Stammagmas auf seine Spaltungsprodukte, eines Tiefengesteins auf die es begleitenden Ganggesteine vererben können. Das Beispiel ist umso auffallender, als die erwähnten Ganggesteine ganz verschiedenen Gruppen im Sinne Bröggers, calciopleten und alkaliopleten angehören und als ferner in der Mineralführung speziell der Natur und dem Mengenverhältnis der dunklen Gemengteile in diesen Gesteinen keinerlei Regelmäßigkeit zu erkennen ist. Nach Bröggers Berechnung enthält der:

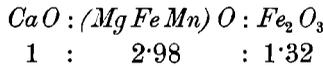
Laurdalit	9½%	Lepidomelan,	8⅓%	Malakolith	
Natronminette von Brathagen	29%	Lepidomelan,	13%	Ägirinaugit	
Natronminette von Hao	26%	Lepidomelan,	16½%	Diopsid	
Heumit von Heum	11%	Lepidomelan,	1%	Diopsid,	
Bronzitkersantit	} 14⅔%	Lepidomelan	{	25½%	monokl. Augit
von Hovland				8⅔%	Bronzit.

Auch bei dem Nephelinporphyr vom Lougental mit 8% Ägirindiopsid und 5½% Lepidomelan ist das Verhältnis noch ein recht ähnliches:

<i>CaO</i>	<i>MgO</i>	<i>(FeMn)O</i>	<i>Fe₂O₃</i>
1	: 1·01	: 0·82	: 0·39

¹⁾ Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III. Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania 1898.

Wenn auch die meisten angeführten Gesteine von dunklen Gemengteilen Lepidomelan, sowie das Ägirin- und Diopsid-Malakolithmolekül enthalten, so ist das Mengenverhältnis derselben doch außerordentlich verschieden wie bei der Natronminette von Brathagen mit 29% Lepidomelan, 13% Ägirinaugit und dem Nephelinporphyr Lougental mit 5½% Lepidomelan, 8% Ägirinaugit. Bei anderen Ganggesteinen desselben Muttermagmas ist trotz ähnlicher mineralogischer Zusammensetzung das Verhältnis der erwähnten Metalloxyde ein ganz anderes. So ist bei dem Ägiringlimmersölvbergit von Kjöse-Äklungen mit 7% Lepidomelan und 15% Pyroxen (bei dem allerdings das Ägirinmolekül bedeutend vorherrscht)



Nun ist dabei natürlich auch zu berücksichtigen, daß Glimmer und Ägirinaugit alkalihaltig sind, daß der Barkevikit von Heum nahezu 11% Al_2O_3 und 5% Alkalien enthält, so daß der Alkali- und Tonerdegehalt der Magmen auch von hervorragendem Einfluß auf die Bildung dieser Mineralien sein muß. Ebenso ist zu erwarten, daß für die Bildung eines Gemengteiles die chemische Zusammensetzung des ganzen während seiner Krystallisationsperiode noch flüssigen Magmas von Bedeutung ist und nicht allein das Verhältnis oder die absoluten Mengen der ihn zusammensetzenden Oxyde. Dazu kommt, daß die chemische Zusammensetzung des Magmas in hohem Grade auch abhängig sein wird von absorbierten Dämpfen und Gasen und deren durch Druck- und Temperaturverhältnisse bedingtes schnelleres oder langsames Entweichen, also von Faktoren, die aus der Bausch-analyse des festen Gesteines überhaupt nicht zu ersehen sind. Dies führt über zu der Abhängigkeit der Mineralbildungsbedingungen von physikalischen Faktoren, besonders dem Verhältnis von Druck und Temperatur, auf deren Bedeutung für die Entstehung von Pyroxenen und Amphibolen Becke gelegentlich der Beschreibung der Columbretes-Inseln aufmerksam gemacht hat.

Es besteht also im allgemeinen eine recht geringe Wahrscheinlichkeit, eine Abhängigkeit der Natur und Mengenverhältnisse der dunklen Gemengteile von dem Verhältnis Kalk zu Eisen und Magnesia feststellen können. Auch ein Blick auf die nach Molekularprozenten geordneten Analysen zeigt den großen Wechsel besonders im Eisen-

Magnesiagehalt bei sonst in chemischer Beziehung sehr nahestehenden Gesteinen.

Wie oben angeführt, hat Brögger bei dem Gangfolge des Laurdalits das Verhältnis $CaO : MgO : MnO : FeO : Fe_2O_3$ berechnet. Bei einer Diskussion des Wertes F in unserem System kommt zunächst nur diejenige Kalkmenge in Betracht, welche nicht im Anorthit oder den tonerdehaltigen Pyroxen- und Amphibolmolekülen enthalten ist, ferner ist, wie schon erwähnt, der Eisengehalt, soweit er nicht im Ägirinmolekül steckt, ganz als Oxydul genommen; zur Vereinfachung wurde außerdem stets MnO und NiO mit FeO , BaO und SrO mit CaO vereinigt.

Eine fernere Vereinfachung des zu berechnenden Verhältnisses wurde angestrebt, weil von vornherein zu erwarten ist, daß die Zahlen für die in F enthaltenen Metalloxyde recht unsichere sind. F ergibt sich, nachdem A und C berechnet sind; infolgedessen werden sich alle Fehler und Ungenauigkeiten, die aus Unfrische des analysierten Materiales und mangelhaften Bestimmungen bei der Analyse besonders in Bezug auf Alkalien, Tonerde und Kalk resultieren, bei der Berechnung von F geltend machen. Eine fernere Schwierigkeit tritt auf bei den Gesteinen, deren Pyroxene und Amphibole relativ reichlich Tonerde enthalten, also besonders bei kieselsäure- und alkaliarmen Gesteinen, wie Feldspatbasalten, Gabbros etc. Hier wurde früher diese Tonerde mit CaO zur Atomgruppe $CaAl_2O_4$ verbunden und letztere dem Wert C zugefügt, da es für den Wert F als ganzes gleichgültig ist, ob Al_2O_3 in diesen Mineralien im Molekül $CaAl_2SiO_6$ oder Mg -, resp. $FeAl_2SiO_6$ gebunden ist, welches letzteres vielleicht vorzugsweise der Fall ist. Dieser Fehler, resp. dieses Abweichen von den tatsächlichen Verhältnissen ist nicht zu vermeiden, da selbst bei einer vollständigen Analyse eines isolierten Pyroxens oder Amphibols die Art dieser Bindung in der Regel nicht zu entscheiden ist. Immerhin macht die Unsicherheit der in F enthaltenen Metalloxydzahlen es wünschenswert, das zu berechnende Verhältnis noch auf eine einfachere Form zurückzuführen.

Eine wesentliche Vereinfachung läßt sich erzielen, wenn man die verschiedene Rolle berücksichtigt, welche Ca , Ba und Sr gegenüber Mg , Fe , Ni und Mn in den Eruptivgesteinen oder in den sie zusammensetzenden Mineralien spielen. Die Metalle jeder dieser beiden Reihen sind unter sich näher verwandt, vertreten sich

in engerem Sinne isomorph als Glieder der einen mit solchen der anderen. Übersichtlicher noch ergibt sich diese verschiedene Rolle, wenn man die Zusammensetzung der aus diesen Metallen wesentlich zusammengesetzten dunklen Gemengteile betrachtet.

In Eisenerzen, speziell dem hier in Betracht kommenden Magnetit und Titaneisen, wird das Eisen in nur sehr geringen, hier vollständig belanglosen Mengen durch *Mn* und *Mg* vertreten. *Ca* fehlt vollständig.

Das gleiche gilt für Olivin; von 33 Olivinanalysen, welche Hintze anführt, ist nur in 5 ein Kalkgehalt angegeben, der nur bei 2 über 1% beträgt und wahrscheinlich auf Verunreinigungen zurückzuführen ist. Demgegenüber stehen 55—66% (*FeMg*) *O*; der *FeO*-Gehalt schwankt von 5—25% und erreicht im Hyalosiderit sogar 30%.

Ähnlich sind die Verhältnisse bei den dunklen Glimmern. Von 177 Biotit- und Lepidomelananalysen bei Hintze ist bei 84 kein (*CaBaSr*) *O* angegeben, bei 39 beträgt ein solcher Gehalt unter 1%. Da das Material für viele Analysen mechanisch aus Gesteinen isoliert ist, wird auch hier ein nicht unerheblicher Teil des angegebenen Kalkgehaltes durch Verunreinigungen zu erklären sein.

Auch bei den rhombischen Pyroxenen ist der Kalkgehalt in der Regel verschwindend gering. Von 75 Analysen nicht meteorischer rhombischer Pyroxene enthalten nach Hintzes Zusammenstellung 41 unter 2% *CaO* gegenüber 40 und mehr % (*FeMg*) *O*. Der Gehalt an *FeO* dagegen schwankt zwischen wenigen und 28%.

Diesen Gemengteilen gegenüber stehen reine Kalkverbindungen, wie Apatit, Titanit und Perowskit. Bei den kleinen Mengen, in denen diese Übergemengteile auftreten, ist der geringe Eisengehalt der beiden letzteren ohne Bedeutung.

Bei den tonerde- und alkalifreien Pyroxen- und Amphibolmolekülen vertreten sich *CaO* und (*MgFe*) *O*, wie es scheint, nur in bestimmten Verhältnissen; so ist für Pyroxene bekanntlich nachgewiesen, daß in der Regel die Relation *CaO* : (*MgFeMn*) *O* = 1 : 1, bei Amphibolen = 1 : 3 besteht.

So einfach nun im allgemeinen das Verhältnis *CaO* : (*MgFe*) *O* bei den besprochenen Gesteinsgemengteilen liegt, so kompliziert sich dasselbe durch das fast ausnahmslose Zusammenauftreten mehrerer von ihnen außerordentlich, so daß es in einer und derselben Gesteinsfamilie sehr stark schwanken kann und, wie die Statistik zeigt, in

der Tat auch schwankt. Jedenfalls erscheint aber nach dem Vorhergehenden eine Zusammenfassung von FeO und MgO (mit MnO und NiO) und Gegenüberstellung dem CaO (mit SrO und BaO) gerechtfertigt und zweckmäßig.

Dieses Verhältnis $(MgFeMnNi)O : (CaSrBa)O$ wurde nun wie das der Alkalien auf eine konstante Summe gebracht, so daß dasselbe durch die Angabe eines der Summanden gegeben ist. Es wurde dazu wieder wie bei den Alkalien die Summe 10 gewählt. Für die Wahl dieser relativ sehr kleinen Zahl war maßgebend einmal rein formell die Analogie mit dem Alkalienverhältnis, dann die oben erwähnte Unsicherheit in den Zahlen selbst, die bei einer Reduktion des Verhältnisses auf eine kleine Summe weniger ins Gewicht fällt, besonders bei basischen, tonerdehaltige Pyroxene und Amphibole führenden Gesteinen, bei denen die in F enthaltenen Molekularprozentanteile von CaO , MgO und FeO recht hohe sind. Zu dem Zweck ist mit dem Buchstaben m der Summand bezeichnet, der sich auf die Oxyde $(MgFeMnNi)O$ bezieht, so daß $m = 7.5$ bedeutet $(MgFeMnNi)O : (CaSrBa)O = 7.5 : 2.5$. Wie n für Natron, so ist m für Magnesia und die mit ihr zusammengefaßten Oxyde gewählt worden.

Diesem Wert m soll aus den dargelegten Gründen nicht dieselbe Bedeutung für die chemische Einteilung der Eruptivgesteine beigelegt werden, wie den Zahlen s , a , c , f und n ; trotzdem empfiehlt es sich, der kürzeren Bezeichnung wegen ähnlich wie bei dem Alkalienverhältnis eine Einteilung in 5 Reihen vorzunehmen.

Eine v -Reihe mit Gesteinen, deren $m > 7.5$

φ - "	$m > 5.5 < 7.5$
χ - "	$m > 4.5 < 5.5$
ψ - "	$m > 2.5 < 4.5$
ω - "	$m < 2.5$ ist.

Die beiden ersten Reihen kann man als die der Magnesia-vormacht, die beiden letzten als die der Kalkvormacht bezeichnen.

Es wurden nun die Werte von m für sämtliche in den drei ersten Teilen dieser Arbeit angeführten Analysen berechnet, mit Ausnahme derjenigen der Anorthosite und einiger vergleichsweise angeführter Gesteine. Alle diese Einzelwerte können hier nicht angeführt werden, dagegen ist in der Tabelle am Schlusse dieses Abschnittes für die einzelne Gesteinsfamilien angegeben, 1. die Anzahl

der Vertreter, mit denen sich diese an den 5 Reihen beteiligen, ausgedrückt in Prozentzahlen; 2. das Mittel, das sich aus den Einzelwerten von m für eine Gesteinsfamilie ergibt, und 3. die Anzahl von Analysen, die zur Aufstellung von 1 und 2 benutzt wurden, um einen Maßstab für die Zuverlässigkeit dieser Zahlen zu geben.

Die allgemeinen Resultate, welche sich bei der Berechnung der Werte von m ergeben haben, sind folgende:

1. Wie für n , so resultieren auch für m bei weitaus der größten Anzahl von Analysen Zahlen, die größer als 5·5 sind, d. h. Vertreter der v - und q -Reihe herrschen unbedingt vor, wie dies aus den Zahlen der Tabelle unmittelbar zu ersehen ist.

2. In den einzelnen Gesteinsfamilien schwankt m , wie schon erwähnt, innerhalb weiter Grenzen, ähnlich wie dies für n hauptsächlich bei sauren Eruptivgesteinen der Fall ist.

3. Auch in Bezug auf m (wie früher für n nachgewiesen) läßt sich feststellen, daß in nicht seltenen Fällen für Gesteine einer und derselben petrographischen Provinz eine auffallende Konstanz herrscht. Als Beispiele seien angeführt:

Es ergibt sich für die berechneten Vesuvgesteine:

Analyse

311 ¹⁾	Vesuvlava	Granatello 1631 (Haughton)	. . .	$m = 6·1$
312	„	Croce del Salvatore 1834 (Haughton)		$m = 6·8$
313	„	Piano delle Ginestre 1810	„	$m = 6·6$
314	„	1760 (Haughton)	$m = 6·6$
315	„	Atrio del Caval. 1891—1893 (Mrha)	.	$m = 6·4$
317	„	Canale dell'arena 1850 (Haughton)	.	$m = 7·0$
318	„	La Crocella 1871 (Ricciardi)	. . .	$m = 7·0$
319	„	1881 (Ricciardi)	$m = 6·9$

Mittel $m = 6·87$

Mittel von 20 Vesuvlaven nach Haughton $m = 6·8$, eine Zahl, die mit dem Mittel obiger Analysen genau übereinstimmt. Für das Mittel der beiden Kulaitanalysen Nr. 316 ergibt sich dagegen der bedeutend höhere Wert $m = 7·7$.

Auffallend niedrig dagegen und unter sich sehr nahezu gleich sind die Werte für:

¹⁾ Die Analysennummern korrespondieren mit denen in den früheren Teilen dieser Arbeit.

Analyse 323 Leucitbasanit Blankenhornsberg, Kaiserstuhl $m = 5.5$ und den diesem chemisch nahestehenden Augitit von der Limburg, Kaiserstuhl Analyse 324 mit $m = 5.4$.

Für die Melilithbasalte des Hegaus berechnet sich:

Analyse 380 Randen	$m = 7.7$
381 Neuhöwen	$m = 7.7$
382 Burgstall	$m = 7.7$
383 Stofflerhof	$m = 8.1$
384 Wartenberg b. Donaueschingen	$m = 8.0$.

Für die von Esch beschriebenen Gesteine vom Vulkan Etinde ergibt sich:

Analyse 330 Nephelinit	$m = 5.9$
331 Leucitnephelinit	$m = 6.0$
334 Hauynophyr	$m = 6.0$
338 „	$m = 6.6$
339 Leucitnephelinit	$m = 6.3$

Etwas weiter auseinander liegen die Werte für die Leucitbasalte des Laacher Seegebietes:

Analyse 367 Hochstein	$m = 6.8$
368 Kunkskopf	$m = 6.7$
369 Bausenberg	$m = 7.3$
370 Krufter Ofen	$m = 7.6$
371 Veitskopf	$m = 7.4$
372 Gönnersdorf	$m = 7.3$

Ferner ist für:

Analyse 358 Leucitit Siderão Cabo Verde	$m = 6.0$
360 „ Topo da Coroa Cabo Verde	$m = 6.0$

dagegen für

Analyse 364 Leucitit Capo di Bove	$m = 7.3$
365 „ Frascati	$m = 7.1$

Für die Camptonitgesteine des Kristianiagebietes ergeben sich zwei ziemlich abweichende Werte:

Analyse 138 Camptonit Hvinden	$m = 7.8$
146 „ Maena	$m = 7.8$
153 „ Hougen	$m = 7.7$

und andererseits:

Analyse 142 Camptonit Kjose-Åklungen . $m = 7.0$

143 „ Egge Gran . . . $m = 7.0$

Während bei diesen Vertretern der Camptonit-Monchiquit-Reihe m hoch ist, zeigen die beiden berechneten Monchiquite des Kaiserstuhls nahezu identische niedrige Werte. So ist für

Analyse 134 Monchiquit Fohberg bei Oberschaffhausen $m = 5.3$

139 Monchiquit Kiechlingsbergen $m = 5.0$

Es fällt sogleich die Analogie mit den niederen Werten von m für den oben erwähnten Leucitbasanit vom Blankenhornsberg und Augitit von der Limburg auf, bei allen 4 Gesteinen bewegt sich m zwischen 5.0 und 5.5.

Auch für die früher ihres konstanten Alkalienverhältnisses wegen erwähnten Tiefengesteine (I. Teil, pag. 443) läßt sich zum Teil ein ähnlich konstanter Wert von m nachweisen. So ist bei den Gesteinen der Highwood Mts.:

Leucitsyenit Davis Creek . $n = 4.9$ $m = 6.6$

Mouzonit Middle Peak . . . $n = 4.4$ $m = 6.7$

„Alkalisyenit“ Pallisade Butte. $n = 4.3$ $m = 6.9$

Monzonit Higwood Mts. . . $n = 4.7$ $m = 7.2$

Mittel 4.6 6.8

Für die Gesteine der Bearpaw Mts. erhält man:

Augitsyenit Yogo Peak . . $n = 5.9$ $m = 7.3$

Quarzsyenit Beaver Creek . . $n = 6.0$ $m = 7.8$

Yogoit Yogo Peak. . . . $n = 5.5$ $m = 7.2$

Yogoit Beaver Creek . . . $n = 5.3$ $m = 7.1$

Mittel 5.5 7.3

Ein weiteres Beispiel ergeben Ganggesteine der Little Belt Mts., Mt.

Analyse 8 Granitsyenitporphyr Thunder Mt. . $m = 8.8$

9 Quarzsyenitporphyr Big Baldy Mt. $m = 8.7$

25 Syenitdioritporphyr Bear Park $m = 8.7$

32 Dioritporphyr Steamboat Mt. . . $m = 8.4$

Wie aus den angeführten Beispielen, die noch hätten vermehrt werden können, hervorgeht, handelt es sich hier zweifellos um Gesetzmäßigkeiten, die sich nur durch die Blutsverwandtschaft (consanguinity) erklären lassen. Es braucht wohl nicht hinzugefügt zu

werden, daß bei anderen Gesteinsreihen, die einem engen Gebiete entstammen, die Werte für m recht verschiedene sein können, wie dies ja bei dem Alkalienverhältnis auch der Fall ist.

4. Ferner hat sich bei der Berechnung der Zahlen m ergeben, daß in großen Zügen zweifelsohne auch ein Zusammenhang zwischen ihnen und der Natur der dunklen Hauptgemengteile besteht. Es ist natürlich zu erwarten, daß solche Beziehungen umso auffälliger hervortreten, je weniger akzessorische Gemengteile, besonders Eisen-erze, Titanit etc. vorhanden sind. Als Beispiel mögen zunächst die Familien der Granite und Phonolithe angeführt werden, die beide arm an Akzessorien, besonders Erzen sind. In der Granitfamilie treten von dunklen Gemengteilen ganz wesentlich Glimmer und Amphibole auf, Pyroxene spielen nur eine verschwindende Rolle; es ist deshalb zu erwarten, daß unter den in F vorhandenen Metall-oxyden CaO sehr zurücktritt, daß sich m der Zahl 10 stark nähert. Die Berechnung von 35 Granitanalysen (siehe I. Teil, die Kugeln und Konkretionen sind weggelassen) ergab, daß

34 Analysen = 97% der v -Reihe

1 Analyse = 3% der φ -Reihe angehören; als Mittelwert resultiert $m = 9.2$.

Bei den Phonolithen treten im Gegenteil Glimmer und Amphibole ganz zurück den Pyroxenen gegenüber. Von letzteren sind Ägirin, Ägirinaugit am verbreitetsten, daneben Diopsid. Da das Ägirinmolekül dem Werte A zugerechnet wird und die Ägirinaugite alle kalkreich sind, so ist zu erwarten, daß in dieser Gesteinsfamilie m bedeutend niedriger liegt als bei den Graniten. In der Tat gehören von 28 Phonolithanalysen an:

Der v -Reihe	9	=	32%
φ -	"	9	= 32%
χ -	"	6	= 21.5%
ψ -	"	3	= 11%
ω -	"	1	= 3.5%.

Als Mittelwert ergibt sich $m = 6.4$.

Daß dieses Verhältnis nicht isoliert steht, läßt sich aus folgenden Zahlen ersehen:

	Mittel		Mittel
Granit . . .	9·2	Eläolithsyenit . . .	7·8
Granitporphyr	8·4	Eläolithsyenitporphyr	6·9
Liparit . . .	8·8	Phonolith	6·4
Granitaplit	8·3	Grorudit-Tinguait .	6·9

Auf der rechten Seite besitzen die Eläolithsyenite den höchsten Wert von m , in ihnen spielen auch Glimmer und Amphibole eine weitaus größere Rolle als in den 3 übrigen Gesteinsfamilien derselben Seite. Die Zahl 8·3 für Granitaplite ist wohl die unsicherste, da hier Oxyde der zweiwertigen Metalle sehr zurücktreten. An die Liparite schließen sich direkt an die Dacite, ebenfalls mit $m = 8·8$; an die Granite die Quarzdiorite, ebenfalls mit $m = 9·2$.

Überhaupt ergibt die Statistik, daß die Gesteine der Alkalireihe von denen der Alkalikalkreihe durch niedrige Werte von m ausgezeichnet sind.

Offenbar hängt dies Verhalten mit der größeren Neigung zur Augitbildung bei den ersteren zusammen, eine Tatsache, auf die schon Lossen¹⁾ aufmerksam gemacht hat. Er sagt: Die wesentlich augithaltigen Typen der Alkalifeldspatgesteine pflegen überhaupt alkali- und insbesondere natronreicher zu sein als die normalen hornblendehaltigen Typen; diese letzteren wurden durchschnittlich höheren Kieselsäuregehalts kalk- und magnesiareicher gefunden. Ferner sagt er über die Rolle, die Augit und Hornblende in den Erstarrungsgesteinen spielen: „Ersterer krystallisiert häufiger aus alkalireichen Mischungen, letzterer häufiger aus kieselsäurereichen.“

Als Beispiele mögen ferner folgende Zahlen einander gegenübergestellt werden:

	Mittel
Quarzfrie Diorite	$m = 8·3$
Gabbro und zum Teil Norit . . .	$m = 8·5$
Gabbroporphyr	$m = 8·1$

Essexit u. nephelinarmer Theralith.	$m = 7·0$
Nephelinreicher Theralith. . . .	$m = 7·0$
Camptonit und Monchiquit	$m = 7·1$

¹⁾ Lossen, Z. d. d. g. G., XXXV. Bd., 1883, pag. 218.

Die Übereinstimmung der 3 Zahlen der oberen Hälfte ist eine sehr große. Daß m für die Gabbros und Gabbroporphyrite trotz ihrer wesentlichen Pyroxenführung dem der quarzfreien Diorite gleichkommt, hängt wohl mit ihrer teilweise nicht unbedeutlichen Olivinführung zusammen. Der Einfluß des Olivingehaltes auf die Zahl m wird später an Beispielen gezeigt werden.

Ferner ergibt sich für:

Nephelintephrit $m = 7.1$	Nephelinit $m = 6.2$
Leucittephrit $m = 6.8$	Leucitit $m = 6.5$

Die niedrigsten Werte von m ergeben sich für die Glieder der Iolith-Urtit-Reihe, nämlich:

Iolith . . .	$m = 5.1$
Iolithporphyrit	$m = 4.4$
Urtit . . .	$m = 3.0$

Der Urtit besteht nach Ramsays Beschreibung aus 82—86% Nephelin, 12—16% Ägirin und 2% Apatit; Eisenerze müssen der Analyse nach nur ganz sporadisch auftreten.

Beim Missourit liegt m bedeutend höher, es ist 7.5. Das Gestein enthält 15% Olivin, 6% Biotit und 5% Eisenerze. Für die Pantellerite, bei denen von dunklen Gemengteilen Diopsid, Ägirin-augit und Ainigmatit vorherrschen, Eisenerze nahezu vollständig fehlen, ist $m = 5.3$, also ebenfalls, wie zu erwarten war, außerordentlich niedrig, sie beteiligen sich zugleich mit dem größten Prozentsatz an der ω -Reihe. In die Augen springend ist ferner der Einfluß, den der Olivingehalt auf m ausübt, derselbe ergibt sich aus folgenden Zahlen:

Von 15 Nepheliniten (exkl. Poppenhausen siehe Teil III, pag. 427) gehören an:

Der v -Reihe — =	0%
φ -Reihe 15 =	100%
Mittelwert von m =	6.2.

Von 15 Nephelinbasalten:

Der v -Reihe 8 =	53%
φ -Reihe 7 =	47%
Mittelwert m =	7.6.

Von 8 Leucititen gehören an:

Der v -Reihe — =	0%
φ -Reihe 8 =	100%
Mittelwert m =	6.5.

Von 11 Leucitbasalten:

Der <i>v</i> -Reihe	3 =	27%
<i>φ</i> -Reihe	8 =	73%
Mittelwert <i>m</i>	=	7·3.

Von 5 Nephelintephriten gehören an:

Der <i>v</i> -Reihe	1 =	20%
<i>φ</i> -Reihe	4 =	80%
Mittelwert <i>m</i>	=	7·1.

Von 8 Nephelinbasaniten:

Der <i>v</i> -Reihe	4 =	50%
<i>φ</i> -Reihe	4 =	50%
Mittelwert <i>m</i>	=	7·6.

Von 4 Leucittephriten gehören an:

Der <i>v</i> -Reihe	— =	0%
<i>φ</i> -Reihe	4 =	100%
Mittelwert <i>m</i>	=	6·8.

Von 9 Leucitbasaniten (exkl. den Teil II, pag. 478 berechneten Mitteln):

Der <i>v</i> -Reihe	1 =	11%
<i>φ</i> -Reihe	8 =	89%
Mittelwert <i>m</i>	=	6·8.

Für Leucittephrite und Leucitbasanite ist *m* gleich; es rührt dies daher, daß von den 9 angeführten Leucitbasanitanalysen sich 8 auf Vesuvlaven beziehen; ihr Olivinegehalt ist so gering, daß sie wohl ebenso gut zu den Leucittephriten gestellt werden konnten (cfr. Teil II, pag. 478). Für das Mittel der beiden Kulaitanalysen ergibt sich *m* = 7·7, also ungefähr der gleiche Wert wie für die Nephelinbasanite und bedeutend höher als für die Leucittephrite. Es gehört der *v*-Reihe an.

Ferner geht der Einfluß des Olivins noch hervor aus der Reihe:

Pyroxenite	<i>m</i> =	8·0
Hornblendeperidotite	<i>m</i> =	9·7
Glimmerperidotite	<i>m</i> =	9·7
Dunite	<i>m</i> =	10

Der hohe Wert von *m* für die Pyroxenite erklärt sich aus der reichlichen Bronzit- und Hypersthenführung der berechneten Gesteine und wohl auch aus dem hohen Eisenerzgehalt.

Aus den angeführten Beispielen ist mit Sicherheit abzuleiten, daß im allgemeinen die Natur der vorherrschenden dunklen Gemengteile, speziell der monoklinen Pyroxene, die dem Diopsid nahe stehen, einerseits, der Amphibole, Glimmer und rhombischen Pyroxene andererseits, sowie speziell auch der Gehalt an Olivin in der Zahl m oder dem Verhältnis $(Ca Sr Ba) O : (Mg Fe Mn Ni) O$ in F zum Ausdruck kommt. Nur ist es natürlich, und wie auch vorauszusehen war, nicht möglich, bei jeder Einzelanalyse aus m auf die An- oder Abwesenheit dieser Mineralien direkt zu schließen oder gar ihr Mengenverhältnis zu schätzen.

Zusammenfassung und Resultate.

Als Zweck der hier durchgeführten chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine wurde in der Einleitung bezeichnet: Die Ergänzung und Vertiefung der auf mineralogische Zusammensetzung und Struktur basierenden gebräuchlichen Einteilung und namentlich auch die Herbeiziehung des Mengenverhältnisses der Hauptgemengteile als klassifikatorisches Moment. Zu dem Zweck wurden die Analysen auf Molekularprozentzahlen berechnet und diese auf wenige Faktoren zurückgeführt, deren Größe resp. Verhältnis eine übersichtliche Zusammenstellung ermöglicht und zugleich, unter Mitbenutzung des Mikroskopes, eine jedenfalls sehr angenähert richtige Schätzung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung ermöglicht. Dieser Weg führt zur Unterscheidung von Typen, die durch eine bestimmte Typenformel charakterisiert sind; in jedem Typus wurden Analysen von Gesteinen vereinigt, die derselben Familie des gebräuchlichen petrographischen Systems angehören und sich chemisch nahe stehen. Solche Typen wurden bei den Tiefengesteinen 72, bei den Ergußgesteinen 157 und den Ganggesteinen 91, also im ganzen 320 aufgestellt; neue Typen können stets zugefügt werden. Die Typen wurden in Tabellen geordnet und eine übersichtliche graphische Darstellung der Einzelanalysen und Typen durch die gewählte Dreiecksprojektion erreicht. Da für die Auswahl der benutzten Analysen lediglich die Frische des Materials und die Zuverlässigkeit der Ausführung maßgebend war, ist anzunehmen, daß diejenigen Typen, die durch die größte Analysenzahl vertreten sind, für ihre Gesteinsfamilie auch am meisten charakteristisch sind.

Ausgegangen wurde von der Aufstellung der Werte s , A , C , F , a , c , f und n , denen später noch k und m zugefügt wurden. Diese Größen sind in folgender Weise charakterisiert:

s ist die Summe von Kieselsäure, Titansäure und Zirkonerde.

A ist eine Atomgruppe, die erhalten wird, wenn die Alkalien mit Tonerde in dem Verhältnis verbunden werden, wie sie dies in den Alkalifeldspaten sind, also $(Na K)_2 Al_2 O_4$. Dabei müssen folgende Fälle unterschieden werden:

1. Die Summe der Alkalien ist kleiner oder gleich der Tonerde. Solche Analysen wurden als mit Tonerde für Alkalien gesättigt bezeichnet.

2. Die Summe der Alkalien ist größer als Tonerde, die Analyse ist ungesättigt mit Tonerde in Bezug auf Alkalien. Die Statistik, die hinsichtlich dieses Falles angestellt wurde, ergab, daß in solchen Gesteinen stets ein Teil der Alkalien mit Eisenoxyd zum Ägirinmolekül verbunden ist. Es wurde demnach der Überschuß von Alkalien über Tonerde mit Eisenoxyd zur Atomgruppe $(Na K)_2 Fe_2 O_4$ verbunden und mit A vereinigt.

3. Endlich kann noch die Summe der Alkalien größer als die von Tonerde und Eisenoxyd sein. Von den berechneten Analysen ist dies nur bei Pantelleriten und dem Orendit vom North Table Butte der Fall; neuere, hier noch nicht benutzte Analysen zeigen, daß auch bei Eläolithsyeniten bestimmter Eruptivgebiete, wie Kolas und Südgrönlands, dies theilweise stattfindet. Soweit unsere Erfahrungen reichen, ist ein solches Verhältnis verknüpft mit dem reichlichen Auftreten im allgemeinen seltener akzessorischer Gemengtheile, wie des Ainigmatit, Eudyalit und vielleicht noch anderer. In jedem dieser Fälle, wie dies auch bei den Pantelleriten geschehen ist, soll dieser Überschuß von Alkalien über $Fe_2 O_3 + Al_2 O_3$ in einer den speziellen Verhältnissen entsprechenden Atomgruppe der Zahl A einverleibt werden, so daß diese sämtliche Alkalien der Analyse enthält. Bei einer Diskussion dieses Wertes A müssen natürlich die mikroskopischen Ergebnisse mit berücksichtigt werden.

C ist eine Atomgruppe, die erhalten wird, wenn die nicht in A verrechnete Tonerde mit Kalk zu $Ca Al_2 O_4$ verbunden wird. Hierbei können folgende Fälle eintreten:

1. Ist die Summe der Alkalien gleich oder größer als die Tonerde, so ist $C = O$. Es tritt dies, wie mehrfach erläutert wurde, bei

Alkaligesteinen ein, in denen das Anorthitmolekül nachweislich fehlt oder verschwindend klein ist.

2. Die Summe der Alkalien ist kleiner, die der Alkalien und des Kalkes größer als Tonerde; es ist dies weitaus der häufigste Fall.

3. Tonerde ist größer als Alkalien plus Kalk. Unter den cca 750 berechneten Analysen trat dies nur in wenigen Fällen ein. Ob hier immer Analysenmaterial und Analyse selbst einwandfrei sind, ist fraglich. Unter diesen Umständen wurden dann geringe Mengen von Magnesia für Kalk in die Atomgruppe $Ca Al_2 O_4$ substituiert und angenommen, daß außergewöhnlich tonerdereiche Pyroxene und Amphibole anwesend seien, statistisch ließ sich dies nicht prüfen. Bei der Ableitung von a , c , f aus A , C , F reduzieren sich diese Abweichungen auf unbedeutende Größe (siehe Teil I, pag. 365).

In sehr hohem Betrag tritt dies Verhältnis auf bei Kyschtymit, Korundsyenit und Korundpegmatit, die bis nahezu 60% Tonerde in der Form des Korundes enthalten können. Die petrographische Stellung dieser jedenfalls sehr abnorm zusammengesetzten Gesteine ist noch zu wenig sicher, als daß sie hier berücksichtigt werden könnten.

F setzt sich zusammen aus den Oxyden der zweiwertigen Metalle; es ist die Summe von Magnesia, Eisenoxydul (auch das nicht für A verwendete Eisenoxyd wird zu Oxydul umgerechnet und hier zugefügt), Manganoxydul, Nickeloxydul, Strontium- und Bariumoxyd und dem nicht für C verbrauchten Kalk, also die Atomgruppe (Mg , Fe , Mn , Ni , Sr , Ba , Ca) O .

Zur Vereinfachung dieser Zahlen A , C , F und um ihr Verhältnis für die Projektion geeignet zu machen, wurden dieselben auf die Summe 20 reduziert unter Abkürzung auf halbe Einheiten; es resultieren so die Werte a , c , f , wobei $a + c + f = 20$ ist.

n gibt das Verhältnis der Alkalien, wobei Li immer dem K zugerechnet wurde. Dies Verhältnis $Na_2O : (K, Li)_2O$ wurde stets auf die Summe 10 gebracht und der sich auf Na_2O beziehende Summand mit n bezeichnet. Es ist also $Na_2O : (K, Li)_2O = n : (10 - n)$. Nach dem Alkaliverhältnisse werden sämtliche Analysen in 5 Reihen geteilt, eine α -Reihe mit $n > 7.5$, eine β -Reihe mit $n < 7.5 > 5.5$, eine γ -Reihe mit $n < 5.5 > 4.5$, eine δ -Reihe mit $n < 4.5 > 2.5$ und eine ε -Reihe mit $n < 2.5$. Den beiden ersten Reihen gehören Gesteine der Natriumvornacht, den beiden letzten solche der Kalivornacht an, solche der γ -Reihe wurden als intermediäre bezeichnet.

Der Kieselsäurekoeffizient k soll das Verhältnis der Kieselsäure zu den Werten $A C F$ darstellen. Zu dem Zweck wurde s dividiert durch eine Zahl, die gleich ist der Summe der Kieselsäuremengen, welche nötig sind, um die Atomgruppen A und C zu Feldspatbildung und die Atomgruppe F zur Bildung von Metasilikaten zu berechnen.

$$\text{Es ist also } k = \frac{s}{6A + 2C + F}.$$

m endlich stellt dar das Verhältnis von $(Mg, Fe, Mn, Ni)O : (Ca, Sr, Ba)O$ in dem Wert F . Auch dieses Verhältnis wird stets auf die Summe 10 gebracht und der sich auf $(Mg, Fe, Mn, Ni)O$ beziehende Summand mit m bezeichnet. Es ist also $(Mg, Fe, Mn, Ni)O : (Ca, Sr, Ba)O = m : (10 - m)$. Auch hier wurden 5 Reihen unterschieden: eine ν -Reihe mit $m > 7.5$, eine φ -Reihe mit $m < 7.5 > 5.5$, eine χ -Reihe mit $m < 5.5 > 4.5$, eine ψ -Reihe mit $m < 4.5 > 2.5$ und eine ω -Reihe mit $m < 2.5$.

Von den so berechneten Zahlen sollen $s A C F$ resp. $a c f$ und n als wichtigste Faktoren für die Klassifikation in erster Linie maßgebend sein, m und k sind von geringerer Bedeutung und werden erst in zweiter Linie berücksichtigt. Aus diesen Zahlen soll folgendes ersichtlich sein:

A resp. a gibt ein Bild von der Menge der Alkalifeldspate und Feldspatvertreter. Zu letzteren werden hier gezählt: Nephelin, Leucit, Sodalith, Hauyn, das Ägirinmolekül, das Alkalimolekül der Glimmer (K) und eventuell die alkalihaltigen Moleküle von Ainigmatit und Eukolith. Unterstützt wird die Schätzung des Mengenverhältnisses dieser Mineralien und Moleküle durch die Zahl n , die Menge von Fe_2O_3 , welche in A enthalten ist und den Kieselsäurequotient k . Natürlich muß auch die mikroskopische Untersuchung bei dieser Schätzung mit zu Rate gezogen werden.

Aus C und c soll eine annähernde Bestimmung ermöglicht werden, mit welchen Mengen sich das Anorthitmolekül an dem Aufbau der Feldspate beteiligt. In untergeordnetem Maße sind auch die tonerdehaltigen Moleküle der Pyroxene und Amphibole in diesen Zahlen enthalten und ebenso bei Melilithgesteinen das Gehlenitmolekül (siehe Teil II, pag. 495).

F und f endlich geben ein Bild von den Mengenverhältnissen der sog. dunklen Gemengteile. Auch hier wird, wenn es sich um die Beteiligung von Ortho- und Metasilikaten handelt, der Kieselsäure-

quotient k die mikroskopische Untersuchung unterstützen; auch m kann eventuell mit von Bedeutung sein. In F' sind enthalten: Die tonerde- und alkalifreien Pyroxen- und Amphibolmoleküle, das Olivinmolekül in Olivin und Glimmer, das Akermanitmolekül im Melilith, der Eisengehalt der Eisenerze und der Kalkgehalt des Apatit und Titanit.

Wie schon früher hervorgehoben wurde, entspricht die Atomgruppe A ihrer Bedeutung nach dem Rosenbusch'schen Kern $(Na K) Al Si_2$, C dem Kern $Ca Al_2 Si_4$ und F den Kernen $\overset{II}{R} Si$ und $\overset{II}{R}_2 Si$, nur sind sie frei von Kieselsäure gedacht. Rosenbusch nimmt an, daß seine Kerne in den eruptiven Magmen als solche schon vorhanden sind und daß ihre gegenseitigen Löslichkeitsverhältnisse, d. h. ihre unter bestimmten physikalischen Verhältnissen eintretende Unlöslichkeit Ursache der Spaltungsvorgänge sind, die die chemische Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine begründen und wonach die letzten und einfachsten Spaltungsprodukte diese Kerne selbst sind. Unsere Atomgruppen sind nur Teile dieser Kerne und beanspruchen auch diese den Kernen beigelegte geologische Bedeutung nicht; ihre Aufstellung hat lediglich den Zweck, chemisch Verwandtes zusammenzufassen und dadurch die chemische Analyse eines Gesteines auf wenige Faktoren zurückzuführen, wodurch die Übersicht und Ordnung in ein System wesentlich erleichtert wird.

Brögger hat auf die Unzulänglichkeit der Rosenbusch'schen Kerne hingewiesen; Gesteine wie die Urtite, Umptekite und Lestwarite machen es außerordentlich wahrscheinlich, daß neben dem Kern $(Na K) Al Si_2$ noch zwei Alkalikerne $(Na K) Al Si$ und $(Na K) Al Si_3$ eine nicht unbedeutende Rolle spielen; ebenso führt die Diskussion der Anorthositanalysen Brögger zu der Annahme eines Kernes $Ca Al_2 Si_2$ neben $Ca Al_2 Si_4$. Diese von Brögger geforderten Kerne sind ebenfalls mit in den Atomgruppen A und C enthalten. In unserem System wird also die ganze Schwierigkeit, welche Kieselsäuremengen den Kernteilen $(Na K) Al$ und $Ca Al_2$ zuzuerteilen sind, vollständig vermieden, zugleich werden bei uns die Verhältnisse einfacher als bei der Zerlegung einer Analyse in die Rosenbusch- und Brögger'schen Kerne. Ohne die Bedeutung dieser Kerne für das Verfolgen von Spaltungsvorgängen und die Ableitung von Teilmagmen aus einem

Urmagma zu unterschätzen, scheinen mir doch die aufgestellten Atomgruppen, so lange es sich nur um eine Einteilung der Eruptivgesteine auf chemischer Grundlage handelt, den Vorzug zu verdienen. Außerdem läßt sich, wie aus der Diskussion der Urtitanalyse von Brögger hervorgeht¹⁾, eine chemische Klassifikation nach Kernen nicht mit Sicherheit durchführen. Für eine eventuelle spätere Ausarbeitung einer solchen wird unsere Klassifikation stets die Grundlage bilden. Aus dem Verhältnis, in dem unsere Atomgruppen zu den Kernen stehen, geht ferner hervor, welche Bedeutung jene für die Einteilung der eruptiven Magmen hat, denn diese beruhen ja auf dem Mischungsverhältnis der Kerne. Aus der Formel sowohl als der Lage des Projektionspunktes einer Analyse ist die Zugehörigkeit zu einem der von Rosenbusch unterschiedenen Magmen direkt ersichtlich.

Das theoretisch reine foyaitische Magma φ hat seinen Projektionspunkt natürlich in der A -Ecke des Projektionsfeldes (siehe Figur), seine chemische Formel wäre charakterisiert durch $a_{20} c_0 f_0$. Gesteine, in denen das foyaitische Magma vorwiegend vertreten ist, gehören dem Sextant II an und greifen nur wenig nach I über, außerdem sind sie an die Nähe der Dreiecksseite AF gebunden, in beistehender Figur ist ihr Projektionsgebiet annähernd abgegrenzt. Das Gleiche gilt für die granitischen Magmen γ , die nur durch die höheren Werte von s sich von den foyaitischen unterscheiden.

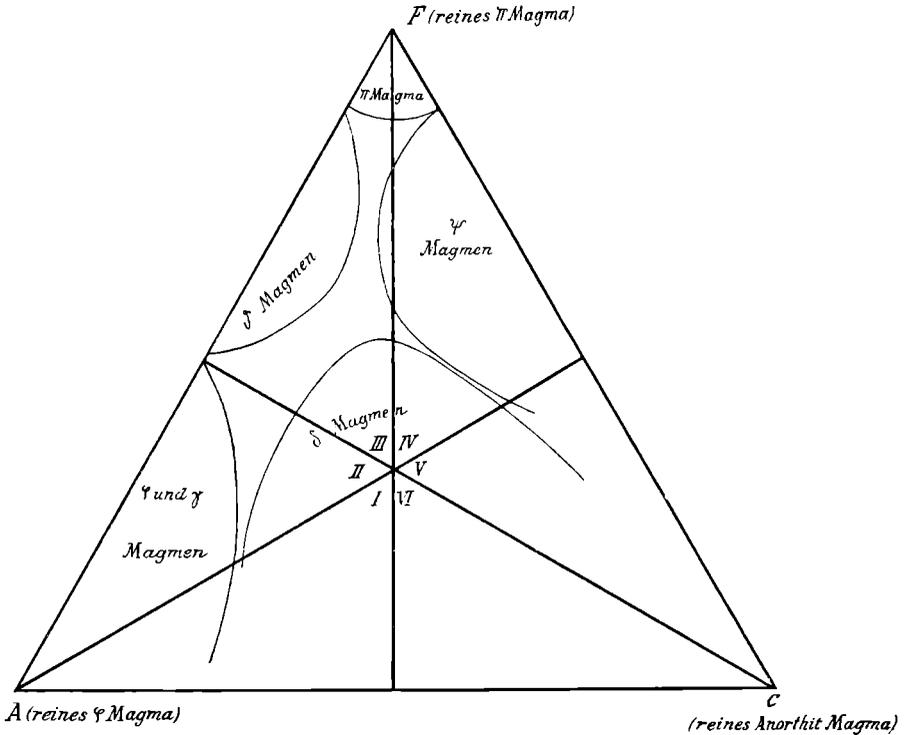
Bestimmt man die Grenze der reinen φ -Magmen $(Na K) Al Si'_x$ (mit $x = 1-3$) und der theoretisch reinen γ -Magmen $(Na K) Al Si'_x$ durch den Kieselsäuregehalt, der notwendig ein Auskrystallisieren freier Kieselsäure bedingt, so würde dieselbe bei 65—68% $Si O_2$ je nach Vorherrschen des Kalis oder Natrons liegen.

Das reine peridotitische Magma π hat seinen Projektionspunkt in F . Gesteine, in denen dieses Magma herrschend ist, haben ihre Projektion in Sextant III und IV dieser Ecke benachbart. Ihre Formel ist ausgezeichnet dadurch, daß f sehr hoch liegt, a und c sehr nieder. π selbst würde die Formel $s_x a_0 c_0 f_{20}$ zukommen.

Die granitodioritischen Magmen δ sind charakterisiert als Mischungen der Kerne $(Na K) Al Si'_2$ und $Ca Al_2 Si'_4$ unter geringen Beimengungen der Kerne $R Si$ und $R_3 Si$. Ihre Projektionspunkte müssen also zwischen der A - und C -Ecke, in den Sextanten I und VI

¹⁾ Brögger, Das Gangfolge des Laurdalits, pag. 308.

liegen, da letztere der Projektionspunkt des Kernes $Ca Al_2 Si_4$ selbst ist. In ihrer reinsten Form tritt dieses Magma in den Anorthositen und Oligoklasiten auf. Mit Anwachsen der Kerne $\overset{II}{R} Si$ und $\overset{II}{R}_2 Si$ gruppieren sich die Projektionspunkte um den Mittelpunkt des Projektionsfeldes und können hier in allen Sextanten verteilt sein. In der Formel sind solche Gesteine durch hohe Werte von a und c bei



relativ niederen von f gekennzeichnet. Ein reines den Anorthositen und Oligoklasiten entsprechendes Anorthitgestein würde die Formel $a_0 c_{20} f_0$ erhalten.

Die Gabbromagmen ψ , die aus einer Mischung von π mit dem Kern $Ca Al_2 Si_4$ und untergeordnetem φ bestehen, nehmen im Projektionsfeld den zentralen Teil des Sextanten IV ein, erstrecken sich von da bis an die Dreiecksseite FC und überschreiten andererseits die von F aus gezogene Höhenlinie etwas, treten noch in den Sex-

tant III über. Ihre Formel zeigt hohe Werte von f , mittlere für c und niedere für a .

Die Heimat der Theralithmagmen \mathcal{S} endlich ist der Sextant III und die Nähe der AF -Linie, sie zeigen niedere Werte für c , mittlere für a und hohe für f .

Es ist also durch die Lage des Projektionspunktes eines Gesteines oder die Formel direkt seine Zugehörigkeit zu einem dieser Magmen ersichtlich.

Die Detailausarbeitung unseres Systemes hat nun folgende allgemeine Resultate ergeben:

1. Jede Familie der Tiefen-, Erguß- und Ganggesteine ist, wie aus den Tabellen ersichtlich, durch bestimmte Werte von s, a, c und f charakterisiert, nach denen ihre Vertreter geordnet werden können. Kennt man diese Zahlen s, a, c, f und die geologische Stellung eines Gesteines als einer der 3 großen Klassen angehörig, so ist auch die Familie bekannt, der es zuzurechnen ist. Selbstverständlich gibt es Übergangsglieder, die ebensogut einer als einer anderen Familie zugezählt werden können, ihre Formel liegt dann an der Grenze zweier Tabellen.

2. s schwankt zwischen 82 und 39 (Alnöit). Es ist in einer Gesteinsfamilie ganz wesentlich von a abhängig und nimmt mit diesem gleichzeitig und im allgemeinen gleichmäßig ab. Es ist zu erwarten, daß sich bei größerem Analysenmaterial die Unregelmäßigkeiten, die sich in Bezug auf diesen Punkt ergeben haben, mehr und mehr verwischen. Vielfach scheint die ungleiche Ausführung der Analysen selbst Schuld an diesen Unregelmäßigkeiten zu sein. Bei Reihen, deren Analysen nach gleichen Methoden ausgeführt worden sind, pflegt der Zusammenhang zwischen s und a, c, f der vollkommenste zu sein (Absarokit-Banakit-Shoshonit-Reihe, Familie der sauren Dioritporphyrite etc.).

Die Zahlen c und f sind von keinem oder nur sehr geringem Einfluß auf s ; ist ein letzterer zu konstatieren, so nimmt s mit c gleichzeitig etwas zu. (Beispiele: Reihe der sauren Dioritporphyrite, Plagioklasbasalte z. T.)

3. Die Zahl a schwankt zwischen 17 und 0, c zwischen 7 und 0 (sie erreicht nur in der Familie der Anorthosite einen höheren Betrag bis 15). f zeigt die größten Differenzen; es liegt zwischen 1 (Granit, Anorthosite) und 20 (Dunit). Am einfachsten

liegen die Verhältnisse bei den Tiefengesteinen, hier könnte man die verschiedenen Tabellen in 2 zusammenfassen, eine mit hohen und eine mit niederen Werten von a . Bei der ersten liegt a zwischen 17 und 6—7, c zwischen zirka 4·5—5 und 0, f zwischen 10 und 2. Ihr gehören die φ , γ und z. T. δ -Magmen an, die Granite, Syenite, Eläolithsyenite und Urтите. Die wesentlichen Unterschiede sind hier durch s bedingt, das von 81—54·5 herabgeht. Bei der 2. Tabelle schwankt a zwischen 7 und 0, c liegt in dem gleichen Intervall und f zwischen 20 und 7; ihr gehören die δ -Magmen z. T., ferner die ψ -, ϑ - und π -Magmen an. Außer s liegen hier die Hauptunterschiede in c , wie ein Vergleich von Theralith, Iolith, Missouriit, kurz der basischen Alkaligesteine gegenüber den Dioriten, Gabbros und Noriten, den Alkalikalkgesteinen ergibt. Eine besondere Stellung nimmt die Anorthosit- und die Peridotit-Pyroxenit-Reihe ein. Ähnlich ist dies bei den Ganggesteinen, auf der ersten Tabelle wären Granit-Syenit- und Eläolithsyenitporphyre, Aplite, sowie die Bostonit-Lindöit-Sölvbergit- und die Grorudit-Tinguait-Reihe unterzubringen; auf der letzten Diorit-Gabbro- und Iolithporphyrite, Minette, Kersantit, Vogesit, Spesartit, die Camptonit-Monchiquit-Reihe, Mondhaldöit, Farrisit und Alnöit.

Bei den Ergußgesteinen sind die Verhältnisse etwas mannigfaltiger; hier schiebt sich zwischen diese beiden Tabellen eine dritte von größerer Bedeutung mit a zwischen cca 11—4 ein; ihr gehören die Trachydolerite, Banakite, Shoshonite und ein Teil der Glimmer- und Hornblendeandesite an.

4. Die Statistik für die Zahl n hat ergeben, daß Gesteine der Natronvormacht, bei denen also $n > 5·5$ ist, weitaus gegen die der Kalivormacht vorherrschen. Bei den Tiefengesteinen wurden für diese Tatsache schon Zahlen angegeben. Im ganzen berechnen sich nach Prozenten:

	α	β	γ	δ	ε
Tiefengesteine	31	48	14	6	1
Ergußgesteine .	38	43·5	7·5	9	2
Ganggesteine . .	20	65	10	4	1
Ferner:	Na-Vormacht	Intermediär	K-Vormacht		
Tiefengesteine . . .	79	14	7		
Ergußgesteine . . .	81·5	7·5	11		
Ganggesteine . . .	85	10	5		
Mittel	82	10·5	7·5		

Von zirka 750 Analysen gehören also 82% der Natronvornmacht an, 10·5 sind intermediär und in 7·5% herrscht Kali über Natron vor. Nach Vormachten berechnet ergibt sich demnach für die 3 Gesteinsklassen sehr nahezu das gleiche Verhältnis.

Am stärksten ist n einem Wechsel unterworfen bei den sauren Gesteinen, Graniten, Syeniten und entsprechenden Erguß- und Ganggesteinen. In basischen der Alkalikalkreihe mit hohen Werten von c , wie Gabbros, Norite, Plagioklasbasalte, liegt n fast ausnahmslos hoch, es sind durchwegs Vertreter der α - und β -Reihe. Bei basischen Gesteinen der Alkalireihe mit niederm c : Essexiten, Theralithen u. s. f. treten wieder reichlich Vertreter der Kalivornmacht auf.

Ferner hat sich ergeben, daß bei Gesteinen derselben petrographischen Provinz häufig sehr ähnliche Werte von n auftreten. Diese an und für sich nicht neue Tatsache — sie ist früher schon von Iddings und anderen hervorgehoben worden — wurde durch eine Reihe von Beispielen aus den Tiefengesteinen illustriert; andere auf Erguß- und Ganggesteine bezügliche hätten ihnen noch beigelegt werden können. Eine sehr vollkommene Reihe bilden:

Vesuvlava Analyse	311	$n = 3\cdot9$
„	312	$n = 3\cdot7$
„	313	$n = 3\cdot6$
„	314	$n = 3\cdot5$
„	315	$n = 3\cdot5$
„	317	$n = 3\cdot5$
„	318	$n = 3\cdot3$
„	319	$n = 3\cdot8$
	<hr/>	
	Mittel	$n = 3\cdot6$

Mittel nach Haughton 3·5.

5. Ähnlich wie für n liegen die Verhältnisse für m , wie in der Einleitung dieses Teiles dargelegt wurde. Im allgemeinen wechselt m stark, doch läßt sich deutlich übersehen, daß es bei Alkaligesteinen im Durchschnitt niedriger ist als bei Alkalikalkgesteinen. Auch ein Einfluß des Olivinegehaltes besteht zweifellos, olivinhaltige Gesteine besitzen höheres m als die entsprechenden olivinfreien.

An einer Reihe von Beispielen wurde ferner erörtert, daß bei Gesteinen derselben petrographischen Provinz auch ähnliche Werte für m sich wiederholen, daß also auch in dieser Beziehung eine Vererbung zu konstatieren ist.

Eine Gesamtstatistik ergab, daß angehören in Prozenten der

	ψ -	φ -	γ -	ψ -	ω -Reihe
Tiefengesteine . .	72·5	23	3	1·5	—
Ergußgesteine . .	63	33·5	2	1	0·5
Ganggesteine. . .	67	27	4	1·5	0·5
Mittel	67·5	28	3	1	0·5

oder der

	Magnesiavormacht	Intermediär	Kalkvormacht
Tiefengesteine. .	95·5	3	1·5
Ergußgesteine. .	96·5	2	1·5
Ganggesteine . .	94	4	2
Mittel	95·5	3	1·5

Auch diese Zahlen stimmen für die 3 Gesteinsklassen sehr nahezu überein.

6. Der Kieselsäurequotient k bewegt sich zwischen den Extremen 1·8 und 0·5. Bei Gesteinen, die frei von Quarz, Olivin und Feldspatvertretern sind, liegt, wie nicht anders zu erwarten ist, k der Einheit nahe; mit Eintritt des Quarzes steigt er, bei Anwesenheit von Olivin und Feldspatvertretern sinkt er unter 1 herab. Es kann also k auch mit zur Schätzung des Mengenverhältnisses der Gemengteile herangezogen werden (vgl. II. Teil, pag. 502).

7. An verschiedenen Stellen wurde schon Veranlassung genommen, Tabellen der Tiefengesteine mit solchen mineralogisch übereinstimmend zusammengesetzter Ergußgesteine zu vergleichen. Ein Vergleich im allgemeinen ergibt, daß:

a) die Ergußgesteine im Durchschnitte höhere Werte von s zeigen als die mineralogisch ihnen entsprechenden Tiefengesteine;

b) ferner daß die Zahlen für a bei ersteren in der Regel beträchtlich höher, die für f niedriger liegen als bei letzteren. In Bezug auf c läßt sich keindurchgreifender Unterschied erkennen.

Mineralogisch ausgedrückt heißt dies, daß die Ergußgesteine bei holokrystalliner Ausbildung im allgemeinen größere Neigung zur Quarzbildung zu der von Feldspäten und Feldspatvertretern besitzen, daß dagegen dunkle Eisen- und magnesiareiche Mineralien spärlicher in ihnen auftreten. Auf diese Tatsache, die sich aus unseren Zahlen zweifellos ergibt, wurde schon früher von verschiedenen Seiten aufmerksam gemacht und ihre Erklärung durch Differenzierungsvorgänge im aufsteigenden Magma dem spezifischen Gewicht zufolge gegeben.

Schon ein Vergleich der Liparit- und Granittabelle ergibt, daß in ersterer der Kieselsäurewert s mit Ausnahme einer Analyse über 77 liegt, während er bei einer großen Anzahl von Granittypen unter diesen Wert und bis 68 herabsinkt, ebenso erreicht er bei einer Reihe von Liparittypen den Maximalwert 82·5, der bei Graniten nur einmal auftritt. Der Kieselsäurekoeffizient k (siehe II. Teil, pag. 406 und III, pag. 368) sinkt bei nahezu gleicher oberer Grenze bei den Graniten z. T. beträchtlich tiefer herab als bei Lipariten; dies bedeutet, daß mit gleichem Verhältnis $a c f$ kleinere Werte von s verbunden sind. Bei der einfachen mineralogischen Zusammensetzung dieser Gesteine läßt sich dies nur erklären, daß, gleichen Erhaltungszustand vorausgesetzt, bei holokrystalliner Entwicklung die Liparite etwas quarzreicher sind, oder bei Graniten unter den dunklen Gemengteilen relativ reichlicher Eisenerze auftreten, deren Anwesenheit natürlich auch den Kieselsäurekoeffizienten herabdrückt. Wahrscheinlich wird beides der Fall sein. a liegt bei den Lipariten bei 55% der berechneten Analysen (40) über 14, bei Graniten zeigen nur 29% der für die Tabellen benutzten (28) einen so hohen Wert; bei ersteren sinkt es nur bei 2·5% unter 10 herab, bei letzteren bei 32%. f sinkt in der Granittabelle bei 18% der Analysen unter 9 in der Liparittabelle nur bei 2·5%. Wenn auch diese Werte natürlich von der Zahl und Auswahl der Analysen abhängen, also keine große Genauigkeit beanspruchen können, so sind die Unterschiede doch viel zu groß, um zufällige sein zu können.

Ähnliche Verhältnisse wiederholen sich bei Trachyten und Phonolithen, den Syeniten und Eläolithsyeniten gegenüber. Bei den berechneten Trachyten erreicht a die Zahl 14 in 30% der Analysen — bei den Syeniten nur in 3·13%; bei den Phonolithen in 68%, bei den Eläolithsyeniten nur in 31%; dem entsprechend liegt f bei

den Tiefengesteinen höher. Die Unterschiede in s treten hier weniger stark hervor wie bei Graniten und Lipariten.

In durchwegs noch bedeutend höherem Grad treten diese Differenzen hervor, wenn man Tiefen- und Ergußgesteine mit vorherrschenden Kalknatronfeldspäten miteinander vergleicht, so die Dacite mit den Quarzdiorittypen Klausen, Butte, Brixen, Szaska, Aviosee und Val Moja, die Glimmer- und Hornblendeandesite mit den quarzfreien Dioriten, die Augitandesite und selbst die Plagioklasbasalte der Hauptreihe mit den Gabbros und Noriten. Bei den letzteren liegt α bei 65% der Analysen unter 2, bei den Plagioklasbasalten der Hauptreihe nur bei 15%. Bei den Gabbros erreicht s kaum die Zahl 60, während es bei den Augitandesiten in dem Typus Santorin bis 73 steigt. Auf diese Verhältnisse wurde ebenfalls schon früher hingewiesen — die Andesite sind chemisch nicht die Äquivalente der Diorite und Gabbros, ebenso natürlich nicht, wenn man die quantitative und nicht allein die qualitative mineralogische Zusammensetzung in Betracht zieht.

Bemerkenswert ist ferner noch, daß in der Tabelle der Augitporphyrite, Diabase und Augitandesite die berechneten Diabase durchwegs den Typen Halleberg, Whin Sill und Alboran mit niederm α und hohem f angehören. Die hier angeführten Diabase sind fast durchwegs intrusive Lagergesteine (Whin Sill, New Jersey, Connecticut Tal etc.) — es scheint demnach, daß diese intrusiven Lagergesteine chemisch eine Mittelstellung zwischen Tiefen- und Ergußgesteinen einnehmen.

Eine bessere Übereinstimmung scheint wieder zwischen den basischen Alkaligesteinen der beiden Klassen zu herrschen, soweit sich dies an der Hand des bei den Tiefengesteinen spärlichen Analysenmaterials beurteilen läßt. Die Tabelle der Nephelintephrite und Basanite stimmt in Bezug auf die Grenzen zwischen, denen s , α und f liegen, sehr nahezu mit der der nephelinarmen Theralithe und Essexite überein; ebenso die der Iolithe und nephelinreichen Theralithe mit derjenigen der Nephelinite. Ein größeres Analysenmaterial wird es wohl nötig machen, auch bei den basischen Tiefengesteinen der Alkalireihe olivinhaltige und -freie Glieder getrennt zu behandeln.

Tabelle für *m*.

Gesteinsfamilie	Mittelwert von <i>m</i>	Prozente der					Zahl der Ana- lysen
		<i>v</i> - Reihe	<i>φ</i> - Reihe	<i>ζ</i> - Reihe	<i>ψ</i> - Reihe	<i>ω</i> - Reihe	
I. Tiefengesteine.							
Granite	9·2	97	3	—	—	—	35
Syenite	8·3	77	17	2	—	—	35
Eläolithsyenite	7·8	48	44	4	4	—	27
Quarzdiorite	9·2	95	5	—	—	—	20
Quarzfrie Diorite	8·3	94	6	—	—	—	17
Gabbros u. Norite z. T.	8·5	87·5	12·5	—	—	—	16
Essexite und nephelin- arme Theralithe	7·0	16	74	5	5	—	19
Nephelinreiche Thera- lithe	7·0	25	75	—	—	—	4
Iolithe	5·1	—	—	100	—	—	2
Missourite	7·5	—	100	—	—	—	1
Urtite	3·0	—	—	—	100	—	1
Pyroxenite	8·0	60	40	—	—	—	5
Dunite	10	100	—	—	—	—	2
Hornblendeperidotite	9·7	100	—	—	—	—	1
Glimmerperidotite	9·7	100	—	—	—	—	3
II. Ergußgesteine.							
Liparite	8·8	75·5	22	2·5	—	—	41
Trachyte	8·6	73	27	—	—	—	30
Phonolithe	6·4	32	32	21·5	11	3·5	28
Dacite	8·8	85	11	4	—	—	27
Pantellerite	5·3	—	67	—	16·5	16·5	6
Hornblende- und Glim- mer-Andesite	8·9	90	10	—	—	—	20
Augit und Hypersthen- Andesite	8·6	95	5	—	—	—	39
Plagioklasbasalte, Hauptreihe	8·3	80	20	—	—	—	46
Hornblendebasaltreihe.	7·9	63·5	36·5	—	—	—	11
Basische Reihe	7·6	50	50	—	—	—	4
Trachydolerite	8·2	82	18	—	—	—	17

Gesteinsfamilie	Mittelwert von <i>m</i>	Prozente der					Zahl der Ana- lysen
		<i>v</i> - Reihe	φ - Reihe	ζ - Reihe	ψ - Reihe	ω - Reihe	
Absarokit, Shoshonit-							
Banakit	8.3	87.5	12.5	—	—	—	16
Nephelintephrit	7.1	20	80	—	—	—	5
Nephelinbasanit	7.6	50	50	—	—	—	8
Leucittephrit	6.8	—	100	—	—	—	4
Leucitbasanit	6.8	11	89	—	—	—	9
Nephelinit	6.2	—	100	—	—	—	15
Nephelinbasalt	7.6	53	47	—	—	—	15
Leucitit	6.5	—	100	—	—	—	8
Leucitbasalt	7.3	27	73	—	—	—	11
Orendit	6.5	—	100	—	—	—	1
Wyomingit	6.5	—	100	—	—	—	1
Madupit	6.0	—	100	—	—	—	1
Melilithgesteine	7.5	62.5	37.5	—	—	—	8
Limburgite und Augitite	7.6	44	56	—	—	—	16
III. Ganggesteine.							
Granitporphyre	8.4	91	—	9	—	—	11
Syenitporphyre	7.5	50	50	—	—	—	6
Eläolithsyenitporphyre	6.9	25	50	25	—	—	4
Dioritporphyrite, saure Reihe	8.7	96	4	—	—	—	23
Dioritporphyrite, basi- sche Reihe	8.0	71	29	—	—	—	7
Gabbroporphyrite	8.1	100	—	—	—	—	4
Iolithporphyrit	4.4	—	—	—	100	—	1
Granitaplite	8.3	67	22	11	—	—	9
Syenitaplit (Lestiwarit)	4.0	—	—	—	100	—	1
Eläolithsyenitaplit	6.2	—	100	—	—	—	1
Bostonite	8.7	85	15	—	—	—	13
Grorudit-Tinguáite	6.9	38	50	6	—	6	16
Malchit	9.2	100	—	—	—	—	4
Lucit	8.2	100	—	—	—	—	2
Beerbachit	8.7	100	—	—	—	—	1
Minette	8.1	75	25	—	—	—	8
Kersantit	8.5	86	14	—	—	—	7

Gesteinsfamilie	Mittel- wert von <i>m</i>	P r o z e n t e d e r					Zahl der Ana- lysen
		<i>v</i> - Reihe	<i>φ</i> - Reihe	<i>ζ</i> - Reihe	<i>ψ</i> - Reihe	<i>ω</i> - Reihe	
(Heumit) .	7·5	50	50	—	—	—	2
Vogesit .	7·0	—	100	—	—	—	1
Spessartit .	8·3	100	—	—	—	—	1
Mondhaldëit	8·2	67	33	—	—	—	3
Camptonit-Monchiquit .	7·1	37	54	9	—	—	22
Farrisit	7·1	—	100	—	—	—	1
Alnõit	7·7	33	67	—	—	—	3

Kurze Vergleiche der Ganggesteinstypen mit denen der Tiefen- und Ergußgesteine wurden bei der Aufstellung der ersteren schon angeführt. Ein allgemeiner Vergleich erscheint zur Zeit noch nicht zweckmäßig; einmal weil bei jenen die aufgestellten Typen noch sehr lückenhaft und z. T. unsicher sind (Vogesit, Spessartit etc.) und dann weil ein solcher Vergleich nur dann von Bedeutung ist, wenn Tiefengesteine mit ihren zugehörigen Ganggesteinen verglichen werden und derartige Reihen noch viel zu wenig und unvollständig bekannt sind.

Anwendung auf die krystallinen Schiefer.

Hier soll noch kurz darauf hingewiesen werden, welche Bedeutung unsere Berechnungsmethode und Klassifikation für die Chemie der krystallinen Schiefer hat. Wenn man mit Rosenbusch annimmt, daß die Paragneise und verwandte krystalline Schiefer, die aus Sedimentgesteinen hervorgegangen sind, in vielen, wenn auch nicht allen Fällen durch ihre chemische Zusammensetzung sich von Eruptiv- oder Orthogneisen unterscheiden lassen, so wird man erwarten müssen, daß die Eigenartigkeit ihrer Zusammensetzung auch bei unserer Berechnungsweise hervortritt, d. h. aus den Werten *s*, *A*, *C*, *F*, *a*, *c*, *f*, *n*, *m* und *k* ersichtlich sein wird.

Ein Blick auf die in den Elementen der Petrographie auf pag. 470 und 471 angeführten Analysen von Paragneisen zeigt, wie schon Rosenbusch hervorgehoben hat, in sehr vielen Fällen ein auffallendes Mißverhältnis zwischen Tonerde einer-, Alkalien und Kalk andererseits; die erstere überwiegt die Summe von Kalk und Alkalien in sehr beträchtlichem Maße. So ist z. B. für den feinkörnigen Glimmer-

gneis von St. John de Matha, Canada, in Molekularproportionen: $Al_2O_3 = 0.1934$, während die Summe von Alkalien, Kalk, Magnesia und sämtlichem Eisen (als Oxydul = 4.60%) nur 0.1545 beträgt. Bei dem Glimmergneis von Leubsdorf, Erzgebirge, ist $Al_2O_3 = 0.1975$, die Summe sämtlicher oben erwähnter Oxyde nur 0.1912 (bei 5.70 *FeO* und 1.81 *MgO*!). Beim Muskovitgneis vom Tännig im Fichtelgebirge ist $Al_2O_3 = 0.1196$, die Summe jener Oxyde nur 0.0925. Nun ist ja bei sehr sauren Eruptivgesteinen, Graniten und Lipariten infolge von Zersetzung auch häufig $Al_2O_3 > CaO + \text{Alkalien}$, ein so starkes Mißverhältnis tritt jedoch bei normal frischen Gesteinen niemals auf. Dabei beträgt der Kieselsäuregehalt der beiden erst erwähnten Gesteine nur 61.96, respektive 63.11; er liegt also bedeutend niedriger als bei Graniten und Lipariten. Mineralogisch drückt sich diese Eigentümlichkeit durch das z. T. reichliche Auftreten reiner Tonerdesilikate wie Sillimanit und Disthen oder alkali- und kalkarmer Tonerdesilikate, wie Cordierit, aus.

Unter I, II, III, IV und V sind ferner in Molekularprozenten eine Gruppe von Analysen zusammengestellt, in denen $Al_2O_3 < CaO + \text{Alkalien}$ ist oder doch nur so wenig größer, daß die Differenz vernachlässigt werden kann. Es bezieht sich:

- I. auf feinkörnigen Glimmergneis, quarzitisch, Schapbachtal. Rosenbusch, Elemente, pag. 471, Nr. 7;
- II. auf Glimmergneis, Schwendreuth, Bayr. Wald. Ebenda, Nr. 4.
- III. auf Hornblendegneis, Ogden Cañon, Utah. Ebenda, pag. 484.
- IV. auf Granulit, Krems, Niederösterreich. Ebenda, pag. 489, Nr. 7.
- V. auf Paraaugitgneis, Hasenhof, Schwarzwald (aus Rosenbusch: „Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis“. Mitteil. d. Bad. geol. L. IV. 1901, pag. 379). Unter 1, 2, 3, 4, 5 sind die für unsere Klassifikation charakteristischen Werte von *s, a, c, f* etc. angeführt.

Analyse	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>k</i>
I	85.62	4.24	0.92	5.06	8	2	10	6.8	10	2.6
II	81.07	4.71	0.68	8.15	7	1	12	3.2	8.3	2.15
III	80.39	5.57	0.37	7.73	8	0.5	11.5	7.5	8.0	1.92
IV	79.13	4.91	0.34	10.37	6.5	0.5	13	0	9.0	1.95
V	76.82	1.21	3.68	13.40	1.5	4	14.5	4.0	5.0	2.7

	I	II	III	IV	V
<i>Si O₂</i> . . .	85·30	80·55	80·25	79·13	76·70
<i>Ti O₂</i> . . .	0·32	0·52	—	—	0·12
<i>Al₂ O₃</i> . . .	5·16	5·39	5·94	5·25	4·89
<i>Fe O</i> . . .	2·51	6·80	5·99	7·21	3·84
<i>Mn O</i> . . .	—	—	—	2·13	—
<i>Mg O</i> . . .	1·93	—	0·21	—	2·93
<i>Ca O</i> . . .	0·54	2·03	1·90	1·37	10·31
<i>Na₂ O</i> . . .	2·89	1·53	4·19	—	0·49
<i>K₂ O</i> . . .	1·35	3·18	1·38	4·91	0·72
<i>Zr O₂</i> . . .	—	—	0·14	—	—

Vergleicht man hier die zusammengehörigen Werte von *s* und *a*, *c*, *f*, so ergibt sich, daß keine der Analysen in eine der Tiefengesteinstabellen eingereiht werden kann; überall ist *s* bedeutend höher, als es bei einem Eruptivgestein mit einem gleichen Verhältnis *a c f* verbunden zu sein pflegt. Diese Eigentümlichkeit drückt sich am besten im Kieselsäurekoeffizienten *k* aus. Nur bei 2 der 750 berechneten Eruptivgesteine lag dieser über 1·80, bei keinem über 1·90, während die Werte hier bis 2·7 ansteigen. In der Analyse selbst muß dieses Moment natürlich in dem Verhältnis von *Si O₂* zu Tonerde, Alkalien und Kalk sich ausdrücken.

An diese Reihe schließt sich an Analyse VI Paraamphibolgneis vom Reichenbachtal, Schwarzwald (l. c. pag. 394). Für ihn ergibt sich die Zusammensetzung:

<i>Si O₂</i>	<i>Ti O₂</i>	<i>Al₂ O₃</i>	<i>Fe O</i>	<i>Mg O</i>	<i>Ca O</i>	<i>Na₂ O</i>	<i>K₂ O</i>
59·85	0·90	16·65	6·12	0·82	13·35	1·07	1·24

und

<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>k</i>
60·75	2·31	13·35	6·94	2	12	6	4·6	10	1·28

Al₂ O₃ ist hier etwas größer als Alkalien + Kalk, dieser Tonerdeüberschuß wurde vernachlässigt, so daß für *C* nur 13·35 angenommen wurde. Trotzdem ist hier *c* > *f* > *a*, die chemische Formel läßt sich nur mit der der Anorthosite vergleichen. Den Zahlen für *a*, *c*, *f* nach würde das Gestein in die Anorthosittabelle unter Typus Encampment einzureihen sein, der Wert von *s* liegt aber dafür bedeutend zu hoch. Auch *n* = 4·6 paßt absolut nicht in diese Tabelle, sämtliche berechneten Anorthosite gehören der *α*-Reihe an.

Eine weitere Gruppe von Analysen ist unter VII, VIII, IX und X in Molekularprozenten angeführt. Davon bezieht sich:

- VII. auf Paraaugitgneis von Carmo Velho, Portugal (l. c. pag. 379);
- VIII. auf Paraaugitgneis von Zambujal, Portugal (ebenda);
- IX. auf Augitgneis, Weilertal, Vogesen (Rosenbusch, Elemente, pag. 486) und
- X. auf Paraaugitgneis, Grundbauernhof, Schwarzwald (l. c. pag. 379).

	VII	VIII	IX	X
<i>SiO</i> ₂ .	66·37	60·15	59·66	50·40
<i>TiO</i> ₂ .	0·82	0·28	0·49	0·55
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	10·54	12·65	8·93	13·58
<i>FeO</i> .	1·28	2·46	4·93	4·81
<i>MgO</i> .	4·44	5·43	5·87	5·12
<i>CaO</i> .	12·97	14·29	14·89	23·48
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	3·35	4·17	4·40	1·33
<i>K</i> ₂ <i>O</i> .	0·23	0·57	0·83	0·65
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅ .	—	—	—	0·08

Ferner ist für

Analyse	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>k</i>
VII	67·19	3·58	6·96	11·73	3	6·5	10·5	9·3	4·8	1·42
VIII	60·43	4·74	7·91	14·27	3·5	6	10·5	8·8	5·5	1·0
IX	60·15	5·23	3·70	21·99	3·5	2·5	14	8·4	4·9	0·99
X	50·95	1·98	11·60	21·81	1	6·5	12·5	6·7	4·5	0·89

Der quarzarme Paraaugitgneis Nr VII könnte seiner Formel nach in der Tabelle der Quarzdiorite unter Typus Avio-See zu stehen kommen. Analyse VIII paßt in den Diorittypus Sweetgrass (Mittel *s* = 61·70, *A* = 4·69, *C* = 7·13, *F* = 14·52) und ebenso in den Gabbrotypus Torfhaus. Analyse IX, in der *c* bedeutend kleiner als in der vorhergehenden ist, ließe sich in den Diorittypus Montrose einreihen (Mittel *s* = 60·26, *A* = 5·66, *C* = 3·60, *F* = 21·16). Der Paraaugitgneis vom Grundbauernhof X endlich ließe sich in der Gabbrotabelle rechts vom Typus Keewenaw unterbringen und würde dort den zu streichenden Typus Langenlois ersetzen, sein *s* stimmt genau mit dem von Keewenaw überein. Auffallend und unterscheidend gegenüber den Dioriten und Gabbros sind aber bei diesem Gesteine die niederen Werte von *m*, die zwischen 4·5 und 5·5 schwanken. Gestein VIII

vom Zambujel mit $m = 5.5$ würde noch am ersten sich an Tiefengesteine anschließen, wie auch schon Rosenbusch (l. c. pag. 380) angibt. Die Zahlen für m bei den Dioriten und Gabbros liegen alle bedeutend höher; der niederste bei den Gabbros berechnete ist 7.0, von 16 Analysen gehören 14 der v -Reihe an, haben also $m > 7.5$. Von 20 Quarzdioriten gehören 19, von 17 quarzfreien Dioriten 16 der v -Reihe an, während Analyse VII bis X inklusive der χ -Reihe zuzustellen wären. Hier liegt also ein entscheidendes Moment den Eruptivgesteinen gegenüber. Von Interesse in Bezug auf das früher über den Zusammenhang von m und die Augitführung von Eruptivgesteinen bemerkte ist, daß die 4 Gesteine VII bis X mit ihren außergewöhnlich niederen Werten von m Augitgneise sind und daß ihr Augit ein eisenreicher Diopsid ist; die Analyse eines aus ihm isolierten Pyroxens ergab 24.14% CaO (l. c. pag. 377).

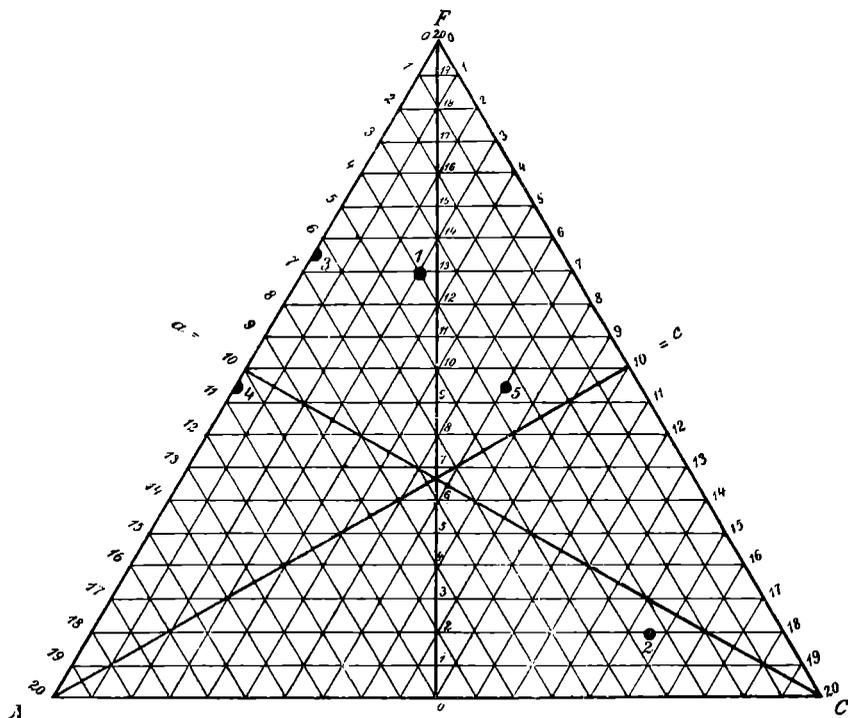
Andere solcher in Bezug auf die Werte s, a, c, f etc. und deren Verhältnis unterscheidende Merkmale werden sich wohl noch bei der Bearbeitung eines größeren Analysenmaterials ergeben und so können diese Zahlen auch zur Diskussion der chemischen Zusammensetzung krystalliner Schiefer mit Erfolg benutzt werden.

Nachtrag.

Herr Cand. chem. J. d'Ans in Darmstadt machte mich auf eine sehr zweckmäßige Darstellung unseres Projektionsfeldes aufmerksam, welche das große Liniengewirr, wie es in unseren Tafeln hauptsächlich auch durch das Eintragen der roten Linien entstanden ist, vermeidet, dabei außerordentlich übersichtlich ist und das Eintragen von Projektionspunkten, ebenso wie das Ablesen der Position von Punkten sehr einfach gestaltet. Zur Erklärung habe ich beifolgende Figur gezeichnet, wie sie sich ihren Größenverhältnissen nach (Dreieckseite = 10 cm) zweckmäßig als Textfigur für diese Mitteilungen eignen würde und auch für die Darstellung einer beschränkten Anzahl von Projektionspunkten vollständig ausreicht. Es sind zugleich nochmal dieselben 5 Punkte eingezeichnet worden wie in Tafel I der Tiefengesteine und ihr Verhältnis $a c f$ dazu angegeben.

Im Projektionsfeld sind in gleichen Abständen Parallele zu den Seiten gezogen und zwar je 19, so daß ihre Summe mit der

Dreieckseite selbst $20 = a + c + f$ ist. In der Figur schneiden diese Linien auf den Dreiecksseiten Abschnitte von 0.5 cm ab. Es ist nun leicht ersichtlich, daß auf der Basislinie des Dreiecks sämtliche Projektionspunkte liegen, mit $f=0$ auf der ersten zu ihr Parallelen (von unten) solche mit $f=1$ u. s. f. Der geometrische



1. Augitdiorit Montrose Point $a_4 c_3 f_{13}$.
2. Labradorit Iron Mountain $a_{3.5} c_{14.5} f_2$.
3. Granat Pyroxen Malignit Poobah Lake $a_{8.5} c_0 f_{13.5}$.
4. Eläolithsyenit Cerro da Posada $a_{10.5} c_0 f_{9.5}$.
5. Gabbro Torfhaus $a_{3.5} c_7 f_{9.5}$.

Ort für einen Projektionspunkt mit $f = x.5$ muß also in der Mitte liegen zwischen den x ten und $x + 1$ ten Parallelen zur Basislinie von unten gerechnet. Man kann zweckmäßig die Ordnungszahl der Parallele an ihrem Durchschnittspunkt mit der von F gezeichneten Höhenlinie anschreiben, wie dies in der Figur geschehen ist. Dasselbe gilt natürlich auch für die den beiden anderen Dreiecksseiten

AF und CF gezogenen Parallelen, genau so ist das Aufsuchen von Punkten, deren $a = y$ oder $c = z$ ist. Auch für diese Parallele könnte man ihre Ordnungszahl an ihren Durchschnittspunkt mit den Höhenlinien schreiben oder wie dies in der Figur geschehen ist, vielleicht übersichtlicher noch an die Seiten AF und FC .

Um die Lage eines Projektionspunktes zu erhalten, braucht man natürlich nur zwei entsprechende Parallele aufzusuchen; ihr Durchschnittspunkt ist der gesuchte; z. B. für Analyse 1, $a_4 c_3 f_{13}$ links die 4. Parallele zu CF rechts die dritte zu AF ; ihr Durchschnittspunkt liegt natürlich auf der 13. Parallelen zu AC . Das Ablesen von acf für einen gegebenen Punkt ist sehr bequem. Mißlich ist, daß der Mittelpunkt des Projektionsfeldes, in dem sich die drei Höhenlinien schneiden, nicht auf den Parallelen liegt, und daß Papier mit einer derartigen Einteilung nicht käuflich zu erhalten ist.

Auch bei dem zu unserem Tafeln benutzten Papier sind Parallele zu den Dreieckseiten gezogen, doch zu jeder Seite 30 (inklusive der Seite selbst). Das Papier würde sich also direkt gut eignen, wenn man die Summe $a + c + f = 30$ nicht 20 nehmen würde. Ich möchte indessen nicht raten, eine größere Zahl als 20 für sie anzunehmen, wenigstens für die Typenformeln zu benutzen. Die Summe $A + C + F$ ist bei sauren Gesteinen z. T. < 10 ; bei einer Berechnung auf eine höhere Summe als 20 wird das Verhältnis zwar nicht ungenauer, es wird aber der Anschein einer größeren Genauigkeit erweckt, als geboten werden kann und das soll vermieden werden. Will man trotzdem auf die oben angegebene Weise das Papier des k. k. militärgeographischen Institutes zur Eintragung von Projektionspunkten benutzen, so braucht man ja lediglich zu diesem Zweck die Zahlen für $a c$ und f mit $\frac{3}{2}$ zu multiplizieren.

(Fortsetzung und Schluss im nächsten Heft.)