

XI. Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes.

Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine.¹⁾

Von F. Becke.

(Hiezu eine Doppeltafel II, 2 Tabellen, 10 Textfiguren.)

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung	209
Geometrische Grundlagen der Dreiecksprojektion	212
Das Osannsche Dreieck	214
Die <i>Si</i> -Ordinate	216
Chemische Unterschiede	217
Der höhere <i>Si</i> - und <i>Al</i> -Gehalt der Andesgesteine	217
Der Alkaligehalt der Andes- und Mittelgebirgsgesteine	223
Mineralogische Unterschiede	227
Feldspatvertreter	227
Pyroxene	228
Feldspate	231
Feldspate der Andesgesteine	232
" " Mittelgebirgsgesteine	236
Gang der Differentiation	238
Jüngste Differentiationsprodukte und Stellung des Trachyts	241
Unterschied im Gang der Differentiation bei den Mittelgebirgs- und den Andesgesteinen	243
Die Andesgesteine reicher an leichten Elementen	244
Die pazifische und atlantische Sippe der Eruptivgesteine	248
Verzeichnis der Analysen	250
Verzeichnis d. Analysen u. Beobachtungen an Plagioklasen im Mittelgebirge Andesgebiet	251
Tabelle der Atomzahlen der benützten Analysen	260

Einleitung.

Seit einer Reihe von Jahren erscheinen in diesen Mitteilungen die sorgfältigen und gründlichen Arbeiten von Prof. J. E. Hibsich über das böhmische Mittelgebirge, die in Gang gebracht zu haben ein unvergängliches Verdienst der Gesellschaft zur Förderung deutscher

¹⁾ Die Grundgedanken dieser Arbeit wurden am 22. September 1902 in einem Vortrag vor der mineralogisch-geologischen Sektion der Tagung deutscher Naturforscher und Ärzte in Karlsbad dargelegt.

Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen zu Prag ist. Dank diesen unermüdlichen Forschungen gehört das böhmische Mittelgebirge gegenwärtig zu den am besten bekannten Eruptivgebieten Mittel-Europas.

Dieser Umstand mag es rechtfertigen, wenn die auf diesem Gebiete bis jetzt gewonnenen Erfahrungen in Bezug auf den gesetzmäßigen Zusammenhang der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung einer Prüfung unterzogen werden.

Vor allem kam es mir darauf an, zu untersuchen, ob sich solche Eigentümlichkeiten bei allen Gesteinen unseres Eruptivgebietes herausfinden lassen, durch welche es sich von anderen Gebieten unterscheidet.

Daß solche Unterschiede vorhanden seien, daß insbesondere eine tiefgreifende Verschiedenheit unser Gebiet von dem geologisch ungefähr gleichalterigen ungarisch-siebenbürgischen Eruptivgebiet trennt, ist längst bekannt. Judd¹⁾ hat in einer interessanten Studie darauf hingewiesen.

Der Weg, den wir sonach zu gehen haben, ist der des Vergleiches. Wir wollen nachsehen, ob sich zunächst durchgreifende chemische Unterschiede nachweisen lassen, welche die Gesamtheit der Mittelgebirgsgesteine unterscheiden von anderen Eruptivgebieten, und wir wollen dann weiter nachsehen, ob diesen chemischen Unterschieden auch solche der mineralogischen Zusammensetzung entsprechen, und ob diese sich als die notwendigen Folgen jener verstehen lassen.

Es wäre naheliegend, als Vergleichsobjekt das ungarisch-siebenbürgische Eruptivgebiet zu wählen, das durch die Arbeiten der geologischen Reichsanstalt, die lange Jahre fortgesetzten Untersuchungen Doelters und die Forschungen der ungarischen Geologen abgeschlossen ist. Ich habe es aber vorgezogen, das Andes-Gebiet zum Vergleich heranzuziehen, dessen petrographische Charakteristik insbesondere durch die Arbeiten von Küch, Iddings und anderer in neuerer Zeit in vortrefflicher Weise gezeichnet wurde, und, wie der Vergleich selbst mich gelehrt hat, ein klareres, durchsichtigeres Bild liefert, als das übrigens nahe verwandte, man könnte fast sagen, identische Gebiet von Ungarn und Siebenbürgen. Ein Verzeichnis der zur Charakterisierung beider Gebiete benützten Analysen findet sich am Schluß der Arbeit.

¹⁾ On the ancient volcano of the district of Schemnitz, Hungary. Quarterly Journal. Geol. Soc. 1876, 303.

Die beiden Gesteinsreihen, deren chemisch-mineralogische Beziehungen im nachstehenden zu skizzieren versucht werden, sind die Vertreter weit verbreiteter Typen unter den Eruptivgebieten der Erde. Sie decken sich im großen und ganzen mit den beiden von Rosenbusch aufgestellten Reihen: der granito-dioritischen und der foyaitisch-thermalithischen; ihre charakteristischen Verschiedenheiten sind den tieferblickenden Petrographen seit langer Zeit bekannt und schon öfter betont worden. Es ist die Absicht dieses Aufsatzes, die Wichtigkeit und die systematische Bedeutung der Unterscheidung dieser Reihen im Anschluß an frühere Autoren nachdrücklich hervorzuheben. Daß dies keine überflüssige Arbeit ist, wird wohl deutlich dargetan dadurch, daß die neueren Versuche, die Systematik der Eruptivgesteine auf chemische Grundlage zu stellen, die hier betonten Unterschiede nicht benutzen. In einer sonst sehr lesenswerten Abhandlung über die Systematik der Gesteine von Cross¹⁾ wird sogar diese Unterscheidung gar nicht erwähnt.

Und in dem jüngsten Versuch amerikanischer Petrographen, die Systematik der Eruptiv-Gesteine zu reformieren und eine ganz neue rationelle Nomenklatur der Gesteine aufzustellen²⁾, wird ausdrücklich abgelehnt, auf die Verschiedenheit geologisch zusammengehöriger Eruptivgebiete bei dem Aufbau des petrographischen Systems Rücksicht zu nehmen.

Die Übersicht über die chemische Zusammensetzung einer Reihe von Gesteinen zu geben ist immer eine etwas schwierige Aufgabe. Selbst wenn man absieht von den in kleinen Mengen auftretenden Stoffen und sich auf die „sieben petrographischen Elemente“ beschränkt, hat man die Verhältnisse und Änderungen von sieben Größen gleichzeitig zu überblicken. Die Aufgabe drängt zur gruppenweisen Zusammenfassung und zur graphischen Darstellung. Diese ist auch in mannigfacher Weise herangezogen worden.

In der Ebene lassen sich die Mengenverhältnisse von drei Substanzen zur Darstellung bringen. Besteht ein Gemenge aus drei Stoffen, so lassen sich die Mengenverhältnisse dieser Stoffe darstellen durch die Punkte eines gleichseitigen Dreiecks derart, daß jedem möglichen Mengenverhältnis der drei Stoffe ein Punkt des Dreiecks zugeordnet wird.

¹⁾ Journal of Geology, X, 331 und 451.

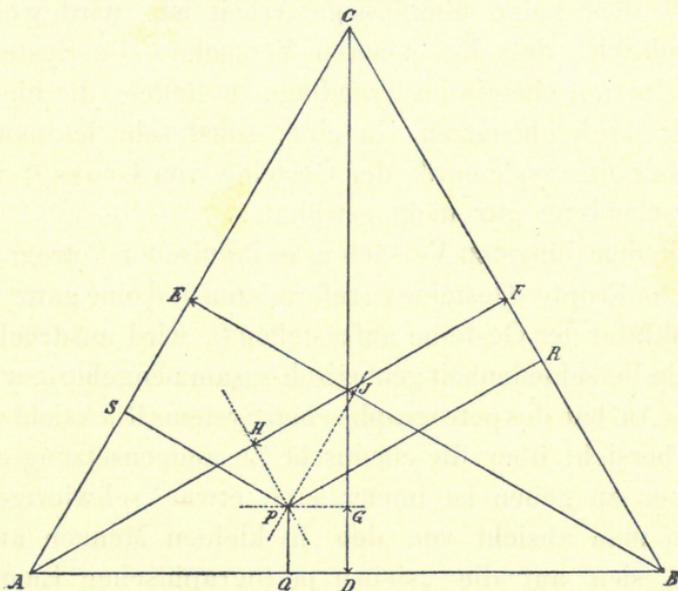
²⁾ Cross, Iddings, Pirron, Washington: Quantitative Classification of Igneous Rocks. Chicago 1903.

Geometrische Grundlagen der Dreieck-Projektion.¹⁾

Diese Zuordnung beruht auf einer geometrischen Eigenschaft des gleichseitigen Dreiecks, wonach die Summe der Normalabstände eines Punktes innerhalb des Dreieckes von den drei Seiten gleich der Höhe des gleichseitigen Dreieckes ist.

Sei ABC das gleichseitige Dreieck, P ein Punkt im Innern; PQ , PR , PS die Normalen auf die Seiten, CD die Höhe. Man ziehe PA , PB , PC . Die Summe der Flächen ABP , BCP , CAP ist gleich

Fig. 1.



der Fläche ABC , oder: $\frac{1}{2} AB \cdot PQ + \frac{1}{2} BC \cdot PR + \frac{1}{2} CA \cdot PS = \frac{1}{2} AB \cdot CD$. Hieraus folgt aber $PQ + PR + PS = CD$.

Sind nun irgend drei Größen a , b , c gegeben, deren Summe $a + b + c = s$, so kann man auf folgendem Wege den Punkt im Dreieck konstruieren, der dem Verhältnis $a:b:c$ zugeordnet ist. Sei das Dreieck wieder ABC ; man setzt a/s proportional dem Abstand des zu suchenden Punktes von BC , b/s zum Abstand von AC , c/s

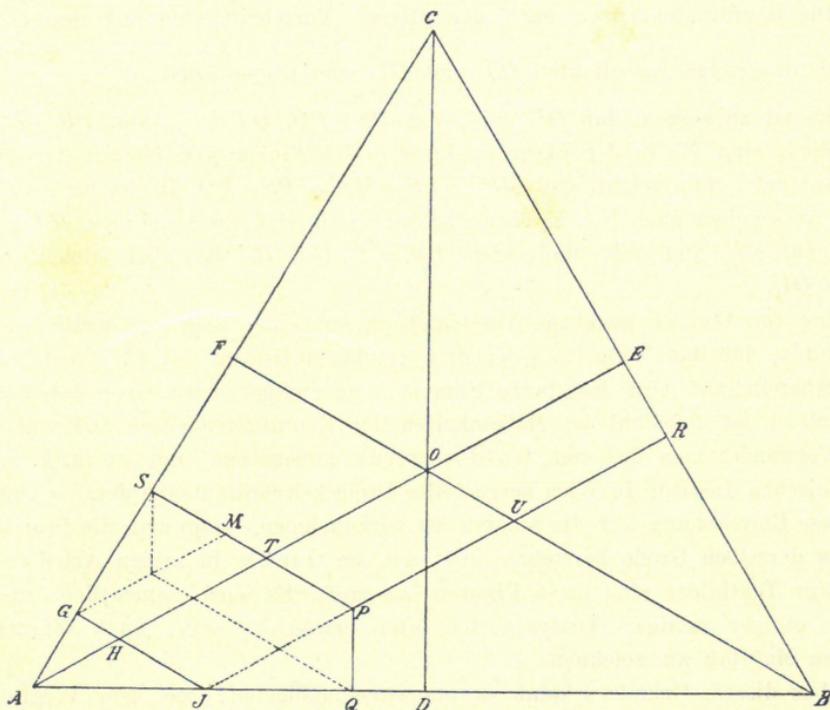
¹⁾ H. O. Lang, Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Diese Mitt. XIII, 160, 1892. — F. Becke, Gesteine der Columbretes. Diese Mitt. XVI, 315, 1896. — W. C. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. 1895. — A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Diese Mitt. XIX, 351, 1900.

zum Abstand von AB . Auf den drei Höhenlinien des Dreiecks werden die Strecken $FH = h a/s$, $EJ = h b/s$, $DG = h c/s$ von den Seiten ab aufgetragen, wobei h die Maßzahl für die Höhe des Dreiecks ABC darstellt.

Zieht man durch die Endpunkte dieser Strecken Parallele zu den Seiten, auf denen die Strecken senkrecht stehen, so schneiden sich diese in dem gesuchten Punkt P .¹⁾

¹⁾ Die hier mitgeteilte Form der Zuordnung der Punkte eines gleichseitigen Dreiecks zu dem Verhältnis dreier Größen ist seit längerer Zeit bei den Chemikern

Fig. 2.



in Gebrauch. (Vergl. Ostwald, Lehrbuch Allg. Chem., II. Bd., 2. T., 984, ferner Williard Gibbs, Thermodynam. Studien, 141, 1892.) Sie ist ferner den Physikern wohlbekannt, z. B. zur Darstellung eines Farbeindrucks durch Mischung dreier Grundempfindungen. (Vergl. Franz Exner, Sitzungsber. kais. Akademie d. Wissensch. Wien, CXI., IIa, 871, 1901.) Wahrscheinlich unabhängig hievon wurde sie auch von Herrn D'Ans in Darmstadt beim Studium der Osann'schen Arbeiten gefunden, wie mir Herr A. Osann mitteilte. Sie ist wesentlich einfacher als die seinerzeit von mir angegebene, welche auf einen Satz von Goldschmidt zurückgeht. Hierbei wird die Lage des gesuchten Punktes bezogen auf ein Koordinatensystem, dessen Nullpunkt mit dem Mittelpunkt des gleichseitigen Dreiecks zusammenfällt und dessen Achsen nach den Eckpunkten des Dreiecks gerichtet sind; laufen die Achsen nach

Das Osannsche Dreieck.

Eine sehr brauchbare erste Übersicht gibt jene Gruppierung der Molekularzahlen, welche von Osann l. c. vorgeschlagen wurde. Sie den Eckpunkten A und B , so ist die Lage des Punktes P gegeben durch die Koordinaten $(a-c)/s$ und $(b-c)/s$, wobei die Maßeinheit nicht wie oben durch die Höhe h des Dreieckes, sondern durch den Abstand des Dreieckmittelpunktes von dem Eckpunkt, also $\frac{2}{3}h$ dargestellt wird.

Daß beide Vorschriften für ein gegebenes Verhältnis $a:b:c$ zum selben Punkt P führen, lehrt die beistehende Fig. 2, S. 213.

Hier ist für ein gegebenes Verhältnis $a b c$ $PR = \frac{a}{s}$, $PS = \frac{b}{s}$, $PQ = \frac{c}{s}$.

Die Koordinatenachsen nach der älteren Vorschrift sind OA und OB , die dort aufzutragenden Koordinaten OT und OU sind proportional $\frac{a-c}{s}$, $\frac{b-c}{s}$.

Es ist zu zeigen, daß $OU = \frac{2}{3}$ von $PS-PQ$, $OT = \frac{2}{3}$ von $PR-PQ$.

Zieht man die in der Figur punktierten Hilfslinien parallel mit den Höhenlinien, so findet man leicht, daß $MP = PS-MS = PS-PQ$. Denkt man sich MP parallel verschoben nach GJ , so überzeugt man sich, daß die Abschnitte HJ und GJ proportional OB und FB sind, also $HJ = \frac{2}{3}GJ$. HJ ist aber gleich der Koordinate OU .

Die von Osann gegebene Vorschrift unterscheidet sich von meiner älteren nur dadurch, daß das Verhältnis der drei gegebenen Größen (A, C, F bei Osann) von vornherein auf eine konstante Summe umgerechnet wird ($a + c + f = 20$), welche gleich ist der Zahl der Maßeinheiten der Koordinatenachsen OA und OB .

Verwendet man das von Goldschmidt angegebene und im k. k. militärgeographischen Institut in Wien hergestellte Dreieck-Koordinatenpapier, so empfiehlt sich, diese Umrechnung auf die Summe 30 vorzunehmen, wenn man die Projektionsbilder in derselben Größe herstellen will, wie sie Osann in seinen Arbeiten gibt.

Für Textbilder sind diese Figuren zu groß. Es wird namentlich zur Darstellung einiger weniger Analysenörter öfter erwünscht sein, auch Figuren in kleinerem Maßstab zu zeichnen.

Aus diesem Grunde scheint es am zweckmäßigsten, die drei verglichenen Größen auf die Summe 1 (oder 10 oder 100) zu berechnen. Man kann dann nach Multiplikation mit der Maßzahl der Höhe des benutzten Dreiecks die entsprechenden Strecken unmittelbar unter Benutzung des Dreieckpapierses auftragen.

Außerdem ist es dann sehr leicht, den Vergleich mit den Zahlen von Osann anzustellen. Die auf die Summe 10 berechneten Verhältniszahlen werden durch Verdoppelung in die Osannschen Zahlen a, c, f übergeführt.

Anstatt des Dreieck-Koordinaten-Papierses läßt sich auch gewöhnliches Millimeterpapier verwenden. Das gleichseitige Dreieck wandelt sich in ein gleichschenkliges, zwei Größen werden dann direkt an den Koordinaten des Papiers aufgetragen, die dritte Koordinate entspricht der Diagonale.

Zur Darstellung des Verhältnisses irgend zweier Stoffe zur Summe aller übrigen, wobei dann diese an der Diagonale des Koordinatenkreuzes abgelesen

ist aus der Kerntheorie von Rosenbusch herausgewachsen und stellt sich als eine Modifikation derselben dar, wobei von dem SiO_2 -Gehalt zunächst abgesehen wird. Die Molekulargruppen, die in Betracht gezogen werden, sind folgende:

Ausgangspunkt sind die Alkalien. Mit der äquivalenten Menge von Tonerde vereinigt, geben sie die Zahl $A =$ Anzahl der Molekelgruppen $K_2O \cdot Al_2O_3 + Na_2O \cdot Al_2O_3$. Bleibt danach noch Tonerde übrig, so wird sie mit CaO verbunden zur Zahl $C =$ Zahl der Molekelgruppen $CaO \cdot Al_2O_3$. Der Rest von CaO mit FeO , MgO zusammen bildet die Zahl $F =$ Zahl der Molekel $CaO + MgO + FeO$. Fe_2O_3 wird in FeO umgerechnet.

Reicht Al_2O_3 nicht aus, um die Gesamtmenge der Alkalien zu binden, so wird der Rest der Alkalien mit Fe_2O_3 verbunden zu A gerechnet. Solche Gesteine fallen mit ihren Analysenörtern auf die Linie AF . Bleibt nach Verrechnung der Tonerde auf Alkalien und Kalk noch Al_2O_3 übrig, so rechnet Osann eine äquivalente MgO -Menge in die Molekulgruppe C . Dies vermeide ich und gebe in solchen Fällen den Tonerdeüberschuß besonders an.

Die drei Molekelgruppen ACF auf die Summe 20 umgerechnet geben die drei Vergleichszahlen $a c f$, die von Osann zur Konstruktion verwendet werden. Die Summe 20 ist der von Osann gewählten Bildgröße und Konstruktionsweise angepaßt. Will man die Bildgröße Osanns beibehalten und die bequemere Konstruktion (Auftragung der verglichenen Größen auf die Höhenlinien) anwenden, so empfiehlt es sich, ACF auf die Summe 30 umzurechnen.

Am besten wäre wohl ACF auf die Summe 1 (oder 10 oder 100) umzurechnen, welche Zahlen dann durch Multiplikation mit der

werden kann, werde ich von dieser rechtwinklig verzerrten Dreiecksprojektion öfter Gebrauch machen.

Eine zweite Art rechtwinkliges Koordinatenpapier zu verwenden wurde im Anschluß an das zuerst beschriebene Verfahren von mir in der Arbeit über Columbetes angegeben.

Die von Iddings benutzte graphische Darstellung ist eigentlich identisch mit der verzerrten Dreieckprojektion. Die drei verglichenen Größen sind: die Molekularzahl für SiO_2 , die Molekularzahl für ein Oxyd, z. B. Al_2O_3 und die Summe der Molekularzahlen aller übrigen Oxyde. Dabei ist allerdings die Dimension des Projektionsdreiecks nicht konstant, sondern ändert sich — allerdings, wie Rosenbusch gezeigt hat, in engen Grenzen — mit der Summe der Molekularzahlen.

Maßzahl für die Höhe des gewählten Dreiecks unmittelbar die aufzutragenden Strecken geben.

Die Si-Ordinate.

Bei der Eintragung des Analysenortes wird zunächst von dem *Si*-Gehalt abgesehen. Je nach der Höhe desselben kann aus *F* entweder das Pyroxensilikat $R Si O_3$ oder das Olivinsilikat $R_2 Si O_4$, aus *A* entweder die Feldspatmolekel $R'_2 Al_2 Si_6 O_{16}$ oder bei geringerem *Si*-Gehalt die Leuzitmolekel $R'_2 Al_2 Si_4 O_{12}$ oder die Nephelinmolekel $R'_2 Al_2 Si_2 O_8$ entstehen. Aus *C* wird unter allen Umständen die Anorthitmolekel $Ca Al_2 Si_2 O_8$. Ist der Gehalt an *Si* größer als die *Si*-reichsten Verbindungen von *A C F* erfordern, so führt das zu *Si*-Überschuß, zur Bildung von Quarz, Tridymit oder *Si* O_2 -reichem Glas. Sinken unter die Sättigungsgrenze bedeutet Bildung von Olivinsilikat oder von Feldspatvertretern oder Ausscheidung freier Oxyde. Für jeden Punkt des Osannschen Dreieckes läßt sich die Höhe der zugehörigen *Si*-Ordinate, welche der Sättigung entspricht, voraus berechnen. Am einfachsten ergibt sich diese Zahl aus den auf 100 berechneten Metallatomzahlen nach Rosenbusch. Für den Eckpunkt *A* ist die Höhe der Sättigungsordinate für *Si* der Formel $R'_2 Al_2 Si_6$ entsprechend 60 Prozent. Für *F* entsprechend $R'' Si$ 50, für *C* entsprechend der Formel $Ca Al_2 Si_2$ 40. Für die Mitte $R'_2 Al_2 Si_6 + R'' Si + Ca Al_2 Si_2$ $(9/17) = 52.9$. Die Sättigungsordinaten des *Si* erfüllen eine stetige gebogene Fläche, die sich nach oben konvex von ihrem Höhenpunkte in *A* nach *F* und *C* senkt.

Zur Darstellung der *Si*-Ordinaten wäre eigentlich ein körperliches Modell erforderlich. Es gibt aber schon eine Projektion auf eine Vertikalebene einen guten Überblick. Osann legt die Vertikalebene durch *A* und den Mittelpunkt. Dann sind die Abszissen direkt der Größe *a* proportional. Zweckmäßiger ist für viele Fälle die Vertikalebene durch *A F* zu legen.

Die Abszissen sind dann proportional $a-f$, der 0-Punkt der Abszissen liegt in der Mitte des unteren Randes der Vertikalebene.

Die angehängten Tabellen geben die benützten Analysen und zwar Tabelle I die auf 100 berechneten Atomzahlen und die Osannschen Größen *a c f* von 41 Analysen von Gesteinen des Mittelgebirges. Tabelle II dieselben Größen von 27 Analysen von Gesteinen der Andes und von Nordamerika.

Die Tafel II gibt die Analysenörter im Osannschen Dreieck und die *Si*-Ordinaten auf die Vertikalebene *A F* projiziert. Die schwarzen Zeichen beziehen sich auf die Mittelgebirgsgesteine, die roten auf die Andesgesteine.

Diese Daten sollen nun als Grundlage für den anzustellenden Vergleich dienen.

Chemische Unterschiede.

Der höhere Si- und Al-Gehalt der Andesgesteine.

Vergleicht man nun die beiden Darstellungen, so sieht man, daß die Andesgesteine sich durch höheren *C*-Gehalt und durch höhere *Si*-Zahl von den Mittelgebirgsgesteinen unterscheiden.

Sonst zeigen die beiden Darstellungen viel gemeinsames: Die Anordnung der Analysenpunkte auf einem Streifen, der in der Nähe von *A* anhebt und etwas bogenförmig gegen *F* hinzieht, wiederholt sich da und dort in gleicher Weise. Nur daß in den Andesgesteinen der Bogen sich in seinen mittleren Partien stärker von der Linie *A—F* entfernt und einem zwischen *F* und *C* gelegenen Punkt zustrebt. Auch die *Si*-Ordinaten zeigen einen ähnlichen Verlauf, indem sie sich von größerer Höhe im Beginn des Streifens bei *A* im ganzen gegen *F* absenken.

In Bezug auf diesen Umstand ist hervorzuheben, daß die Unterschiede beider Gebiete in dem an *A* grenzenden Teile des Streifens stärker hervortreten als im *F* genäherten Ende.¹⁾

Man kann dieses Verhältnis auch zahlenmäßig feststellen, indem man die Mittelwerte von *c* und *Si* bildet, die den Abschnitten der Linie *A—F*, also den Werten *a—f* entsprechen. (Vgl. die Tabelle auf pag. 219 u. Fig. 3.)

Man sieht, daß bei ähnlichen Abszissen *a—f* die Werte *c* und *Si* stets höher sind bei den Andesgesteinen und daß die Werte von *c* klein anfangen, ein Maximum erreichen, um dann wieder abzunehmen, während *Si* anfangs langsam, dann rascher abfällt.

Eine Störung dieses Ganges ist nur am Beginn und am Ende der Reihe der Mittelgebirgsgesteine vorhanden, welche zum Teil in

¹⁾ Im Anschluß an den Vorschlag amerikanischer Petrographen im Journal of Geology, Bd. X, Nr. 6, pag. 555, kann man das an *A* grenzende Ende das salische, das an *F* angrenzende das femische nennen. Diese Ausdrücke sind bequemer als die ungefähr gleichbedeutenden: leukokrat und melanokrat, sind bezeichnender und schärfer definiert.

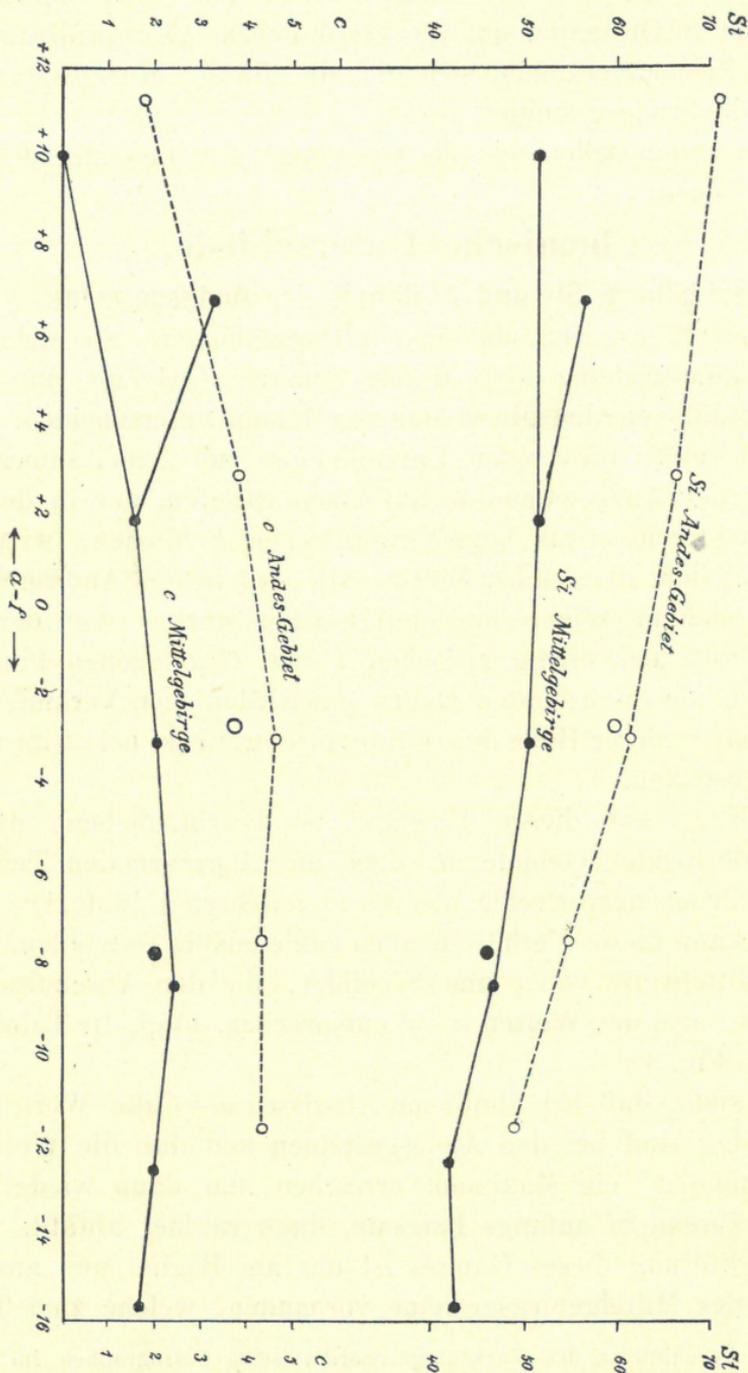


Fig. 3.

der geringen Zahl der dorthin fallenden Analysen, zum Teil auch in anderen Dingen begründet ist.

Tabelle: Verhältnis von $a-f$ zu c und Si .

Andesgebiet			Mittelgebirge		
$a-f$	c	Si	$a-f$	c	Si
—	—	—	10·0	—	51·3
11·3	1·8	70·9	6·8	3·3	56·1
2·9	3·8	66·2	1·9	1·6	51·2
— 3·0	4·6	61·0	— 3·1	2·1	50·1
— 7·5	4·3	54·3	— 8·5	2·4	46·4
— 11·7	4·3	48·9	— 12·6	2·0	41·9
—	—	—	— 15·7	1·7	42·7

Beachtenswert sind noch folgende Eigentümlichkeiten: Das ganze Kurvensystem der Mittelgebirgsgesteine erscheint etwas verschoben gegen das der Andesgesteine und zwar in der Richtung gegen F . Das Maximum der c -Kurve wird in der Reihe der Andesgesteine früher erreicht; es liegt bei den Andesgesteinen ungefähr bei $a-f = -3$, bei den Mittelgebirgsgesteinen bei -8 .

Dagegen ist der absteigende Ast der c -Kurve bei den Andesgesteinen schwächer ausgesprochen als bei den Mittelgebirgsgesteinen. Die Si -Ordinaten zeigen bei den Andesgesteinen einen regelmäßiger ausgesprochenen Gang. Bei den Mittelgebirgsgesteinen ist der Unterschied des Si -Gehaltes geringer und der Verlauf der Kurve weniger regelmäßig.

Die Verschiebung der Gesamtheit der Mittelgebirgsgesteine gegen F hin macht sich auffällig geltend in dem, was man die Dichtigkeit der Besetzung nennen könnte. Auf die verschiedenen Abschnitte der Abszisse $a-f$ entfallen folgende Anzahlen der ihnen entsprechenden Gesteine:

Abschnitt der Abszisse $a-f$	Anzahl der Gesteine	
	Mittelgebirge	Andes
$\underline{\quad} 10$	1	3
10 bis 5	2	0
5 bis 0	5	6
0 bis 5	5	6
—5 bis —10	6	8
—10 bis —15	19	4
über —15	3	0
	41	27

Die in den Tabellen aufgeführten Mittelzahlen für c und Si haben also ein sehr verschiedenes Gewicht. Berechnet man den

Schwerpunkt aller Abszissen und Ordinaten unter Berücksichtigung dieses Gewichtes, so erhält man:

	$a-f$	c	Si
Mittelgebirge	—7·8	2·0	45·7
Andes	—2·7	3·7	59·5

Es verdient Beachtung, daß die Mittel c und Si nicht jenen Werten entsprechen, welche bei gleicher Abszisse $a-f$ tatsächlich beobachtet sind. Die an diesen Stellen der Abszisse beobachteten Werte liegen durchschnittlich höher.

Die Andesgesteine zeichnen sich also in der ganzen Reihe aus durch höhere Werte von Si und höhere Werte von c . Dieses Resultat wird nicht beeinträchtigt dadurch, daß man die Mengenverhältnisse, in denen die analysierten Gesteinstypen vorhanden sind, gegenwärtig noch nicht abschätzen kann. Hiedurch würden allerdings die zuletzt angeführten Mittelzahlen etwas verschoben werden; aber ihr gegenseitiges Verhältnis würde nicht verändert, da alle Einzelposten, aus denen das Mittel gezogen wurde, denselben Unterschied zeigen.

Höheres c ist aber nach dem Gang der Rechnung nur der Ausdruck für einen relativ größeren Gehalt an Al . Und in die eigentliche Wurzel verfolgt, läßt sich der bis jetzt nachgewiesene Unterschied einfach so ausdrücken: Die Andesgesteine sind reicher an Al und Si als die Mittelgebirgsgesteine.

Wir wollen dieses Verhältnis an der Hand der Tabellen der Atomzahlen einer Prüfung unterziehen, wobei wir aber, um die Vergleichung zu erleichtern, von den Mittelgebirgsgesteinen bloß die Ergußgesteine berücksichtigen wollen. Die Gesteine sollen auch nicht einzeln angeführt werden, sondern in Gruppen zusammengefaßt:

	Mittelgebirge ¹⁾			Andesgebiet			
	Si	Al	Rest	Si	Al	Rest	
Trachyt	59·3	19·7	21·0	Rhyolith	69·3	14·9	15·8
Phonolith	52·1	21·7	26·2	Andesit	62·4	17·9	19·7
Phonol.-Tephrit	49·5	21·3	29·2	Dacit	57·0	18·0	25·0
Basalt. Tephrit	46·6	17·6	35·8	Basalt	49·9	19·2	30·9
Feldspat-Basalt	41·1	16·2	42·7				
Nephelin-Basalt	36·6	16·9	46·5				

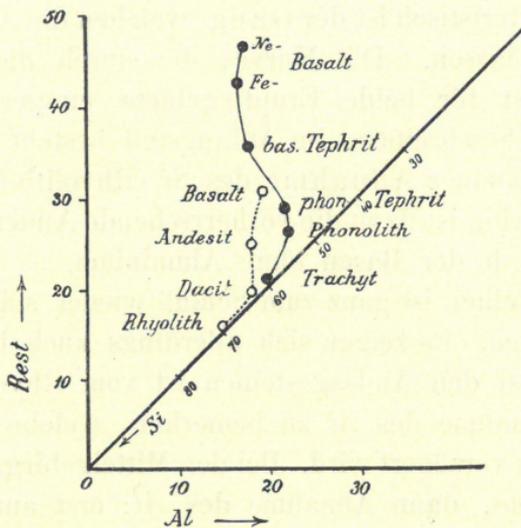
Diese Verhältniszahlen sind in Fig. 4 zur Darstellung gebracht: Man sieht, daß die Mittelzahlen einen regelmäßigen Gang einhalten.

¹⁾ Das Mittel sämtlicher Basalte gibt Si 40·1, Al 16·6, Rest 43·3. Das Schwerpunkt-Mittel aller 41 Mittelgebirgsgesteine Si 45·6, Al 18·3, Rest 36·1. Das Schwerpunkt-Mittel aller Andesgesteine ist: Si 59·5, Al 17·6, Rest 22·9.

Man bemerkt, daß in beiden Reihen der Gehalt an *Al* absolut genommen ziemlich gleich bleibt, daß aber bei den Mittelgebirgs-
gesteinen der Gehalt an den anderen Basen beträchtlich höher ist,
der an *Si* beträchtlich niedriger, wenn man entsprechende Glieder
beider Reihen miteinander vergleicht.

Wie sehr infolgedessen das Verhältnis von *Al* zu den anderen
Metallen bei den Andesgesteinen größer ist als bei den Mittelgebirgs-
gesteinen, ergibt sich, wenn man das Verhältnis von *Al* zu den
anderen Basen auf gleiche Gesamtmenge berechnet. Hiezu hat man

Fig. 4.



sich nur den ganzen Komplex der Andesgesteine in Fig. 4 derart
verschoben zu denken, daß der Schwerpunkt auf denselben Punkt
der *Si*-Skala fällt wie der Schwerpunkt der Mittelgebirgs-
gesteine (*Si* = 45·6). Man erhält so Punkte, welche sämtlich rechts von den
Analysenörtern der Mittelgebirgs-
gesteine liegen, einem relativ größeren
Gehalt an *Al* entsprechend.

Die Zahlen sind, reduziert auf die Summe $Al + Rest = 100 - 45·6 = 54·5$, folgende:

	<i>Al</i>	Rest
Rhyolith . . .	20·0	21·2
Dacit	24·1	26·5
Andesit	24·2	33·7
Basalt	25·8	41·6
Mittel	23·7	30·8

Eine andere Form, in der das Verhältnis von Al zu den anderen Basen seinen Ausdruck finden kann, ist der Quotient $Al:Rest$. Dieser Aluminium-Quotient beträgt für:

Andesgebiet		Mittelgebirge	
Rhyolith . . .	0·94	Trachyt . . .	0·94
Dacit	0·91	Phonolith . . .	0·87
Andesit	0·72	Phon. Tephrit .	0·73
Basalt	0·62	Basalt. Tephrit .	0·49
		Feldspat-Basalt	0·38
		Nephelin-Basalt	0·36

Sehr charakteristisch ist der Gang, welchen die Analysenörter in Fig. 4 erkennen lassen. Die Kurve, die durch die Analysenörter gezogen wird, ist für beide Eruptivgebiete einigermaßen ähnlich und läßt sich so beschreiben: Im Anfangsteil besteht die hauptsächliche Änderung in einer Abnahme des Si (Rhyolith-Dacit, Trachyt-Phonolith). Weiterhin ist dann die vorherrschende Änderung $Zunahme$ des „Restes“, d. h. der Basen ohne Aluminium.

In beiden Reihen ist ganz zum Schluß wieder stärkere Abnahme des Si zu bemerken. Es zeigen sich allerdings auch bemerkenswerte Unterschiede. Bei den Andesgesteinen ist vom Rhyolith bis Basalt eine ständige $Zunahme$ des Al zu bemerken, welche nur vom Dacit zum Andesit stark verzögert wird. Bei den Mittelgebirgsgesteinen zeigt sich erst $Zunahme$, dann Abnahme des Al ; erst am Schluß nimmt Al wieder etwas zu.

Da man hier einwerfen könnte, daß in der Zusammenfassung der Analysen nach Gesteinsgruppen etwas Willkürliches liege, möge das Verhältnis von $Si:Al:Rest$ noch in anderer Weise geprüft werden.

Wir zerlegen die ganze Reihe der Mittelgebirgsgesteine nach dem Si -Gehalt in 5 Abschnitte: $Si > 55$, $55-50$, $50-45$, $45-40$, < 45 , und berechnen für diese Gruppen die Mittelwerte von Si , Al , Rest. Das liefert folgende Tabelle:

Zahl der Gesteine	Si	Al	Rest
1	59·3	19·7	21·0
9	51·6	20·8	27·6
13	47·2	18·5	34·3
12	42·6	16·3	41·1
6	37·3	17·5	45·2

Trägt man diese Zahlen in ein Koordinatensystem ein, so erhält man eine Kurve, welche natürlich mit der oben gezeichneten nicht identisch ist, aber alle charakteristischen Eigentümlichkeiten Zug für Zug wiederholt.

Es muß also wohl in diesem Verhalten sich eine Gesetzmäßigkeit aussprechen, die in der Art der Differenzierung begründet ist. Und es sollte die Aufgabe sein, diesen Vorgängen nachzugehen.

Bevor aber Versuche dieser Art unternommen werden, wollen wir unsere Aufgabe weiter verfolgen und nachforschen, ob sich noch weitere Unterschiede nachweisen lassen, welche nunmehr noch in den Mengenverhältnissen der anderen Stoffe zu suchen sind.

Der Alkaligehalt der Andes- und Mittelgebirgsgesteine.

Da Gesteinsgruppen, wie die im Mittelgebirge vorhandenen, mit ihrem Gehalt an Nephelin, Alkalipyroxen mit Vorliebe als Alkalimagneten bezeichnet werden, so wäre zu vermuten, daß die Mittelgebirgsgesteine durchschnittlich reicher seien an Alkalien als die Andesgesteine. Es mag also untersucht werden, wie sich in beiden Gruppen das Verhältnis von $Na+K$ zu $Fe+Mg+Ca$ und zum Rest, d. i. $Si+Al$ stellt. Und zwar soll die Rechnung wieder doppelt geführt werden, einmal indem das Durchschnittsverhältnis von $Na+K$ zu $Fe+Mg+Ca$ für jene Gesteine bestimmt wird, welche in Bezug auf $Si+Al$ innerhalb derselben Grenzen fallen, und dann, indem die Analysen nach den Gesteinsarten gruppiert werden, wobei im Mittelgebirge wieder nur einige Gruppen Berücksichtigung finden sollen.

Der Vergleich gibt folgendes:

Mittelgebirge.

Analysen, getrennt in Gruppen nach dem Gehalt an $Si+Al$
 > 75 , $75-70$, $70-65$, $65-60$, $60-55$, < 55 :

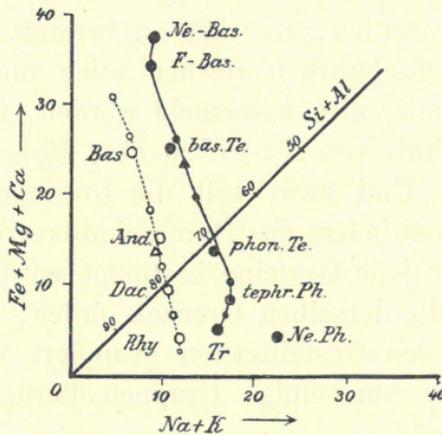
Zahl der Gesteine	$Si+Al$	$Na+K$	$Fe+Mg+Ca$
2	77·8	16·3	5·9
9	72·2	17·5	10·3
8	66·8	13·6	19·6
6	62·8	11·1	26·1
12	57·3	8·5	34·2
4	53·6	9·0	37·4

Analysen, getrennt nach Gesteinsarten:

	<i>Si + Al</i>	<i>Na + K</i>	<i>Fe + Mg + Ca</i>
Trachyt	79·0	16·0	5·0
Nephelin-Phonolith . .	73·2	22·6	4·2
Tephritischer Phonolith	74·0	17·6	8·4
Phonolithischer Tephrit	70·7	15·5	13·8
Basaltischer Tephrit . .	64·2	10·8	25·0
Feldspat-Basalt	57·3	8·6	34·1
Nephelin-Basalt	53·6	9·0	37·4
Schwerpunkt-Mittel . .	64·0	12·2	23·8

In der Figur 5 sind die nach *Si + Al* getrennten Gruppen durch kleine schwarze Kreise dargestellt und durch eine Linie verbunden.

Fig. 5.



Die Gesteinsarten, durch größere schwarze Kreise dargestellt, decken sich zum Teil mit ihnen.

Für die Andesgesteine ergibt sich folgende Tabelle:

Analysen, getrennt nach dem Gehalt an *Si + Al* >85, 85—80, 80—75, 75—70, 70—65:

Zahl der Gesteine	<i>Si + Al</i>	<i>Na + K</i>	<i>Fe + Mg + Ca</i>
3	86·0	11·8	2·2
7	82·4	11·0	6·6
6	78·0	10·0	12·0
7	72·9	8·9	18·2
3	67·8	6·1	26·1
1	64·9	4·4	30·8

Analysen, getrennt nach Gesteinsarten:

	<i>Si+Al</i>	<i>Na+K</i>	<i>Fe+Mg+Ca</i>
Rhyolith	84·2	11·9	3·9
Dacit	80·3	10·3	9·4
Andesit	75·0	9·8	15·2
Basalt	69·2	6·4	24·4
Schwerpunktmittel . .	77·2	9·4	13·4

Die Eintragung in die Figur erfolgte ähnlich wie bei den Mittelgebirgsgesteinen.

Die Figur lehrt uns deutlich, daß man Unrecht hat, wenn man die Gesamtheit der Mittelgebirgsgesteine als Alkaligesteine bezeichnet. Ja, nicht einmal für die Mehrzahl der unterhalb der Linie *Si+Al* liegenden Gesteine ist diese Bezeichnung in höherem Maße statthaft als für die Rhyolithe und einen Teil der Dacite aus der Andesreihe.

Beide Gesteinsreihen umfassen einen an *Si*, *Al* und Alkalien reicheren (salischen) und einen daran ärmeren (femischen) Abschnitt. Der Verlauf der Kurve, längs welcher die Analysenörter angeordnet sind, ist ein ganz ähnlicher, das Schwerpunktmittel der Andesgesteine liegt aber ersichtlich dem Gleichgewicht zwischen Alkalien und den anderen Metallen näher als das der Mittelgebirgsgesteine.

Ein Vergleich des Gehaltes an den beiden Alkalimetallen lehrt folgendes:

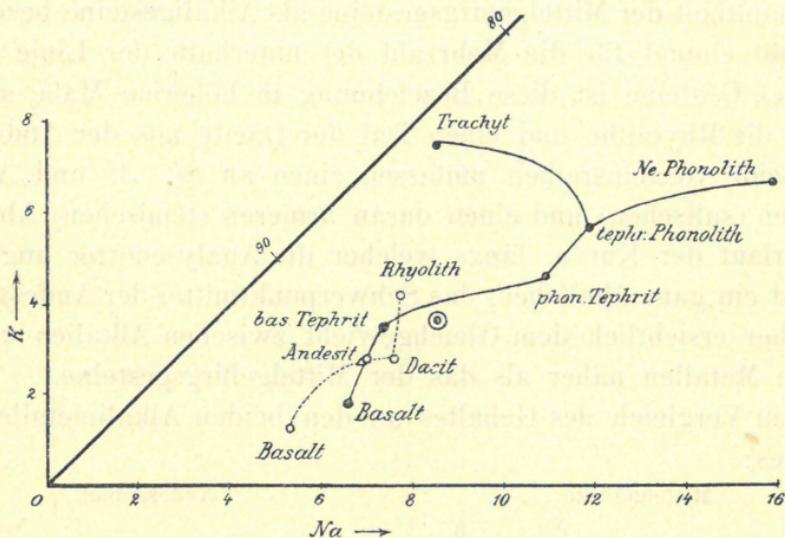
Mittelgebirge		Andesgebiet			
	<i>Na</i>	<i>K</i>			
Trachyt	8·5	7·5	Rhyolith	<i>Na</i> 7·7	<i>K</i> 4·2
Nephelin-Phonolith	15·9	6·7	Dacit	7·6	2·8
Tephrit. Phonolith.	11·9	5·7	Andesit	7·0	2·8
Phonol. Tephrit . .	10·9	4·6	Basalt	5·3	1·2
Basalt. Tephrit . .	7·3	3·5			
Basalte (Mittel) . .	6·6	1·8			
Schwerpunktmittel ¹⁾	8·5	3·6	Schwerpunktmittel	6·9	2·7

Die Figur 6 erweckt den Eindruck, als ob das Verhältnis zwischen *Na* und *K* in beiden Gruppen nicht wesentlich verschieden wäre. Nur zeigt sich bei den Mittelgebirgsgesteinen am „salischen“ Ende der Reihe eine Spaltung in *K*reicheren Trachyt und *Na*reicheren

¹⁾ Bei diesem Mittel sind alle Analysen von Mittelgebirgsgesteinen berücksichtigt.

Phonolith, die bei den Andesgesteinen nicht beobachtet wird, oder vielmehr es ist dort nur der eine, aufsteigende, *K* reichere Ast entwickelt. Dennoch zeigt sich im Schwerpunktmittel, daß die Mittelgebirgsgesteine etwas reicher an *K* sind.¹⁾ Denkt man sich wieder den Schwerpunkt der Andesgesteine soweit vom 0-Punkt fortgerückt, daß er in eine Linie mit dem Schwerpunkt der Mittelgebirgsgesteine kommt, die Summe $Na + K$ also in beiden gleich wird, so entsprechen den Andesgesteinen: $Na\ 8.7$, $K\ 3.4$ gegen $Na\ 8.5$, $K\ 3.6$ bei den Mittelgebirgsgesteinen.

Fig. 6.



Es muß zugestanden werden, daß dieser Unterschied klein ist und abhängig von der Art, wie das Mittel bestimmt wird.

Jedenfalls bedingt der Gehalt an *Na* und *K* keinen durchgreifenden Unterschied in den beiden Gesteinsreihen.

Ähnliche Verhältnisse treten auch zutage, wenn die Mengen von *Ca*, *Mg*, *Fe* direkt miteinander verglichen werden. Es lohnt nicht, auf diese Verhältnisse im einzelnen näher einzugehen, doch zeigt sich ein kleines Überwiegen des *Mg* bei den Andesgesteinen.

¹⁾ Auf diesen Umstand wurde schon in der Arbeit über Columbrete, diese Mitt., Bd. XVI, 324, hingewiesen. Vergl. Judd l. c. Viel auffallender ist dieses Überwiegen des *K* im italienischen Eruptivgau.

Die bisher gewonnenen Resultate zusammenfassend, können wir sagen: Die Andesgesteine unterscheiden sich von den Mittelgebirgsgesteinen:

1. Durch den höheren Gehalt an *Si*. Dieser Unterschied ist beträchtlicher am salischen als am femischen Ende der beiden nach *a—f* geordneten Reihen.

2. Durch den relativ größeren Gehalt an *Al*, welcher sich bei der Berechnung nach Osann in einem höheren Betrag der Molekelgruppe *C* kundgibt.

Während diese beiden Stoffe beträchtliche Unterschiede zeigen, sind die Mengenverhältnisse der übrigen Stoffe in beiden Gebieten überraschend ähnlich und zeigen in beiden Gebieten ähnliche Veränderungen innerhalb jeder Reihe. Der kleine Überschuß von *Na* über *K*, von *Mg* über *Fe*, der sich bei den Andesgesteinen erkennen läßt, ist verschwindend gering gegenüber den Differenzen innerhalb jeder Gesteinsreihe, und es ist kaum Aussicht vorhanden, daß die nachgewiesenen kleinen Differenzen sich in durchgreifenden Unterschieden der mineralogischen Zusammensetzung verraten werden.

Mineralogische Unterschiede.

Wir wenden uns nun der zu Anfang aufgestellten Aufgabe zu: Gibt es durchgreifende Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung der beiden Gesteinsreihen, die mit den nachgewiesenen chemischen Differenzen im Einklang stehen?

Feldspatvertreter.

Daß der unter der Sättigungsgrenze bleibende *Si*-Gehalt bei den Mittelgebirgsgesteinen mit Notwendigkeit zur Bildung von Feldspatvertretern führt, liegt so auf der Hand, daß hierüber nicht viel zu sagen ist. Es mag hier nur noch hervorgehoben werden, daß auch der geringe Gehalt an *Al* beteiligt ist an der Ausbildung der Minerale der Sodalithgruppe bei vielen Mittelgebirgsgesteinen.

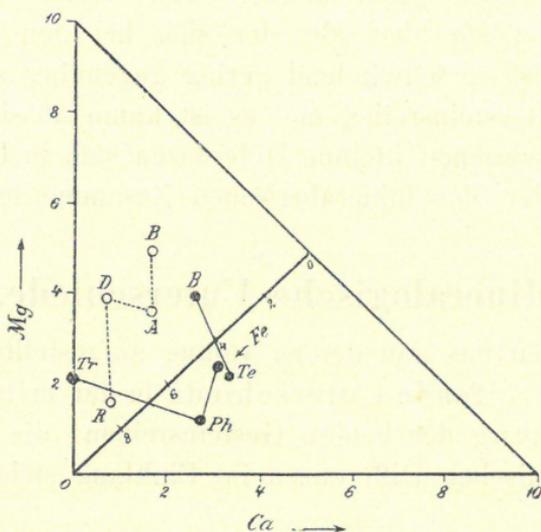
Die Alkalien, welche nicht genügend *Al* vorfinden, um die normalen Feldspat- oder Feldspatoidmolekel zu bilden, werden genötigt, andere Stoffe, wie *Cl*, *SO₃*, zu binden, wodurch der Anlaß gegeben wird zur Bildung der Minerale der Sodalithgruppe. In den Andesgesteinen ist keine Gelegenheit gegeben zur Bildung derartiger Ver-

bindungen (oder der analogen *Si*-reicheren Minerale der Skapolithgruppe), weil hier genügend *Al* vorhanden ist, um das Bindungsbedürfnis der Alkalien zu befriedigen. Hier geht die Gesamtmenge (oder doch fast diese) der Alkalien in die festgefügteten Feldspatmolekel ein.

Pyroxene.

Die Bindung größerer *Ca*-Mengen durch die Bildung der Anorthitmolekel *C* bewirkt eine wichtige Verschiebung in den Mengenverhältnissen der in *F* zusammengefaßten Stoffe. Die Zahlen von *Fe*, *Mg* und *Ca* in *F* sind auf die Summe 10 umgerechnet in den Tabellen

Fig. 7.



I und II aufgeführt. Verfolgen wir das Verhältnis von *Fe*:*Mg*:*Ca* an der Hand der Figur 7.

Sie gibt die Verhältnisse von *Fe*:*Mg*:*Ca* in der Molekelgruppe *F* nach folgenden Mittelzahlen:

	Mittelgebirge				Andesgebiet		
	<i>Fe</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>		<i>Fe</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>
Trachyt	7.9	2.1	0	Rhyolith	7.6	1.6	0.8
Phonolith	6.1	1.2	2.7	Dacit	5.4	3.9	0.7
Phon. Tephrit	4.5	2.4	3.1	Andesit	4.7	3.6	1.7
Basalt. Tephrit	4.6	2.1	3.3				
Basalt	3.4	4.0	2.6	Basalt	3.4	4.9	1.7

Man sieht, daß am salischen Ende der beiden Reihen das *Fe* über die anderen Stoffe vorherrscht; während aber im Mittelgebirge sehr bald das *Ca* über *Mg* die Oberhand erhält und erst bei den Basalten die Vorherrschaft an das *Mg* abgibt, sehen wir bei den Andesgesteinen auch in den mittleren Gesteinen das *Mg* über *Ca* vorherrschen. Dies ist die Ursache, daß rhombische Pyroxene in den Andesgesteinen eine so wichtige Rolle spielen, während sie in den Gesteinen des Mittelgebirges vollständig fehlen.

Erst in den Basalten tritt auch in den Mittelgebirgsgesteinen das *Mg* an die führende Stelle und damit beginnt das Auftreten des Olivins.

Bemerkenswert erscheint, daß ein sehr großer Gehalt an *Mg* in der Gruppe *F* selbst bei einem die Sättigungsgrenze erreichenden oder überschreitenden *Si*-Gehalt zur Olivinbildung führt, während bei einem Verhältnis $Mg < Ca$ in *F* der *Si*-Gehalt unter dem Sättigungswert bleiben kann, ohne die Bildung von Olivin zur Folge zu haben. Der niedrige *Si*-Gehalt wird dann durch Bildung von Feldspatvertretern ausgeglichen. Daher die sonderbare Erscheinung, daß bei gleicher Abszisse $a-f$ mit abnehmendem *Si*-Gehalt zweimal Olivin und zweimal Nephelin zum Vorschein kommt.

Man vergleiche z. B.:

	$a-f$	<i>Si</i>	<i>c</i>	Nephelin	Olivin
25 Basalt vom Inskipkrater . . .	12·7	47·6	4·2	.	+
16 Leuzit-Tephrit, Schichenberg . .	13·7	45·2	1·8	+	.
20 Feldspatbasalt, Warkotsch . . .	13·7	40·5	1·8	.	+
28 Nephelinbasalt, Radobyl . . .	12·8	35·2	2·5	+	+

Die Reihe kann noch nach oben hin fortgesetzt werden und führt dort zu den alkaliarmen Pyroxen-Andesiten (Alboraniten), die abermals olivinfrei sind.

Mittel der Alboranite $a-f$ 12·5 *Si* 50·6

Sind somit die Andesgesteine dadurch ausgezeichnet, daß sie rhombische Pyroxene führen, so sind für die Mittelgebirgsgesteine die Alkalipyroxene charakteristisch.

Ägirin findet sich in den Nephelinphonolithen, Tinguaiten und im Nephelinporphyr. Grüner Ägirinaugit in den tephritischen Phonolithen und in den phonolithischen Tephriten. In letzteren Gesteinen finden sich die durch Kompensation des grünen und violettbraunen

Farbentones grauen Augite, die den Übergang zu den violettbraunen Sanduhrangiten der basaltischen Tephrite und der Basalte bilden. Auch diese haben manchmal noch einen äußersten grünen Saum von Ägirin-Augit.

Der Gehalt an Alkalipyroxen hängt damit zusammen, daß nicht genug *Al* vorhanden ist, um alle Alkalien zu sättigen, welche hiedurch zur Verbindung mit *Fe* veranlaßt werden.

Dieses Verhältnis ist augenscheinlich vorhanden bei den Gesteinen, deren Analysenörter auf der Linie *A—F* liegen. Aber auch bei jenen, die der Linie *A—F* nur nahe kommen, finden sich die *Na*-haltigen Pyroxene. Die schematische Verrechnung des *Al* zunächst auf die Alkalien, des Restes auf *Ca* stimmt also nicht mit den Tatsachen.

Das *Ca* vermag einen Anteil von *Al* zu binden, auch wenn der Rest nicht hinreicht, um die Alkalien mit *Al* zu sättigen. Der Rest der Alkalien bildet dann mit *Fe* Alkalipyroxen. Daher treffen wir denn auch selbst in Gesteinen, deren Analysenort auf *A—F* liegt, merkliche Mengen von Kalknatronfeldspaten.

Die monoklinen Pyroxene der Mittelgebirgsgesteine unterscheiden sich in der Tat so auffallend von den monoklinen Augiten der Andesite und Dacite¹⁾, daß schon ein Augitdurchschnitt oft genug die Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Gruppe erkennen ließe.

Die Unterschiede sind:

Böhmisches Mittelgebirge: Farbe entweder grün oder violettbraun, durch Kompensation manchmal violettgrau. Pleochroismus in der Regel merklich. Auslöschungsschiefe variabel, aber $\epsilon\gamma$ immer größer als 45° . Winkel der optischen Achsen sehr variabel, von sehr kleinem $2V\gamma$ bei den eisenreichen violettbraunen Titanangiten bis zu großen Werten $2V\alpha$ bei Ägirin schwankend. Dispersion der optischen Achse *B* sehr kräftig, der Achse *A* verschwindend, daher auch merkliche Dispersion der Mittellinien. Sehr ausgeprägte Zonenstruktur und Sanduhrstruktur. Krystallform langsäulig oder tafelig nach (100) mit zurücktretendem (010).

¹⁾ Aus eigener Anschauung kenne ich allerdings nur die europäischen Andesit- und Dacit-Pyroxene. Nach den vorliegenden Beschreibungen scheinen aber alle Dacit-Andesitgebiete in Bezug auf die Pyroxene auffallende Übereinstimmung zu zeigen.

Andesit-Gebiete. Farbe blaßgrün oder ganz farblos im Dünnschliff. Pleochroismus unmerklich; Auslöschungsschiefe $c\gamma$ meist ca. 45° . Winkel $2V\gamma$ ca. 60° , nicht so variabel. Dispersion der Achse B nicht sehr auffallend, der Mittellinien unmerklich. Zonenstruktur schwächer ausgeprägt, Sanduhrstruktur fehlend. Krystallform kurz säulig, 100.010.110 im Gleichgewicht.

Leider fehlt es noch sehr an brauchbaren optischen Angaben und chemischen Analysen, um diese Unterschiede ins Detail zu verfolgen.

Feldspate.

Minder auffallend sind die Unterschiede der beiden petrographischen Provinzen in Betreff der Feldspate.

Zunächst ist als bezeichnend hervorzuheben, daß augenscheinlich die Plagioklase quantitativ in den Andesgesteinen eine wichtigere Rolle spielen als in denen aus dem böhmischen Mittelgebirge.

Vor allem gilt dieser Unterschied bezüglich der Feldspatbasalte. Die zum Feldspatbasalt gerechneten Gesteine des böhmischen Mittelgebirges sind grundverschieden von den Hypersthen- und Andesitbasalten der Andesitgebiete. Sie enthalten immer nur sehr wenig Plagioklas, der oft poikilitisch auftritt, oft mit Nephelin vergesellschaftet ist und keineswegs in nennenswerten Mengen auftritt. Diese „Feldspatbasalte“ sollten eigentlich einen anderen Namen erhalten. Es sind ebenso wie die Nephelinbasalte eigentlich „Augitbasalte“ mit spärlichem Feldspat oder Nephelin.

Die Beziehungen zwischen der Mischung der auftretenden Plagioklase und der Zusammensetzung des Gesteins sind keine einfachen.

Zunächst ist klar, daß das Mengenverhältnis der Molekelgruppen A und C in Betracht kommt. Gesteine mit großem Gehalt an C werden reicher an Anorthit, ihre Plagioklase ceteris paribus „basischer“ (nebenbei bemerkt ein ganz irreführender Ausdruck) sein als solche mit kleinem C . Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Menge der Anorthitsubstanz nach der Rosenbusch-Osannschen Rechnungsregel zu klein gefunden wird. Auch wenn die Summe der Alkali-Äquivalente größer als die Äquivalentzahl der Tonerde ist, muß das Ca nicht ganz ohne Tonerde bleiben. Die Affinität zwischen Ca und Al ist groß genug, um auch in diesem Falle eine gewisse Menge Anorthitsubstanz zu bilden, die Alkalien werden dann in

größerem Ausmaß mit Eisen zusammengehen, um Alkalipyroxen, Alkali-Hornblende, Glimmer etc. zu bilden. Der Beweis hiefür ist dadurch zu erbringen, daß Gesteine, deren Analysenörter auf die Linie $A-F$ fallen, gleichwohl Plagioklas führen. Vergl. die Angaben pag. 256.

Abgesehen von der Menge der Anorthitsubstanz ist aber die Art der auftretenden Feldspate auch abhängig von dem Verhältnis von Na zu K . Je mehr K vorhanden ist, desto mehr Neigung wird vorhanden sein, Alkalifeldspate zu bilden; dadurch wird in der übrigbleibenden Plagioklasmischung der Albitgehalt vermindert.¹

Endlich wird noch der Si -Gehalt wirksam sein, wenn die Menge des verfügbaren SiO_2 nicht mehr hinreicht, um alle Feldspatbasen zu Feldspatsubstanz zu sättigen.

Wenn Si unter dieses Niveau sinkt, wird — wiederum unter sonst gleichen Verhältnissen — in steigendem Maße statt Albit-Substanz Nephelin oder ein anderer Feldspatvertreter gebildet werden und es wird die Zusammensetzung der Plagioklase reicher an Anorthitsubstanz werden. Ein Si -Gehalt größer als der Sättigungswert kann auf die Art des Plagioklases keinen Einfluß haben, denn auch die Anorthitmolekel entspricht einer mit Si voll gesättigten Verbindung, es ist keine Ca -hältige Verbindung mit größerem Si -Gehalt bekannt und der Anorthit ist in diesem Sinne ebenso ein saures Mineral wie der Albit.

Feldspate der Andesgesteine.

Innerhalb der Reihe der Andesgesteine sollte man erwarten, daß der Anorthitgehalt der Plagioklase mit der Größe der Abszisse, welche wir für jetzt von A bis F wachsend ansehen wollen¹), zunehme und zwar anfangs rascher als später, wenn man den bogenförmigen Verlauf des Analysenstreifens durch das Dreieckfeld ACF in Betracht zieht.

In den ersten Abschnitten, wo A eine bedeutende Größe erreicht, aber auch nur hier, ist die Begleitung des Plagioklases durch Sanidin zu erwarten.

Die Erfahrung lehrt folgendes: Bei den Rhyolithen erscheinen neben Sanidinen albitreiche Plagioklase, häufig begleitet von Porphy-

¹) Der mathematische Ausdruck wäre: $20 - a + f$.

quarz, häufig auch von Pseudosphaeruliten, welche aus einer granophyrischen Verwachsung von Alkalifeldspat und Quarz bestehen.

Schon bei den Daciten hören die Sanidineinsprenglinge auf. Der *K*-Gehalt des Gesteins bleibt ganz in der Grundmasse oder wird im Biotit verbraucht. Die Plagioklaseinsprenglinge nehmen rasch an Anorthitgehalt zu. Bei den Andesiten herrscht häufig ausgezeichnete Zonalstruktur mit nach außen abnehmendem Anorthitgehalt.

Die anorthitreichsten Einsprenglinge finden sich nicht am femischen Ende der Reihe, bei den Basalten, sondern bei den *C*- und *F*-reichsten Andesiten. Sobald mit der Ausscheidung von Olivin sich ein basaltisches Gestein entwickelt, nimmt der Anorthitgehalt der Plagioklase eher wieder etwas ab.

Dies braucht nicht die Folge eines im Verhältnis zum Albitgehalt geringeren Gehaltes an Anorthitsubstanz im Gestein zu sein, sondern dürfte eher in einer etwas anderen Krystallisationsfolge begründet sein.

In den Andesiten sind die anorthitreichen Einsprenglinge wenig jünger als die Hypersthene und Augite. Es entwickelt sich stets eine merkliche, oft bedeutende Differenz zwischen dem Anorthitgehalt der Einsprenglinge und der Grundmasse.

Sobald das Gestein deutlich basaltisch wird, beginnt die Ausscheidung mit dem Olivin; die Feldspate kommen in einem größeren Abstände nach, der Unterschied zwischen Einsprengling und Grundmasse verwischt sich und die Zusammensetzung der Feldspate entspricht mehr dem mittleren *C*-Gehalt des Gesamtgesteins.

Diese Ergebnisse scheinen mir aus der Gesamtheit der Erfahrungen zu folgen, die über den Feldspatgehalt der rhyolithischen, dacitischen, andesitischen, basaltischen Gesteine in der Literatur niedergelegt sind.

Sie sollen aber hier noch speziell unterstützt werden durch eine Reihe von Angaben, die sich auf die Bestimmung der Plagioklase in derartigen Gesteinen beziehen (vergl. Fig. 8). Ich habe mich dabei nicht beschränkt auf die Gesteine der speziell in Betracht gezogenen petrographischen Provinz der Anden, sondern habe auch Beobachtungen an anderen petrographisch ähnlichen Gebieten herangezogen.

Für die Andesgesteine standen mir nur Literaturangaben zur Verfügung, mit Ausnahme des Quarzbasaltes vom Cinder Cone.

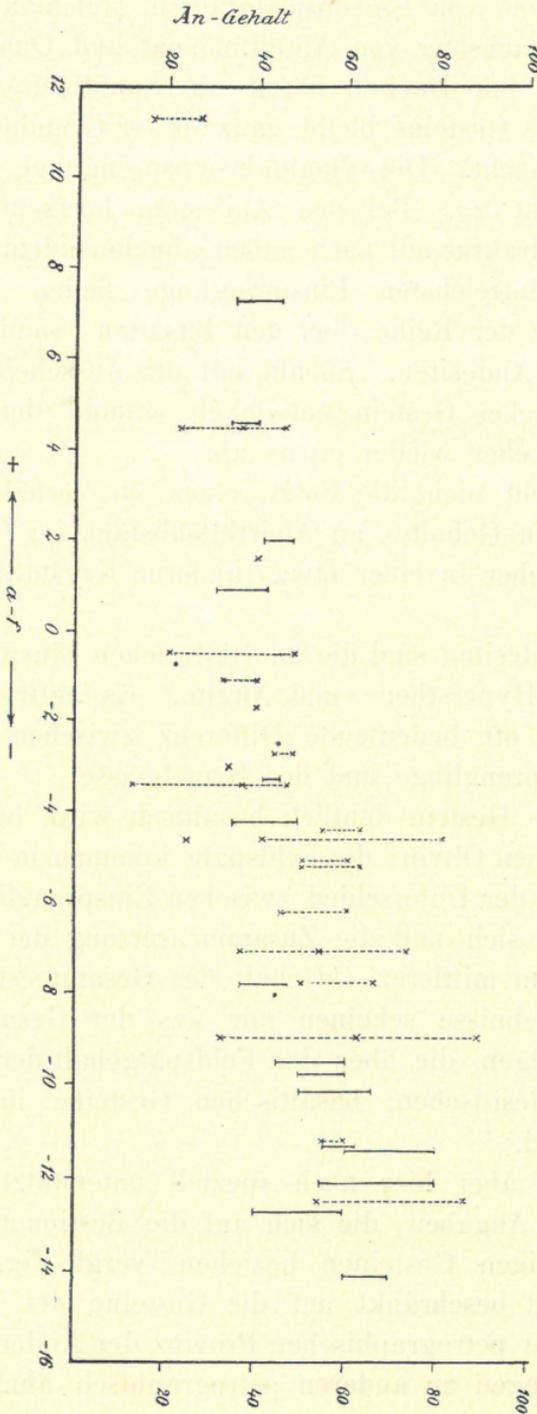


Fig. 8.

Ich habe hier hauptsächlich die Angaben von Küch über das spezifische Gewicht benutzt, aus denen die Zusammensetzung nach

der von Tschermak¹⁾ gegebenen Tabelle ermittelt wurde, außerdem konnte ich Beobachtungen an ungarisch-siebenbürgischen Gesteinen anstellen, deren Analysen vorhanden sind. Schliffe und Material verdanke ich hier zum Teil der Gefälligkeit meines geschätzten Freundes Bergrat Teller an der k. k. geolog. Reichsanstalt, zum Teil meinem geehrten Kollegen Professor Doelter in Graz. Außerdem stand mir die Sammlung des mineralog.-petrograph. Universitäts-Institutes in Wien zur Verfügung, wofür ich Herrn Hofrat Tschermak zu aufrichtigem Dank verpflichtet bin.

Plagioklasse der Andesgesteine und verwandter Gebiete, geordnet nach *a-f*.

Post-Nr.	Nummer der Analyse Tabelle II		<i>a-f</i>	Anorthitgehalt des Plagioklases
1	—	Rhyolith, Tallya, Ungarn . . .	11·3	27
2	7	Dacit, Guaitara	4·5	46—37
3	9	„ Azufral de Tuquerres . .	1·6	40
4	—	Amphibol-Dacit, Búdös, Siebenbürg.	—0·5	48—22
5	10	Pyroxen-Amphibol-Dacit, Hondon .	—1·1	40—34
6	—	Porphyrt. Dacit, Nagy-Sebes . .	—1·7	40
7	—	Pyroxen-Amphibol-Andesit, Simonka bei Dubnik, Ungarn	—2·7	48—44
8	12	Pyroxen-Dacit, Cumbal	—2·9	34
9	13	Amphibol-Pyroxen-Dacit, Chiles .	—3·4	49—37—12
10	—	Hypersthen-Andesit, Piatra Mori .	—4·4	63—55
11	15	Amphibol-Pyroxen-Andesit, Que- brada	—4·6	25
12	16	Amphibol-Andesit, Santissima virgen	—4·7	81—41
13	—	Dacit, Kis-Sebes, Ungarn	—5·1	60—50
14	—	Pyroxen-Andesit, Klausenthal, Ung.	—5·1	63—50
15	—	Dacit, Nagyag, Siebenbürgen . .	—6·2	60—45
16	19	Pyroxen-Andesit, Vulkan v. Pasto	—7·1	75—54—37
17	—	Hypersthen-Andesit, St. Egidi, Steier- mark	—7·8	66—50
18	20	Pyroxen-Andesit, Azufral de Tu- querres	—9·0	89—61—31
19	—	Quarz-Basalt, Cinder Cone	—11·2	60—55
20	—	Hypersthen-Andesit, Alboran . . .	—12·5	86—54

¹⁾ Sitzungsber. Wien. Akademie, 50. Bd. 22.

In der nebenstehenden Figur 8 ist die Zusammensetzung der Plagioklase durch * und im Falle deutlicher Zonenstruktur durch punktierte Linien dargestellt.

1. Doelter, T. M. M. 1874, 219. Eigene Bestimmung an einem Dünnschliff der k. k. geol. Reichsanstalt.
2. Küch, Columbia, 147. Nach dem von Küch ermittelten spezif. Gewicht. Das Gestein enthält auch Alkali-Feldspat.
3. Küch, Columbia, 154. Nach dem spez. Gew. Nur die obere Grenze angegeben. Das Gestein enthält auch Alkali-Feldspat.
4. G. v. Rath, Verhandl. d. Naturw. Vereines d. Rheinlande 1875. Die Analyse gibt einen enormen Überschuß von *Al* und eine sehr geringe Menge *Mg*. Analysen von K. v. John und G. v. Rath lassen ein Schwanken der ausgeschiedenen Krystalle von saurem Labrador bis bas. Oligoklas erkennen. Vgl. Baumgartner, T. M. P. M. XXI, 40.
5. Küch, Columbia, 179. Nach dem spez. Gewicht.
6. Doelter, T. M. M. 1873, 93 und T. M. P. M. II, 10. Eigene Beobachtung an einem Schliff der Reichsanstalt,
7. Doelter, T. M. M. 1874, 216. Eig. Beobacht. an Schliften d. geol. Reichsanst. Eine Analyse von Hauer gibt für die Einsprenglinge $Or_{10} Ab_{53} An_{37}$ T. M. M. 1874, 216.
8. Küch, Columbia, 157. Nach dem spez. Gew.
9. " " 172. " " " "
10. Doelter, T. M. M. 1874, 25. Das Gestein ist nicht Hornblende-Andesit, sondern ein stark veränderter Pyroxen-Andesit. Die seidenglänzenden Hornblende-durchschnitte sind homoaxe Pseudomorphosen eines chloritischen Minerals nach Pyroxen. Eigene Bestimmung an Schliften der geol. Reichsanstalt. Ein der Menge nach sehr zurücktretendes Kerngerüst erreicht 80% *An*.
11. Küch, Columbia, 186. Nach dem spez. Gew.
12. " " 145. " " " "
13. Doelter, T. M. M. 1873, 92; T. M. P. M. II, 9. Eigene Beobachtung an von Doelter erhaltenem Material.
14. Doelter, T. M. M. 1874, 204. Eigene Beobachtung an Doelters Material.
15. " " " 1873, 95; T. M. P. M. II, 11. Eigene Beobachtung an Doelters Material.
16. Küch, Columbia, 139. Nach dem spez. Gew.
17. Niedzwiedzki, T. M. M. 1872, 255. Eigene Beobachtung.
18. Küch, Columbia, 151. Nach dem spez. Gew.
19. Diller, Am. I. Sc. XXXIII, 1887. Nach eigener Beobachtung an von Diller erhaltenem Material.
20. Vgl. T. M. P. M. XVIII, 525. Die Angaben beziehen sich auf die analysierten Proben; bei anderen geht der Anorthitgehalt noch höher.

Feldspate der Mittelgebirgsgesteine.

Bei den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges reicht zunächst der deutlich erkennbare Sanidingehalt¹⁾ weiter gegen das

¹⁾ Oder besser, Gehalt an Alkali-Feldspat überhaupt.

femische Ende als bei den Andesgesteinen, namentlich in der Form von Mänteln von Alkalifeldspat um Plagioklase. Was den Gehalt an Plagioklasen anlangt, so ist zunächst zu bemerken, daß die Menge des Plagioklases wohl überall merklich zurücksteht gegen die Menge der Plagioklase in den Andesgesteinen.

Die Art der Mischung zeigt sich sehr abhängig vom Abstand des Analysenpunktes von der Linie AF , also von der Größe C . An derselben Abszisse, die längs $A-F$ gemessen wird, ist bei kleinem C -Gehalt der Anorthitgehalt wesentlich kleiner als bei etwas größerem. (Vergl. Tinguait-Porphyr und tephritischer Phonolith.)

Von dem abgesehen, steigt auch hier der Anorthitgehalt mit der Abszisse längs $A-F$, jedoch scheint er nicht die Höhe der extrem femischen Pyroxenandesite (Alboranite) zu erreichen.

Tabelle des Anorthitgehaltes der Plagioklase in den nach $a-f$ geordneten Gesteinen des Mittelgebirges.

Nummer der Analyse in der Analysentab.		$a-f$	Anorthitgehalt
1	Trachyt, Algersdorf	7·3	45—35
4	Tephrit-Phonolith, Ziegenberg	4·6	40—35
7	Sodalith-Tephrit, Hoher Stein	2·0	48—41
32	Nephelinporphyr, Rongstock	0·9	42—31
33	Tinguaitporphyr, Skritin	—0·8	22
8	Sodalith-Tephrit, Kolmer Scheibe	—2·5	45
34	Gauteit, Mühlörzen	—2·6	40—28
9	Hauyntephrit, Dobranka	—3·4	45—42
10	„ Großpriesen	—4·2	49—35
35, 36	Essexit, Rongstock	—7·8	47—36
37	Sodalith-Augit-Syenit, Großpriesen	—8·1	46—38
11	Nephelin-Tephrit, Dobranka	—9·5	60—45
12	„ „ Schichenberg	—9·8	60—50
14	Leuzit-Tephrit, Eichberg	—10·1	66—50
15	„ „ Falkenberg	—11·2	62—55
18	Feldspat-Basalt, Scharfenstein	—11·4	80—60
19	„ „ Paudlersberg	—12·1	80—55
41	Theralith, Duppau	—12·7	60—40
22	Poikilitischer Feldspat-Basalt, Steinwand	—14·1	70—60

In Figur 8 sind die Anorthitgehalte der Plagioklase der Mittelgebirgsgesteine durch volle Punkte und Linien dargestellt.

Zusammenfassend lassen sich also folgende durchgreifende mineralogische Unterschiede der verglichenen Eruptivgebiete feststellen:

1. Gehalt an *Si*-armen Feldspatvertretern bei den Mittelgebirgsgesteinen, dagegen Gehalt an Quarz oder an *Si*-reichem Glas bei den Andesgesteinen.

2. Gehalt an rhombischem Pyroxen bei den Andesgesteinen.

3. Gehalt an Alkalipyroxenen und alkalihaltigen Hornblenden bei den Mittelgebirgsgesteinen.

4. Der Gehalt an Alkalifeldspat reicht bei den Mittelgebirgsgesteinen weiter gegen das femische Ende als bei den Andesgesteinen.

5. Die Zusammensetzung der Plagioklase folgt bei den Andesgesteinen genauer der Zusammensetzung des Gesteins. Die anorthitreichsten Einsprenglingsplagioklase finden sich bei den dem femischen Ende genäherten Andesiten.

Bei den Mittelgebirgsgesteinen ist die Zusammensetzung der auftretenden Plagioklase schwankend; sie bleiben durchschnittlich unter dem Anorthitgehalt der Andesgesteine, aber schon bei Gesteinen, die dem salischen Ende näher stehen, treten bisweilen ziemlich anorthitreiche Mischungen auf.

Anhangsweise mag noch auf den großen Reichtum an wohl ausgebildeten Zeolithen in den Mittelgebirgsgesteinen hingewiesen werden. In den ungarisch-siebenbürgischen Andesitgebieten, welche mit den nordamerikanischen so viel gemeinsames haben, ist das Auftreten der Zeolithe viel beschränkter, dafür findet sich reichlich Opal, der wieder in den Mittelgebirgsgesteinen verhältnismäßig seltener ist.

Gang der Differentiation.

Die unverkennbare nahe Verwandtschaft, welche die Eruptivgesteine eines und desselben geologisch zusammengehörigen Eruptivgebietes erkennen lassen, und die Unterschiede, welche die verschiedenen Eruptivgebiete untereinander zeigen, haben zur Vorstellung der Gauverwandtschaft (consanguinity, petrographische Provinz) geführt. Von vielen Petrographen wird angenommen, daß die Unter-

schiede innerhalb der Gauverwandtschaft durch einen Differentiationsprozeß aus einem gemeinsamen Stammagma hervorgebracht werden.

Um diesen Fragen näher zu treten, müßte die Zusammensetzung des Stammagmas bekannt sein. Man würde dasselbe erhalten, wenn man sich die sämtlichen Eruptionsprodukte eines Gaues vereinigt dächte. Jeder Versuch, dieses Stammagma zu berechnen, müßte — ganz abgesehen von den Schwierigkeiten, die gasförmigen und thermalen Emanationen und die abgetragenen Eruptivgesteine abzuschätzen — auf die Mengenverhältnisse der verschiedenen Gesteinsarten Rücksicht nehmen. Das wird vielleicht einmal möglich sein, wenn die Aufnahme des böhmischen Mittelgebirges vollendet vorliegen wird. Nach den bis jetzt veröffentlichten Resultaten läßt sich nur sagen, daß die Zusammensetzung des Stammagmas den Basalten näher stehen dürfte als den Phonolithen. Es möchte etwa einem basaltischen Tephrit entsprechen.

Über die Vorgänge der Differentiation sind verschiedene Hypothesen aufgestellt worden. Gemeinsam ist die Vorstellung, daß gewisse im Magma enthaltene Stoffe gegen bestimmte Orte im Magmabassin strömen, und man denkt sich zumeist diese Differentiationsströme gegen die Abkühlungsflächen gerichtet. Brögger, einer der eifrigsten Verfechter des Differentiationsgedankens, verfiel die Ansicht, daß die wandernden Stoffe stöchiometrische Verbindungen seien, die man direkt mit den während der Erstarrung auskrystallisierenden Gemengteilen des Gesteins identifizieren könne. Nach den Abkühlungsflächen sollen jene Verbindungen wandern, welche in der Ausscheidungsfolge des betreffenden Hauptgesteins an erster Stelle stehen.

Das würden in unserem Falle Olivin, Pyroxene, Hornblenden sein, jedenfalls Stoffe, die wesentlich an F reicher wären als das Stammagma.

In unserer Dreiecksprojektion würde der Analysenort, der ein solches abgespaltenes Teilagma darstellt, sich vom Ausgangspunkt, dem Analysenort des Stammagmas, gegen F hinbewegen.

Die Zusammensetzung des Stammagmas würde durch die Abspaltung des F -reichen Teilagmas verändert und der entsprechende Analysenort würde in derselben geraden Linie von F abrücken.

Würde der ganze Differentiationsprozeß in einer Wiederholung dieses Vorganges bestehen, so könnten auf diesem Wege nur Teil-

magmen — also Gesteine — gebildet werden, deren Analysenörter auf derselben Geraden liegen.

In einem solchen Falle würde man die Zusammensetzung des Stammagmas durch die Mischung zweier extrem differenzierter Glieder der Reihe darstellen können.

Diese Vorstellung entspricht aber nicht den Tatsachen. Die Analysenörter der Gesteine einer Gauverwandtschaft liegen auch nicht annähernd auf einer geraden Linie, sondern erfüllen einen über der Linie AF als Sehne gespannten bogenförmigen Streifen.

Zu dieser Erkenntnis ist auch Brögger beim Studium des Gangfolges des Laurdalit gekommen und er denkt nun an die gleichzeitige Abspaltung von dreierlei verschiedenen Teilmagmen.

Den unleugbaren Tatsachen wird man gerecht durch Verfolgung folgenden Gedankenganges:

Durch Abspalten eines F -reichen Teilmagmas wird natürlich auch die Zusammensetzung des Stammagmas geändert und zwar nehmen im Rest die F -haltigen Verbindungen ab. Hiedurch werden sich nun auch andere Verbindungen ihrem Krystallisationspunkt nähern und bei weiter fortschreitender Differentiation sich in den abgespaltenen Teilmagmen anreichern.

Nach den Ermittlungen von Lagorio sind es nächst den $Mg-Fe$ - und den $Ca-Mg-Fe$ -Silikaten die $Ca-Al$ -Silikate, welche die größte Neigung haben, sich auszuscheiden. In den später aus dem veränderten Stammagma sich abscheidenden Teilmagmen würde sich demgemäß außer F auch C in allmählich steigendem Maße absondern.¹⁾

Der Analysenort des zweiten Teilmagmas würde sich also nicht in der Richtung gegen F , sondern gegen einen F naheliegenden Punkt der Linie FC hinbewegen und die Zusammensetzung des Restmagmas dargestellt werden durch einen Punkt, der von der Stellung des ersten Restmagmas sich in der gleichen Linie in entgegengesetzter Richtung entfernt.

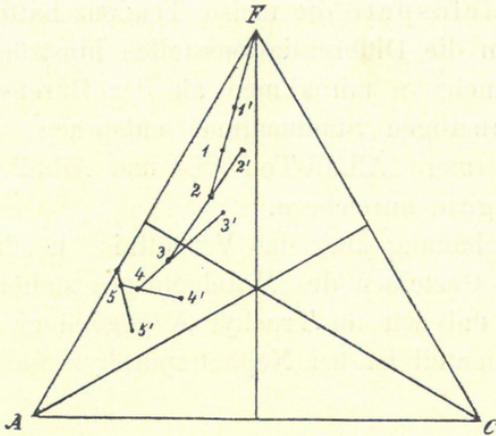
Denkt man sich diesen Prozeß fortgesetzt, so würde (vergl. Fig. 9) das Stammagma nach und nach die Punkte 1, 2, 3, 4 etc. durch-

¹⁾ Auch dies steht im Einklang mit der Ausscheidungsfolge der Mittelgebirgs-
gesteine, in der auf die Pyroxene und Hornblenden zunächst Plagioklas folgt, der
selbst in plagioklasarmen Gesteinen vor den Alkalifeldspaten und vor Nephelin
krystallisiert.

laufen und währenddem die Teilmagmen 1', 2', 3', 4' etc. abspalten. Auf diese Weise würden aber wirklich Teilmagmen entstehen, deren Analysenörter einen mehr weniger breiten Streifen besetzen, nicht aber auf einer geraden Linie liegen würden.

Die graphische Darstellung berücksichtigt aber nur 3 Stoffgruppen, bei dem wirklichen Magma handelt es sich um 7 bis 8 Stoffe, die alle in wechselnden Mengen von der Differentiation betroffen werden. So kommt eine große Mannigfaltigkeit der Gesteine zustande.

Fig. 9.



Jüngste Differentiationsprodukte und Stellung des Trachyts.

Bei der Annahme eines solchen Zusammenhanges ist, wie ersichtlich, die Krystallisationsfolge maßgebend für den Gang der Differentiation.

Dementsprechend sollte man unter den jüngsten Eruptivbildungen solche finden, in denen die zuletzt krystallisierenden Stoffe angereichert sind.

Dies sind aber — wenn wir uns von Erfahrungen an Gesteinen mittlerer Zusammensetzung unseres Gebietes leiten lassen — Gemenge von Alkalifeldspaten, Nephelin und Alkali-Eisen-Pyroxen.

Im Dreieckfeld fallen derartige Gemenge auf die Linie AF und zwar umso weiter gegen F , je reicher sie an Ägirin werden.

Es ist nun gewiß sehr bezeichnend, daß von Hibsich gerade die Gesteine 32 Nephelinporphyr und 33 Tinguaitporphyr zu den jüngsten Eruptivbildungen gezählt werden.

Diese in den letzten Magmaresten angereicherten Stoffe sind *Si*-ärmer als die in der Krystallisationsfolge vorangehenden Alkalifeldspate, und wir kämen hier zu einem Verständnis jener relativ sauren, d. h. *Si*-reicheren trachytischen Gesteine, von denen der Trachyt von Algersdorf (1) ein Beispiel gibt. Wir würden sie aufzufassen haben nicht als ein letztes sauerstes Restmagma, wie es etwa die Aplite in einem Granit darstellen, sondern als ein abgespaltenes Teilmagma, entstanden zu einer Zeit, als ein Teil des Stammmagmas seine Zusammensetzung durch aufeinanderfolgende Abspaltungen *F*- und *C*-reicher Teilmagmen soweit verändert hatte, daß nun die Alkalifeldspate die meiste Tendenz hatten auszukrystallisieren und gegen die Differentiationsstellen hinströmten.

Da diese mehr *Si* mitnahmen als der Durchschnittszusammensetzung des dermaligen Stammmagmas entsprach, mußten sich im Restmagma *Si*-ärmere Alkali-Tonerde- und Alkali-Eisen-Silikate — Nephelin und Ägirin anreichern.

Diese Anschauung über das Verhältnis, in dem die Trachyte zu den anderen Gesteinen des Mittelgebirges stehen, wird noch dadurch gestützt, daß wir im Trachyt *K* gegenüber *Na* angereichert finden; das Gegenteil ist bei Nephelinporphyr und Tinguaitporphyr der Fall.

	Atomzahlen		Atomzahlen auf 10 berechnet	
	<i>K</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Na</i>
Trachyt	1374	1552	4·7	5·3
Mittel der tephritischen Phonolithe	1037	2158	3·3	6·7
Nephelinporphyr	822	2724	2·3	7·7
Tinguaitporphyr	1089	2342	3·2	6·8

Die Bahn, welche der Analysenort des Restmagmas durchläuft, würde also schließlich etwas rückläufig sich dem mittleren Teil der Linie *AF* nähern und die letzten Differentiationsbahnen würden gegen einen Punkt der Linie *AC* zielen, so wie es die Figur hypothetisch andeutet.

Stellung der vorhandenen Tiefengesteine.

Die ganze Vorstellung würde noch zu folgendem Schluß Anlaß geben. In dem Schema würden die Analysenörter der nacheinander abgespaltenen Teilmagmen stets außerhalb (rechts) von der Bahn

zu liegen kommen, welche das durch die Differentiationen selbst veränderte Restmagma durchläuft. Da nun aber Teile dieser Restmagmen mehr Aussicht hätten als Tiefengesteine zu erstarren, würde sich als wahrscheinlich ergeben, daß die Analysenörter der Tiefengesteine näher an der Linie *AF* liegen sollten als die der zugehörigen Ergußgesteine. In der Tat liegen die Analysenörter von Theralith, Essexit und Syenit innerhalb der Mittellinie jenes Streifens, der von den Analysenörtern der Ergußgesteine gebildet wird.

Unterschied im Gang der Differentiation bei den Mittelgebirgs- und den Andesgesteinen.

Daß aber auf diese Weise nicht alle möglichen Mengenverhältnisse entstehen, sondern nur solche, welche in der Nähe einer gewissen mittleren Linie bleiben, das scheint die Erfahrung zu lehren. In der ausgezeichneten Darstellung des Laurdalit und seines Gangefolges hebt Brögger hervor, daß trotz der sehr großen Verschiedenheit der mit dem Laurdalit genetisch zusammenhängenden Ganggesteine keines bekannt sei, in welchem so viel freie Kieselsäure zugegen sei, daß ein merklicher Quarzgehalt zum Vorschein komme.

Dasselbe beobachtet man im böhmischen Mittelgebirge, und es steht dies wohl im Zusammenhang damit, daß, wie immer das unbekannte Stammagma beschaffen gewesen sein mag, aus dem die Gesteine des Mittelgebirges hervorgegangen sind, dasselbe jedenfalls einen *Si*-Gehalt besessen haben muß, der weit unter der Sättigungsgrenze blieb, ein Verhältnis, das sich auf alle durch Differentiation entstandenen Teilmagmen übertragen hat.

In Bezug auf den Gang der Differentiation würde der fundamentale Unterschied zwischen den beiden verglichenen Gauen bestehen, daß im Mittelgebirge in einem ausgedehnten Abschnitt die abgespaltenen Teilmagmen *Si*-reicher werden als das Restmagma. Dies führt in weiterer Folge zur Entstehung nephelin- und ägirinreicher basischer Restmagmen.

In den andesitischen Magmen sind die Magmenreste des einzelnen Gesteins immer *Si*-reicher als die Summe der vorangegangenen Ausscheidungen, wie es die älteste Fassung der Rosenbusch'schen Ausscheidungsregel ausspricht, und in Analogie die abgespaltenen Teilmagmen *Si*-ärmer als die zurückbleibenden Restmagmen.

Dies führt notwendig zur schließlichen Entstehung extrem *Si*-reicher Restmagmen, wie sie vorbildlich in den Aplitadern der granitodioritischen Tiefengesteine und in den Rhyolithen vorhanden sind.

Die Andesgesteine reicher an leichten Elementen.

Kein Differentiationsprozeß, wie er in den vorstehenden Auseinandersetzungen angenommen wurde, vermöchte aus einem Magma von der mittleren Zusammensetzung etwa des Essexits einen Dacit oder einen Hypersthenbasalt zu liefern. Ebenso erscheint es ganz undenkbar, daß in der Reihe der Andesgesteine durch Differentiation ein Tephrit oder Phonolith entstünde.

Und doch stammen beide Gruppen von Gesteinen schließlich aus dem Erdmagma und es entsteht die Frage, wie soll man sich das Verhältnis dieser beiden Gaureihen zueinander vorstellen?

Mit aller in einer so schwierigen Frage gebotenen Reserve möchte ich einer Vermutung Ausdruck geben, auf welche ich durch das Studium der chemischen Unterschiede beider Gesteinsreihen geführt wurde.

Wir haben neben einem beträchtlichen Überschuß des *Si* in den Andesgesteinen einen Überschuß von *Al* erkannt; es haben sich ferner kleine Differenzen ergeben in Bezug auf das *Na* gegenüber *K*, in Bezug auf *Mg* gegenüber *Fe*, die alle im selben Sinne lagen, daß das Element mit kleinerem Atomgewicht in den Andesgesteinen einen Überschuß zeigt.

Schreibt man die petrographisch wichtigen Elemente in eine Reihe nach den Atomgewichten, so lautet dieselbe, beginnend mit dem leichtesten Element:

Na

Mg

Al

Si

K

Ca

Fe

Die Elemente, die in den Andesgesteinen überwiegen, gehören sämtlich der ersten Hälfte der Reihe an.

Trennt man die Atomzahlen in: leichte Elemente *Na*, *Mg*, *Al*, schwere Elemente *Fe*, *Ca*, *K*, zu denen dann auch noch *Ti* hinzu-

kommt, endlich in *Si*, so läßt sich prüfen, wie diese drei Gruppen sich in den beiden Gauen verhalten.

Das Resultat soll wieder in einer Tabelle und in einer Figur zur Darstellung kommen.

Um von der Gruppierung der Analysen nach Gesteinsarten unabhängig zu sein, mögen wieder die Analysen nach steigendem *Si*-Gehalt von 5 zu 5 Atomprozent zusammengefaßt werden. (Fig. 10 unten.)

<i>Si</i> -Gehalt	Anzahl der Gesteine	<i>Si</i>	Andes:	
			Leichte Elemente <i>Al + Mg + Na</i>	Schwere Elemente <i>Ti + Fe + Ca + K</i>
75—70	3	70·9	22·8	6·3
70—65	4	67·4	24·2	8·4
65—60	5	62·6	27·6	9·8
60—55	7	57·9	28·8	13·3
55—50	3	53·0	32·6	14·4
50—45	4	49·2	32·5	18·2
45—40	1	44·2	36·8	19·1
Schwerpunktmittel		59·3	28·5	12·2

Nach Gesteinsarten gruppiert (Fig. 10 oben):

	<i>Si</i>	Leichte Elemente	Schwere Elemente
Rhyolith	69·2	23·1	7·7
Dacit	62·3	27·9	9·8
Andesit	56·7	29·1	14·2
Basalt	49·5	33·3	17·2

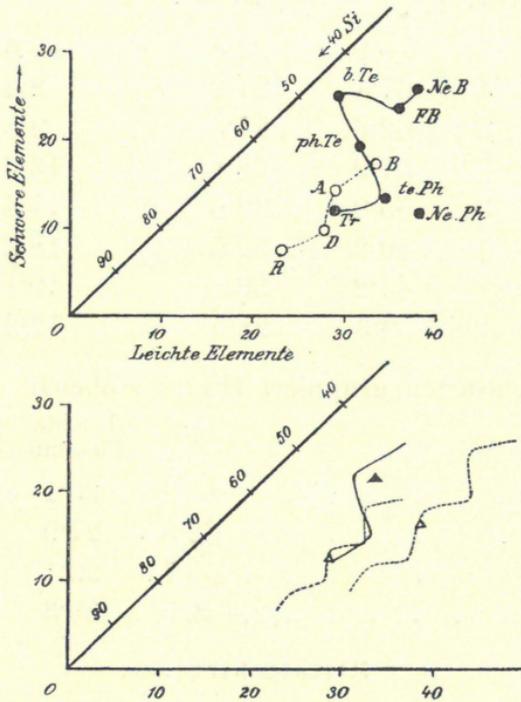
Mittelgebirge:

Grenzen des <i>Si</i> -Gehaltes	Anzahl der Gesteine	<i>Si</i>	Leichte Elemente	Schwere Elemente
60—55	1	59·1	28·9	12·0
55—50	8	51·5	33·1	15·4
50—45	12	47·2	31·0	21·8
45—40	12	42·3	34·2	23·5
40—35	8	37·6	36·8	25·6
Schwerpunktmittel		45·1	33·4	21·5

Die häufigsten Gesteinsarten (Fig. 10 oben):

	Si	Leichte Elemente	Schwere Elemente
Trachyt	59.1	28.9	12.0
Nephelin-Phonolith .	50.3	38.2	11.5
Tephritisch. Phonolith	52.1	34.4	13.5
Phonolithisch. Tephrit	49.3	31.5	19.2
Basaltischer Tephrit .	45.5	29.5	25.0
Feldspat-Basalt . . .	40.7	35.6	23.7
Nephelin-Basalt . . .	36.4	38.0	25.6

Fig. 10.



Die Zahlen sind in Fig. 10 graphisch dargestellt; auch hier zeigt sich ein regelmäßiger Gang, der wiederum in beiden Gebieten ähnliche Züge aufweist, aber bei den Andesgesteinen regelmäßiger verläuft als bei den Mittelgebirgsgesteinen. Am salischen Ende der Reihe ist im Mittelgebirge die Spaltung in *K*-reichen Trachyt und *Na*-reichen Phonolith angedeutet. Am femischen Ende zeigt sich in beiden Reihen ein merkliches Abschwenken gegen die „leichten Elemente“, was durch die Anreicherung des *Mg* in den Basalten beider Gebiete zurückzuführen ist. Das ist eine Folge der Abkühlungs-

Differentiation, wie oben schon auseinandergesetzt wurde: der Anreicherung schwer schmelzbarer *Mg*-Verbindungen in den femischen Teilmagmen.

Im ganzen Verlauf der Kurve und im Schwerpunktmittel zeigt sich aber im Mittelgebirge ein relativer Reichtum an schweren Elementen, der namentlich auffällig zur Geltung kommt, wenn man die Schwerpunktmittel vom *Si* absehend auf dieselbe Summe der leichten und schweren Elemente umrechnet. Diese Summe beträgt bei den Mittelgebirgsgesteinen 54·9, bei den Andesgesteinen 40·7. Durch Umrechnung aller Zahlen in dem angegebenen Verhältnis ergibt sich für die Andesgesteine die zweite punktierte Kurve, welche nun das relative Überwiegen der leichten Elemente in ihrem ganzen Verlaufe zum Ausdruck bringt. (Fig. 10 unten.)

Daß dieses Verhalten nicht durch das relative Überwiegen des *Al* allein bedingt ist, ergibt sich daraus, daß auch beim Vergleich von *Na* und *K*, *Mg* und *Fe* sich kleine, aber im selben Sinne liegende Unterschiede herausstellen, wie oben erwähnt wurde.

Man kann also als einen Unterschied der verglichenen Provinzen hinstellen, daß im böhmischen Mittelgebirge relativ mehr die schweren, im Andesgebiet die leichten Elemente vertreten sind.

Zu den leichten Elementen gehören u. a. auch *O* und *H*. Sollte es ein Zufall sein, daß gerade die Andesit-Vulkane durch ihre zerstörenden Wasserdampf-Explosionen eine traurige Berühmtheit erlangt haben, daß in Andesitgebieten die Breccien, die Aschen, die Tuffe häufig weit über die festen Laven überwiegen, während in den Basalt-Tephrit-Phonolithgebieten das umgekehrte die Regel ist, so daß beispielsweise Phonolithtuffe im böhmischen Mittelgebirge geradezu zu den Seltenheiten gehören und erst durch die genauen Untersuchungen von Freund Hibsich in einiger Verbreitung nachgewiesen wurden?

Wir gewinnen also folgende Vorstellung: Zu einer Zeit, als die Elemente noch im Gaszustand den Erdball zusammensetzten, erfolgte eine Differenzierung nach der Gasdichte (dem Atomgewicht). Die oberen Schichten sind reicher an den leichteren Elementen, die tieferen reicher an den schweren Elementen. Aus den ersteren stammen die Gesteine der andesitischen Gaureihe, aus den letzteren die Gesteine der tephritischen Gaureihe.

Die pazifische und atlantische Sippe der Eruptivgesteine.¹⁾

Zu sehr eigentümlichen Resultaten kommt man, wenn die Gesteine aus den jüngsten Perioden der Erdgeschichte nach diesen Gesichtspunkten eingereiht werden. Dies ist allerdings nicht immer ganz leicht. Vielfach fehlt es an der ausreichenden Kenntnis der chemischen Zusammensetzung; die petrographischen Beschreibungen und Benennungen lassen häufig keine sichere Entscheidung zu. Manche Gesteine beider Reihen sind einander nach qualitativer mineralogischer Zusammensetzung ziemlich ähnlich. Viele ältere Bestimmungen sind auch an und für sich unzuverlässig.

Endlich ist zu berücksichtigen, daß es naturgemäß Eruptivgebiete geben muß, welche zwischen den beiden typischen Grenzreihen den Übergang vermitteln, da zwischen den oben erwähnten höheren, leichteren und tieferen, schwereren Schichten alle möglichen Übergänge von der Hypothese postuliert werden. Das rheinische Siebengebirge, das kleine Eruptivgebiet von Gleichenberg in Steiermark, das Gebiet von Predazzo und Monzoni scheinen solche Übergangsgebiete darzustellen.

Immerhin kann man, glaube ich, folgendes sagen: Der große Vulkanring, welcher den stillen Ozean umgibt, gehört zur leichten Gaureihe. Ebenso die sich angliedernde Vulkanreihe der großen Sunda-Inseln.²⁾ Sie findet ihre Fortsetzung in den persischen und kaukasischen Vulkanen und in den erloschenen Vulkangebieten der Karpathen in Ungarn und Siebenbürgen. Überall folgen hier die Vulkanreihen den jüngeren, gefalteten Kettengebirgen.

Typische Vertreter der schweren Gaureihe finden wir in Mitteleuropa: das böhmische Mittelgebirge, das Duppauer Gebirge, Rhön und Vogelsberg, Hegau, der Kaiserstuhl, die Eifel. Auch das rheinische Siebengebirge gehört wohl eher hieher als zur leichten Gaureihe,

¹⁾ Während des Druckes dieser Abhandlung erschien der Aufsatz von G. T. Prior: Contribution to the Petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden, and Abyssinia (Mineralogical Magazine Nr. 61, 228), welcher zum Teil ähnliche Ideen darlegt.

²⁾ Mit wenigen Ausnahmen, wie die tephritischen Gesteine von Süd-Kalifornien, von Celebes, von Nord-Java; ähnliches bietet das Mittelmeer.

ebenso die jungvulkanischen Gesteine des Zentralplateaus von Frankreich. Im Mittelmeer, das von so mannigfaltigen Dislokationen betroffen wurde, läßt sich kaum eine scharfe Grenze angeben, doch gehören die mittelitalischen Vulkane bis zum Vesuv und den phlegraischen Feldern zur schweren Reihe.

Dagegen gehören der schweren Reihe mit Sicherheit an die Eruptivstellen im atlantischen Ozean: Azoren, Cap verdun, die Vulkanreihe, die vom Kamerungebirge ins atlantische Meer ausstrahlt.

Ferner scheint es, daß die jungvulkanischen Gesteine, welche den großen Grabenbruch im Osten des afrikanischen Festlandes begleiten, zumeist der schweren Reihe zufallen.¹⁾

Sehr bezeichnend sind die Verhältnisse in Nordamerika. Das breite vulkanische Gebiet zwischen der pazifischen Küste und dem Wahsatch-Gebirge hat in jüngerer Zeit nur Gesteine der leichteren Serie geliefert. In den Lakkolithen, Decken und Strömen, welche östlich von den Rocky Mountains in Montana angetroffen werden, treten die bezeichnenden Gesteine der schweren Serie in zum Teil eigenartiger Entwicklung hervor; Vertreter dieser Gesteinsgruppe sind ferner im Gebiete von Texas nachgewiesen.

Diese Übersicht führt zu einem merkwürdigen Resultat: Unser Altmeister Suess hat die tektonischen Vorgänge innerhalb der Erdrinde auf zwei Typen zurückgeführt: Faltung durch tangentialen Zusammenschub und Einbruch durch radiale Kontraktion. Wo jungvulkanische Gesteine längs den jungen gefalteten Kettengebirgen aufgereiht sind, gehören sie der leichteren, der andesitischen Gaureihe an. Wo Vulkaneruptionen längs Schollenbrüchen auftreten, haben wir die bezeichnenden Gesteine der schweren tephritischen Gaureihe.

So gelangen wir ausgehend von den trockenen Zahlen der chemischen Analyse, welche der Chemiker in mühevoller Arbeit ermittelt, zurück zu den großen Linien, welche den Bau der Erdrinde im großen beherrschen.

Es empfiehlt sich, die Zusammenfassungen von ganzen Eruptivgebieten, welche hier befürwortet wird, mit bestimmten Namen zu

¹⁾ Es ist von Wichtigkeit, zu konstatieren, daß der angebliche Hypersthen in dem Basalt von Let Marifia in Abessynien (Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika, Denkschr. Kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl. LVIII, Wien 1891) sich nach einer vom Autor freundlichst gestatteten Durchsicht der Präparate als Olivin herausgestellt hat.

belegen. Sie decken sich, wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, mit den beiden von Rosenbusch aufgestellten Reihen: der foyaitisch-thermalithischen einerseits, der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen andererseits.

Diese Namen sind wegen ihrer Länge unbequem. Im vorangehenden Text habe ich öfter die Namen der bezeichnenden Gesteine mittlerer Zusammensetzung zur Bezeichnung der ganzen Reihen gebraucht und von der tephritischen und der andesitischen Reihe gesprochen oder die Bezeichnung der schwereren und leichteren Reihe gebraucht.

Gegen den Gebrauch dieser Benennungen läßt sich manches einwenden. Für die Zukunft möchte ich für die Zusammenfassung jener Eruptivgebiete, welche chemisch und mineralogisch den böhmischen Mittelgebirgsgesteinen gleichen, die Bezeichnung atlantische Gesteinssippe, für jene, welche ihre typischen Vertreter in den Andesgesteinen von Nord- und Südamerika und im ungarisch-siebenbürgischen Gebiet haben, den Namen pazifische Gesteinssippe vorschlagen.

Weitere Untersuchungen werden lehren, ob die hier vorgeschlagene Unterscheidung brauchbar ist, ob sie sich auf ältere Eruptionsepochen anwenden läßt und ob man zwischen diesen beiden Sippen noch andere wird einschalten müssen.

Verzeichnis der Analysen.

Die Gesteins-Analysen, welche der Diskussion als Grundlage dienen, sind hier angeführt. Ich füge auch die Beobachtungen an, welche ich an Dünnschliffen der zur Analyse verwendeten Gesteinsproben anstellen konnte, und welche hauptsächlich die Bestimmung der auftretenden Plagioklase zum Zwecke hatten.

Ich bin meinem verehrten Freunde Prof. Hibs ch zu großem Danke verpflichtet, daß er mir diese Nachuntersuchung gestattete, ebenso dem Vorstand des mineralogischen Institutes der deutschen Universität Prag, Professor A. Pelikan, für die Überlassung jener Hibs chschen Original-Dünnschliffe, welche in diesem Institut aufbewahrt sind. Ebenso bin ich Hofrat G. Tschermak für die Überlassung mehrerer Präparate aus dem min.-petrogr. Universitäts-Institut Wien zu Dank verpflichtet sowie dem Assistenten dieses Institutes Dr. Focke, der mir beim Aussuchen derselben behilflich war.

Um Wiederholungen zu vermeiden, werden folgende Abkürzungen angewendet:

α^0 Auslöschungsschiefe, genommen nach der Schwingungsrichtung der rascheren Welle gegen die Trace von P im (entgegen dem) Uhrzeigersinn auf der Fläche $M(010)$: $M + (-)\alpha^0$. Auslöschungsschiefe im Schnitt senkrecht zu M und P : $\perp MP$. Ausl-

lösungsschiefe im Schnitt senkrecht zur negativen Mittellinie: $\perp \alpha$, zur positiven Mittellinie: $\perp \gamma$.

Im Falle normaler Zonenstruktur wird zuerst die Auslöschungsschiefe des Kerns, dann die der Hülle angegeben, beide durch Punkte getrennt.

ω ist der Winkel der nach α genommenen Auslöschungsrichtungen in einem M -Schnitt durch einen Karlsbader Zwilling.

Die Angaben über den optischen Charakter beruhen entweder auf Messung des Winkels zwischen Achse und Mittellinie oder auf der Beobachtung der Krümmung der Isogyre des Achsenbildes in der Diagonalstellung (konvex gegen die erste Mittellinie), deren Vorzeichen mit Hilfe des Gipsblättchens vom rot erster Ordnung ermittelt werden kann.

$AB\alpha$ bedeutet den Winkel zwischen den ungleichen optischen Achsen in den beiden Individuen eines Albitzwillings, $AB\pi$ ebenso im Periklinzwilling. $AB\pi$ ist bei den Plagioklasen zwischen Oligoklas und Labrador um einige Grade größer, zwischen Oligoklas und Albit kleiner als $AB\alpha$.

$BB\alpha$ ist der Winkel der gleichen optischen Achsen B in beiden Individuen eines Albitzwillings.

Symmetrische oder nahe symmetrische Auslöschungsschiefen in Albitzwillingen sind durch (1) (1') bezeichnet, in Doppelzwillingen nach Albit- und Karlsbader Gesetz durch (1) (1') (2) (2').

Verzeichnis der Analysen und Beobachtungen an den Plagioklasen im Mittelgebirge.

A. Ergußgesteine.

1. Trachyt von Algersdorf. Analyse von F. Ullik, T. M. P. M. IX, 247. Das Gestein ist von Hibs ch beschrieben, zuletzt T. M. P. M. XVII, 73, 74. Die nicht sehr zahlreichen Plagioklas-Einsprenglinge haben einen Kern von Andesin oder saurem Labrador (Anorthitgehalt ca. 35—45 %) und stets eine breite Hülle von Alkalifeldspat. Neben diesen Einsprenglingen kommen auch selbständige Sanidin-Einsprenglinge vor.

2. Nephelin-Phonolith von Nestomitz bei Aussig. Analyse von Jenzsch, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft VII, 196, 1856. — Von Hibs ch beschrieben T. M. P. M. XXI, 567.

3. Phonolith, Lobosch bei Lobositz. Hanamann, Archiv der naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 55. Das Gestein wurde in neuerer Zeit nicht petrographisch untersucht.

4. Tephritischer Phonolith, Ziegenberg. Bořický, Petrogr. Studien an den Phonolithen Böhmens, Archiv der naturw. Landesdurchforschung III, Abt. II. Heft I, 43, 1874. E. Hibs ch, T. M. P. M. IX, 259, 1888 und XXI, 567, 1902. Analyse von F. Hanusch.

Einsprenglinge von Plagioklas walten vor. Hibs ch fand auf Spaltblättchen $P-7\frac{1}{2}^{\circ}$, $M-20$ bis -30° , also basischen Labrador. In einem mir vorliegenden Dünnschliff fand ich: ω 113...119, (1) $2\cdot5^{\circ}$ (2) $17\cdot5^{\circ}$ (2') $17\cdot5^{\circ}$, 2 und 2' nahe $\perp \alpha$. Optischer Charakter —. Die Einsprenglinge haben einen schmalen Saum von Alkalifeldspat. Aus dem angeführten folgt 35—40 % An.

5. Phonolith, Kahlenberg bei Boretsch. Hanamann, Archiv der naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3. 67. Das Gestein ist in neuerer Zeit nicht untersucht worden.

6. Tephritischer Phonolith vom Jungferstein bei Neschwitz. Analyse von F. Hanusch. Beschrieben J. E. Hibsich, T. M. P. M. XIV, p. 97 u. 98, 1895. XIX, p. 27, 1899. S. a. Bořický, Petrogr. Studien an den Phonolithgest. Böhmens, Prag 1874, p. 46.

7. Sodalith-Tephrit, Hoher Stein. (Hibsich, T. M. P. M. XIX, 82. Analyse von Pfohl.) Einer der besten Vertreter jener im böhmischen Mittelgebirge stark verbreiteten Ergußgesteine, welche den Übergang von den Phonolithen zu den Tephriten vermitteln. Rosenbusch hat diese Gesteine als Trachydolerite mit einigen anderen Übergangsgesteinen zusammengefaßt, eine Bezeichnung, die für unsere Gesteine nicht sehr bezeichnend ist. Hibsich führt sie unter den Namen Sodalith-Tephrit, Hauynteophrit, da das stets in reichlicher Menge vorhandene kiesel-säurearme Nephelinsilikat größtenteils in idiomorphen Krystallen dieser Gruppe steckt, während sich Nephelin in der Grundmasse selten mit Sicherheit nachweisen läßt. In sachgemäßer Entwicklung der Nomenklatur könnten diese Gesteine phonolithische Tephrite genannt werden, unter welcher generellen Bezeichnung dann Hauynteophrit, Sodalith-Tephrit etc. als Unterarten zusammengefaßt werden könnten.

Hibsich gibt am a. O. an, die Plagioklaskrystalle seien Oligoklas mit Sanidinmängeln. Der Kern ist aber wohl basischer. Ich beobachtete: (1) $+31.5^\circ$, (1') -30.5° , (2) -8.5° , (2') $+10.5^\circ$. In 1 und 1' war die Mittellinie α sichtbar. Die Mittellinien bilden einen Winkel von wenigstens $5-10^\circ$. Bei genauerem Studium zeigt sich merkliche Zonenstruktur: (1) $+31.5 \dots 27^\circ$. Dieses Individuum ist für die innerste Zone nahezu genau senkrecht zu α getroffen. In der äußeren Zone ist die Ebene der optischen Achsen merklich nach jener Richtung verschoben, welche größerem λ entspricht. Der schmale Saum von Alkalifeldspat zeigt nur den Mittelbalken. Der Achsenbalken liegt außerhalb des Gesichtsfeldes. Ein anderer Durchschnitt zeigt $\perp MP + 18^\circ$. Der Charakter der Doppelbrechung ist schwach $+$. Die Lichtbrechung auch für die Schwingungsrichtung α merklich höher als die des Canadabalsams. Aus den angeführten Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von $48-41\%$.

8. Sodalith-Tephrit, Kolmer Scheibe. (Hibsich, T. M. P. M. XV, 258; II. Analyse von Pfohl.) Auch hier gibt Hibsich Oligoklas an; allein der Plagioklas ist auch hier etwas basischer. Beobachtet wurde: (1) 8° , (1') 6.5° , (2) 20.5° , (2') 23.5° . Ein zweiter Durchschnitt ergab: (1) 19° , (1') 20° , (2) 5° . Der optische Charakter ist unentschieden. Diese Beobachtungen verweisen den Plagioklas an die Grenze von Andesin und Labrador, etwa mit 45% Anorthitgehalt.

Hier wären auch die zahlreichen Bestimmungen von H. Graber¹⁾ an phonolithischen Tephriten aus den Brockentuffen namhaft zu machen, welche sowohl durch Herstellung orientierter Schriffe nach M als durch Benützung der zufälligen Schnitte von Doppelzwillingen zu ähnlichen Resultaten führten. Danach besteht der Kern aus Labrador, der knapp die Mischung von 50% Anorthit überschreitet. Die

¹⁾ T. M. P. M. XV, 291, 303 ff.

äußeren Hüllen gehen herab bis zum basischen Oligoklas. Der äußerste, scharf abgesetzte schmale Saum besteht aus Alkalifeldspat.

9. Hauynteophrit, Dobranka. (Hibsch, T. M. P. M. XV, 258, Nr. 1. Analyse von Pfohl.) Die mir vorliegenden Schiffe dieses Gesteins enthalten nicht viele größere Plagioklas-Einsprenglinge. ω^1) 108.5° und 105° . Hieraus ergibt sich die Stellung der Plagioklas zwischen Labrador und Andesin ($42-45\%$ An).

10. Hauynteophrit, Großpriesen. (Hibsch, T. M. P. M. XXI. 533. Analyse von Hanusch.)

In diesem Gestein ist leider die Zersetzung ziemlich weit vorgeschritten. Doch gelang es, folgende Bestimmungen zu machen: $M - 15.8 \dots - 5.3^\circ$. Scharf abgegrenzter Saum von Alkalifeldspat $+ 8.3^\circ$. Dieser liefert im Konoskop das Bild der Mittellinie γ fast genau zentriert. Im innersten Kern liegt γ bereits hart am Rande des Gesichtsfeldes nach oben gerückt. Zwillingslamellen nach dem Periklin-gesetz verlaufen unter leichter Krümmung, so daß sie mit der Trace von P innen $- 1^\circ$, außen $+ 2^\circ$ einschließen. Der innerste Kern zeigt positiven Charakter der Doppelbrechung. (1) $12.2 \dots 9^\circ$, (1') $12.8 \dots 11.2^\circ$.

Aus den Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 49% An im Kern, bis 35% in der Hülle.

11. Nephelin-Tephrit, Dobrankatal bei Birkigt. (Hibsch, T. M. P. M. XV, 261, Nr. I. Analyse Pfohl.)

Das Gestein enthält nur wenige dünntafelige Plagioklas-Einsprenglinge von geringer Größe. Ein Doppelzwilling gibt folgende Zahlen: (1) $+ 24^\circ$, (1') $- 21^\circ$, (2) 0. In 1 deutliche Zonenstruktur; $+ 24 \dots + 11^\circ$. Aus der Beobachtung folgt, daß der Feldspat im Kern über 60% An enthält, der bis 45% in der äußersten Zone heruntergeht.

12. Nephelin-Tephrit, Schichenberg (Hibsch, T. M. P. M. XV. 261. II. Anal. Hanusch.)

Die Einsprenglinge von Plagioklas sind hier besser entwickelt. Es wurden folgende Beobachtungen gemacht:

(1)	(1')	(2)	(2')
$+ 31^\circ$	$- 35^\circ$	$+ 24^\circ$	$- 18^\circ$
$+ 36.5$		$+ 14.5$	$- 13.5$
$+ 33$	$- 35$	$+ 16$	$- 13$

Bei der ersten Beobachtung wurden in (1) und (1') deutliche Spaltrisse nach P sichtbar, so daß der Schnitt annähernd senkrecht zu M und P getroffen hat. Aus den Zahlen ergibt sich ein Anorthitgehalt von ca. $50-60\%$.

13. Nephelin-Tephrit, untere Decke des Falkenberges. Analyse von Pfohl. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. II.)

14. Leucit-Tephrit, Eichberg. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. IV. Anal. Pfohl.)

Die ausgezeichneten großen Einsprenglinge dieses Gesteins zeigen sehr schön die von Graber beschriebene Zonenstruktur. Auf einen Kern folgen Schalen mit abnehmender Auslöschungsschiefe; von einer scharfen Grenze an folgt dann zu äußerst ein schmaler Saum von Alkalifeldspat.

¹⁾ Vergl. M. Levy, Feldspate. I, p. 49.

Ein ausgezeichnete Durchschnitt durch einen Doppelzwilling erlaubte folgende Beobachtungen: Die Auslöschungsrichtungen im Kern waren

$$(1) + 20^\circ \quad (1') - 19^\circ \quad (2) + 3^\circ$$

Von Individuum (2') war nur eine schmale Lamelle vorhanden, die nur die äußeren Zonen des Krystalls durchsetzte.

In (1) und (2) konnte die Achse *B* eingestellt werden. Die Eintragung unter Berücksichtigung der Trace von *M* ergab den Winkelabstand $2\varphi = 41^\circ$, $2\lambda = 9^\circ$. Hieraus folgt $64\frac{1}{2}\%$ respektive 68% *An*-Gehalt, im Mittel 66% . Ferner ergibt sich die Orientierung des Schnittes $\varphi = -5^\circ$, $\lambda = +6^\circ$. Hienach lassen sich die Auslöschungsschiefen in der äußeren Zone deuten. Für einen Schnitt dieser Lage entnimmt man den Diagrammen von M. Levy folgende Auslöschungsschiefen:

60% <i>An</i>	+ 12°
50% <i>An</i>	+ 10°
36% <i>An</i>	+ 3°

Da die Auslöschungsschiefe in der äußersten Zone von (1) + 11° beträgt, so ergibt sich, daß diese kaum unter 50% Anorthit herabgeht.

15. Leuzit-Tephrit, Falkenberg. Decke bei 500 *m*. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. Nr. III. Analyse von Hanusch.)

Dieses Gestein hat vorzügliche Plagioklas-Einsprenglinge mit deutlicher Zonenstruktur. Ein Schnitt sehr gut senkrecht zu *M* und *P* zeigt Auslöschungsschiefen von 34.0 und 34.5° ; in einer dem Kern genäherten Zone geht die Auslöschungsschiefe bis 29.5° herab. Ein Doppelzwilling zeigt (1) 6° , (1') 6° , (2) 26° , (2') 29° . Der Charakter der Doppelbrechung erweist sich deutlich aber nicht stark positiv.

Aus den angeführten Zahlen folgt ein Anorthitgehalt von $62-55\%$.

16. Nephelin-Leuzit-Tephrit, Schichenberg, 400 *m*. Analyse von F. Hanusch (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. I.)

17. Augitit, Hutberg, SO. von Tetschen. Analyse von R. Pfohl. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 264.)

18. Feldspatbasalt, Scharfensteintunnel. (Hibsch, T. M. P. M. XVII. 47. Analyse von Pfohl.)

Hibsch gibt die Zusammensetzung Ab_1An_3 für die Feldspate der Feldspatbasalte. Dies wird durch meine Beobachtungen bestätigt. Die meist sehr kleinen Plagioklaskrystalle zumeist Doppelzwillinge, wobei aber häufig ein oder zwei Individuen so schmal entwickelt sind, daß ihre Auslöschungsrichtung nicht sicher einstellbar war. $\perp MP + 38^\circ$.

Doppelzwillinge lieferten folgende konjugierte Auslöschungsschiefen:

(1)	(1')	(2)	(2')
20°	20°	40°	
15		39	
18	22	44	
22		42	
36	37		

Aus allen Beobachtungen folgt, daß die Plagioklase zwischen 60 und 80% *An* enthalten.

19. Feldspatbasalt, Paudlersberg (Hibsch, T. M. P. M. XV. 247, Nr. III. Analyse von R. Pfohl).

In diesem Gesteine sind Doppelzwillinge selten, zumeist treten nur einfache Albitzwillinge auf:

(1)	(1')	(2)	(2')
29	31		
31	34		
31	32		
25	27		
22	25		
16	17	44	44
21		43	

Ein zufälliger Schnitt läßt den charakteristischen Umriß nach *M* erkennen und eine negative Auslöschungsschiefe von -17.5° ; diese Zahl gilt für den äußersten Saum. Der Kern ist so mit Einschlüssen erfüllt, daß die Auslöschungsrichtung nicht zu ermitteln war.

Aus den Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 80 bis 55 %.

20. Feldspatbasalt, Warkotsch bei Aussig. Briefliche Mitteilung von J. E. Hibsch.

21. Feldspatbasalt mit poikilitischer Struktur, Nordseite der Steinwand. Analyse von R. Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XV, 247. II.

22. Feldspatbasalt, Nordostkante der Steinwand (Hibsch, T. M. P. M. XV. 247. Nr. 1). Analyse von Pfohl.

Das Gestein ist ausgezeichnet durch poikilitische Entwicklung des Plagioklases. Konjugierte Auslöschungsschiefen: (1) : 5° , (2) 29° , (2') 26° , ein einfacher Albitzwilling (1) 23° , (1') 24° . Aus diesen Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 60 bis 70 %.

23. Basalt, Wostry bei Milleschau. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, 69, 1890. Petrographisch nicht untersucht, mutmaßlich Feldspatbasalt.

24. Feldspatbasalt, Ovčín bei Boretz. Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 63, 1890. Bestimmung nach eigener Untersuchung.

25. Feldspatbasalt, Homolka bei Wchinitz (Lobositz). Analyse von Hanamann. Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 62. Bestimmung nach eigener Untersuchung.

26. Magmabasalt, Chlumeck bei Pschan. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 66.

27. Basaltischer Nephelinit, St. Georgsberg bei Raudnitz. Analyse und petrographische Untersuchung von Josef Hoffmann. Lotos 1896, Nr. 7, 241.

28. Nephelinbasalt, Radobyl. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, 59, 1890.

29. Nephelinbasalt, Groß-Wöhlen. Analyse von Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XVII, 49, 1897.

30. Nephelinbasalt, Lobosch bei Lobositz. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, 57, 1890.

31. Leuzitbasalt, Dobernberg. Analyse von R. Pfohl, Hibs ch, T. M. P. M. XV, 255.

B. Tiefen- und Ganggesteine.

32. Nephelinporphyr, Rongstock. Analyse von F. Hanusch. Hibs ch, T. M. P. M. 21, 577, 1902. Vergl. auch Hibs ch, T. M. P. M. IX, 265—267 und Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie II, 3. Aufl., 434.

Die Feldspate dieses Gesteins haben eine verschiedenartige Beurteilung erfahren. Es kommen, wie alle Beobachter angeben, Alkalifeldspate vor. Vorherrschend sind aber Plagioklase mit feiner Zwillingsstreifung, die von breiten Mänteln von Alkalifeldspat umgeben sind. In dem zwillingsgestreiften Plagioklaskern ist der höhere Brechungsindex größer, der niedere gleich dem von Kanadabalsam. In Schnitten, wo eine optische Achse austritt, erweist sich der Charakter der Doppelbrechung negativ.

In Schnitten, welche annähernd senkrecht zu α getroffen haben, erkennt man, daß die Ebene der optischen Achsen mit der des Sanidinmantels nicht zusammenfällt.

In einem Schnitt ziemlich genau senkrecht zu M und P ist die Auslöschungsschiefe im Kern $(1) + 22$, $(1') - 23^\circ$; in der Hülle $+ 15^\circ$ und $- 13^\circ$. In diesem Schnitt bilden die α -Mittellinien einen Winkel von $4\frac{1}{2}^\circ$ im Kern, 2° in der Hülle. Die Mittellinie liegt in dem richtig orientierten Individuum (1) links von der Medianebene. Ein anderer Schnitt annähernd senkrecht α gibt die nicht vollkommen symmetrischen Auslöschungsschiefen $(1) + 19^\circ$, $(1') - 16^\circ$.

Ein letzter Schnitt läßt in zwei Hälften eines Albitzwillings je eine optische Achse erkennen. Im Kern ist $AB_\alpha = 25^\circ$, in der Hülle 21° .

Aus den Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 31 bis 38 % aus den Auslöschungsschiefen, 32 % bis 42 % aus dem Winkel AB_α , also in recht guter Übereinstimmung bei gänzlich verschiedener Methode.

33. Tinguait-Porphyr, Skritin bei Rongstock. Hibs ch, T. M. P. M. XIX, 33. Analyse von F. Hanusch.

Das Gestein ist ziemlich stark zersetzt, es enthält über 3 % Kohlensäure, je nachdem man annimmt, daß das Kalziumkarbonat von außen zugeführt wurde oder dem Gestein selbst entstammt, erhält man für $a c f$ verschiedene Zahlen, aber stets liegt der berechnete Analysenort auf der Linie AF ; die Tonerdemenge reicht nicht aus, um die Alkalien zu binden. Ein Teil der Alkalien steckt also in dem Ägirin-Molekül, ein weiterer Überschuß in dem aluminiumarmen Sodalith-Molekül. Für c ergibt sich in beiden Fällen aus der Rechnung 0. Unter Beibehaltung des CaO aus $CaCO_3$ erhält man $a = 9.6$, $c = 0$, $f = 10.4$; $a - f = - 0.8$. Nach Abrechnung des $CaCO_3$ $a = 11.7$, $c = 0$, $f = 8.3$; $a - f = 3.4$.

Trotz der Zahl 0 für c ist in den Feldeinsprenglingen ein Plagioklas mit 22 % An nachweisbar. Die sicherste Bestimmung ermöglicht ein Durchschnitt, der im Gesichtsfeld die optischen Achsen in dem Hauptindividuum, in Lamellen nach dem Albitgesetz und in Periklinlamellen einstellen läßt. Der Winkel AB_α ist verschwindend klein, der Winkel $AB_\pi = 10.5^\circ$. Das führt auf den Plagioklas mit 22 % An . Diese Oligoklaskerne sind von vielmal mächtigeren Sanidinmänteln umgeben.

34. Gauteit, Mühlörzen. Hibs ch, T. M. P. M. XVII, 84. Analyse von Pfohl.

Nach Hibsich sind die Plagioklase des Gesteins Labrador bis Andesin. In dem mir vorliegenden Dünnschliff ist der Plagioklas meist arg zersetzt. Die besten Bestimmungen ermöglichte ein Schnitt nach M , dessen Sanidinmantel das Bild der Mittellinie γ ziemlich gut zentriert zeigte. Im Kern des Plagioklases war die Auslöschungsschiefe -7.5° , in der Hülle $+2.5^\circ$. Hieraus folgt ein Anorthitgehalt von 40 bis 28 %.

35. Essexit, Rongstock. Analyse von Pfohl. Hibsich, T. M. P. M. XIV, 99.

36. Essexit, Rongstock. Analyse von Pfohl. Hibsich, T. M. P. M. XV, 487.

Über dieses Gestein berichtet Hibsich zuerst in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1889. Ausführlich wird es beschrieben in den Erläuterungen zu Blatt Rongstock der geol. Karte des Mittelgebirges. T. M. P. M. XIX, 51. Der Plagioklasgehalt des Gesteins ist beträchtlich. Hibsich gibt als die Zusammensetzung des Kernes Labrador an (seltener $Ab_2 An_3$, häufiger $Ab_1 An_1$), welcher von jüngeren, kalkärmeren Säumen umgeben ist; letztere nähern sich bisweilen dem Oligoklas.

An Schliften aus dem mineral.-petrogr. Institut konnte ich folgende Beobachtungen machen:

Schnitte durch Doppelzwillinge gaben:

(1)	(1')	(2)	(2')	
+ 27°	- 24°	- 6°		
- 26	+ 27	- 14		
- 27.5	+ 26.5	- 7.2	+ 6.5°	} Kern } Hülle
- 5			- 3	
- 25.2	+ 25.8	- 10.2	+ 12.8	} Kern } Hülle (sehr ungleichmäßig entwickelt).
- 10.2	+ 3.3	0	+ 3.3	

In den zuerst angeführten Schnitten war (1) ziemlich senkrecht zu M und P getroffen.

Ein Schnitt eines Albitzwillinges ließ AB_α im Kern zu 38° , in der Hülle zu 22° bestimmen.

Ferner ergab sich der Charakter der Doppelbrechung im Kern +, in der Hülle -.

Hieraus ist zu schließen, daß der Kern die Zusammensetzung Ab_1, An_1 nicht viel — wenn überhaupt — überschreitet, während die Hülle bis gegen 30% Anorthitgehalt heruntergehen dürfte.

37. Sodalith-Augit-Syenit, Großpriesen. Analyse F. Hanusch, Hibsich, T. M. P. M. XXI, 160.

Der vorherrschende Feldspat des analysierten Gesteins aus der Mitte des Stockes ist ein Alkalifeldspat mit einer Auslöschungsschiefe von $+5^\circ$ auf M und einem recht kleinen Achsenwinkel $2V_\alpha = 38^\circ$. Die Ebene der optischen Achsen steht senkrecht zur M . Auf Schnitten senkrecht zu M sieht man keinerlei Zwillingbildung als den häufigen Karlsbader Zwilling.

In vielen Durchschnitten liegt zentral ein mit Analcim (?) erfüllter Hohlraum, den möglicherweise früher Plagioklas eingenommen hatte.

Nur in einer randlichen Varietät treten größere Plagioklase mit Mänteln von Alkalifeldspaten auf, welche folgende Bestimmungen zuließen:

$$AB_{\alpha} = 36^{\circ}$$

$$AB_{\pi} = 49^{\circ}$$

Abstand der Mittellinie γ des nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Individuums von der durch A und B_{α} gelegten Ebene 18° . Dieser Winkel ist nach den Diagrammen von M. Levy $16\frac{1}{2}^{\circ}$ für Labrador, $31\frac{1}{2}^{\circ}$ für Andesin.

Auslöschungsschiefe im Schnitt $\perp \gamma$ gegen M 8° .

Aus diesen Beobachtungen folgt für den Plagioklas im Sodalith-Augit-Syenit ein Anorthitgehalt von ca. 45% .

Die sonderbare Ähnlichkeit der beiden körnigen Massengesteine von Rongstock und Großpriesen in Bezug auf den chemischen Bestand bei weitgehenden Unterschieden der mineralischen Zusammensetzung ist von H i b s c h gebührendermaßen hervorgehoben worden.

Im Essexit führt die Krystallisation zu basaltischem Augit, etwas Biotit, viel Plagioklas mit Hüllen von Alkalifeldspat, mit etwas Nephelin und Cancrinit.

Im Sodalith-Augit-Syenit finden wir neben grauem oder lichtgrünem Augit und brauner Hornblende vor allem ein Mineral der Sodalithgruppe und Feldspate, die einen schwächtigen Kern von Plagioklas mit breitem Saum von Alkalifeldspat darbieten; auch Eisenerz scheint reichlicher vorhanden zu sein. Die übrigen Akzessorien zeigen keine auffallenden Unterschiede.

H i b s c h nimmt zur Erklärung der auffallenden Erscheinung an, daß das Sodalith-Syenit-Magma reicher an Cl und SO_3 gewesen sei, welche die Bildung des Si -armen Sodalithminerals begünstigten, worauf mehr SiO_2 frei blieb zur Bildung von sauren Feldspaten.

Damit ist also eigentlich zugegeben, daß die Magmen nicht identisch waren; die große Ähnlichkeit der Analysen ist also zum Teil dadurch herbeigeführt, daß der Sodalith-Augit-Syenit seines ursprünglichen Gehaltes an Cl und SO_3 verlustig gegangen ist. Er dürfte also früher auch alkalireicher gewesen sein als der unveränderte Essexit.

Wenn wir schon auf der Suche nach chemischen Unterschieden der beiden Gesteine sind, gelingt es nicht schwer, auch noch weitere Differenzen nachzuweisen, welche, wenn auch nur leise angedeutet, nach jener Richtung zielen, die durch die mineralogischen Unterschiede der beiden Gesteine gefordert wird.

So ist zunächst der Essexit, wenn auch nicht bedeutend, so doch wahrnehmbar reicher an c (Essexit 2.2, 2.4, Sodalith-Syenit 1.7). Der Unterschied würde noch größer sein, wenn nicht der Sodalith-Syenit einen Teil seines Alkali-gehaltes verloren hätte. In derselben Richtung liegt der größere Gehalt an Plagioklas und die anorthitreichere Mischung desselben im Essexit.

Ein anderer Unterschied betrifft das Verhältnis von Fe und Mg und jenem Teil von Ca , der in der F -Molekel steckt. In den Prozentzahlen ist der Unterschied allerdings geringfügig, aber in den Atomzahlen kommt er besser zur Geltung.

Im Essexit verhält sich $Fe:Mg:Ca$, wenn wir auf die Summe 10 rechnen, wie 4·2:2·8:3·0 (35) und 4·6:2·7:2·7 (36); im Sodalith-Syenit 4·7:2·1:3·2. Hier ist also der Mg -Gehalt des F merklich kleiner als im Essexit, was wohl auch mitwirkt bei der verschiedenartigen Zerfallung der beiden Magmen.

38. Leuzit-Monchiquit, Mädstein. Hibsich, T. M. P. M. XIX, 67. Analyse von F. Hanusch.

39. Monchiquit, Ziegenberg. Hibsich, T. M. P. M. XIV, 100, XXI, 552. Analyse von Hanusch.

40. Haunynophyr, Großpriesen. Hibsich, T. M. P. M. XXI, 528. Analyse von Hanusch.

41. Theralith von Duppau. Analyse von H. Tertsch. Vergl. F. Bauer, T. M. P. M. XXII, dieses Heft.

Andesgebiet.

Die Dacit- und Andesit-Analysen entnehme ich dem Werke von R. KÜCH: Geologische Studien in der Republik Colombia. Petrographie. 1. Die vulkanischen Gesteine. — W. Reiß und A. Stübel, Reisen in Südamerika. Berlin 1892.

Die Rhyolith-Analysen der Schrift von J. P. Iddings, The origin of igneous rocks. Bull. Phil. Soc. Wash. Vol. 12. Die Basalt-Analysen der Sammlung von Gesteins-Analysen aus dem Bulletin U. S. Geological Survey. Nr. 148. Analyses of rocks and analytical methods U. S. Geological Survey 1880—1896. Clarke and Hillebrand (abgekürzt AR.).

Verzeichnis der Analysen aus dem Andesgebiet.

1. Obsidian, Obsidian Cliff, Iddings l. c., Tab. I, No. 25.
2. Lithoidischer Rhyolith, Obsidian Cliff, Iddings l. c., Tab. I, Nr. 26.
3. Obsidian, Obsidian Cliff, Iddings l. c., Tab. I, No. 27.
4. Rhyolith, Upper Geysir basin, Iddings l. c., Tab. I, 22.
5. Obsidian, East of Willow park, Iddings l. c., Tab. I, 24.
6. Rhyolith, Tower Creek, Iddings l. c., Tab. I, No. 23.
7. Dacit (Biotit-, Amphibol-Dacit), Guáitara-Abhang, Loma de Ales. KÜCH, Colombia, S. 147. Spezifisches Gewicht des Feldspates $s = 2\cdot688 - 2\cdot566$, Mittel $2\cdot677$.
8. Dacit, Höhe des Paramo, Azufra de Túquerres, KÜCH l. c., S. 159, XXII.
9. Glasreicher Dacit, Azufra de Túquerres, KÜCH l. c., S. 155, XX. $s = 2\cdot68 \dots 2\cdot559$.
10. Pyroxen-Amphibol-Dacit, Houdon Chiles, KÜCH l. c., S. 179, XIX. Feldspat $s = 2\cdot67 - 2\cdot68$.
11. Vitrophyrischer Dacit, Monte Tajumbina, KÜCH l. c., Analyse von Hoepfner.
12. Pyroxen-Dacit, Cumbal, auf der Höhe der letzten Loma an der Nordostseite. 4200 m Höhe, KÜCH l. c. 167, XVIII. Feldspat $s = 2\cdot670$.
13. Amphibol-Pyroxen-Dacit, Chiles, Block an der oberen Grenze der Vegetation, 4353 m, Ostseite; KÜCH l. c., 172, Feldspat $s = 2\cdot691 \dots 2\cdot674 \dots 2\cdot634$.
14. Amphibol-Pyroxen-Dacit, Tajumbina, Blöcke von den Llanos de las Musas, KÜCH, l. c. 125.

15. Quarz und Olivin führender Amphibol-Pyroxen-Andesit, Quebrada Chuohala chiquita, Nordwestseite, K ü c h l. c., 186, XV. Feldspat $s = 2.658$.
16. Amphibol- Andesit, Santissima virgen de Yanancal, K ü c h, l. c. 145. Feldspat $s = 2.737 \dots 2.681$.
17. Pyroxen-Andesit, Vulkan von Pasto, Lava von 1869, unterster Teil, K ü c h, l. c. 141, XIII.
18. Amphibol-Andesit, Peñon de Pitayó, Westabhang, K ü c h, l. c. 105, XI.
19. Pyroxen-Andesit, Vulkan von Pasto, Nordwest, Fuß des Purgatorio, K ü c h, l. c. 139, Feldspat $s = 2.727 \dots 2.699 \dots 2.675$.
20. Pyroxen-Andesit, Azufreal de Túquerres, Quebrada de Molino, K ü c h, l. c. 151, X, Feldspat $s = 2.747 \dots 2.708 \dots 2.668$.
21. Hypersthenbasalt, Crater Lake, AR., pag. 231 (Hillebrand).
22. Hypersthenbasalt, Mt. Ingalls, AR., 203. Turner: The Rocks of Sierra Nevada, U. S. Geol. Survey XIV, 492.
23. Basalt, Crater Peak, Shasta County, Anal. von R. B. Riggs. AR. 200 O.
24. Quarzbasalt, Cinder Cone, Diller, Am. Journal of Science, XXXIII. 1887.
25. Basalt, Summit of Richmond Mt., Anal. von J. E. Whitfield, Eureka AR. 189.
26. Basalt, 1 mile S. O. Paines Creek, Analyse von Chatard, AR. 200 L.
27. Basalt, Summit of Inskip Crater, Analyse Hillebrand und Chatard. AR. 200 M.

Tabelle I.

Atomzahlen der Mittelgebirgsgesteine.

Ergußgesteine.

	Trachyt		Phonolith				Phonolithischer Tephrit				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
<i>Si</i>	59.3	51.3	53.0	53.0	52.2	50.9	49.1	49.6	47.6	51.6	
<i>Al</i>	19.7	21.9	23.6	20.5	21.9	20.8	23.1	22.1	20.1	20.1	
<i>Fe</i>	2.6	3.3	2.9	3.4	4.8	3.4	2.9	5.1	6.0	5.3	
<i>Mg</i>	0.7	0.4	0.8	0.9	0.3	1.1	1.9	3.2	1.8	3.0	
<i>Ca</i>	1.7	0.5	3.1	3.3	4.6	5.1	4.9	6.4	7.2	6.8	
<i>Na</i>	8.5	15.9	11.4	12.8	10.2	13.2	12.8	10.4	12.1	8.3	
<i>K</i>	7.5	6.7	5.2	6.1	6.0	5.5	5.3	3.2	5.2	4.9	
<i>a</i>	12.4	15.0	11.1	11.8	9.1	9.9	9.7	6.3	7.3	6.1	
<i>c</i>	2.5	0	4.2	1.0	3.2	1.1	2.6	4.0	1.2	3.2	
<i>f</i>	5.1	5.0	4.7	7.2	7.7	9.0	7.7	9.7	11.5	10.7	
<i>k</i>	1.08	0.72	0.89	0.83	0.82	0.76	0.54	0.83	0.70	0.93	
$\left. \begin{matrix} \text{An} \\ \text{Mg} \\ \text{Ca} \end{matrix} \right\}$	<i>Fe</i>	7.9	7.7	8.2	4.2	7.0	3.3	4.0	4.9	4.4	4.6
	<i>Mg</i>	2.1	1.1	1.8	1.5	0.4	1.4	2.6	3.0	1.4	2.6
	<i>Ca</i>	0	1.2	0	4.3	2.6	5.3	3.4	2.1	4.2	2.8

	Basaltischer Tephrit						Augitit
	11	12	13	14	15	16	17
<i>Si</i>	45·0	46·4	45·7	48·0	48·2	46·4	43·4
<i>Al</i>	20·7	16·8	17·5	18·9	16·5	15·2	13·0
<i>Fe</i>	8·3	11·9	5·8	8·1	12·8	12·1	10·4
<i>Mg</i>	6·1	1·3	7·6	5·6	1·2	5·7	16·8
<i>Ca</i>	10·4	9·8	10·6	10·0	11·1	11·6	8·0
<i>Na</i>	6·0	10·7	8·0	5·7	6·9	6·4	7·2
<i>K</i>	3·5	3·1	4·8	3·7	3·3	2·6	1·2
<i>a</i>	3·3	4·6	4·2	3·3	3·4	2·7	2·1
<i>c</i>	3·9	1·0	1·6	3·3	2·0	1·8	1·2
<i>f</i>	12·8	14·4	14·2	13·4	14·6	15·5	16·7
<i>k</i>	0·77	0·70	0·72	0·84	0·68	0·78	0·70
$\left. \begin{matrix} \\ \\ \\ \end{matrix} \right\} \begin{matrix} Fe \\ Mg \\ Ca \end{matrix}$	4·3	5·6	2·7	4·3	5·8	4·6	3·2
	3·2	0·6	3·5	2·9	0·5	2·2	5·1
	2·5	3·8	3·8	2·8	3·7	3·2	1·7

	Feldspatbasalt							
	18	19	20	21	22	23	24	25
<i>Si</i>	41·1	39·0	40·9	38·1	41·6	41·6	41·1	45·3
<i>Al</i>	18·8	19·1	16·8	18·3	15·9	14·3	14·3	12·1
<i>Fe</i>	10·1	10·1	9·4	9·0	9·5	9·0	12·4	12·3
<i>Mg</i>	8·6	10·2	10·8	14·8	13·9	17·5	13·7	12·1
<i>Ca</i>	11·0	11·6	11·9	10·9	12·1	9·7	10·9	11·6
<i>Na</i>	7·5	7·6	7·2	7·5	5·2	6·3	6·6	5·6
<i>K</i>	2·9	2·4	3·0	1·4	1·8	1·6	1·0	1·0
<i>a</i>	3·0	2·7	2·7	2·3	1·8	2·0	1·9	1·7
<i>c</i>	2·4	2·5	1·8	2·4	2·3	1·6	1·6	1·4
<i>f</i>	14·6	14·8	15·5	15·3	15·9	16·4	16·5	16·9
<i>k</i>	0·63	0·59	0·62	0·55	0·68	0·66	0·57	0·78
$\left. \begin{matrix} \\ \\ \\ \end{matrix} \right\} \begin{matrix} Fe \\ Mg \\ Ca \end{matrix}$	4·0	3·7	3·4	3·0	3·0	2·7	3·7	3·7
	3·3	3·7	3·6	4·9	4·5	5·3	4·1	3·6
	2·7	2·6	3·0	2·1	2·5	2·0	2·2	2·6

	Magma- basalt	Basaltischer Nephelinit	Nephelinbasalt			Leuzit- basalt	
	26	27	28	29	30	31	
<i>Si</i>	41·8	35·8	35·4	37·7	37·6	44·2	
<i>Al</i>	20·5	18·8	19·6	16·7	12·6	14·7	
<i>Fe</i>	12·7	10·9	8·3	9·2	13·7	8·3	
<i>Mg</i>	5·4	9·9	15·0	13·8	17·0	15·7	
<i>Ca</i>	11·9	13·1	12·6	14·6	11·4	12·7	
<i>Na</i>	6·7	8·6	7·6	6·3	6·1	3·5	
<i>K</i>	1·0	2·8	1·5	1·7	1·6	0·9	
<i>a</i>	2·3	2·8	2·3	2·0	1·7	1·1	
<i>c.</i>	3·8	1·9	2·5	2·1	1·1	2·7	
<i>f.</i>	13·9	15·3	15·1	15·9	17·2	16·2	
<i>k.</i>	0·70	0·50	0·52	0·57	0·55	0·80	
$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} J_{\text{UI}}$	<i>Fe</i>	5·4	3·6	2·7	3·1	3·5	2·6
	<i>Mg</i>	2·3	3·3	4·9	4·2	4·3	5·0
	<i>Ca</i>	2·3	3·1	2·4	2·8	2·4	2·4

Tiefen- und Ganggesteine.

	Nephelin- porphyr	Tingait- porphyr	Gaiteit	Essexit		Sodalith- Augit- Syenit	Monchiquit		Hainyo- phyr	Theralith
	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
<i>Si</i>	50·8	50·5	51·1	48·0	46·6	47·3	45·2	44·8	42·8	43·1
<i>Al</i>	20·1	18·3	20·3	19·2	19·5	18·5	20·9	17·4	14·0	14·9
<i>Fe</i>	4·2	6·6	4·1	6·9	8·2	8·4	6·9	9·5	10·8	11·6
<i>Mg</i>	1·3	0·9	3·6	4·6	4·7	3·8	6·0	6·5	9·6	8·1
<i>Ca</i>	3·7	4·2	4·9	7·8	8·0	8·2	8·5	8·9	14·0	10·8
<i>Na</i>	15·3	13·3	8·1	9·9	8·6	9·6	7·4	7·9	6·8	9·3
<i>K</i>	4·6	6·2	7·9	3·6	4·4	4·2	5·1	5·0	2·0	2·2
<i>a</i>	10·4	9·6	7·7	5·2	4·7	5·1	4·5	4·2	2·3	3·2
<i>c.</i>	0·1	0	2·0	2·2	2·4	1·7	3·1	1·4	1·3	0·9
<i>f.</i>	9·5	10·4	10·3	12·6	12·9	13·2	12·4	14·4	16·4	15·9
<i>k.</i>	0·73	0·64	0·82	0·77	0·74	0·74	0·72	0·68	0·67	0·65
$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} J_{\text{UI}}$	<i>Fe</i>	4·6	5·1	3·9	4·2	4·6	4·7	4·0	4·2	3·4
	<i>Mg</i>	1·5	0·9	3·4	2·8	2·7	2·1	3·5	2·9	3·0
	<i>Ca</i>	3·9	4·0	2·7	3·0	2·7	3·2	2·5	2·9	3·6

Anmerkung. In die Zahlen für *Si* sind die für *Ti*, in jene für *Fe* die für *Mn* eingerechnet; es ist in

	<i>Ti</i>	<i>Mn</i>		<i>Ti</i>	<i>Mn</i>
1	0·2		18	1·5	
2	1·0	1·1	19	0·8	
4	0·5	0·2	20	0·4	
6	0·3	0·2	27	0·1	1·1
7	0·2		28	0·2	0·2
9	0·1		29	0·7	
10	0·4	0·4	31	1·5	
11	1·3		32	0·9	0·6
12	1·3	1·2	33		0·3
13	1·5		35	1·3	
14	0·1		37	0·5	0·8
15	1·4	1·5	38	1·1	0·6
16	1·2	0·8	39	2·3	0·3
17	1·8		40	3·5	0·2
			41	1·2	

Tabelle II.

Atomzahlen der Andesgesteine.

Rhyolith.

	1	2	3	4	5	6
<i>Si</i>	70·7	71·0	70·9	67·4	68·1	67·8
<i>Al</i>	15·3	14·5	15·5	14·7	14·8	14·5
<i>Fe</i>	1·2	1·4	1·3	3·1	2·1	2·6
<i>Mg</i>	0·2	0·1	0·1	0·4	1·5	0·9
<i>Ca</i>	0·8	0·9	0·8	1·4	2·2	2·3
<i>Na</i>	7·0	8·7	7·1	7·9	8·3	7·3
<i>K</i>	4·8	3·4	4·3	5·1	3·0	4·6
<i>a</i>	14·6	14·4	14·4	11·4	9·9	10·2
<i>c</i>	1·4	2·1	2·0	1·5	3·1	2·2
<i>f</i>	2·4	3·5	3·6	7·1	7·0	7·6
<i>Al</i> +	1·9	0·6	2·5	—	—	—
<i>k</i>	1·84	1·80	1·91	1·51	1·64	1·58
\int <i>Fe</i>	8·8	9·2	9·2	7·7	5·3	5·8
\int <i>Mg</i>	1·2	0·8	0·8	0·9	3·6	2·0
\int <i>Ca</i>	0	0	0	1·4	1·1	2·2

		Dazit.							
		7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Si</i>	.	66·7	63·8	63·6	64·0	60·0	61·6	59·5	60·7
<i>Al</i>	.	17·6	17·6	19·4	16·6	20·8	17·2	16·9	17·1
<i>Fe</i>	.	1·6	2·6	2·3	2·9	4·4	3·6	3·6	4·0
<i>Mg</i>	.	1·2	1·6	1·5	2·8	1·7	2·9	3·5	3·6
<i>Ca</i>	.	2·6	3·5	3·5	3·5	4·9	4·5	4·3	4·4
<i>Na</i>	.	7·6	8·2	7·1	6·9	6·7	8·3	8·9	7·3
<i>K</i>	.	2·7	2·7	2·6	3·3	2·4	1·9	3·3	2·9
<i>a</i>	.	9·8	8·2	7·9	7·2	5·9	6·4	7·0	6·0
<i>c</i>	.	4·9	5·2	5·8	4·5	6·3	4·3	2·7	4·0
<i>f</i>	.	5·3	6·6	6·3	8·3	7·8	9·3	10·3	10·0
<i>Al</i> +	.	2·1	—	2·44	—	1·58	—	—	—
<i>k</i>	.	1·72	1·46	1·77	1·48	1·37	1·37	1·18	1·31
$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \text{Al III}$	<i>Fe</i>	5·8	6·0	6·2	4·8	7·2	4·7	3·9	4·7
	<i>Mg</i>	4·2	3·7	3·8	4·6	2·8	3·9	3·9	4·2
	<i>Ca</i>	0	0·3	0	0·6	0	1·4	2·2	1·1

		Andesit.					
		15	16	17	18	19	20
<i>Si</i>	.	58·9	60·1	56·1	56·9	53·0	56·9
<i>Al</i>	.	17·9	18·2	17·4	17·3	19·9	17·2
<i>Fe</i>	.	3·9	4·8	5·0	5·1	6·0	5·4
<i>Mg</i>	.	4·6	1·5	4·0	5·1	4·9	5·1
<i>Ca</i>	.	4·8	6·9	5·7	5·3	7·1	6·4
<i>Na</i>	.	6·4	5·4	8·7	7·2	7·2	6·9
<i>K</i>	.	3·5	3·1	3·1	3·1	1·9	2·1
<i>a</i>	.	5·5	4·9	5·8	5·0	4·1	3·8
<i>c</i>	.	4·4	5·5	3·7	3·3	4·7	3·4
<i>f</i>	.	10·1	9·6	11·5	11·7	11·2	12·8
<i>k</i>	.	1·26	1·37	1·06	1·14	1·04	1·12
$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \text{Al III}$	<i>Fe</i>	4·2	5·7	4·2	4·3	4·8	5·1
	<i>Mg</i>	5·0	1·8	3·4	4·1	3·8	3·3
	<i>Ca</i>	0·8	2·5	2·4	1·6	1·4	1·6

Basalt.

	21	22	23	24	25	26	27
<i>Si</i>	53·5	50·2	50·2	53·2	49·6	44·7	48·2
<i>Al</i>	20·6	19·6	20·2	17·9	18·6	20·2	17·2
<i>Fe</i>	4·7	5·3	6·5	4·8	6·6	7·2	6·4
<i>Mg</i>	5·9	7·6	6·9	9·3	8·0	12·5	11·6
<i>Ca</i>	7·5	10·4	8·8	7·6	10·8	11·1	11·6
<i>Na</i>	6·9	5·2	6·5	5·3	4·2	4·1	4·6
<i>K</i>	0·9	1·6	0·9	1·9	2·2	0·3	0·4
<i>a</i>	3·5	3·5	2·9	2·8	2·3	1·3	1·6
<i>c</i>	5·9	4·8	4·5	4·2	4·2	4·8	4·1
<i>f</i>	10·6	12·7	12·6	13·0	13·5	13·9	14·3
<i>h</i>	1·12	1·0	0·99	1·09	0·98	0·86	0·92
$\left. \begin{array}{l} \text{In} \\ \text{Fe} \end{array} \right\}$	4·1	3·2	4·0	3·0	3·4	3·1	2·8
$\left. \begin{array}{l} \text{Mg} \\ \text{Ca} \end{array} \right\}$	5·1	4·5	4·2	5·7	4·1	5·5	5·0
$\left. \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Ca} \end{array} \right\}$	0·8	2·3	1·8	1·3	2·5	1·4	2·2

Analysenörter der Gesteine des böhmischen Mittelgebirges.

Ergussgesteine :

Gang- u. Tiefengesteine :

- Trachyt 1
- ⊕ Phonolith 2-6
- ⊕ phonolithischer Tephrit 7-10
- ⊕ basalt. Tephrit 11-16
- Augitit 17
- ⊕ Feldspat basalt 18-25
- ⊕ Magmabasalt 26
- ⊕ Nephelinbasalt 27-30
- Leucitbasalt 31

- Nephelinporphyr 32
- Tinguaitporphyr 33
- Gaultit 34
- ⊕ Essexit 35-36
- ⊕ Sodal. Aug. Syenit 37
- ⊕ Monchiquit 38-39
- Hazymophyr 40
- ⊕ Theratith 41

Analysenörter der Andes-Gesteine.

- Rhyolith 1-6
- ⊕ Dacit 7-14
- ⊕ Andesit 15-20
- Basalt 21-27

Das Zeichen + bedeutet Al. Überschuss

