I. ÜBER MINERALBESTAND UND STRUKTUR

DER

KRYSTALLINISCHEN SCHIEFER

VON

F. BECKE,
W. M. K. AKAD.

Mit 1 Textfigur.

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 7. MAI 1903.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die hier folgende Abhandlung ist die erste einer größeren Reihe von Publikationen, welche durch die von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften angeregte und subventionierte petrographische Untersuchung der krystallinen Gesteine der Zentralkette der Ostalpen veranlaßt wird. Sie hat den Zweck, die allgemeinen Ergebnisse über den Mineralbestand und die Struktur der krystallinen Schiefer darzulegen, die durch eine mehrjährige Beschäftigung mit den krystallinen Schiefern der Ostalpen und durch deren Vergleich mit anderen Gebieten, namentlich dem niederösterreichischen Waldviertel und dem Altvatergebirge, gewonnen wurden.

Der Form nach trägt der Autor, dessen Name unter dem Titel steht, die Verantwortung für den Inhalt derselben. Aber es soll ausgesprochen werden, daß die hier niedergelegten Gedanken und Vorschläge das Ergebnis eines intensiven Austausches und eingehender Diskussionen zwischen dem Verfasser und den Herren Prof. F. Berwerth in Wien und Prof. U. Grubenmann in Zürich sind. Es ist ganz unmöglich, anzugeben, was jedem einzelnen von uns an Urheberrechten zukommt; für die Form muß der Verfasser die Verantwortung übernehmen; der Inhalt ist unser gemeinsames geistiges Eigentum.

Diesem ersten allgemeinen Teil werden weitere folgen, welche sich beziehen auf die chemischen Verhältnisse, auf die in unseren Untersuchungen angewandten Untersuchungsmethoden und auf die Physiographie der einzelnen Mineralgemengteile.

Drei weitere Teile werden die geologische Detailbeschreibung der aufgenommenen Profile und zwar durch das Ost- und Westende der Hohen Tauern und eines durch die Ötztaler Masse sowie die Petrographie der auf diesen Profilen angetroffenen Gesteine enthalten.

Ein Schlußteil wird die Ergebnisse in geologischer und petrographischer Beziehung zusammenfassen.

Einleitung.

In dem Bericht über die VII. Tagung des internationalen Geologen-Kongresses in St. Petersburg findet sich ein interessanter Vorschlag, die Klassifikation der Gesteine betreffend.[1]

Maßgebend für die Klassifikation der Gesteine sollten sein die primären, bei der Bildung erworbenen Eigenschaften. Jedes ältere Gestein hat primäre, bei seiner Bildung entstandene und sekundäre, durch Diagenese oder Metamorphose erworbene Eigenschaften. Diese zu verschiedenen Zeiten entstandenen Charaktere können den Typus des Gesteines so verändern, daß die sekundären Eigenschaften wesentlich die primären akzessorisch erscheinen. Trotzdem bestimmen nur die primären Eigenschaften die Haupt-, gruppen des lithologischen Systems.

Da alle krystallinen Schiefer zu diesen veränderten Typen gehören, so fallen die krystallinen Schiefer als besondere Klasse der Gesteine weg und werden als veränderte bei ihren ursprünglichen Typen eingereiht.

Der Grundgedanke hat nicht nur bei der Tagung des Kongresses, wie aus dem Protokoll der betreffenden Sitzung zu ersehen ist, lebhaften Beifall gefunden, sondern ist auch von anderer Seite aufgenommen worden.[2]

Insoferne durch diese Auseinandersetzungen dargetan werden soll, daß es keine Formation krystalliner Schiefer gebe, wie es eine silurische oder eine Triasformation gibt, kann man ihnen unbedingt zustimmen; das ist, wie wir glauben, eine richtige Erkenntnis.

Was man mit den krystallinen Schiefern im System zu tun hat, das ist — wie alle Klassifikationsfragen — schließlich Sache der Zweckmäßigkeit und des Übereinkommens und soll uns in dieser Arbeit nicht beschäftigen.

Wohl aber soll hier die Ansicht vertreten werden, daß man unbeschadet der sonstigen Behandlung der krystallinen Schiefer im System eine Reihe von petrogenetischen Prozessen anerkennen muß, welche aus den ihnen unterworfenen Materialien krystalline Schiefer entstehen lassen.

Die Prozesse führen bei gegebenem Ausgangsmaterial, also bei gegebener chemischer Zusammensetzung gesetzmäßig zu bestimmten Mineralaggregaten in ganz bestimmter Struktur, liefern also ein »Gestein«, wenn man darunter einen selbständigen Teil der Erdrinde versteht, der durch einen besonderen geologischen Vorgang entstanden ist und eine bestimmte chemische und Mineralzusammensetzung darbietet.

Wir fassen daher den Begriff krystalliner Schiefer nicht als Bezeichnung einer geologischen Formation, welche die Unterlage der ältesten fossilführenden klastisch-sedimentären Formation bildet. Wir schrecken auch nicht davor zurück, ein Gestein als einen krystallinischen Schiefer zu bezeichnen, wenn sich durch irgendwelche Beobachtungen, sei es der Lagerungsform oder gewisser Strukturreste, wahrscheinlich machen läßt, daß das betreffende Gestein ursprünglich ein Eruptivgestein gewesen sei.

Wir sehen vielmehr das Hauptkriterium eines krystallinischen Schiefers in der Ausbildung einer gesetzmäßigen Mineralassoziation aus gegebenen Stoffen in einer bestimmten Struktur, die das Resultat eines geologischen Vorganges sind. Dieser geologische Vorgang, der ja in vieler Beziehung noch der Aufklärung bedarf, der selbst verschiedener Modifikationen fähig ist, kann dem Vorgang bei der Bildung eines

---

[1] Johannes Walther: Versuch einer Klassifikation der Gesteine auf Grund der vergleichenden Lithogenie. Comptes rendus des Internat. Geol. Kongr. VII. Session, St. Petersburg, S. 9—25.

[2] Vergl. z. B. Klockmann: Mineralogie, S. 255: Diesen Gesteinen (nämlich den krystallinen Schiefern) kommt im Grunde genommen keine Selbständigkeit neben den Erstarrungs- und Sedimentärgesteinen zu, sondern sie sind in diesen beiden Gruppen einzureihen.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Erstarrungsgesteines oder bei der Bildung eines Sedimentes als gleichwertig gegenübergestellt werden, gewiß aber nicht als gleichartig. Aber das ist auch gar nicht nötig, denn die geologischen Prozesse, die zur Bildung eines Sedimentgesteins oder eines Erstarrungsgesteins führen, sind ebensowenig gleichartig.

Auch diejenigen, welche der Auffassung Walthers zustimmen und die krystallinischen Schiefer ihrer Selbständigkeit in der Klassifikation berauben wollen, werden nicht umhin können, sich an verschiedenen Stellen ihres Systems der Gesteine mit jenen gesteinbildenden oder besser: gesteinformenden Vorgängen zu beschäftigen, die wir hier im Auge haben.

Im vorliegenden Teile unserer Arbeit wollen wir jene Prozesse insoweit behandeln, als sie sich im Mineralbestand und in der Struktur der krystallinen Schiefer äußern. Den Stoff betrachten wir vorläufig als gegeben und schieben daher auch die Frage der Herkunft des Stoffes sowie manche andere Frage zurück.

Neue Begriffe lassen sich leichter entwickeln, wenn man sie nach dem Moment der Analogie oder des Gegensatzes an bereits gewohnte und bekannte Begriffe anknüpft. Von dieser Beziehung soll hier Gebrauch gemacht werden, indem einerseits Ähnlichkeiten, anderseits die Unterschiede der krystallinen Schiefer aufgesucht werden gegenüber den in der petrographischen Bearbeitung weiter vorgeschrittenen Erstarrungsgesteinen.

Mineralbestand und Struktur der Erstarrungsgesteine.

In den Erstarrungsgesteinen krystallisieren die Gemengteile nacheinander in zum Teil übergreifenden Bildungsperioden aus dem Magma. Diese zeitliche Aufeinanderfolge der Bildung der Gemengteile ist für die Erstarrungsgesteine ebenso charakteristisch als ursächlich mit der ganzen Entstehung des Erstarrungsgesteins verknüpft. Von diesem Gesichtspunkt aus wird erst Mineralbestand und Struktur der Erstarrungsgesteine wissenschaftlich verständlich.[1]

Damit ist gesetzmäßig verbunden die Tatsache, daß nicht alle Gemengteile des Erstarrungsgesteins miteinander in chemischem Gleichgewicht stehen. Chemisches Gleichgewicht ist nur vorhanden zwischen den gleichzeitig sich abscheidenden Gemengteilen (den Bodenkörpern) und dem flüssigen Magmarest. Da im Laufe der Erstarrung die Zusammensetzung dieses Magmarestes nicht gleich bleibt, namentlich nicht das Verhältnis zwischen krystallisationsfähigen und gasförmig oder flüssig abgegebenen Bestandteilen (agents mineralisateurs), da während derselben häufig der Druck, stets die Temperatur sich ändert, sind die ersten Ausscheidungen mit den späteren oder gar mit dem letzten flüssigen oder flüchtigen Magmarest nicht im chemischen Gleichgewicht. Spuren davon sind in den bekannten Erscheinungen magmatischer Resorption und Korrosion oft genug zu erkennen. In der Regel werden aber die älteren Ausscheidungen wenigstens zum Teil durch Umhüllung diesen Einwirkungen entzogen oder die Zeit reicht nicht hin, um alle möglichen Reaktionen bis zu Ende durchzuführen, und es bleiben Reste der älteren Ausscheidungen neben den jüngsten magmatischen Erstarrungsprodukten erhalten. In diesem Sinne kann man sagen, daß in jedem Erstarrungsgestein Gemengteile vorhanden sind, die miteinander nicht im chemischen Gleichgewicht stehen, welche daher unter Umständen miteinander chemisch reagieren können.

Die allmähliche Veränderung der Krystallisationsbedingungen, wie sie nach Zusammensetzung des Magmarestes, nach Druck und Temperatur in jedem Erstarrungsgestein eintreten muß, findet häufig auffälligen Ausdruck in der isomorphen Schichtung, der Zonenstruktur der Mischkrystalle und es ist namentlich das Moment der im Lauf der Erstarrung sinkenden Temperatur in der Zusammensetzung der

---

[1] H. Rosenbusch: Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen. N. Jahrb. f. Min. 1882, II. 1. — J. P. Iddings. On the Crystallization of Igneous Rocks. Philos. Soc. of Washington Bull. Vol. XI, 65—113. 1889. — M. Lévy: Structures et Classification des roches eruptives. Paris, 1889.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

aufeinanderfolgenden Schichten der Mischkrystalle klar ausgesprochen: in den äußeren Schichten sind in der Regel die Bestandteile von niedrigerem Schmelzpunkt angereichert.[1]

Auch die Struktur der Erstarrungsgesteine ist in diesem Nacheinander der Bildungs- und Krystallisationsphasen begründet, mag sie nun als hypidiomorphkörnige (granitische oder ophitische) oder als eine der Porphyrstrukturen hervortreten. Immer sind ältere und jüngere Gemengteile zu unterscheiden und nach diesen Altersunterschieden richtet sich die mehr oder weniger vollkommene Entwicklung der Krystallform, der Idiomorphismus oder Automorphismus der Gemengteile. Auf diesen Strukturverhältnissen beruht die Ermittlung der Krystallisationsfolge, welche wieder für das Verständnis der Differentiationsvorgänge, der Spaltungen im Magma so bedeutungsvoll geworden ist.[2]

Chemisches Gleichgewicht bei krystallinen Schiefern.

Bei einem vollkommen entwickelten krystallinen Schiefer ist nun von allen diesen Dingen nichts zu bemerken.[3] Hier gibt es kein Nacheinander der Krystallisation der Gemengteile. Hier werden durch die alle Teile des Gesteins durchdringenden Lösungsmittel alle Gemengteile miteinander in Beziehung gebracht. Es gibt keinen Schutz vor den Angriffen des Magmas durch Umhüllung wie bei den Erstarrungsgesteinen, daher gibt es auch keine Bestandteile, die nicht miteinander in chemischem Gleichgewicht wären, die miteinander chemische Wechselwirkung eingehen könnten. Daher wohl die Erscheinung, daß so häufig bei Entwicklung eines krystallinen Schiefers aus einem Erstarrungsgestein die Erze und basische Silikate wie Olivin verschwinden. Diese ausgleichende Tendenz kommt nicht nur zwischen den Gemengteilen eines Gesteins zur Geltung, sondern auch an der Grenze von Gesteinskörpern, wenn diese miteinander reaktionsfähige Stoffe enthalten. Daher die Bildungen von Amphibolitlagen, wo körniger Kalk an Schiefergneise oder Glimmerschiefer angrenzt, die Bildung von Augitgneisen unter ähnlichen Verhältnissen.

Im krystallinen Schiefer ist alles aufeinander abgestimmt und jene auffallenden Zonenstrukturen welche zum Wesen und zur Charakteristik der Erstarrungsgesteine gehören, treten bei den krystallinen Schiefern zurück oder folgen dort, wo sie vorhanden sind, anderen Gesetzen.

Führt die Entwicklung der Erstarrungsgesteine zur Differentiation der Stoffe, so sind die Vorgänge bei Bildung krystalliner Schiefer im Gegenteil von der Art, daß vorhandene Unterschiede ausgeglichen und ein allgemeiner chemischer Gleichgewichtszustand angestrebt wird.

Die Mineralkombination der Erstarrungsgesteine und der krystallinen Schiefer sind bei gleicher chemischer Zusamensetzung nicht die gleichen.

Dabei ist zu berücksichtigen, daß bei den krystallinen Schiefern chemische Zusammensetzungen vorkommen, die bei den Erstarrungsgesteinen nicht bekannt sind. Es sind jene namentlich durch exzessiven Gehalt an Al und Fe bei mangelndem oder zurücktretendem Gehalt an Ca und Alkalien ausgezeichneten Gemenge, welche auf ursprüngliche Tonsedimente hinweisen, ferner die sehr einfachen Gesteine, die durch Überwiegen des Quarzgehaltes ausgezeichnet sind, endlich die durch starken Gehalt an Ca, Mg, Fe sich charakterisieren und ursprünglich carbonatreiche Gemenge darstellen.[4]

Wenn wir uns aber zunächst auf den Vergleich der Erstarrungsgesteine und der gleich oder ähnlich zusammengesetzten krystallinen Schiefer beschränken, so liegt zunächst einer der wichtigsten Unterschiede zwischen beiden Gruppen in den veränderten Löslichkeitsverhältnissen fester Lösungen.

---

[1] F. Becke: Über Zonenstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. Min. Petr. Mitt. XVII, 97 (1897). — Vergl. auch die Bemerkungen von Reinhard Brauns, ebenda 485, welche mich indessen von der Unrichtigkeit meiner Behauptung nicht überzeugen konnten. Die späteren Bestimmungen von Schmelzpunkten haben die Richtigkeit meiner Regel in vielen Fällen bestätigt.

[2] W. C. Brögger: Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania 1898: insbesonders Schlußbetrachtungen. 364.

[3] Vergl. H. Rosenbusch: Zur Auffassung des Grundgebirges. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1889. II. 81.

[4] H. Rosenbusch: Zur chemischen Auffassung des Grundgebirges. Min. Petr. Mitt. XII. (1891). 49.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Nach Analogie des Verhaltens von Flüssigkeiten ist vorauszusehen, daß bei der Erstarrungstemperatur molekulare homogene Mischungen bildungs- und bestandfähig sind, die es bei einer niedrigeren Temperatur nicht mehr sein werden. Bei niedriger Temperatur werden diese Mischungen die Tendenz haben zu zerfallen.

Wahrscheinlich liegt in den Anorthoklasen ein solcher Fall vor: Mir ist kein Beispiel von Anorthoklas in einem krystallinen Schiefer bekannt. Man findet immer perthitische Verwachsungen. Bei Temperaturen, die dem Erstarrungspunkt von vulkanischen Gesteinen entsprechen, dürfte K- und Na-Feldspat in erheblichem Grade homogen mischungsfähig sein. Ist die Mischung einmal gebildet und wird sie rasch abgekühlt, so bleibt sie erhalten wie eine stark unterkühlte Schmelze, die im amorphen Zutsand verharrt oder vielleicht noch besser: wie die unstabile Modifikation gewisser Substanzen erhalten bleibt, wenn sie rasch unter die Umwandlungstemperatur abgekühlt wird.

Bei längerem Verweilen in einer höheren Temperatur, die aber unter der Temperaturgrenze der völligen Mischbarkeit liegt, wird namentlich unter dem begünstigenden Einfluß von Wasser oder anderen Mineralisatoren der Zerfall in Mikroklin und Albit eintreten. Offenbar geschieht dies vielfach schon in den körnigen Massengesteinen, bei denen die Abkühlung langsam genug fortschreitet um das Gestein lange in dem Bereich der Umwandlungstemperatur verweilen zu lassen.

Ein anderer Fall, der in gleicher Weise zu deuten sein dürfte, betrifft den Titangehalt mancher Minerale. In den Uraliten gewisser Amphibolite, in den schilfigen und Faser-Hornblenden der Diorit-Amphibolite findet man häufig unzählige winzig kleine Titanit- oder Rutilmikrolithen, oft in solcher Zahl, daß sie die Durchschnitte der Hornblenden ganz undurchsichtig machen.

Berücksichtigt man, daß in den violetten und violettbraunen Augiten, in den braunen Amphibolen der Erstarrungsgesteine häufig ein merklicher Titangehalt nachweisbar ist, der nicht auf Einschlüsse, sondern auf eine in isomorpher Beimischung oder in fester Lösung vorhandene Titanverbindung zurückgeführt werden kann, daß dagegen derartige Augite und Hornblenden nie als typomorphe Gemengteile der krystallinen Schiefer auftreten, so liegt folgende Auffassung nahe: Bei der hohen Erstarrungstemperatur der Massengesteine war die isomorphe Mischung oder feste Lösung der Titanverbindung im Silikat bestandfähig, bei etwas niederer Temperatur zerfällt die molekulare homogene Mischung in ein inhomogenes Gemenge. Wird die homogene Mischung rasch unter die Umwandlungstemperatur abgekühlt, so kann sie sich unbegrenzt lang erhalten.

Auch hier scheint bereits bei den körnigen Massengesteinen (Gabbros) die Entmischung eintreten zu können, nur erfolgt sie in der Regel in anderer Form (Schillerisation Judds bei Diallag und Hypersthen der Gabbros).[1] Das Auftreten von mechanischen Gemengen von Rutil und Eisenglanz an Stelle des titanhaltigen Magneteisens der Erstarrungsgesteine darf ähnlich gedeutet werden.

Anmerkung. Derartige Vorkommnisse scheinen dafür zu sprechen, daß in den Gemengteilen der Gesteine unter gewissen Verhältnissen chemische Veränderungen platzgreifen können unter Erhaltung des Krystallgefüges. Diese Vorstellung ist vielleicht auf den ersten Blick etwas befremdlich. (E. Weinschenk: Grundzüge der Gesteinskunde I. 1902. Dynamometamorphismus. 134.) Aber sie verliert viel von ihrer Schwierigkeit, wenn wir bedenken, daß jede homoachse Pseudomorphose, wie z. B. die Bildung von Uralit nach Augit, die Entstehung von Chlorit aus Biotit unter Beibehaltung der Orientierung, die Entstehung von Iddingsit aus Olivin eigentlich ganz dasselbe Problem darstellen. Es sei hier auch noch erinnert an die Beobachtungen von Rinne über das Verhalten von Zeolithen bei Wasserverlust und bei Extraktion der Basen,[2] welche zeigen, daß ungemein tief einschneidende chemische Veränderungen ohne gänzliche Zerstörung des Krystallgefüges vor sich gehen können. Es wird daher auch unter anderem die Entstehung von Zoisit oder Klinozoisitsäulchen und Glimmerschüppchen in einem Pagioklasindividuum, welches hiebei einen Teil seines Anorthitgehaltes abgibt und sich unter Erhaltung des Krystallgefüges in einen an Anorthitsubstanz ärmeren Plagioklas verwandelt, nicht mehr als ganz undenkbar erscheinen. Allerdings muß man dann auch weiter annehmen, daß das Krystallgefüge für Wasser (oder die Elemente des Wassers) in etwas durchlässig sei. Diese Fähigkeit ist allerdings bei normaler Temperatur kaum nachweisbar, obgleich darauf gerichtete Versuche, wie es scheint, noch nie unternommen worden sind. Anders mag aber die Sache bei höherer Temperatur stehen.

---

[1] Quart. Journ. Geol. Soc. XLI. (1885). 374—389. — Mineral. Magaz. VII. (1886). 81.

[2] Die Lockerung des Krystallgebäudes von Zeolithen unter dem Einfluß von Salzsäure. Zentralbl. f. Min. etc. 1902. Nr. 19.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Viele Metalle sind bei hoher Temperatur für Gase durchlässig, z. B. Platin für die Verbrennungsgase der Leuchtgasflamme, Eisen für Kohlenoxyd. Daß Glas für Wasser duchlässig sei, geht aus den berühmten Versuchen Daubrées hervor.

Es würde mir gar nicht undenkbar erscheinen, daß der kleine, wenige Zehntel Prozent betragende Wassergehalt, den viele an tadellosem Material ausgeführte Mineralanalysen ergeben, auf einer beschränkten Durchdringbarkeit der Krystallsubstanz für Wasser beruhte und daß dieser so häufig in keine Formel zu bringende kleine Wassergehalt nach Art einer festen Lösung in der Krystallsubstanz enthalten sei.

Chemisch-physikalisch läßt sich das Vorkommen der erwähnten homogenen molekularen Mischungen in den Erstarrungsgesteinen und ihr Fehlen in den krystallinen Schiefern so auffassen, daß beim Übergang aus dem magmatischen Zustand in den starren häufig nicht sofort der definitive stabile Zustand erreicht wird, sondern zuerst ein nächstliegender, gewissermaßen provisorischer, vom magmatischen Zustand aus am leichtesten erreichbarer,[1] der dann erst später dem stabilsten weicht.

Vielleicht läßt sich in ähnlichem Sinne auch das Fehlen der Minerale der Leucitgruppe und der Sodalithgruppe bei krystallinen Schiefern deuten, obwohl für das Fehlen dieser Minerale auch noch andere Ursachen angegeben werden können, die im nächsten Kapitel zu besprechen sind.

Das Volumgesetz.

Ein wichtiges Gesetz für die mineralische Ausbildung der krystallinen Schiefer ist das Volumgesetz, wonach sich in ihnen die Stoffe zu jenen Verbindungen zusammenfinden, welche das kleinste Volumen einnehmen.[2]

Dieses Volumgesetz spricht sich klar aus, wenn man miteinander vergleicht den Mineralbestand eines Erstarrungsgesteins mit dem eines krystallinen Schiefers von gleicher chemischer Zusammensetzung. Es läßt sich dann eine chemische Gleichung aufstellen, welche auf der einen Seite die Verbindungen des Erstarrungsgesteins, auf der anderen Seite jene des entsprechenden krystallinen Schiefers enthält. Addiert man die Molekularvolumina auf beiden Seiten, so tritt der Unterschied deutlich hervor, die im krystallinen Schiefer auftretenden Verbindungen haben das kleinere Volumen.

Um diese Vergleiche durchzuführen, wurden die Molekularvolumina der wichtigsten Gesteinselemente berechnet und in folgender Tabelle zusammengestellt. Die Berechnung erfolgte auf Grund der vertrauenswürdigsten Analysen und spezifischen Gewichtsbestimmungen. Jede solche Tabelle wird verbesserungsfähig erscheinen und so sollen auch die hier mitgeteilten Zahlen nur als vorläufige gelten.[3]

Große Schwierigkeiten liegen darin, daß sehr viele Analysen ausgeführt wurden, ohne daß das spezifische Gewicht zur Ermittlung gelangte, bei vielen Bestimmungen des letzteren fehlt wieder die Kenntnis der Zusammensetzung.

Große Schwierigkeiten bieten ferner die isomorphen Mischungen. In vielen Mineralgruppen kennt man die einfachen Verbindungen nicht in reinem Zustande; es muß also die Zusammensetzung und das spezifische Gewicht der Mischungen zur Berechnung des Molekularvolums verwendent werden.

---

[1] Ein metastabiler Zustand (Ostwald: Lehrbuch der allgem. Chemie, 2. Aufl., II. 516).

[2] Die Regel, welche hier als Volumgesetz bezeichnet wird, wurde zuerst publiziert von R. Lepsius: Geologie von Attika, Berlin 1893. Unabhängig von dieser Publikation wurde sie Anfang 1895 gefunden, ausgesprochen und für die Umwandlung von Anorthit, Orthoklas und Wasser in Zoisit, Glimmer und Quarz in Form einer chemischen Gleichung dargestellt vom Verfasser (Anzeiger der kais. Akad. d. Wiss. Wien, 1896. 13, und Neues Jahrb. f. Min. etc. 1896, II. 182). Wiederum unabhängig von beiden fand dieselbe Regel A. Heim (Festschr. der Naturf. Gesellschaft in Zürich, 1746—1896. 2. Teil. 354 [1896]). Es ist übrigens recht fraglich ob einer von den drei Genannten das Verdienst hat, das Volumgesetz zuerst gefunden zu haben. Als ich im Jahre 1895 die Beziehung Rosenbusch brieflich mitteilte, war sie ihm schon bekannt und von einem Freund wurde mir mitgeteilt, daß schon lange vorher Rosenbusch in Vorlesungen die Tatsache betont hatte, daß von mehreren heteromorphen Mineralen in den krystallinen Schiefern immer das schwerste auftrete (Disthen, Rutil).

[3] Vergl. Loewinson-Lessing: Studien über die Eruptivgesteine (Compte rendu de la VII session du Congres Geologique International, Russie 1897. St. Petersburg 1899.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Dabei wurde so verfahren: Bezeichnet M_1, M_2, M_3 . . . das Molekulargewicht der in der Mischung vorhandenen einfachen Verbindungen, m_1, m_2, m_3 . . . (deren Summe = 100) die molekularen Mengen, in denen sie vorhanden sind, so ist das mittlere Molekulargewicht der Mischung gleich der Zahl $(m_1 M_1 + m_2 M_2 + m_3 M_3) : 100$ und dieses, dividiert durch das spezifische Gewicht der Mischung, gibt dann ihr mittleres Molekularvolum. Offenbar setzt diese Art der Berechnung voraus, daß die einfachen Verbindungen atomistisch gleichartig sind. Sie ist daher nicht anwendbar in jenen Fällen, wo isomorhpe Mischungen atomistisch ungleichartiger Verbindungen angenommen werden.

Ist die Anzahl der sich mischenden einfachen Verbindungen sehr groß, so führt zweckmäßiger folgende Art der Rechnung zum Ziel, wenn sich die Mischungen auf eine allgemeine Formel mit einer geringen Anzahl von Gliedern zurückführen lassen; ich nehme als Beispiel eine Granatanalyse, welche auf die allgemeine Formel $3\,SiO_2\ R_2O_3\ 3\,RO$ zurückgeführt werden kann. Besteht R_2O_3 aus Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3 und sind die Molekularzahlen dieser Stoffe m_1, m_2, m_3, ferner RO aus MgO, FeO, CaO und die Molekularzahlen n_1, n_2, n_3, so berechnet man das fiktive mittlere Molekulargewicht der R_2O_3:

$$m_0 = \frac{m_1 Al_2O_3 + m_2 Fe_2O_3 + m_3 Cr_2O_3}{m_1 + m_2 + m_3}$$

und das der RO:

$$3\,n_0 = \frac{n_1 MgO + n_2 FeO + n_3 CaO}{n_1 + n_2 + n_3}.$$

Das in die Formel $v = \frac{m}{s}$ einzusetzende Molekulargewicht ist dann: $m = 3 \times 60{\cdot}4 + m_0 + 3\,n_0$. Der Vorteil dieser Art der Berechnung liegt darin, daß man nicht genötigt ist, eine willkürliche Verteilung sämtlicher RO auf sämtliche R_2O_3 auszurechnen. Welche von den beiden Rechnungsarten, die im Resultat gleichartig sind, anzuwenden sei, muß nach dem einzelnen Fall beurteilt werden.

Bei isomorphen Reihen kann man die Beobachtung machen, daß sich bei Änderung des Mischungsverhältnisses das mittlere Molekularvolum gesetzmäßig ändert. Auffallend ist namentlich die Vergrößerung des Molekularvolums, welche eintritt, wenn Al''' durch Fe''' ersetzt wird. Auch bei Vikarieren von Mg'' und Fe'' entspricht den eisenreicheren Mischungen ein höheres Molekularvolum. Durch graphische Extrapolation läßt sich bei zwei Endgliedern aus einer größeren Anzahl von Mischungen das wahrscheinliche Molekularvolumen der einfachen Verbindungen ermitteln. Bei komplizierteren Mischungen würde die Durchführung einer Rechnung erforderlich sein. Vorläufig fehlt es noch sehr an brauchbarem Material für solche Untersuchungen.

Manche der hier angeführten Vergleiche lassen sich nur anstellen unter der Annahme, daß dem Gestein Wasser und Kohlensäure zugeführt wurde. In vielen Fällen ist trotz dieser Stoffaufnahme das Volumen der Gemengteile des Schiefers kleiner als das des Erstarrungsgesteins. In anderen Fällen muß man das Volumen des Wassers und der Kohlensäure in Rechnung ziehen, wenn nämlich die Menge der aufgenommenen Stoffe beträchtlich wird. In diesen Fällen ist für das Molekularvolum das Wasser H_2O 18 für das der Kohlensäure CO_2 56 in Rechnung gestellt. Diese Zahlen sind jedenfalls zu klein; sie würden für die Temperatur der Erdoberfläche gelten; die Bildungstemperaturen liegen wohl in allen betrachteten Fällen wesentlich höher und es sollte dementspechend ein höheres Volumen angesetzt werden.[1]

Pyrit und Markasit.

Molekulargewicht FeS_2 = 120·12.

Spezifisches Gewicht: Pyrit 5·185 nach Zepharovich (Tschermak: Lehrbuch, 335)

---

[1] Beim kritischen Punkt (358°C., 200 Atmosphären Druck) ist die Dichte des Wassers 0·429, daher das Volumen 42. Für Kohlensäure ist die Dichte im kritischen Punkt (30·9° C, 77 Atmosphären Druck) 0·45, das Volumen 98.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Spezifisches Gewicht: Markasit 4·76 (Mittel der Angaben 4·678 bis 4·847 bei Dana).
Molekularvolum: Pyrit 23·2, Markasit 25·4.

Magnetkies.

Molekulargewicht $FeS = 88·06$.
Spezifisches Gewicht 4·6.
Molekularvolum 19·1.

Brucit.

Molekulargewicht $MgO_2H_2 = 58·38$ (FeO_2H_2 als Beimengung 90).

Nach Haidinger ist das spezifische Gewicht 2·35. Hieraus folgt das Molekularvolum 24·8. Brucit von Orenburg (Analyse von Beck, Dana, 5th ed., 176, Nr. 10), enthält 1·2 Gewichtsprozent Carbonat. Das spezifische Gewicht ist 2·376. Unter Berücksichtigung des Gehaltes von 1·2 Gewichtsprozent Magnesit von dem spezifischen Gewicht 3·0 ist das Gewicht des reinen Minerales 2·372. Nach der Analyse enthält das Mineral 98·3 Molekularprozent MgO_2H_2, 1·7 Molekularprozent FeO_2H_2. Hieraus ergibt sich das mittlere Molekulargewicht 58·9 und hieraus das Molekularvolum 24·8, übereinstimmend mit der Angabe von Haidinger.

Diaspor.

Molekulargewicht $Al_2H_2O_4 = 120·22$.
Spezifisches Gewicht 3·303 (Löwe, Diaspor von Schemnitz; Dana, 5th ed., p. 109, Nr. 5).
Molekularvolum 36·4.

Korund.

Molekulargewicht $Al_2O_3 = 102·2$.

Spezifisches Gewicht (J. Lawrence Smith, Saphir, Indien; Dana, 5th ed., 139, Nr. 1): 4·06. Unter Berücksichtigung von 1·89 Gewichtsprozent Magnetit ($s = 5·17$) und 0·80 Kieselsäure (Quarz, $s = 2·65$) berechnet sich das spezifische Gewicht zu 4·057. Hieraus folgt das Molekularvolum 25·2.

Periklas.

Molekulargewicht $MgO = 40·36$.

Nach der Analyse von Damour (Dana, 5th ed., 134, Nr. 3) enthält Periklas vom Vesuv 96·4 Molekularprozent MgO, 3·6 Molekularprozent FeO. Hieraus mittleres Molekulargewicht 41·5 und aus dem spezifischen Gewichte = 3·674 folgt das Molekularvolum 11·3.

Quarz.

Molekulargewicht $SiO_2 = 60·4$.
Spezifisches Gewicht 2·653 (Schaffgotsch nach Tschermak, Min., 374).
Molekularvolum 22·8.

Tridymit.

Spezifisches Gewicht 2·3.
Molekularvolum 26·3.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Zirkon.

Molekulargewicht $ZrSiO_4 = 183 \cdot 0$.
Spezifisches Gewicht für schweren Zirkon $4 \cdot 7$ (für leichten Zirkon $4 \cdot 2$).
Molekularvolum **38·9** ($43 \cdot 6$).

Rutil.

Molekulargewicht $TiO_2 = 80 \cdot 1$.
Spezifisches Gewicht $4 \cdot 2$.
Molekularvolum **19·1**.

Anatas.

Molekulargewicht $TiO_2 = 80 \cdot 1$.
Spezifisches Gewicht $3 \cdot 89$ (Mittel der von $3 \cdot 82$ bis $3 \cdot 95$ schwankenden Angaben).
Molekularvolum **20·6**.

Brookit.

Molekulargewicht $TiO_2 = 80 \cdot 1$.
Spezifisches Gewicht $4 \cdot 1$ (beiläufiges Mittel der etwas schwankenden Angaben).
Molekularvolum **19·5**.

Zinnstein.

Molekulargewicht $SnO_2 = 150 \cdot 5$.
Spezifisches Gewicht $6 \cdot 844$ (nach Forbes, Tschermak, Min., 385).
Molekularvolum **22·0**.

Hämatit.

Molekulargewicht $Fe_2O_3 = 160$.
Spezifisches Gewicht $5 \cdot 285$ (nach Wülfing, Min. Petr. Mitt. XV, S. 73).
Molekularvolum **30·3**.

Ilmenit.

Molekulargewicht $FeTiO_3 = 152 \cdot 1$ ($MnTiO_3 = 151 \cdot 1$, $MgTiO_3 = 120 \cdot 36$, $Fe_2O_3 = 160$).

Titaneisen von Ingelsberg (Rammelsberg, Dana, 5th ed., 144, Nr. 23): $s = 4 \cdot 689$. Besteht nach der Analyse aus $53 \cdot 2$ $FeTiO_3$, $6 \cdot 1$ $MnTiO_3$, $4 \cdot 1$ $MgTiO_3$, $1 \cdot 7$ Fe_2O_3. Hieraus folgt mittleres Molekulargewicht $150 \cdot 1$ und Molekularvolum **32·0**.

Titaneisen von Warwick (Rammelsberg, ebenda, Nr. 24): $s = 4 \cdot 313$, $4 \cdot 293$, Mittel $4 \cdot 303$. Enthält: $37 \cdot 2$ $FeTiO_3$, $1 \cdot 3$ $MnTiO_3$, $34 \cdot 3$ $MgTiO_3$. Mittleres Molekulargewicht 137. Molekularvolum **31·9**.

Titaneisen von Ilmen (Rammelsberg, ebenda, Nr. 25), $s = 4 \cdot 81$, $4 \cdot 873$, Mittel $4 \cdot 841$. Enthält: $50 \cdot 7$ $FeTiO_3$, $3 \cdot 8$ $MnTiO_3$, $1 \cdot 5$ $MgTiO_3$, $8 \cdot 9$ Fe_2O_3. Mittleres Molekulargewicht $152 \cdot 1$. Molekularvolum: **31·4**.

Mittel der drei Berechnungen: **31·7**.

Magnetit.

Molekulargewicht $Fe_3O_4 = 232$.
Spezifisches Gewicht nach Kenngott $5 \cdot 168$ bis $5 \cdot 180$; Mittel $5 \cdot 174$.
Hieraus Molekularvolum **44·8**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Chromit.

Molekulargewicht $FeCr_2O_4 = 224 \cdot 2$.

Spezifisches Gewicht 4·568 nach Garett, Chromit von Texas (Dana, 5th ed., 153, Nr. 13). Dieses Mineral enthält nach der Analyse 93·16 $FeCr_2O_4$ (224·2), 0·59 $FeFe_2O_4$ (232), 7·15 $NiFe_2O_4$ (234·7). Hieraus mittleres Molekulargewicht 226·9 und Molekularvolum **49·7**.

Spinell.

Edler Spinell $MgAl_2O_4 = 142 \cdot 6$.
Spezifisches Gewicht 3·52.
Molekularvolum **40·6**.

Hercynit $FeAl_2O_4 = 174 \cdot 2$.
Spezifisches Gewicht 3·91 bis 3·95, Mittel 3·93.
Molekularvolum **44·4**.

Rhomboëdrische Carbonate.

Nach Tschermak, Min. Petr. Mitt., IV, S. 120. 1881.

		Molekularvolum
Calcit	$CaCO_3$	36·77
Magnesit	$MgCO_3$	27·85
Dolomit	$CaMgC_2O_6$	64·67
Siderit	$FeCO_3$	29·53
Manganspat	$MnCO_3$	31·05
Zinkspat	$ZnCO_3$	28·81

Olivingruppe.

Forsterit.

Forsterit vom Vesuv enthält nach Analyse Rammelsbergs (Dana, 5th ed., 255, Nr. 1) 97·8 Molekularprozent Mg_2SiO_4 (141·1) und 2·2 Molekularprozent Fe_2SiO_4 (204·4). Hieraus mittleres Molekulargewicht 142·6. Spezifisches Gewicht 3·243. Hieraus Molekularvolum **43·9**.

Olivin.

Olivin vom Ätna enthält nach Analyse von Sartorius v. Waltershausen (Dana, 5th ed., 255, Nr. 13) 89·3 Molekularprozent Mg_2SiO_4, 10·7 Molekularprozent Fe_2SiO_4. Hieraus mittleres Molekulargewicht 147·9. Spezifisches Gewicht 3·334. Folglich Molekularvolum **44·4**.

Olivin von Jan Mayen nach Scharitzer (Jahrb. k.k. geol. R. A. 34, 707, 1884), 88·8 Molekularprozent Mg_2SiO_4, 11·2 Molekularprozent Fe_2SiO_4. Spezifisches Gewicht 3·294. Molekularvolum **45·0**.

Fayalit.

Fayalit von Rockport; nach Penfield u. Forbes, Am. Journ. Sc. 1896, Nr. 2, reines Fe Mn-Silikat. Spezifisches Gewicht 4·318. Molekularvolum **47·3**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hortonolith.

Hortonolith von Monroe, Orange Co. N. Y. nach Penfield u. Forbes, l. c., Fe_2SiO_4 61·5 Molekularprozent, Mn_2SiO_4 (202·4) 6·0 Molekularprozent, Mg_2SiO_4 32·5 Molekularprozent. Mittleres Molekulargewicht 184·2. Spezifisches Gewicht 4·038. Molekularvolum **45·6**.

Monticellit.

Monticellit vom Vesuv. Analyse von Rammelsberg (Dana, 5th ed., 256) gibt die Zusammensetzung $MgCaSiO_4$ (156·8) 89 Molekularprozent, $FeCaSiO_4$ (188·4) 11 Molekularprozent. Hieraus mittleres Molekulargewicht 159·9. Spezifisches Gewicht 3·119 bis 3·245, Mittel 3·182. Molekularvolum **50·3**.

Monticellit (Batrachit). Analyse von Rammelsberg (Dana, 5th ed., 256). $MgCaSiO_4$ 93·1 Molekularprozent, $FeCaSiO_4$ 6·9 Molekularprozent. Mittleres Molekulargewicht 158·9. Spezifisches Gewicht 3·033. Molekularvolum **52·3**.

Monticellit von Arkansas, Magnet Cove. Penfield und Forbes, Am. Journ. Sc. 1896, I, Nr. 2. $FeCaSiO_4$ 10·8 Prozent, $MnCaSiO_4$ (187·4) 3·8 Prozent, $MgCaSiO_4$ 85·4 Prozent. Spezifisches Gewicht 3·035. Molekularvolum **53·1**.

Mittel der drei Berechnungen **51·9**.

Pyroxen-Amphibolgruppe.

Wollastonit.

Molekulargewicht $CaSiO_3$ = 116·4.
Spezifisches Gewicht 2·8.
Molekularvolum **41·5**.

Bronzitreihe.

Enstatit, Stempel bei Marburg. Analyse von Köhler (Dana, 5th ed., 209, Nr. 5) besteht aus:

4·9%	$MgCaSi_2O_6$	217·2
1·4	$MgAl_2SiO_6$	203·0
0·5	$Mn_2Si_2O_6$	262·8
10·0	$Fe_2Si_2O_6$	264·8
82·3	$Mg_2Si_2O_6$	201·6
100·0		

Hieraus mittleres Molekulargewicht 209·3. Spezifisches Gewicht 3·241. Molekularvolum **64·6**.

Bronzit Ultental. Analyse von Köhler (Dana, 5th ed., 209, Nr. 6) besteht aus:

8·5%	$MgCaSi_2O_6$
4·3	$MgAl_2SiO_6$
0·9	$Mn_2Si_2O_6$
12·8	$Fe_2Si_2O_6$
73·5	$Mg_2Si_2O_6$

Hieraus mittleres Molekulargewicht 212·9. Spezifisches Gewicht 3·258. Molekularvolum **65·4**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hypersthen, St. Paul. Analyse von Damour (Dana, 5th ed., 210, Nr. 1) führt auf:

12·5%	$CaMgSi_2O_6$
0·8	$MgAl_2SiO_6$
5·3	$FeFe_2SiO_6$
25·7	$Fe_2Si_2O_6$
2·2	$Mn_2Si_2O_6$
53·5	$Mg_2Si_2O_6$

Hieraus mittleres Molekulargewicht 225·9. Spezifisches Gewicht 3·392. Molekularvolum 66·6.

Die Zahlen für das Molekularvolum zeigen ein regelmäßiges Ansteigen mit dem Gehalt an $Fe_2Si_2O_6$. Rechnet man $Mn_2Si_2O_6$ zu $Fe_2Si_2O_6$ hinzu, ebenso $FeFe_2SiO_6$, ferner die anderen Glieder zu $Mg_2Si_2O_6$, so ergibt sich abgerundet:

	Stempel	Ultental	St. Paul
$Mg_2Si_2O_6$	88·6	86·3	66·8
$Fe_2Si_2O_6$	11·4	13·7	33·2
Molekularvolum	64·6	65·4	66·6

Die graphische Ausrechnung ergibt für die beiden Endglieder die Molekularvolumina:

$Mg_2Si_2O_6$	64·0
$Fe_2Si_2O_6$	72·5

Monokline Pyroxene.

Diopsid (Salit), Albrechtsberg (E. v. Bamberger, Min. Mitt. 1877, S. 273). Die Analyse läßt sich unter Vernachlässigung der kleinen Al_2O_3-Menge berechnen zu 98·3% $MgCaSi_2O_6$ (217·2), 1·7% $FeCaSi_2O_6$ (248·8). Mittleres Molekulargewicht 217·7. Spezifisches Gewicht 3·167. Molekularvolum 68·8.

Diopsid, Dekalb (Dana, 6th ed., 359, Nr. 8). Besteht aus 2·4 $NaAlSi_2O_6$ (202·9), 3·4% $FeCaSi_2O_6$ (248·8), 94·2% $MgCaSi_2O_6$ (217·2). Mittleres Molekulargewicht 218·0. Spezifisches Gewicht 3·287. Molekularvolum 66·3.

Diopsid, Achmatowsk (Hermann, Dana, 5th ed., 217, Nr. 4). Besteht aus 92·3% $CaMgSi_2O_6$ 6% $CaFeSi_2O_6$, 1·7% $MnMgSi_2O_6$ (232·2). Mittleres Molekulargewicht 219·4. Spezifisches Gewicht 3·28. Molekularvolum 66·9.

Diopsid, Achmatowsk (Doelter, Min. Petr. Mitt. I, 50). Kann folgendermaßen berechnet werden: 85·3% $MgCaSi_2O_6$, 11·8% $FeCaSi_2O_6$, 2·1% $CaAl_2SiO_6$ (218·6), 0·8% $MgFe_2SiO_6$ (260·8). Mittleres Molekulargewicht 223·3. Spezifisches Gewicht 3·169. Molekularvolum 70·4.

Diopsid, Nordmarken (Doelter, Min. Petr. Mitt. I, 60). Die Analyse gibt: 57% $FeCaSi_2O_6$ 41·5% $MgCaSi_2O_6$, 1·1% $MgFe_2SiO_6$, 0·4% $MgAl_2SiO_6$. Mittleres Molekulargewicht 235·6. Spezifisches Gewicht 3·311. Molekularvolum 71·2.

Hedenbergit, Arendal (Wolff, Dana, 5th ed., 217, Nr. 2). Die Analyse führt auf 95·7% $CaFeSi_2O_6$, 4·3% Ca_2SiO_6 (232·8). Das mittlere Molekulargewicht ist 248·1. Spezifisches Gewicht 3·467. Molekularvolum 71·6.

Fassait (Doelter, Min. Mitt. 1877, 288) besteht aus 73·1% $MgCaSi_2O_6$, 6·3% $FeFe_2SiO_6$ (292·4), 20·6% $CaAl_2SiO_6$. Mittleres Molekulargewicht 222. Spezifisches Gewicht 2·979. Molekularvolum 74·5.

Augit, Bufaure (Doelter, Min. Mitt. 1877, 287). Die Analyse führt auf folgende Verbindungen: 60·8% $CaMgSi_2O_6$, 18·7% $FeCaSi_2O_6$, 11·1% $MgAl_2SiO_6$, 5·1% $FeFe_2SiO_6$, 4·3% $MgMgSi_2O_6$. Mittleres Molekulargewicht 224·7. Spezifisches Gewicht 3·299. Molekularvolum 68·2.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Omphacit aus Eklogit, Ötztal (Hezner, Min. Petr. Mitt. XXII). Die Berechnung der Analyse führt auf folgende Zusammensetzung: 49·7% $MgCaSi_2O_6$, 4·0% $FeCaSi_2O_6$, 5·3% $MgAl_2SiO_6$, 4·4% $CaFe_2SiO_6$, 32·2% $NaAlSi_2O_6$ (202·9), 4·4% $KAlSi_2O_6$ (219·0). Mittleres Molekulargewicht 215·5. Spezifisches Gewicht 3·33. Molekularvolum 64·8.

Akmit, Rundemyr (Doelter, Min. Petr. Mitt. I, 381). Die Analyse kann so gedeutet werden: 89% $NaFeSi_2O_6$ (231·8), 6% $FeFe_2SiO_6$ (292·4), 3·7% $FeAl_2SiO_6$ (234·4), 1·3% $MnCaSi_2O_6$ (247·8). Mittleres Molekulargewicht 235·7. Spezifisches Gewicht 3·52. Molekularvolum 67·0.

Jadeit, China (Damour, Dana, 5th ed.). Die Analyse führt auf folgende Zahlen: 89·1% $NaAlSi_2O_6$ (202·9), 5·6% $MgCaSi_2O_6$ (217·2), 4·7% $FeCaSi_2O_6$ (248·8), 0·6% $MgAl_2SiO_6$ (203·0). Hieraus mittleres Molekulargewicht 205. Spezifisches Gewicht 3·34. Molekularvolum 61·4.

Die Zahlen zeigen, daß das Molekularvolum monokliner Augite beträchtlich schwankt. Zunahme der Fe-haltigen Silikate bedingt eine Vergrößerung des Molekularvolums. Bemerkenswert ist der kleine Wert des Jadeit, der sich auch auf den Omphacit überträgt. Bemerkenswert ist auch der hohe Wert bei dem Kontaktmineral Fassait. Für Diopsid kann man als runde Mittelzahl 68 nehmen, für reinen Hedenbergit 72.

Rhombischer Amphibol.

Anthophyllit, Franklin (Penfield, Am. Journ. Sc. 1890, *40*, 394). Die Analyse führt zu folgender Mischung:

72·7%	$Mg_4Si_4O_{12}$	403·2
15·9	$Fe_4Si_4O_{12}$	529·6
0·4	$Mn_4Si_4O_{12}$	525·6
1·7	$CaMg_3Si_4O_{12}$	418·8
1·3	$Mg_2Al_4Si_2O_{12}$	421·6
8	$H_8Si_4O_{12}$	313·6

Hieraus mittleres Molekulargewicht 418. Spezifisches Gewicht 3·093. Molekularvolum 135·0. Ohne Rücksicht auf den Wassergehalt, wobei SiO_2 im Überschuß unberücksichtigt bleibt, ergibt sich mittleres Molekulargewicht 427, Molekularvolum 138.

Monokline Amphibole.

Tremolit, Campo longo (Berwerth, Sitzungsb. kais. Akad., Wien *85* [1], 153—187).
Die Analyse liefert folgende Zahlen:

83·6%	$CaMg_3Si_{14}O_{12}$	418·8
0·4	$CaFe_3Si_4O_{12}$	513·6
4·1	$Ca_4Si_4O_{12}$	465·6
1·2	$Mg_2Al_4Si_2O_{12}$	406·0
10·7	$H_8Si_4O_{12}$	313·6
100·0		

Hieraus mittleres Molekulargewicht 409·5. Spezifisches Gewicht 3·027. Molekularvolum 135·0. Ohne Wassergehalt berechnet, ist das mittlere Molekulargewicht 421·1. Molekularvolum 139·1.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Aktinolith, Zillertal (Rammelsberg). Die Analyse liefert folgende molekulare Zusammensetzung, wobei jedoch der Wassergehalt kleiner angenommen wird:

83·8%	$Mg_3CaSi_4O_{12}$
8·6	$Fe_3CaSi_4O_{12}$
4·0	$Ca_4Si_4O_{12}$
3·6	$H_8Si_4O_{12}$

Hieraus folgt das mittlere Molekulargewicht 425. Spezifisches Gewicht 3·067 nach Goldschmidt. Molekularvolum **138·6**. Ohne Rücksicht auf den Wassergehalt ist das Molekulargewicht 429·1, das Molekularvolum 139·9.

Gemeine grüne Hornblende aus Amphibolit, Umhausen (Hezner, Min. Petr. Mitt. XXII). Die Analyse führt auf folgende molekulare Zusammensetzung:

34·6%	$CaMg_3Si_4O_{12}$
17·2	$CaFe_3Si_4O_{12}$
20·2	$CaMg_2Al_4Si_2O_{12}$
5·6	$CaMgFe_4Si_2O_{12}$
17·4	$Na_2Al_2Si_4O_{12}$
5·0	$K_2Al_2Si_4O_{12}$.

Mittleres Molekulargewicht 462. Spezifisches Gewicht 3·29. Molekularvolum **140·5**.

Glaukophan, Zermatt, Analyse von Bodewig (Dana, App. 3, 52). Die Analyse läßt sich folgendermaßen berechnen (sie gibt indessen bei dieser Berechnung einen beträchtlichen Überschuß von Kieselsäure):

50·5%	$Na_2Al_2Si_4O_{12}$
29·6	$Mg_4Si_4O_{12}$
5·3	$CaMg_3Si_4O_{12}$
11·6	$CaFe_3Si_4O_{12}$
3·0	$Mg_2Fe_4Si_2O_{12}$.

Hieraus ergibt sich: Molekulargewicht im Mittel 421·6. Spezifisches Gewicht 3·091. Molekularvolum **136·4**.

Sehr viele Hornblenden haben einen beträchtlich geringeren Si-Gehalt. Die Berechnung dieser Hornblendeanalysen ist noch sehr hypothetisch, daher auf dieselben hier nicht eingegangen werden soll. Auch hier zeigt sich übrigens eine merkliche Zunahme des Molekularvolums mit dem Eisengehalt. Ferner ist die relative Abnahme des Molekularvolums bei Eintritt der Alkaliverbindungen auch hier wahrzunehmen.

Skapolithgruppe.

Meionit.

$Ca_4Al_6Si_6O_{25} = 893·0$.
Spezifisches Gewicht 2·737.
Molekularvolum **326·8**.

Marialith.

$Na_4Al_3Si_9O_{21}Cl = 848·4$.
Spezifisches Gewicht 2·566.
Molekularvolum **330·6**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Gehlenit.

$R''_3R'''_2Si_2O_{10}$.
Mittleres Molekulargewicht nach der Analyse von Janovsky (Dana, 6th ed., 476, Nr. 7) 493·3.
Spezifisches Gewicht 3·01.
Molekularvolum **160·5**.

Leucitgruppe.

Sodalith.

Molekulargewicht $3\ NaAlSiO_4 + NaCl = 486·15$.
Spezifisches Gewicht 2·30.
Molekularvolum **211**.

Vergleicht man das Molekularvolum mit dem von Nephelin (59) und Steinsalz (27·4), so zeigt sich, daß die Stoffe im Sodalith ein größeres Volumen einnehmen. $3 \times 59 + 27·4 = 204·4$ gegen 211 im Sodalith. Dabei ist die für das spezifische Gewicht des Sodalith angenommene Zahl verhältnismäßig hoch.

Nephelin.

Für Nephelin soll die einfache Formel $RAlSiO_4$ angenommen, jedoch der Gehalt an K berücksichtigt werden.

Nephelin, Vesuv (Scheerer, Dana, 5th ed., 328) kann berechnet werden auf 81·5% $NaAlSiO_4$ (142·5), 18·5 $KAlSiO_4$ (158·6); hieraus mittleres Molekulargewicht 145·5. Spezifisches Gewicht 2·56. Molekularvolum **56·8**.

Eläolith, Miask (Mittel von einer Analyse von Scherer, 2 Analysen von Brown, Dana, 5th ed., 328) führt auf: 79% $NaAlSiO_4$, 21% $KAlSiO_4$. Mittleres Molekulargewicht 146·0. Spezifisches Gewicht 2·597. Molekularvolum **56·2**.

Im Mittel für Nephelin $NaAlSiO_4$ Molekularvolum **56·5**.

Leucit.

Molekulargewicht $KAlSi_2O_6 = 219·0$.
Spezifisches Gewicht (Rammelsberg, Vesuvlava von 1811 mit sehr kleinem Gehalt an Na) 2·48.
Molekularvolum **88·4**.

Feldspatgruppe.

Für diese wichtige Gruppe benütze ich zumeist die Zahlen von Tschermak,[1] welche mit besonderer Rücksicht auf die Exaktheit der spezifischen Gewichtsbestimmung ermittelt sind. Zwischen Orthoklas und Mikroklin ist ein bestimmter Unterschied nicht nachzuweisen. Für Anorthoklas verwende ich diejenigen Bestimmungen Förstners, bei denen die Analyse durch kleinen Gehalt an Fe_2O_3 und MgO die Reinheit der Substanz verbürgt. $Or = KAlSi_3O_8 = 279·4$. $Ab = NaAlSi_3O_8 = 263·3$. $An = CaAl_2Si_2O_8 = 279$.

Orthoklas.

Adular, St. Gotthard, Fibia. Analyse von Abich. Die Analyse führt auf 84% Or, 13% Ab, 3% An. Mittleres Molekulargewicht 277·3. Spezifisches Gewicht 2·568. Molekularvolum **108·9**.

---

[1] Sitzgsber. der kais. Akad. d. Wiss. L. 1—43, 1864.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Adular von Pfitsch, Analyse von Tschermak, führt auf 87% Or, 11·6% Ab, 1·4% An. Molekulargewicht 276·7. Spezifisches Gewicht 2·573. Molekularvolum **107·5**.

Rhyakolith, Somma. Analyse von Tschermak führt auf 83·4% Or, 14·6% Ab, 2% An. Mittleres Molekulargewicht 276. Spezifisches Gewicht 2·562. Molekularvolum **107·7**.

Mikroklin.

Mikroklin, Ural, Pisani (Dana, 6th ed., 323, Nr. 2) besteht aus 88% Or, 12% Ab. Mittleres Molekulargewicht 277·2. Spezifisches Gewicht 2·55. Molekularvolum **108·7**.

Mikroklin, Ilmen, Pisani (Dana, 6th ed., 320, Nr. 3) besteht aus 85% Or, 15% Ab. Mittleres Molekulargewicht 277·1. Spezifisches Gewicht 2·562. Molekularvolum **108·2**.

Mikroklin, Forst bei Meran (Oebbeke, Zeitschr. f. Kryst. *11*, 256. 1885) besteht aus 78·6% Or, 20% Ab, 1·4% An. Mittleres Molekulargewicht 276. Spezifisches Gewicht 2·57. Molekularvolum **107·3**.

Die Zahlen für das Molekularvolum scheinen beim Orthoklas und beim Mikroklin nur wenig verschieden zu sein. Berücksichtigt man die trübe, poröse Beschaffenheit des Mikroklin, die durchsichtige kompakte des Adular und Rhyakolith, so darf man zweifeln, ob überhaupt ein Unterschied als sichergestellt angesehen werden dürfte. Wenn ein Unterschied vorhanden ist, so ist er jedenfalls sehr klein.

Anorthoklas.

Anorthoklas, Khania (Förstner, Zeitschr. f. Kryst. *8*, 193) besteht aus 66% Ab, 7% An, 27% Or. Mittleres Molekulargewicht 268. Spezifisches Gewicht 2·592. Molekularvolum **103·4**.

Anorthoklas, Sidori (Förstner, ebenda) besteht aus 66·2% Ab, 6·4% An, 27·4% Or. Mittleres Molekulargewicht 266·9. Spezifisches Gewicht 2·578. Molekularvolum **103·5**.

Anorthoklas, Kilimanjaro (Hyland, Min. Petr. Mitt. *10*, 256) besteht aus 56% Ab, 14% An, 30% Or. Mittleres Molekulargewicht 271·4. Spezifisches Gewicht 2·63. Molekularvolum **103·2**.

Albit.

Aus der von Tschermak, l. c., ermittelten Zahl für das spezifische Gewicht 2·624 folgt für das Molekulargewicht $NaAlSi_3O_8 = 263·3$, das Molekularvolum **100·3**.

Für den »reinsten Albit« von Kasbék folgt aus dem spezifischen Gewicht 2·618 das Molekularvolum **100·6**.

Anorthit.

Nach den Zahlen von Tschermak ergibt sich für das spezifische Gewicht 2·758, bei dem Molekulargewicht $CaAl_2Si_2O_8 = 278·0$ das Molekularvolum **101·2**. Nimmt man das etwas höhere spezifische Gewicht, welches Y. Kitamura für fast reinen Anorthit von Miyake angibt (Dana, 6th ed., 339), 2·761, so wird das Molekularvolum **101·1**.

Jedenfalls ist das Molekularvolum von Albit vom Anorthit um weniger als 1 Prozent verschieden

Während die Molekularvolumina von Albit und Anorthit als ziemlich scharf bestimmt gelten können, ist das für den Kalifeldspat nicht der Fall. Alle zur Berechnung herangezogenen Kalifeldspatanalysen geben noch einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Natron, manchmal auch kleine Mengen von Kalk an. Mit dem Molekularvolum von Albit und Anorthit kann man jetzt die Zahl für Adular und Mikroklin korrigieren. Bezeichnet O das rohe Molekularvolum des Kalifeldspates, V_1 und V_2 das des Albit und Anorthit, or, ab, an die Molekularprozente, in denen Orthoklas-, Albit- und Anorthitsubstanz vorhanden sind, und ist endlich das zu bestimmende Molekularvolum der reinen Orthoklassubstanz V_0, so hat man folgende Gleichung:

$$or.V_0 + ab.V_1 + anV_2 = 100.\ O$$

aus welcher V_0 leicht zu finden ist.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Auf diese Art wurde berechnet:

	V_0
Adular, Gotthard	109·4
» Pfitsch	108·6
Rhyakolith, Vesuv	109·7
Mikroklin, Ural	109·8
» Ilmen	109·6
» Forst	109·3

Auch bei dieser Art der Rechnung kommt kein greifbarer Unterschied zwischen triklinem und monoklinem Kalifeldspat zum Vorschein.

Nimmt man das Mittel aller Zahlen, so ergibt sich für das Molekularvolum reiner Kalifeldspatsubstanz 109·4.

Mit dieser Zahl und den Zahlen für Anorthit und Albit läßt sich nun auch das Molekularvolum der Anorthoklase berechnen:

	Molekularvolum	
	Berechnet	Gefunden
Anorthoklas, Khania	102·92	103·4
» Sidori	102·85	103·5
» Kilimanjaro	102·92	103·2.

Das Molekularvolum der Anorthoklase ist also ungefähr $^1/_2$ Prozent größer, als die Rechnung aus dem Volumen von Orthoklas, Albit und Anorthit ergibt.

Andalusitgruppe.

Andalusit.

Andalusit von Brasilien (Damour, Dana, 5th ed., 373, Nr. 17) enthält 98·1% Al_2SiO_5 (162·6), 1·9% Fe_2SiO_5 (220·4). Hieraus mittleres Molekulargewicht 163·6. Spezifisches Gewicht 3·16. Molekularvolum 51·8.

Sillimanit.

Molekulargewicht 162·2. Mittleres spezifisches Gewicht nach Dana 3·236. Molekularvolum 50·2.

Disthen.

Disthen, Tirol, enthält nach der Analyse von Erdmann (Dana, 5th ed., 376) 99·3% Al_2SiO_5 und 0·7% Fe_2SiO_5. Mittleres Molekulargewicht 163·0. Spezifisches Gewicht 3·661. Molekularvolum 44·5.

Disthen, Greiner. Analyse von Jacobson (ebenda) 98·9% Al_2SiO_5, 1·1% Fe_2SiO_5. Mittleres Molekulargewicht 163·2. Spezifisches Gewicht 3·678. Molekularvolum 44·4.

Mittel beider Bestimmungen 44·4.

Granatgruppe.

Staurolith.

Molekulargewicht $HFeAl_5Si_2O_{13} = 475·6$.

Spezifisches Gewicht 3·7.

Molekularvolum 123.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Grossular.

Analyse von Bullmann des Grossular von Wakefield (Am. Journ. Sc. 27, 306. 1884) führt auf folgende Verbindungen:

92·3%	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	451·5
4·5	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	509·2
2·7	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	404·6
0·5	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	496·5.

Mittleres Molekulargewicht 452·2. Spezifisches Gewicht 3·597. Molekularvolum **125·8**.

Almandin.

Lake superior. Analyse von Penfield und Sperry (Am. Journ. Sc., *32*, 308, 311. 1886) liefert folgende Zahlen:

83%	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	499·5
8	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	451·5
5	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	496·5
4	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	406·6.

Mittleres Molekulargewicht 492·1. Spezifisches Gewicht 4·11. Molekularvolum **119·8**.

Pyrop.

Pyrop von Krems (Scharitzer, Zeitschr. f. Kryst., *6*, 333. 1882) besteht aus:

72·2%	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	404·6
10·0	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	499·5
7·4	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	509·2
6·9	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	501·4
3·5	$Fe_3Fe_2Si_3O_{12}$	557·2.

Mittleres Molekulargewicht 433·8. Spezifisches Gewicht 3·66. Molekularvolum **118·4**.
Kaprubin von Südafrika, Knap (Dana, 5th ed., 441) besteht aus:

45·4%	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
39·6	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
7·7	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
5·9	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
1·4	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$.

Mittleres Molekulargewicht 453·8. Spezifisches Gewicht 3·86. Molekularvolum **117·6**.
Das Mittel beider Bestimmungen gibt für Pyrop **118**.

Demantoid

(Kalkeisengranat) besteht nach Nicolajew (Kokscharow, Min. Rußl. *8*, 319. 1881) aus:

97·5%	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	509·2
1·5	$Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$	454·5
1·0	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	501·4.

Mittleres Molekulargewicht 507·8. Spezifisches Gewicht 3·838. Molekularvolum **132·2**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Cordierit.

Die Formel des Cordierit ist in neuerer Zeit von Penfield durch Annahme eines Gehaltes an Hydroxyl erweitert worden. Hievon wird vorläufig noch abgesehen und das Molekularvolum auf Grund der wasserfreien Formel $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ berechnet.

Cordierit, Haddam, Farrington (Am. Journ. Sc. *43*, 14. 1892) besteht aus:

78 %	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	587·4
19·9	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	650·6
1·2	$Fe_2Fe_4Si_5O_{18}$	766
0·9	$Mn_2Al_4Si_5O_{18}$	648·6.

Mittleres Molekulargewicht 602·6. Spezifisches Gewicht 2·610. Molekularvolum **230**.

Cordierit, Ostgotland (Schütz, Dana, 5th ed., 300, Nr. 2) besteht aus:

64·4 %	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	587·4
29·9	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	650·6
5·7	$Fe_2Fe_4Si_5O_{18}$	766

Mittleres Molekulargewicht 617. Spezifisches Gewicht 2·64. Molekularvolum **234**.

Cordierit, Grönland (Stromeyer, Dana, 5th ed., 300, Nr. 2) besteht aus:

83·7 %	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	587·4
13·0	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$	650·6
1·8	$Mn_2Al_4Si_5O_{18}$	648·6
1·5	$Fe_2Fe_4Si_5O_{18}$	766.

Mittleres Molekulargewicht 598·7. Spezifisches Gewicht 2·5969. Molekularvolum **235**.

Cordierit, Haddam (Thomson, Dana, 5th ed., 300, Nr. 11) führt auf folgende Verbindungen, wobei Mn mit Fe, Ca mit Mg vereinigt wurde, außerdem der Gehalt an FeO so auf beide Oxydationsstufen verteilt wurde, wie die Formel verlangt. Die Oxydationsstufen des Eisens sind in der Analyse nicht getrennt.

55·3 %	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$
32·3	$Fe_2Al_4Si_5O_{18}$
12·4	$Mg_2Fe_4Si_5O_{18}$.

Mittleres Molekulargewicht 622. Spezifisches Gewicht 2·657. Molekularvolum **234**.

Mittelzahl für Cordierit: Molekularvolum **233**.

Beryll.

Molekulargewicht $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ = 539·9.

Spezifisches Gewicht 2·7.

Molekularvolum **200**.

Epidotgruppe.

Zoisit.

Zoisit, Ducktown, Analyse von Sipöcz (Sitzgsber. d. kais. Akad. d. Wiss., *82* (I), 1880 führt auf 98·5 % $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ (455·5) 1·5 % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ (642·2). Mittleres Molekulargewicht 457·6. Spezifisches Gewicht 3·367. Molekularvolum **135·7**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Zoisit, Tirol (Sipöcz, ebenda). 98·2% $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$[Al], 1·8% $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$[Fe]. Mittleres Molekulargewicht 458·5. Spezifisches Gewicht 3·338. Molekularvolum **137·2**.

Zoisit, Unionville, Brush (Dana, 5th ed., 299, Nr. 18). 99% [Al], 1% [Fe]. Mitteleres Molekulargewicht 457·3. Spezifisches Gewicht 3·299. Molekularvolum **138·8**.

Zoisit, Saualpe, Rammelsberg (Dana, l. c. Nr. 3). 92% [Al], 8% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 470·4. Spezifisches Gewicht 3·353. Molekularvolum **140·3**.

Zoisit, Kleinitz bei Prägraten (Weinschenk, Zeitschr. f. Kryst., *26*). Die Analyse führt auf 97·3% [Al], 2·0% [Fe], 0·7% [Cr] (530·5). Mittleres Molekulargewicht 458. Spezifisches Gewicht 3·341. Molekularvolum **137·1**.

Zoisit, Gorner Gletscher (Weinschenk, ebenda, 169). Die Analyse führt auf 94·8% [Al] 5·2% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 460. Spezifisches Gewicht 3·372. Molekularvolum **136·3**.

Epidot.

Klinozoisit, Goslerwand (Weinschenk, ebenda, 166). Die Analyse führt auf 96·8% [Al], 3·2% [Fe]. Das mittlere Molekulargewicht ist 458·1, das spezifische Gewicht 3·372. Molekularvolum **135·9**.

Klinozoisit, Rothenkopf (Weinschenk, ebenda, 166) besteht aus 93·4% [Al], 6·6% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 461·3. Spezifisches Gewicht 3·3985. Molekularvolum **135·8**.

Epidot, Arendal, Hermann (Dana, l. c. Nr. 5), 76% [Al], 24% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 499·9. Spezifisches Gewicht 3·37. Molekularvolum **148·2**.

Epidot, Sulzbach, Rammelsberg. 73·4% [Al], 26·6% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 505·4 Spezifisches Gewicht 3·466. Molekularvolum **145·8**.

Epidot, Bourg d'Oisans (Hermann, Dana, l. c. Nr. 16). 68% [Al], 32% [Fe]. Mittleres Molekulargewicht 514. Spezifisches Gewicht 3·42. Molekularvolum **150·2**.

Auch bei dieser Gruppe zeigt sich eine Zunahme des Molekularvolums mit dem Eisengehalt. Jedoch schwanken die Zahlen sehr, so daß eine Berechnung des wahrscheinlichen Volums der Endglieder nicht möglich ist. Für eisenfreien Zoisit kann man 137 als abgerundetes Mittel nehmen. Die sehr eisenarmen Klinozoisite scheinen nach Weinschenk ein etwas kleineres Molekularvolum zu haben als die gleich zusammengesetzten Zoisite. Für Epidot mit zirka 25 Prozent der Eisenverbindung ist 148 als Molekularvolum zu rechnen.

Vesuvian.

Nach der Formel von Ludwig und Renard (Mus. Belg. I, 181. 1882): $H_4R_{12}Al_6Si_{10}O_{43}$ berechnet sich das mittlere Molekulargewicht für Vesuvian von Ala 1627·6. Spezifisches Gewicht 3·427. Molekular, volum **474·9**. Dieses Volum ist größer als das der gleichwertigen Mengen von Grossular+Monticellit selbst wenn der Wassergehalt in Rechnung gestellt wird.

Serpentingruppe.

Chrysotil, New-Haven, Analyse von Brush (Dana, 5th ed., 466, Nr. 64) führt auf folgende Verbindungen: 96·5% $H_4Mg_3Si_2O_9$ (278·0), 3·5% $H_4Fe_3Si_2O_9$ (372·8). Mittleres Molekulargewicht 281. Spezifisches Gewicht 2·49. Molekularvolum **113**.

Serpentin, Auschkul. Analyse von Hermann (ebenda Nr. 3).

82·4%	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
12·4	$H_4Fe_3Si_2O_9$	372·8
5·2	$H_4Mg_3Al_2SiO_9$	279·4.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Mittleres Molekulargewicht 289·2. Spezifisches Gewicht 2·57. Molekularvolum **112·7**.

Schiefriger Serpentin, Kals. Analyse von Gilm (ebenda Nr. 40).

90·7%	$H_4Mg_3Si_2O_9$
7·6	$H_4Fe_3Si_2O_9$
1·7	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 285·2. Spezifisches Gewicht 2·593. Molekularvolum **110**.

Schiefriger Serpentin, Zermatt. Analyse von Schweizer (ebenda Nr. 12).

95·7%	$H_4Mg_3Si_2O_9$
2·6	$H_4Fe_3Si_2O_9$
1·7	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 280·3. Spezifisches Gewicht 2·55. Molekularvolum **109·9**.

Antigorit, Villa Rota. Analyse von Delesse (ebenda Nr. 48).

83·3%	$H_4Mg_3Si_2O_9$
7·8	$H_4Fe_3Si_2O_9$
8·9	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 285·5. Spezifisches Gewicht 2·644. Molekularvolum **108·0**.

Bei den Serpentinen macht sich der Unterschied von Faserserpentin (Molekularvolum 113) und Schuppenserpentin (Molekularvolum 109) auffallend bemerkbar.

Talk.

Nach der Analyse des Talks vom Greiner (Scheerer, siehe Hintze, Handbuch, Nr. XXIII) besteht derselbe aus 97·2% $H_2Mg_3Si_4O_{12}$ (380·4) und 2·8% $H_2Fe_3Si_4O_{12}$ (475·4); hier wurde ein kleiner Nickelgehalt zum Eisen gerechnet. Mittleres Molekulargewicht 383·0. Spezifisches Gewicht 2·69. Molekularvolum **142·4**.

Chloritgruppe.

Pennin, Analyse von Ludwig (Tschermak, Chlorite II, Sitzungsb. der kais. Akad. d. Wiss. *100* (1), S. 17) führt auf folgende Mischung:

60%	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
30	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
6	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
4	$H_4Mg_2Fe_2SiO_9$	337·2.

Mittleres Molekulargewicht 284·2. Spezifisches Gewicht 2·678. Molekularvolum **106·1**.

Klinochlor, Achmatowsk, Analyse von Ortmann (Tschermak, Chlorite, S. 17, Nr. 13).

45·6%	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
49·2	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
1·5	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
3·7	$H_4Mg_2Fe_2SiO_9$	337·2.

Mittleres Molekulargewicht 282. Spezifisches Gewicht 2·648. Molekularvolum **106·5**.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Korundophilit. Analyse von Obermayer (Tschermak, Chlorite II, S. 17, Nr. 29).

20 %	$H_4Mg_3Si_2O_9$
44·4	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$
30·4	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$
5·2	$H_4Fe_2Fe_2SiO_9$.

Mittleres Molekulargewicht 305. Spezifisches Gewicht 2·87. Molekularvolum **106**.

Prochlorit, Zillertal. Analyse von Klement (Tschermak, l. c. Nr. 21).

53·7%	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
7·5	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
4·3	$H_4Fe_2Fe_2SiO_9$	400·4
34·5	$H_4Fe_3Si_2O_9$	372·8.

Mittleres Molekulargewicht 321. Spezifisches Gewicht 2·971. Molekularvolum **108·0**.

Leuchtenbergit, Amity. Analyse von Sipöcz (Tschermak, l. c. Nr. 20).

58·2%	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
39·7	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0
2·1	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6.

Mittleres Molekulargewicht 280·4. Spezifisches Gewicht 2·680. Molekularvolum **104·6**.

Amesit. Analyse von Pisani (Tschermak, l. c. Nr. 30).

61·0%	$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	279·4
32·2	$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	342·6
6·8	$H_4Mg_3Si_2O_9$	278·0.

Mittleres Molekulargewicht 300. Spezifisches Gewicht 2·71. Molekularvolum **110·9**.

Die Zahlen für das Molekularvolum lassen erkennen, daß die eisenhaltigen Verbindungen ein größeres, die eisenfreien ein kleineres Molekularvolum besitzen. Doch ist es zur Zeit nicht möglich, das Molekularvolum der einfachen Verbindungen abzuleiten. Die Magnesium-Aluminiumverbindung scheint insbesondere ein sehr niedriges Molekularvolum zu besitzen.

Chloritoid.

Analyse von Suida (Tschermak, Sprödglimmer). Die Analyse führt zu folgenden Verbindungen:

79·8%	$H_2FeAl_2SiO_7$	252·6
19·5	$H_2MgAl_2SiO_7$	221·0
0·7	$H_2FeFe_2SiO_7$	310·4.

Mittleres Molekulargewicht 246·4. Spezifisches Gewicht 3·538. Molekularvolum **69·6**.

Glimmergruppe.

Bei der Berechnung des Molekularvolums des Glimmer habe ich mich an die Untersuchungen von Tschermak (Sitzgsber. d. Wiener Akad., *76*, 2. Abt., Juli 1877; *78*, 2. Abt., Juni 1878) gehalten. Jedoch

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

wurden die alkalihaltigen Glieder nicht mit den wasserstoffhaltigen zusammengezogen (wie z. B. $H_4K_2Al_6Si_6O_{24}$), sondern getrennt berechnet (also $H_6Al_6Si_6O_{24}$ und $K_6Al_6Si_6O_{24}$), nicht etwa um zu leugnen, daß zwischen Alkali und Wasserstoff in gewissen Glimmern einfache Verhältnisse bestehen, sondern weil die Rechnung so einfacher wird. Ein Überschuß von Si über das nach Berechnung der anderen Glieder übrig bleibende Al wurde gemäß der Formel $S(H_8Si_{10}O_{24})$ in Rechnung gestellt. Bei den magnesiareichen Glimmern kommt jedoch öfter auch ein merklicher Überschuß von Al bei der Berechnung heraus. Dieser ist in den Untersuchungen von Tschermak nicht berücksichtigt. Um ihm gerecht zu werden, kann man ein Glied annehmen, das dem Margarit ähnlich gebaut ist: $H_4Mg_2Al_8Si_4O_{24}$. Da übrigens alle auftretenden Formeln durch 2 teilbar sind, wurden zur Vereinfachung der Zahlen diese halbierten Formeln angegeben (der gewöhnliche Muscovit also $H_2KAl_3Si_3O_{12}$). Ein kleiner Gehalt an Fluor wurde nicht berücksichtigt. Bei größerem Gehalt wurde die fluorhaltige Verbindung $F_{12}Si_5O_4$ in Rechnung gestellt. Es ist aber zu bemerken, daß bei dieser Art Rechnung bei Biotit ein beträchtliches Manko an Si eintritt, so daß man eine große Menge der margaritähnlichen Verbindung einstellen muß; auch erscheint der Wassergehalt nach der Formel zu gering.

Zunächst folgen die Formeln und die Molekulargewichte:

$K_3Al_3Si_3O_{12}$	475·95	$Mg_6Si_3O_{12}$	423·6	$H_4Si_5O_{12}$	338
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	427·5	$Fe_6Si_3O_{12}$	613·2	$O_4Si_5F_{12}$	434
$Li_3Al_3Si_3O_{12}$	379·5	$Fe_6Ti_3O_{12}$	672·3		
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	361·5	$H_2MgAl_4Si_2O_{12}$	383·6		
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	562·65	$H_2CaAl_4Si_2O_{12}$	399·2		
$Na_3Fe_3Si_3O_{12}$	517·2				

Alkaliglimmer:

1. Muscovit, Bengalen (Tschermak, l. c., 2. Teil, S. 7, Nr. I).
2. » Ostindien (ebenda, Nr. II).
3. Phengit, Rothenkopf (ebenda, S. 31, Nr. III).
4. Paragonit, Gotthard, Rammelsberg (ebenda, S. 11, Nr. I).

	1	2	3	4
$K_3Al_3Si_3O_{12}$	23·3	23·8	16·6	3
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	2·7	3·3	2·3	25
$Li_3Al_3Si_3O_{12}$	1·7	—	—	—
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	68·6	68·7	63·8	72
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	1·6	2·0	9·7	—
$Mg_6Si_3O_{12}$	0·6	1·2	2·6	—
$Fe_6Si_3O_{12}$	1·2	1·0	0·8	—
$H_4Si_5O_{12}$	—	—	—	—
$O_4Si_5F_{12}$	0·3	—	4·2	—
Mittleres Molekulargewicht	396·9	400·0	404·1	381·5
Spezifisches Gewicht	2·831	2·830	2·892	2·779
Molekularvolum	140·1	141·1	139·7	137·3

Magnesiaglimmer:

5. Anomit, Baikalsee (Tschermak, S. 13, Nr. V).
6. » Greenwood fournace (ebenda, Nr. VI).

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

7. Meroxen, Tschebarkul (ebenda, S. 17, Nr. VII).

	5	6	7
$K_3Al_3Si_3O_{12}$	25·7	23·2	16·0
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	7·0	7·0	2·6
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	5·1	15·3	20·9
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	1·4	3·8	10·5
$Mg_6Si_3O_{12}$	42·7	37·1	31·1
$Fe_6Si_3O_{12}$	5·1	11·6	15·8
$H_2MgAl_4Si_2O_{12}$	9·5	—	3·1
$H_4Si_5O_{12}$	—	2·0	—
$O_4Si_5F_{12}$	3·5	—	—
Mittleres Molekulargewicht	442·3	457·1	465·4
Spezifisches Gewicht	2·87	2·846	3·004
Molekularvolum	**154·1**	**160·5**	**154·9**

8. Biotit aus Tonalit, Gaul (Hans Hirschi, Inaug. Diss., Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite, Zürich 1901).

9. Biotit aus Granitgneis, Tumpen (ebenda).

	8	9
$K_3Al_3Si_3O_{12}$	—	4·3
$Na_3Al_3Si_3O_{12}$	—	4·1
$H_3Al_3Si_3O_{12}$	33·4	27·6
$K_3Fe_3Si_3O_{12}$	27·4	28·6
$Na_3Fe_3Si_3O_{12}$	4·7	—
$Fe_6Ti_3O_{12}$	6·7	4·8
$Fe_6Si_3O_{12}$	3·3	4·3
$Mg_6Si_3O_{12}$	16·4	11·4
$H_2MgAl_4Si_3O_{12}$	—	10·8
$H_2CaAl_4Si_3O_{12}$	8·1	4·1
Mittleres Molekulargewicht	466·3	463·3
Spezifisches Gewicht	3·058	3·062
Molekularvolum	**152·2**	**151·3**

In den Zahlen für das Molekularvolum erkennt man zunächst deutlich den Einfluß der dem Olivin analog zusammengesetzten Verbindung. Rechnet man einerseits alle MgO- und FeO-haltigen Verbindungen zusammen *(M)*, ferner alle, welche außer Si und Al(Fe) nur noch H oder Alkalien oder Fluor enthalten *(A)*, endlich jene, die dem Kalkglimmer analog sind *(P)*, so ergibt sich folgende Zusammenstellung:

	M	*P*	*A*	Molekularvolum
Muscovit, Bengalen	1·8	—	98·2	140·1
» Ostindien	2·2	—	97·8	141·1
Phengit, Rothenkopf	3·4	—	96·6	137·3
Biotit, Tumpen	20·5	14·9	64·6	151·3
» Gaul	26·4	8·1	65·5	152·2

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Meroxen, Tschebarkul	46·9	3·1	50·0	154·9
Anomit, Greenwood fourance	48·7	—	51·3	160·5
» Baikalsee	42·7	9·5	47·8	154·8

Perowskit.

Perowskit von Zermatt (Damour, Dana, 5th ed., 146, Nr. 5) enthält 98% $CaTiO_3$ (168·1) gegen 2% $FeTiO_3$ (184·1). Mittleres Molekulargewicht 168·4. Spezifisches Gewicht 4·035 (Mittel von zwei Bestimmungen 4·03 und 4·039). Molekularvolum 41·7.

Perowskit, Achmatowsk (Jacobson, Dana, 5th ed., 146, Nr. I) enthält 96% $CaTiO_3$, 4% $FeTiO_3$. Mittleres Molekulargewicht 168·6. Spezifisches Gewicht 4·017. Molekularvolum 42.

Perowskit, Schelingen (Seneca, Dana, 5th ed., 146, Nr. 3) enthält 88% $CaTiO_3$, 12% $FeTiO_3$. Mittleres Molekulargewicht 169·7 Spezifisches Gewicht 4·02. Molekularvolum 42·2.

Auch hier ist das Molekularvolum der eisenreichen Mischung höher als das der eisenarmen. Lehrreich ist indessen der Vergleich mit Titaneisenerz (Molekularvolum 31·7). Es ist begreiflich, daß Perowskit in krystallinen Schiefern keine wichtige Rolle spielt. Mittel der drei Berechnungen 42·0.

Titanit.

Titanit von Zillertal (Rose, Dana, 5th ed., 385) enthält: 97·3% $CaSiTiO_5$ (196·5) und 2·7% $FeTiSiO_5$ (212·5). Mittleres Molekulargewicht 196·7. Spezifisches Gewicht 3·535. Molekularvolum 55·6.

Bemerkenswert ist hier der Unterschied gegenüber der Summe von Perowskit+Quarz 42·0+22·8 = 74·8; ebenso geben Wollastonit+Rutil 41·5+19·1 eine höhere Summe 60·6. Titanit enthält daher die Stoffe in großer Konzentration.

Die gewonnenen Zahlen sollen hier nochmals in tabellarischer Form zusammengestellt werden. Unter »berechnet« stehen die Zahlen, die durch Addition der Molekularvolumina der Oxyde gefunden werden, in welche man die Verbindungen zerlegen kann. Bei dieser Rechnung wurden folgende Zahlen angewendet:

SiO_2	(Quarz)	22·8	
TiO_2	(Rutil)	19·1	
Al_2O_3	(Korund)	25·2	
Fe_2O_3	(Eisenglanz)	30·3	
FeO		14·5	(aus dem Volumen von Magnetit und Eisenglanz)
MgO	(Periklas)	11·3	
CaO	(künstlich)	17·2	
Na_2O	»	22·1	
K_2O		35·5	
H_2O		18	
CO_2		56	

Tabelle der Molekularvolumina der häufigen Gesteinsgemengteile.

Sulfide.

	Beobachtet	Berechnet		Beobachtet	Berechnet
Pyrit FeS_2	23·2	—	Magnetkies FeS	19·1	—
Markasit FeS_2	25·4	—			

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Oxyde.

	Beobachtet	Berechnet		Beobachtet	Berechnet
Brucit MgO_2H_2	24·8	29·3	Brookit TiO_2	19·5	—
Diaspor $Al_2H_2O_4$	36·4	43·2	Zinnstein SnO_2	22·0	—
Korund Al_2O_3	25·2	—	Hämatit Fe_2O_3	30·3	—
Periklas MgO	11·3	—	—Ilmenit $FeTiO_3$	31·7	33·6
Quarz SiO_2	22·8	—	Magnetit Fe_3O_4	44·8	—
Tridymit SiO_2	26·3	—	Chromit $FeCr_2O_4$	49·7	—
Rutil TiO_2	19·1	—	+Spinell $MgAl_2O_4$	40·6	36·5
Anatas TiO_2	20·6	—	+Hercynit $FeAl_2O_4$	44·4	39·7

Carbonate.

Calcit $CaCO_3$	36·8	73·2	Siderit $FeCO_3$	29·5	70·5
Magnesit $MgCO_3$	27·9	67 3	Manganspat $MnCO_3$	31·1	69·7
Dolomit $CaMgC_2O_6$	64·7	140·5	Zinkspat $ZnCO_3$	28·8	—

Silikate.

—Forsterit Mg_2SiO_4	43·9	45·4	+Wollastonit $CaSiO_3$	41·5	40·0
—Fayalit Fe_2SiO_4	47·3	51·8	—Enstatit $Mg_2Si_2O_6$	64·0	68·2
+Monticellit $CaMgSiO_4$	51·9	51·3	— $Fe_2Si_2O_6$	72·5	74·6
—Diopsid $CaMgSi_2O_6$	68	74·1	—Akmit $NaFeSi_2O_6$	67·0	71·3
—Hedenbergit $CaFeSi_2O_6$	72	77·3	—Jadeit $NaAlSi_2O_6$	61·4	69·2
Gemeiner Augit	68·2	—			
—Anthophyllit $Mg_4Si_4O_{12}$	135	136·4	—Gemeine Hornblende	140·5	—
—Tremolit $CaMg_3Si_4O_{12}$	135·0	142·3	—Glaukophan $Na_2Al_2Si_4O_{12}$	136·4	143·6
+Meionit $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$	326·8	281·2	+Gehlenit $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$	160·5	122·4
+Marialith $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$	330·6	328·3			
+Sodalith $3NaAlSiO_4+NaCl$	211	204·4	+Orthoklas $KAlSi_3O_8$	109·4	98·7
±Nephelin $NaAlSiO_4$	56·5	56·5	+Albit $NaAlSi_3O_8$	100·3	92·0
+Leucit $KAlSi_2O_6$	88·0	75·9	+Anorthit $CaAl_2Si_2O_6$	101·1	88·0
+Andalusit Al_2SiO_5	51·8	48·0	—Disthen Al_2SiO_5	44.4	48·0
+Sillimanit	50·2	48·0	—Staurolith $HFeAl_5Si_2O_{13}$	123·0	132·1
—Grossular $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125·8	145·2	—Pyrop $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	118	127·5
—Almandin $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	119·8	137·1	—Demantoid $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	132·2	150·3
+Cordierit $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	233	187·0	Beryll $Be_3Al_2Si_6O_{18}$	200	—
—Zoisit $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	137	149·6	Epidot $HCa_2(Al,Fe)_3Si_3O_{13}$	148	—
—Klinozoisit $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	135·9	149·6	—Vesuvian $H_4R_{12}Al_6Si_{10}O_{43}$	474·9	546

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

	Beobachtet	Berechnet		Beobachtet	Berechnet
—Chrysotil $H_4Mg_3Si_2O_9$	113	115·5	Pennin Sp_3At_2	106·1	—
—Antigorit $H_4Mg_3Si_2O_9$	109	115·5	Klinochlor SpAt	106·5	—
—Talk $H_2Mg_3Si_4O_{12}$	142·4	143·1	Amesit $H_4Mg_2Al_2SiO_9$	110·9	—
—Chloritoid $H_2FeAl_2SiO_7$	69·6	80·5			
—Muscovit $H_2KAl_3Si_3O_{12}$	140	142·0	+Perowskit $CaTiO_3$	42·0	36·3
Biotit $\left.\begin{matrix}(K, H)_3Al_3Si_3O_{12}\\ Mg_6Si_3O_{12}\end{matrix}\right\}$	2×153	—	—Titanit $CaTiSiO_5$	55·6	59·1

Wie schon Loewinson-Lessing am a. O. hervohebt, zerfallen die Gesteinsgemengteile in zwei Gruppen: In der einen Gruppe ist das Molekularvolum der Verbindung kleiner als das der Oxyde, aus welchen die Verbindung zusammengesetzt werden kann; in der anderen Gruppe ist das Molekularvolum größer. Die Verbindungen der ersten Art sind in der Tabelle durch —, die der zweiten durch + kenntlich gemacht.

Man bemerkt sofort, daß viele Minerale der + Gruppe typische Kontaktminerale sind, während unter den typischen Gemengteilen der krystallinen Schiefer die der Gruppe — vorherrschen.

Dies gilt insbesondere auch von nahen Verwandten, von denen dann die stark kondensierten den krystallinischen Schiefern, die mit größerem Volum den Kontakt- und Erstarrungsgesteinen angehören. Unter den typischen Kontaktmineralen sind nicht wenige, die sich durch eine ziemlich beträchtliche Volumvermehrung auszeichnen; man vergleiche Andalusit, Spinell, Cordierit. Auch unter denjenigen Mineralen, die mit einer gewissen Ausschließlichkeit auf die Erstarrungsgesteine beschränkt sind, finden sich manche mit einer beträchtlichen Erhöhung des Molekularvolums. Man vergleiche Sodalith, Leucit Anorthoklas.

Es wäre offenbar gefehlt, wenn man aussprechen wollte, daß alle Gemengteile krystallinischer Schiefer durch reduziertes Volum charakterisiert seien. Es dürfte dann keine krystallinen Schiefer mit Feldspat geben. Ganz zweifellos manifestiert sich aber gerade in der Feldspatgruppe der Einfluß des Volumgesetzes sehr deutlich: Derjenige Feldspat, bei dem die Vermehrung des Volums im Vergleich mit den Oxyden am geringsten ist, der Albit, spielt augenscheinlich die wichtigste Rolle in den krystallinen Schiefern; bei diesem ist die Volumsvermehrung im Vergleich zu den Oxyden zirka 8%. Orthoklas mit 11% und Anorthit mit 13% Volumsvermehrung treten dementsprechend in den krystallinen Schiefern seltener auf, beziehentlich ihre Basen suchen andere Gleichgewichtslagen.

Besonders einleuchtend wird die Wirkung des Volumgesetzes dargetan durch die schon erwähnten Volumgleichungen, welche einerseits die Gemengteile eines Erstarrungsgesteins, anderseits die eines krystallinen Schiefers von gleicher chemischer Zusammensetzung aufführen.

Diese Gleichungen mögen häufig genug tatsächlich eintretenden chemischen Reaktionen entsprechen und sie sollen in den späteren Teilen unserer Arbeit auf ihre Berechtigung in dieser Hinsicht geprüft werden. Sie behalten aber auch ihr Interesse, wenn man sie nicht als Reaktionsgleichungen, sondern mehr als Parallelisierungen ansehen will. Eine Anzahl von Beispielen solcher Volumgleichungen sollen hier angeführt werden. Die Zusammenstellung macht auf Vollständigkeit keinen Anspruch.

Beispiele von Volumgleichungen.

Gabbro. Olivin, Augit, Basischer Plagioklas.			Eklogit. Omphacit, Granat, Quarz.
Augit		=	Granat
$CaMgSi_2O_6$	68		$R_3Al_2Si_3O_{12}$ zirka 121.
$MgAl_2SiO_6$	68		
	136		

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Augit+Anorthit		=	Granat+Quarz	
$CaMgSi_2O_6$	68		$R_3Al_2Si_3O_{12}$ zirka	123
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		SiO_2	22·8
	169·1			145·8

Olivin+Anorthit		=	Granat	
Mg_2SiO_4	43·9		$R_3Al_2Si_3O_{12}$ zirka	121
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1			
	145·0			

Albit des Plagioklases		=	Na-Al-Silikat des Omphacit+Quarz	
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$NaAlSi_2O_6$	64·8
			SiO_2	22·8
				87·6

Diabas.

Labrador, Augit, Titaneisen.

Amphibolit.

Saurer Plagioklas, Hornblende, Granat, Quarz, Titanit

Augit+Labrador		=	Granat+Hornblende+Albit+Quarz	
$3MgCaSi_2O_6$	204		$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125·8
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		$Mg_3CaSi_4O_{12}$	135·0
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$NaAlSi_3O_8$	100·3
	405·4		SiO_2	22·8
				383·9

Anorthit+Titaneisen		=	Titanit+Fe-Al-Verbindung der gemeinen Hornblende	
$2CaAl_2Si_2O_8$	201·4		$2CaSiTiO_5$	111·2
$2FeTiO_3$	63·4		$Fe_2Al_4Si_2O_{12}$	140·5
	264·8			251·7

Diese beiden Beispiele gestatten den Vergleich, ohne daß man zu dem Erstarrungsgestein irgend einen Stoff hinzuzufügen oder davon fortzunehmen gezwungen ist. Das nächste Beispiel verlangt die Annahme, daß zu dem Erstarrungsgestein Wasser und Kohlensäure hinzutreten. Bei der Summe der Molekularvolumina bezeichet die eingeklammerte Zahl die Summe mit Einrechnung der Volumina von Wasser und Kohlensäure. Die nicht eingeklammerte bezeichnet das Molekularvolum der festen Bestandteile allein.

Diabas.

Labrador, Augit, Titaneisen.

Grünschiefer.

Albit, Hornblende, Zoisit (Epidot), Chlorit, Quarz Titanit.

Augit+Anorthitsubstanz+Wasser		=	Stralstein+Zoisit	
$7CaMgSi_2O_6$, $2MgAl_2SiO_6$	612		$3CaMg_3Si_4O_{12}$	405
$4CaAl_2Si_2O_8$	404·4		$4HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	548
$2H_2O$	(36)			953
	1016·4			
	(1052·4)			

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Labrador+Augit+Titaneisen+Wasser		=	Zoisit+Chlorit+Titanit+Quarz+Albit	
$3NaAlSi_3O_8$	300·9		$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$3CaAl_2Si_2O_8$	303·3		$H_4R_3Si_2O_9$	106·5
$2CaMgSi_2O_6$	136		$CaSiTiO_5$	55·6
$FeTiO_3$	31·7		SiO_2	22·8
$3H_2O$	(54)		$3NaAlSi_3O_8$	300·9
	771·9			759·9
	(825·9)			

Labrador+Augit+Titaneisen+Wasser		=	Chlorit+Titanit+Albit	
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$H_4R_3Si_2O_9$	106·5
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		$H_4R_2Al_2SiO_9$	106·5
$2CaMgSi_2O_6$	136		$3CaSiTiO_5$	166·8
$3FeTiO_3$	95·1		$NaAlSi_3O_8$	100·3
$4H_2O$	(72)			480·1
	432·5			
	(504·5)			

Labrador+Pyroxen+Wasser+Kohlensäure		=	Calcit+Quarz+Epidot+Chlorit+Albit	
$4CaAl_2Si_2O_8$	404·4		$4NaAlSi_3O_8$	401·2
$4NaAlSi_3O_8$	401·2		$5CaCO_3$	185
$5CaMgSi_2O_6$	340·0		$7SiO_2$	159·6
$5H_2O$	(90)		$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$5CO_2$	(280)		$H_4Mg_3Si_2O_9$	106·5
	1145·6		$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	106·5
	(1514·6)			1232·8

Diorit.

Basischer Plagioklas, Orthoklas (untergeordnet), Hornblende.

Anorthit+Orthoklas+Hornblende+Wasser		=	Zoisit+Biotit+Quarz	
$2CaAl_2Si_2O_8$	202·2		$2HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$2KAlSi_3O_8$	218·8		$2HKAl_2Si_2O_8$ / $Mg_4Si_2O_8$	306
$CaMg_3Si_4O_{12}$	138		$4SiO_2$	91·2
$CaMgAl_4Si_2O_{12}$	138			671·2
$2H_2O$	(36)			
	697·0			
	(733·0)			

Floitit.[1]

Saurer Plagioklas, Biotit, Zoisit (Epidot), Quarz.

[1] Krystalline Schiefer, wesentlich aus Oligoklas, Biotit und Zoisit bestehend, mit etwas Quarz, manchmal auch mit Hornblende sind im Bereiche des Zillertaler Zentralgneises nicht selten. Für diese Kombination wird der Name Floitit vorgeschlagen. Sie vermitteln chemisch zwischen den Tonalitgneisen und Amphiboliten. Der Name ist vom Floitental genommen, wo Gesteine dieser Zusammensetzung vorzüglich entwickelt sind.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Für den Vergleich des Tonalites und der ihm chemisch gleichenden Tonalitgneise kommt vor allem die Ersetzung von basischem Plagioklas und Orthoklas durch Zoisit, sauren Plagioklas, Muscovit und Quarz in Betracht, deren Volumverhältnis von mir schon früher besprochen wurde. Sie vollzieht sich nach der Gleichung:

Anorthit[1]+Orthoklas+Wasser		=	Zoisit+Muscovit+Quarz	
$4\,CaAl_2Si_2O_8$	404·4		$2\,HCa_2Al_3Si_3O_{13}$	274
$KAlSi_3O_8$	109·4		$H_2KAl_3Si_3O_{12}$	141·1
$2\,H_2O$	(36)		$2\,SiO_2$	45·6
	513·8			460·7
	(549·8)			

Die Aufzehrung des Kalifeldspates erfolgt in der Weise, daß der Kalifeldspat durch Albit verdrängt wird. Der farblose Glimmer siedelt sich immer im Plagioklas an; der Kalifeldspat bleibt frei davon.

Neben der Bildung von Zoisit oder Klinozoisit wird auch die Bildung von Granat beobachtet. Dies entspricht folgende Gleichung:

Anorthit[1]+Orthoklas+Wasser		=	Granat+Muscovit+Quarz	
$3\,CaAl_2SiO_8$	303·3		$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	125
$2\,KAlSi_3O_5$	218·8		$2\,H_2KAl_3Si_3O_{12}$	282·2
$2\,H_2O$	(36)		$3\,SiO_2$	68·4
	522·1			475·6
	(558·1)			

In derselben Gesteinsgruppe beobachtet man die zuerst von Tschermak beschriebene Pseudomorphose von Biotit nach Hornblende. Der Biotit ist gewöhnlich von Epidot begleitet und die Umwandlung kann durch die Gleichung bei Diorit-Floitit gedeutet werden. Bisweilen ist auch Calcit an den Pseudomorphosen beteiligt nach folgender Gleichung:

Hornblende+Orthoklas+Wasser+Kohlensäure		=	Calcit+Biotit+Quarz	
$CaMg_3Si_4O_{12}$, $CaMgAl_4Si_2O_{12}$	274		$2\,CaCO_3$	73·6
$2\,KAlSi_3O_8$	218·8		$Mg_4Si_2O_8$, $2\,KH_2Al_3Si_3O_{12}$	384
$2\,CO_2$	(112)		$4\,SiO_2$	91·2
$2\,H_2O$	(36)			
	492·8			548·8
	(640·8)			

Den anorthitärmeren Granodioriten und Granititen stehen entsprechend zoisit-, respektive epidotärmere Gneise gegenüber. Sie unterscheiden sich von den Erstarrungsgesteinen zumeist durch stärkeres Hervortreten der Glimmer, namentlich des Muscovit, mitunter (bei den Granuliten im Sinne der deutschen Autoren) auch durch Gehalt an Sillimanit und Disthen. Das Auftreten dieser Minerale kann nicht ohne die Annahme einer Abfuhr von Alkaliverbindungen verstanden werden.[2] Dementsprechend finden sich in den

[1] Est ist Anorthitsubstanz des Plagioklases gemeint, die Albitsubstanz, welche auf beiden Seiten der Gleichung erscheint, ist nicht berücksichtigt.

[2] Vergl. die sehr beachtenswerten Bemerkungen von M. P. Termier über die Abgabe von Kalk und Alkalien aus den Intrusivgesteinen an ihre Umgebung (C. R. de l'Acad. des Sciences, 22 Mars 1897, und Sur l'elimination de la chaux par metasomatose dans les roches eruptives basiques de la region du Pelvoux; Bull. Soc. Geol. de France, 3 serie, *26*, 165 [1898]).

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Granitgneisen zumeist merklichere Tonerdeüberschüsse über die zur Feldspatbildung aus Alkalien und Kalk erforderlichen Mengen; sie verraten, daß die Umformung von einer Veränderung des Mengenverhältnisses der Elemente begleitet wird, die vielleicht auch in anderen Fällen vorhanden ist, aber sich nicht so augenfällig geltend macht wie hier.

Durch diese Abfuhr der Alkalien bei der Gneisbildung aus sauren Erstarrungsgesteinen wird die Aufstellung einer chemischen Gleichung erschwert. Daß aber die Bildung von Glimmer auf Kosten der Alkalifeldspate vom Volumgesetz begünstigt wird, liegt auf der Hand.

Überhaupt unterscheidet sich aber der Mineralbestand der sauren Granitgneise weniger von dem der Erstarrungsgesteine, als dies bei den basischen Gesteinen der Fall ist.

Die chemischen Äquivalente der fojaitisch-theralithischen Reihe der Erstarrungsgesteine sind bisher noch unvollkommen bekannt. Die wenigen bekannten Beispiele[1] entfernen sich kaum von dem Mineralbestand der entsprechenden Erstarrungsgesteine; dies steht in Einklang mit der Tatsache, daß Alkali-Eisen-Amphibole und -Pyroxene, welche für Erstarrungsgesteine dieser Gruppe charakteristisch sind, ohnehin ein kleines Molekularvolum haben. Die bisher bekannt gewordenen Vorkommen beziehen sich auf relativ kieselsäurereiche Gesteine, die als Erstarrungsgesteine nephelinfrei wären. Ob sich auch Äquivalente der Nephelin-Syenite finden werden und welchen Mineralbestand sie zeigen, muß erst die Zukunft lehren. Wenn das Volumgesetz für sie Geltung hat, sollte man Glaukophan oder Jadeit erwarten nach den Gleichungen:

Nephelin+Albit		=	Glaukophan		=	Jadeit	
$NaAlSi_3O_8$	100·3		$Na_2Al_2Si_4O_{12}$	137		$2NaAlSiO_6$	122·8.
$NaAlSiO_4$	59						
	156·3						

Der Vergleich der klastischen Gesteine kann zu keiner Aufklärung führen, da der Mineralbestand der klastischen Gesteine kein gesetzmäßiger ist. Wohl aber können echte Kontaktgesteine zum Vergleich herangezogen werden, die ihren Mineralbestand unter der Einwirkung von äußeren Umständen erlangt haben, die den magmatischen Zuständen bei der Bildung der Erstarrungsgesteine nahe standen.

So lassen sich Andalusit, Cordierit und Spinell führende Hornfelse mit gewöhnlichen Glimmerschiefern und Phylliten vergleichen. Die Hornfelse haben größeres Volum:

Andalusit+Orthoklas+Wasser		=	Muscovit+Quarz	
Al_2SiO_5	51·6		$H_2KAl_3Si_3O_{12}$	141·1
$KAlSi_3O_8$	109·4		SiO_2	22·8
H_2O	(18)			163·9
	161·0			
	(179·0)			

Spinell+Feldspat+Wasser		=	Biotit+Muscovit	
$4MgAl_2O_4$	161·6		$2\left\{\begin{matrix} Mg_2SiO_4 \\ HKAl_2Si_2O_8 \end{matrix}\right\}$	306
$4KAlSi_3O_8$	433·2		$2H_2KAl_3Si_3$	282
$3H_2O$	(54)			588
	594·8			
	(648·8)			

[1] Arfvedsonitgneis Cevadaes, Alemtejo Portugal Rosenbusch: Gesteinslehre, 484. — Alkaligranulit von Portugal. V. de Souza-Brandao. Zentralblatt f. Min. etc. 1902, Nr. 2. — Forellenstein von Gloggnitz, Riebeckitgneis. Graf Keyserling Min. Petr. Mitt. Wien *22*, 109.

Digitized by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Cordierit+Feldspat+Wasser		=	Biotit+Muscovit+Quarz	
$2Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	460		$2\left\{\begin{matrix} Mg_2SiO_4 \\ HKAl_2Si_2O_8 \end{matrix}\right\}$	306
$5KAlSi_3O_8$	541·5		$3H_2KAl_3Si_3O_{12}$	423·3
$4H_2O$	(72)		$10SiO_2$	228
	1001·5			957·3
	(1073·5)			

Andalusit+Biotit+Quarz+Wasser		=	Muscovit+Chlorit	
$2Al_2SiO_5$	103·2		$2H_2KAl_3Si_3O_{12}$	282·2
$2\left\{\begin{matrix} HKAl_2Si_2O_8 \\ Mg_4Si_2O_8 \end{matrix}\right\}$	408		$\left.\begin{matrix} 2H_4Mg_3Si_2O_9 \\ H_4Mg_2Al_2SiO_9 \end{matrix}\right\}$	321·4
SiO_2	22·8			603·6
$7H_2O$	(126)			
	534·0			
	(660·0)			

Tiefenstufen.[1]

So lehrreich das Studium dieser Volumverhältnisse ist und so viel es zum Verständnis des Mineralbestandes der krystallinen Schiefer beiträgt, so darf doch ihre Bedeutung nicht überschätzt werden.

In der Mehrzahl der Fälle kommt das Volumgesetz dadurch zur Geltung, daß an Stelle von hydroxylfreien Verbindungen hydroxylhaltige gebildet werden. Bei manchen Vergleichen wird die Aufnahme von CO_2 angenommen. Es muß also nicht nur die Gegenwart der Elemente des Wassers, der Kohlensäure, sondern auch die Möglichkeit ihrer Fixierung vorausgesetzt werden.

Ein Überblick der angeführten Vergleiche lehrt, daß das Volumgesetz der Bildung von Kalifeldspat und anorthitreicher Plagioklase entgegenwirkt. Es kann aber nicht geleugnet werden, daß es sehr große Komplexe krystalliner Schiefer gibt, in denen diese Feldspatarten eine wichtige, ja eine herrschende Rolle spielen.

Es muß also ein Moment geben, welches dem Volumgesetz entgegenwirkt, welches die Vollziehung jener raumsparenden chemischen Prozesse verhindert. Dieses Widerspiel des Volumgesetzes ist die Temperatur.

Steigerung der Temperatur kann in einem Gesteinskörper auf verschiedene Weise zustande kommen: vor allem durch größere Tiefe unter der Oberfläche, also Annäherung an die innere Erdwärme, ferner durch Eruptivkontakt, indem aus größerer Tiefe stammendes Magma bei der Intrusion einen Wärmevorrat in höhere Schichten der Erdrinde trägt. Diese Wärmequelle kann nicht unbegrenzt wirken, da ja die mitgebrachte Wärmemenge proportional der intrudierten Stoffmenge ist.

Es ist noch der Fall denkar, daß Wärme durch mechanische Arbeit oder durch chemische Prozesse erzeugt wird. Solche Vorgänge können nur lokal wirksam werden.

Sehen wir von diesen mehr lokalen Wärmequellen ab und ziehen zunächst nur das Erdinnere als allgemein wirksame Wärmequelle in Betracht, so werden wir zu der Vorstellung geführt, daß es innerhalb der Erdrinde zwei Tiefenstufen geben muß: eine tiefere, in welcher die Temperatur so hoch ist, daß die

[1] Vergl. J. J. Sederholm: Das Wesen und die Ursache der Metamorphose. Min. Petr. Mitt. Wien. XII. 134. — Derselbe: Über eine archäische Sedimentformation im sw. Finland. Bull. Comm. geol. de la Finlande Nr. 6 (1890). insbesondere S. 224 u. ff. — F. Becke: Vorl. Bericht über den geol. Bau und die krystall. Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzber. Wiener Akad. Cl. Abt. 1. März 1892.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Bildung hydroxylreicher Minerale ausgeschlossen ist, und eine obere, in welcher solche Minerale sich bilden können.

Unter besonderen Umständen werden die Temperaturverhältnisse der unteren Tiefenstufe durch Intrusion in höhere Regionen getragen werden oder es werden ähnliche Verhältnisse vielleicht durch dynamische oder chemische Vorgänge lokal erzeugt werden. Der erstere Fall liegt in den Kontakthöfen der Tiefengesteine vor. Der Nachweis der letzteren Fälle müßte noch erbracht werden.

Während in der oberen Tiefenstufe das Volumgesetz die Mineralbildungen beherrscht, kommt in der unteren Stufe eine größere Verwandtschaft zu den Mineralbildungen der Erstarrungsgesteine und der Kontaktbildungen in den innersten Kontakthöfen zur Geltung.

Es soll nun der Versuch gemacht werden, die Mineralbildungen anzugeben, welche für die untere und obere Tiefenstufe charakteristisch sind, geordnet nach den Elementen, die zur Bildung der betreffenden Minerale erforderlich sind.

Untere Tiefenstufe.

Al allein: Disthen, Sillimanit.
Fe mit Al: Almandin.
Mg allein: rhombische Pyroxene, bei Si-Mangel: Olivin.
Mg mit Al: Pyrop, Cordierit.
Mg mit Ca: Diopsid, Omphacit.
Ca mit Al: Anorthitsubstanz in Plagioklas.
Na mit Al: Albitsubstanz in Plagioklasen, bei Si-Mangel Na-Al-Silikat in Omphacit.
Na mit Fe: Ägirin, als Beimischung in Omphacit.
K mit Al: Kalifeldspat.
K mit Fe und Mg: Biotit.
Ti: Rutil.
Außerdem Hornblende, Staurolith.

Obere Tiefenstufe.

Al allein: Disthen.
Fe und Al: Chloritoid, Granat.
Mg allein: Antigorit.
Mg mit Al: Chlorit.
Mg mit Ca: Hornblende.
Ca mit Al: Zoisit, Epidot.
Na mit Al: Albit, bei Si-Mangel Glaukophan.
Na mit Fe: Na-Hornblenden.
K mit Al: Muscovit.
K mit Fe und Mg: Biotit.
Ti meist mit Ca und Si: Titanit.
Häufig auch Magnetit.

Faßt man die Angaben zusammen, so ergeben sich als charakteristische Leitminerale der beiden Tiefenstufen:

Für die untere Stufe: Pyroxen, Granat, Biotit, kalkreiche Plagioklase, Orthoklas, Sillimanit, Cordierit, Olivin;

für die obere Stufe: Zoisit-Epidotgruppe, Muscovit, Chlorit, Albit, Antigorit, Chloritoid.

Bei den Zonen gemeinsam sind: Hornblende, Quarz, Turmalin, Staurolith, Titanit, Rutil.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Es liegt in der Natur der Sache, daß die beiden Stufen nicht scharf geschieden sind und daß einerseits Minerale der unteren Stufe in die obere übergreifen, anderseits die für die obere Stufe charakteristischen Minerale bis zu verschiedenen Tiefen in die untere Stufe vordringen. Bei den wasserhaltigen Mineralen entspricht das der verschiedenen Temperatur, bei welcher der Hydroxylgehalt der Verbindung unter Bildung von Wasserdampf verloren geht.

So reichen offenbar die Minerale der Epidotgruppe tiefer herab als die Chlorite; Biotit, Granat höher hinauf als die Pyroxene.

Im großen und ganzen wird mit der höheren Temperatur der größeren Rindentiefe auch ein größerer Druck verknüpft sein. Es sind aber sehr gut Verhältnisse denkbar, die den parallelen Gang beider physikalischen Momente stören, und das wird weitere Modifikationen in den herrschenden Mineralkombinationen herbeiführen.

In den Gesteinen, die uns in der Folge beschäftigen werden, finden sich häufig Mineralkombinationen, welche charakteristische Glieder beider Stufen bis zu einem gewissen Grade vereinigen.

Die Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels geben zumeist typische Beispiele der unteren Tiefenstufe.

Verfolgt man in Gedanken die Geschichte eines krystallinen Schiefers vom Momente seiner Ausprägung bis zu dem, wo wir eine Probe desselben an der derzeitigen Oberfläche sammeln können, so ergibt sich, daß das Gestein eine ganze Folge von Temperatur- und Druckzuständen durchlaufen muß. Wären die Silikate der Gesteine sehr empfindlich für solche Änderungen, so könnten wir gar kein Gestein der unteren Stufe jemals zu Gesicht bekommen; es müßte, während es durch geologische Veränderungen an die Erdoberfläche gebracht wird, die Folge von Gleichgewichtszuständen durchlaufen, die den verschiedenen Temperatur- und Druckstufen entsprechen. Die Silikate der Gesteine reagieren aber auf Veränderung von Druck und Temperatur nicht mit der Promptheit eines Manometers oder Thermometers. Vielmehr können augenscheinlich die einmal aufgeprägten Gleichgewichtszustände sich lange Zeit auch bei geänderten äußeren Umständen erhalten. Dennoch wird man häufig in Gesteinen, die ihre Ausprägung in einer tieferen Stufe erhalten haben, Mineralbildungen antreffen, die einer höheren Stufe entsprechen. Sie werden dann in der Regel als sekundäre Neubildungen auftreten.

Mit der Unterscheidung von primären und sekundären Gemengteilen kommt man aber bei den krystallinen Schiefern öfter in eine böse Situation, welche darauf hindeutet, daß diese Begriffe, um den Verhältnissen der krystallinen Schiefer sich anzupassen, eine feinere Ausgestaltung bedürfen.

Nehmen wir als Beispiel einen Granat-Amphibolit, wie er in Gebieten krystalliner Schiefer, oft mit Eklogit verbunden, nicht selten vorkommt. Durch Vergleich der verschiedenen Gesteinsvarietäten, durch das Studium der Übergänge kann man bisweilen mit großer Wahrscheinlichkeit zeigen, daß der Amphibol unter Aufzehrung des Pyroxens entstanden ist. Ist nun dieser Amphibol primär oder sekundär? Insoferne wir erweisen können, daß er aus Pyroxen enstand, müssen wir ihn als sekundär bezeichnen; insoferne er als wesentlicher Gemengteil des Amphibolits auftritt, der durch Verwitterung weiter verändert werden kann etwa zu Chlorit, würde man nicht umhin können, ihn als einen primären Bestandteil des Gesteins: Granat-Amphibolit anzuerkennen.

Man sieht, daß die einfache Unterscheidung primär—sekundär nicht ausreicht, um die Beziehungen des Gemengteils Amphibol zum Gestein auszudrücken.

Wir wollen nun solche Gemengteile, welche als wesentliche Gemengteile des Gesteins aufzufassen sind und welche miteinander in chemischem Gleichgewicht stehen, als typomorphe Gemengteile bezeichnen. Solche typomorphe Gemengteile können ganz gut während der Ausprägung des Gesteins aus früher vorhandenen Gemengteilen entstanden sein.

Gemengteile, die sich in Resten als Zeugen eines vorangegangenen Zustandes neben den typomorphen erhalten haben, bezeichnen wir als proterogen. Als proterogenen Pyroxen würden wir also in dem angezogenen Beispiel etwaige Pyroxenreste bezeichnen, welche auf ein früheres Eklogitstadium hinweisen.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Als hysterogen werden wir Gemengteile bezeichnen, welche als Neubildungen erkennbar sind und welche nicht imstande sind, den Typus des Gesteins gänzlich zu verwischen, so z. B. die Hornblende in einem Eklogit, wofern sich dartun läßt, daß sie auf Kosten von Omphacit oder Granat oder beiden als den typomorphen Gemengteilen des Eklogit sich entwickelt hat.

Struktur der krystallinen Schiefer.

Die Struktur der krystallinen Schiefer hat, insoferne sie holokrystallin ist, eine gewisse Ähnlichkeit mit der Struktur der körnigen Massengesteine. Gleichwohl ist sie von der Struktur der Erstarrungsgesteine wesentlich verschieden.

Bei diesen ist die krystallinische Struktur das Resultat eines in bestimmter zeitlicher Folge verlaufenden Krystallisationsprozesses, einer Krystallisation aus Schmelzfluß oder übersättigter Lösung. Die Krystallisation geht von statten in zeitlichem Ablauf und zwar bei stetig sinkender Temperatur, also unter äußeren Umständen, die sich fortwährend in einer Richtung ändern.

Die Folge ist ein ungleicher Idiomorphismus der Gemengteile. Je früher die Ausscheidung eines Gemengteiles beginnt, desto deutlicher wird er seine Krystallform zur Ausbildung bringen. An dem Grade des Idiomorphismus ist die zeitliche Aufeinanderfolge der Krystallisation abzulesen. Der zuletzt ausgeschiedene Gemengteil hat am wenigsten Eigenform. Anders bei den krystallinen Schiefern. Der gegenwärtige Zustand ist hier die Folge einer Reihe von Krystallisationsprozessen, welche an den Gemengteilen gleichzeitig und im starren Aggregatzustand vor sich gingen. Wohl niemals fehlen die Spuren eines gerichteten Druckes und die Krystallisationsvorgänge führen zu einer Anpassung an die mechanische Einwirkung.

Die eigentümliche krystalline Struktur der krystallinen Schiefer ist wohl schon längst als etwas eigentümliches erkannt worden. Sie soll hier als krystalloblastische[1] Struktur bezeichnet werden. Ihre Merkmale werden hier zunächst kurz angeführt und sodann im einzelnen besprochen.

Als Merkmale der typischen krystalloblastischen Struktur sind anzuführen:

1. Die wesentlichen Gemengteile des krystallinen Schiefers sind gleichwertig, keines ist vor dem anderen krystallisiert, wie die Einschlüsse beweisen, jeder Gemengteil findet sich gelegentlich als Einschluß in allen anderen vor.

2. Ausbildung von Krystallformen ist verhältnismäßig selten. Die vorhandenen Krystallformen sind stets sehr einfach und oft parallel der Spaltbarkeit. Häufig treten Individuen auf, welche nur eine Krystallfläche zeigen, die einer Spaltfläche parallel geht, oder nur eine Zone von solchen Krystallflächen, sonst aber der Krystallflächen entbehren.

3. Es fehlen durchwegs durch Voraneilen des Kanten- oder Eckenwachstums entstehende Skelettbildungen.

4. Nach der Ausbildung der Krystallform lassen sich die Gemengteile in eine Reihe mit abnehmende Krystallisationskraft bringen, so daß jedes in der Reihe voranstehende Mineral in Berührung mit einem nachfolgenden seine Krystallform zur Ausbildung bringt.

5. Parallelstruktur kommt zustande nicht allein durch Parallelstellung fertiger Krystalle mit ihren Längsdimensionen (wie bei der Fluidalsttuktur der Erstarrungsgesteine), auch nicht bloß durch mechanische Kataklase, sondern durch die Begünstigung des Wachsens der Gemengteile in der Richtung senkrecht zur stärkeren Pressung. Sie gewinnt den größten Teil ihrer Wirkung, wenn Minerale vorhanden sind, die ihrerseits begünstigte molekulare Wachstumsrichtungen haben.

6. Zonenstruktur fehlt den Gemengteilen oder ist, wenn vorhanden, von anderer Ausbildung und folgt anderen Regeln als bei den Erstarrungsgesteinen.

---

[1] βλαστειν = sprossen.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

7. Die Einschlüsse der Krystalle folgen zumeist nicht der Zonenstruktur, sondern entsprechen entweder dem Aufbau aus Anwachspyramiden oder sie lassen eine ältere Gesteinstruktur erkennen.

8. Die krystalloblastische Struktur ist schließlich durch die möglichste Kompaktheit der mit ihr ausgestatteten Gesteine charakterisiert. Weder blasige noch zellige miarolitische Strukturformen sind mit ihr vereinbar.

Als wesentlich sehen wir bei der krystalloblastischen Struktur an, daß der vorhandene Zustand, die gegenseitige Lage, Abgrenzung und Formausbildung der Gemengteile durch einen am starren Gestein vollzogenen gleichzeitigen Krystallisationsprozeß zustande gekommen ist.

Die Formausbildung, die Abgrenzung der Gemengteile gegeneinander ist nach unserer Auffassung die Folge einer gegenseitigen Anpassung. Außer den eigenen formgebenden Kräften der krystallinen Individuen sind bei der Struktur der krystallinen Schiefer immer auch gerichtete mechanische Druckkräfte wirksam und die schließliche Struktur ist daher auch immer bedingt durch die Art, wie diese mechanischen Kräfte wirksam waren und wie sich die krystallinen Gemengteile diesen gerichteten Druckkräften angepaßt haben.

Die im Gestein wirksamen Druckkräfte.

Bezüglich der in einem Gestein wirksamen Druckkräfte ist zu unterscheiden der allseitige Druck, welcher auch bestehen bleibt, wenn wir uns das starre Gestein durch eine vollkommene Flüssigkeit ersetzt denken. Dieser Druck hängt wesentlich ab von der Tiefe unter der Erdoberfläche, in der sich das Gestein befindet. Zum mindesten ist dieser Druck gleichzusetzen dem Druck einer Wassersäule von der Höhe der überlagenden Gesteinsmassen. Für lang andauernde, eine allmähliche Verschiebung innerhalb des Gesteins selbst bewirkende Vorgänge muß man wohl den Druck der überlagernden Gesteinssäule selbst in Betracht ziehen. Bloß diesen allseitigen Druck wollen wir als Druck schlechtweg bezeichnen. Ferner ist zu berücksichtigen der einseitige Druck, Gebirgsdruck, der sich im großen in Faltung, Überschiebung u. s. w., überhaupt in tektonischen Vorgängen äußert und der natürlich schließlich auch in jeder einzelnen Gesteinslage, ja an jedem einzelnen Korn eines Gemengteiles wirksam sein muß. Diesen ungleichmäßigen Druck welcher Bewegungen innerhalb der Gesteinsmasse, Deformationen derselben, Strukturveränderungen hervorzurufen imstande ist, wollen wir Pressung nennen.[1]

Während der Druck wesentlich auf die Volumenergie der ihm unterliegenden Körper einwirkt, wird die Pressung zunächst formändernd wirken, zunächst elastische Deformationen herbeiführen und die Körper werden ihr Formenergie entgegensetzen. Theoretisch findet sich Formenergie nur bei festen Körpern, daher kann auch Pressung nicht auf flüssiges Magma einwirken. Dieser Satz findet jedoch eine Einschränkung darin, daß in viskosen Flüssigkeiten allerdings auch ungleicher Druck, Pressung, sich entwickeln kann.

Um die Anpassung der Gemengteile aneinander und an die Pressung zu verstehen, müssen wir nnehmen, daß die Form der Gemengteile Veränderungen zugänglich sei. Diese Veränderungen können herbeigeführt werden:

1. durch elastische Deformationen. Sie würden beim Aufhören der deformierenden Kraft wieder verschwinden. Diese Veränderungen können keinen bedeutenden Betrag erreichen, obzwar man Spuren davon in Steinbrüchen bemerkt;

2. durch Translation und Gleitung innerhalb der krystallinen Gemengteile. Diese Art der Veränderung ist gewiß in einem nicht unbeträchtlichen Maß wirksam; namentlich beim Calcit, bei Feld-

[1] Im Englischen wäre Druck durch Pressure, Pressung durch Stress zu übersetzen. Diese Übersetzung teilweise übers Kreuz ist zwar unbequem, sie scheint aber nicht umgangen werden zu können, da der deutsche Ausdruck Druck für den Volumenergie weckenden Zustand wohl kaum mehr auszumerzen ist und jedenfalls im Deutschen noch viel mehr Verwirrung entstehen würde, wollte man ihn durch Pressung ersetzen und Druck in der Bedeutung des englischen Stress einführen, wofür bis jetzt ein passendes deutsches Wort fehlt. Wollte jemand statt Pressung Stress im Deutschen gebrauchen, so wäre dagegen nicht viel einzuwenden.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

spaten, bei Pyroxen, bei Glimmern kann man direkte Spuren einer Anpassung durch solche molekulare Verschiebung innerhalb der krystallinen Individuen wahrnehmen;

3. durch Kataklase. Die Pressung bewirkt, indem sie die Fertigkeitsgrenze der Gemengteile überschreitet, bleibende Verbiegungen, Gestaltveränderungen und schließlich ein Zerbrechen; die Bruchstücke verschieben sich und auf diese Art entwickelt sich eine neue Gleichgewichtslage — Kataklasstruktur. Die Erscheinungen der Kataklase sind so charakteristisch und so leicht im mikroskopischen Präparat zu erkennen, daß ihr Vorhandensein und ihr Ausmaß leicht festzustellen ist. Ihre weite Verbreitung ist durch zahlreiche Arbeiten nachgewiesen worden und ohne Zweifel sind viele Schieferstrukturen ihrem Wesen nach kataklastisch.

Es gibt aber Schieferstrukturen und zwar sehr verbreitet, die sich durch Kataklase oder durch andere rein mechanische Vorgänge nicht erklären lassen. Ihrer Besprechung und Deutung wollen wir uns nun zuwenden.

Bruchlose Umformung, Krystallisations-Schieferung — das Riecke'sche Prinzip.

Von Heim[1] wurde die Vorstellung einer bruchlosen Umformung eingeführt. Unterliegt ein Gestein einer vertikalen Belastung, welche die Bruchfestigkeit des Gesteins und seiner Bestandteile überschreitet so wandelt sich diese in einen allseitig fortgepflanzten hydrostatischen Druck und die Gesteine und ihre Gemengteile geraten in einen Zustand latenter Plastizität. Sie sind nun imstande, einem hinzutretenden gerichteten Druck, einer Pressung, durch plastische Umformung nachzugeben ohne Kataklase. Von hier aus ist die Vorstellung ausgegangen und ziemlich allgemein angenommen worden, daß in der Erdrinde zwei Regionen zu unterscheiden sind: eine obere Region der Umformung mit Bruch und eine tiefere Region der bruchlosen Umformung, in der sich die Gesteine wie plastische Körper verhalten und mechanischen Einwirkungen durch Fließen (flowage) nachgeben.

Wir akzeptieren zunächst die Vorstellung der bruchlosen Umformung, da sie offenbar tatsächlichen Beobachtungen entspricht, die sich jedem aufdrängen, der unbefangen in Gebieten krystalliner Schiefer beobachtet.

Wir glauben aber, daß die Umformung nicht so sehr durch eine mechanische Plastizität (Überwindung der Kohäsion, der inneren Reibung) der Gemengteile bewirkt wird als durch chemische Vorgänge (Auflösung und Krystallisation). Diese Vorstellung ist nicht neu, sie wird aber dem Verständnis näher gebracht durch eine interessante Abhandlung von Riecke.

Nach Riecke[2] wird durch mechanischen Druck oder Zug, überhaupt durch Deformation der Schmelzpunkt eines Körpers herabgesetzt und zwar ist diese Depression des Schmelzpunktes unabhängig davon ob die betreffende Substanz ihr Volumen beim Schmelzen vergrößert oder verkleinert.

Die von Riecke abgeleitete Formel lautet:

$$\vartheta = \frac{1}{2} \frac{W_0 T_0}{A Q E} \Xi^2.$$

---

[1] A. Heim: Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

[2] Eduard Riecke: Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachrichten von der kön. Ges. der Wissensch. zu Göttingen, math.-physikal. Klasse 1894, *4*, 278—284. Zu ähnlichen Ergebnissen wie Riecke gelangt auch W. Gibbs. — Vergl. Ostwald: Lehrbuch der allgem. Chemie, 2. Bd., 2. Teil, S. 140, 141. — Vergl. auch H. W. Baakhuis Roozeboom: Die heterogenen Gleichgewichte vom Standpunkte der Phasenlehre I. Braunschweig 1901, insbesondere S. 215 ff.

Seit dem Erscheinen der Abhandlung von Riecke habe ich sowohl im Gespräch mit Fachgenossen als auch in Vorlesungen die Bedeutung des Riecke'schen Prinzips für die Deutung der Parallelstruktur der krystallinen Schiefer hervorgehoben. Es ist auch von einem meiner Schüler bei der Diskussion der Erscheinungen der Schieferung benützt worden. (Vergl. H. Graber: Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. *47* [1897], 225.) Gleichwohl scheint die Bedeutung der von Riecke aufgedeckten theoretischen Gesichtspunkte bisher nicht allgemein anerkannt worden zu sein.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hier ist: W_0 das spezifische Volum des festen Körpers, T_0 die Temperatur, A das mechanische Wärmeäquivalent, Q die Schmelzwärme der Masseneinheit, E der Elastizitätskoeffizient, Ξ der Zug (oder Druck), ϑ die Erniedrigung des Schmelzpunktes. Für Eis ist nach Riecke

$$\vartheta = 0 \cdot 036\ \Xi^2,$$

wo Ξ in Kilogrammgewichten pro Quadratmillimeter anzugeben ist. Einem Zug gleich der Zugfestigkeit des Eises (0·7 *kg* pro *mm*²) würde eine Erniedrigung des Gefrierpunktes um 0·017° C entsprechen.

Riecke fährt dann fort:

»Allgemein gibt die Formel noch zu der folgenden Bemerkung Veranlassung. In einer gesättigten Lösung befinden sich zwei Prismen, die aus der gelösten Substanz hergestellt sind. Wird das eine einem longitudinalen Zuge oder Drucke unterworfen, so wird sein Schmelzpunkt erniedrigt. Bei konstanter Temperatur tritt Schmelzung ein und die Konzentration der Lösung wird vermehrt; das zweite Prisma aber ist mit dieser im Gleichgewicht nur bei der ursprünglichen Konzentration. Die Wiederherstellung des Gleichgewichtes kann nur durch Auskrystallisieren der gelösten Substanzmenge erfolgen. Wenn diese auf dem zweiten Prisma sich niederschlägt, so wächst seine Masse auf Kosten des deformierten. Es knüpft sich hieran die Frage, ob bei natürlichen Krystallen Wachstumserscheinungen vorkommen, die auf diesem Wege sich bilden könnten.«

Die theoretische Studie Riecke's behandelt nur den Fall homogener Deformation. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß die Grunderscheinung auch bei inhomogener Deformation bestehen bleibt, also etwa bei den krystallinen Körnern eines Gesteins, zwischen denen eine gesättigte Lösung der Gesteinsgemengteile auf den kapillaren Klüften zirkuliert und das einer einseitigen Pressung unterworfen ist. In einem solchen Aggregat wird sich die Pressung auf der Oberfläche der einzelnen Bestandteile verteilen und man wird Stellen stärkerer und scwächerer Pressung an den Berührungsstellen der einzelnen Körner oder Krystalle unterscheiden. Oberflächenelemente, welche senkrecht zur Pressung liegen, werden am meisten gepreßt und deformiert sein; Oberflächenelemente, welche in die Richtung der Pressung fallen, werden relativ frei von Pressung und Deformation sein. Man kann sich nun jedes Korn in so kleine Prismen zerlegt denken, daß innerhalb derselben die Deformation als homogen angesehen werden kann und die Riecke'sche Formel anwendbar ist. Es ergibt sich als Resultat, daß die am stärksten gepreßten Stellen der Körner gelöst werden, während die am schwächsten gepreßten in der zwischen den Körnern zirkulierenden Lösung weiterwachsen. Hiedurch werden die Körner offenbar in der Richtung der stärksten Pressung durch Auflösung verkürzt, in der Richtung des leichtesten Ausweichens durch Wachstum ausgedehnt.

Wir glauben, daß dieser Lösungs- und Krystallisationsvorgang mindestens ebensoviel zur Parallelstruktur der krystallinen Schiefer beiträgt wie die mechanische Einstellung bereits vorhandener tafeliger Individuen in die Ebene senkrecht zum Druck und wie die Erscheinungen der Kataklase, die immer auch von solchen Lösungs- und Krystallisationsvorgängen begleitet sein werden.

Die Anwendung des Prinzips von Riecke setzt voraus, daß entweder das Gestein eine so hohe Temperatur besitze, daß die Erniedrigung des Schmelzpunktes durch Pressung tatsächlich ein Abschmelzen an den Druckstellen bewirkt oder daß das Gestein von einem Lösungsmittel durchzogen sei, welches auf den kapillaren Räumen zwischen den Gemengteilen zirkuliert, wohl auch diese selbst auf Klüften durchdringt, vielleicht sogar spurenweise intermolekular in ihnen vorhanden ist und sich als eine gesättigte Lösung der sämtlichen Gesteinsgemengteile für die herrschenden Temperatur- und Druckverhältnisse darstellt. Diese Vorstellung dürfte umso weniger eine Schwierigkeit haben, als kleine Mengen von Wasser in dem Ausgangsmaterial für die Bildung krystalliner Schiefer stets vorhanden sein müssen. Handelt es sich um ein ursprüngliches Intrusivgestein und schließt sich die Phase der Krystallisationsmetamorphose unmittelbar an die magmatische Erstarrungsphase an, so sind ganz gewiß Reste des »juvenilen« Wassers und anderer Mineralisatoren von der Intrusion her vorhanden. Handelt es sich um ein ursprüngliches Sediment, so sind hinreichende Mengen gebundenen Wassers in den seinerzeit abgelagerten Sediment-

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

massen vorhanden. Schiefertone, Mergel u. s. w. enthalten ja immer mehrere Prozente gebundenen Wassers, welches bei Erhöhung der Temperatur unter Druck durch Dissoziation ausgetrieben, als imprägnierendes Lösungsmittel fungieren kann. Bekannt ist ferner, daß frisch gebrochene Gesteine aus irgend einem Teil der uns zugänglichen Erdrinde stets einen geringen Wassergehalt zeigen, welcher, wenn er selbst nur einige Zehntel Prozent beträgt, hinreicht, um auf den Grenzen der Körner zirkulierend alle Umsetzungen zu vermitteln.

Den Vorgang der Herausbildung einer Parallelstruktur durch Auflösung und Krystallisation an der Oberfläche der Gemengteile unter dem Einfluß einer äußeren Pressung und einer zwischen ihnen vorhandenen gesättigten Lösung bezeichnen wir als Krystallisationsschieferung. Ihre volle Wirkung wird dort eintreten, wo Gemengteile vorhanden sind, welche durch ihre Molekularstruktur begünstigte Wachstumsrichtungen haben, d. h. die Neigung, tafelige, schuppige oder stengelige, nadelige Formen zu liefern.

Wirken die molekularen Wachstumsrichtungen und die durch Pressung begünstigten Richtungen zusammen, so wird die Wirkung potenziert. In der Tat scheint das Vorhandensein solcher Minerale mit ausgezeichneten molekularen Wachstumsrichtungen wie Glimmer, Chlorit, Talk, Hornblende u. s. w. eine der Bedingungen zu ausgeprägter Schieferung zu sein.

Fällt mit der bevorzugten Flächen- oder Längsausdehnung der Krystalle noch eine molekulare Spaltbarkeit zusammen, so überträgt sich diese dann auch auf das Gestein. Gesteine, die arm an solchen schieferholden Gemengteilen sind, wie z. B. Kalksteine, Quarzite erreichen auch niemals das Maß von Schieferung und Spaltbarkeit wie die mit ihnen wechsellagernden und den gleichen Druckkräften ausgesetzten Glimmerschiefer, Phyllite, Grünschiefer u. s. w.

Daß so durch das Wachsen und nicht durch die Parallelordnung fertiger Schuppen oder Nadeln die Schieferstruktur der krystallinen Schiefer zustande kommt, wird anschaulich dadurch dargetan, daß man in jedem schiefrigen Gestein dieser Art neben den zahlreichen, ungefähr parallel der Strukturfläche gestellten und nach ihr ausgedehnten Individuen auch solche antrifft, welche eine andere Stellung einnehmen, diese lassen aber alsdann die Ausdehnung nach der ihnen eigentümlichen Wachstumsrichtung vermissen.

So findet man nicht selten in Glimmerschiefern und Gneisen quergestellte Glimmertafeln, die dann ausnahmslos durch ihre kurze gedrungene Form von den gewöhnlichen dünntafeligen Glimmerschuppen abweichen. Ähnliches beobachtet man an den Hornblenden, welche bei Querstellung kurzsäulige Formen annehmen, in der Schieferungsebene zu langen Strahlen auswachsen.

Umgekehrt beobachtet man bei tesseralen Krystallen (Granat, Magnetit, Pyrit) öfter eine Verzerrung in der Schieferungsebene. So erweist sich die ausgebildete Krystallform als ein Kompromiß zwischen Molekularstruktur und Gesteinsstruktur.

Der Vergleich mit der Parallelstruktur gewisser Eruptivgesteine ist hier naheliegend. Viele Phonolithe, Trachyte, auch Syenite u. s. w. zeigen eine leichte Spaltbarkeit nach einer Ebene, welche durch die parallele Anordnung der tafeligen Feldspatkrystalle bedingt ist. Diese Struktur kommt dadurch zustande, daß fertige Krystalle, die im flüssigen Magma schwimmen, durch Differentialbewegung parallel gerichtet werden. Die parallel gestellten Krystalle sind älter als die Zwischenmasse.

Bei der Krystallisationsschieferung handelt es sich aber wesentlich um bevorzugte Wachstumsrichtungen. Nicht die fertigen Glimmerschüppchen werden in die Schieferungsebene eingestellt, sondern jene Glimmerindividuen, deren Endfläche in die durch Pressung begünstigte Ebene fällt, entwickeln sich vorwaltend. Die Krystallisation der schieferholden Glimmerschuppen und der von der Pressung minder beeinflußten anderen Minerale ist gleichzeitig.

Weiter ist naheliegend ein Vergleich mit der Protoklasstruktur Brögger's, welche wohl auch schon öfter zur Bezeichnung der Parallelstruktur von Granitgneisen und ähnlichen Gesteinen angewendet worden ist, denen wir Krystallisationsschieferung zuschreiben. Brögger bezeichnet mit diesem Ausdruck Strukturformen, welche während des Aufpressens des Magmas dadurch zustande kommen, daß die

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dunklen Mineralien sich parallel den Begrenzungsflächen des Gesteinskörpers in Streifen ordnen und bereits ausgeschiedene größere Krystalle zerbrochen, zerrieben und zu augenförmigen Körnern gestaltet wurden.[1] Als unterscheidend sehen wir an, daß hier das mechanische Moment des Zerbrechens, Zerreibens in den Vordergrund tritt,[2] und daß die Mineralgesellschaft den Charakter des Erstarrungsgesteins unverändert darbietet.

Wenn aber auch die extremen Fälle in der Natur scharf geschieden werden können, so gibt es doch gewiß auch Übergänge zwischen der durch Krystallisationsschieferung entstandenen krystalloblastischen Struktur und gewissen Erstarrungsmodifikationen der Erstarrungsgesteine. Übergänge gehören zum Wesen der geologischen Erscheinungsformen in der Erdrinde. Wo hier die Grenze zu ziehen ist, wird wohl häufig dem subjektiven Ermessen unterworfen bleiben. Einen Fingerzeig dürfte aber der Mineralbestand abgeben. Solange er dem typischen Erstarrungsgestein entspricht, wird man Fluidalstruktur, wenn er davon abweicht, Krystallisationsschieferung annehmen. Es scheint, daß die sonderbare Parallelstruktur, welche Ramsay[3] von den Gesteinen des Lujavr-Urt beschreibt, zu diesen Übergängen gehört.

Eine weitere Konsequenz des Riecke'schen Prinzips ist, daß in gepreßten Gesteinen die Tendenz bestehen muß, Lücken zwischen den Gemengteilen auszufüllen.[4] Denken wir uns ein Gestein aufgebaut aus Teilen, welche sich nur stellenweise berühren; nehmen wir als theoretisch einfachen Fall ein Aggregat von Kugeln, welche die möglich engste Lagerung angenommmen haben. Schon ein allseitiger Druck wird an den Berührungsstellen Deformation, also Auflösung, an den Lücken hingegen Wachstum, Ausfüllung bewirken. Diese Tendenz, vorhandene oder selbst nur in Entstehung begriffene Hohlräume durch neu gebildete Minerale auszufüllen, ist eine bei krystallinen Schiefern allbekannte Tatsache und findet in der Entwicklung der Streckungshöfe oder toten Räume eine anschauliche Verwirklichung. Ebenso in der Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den sich aufblätternden Lagen an den Umbiegungsstellen von Gewölben und in der Ausfüllung der Zerklüfte in gestreckten Gesteinen. Das Prinzip von Riecke gibt also eine gute Erklärung für die Kompaktheit der krystallinen Schiefer, durch welche diese Klasse abermals in auffallendem Gegensatz geräth zu den körnigen Massengesteinen mit ihrer Neigung zur miarolitischen Struktur.

Pressung allein kann gewiss keine Krystallisationsschieferung hervorbringen. Wenn also Weinschenk und andere Kritiker der Dynamometamorphose gegen eine solche Auffassung der Wirksamkeit des »Druckes« Front machen, so ist das berechtigt; aber ich glaube, es ist ein Kampf gegen Windmühlen. Ich weiß nicht, ob es einen Anhänger der Dynamometamorphose gibt, der eine solche Ansicht verteidigt. Wohl aber ist Pressung ein Hauptfaktor der Metamorphose, nicht nur weil durch Pressung die Gemengteile zermalmt werden und die Berührungsfläche zwischen festen Teilen und Lösungen vermehrt und vergrößert wird, sondern weil die Pressung nach dem Riecke'schen Prinzip im starren Gestein nebeneinander Stellen von Lösung und von Krystallisation erzeugt und so chemische und Krystallisationsprozesse in Gang bringt, die unter den vorhandenen Druck- und Temperaturverhältnissen ohne Pressung nur mit unendlicher Langsamkeit von statten gegangen wären. In diesem Sinne fassen wir auch den Satz von Rosenbusch auf, daß sich mechanische Arbeit in chemische umsetze, und sehen in dem Riecke'schen Prinzip das Bindeglied, welches mechanische und chemische Arbeit in Wechselwirkung bringt.

Beziehungen zwischen Krystallisationsschieferung und Kataklase.

Es wäre gewiß Übertreibung eines an sich richtigen Gedankens, wenn man in dem Riecke'schen Prinzip die einzige und alleinige Quelle der Parallelstruktur krystalliner Schiefer erblicken wollte.

---

[1] Zeitschrift für Kryst. XVI, 105.

[2] Brögger setzt die Protoklase direkt in Parallele mit der Kataklase.

[3] W. Ramsay: Der Nephelinsyenit auf der Halbinsel Kola. Fennia Nr. 15, 2 (1899).

[4] Vergl. hier auch die Darstellung der bezüglichen Verhältnisse in dem Buche von H. W. Bakhuis Roozeboom: Die heterogenen Gleichgewichte vom Standpunkte der Phasenlehre I. Braunschweig 1901. S. 215ff.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Sicher spielten je nach der Beschaffenheit des Ausgangsmateriales, welches zum krystallinischen Schiefer verarbeitet wird, auch noch andere Umstände mit: die rein mechanische Einstellung flächenhafter oder länglich gestalteter Krystalle senkrecht zur Druckrichtung; ferner namentlich bei ursprünglich sedimentären Gesteinen die Anordnung der winzigen klastischen Glimmerschüppchen parallel der Sedimentierungsebene, welche sich dann auf die Schieferungsebene überträgt, wenn diese mit der Schichtung übereinstimmt. Die Mitwirkung von Gleitung und Translation innerhalb der Individuen ist gleichfalls im Auge zu behalten. Auch Kataklase kann zur Parallelstruktur beitragen, wenn größere Gemengteile unter Einwirkung der Pressung zerbrechen und die Bruchstücke durch Verschiebung und Gleitung sich in einer Fläche senkrecht zur Druckrichtung ausbreiten. Alle diese Erscheinungen können mit und neben der Krystallisationsschieferung am Werke sein.

Ob insbesondere Kataklase, also die Erscheinungen mechanischer Verbiegung, Zerbrechung, Zerdrückung und die damit in Zusammenhang stehenden optischen Störungen: undulöse Auslöschung, Zerfall in optisch verschiedene Felder, an einem Gestein zur Ausbildung kommen, hängt ab von dem Verhältnis zwischen der Pressung und dem Maß der Fähigkeit zum Umkrystallisieren, welches durch die Umstände gegeben ist.

Bei höherer Temperatur, hohem Druck und hiedurch gesteigerter Lösungsfähigkeit des Imbibitionswassers werden Pressungen leichter durch Umkrystallisieren ausgeglichen werden als bei niederer Temperatur und bei Drucken, die denen der Erdoberfläche näher stehen.

Es werden also solche kataklastische Erscheinungen eine Tendenz haben, in den oberen Teilen der Erdrinde sich geltend zu machen, und sie werden häufig mit der Bildung jener hydroxylhaltigen Gemengteile einhergehen, welche für diese oberen Tiefenstufen der krystallinen Schiefer charakteristisch sind.

Diese Kombination von starker Kataklase und der Bildung hydroxylhaltiger Gemengteile war es, welche ich bei gewissen Gesteinen des Altvatergebirges antraf und durch die Bezeichnung anogen-dynamometamorph treffen wollte.[1]

Der entgegengesetzte Fall: völliger Ausgleich der Pressung durch Umkrystallisieren, Bildung jener Minerale, welche für die tiefere Bildungszone der krystallinen Schiefer charakteristisch sind, welche also auch mehr Ähnlichkeit haben mit den Mineralassoziationen der Erstarrungsgesteine, sollten durch katogen-dynamometamorph bezeichnet werden.

Es ist aber ersichtlich, daß die allerverschiedensten Kombinationen dieser Momente eintreten können, und es ist kaum Aussicht vorhanden, daß jede dieser denkbaren Kombinationen über größere Gebietsstrecken einen einheitlichen Charakter beibehalten wird.

Immerhin kann hier erwähnt werden, daß in den augenscheinlich einer bedeutenden Tiefenstufe angehörigen krystallinischen Schiefern des niederösterreichischen Waldviertels die Kataklase eine geringe Rolle spielt und Krystallisationsschieferung überwiegt.

In großen Teilen des sächsischen Granulitgebirges (z. B. Gegend von Roßwein und Penig) muß man aus der geringen Verbreitung des Muscovits, der Epidotminerale, des Chlorites, aus dem Auftreten basischer Plagioklase auf eine bedeutende Tiefenstufe schließen, obzwar nach den Untersuchungen Lehmann's Kataklase stark hervortritt (Flasergabbro, Augengranulite).

Bei gewissen krystallinischen Gesteinen der Schieferhülle der Zentralgneise der hohen Tauern muß man aus dem massenhaften Auftreten hydroxylreicher Minerale auf eine relativ geringere Rindentiefe schließen, gleichwohl fehlt in den Grünschiefern und Kalkglimmerschiefern, ebenso in ausgedehnten Gebieten von krystallisationsschiefrigen Tonalit- und Granitgneisen Kataklase häufig völlig trotz augenscheinlich höchst intensiver mechanischer Beanspruchung. Beispiele intensiver Kataklase in verhältnismäßig geringer Rindentiefe sind offenbar vorhanden im Montblancgebiet, in vielen Teilen der nördlichen Reihe der Zentral-

---

[1] F. Becke: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitz.-Ber. Wiener Akad. CI, Abt. I, März 1892.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

massen der Schweiz, in uns näherliegenden Gebieten längs des Nordrandes der Venediger und Duxer Zentralgneismasse. Als ausgezeichnetes Beispiel typisch anogener Dynamometamorphose kann auch die schiefrige Entwicklung des Lausitzer Granits längs der Lausitzer Hauptverwerfung aufgeführt werden, welche jüngst von Reinisch[1] eine eingehende Schilderung erfahren hat.

Ausbildung von Krystallformen.

Wenn die in den vorangehenden Seiten dargelegten Vorstellungen über die Vorgänge bei der Bildung eines krystallinischen Schiefers zutreffen, so ergibt sich als notwendige Folge, daß die Ausbildung von Krystallformen, soweit eine solche bei den Gemengteilen der krystallinen Schiefer vorhanden ist, nicht in derselben Weise beurteilt werden kann und darf wie bei den Erstarrungsgesteinen. Die Gemengteile eines krystallinen Schiefers sind, während er die uns jetzt vorliegende Struktur annimmt, in starrem Zustande vorhanden, sie berühren sich gegenseitig innig und nur auf den kapillaren Klüften zwischen ihnen mag eine Spur einer Flüssigkeit zirkulieren, welche eine gesättigte Lösung der sämtlichen Gemengteile des Gesteins darstellt, welche vielleicht intermolekular spurenweise auch das Innere der Individuen durchdringt und die fortwährenden, durch die wechselnden äußeren Pressungen bedingten Umsätze vermittelt, hier löst, dort wachsen läßt und das Gestein befähigt, durch diesen inneren Krystallisationsprozeß den äußeren Kräften zu folgen.

Wenn unter solchen Umständen Krystallformen an einem Mineral auftreten, so kann das nicht Folge eines zeitlichen Bildungsunterschiedes sein, sondern die Krystallformen können nur gewonnen und behauptet werden in steter Berührung mit den Nachbarn im Kampf um den Raum.

Es ist auch die Ausbildung von Krystallformen bei krystallinen Schiefern viel beschränkter als bei Erstarrungsgesteinen. Zumeist sind die Kanten gerundet, die auftretenden Formen sehr einfach, wenig abgeleitete Flächen vorhanden.

Besonders hervorzuheben ist die Häufigkeit von solchen Krystallflächen, die einer Richtung vollkommener Spaltbarkeit parallel gehen; wenn die Spaltform keine geschlossene Form darstellt, findet sich sehr häufig nur eine partielle Entwicklung der Krystallform, indem nur die Spaltfläche als Krystallfläche auftritt oder einige mit den Spaltflächen tautozonale Flächen, welche eine offene Kombination liefern.

So zeigen Glimmer, Chlorite, Sprödglimmer, Talk meist nur die Endfläche; die Ränder der Tafeln sind unbestimmt begrenzt. Hornblenden zeigen das Spaltungsprisma, allenfalls untergeordnet Quer- und Längsfläche, Disthen Quer- und Längsfläche, untergeordnet das Prisma, Andalusit das Spaltprisma; die Enden zerfasern oder sind regellos begrenzt. Granat entwickelt in der Regel das Rhombendodekaeder, die rhomboedrischen Carbonate das Grundrhomboeder, Magneteisen das Oktaeder, Pyrit den Würfel.

Nie finden sich in einem krystallinen Schiefer Skelette mit voraneilendem Kanten- oder Eckenwachstum. Dagegen sind unterbrochene, löcherige Krystallflächen, Eindrücke durch andere Krystalle derselben oder verschiedener Art sehr gewöhnlich.

Nach der den Gemengteilen innewohnenden Krystallisationskraft lassen sie sich in eine Reihe ordnen, so zwar daß jedes in der Reihe vorangehende Mineral in Berührung mit einem nachfolgenden seine Krystallform zur Geltung bringt.

Die Gemengteile krystallinischer Schiefer nach abnehmender Krystallisationskraft.

Titanit, Rutil, Magneteisen, Eisenglanz, Titaneisen, Granat, Turmalin, Staurolith, Disthen.
Epidot, Zoisit.
Pyroxen, Hornblenden.

---

[1] R. Reinisch: Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. Habilitationsschrift. Leipzig 1902

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Breunnerit, Dolomit, Albit.
Glimmer, Chlorit.
Calcit.
Quarz, Plagioklas.
Orthoklas, Mikroklin.

Ausnahmen von dieser Reihenfolge werden gewiß vorkommen und sind auf äußere Momente zu schieben, welche die Krystallisationskraft ändern. So scheint es, daß kleine Individuen mehr Aussicht haben, ihre Krystallform zur Ausbildung zu bringen als große.

Was hier Krystallisationskraft genannt wird, dafür wird man wahrscheinlich bei näherem und tieferem Studium noch einen exakteren Ausdruck finden.

Die Vorstellungen von Curie[1] über die Ursache der Ausbildung der Krystallflächen würden sich wohl hier anwenden lassen. Den Krystallen wird eine bestimmte Oberflächenenergie zugeschrieben, welche durch die Kapillaritätskonstante gemessen wird. Der Krystall strebt jenem Zustand zu, bei welchem die Oberflächenenergie ein Minimum ist. Liegen nun Aggregate von krystallinen Individuen vor und sind dieselben in einem Zustand, der eine gewisse Beweglichkeit zuläßt, so wird jene Krystallart ihre Krystallform zum Vorschein bringen, welche die kleinere Oberflächenenergie besitzt. Die Oberflächenenergie ist auf Krystallflächen kleiner als auf anderen Oberflächenteilen. Sei $A < A'$ die Energie einer Krystallfläche und eines gleich großen anderen Oberflächenteils für den einen Körper, $B < B'$ dieselben Größen für einen anderen, so wird es auf das Verhältnis der Summen $A' + B$ und $A + B'$ ankommen, welcher der beiden Körper an der Trennungsfläche seine Krystallfläche entwickeln. Sind A und A' weniger verschieden als B und B' so wird $A' + B$ den kleineren Wert geben und B seine Krystallfläche entwickeln. Da die Werte A und B verschieden sind für verschiedene Krystallflächen, so ist auch leicht zu verstehen, daß sich nur bestimmte Krystallflächen entwickeln und, wenn wir weiter beobachten, daß in der Regel Spaltflächen als Krystallflächen auftreten, so ist das verständlich, da den Spaltflächen vermutlich ein Minimum der Oberflächenenergie zukommt.

Bemerkenswert ist immerhin, daß die oben auf Grund zahlreicher Einzelerfahrungen aufgestellte Reihe im großen und ganzen eine Reihe nach abnehmendem spezifischen Gewicht darstellt. Da anderseits bei partieller Entwicklung der Krystallform stets die Spaltflächen bevorzugt werden, liegt es nahe anzunehmen, daß das eigentliche primum movens die dichte Scharung der Molekel ist und daß jene Minerale Krystallformen annehmen, welche die dichtest gescharten Molekel besitzen, und daß unter den verschiedenen Krystallflächen desselben Minerales jene am leichtesten entstehen, in denen die Anordnung der Molekel am dichtesten ist.

Jene Minerale, welche im krystallinen Schiefer mit Krystallform auftreten, sollen idioblastisch heißen, jene, welche ohne Eigenform die Lücken der Idioblasten ausfüllen, mögen xenoblastisch genannt werden.

Rein formell bezeichnet idiomorph dasselbe wie idioblastisch. Es ist aber unsere Ansicht, daß die Bezeichnungen für Strukturverhältnisse erst dann wissenschaftlichen Wert erlangen, wenn sie gleichzeitig eine genetische Bedeutung haben. Für die Erstarrungsgesteine ist das allgemein anerkannt.[2] Mit den Ausdrücken idiomorph, allotriomorph, hypidiomorph u. s. w. ist nach unserer Ansicht unlösbar verbunden der Begriff sukzessiver Erstarrung aus dem magmatischen Zustand. Ein Erstarrungsgestein kann nur richtig beschrieben und bezeichnet werden, wenn wir es so genetisch auffassen. Da die Genese und die Krystallisationsverhältnisse eines krystallinen Schiefers, total andere, die mit den formalen Verhältnissen verknüpften genetischen Vorstellungen gänzlich verschieden sind, erscheint es uns zweckmäßig, für die formalen Verhältnisse der krystallinen Schiefer eigene, ihnen angepaßte Bezeichnungen vorzuschlagen,

[1] Bull. soc. franc. de Min. 1885. — S. a. Ostwald: Lehrb. d. allg. Chemie I. 939.

[2] Vergl. Zirkel: Petrographie I, 453. Auf gewissen Gebieten, z. B. dem der Erstarrungsgesteine, kann die Struktur geradezu als ein Ausdruck der Bildungsvorgänge gelten.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

welche immerhin durch die Ähnlichkeit der Bildung die Analogien der Form- und Strukturverhältnisse in den beiden großen Abteilungen der krystallinen Gesteine zum Ausdruck bringen sollen, wo solche Ähnlichkeiten vorhanden sind.

An Stelle entwickelter Krystallformen trifft man häufig beim Zusammenstoßen von zweierlei Gemengteilen, daß der eine zumeist konvexe, der andere konkave Oberflächen entwickelt. Beim Zusammenvorkommen von Kalifeldspat einerseits mit Quarz und Plagioklas anderseits ist dieses Verhältnis oft in aller Klarheit ausgesprochen. Außer Kalifeldspat hat auch der Calcit die Neigung, in solchen oft wunderlich bizarren Xenoblasten aufzutreten, deren Oberfläche ganz aus konkaven Oberflächenteilen zusammengesetzt ist. Auch dieses Verhältnis kann wohl mit Unterschieden der Oberflächenspannung in Zusammenhang gebracht werden. Ist die Oberflächenenergie des einen Minerales auf einer konkaven Oberfläche $\check{A}$ größer als auf einer konvexen $\hat{A}$ und sind $\check{B}$, $\hat{B}$ die entsprechenden Größen eines zweiten Minerales, so würde wieder, wenn diese Unterschiede für A kleiner als für B angenommen werden, die Kombination $\check{A} + \hat{B}$ dem Minimum der Oberflächenenergie entsprechen, dem das Gestein zustrebt.

Korngröße.

Aus der vorausgehenden Auseinandersetzung über die Ausbildung der Krystallformen in krystallinischen Schiefern ergibt sich schon die Vorstellung, daß die Entwicklung der krystalloblastischen Struktur der krystallinen Schiefer mit einem gleichzeitigen Wachsen der einzelnen Gemengteile verknüpft ist.

Jene Fälle, wo das nicht der Fall ist, wo etwa das Ausgangsmaterial vor Ausbildung der krystalloblastischen Struktur ein gröberes Korn besaß, sollen später ihre Besprechung finden.

Das allmähliche Größerwerden des Korns im Lauf einer Umformung im starren Zustand ist eine wohlbekannte Erscheinung. Es sei hier nur an das Größerwerden des Korns beim Übergang von Schnee zu Firn und Gletschereis, an das gröber krystallinische Korn von Steinsalzabsätzen erinnert, die mit konzentrierter Lösung in Berührung stehen. Man wird denselben Vorgang beim Übergang von dichtem Kalk zu Marmor, von dichtem Hornstein zu krystallinischem Quarzit, von feinstschuppigem Phyllit zu gröber krystallinischem Glimmerschiefer und Schiefergneis als Tatsache hinzunehmen haben.

Die Vergröberung des Korns kommt dadurch zustande, daß jeweils die größeren Körner auf Kosten der kleineren wachsen.

Lepsius[1] hat zur Erklärung des Vorganges das Verhalten von feinkörnigen Niederschlägen, Schwefelblumen, in Glas eingeschlossenen Kampferkrystallen bei Temperaturschwankungen herangezogen.

Sind große und kleine Krystalle von gesättigter Lösung oder gesättigtem Dampf umgeben und steigt die Temperatur, so findet Lösung statt an der Oberfläche der Krystalle. Die kleinsten Krystalle werden dabei völlig aufgelöst. Bei der nachfolgenden Schwankung nach abwärts wird das gesamte gelöste Material auf den an Zahl geringeren noch vorhandenen Kernen abgelagert, welche dadurch eine Volumzunahme erfahren. Dieser Vorgang, dessen Möglichkeit ohneweiters zuzugeben ist, kann aber nur das Verschwinden der kleinsten Individuen, nicht aber das andauernde Gröberwerden des Kornes erklären.

Es ist hier wieder an die Annahme Curie's zu erinnern, daß die Oberfläche der Körner Sitz einer besonderen Oberflächenenergie ist. Durch das Gröberwerden des Kornes wird die Summe der freien Oberflächen verringert und es fällt der Vorgang der Vergröberung des Kornes unter die nämliche Kategorie von Erscheinungen wie die Ausbildung von Krystallformen, die sich so auffassen lassen, daß das Gestein einem Minimum von freier Energie zustrebt.

Durch den Nachweis einer Vermehrung der Löslichkeit durch Feinheit des Korns ist indessen die Frage aus dem Bereich des rein Hypothetischen herausgerückt worden. Nach Ostwald ist die Löslichkeit

[1] Geologie von Attika.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

abhängig von der Feinheit des Korns; die Unterschiede sind nach den experimentellen Untersuchungen von Hulett beim Quecksilberoxyd und Gips nicht unbeträchtlich.[1]

Gewiß dürften Schwankungen der Temperatur und ebenso Schwankungen des gerichteten Drucks, der Pressung, das Wachsen größerer Körner auf Kosten der kleineren begünstigen.

Zonenstruktur.[2]

Bei den Gemengteilen der Massengesteine ist Zonenstruktur eine häufige und gesetzmäßige Erscheinung, die bestimmten Regeln unterworfen ist, für die sich der zureichende Grund in der Art ihrer Bildung findet.

Bei den krystallinen Schiefern fehlt Zonenstruktur nicht durchaus, sie ist aber weitaus seltener, ihre Ausbildung ist eine andere und die Zonenregeln sind, wo solche bekannt wurden, verschieden von denen bei Massengesteinen.

Wohl niemals findet man bei den Gemengteilen krystallinischer Schiefer solche Unterschiede zwischen Kern und Hülle, wie sie bei Massengesteinen vorkommen. Wenn Zonenstruktur auftritt, so entbehren die aufeinanderfolgenden Schichten in der Regel einer bestimmten Krystallform und überhaupt einer scharfen Abgrenzung; die Schichten verschwimmen gleichsam ineinander.

Bei Hornblenden kommt häufig die Erscheinung vor, daß der Kern heller gefärbt, stärker doppelbrechend ist und größeren Achsenwinkel hat als die dunklere, schwächer doppelbrechende und mit kleinerem Achsenwinkel versehene Hülle. Dies beruht wahrscheinlich auf einem Vorwalten des Strahlsteinsilikates im Kern. Bei Epidot tritt im Inneren bald eine eisenreichere Mischung auf, bald findet sich eine eisenreichere Zone außen.

Auffällig ist der Unterschied gegenüber den Massengesteinen bei Plagioklasen. In den Erstarrungsgesteinen ist in der Regel der Kern reicher an Anorthitsubstanz als die Hülle. Bei den krystallinen Schiefern ist die Verteilung umgekehrt und zwar mit großer Regelmäßigkeit: Der Kern ist reicher an Na-Feldspat, die Hülle reicher an Anorthitsubstanz. Die Erscheinung ist allgemein verbreitet, sie findet sich sowohl in Granitgneisen als in Glimmerschiefern, in Grünschiefern und in Amphiboliten, in Trappgranuliten. Ich kenne sie ferner aus den Alpen, dem niederösterreichischen Waldviertel, dem sächsischen Granulitgebirge und aus den krystallinen Schiefern von Schonen in Südschweden. Ich zweifle nicht, daß sie überall nachzuweisen sein wird, wo überhaupt andere Plagioklase als Albit in krystallinen Schiefern auftreten.

Sie findet sich ferner durch die ganze Plagioklasreihe vom Albit und Oligoklasalbit bis zum fast reinen Anorthit. Stets ist der Unterschied zwischen Kern und Hülle nur gering, wenige Grade Unterschied in der Auslöschungsschiefe bewirkend, niemals erreicht er Beträge wie sie bei Erstarrungsgesteinen so häufig vorkommen.

Für die Zonenstruktur der Plagioklase in den Erstarrungsgesteinen kann ein völlig zureichender Grund angegeben werden in dem niedrigeren Schmelzpunkte des Albit und dem Verhalten isomorpher Gemische bei der Ausscheidung aus dem Schmelzfluß. Die ersten Krystallisationen aus der Schmelze eines isomorphen Gemisches sind der Regel nach reicher an der Komponente mit höherem Schmelzpunkt. Für die entgegengesetzte Zonenregel der Plagioklase krystalliner Schiefer ist ein plausilbler Grund bisher nicht bekannt.

---

[1] Über Beeinflussung der Löslichkeit durch die Korngröße vergl. Ostwald: Zeitschr. phys. Chem. *34* (1900), 484, und Hulett, Zeitschr. phys. Chem. *37* (1901), 385.

[2] Vergl. Anz. kais. Akad. d. Wiss. Wien, 14. Jänner 1897. — F. Becke: Über Zonenstruktur bei Feldspaten. Sitzungsber. Lotos, Prag 1897, Nr. 3.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Modifikationen der krystalloblastischen Struktur.

Die charakteristische Struktur der krystallinen Schiefer ist nun verschiedenartiger Ausbildung fähig. Über die wichtigsten Modifikationen soll hier eine Übersicht gegeben werden und diejenigen Bezeichnungen definiert werden, deren wir uns in dem beschreibenden Teil unserer Arbeit bedienen werden.

Diese Strukturmodifikationen betreffen teils Unterschiede in den Größenverhältnissen der Gemengteile teils Unterschiede ihrer Form, teils Unterschiede in der räumlichen Anordnung.

Bei den krystallinen Schiefern wird man im allgemeinen größere Unterschiede in den Dimensionen der Gemengteile antreffen als etwa bei einem körnigen Massengestein. Immerhin finden sich Gesteine, bei denen alle wesentlichen Gemengteile in Individuen von derselben Größenordnung auftreten; die Struktur solcher krystalliner Schiefer möge homoeoblastisch heißen.

1. Hieher gehört die einfache schuppige Struktur vieler glimmerreicher Schiefergesteine (die man bei Vorliebe für gelehrtklingende Terminologie auch als lepidoblastisch bezeichnen könnte).

2. Ferner jene häufige Struktur, welche durch das Auftreten der Gemengteile in rund- oder eckigkörnigen Aggregaten ausgezeichnet ist, meist verbunden mit schwächer entwickelter Parallelstruktur und Teilbarkeit. Diese Struktur ist mit verschiedenen Namen belegt worden: Mosaikstruktur, Pflasterstruktur, Bienenwabenstruktur. Sederholm nennt eine derartige bei Gneisen und Leptyniten beobachtete Struktur cyklopisch. Schalch bezeichnet dieselbe Struktur bei Amphiboliten als gabbroide Struktur. Typisch ist sie bei Quarziten, Marmoren und Dolomiten zu sehen. Sie könnte der Gleichmäßigkeit wegen auch granoblastisch heißen.

3. Bei ungefähr gleicher Größenordnung der Gemengteile kommt es auch vor, daß sie, anstatt durch stetige Flächen von einander getrennt zu sein, vielmehr in einzelne Stengel, Körnchen, Fetzen aufgelöst einander förmlich durchdringen. Im selben Raum finden sich verschieden gestaltete Teile des einen und des anderen Gemengteiles je in krystallographisch paralleler Stellung, also je einem Individuum der beiden Gemengteile angehörend. Im kleinen kann der eine oder der andere Gemengteil idioblastisch entwickelt sein oder keiner. Unmöglich ist idioblastische Entwicklung beider.

Diese Struktur, die äußerliche Ähnlichkeit hat mit der pegmatitischen Struktur der Erstarrungsgesteine, schlagen wir vor diablastisch zu nennen.

Es scheint, daß sie häufig durch Umwandlungsprozesse zustande kommt, wenn ein Gemenge von zwei Gemengteilen aus einem proterogenen oder an der Grenze zweier proterogener Gemengteile sich entwickelt.

Wenn solche diablastische Gemenge radialstruierte Rinden um Reste der proterogenen Gemengteile bildet, so entsteht das, was man Kelyphitstruktur nennt.

Diese Strukturmodifikationen finden sich insbesondere häufig bei Amphiboliten und Eklogiten.

4. Mit dem Namen poikiloblastisch belegen wir folgende Struktur, welche insbesondere bei Grünschiefern in typischer Entwicklung auftritt. Größere xenoblastische Individuen eines Gemengteiles schließen so aneinander, daß eine Art grobkörnigen Grundgewebes entsteht, und darin liegen nun kreuz und quer oder auch nach Schieferung und Streckung geordnet, wesentlich kleinere Idioblasten anderer Gemengteile. Diese Struktur hat offenbar formell Ähnlichkeit mit der ophitischen oder poikilitischen von Struktur der Erstarrungsgesteine.

Grünschiefer mit einem grobkörnigen Grund von Albitxenoblasten und eingelagerten Idioblasten von Epidot oder Hornblende geben Beispiele hiefür.

Diesen Fällen, in denen allen die wesentlichen Gemengteile des krystallinen Schiefers von ungefähr gleicher Größenordnung sind, stehen nun andere Modifikationen der krystalloblastischen Struktur gegenüber, bei welchen beträchtliche Unterschiede in der Größe der Gemengteile vorkommen, so zwar, daß ein Gemengteil in Krystallen auftritt, welche hundertmal, ja mehrere hundertmal so groß sind als die daneben liegenden Individuen der anderen Gemengteile.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hiedurch entsteht eine Struktur, welche äußerlich Ähnlichkeit hat mit der porphyrischen Struktur der Erstarrungsgesteine. Die Ähnlichkeit liegt aber nur in der äußeren Erscheinung.

Bei der porphyrischen Struktur sind die Einsprenglinge älter als die Grundmasse; ist die Grundmasse krystallin, so findet sich oft eine zweite Generation des Gemengteiles, der als Einsprenglinge auftritt.

Bei den krystallinen Schiefern sind die großen Krystalle entweder gleichzeitig gebildet mit den kleinen Individuen der Hauptmasse des Gesteins, oder bisweilen läßt sich sogar zeigen, daß sie jüngerer Bildung sind, daß sie die Gemengteile der feineren Hauptmasse aufgezehrt oder verdrängt haben.

Die eigentümliche hiedurch entstehende Struktur, welche bisher mit den Ausdrücken pseudoporphyrisch, Garbenstruktur u. s. w. bezeichnet wurde, schlagen wir vor porphyroblastisch zu nennen. Die großen Krystalle nennen wir Porphyroblasten, die feiner struierte Hauptmasse des Gesteins Grundgewebe.

Die Porphyroblasten sind im starren Gestein entstanden. Oft entwickeln sich an ihnen ausgezeichnete Streckungshöfe, an denen sich bisweilen das allmähliche Größerwerden derselben erkennen läßt. In der Richtung kleinster Pressung hebt sich das Grundgewebe von der Oberfläche des Krystalls ab und der Hohlraum füllt sich im Moment des Entstehens mit Mineralneubildungen, die öfters vom Grundgewebe im Mengenverhältnis, in der Korngröße, im Gehalt an unveränderlichen und unlöslichen Partikeln (Kohlenflitter oder Graphitschüppchen) und hiedurch in der Färbung unterscheiden. Einschlüsse von Teilen des Grundgewebes sind in Porphyroblasten etwas sehr häufiges, bisweilen so häufig, daß jenes Aussehen entsteht, das als Siebstruktur bezeichnet wird.

Nicht selten zeigen die Einschlüsse der Porphyroblasten Beziehungen zum Aufbau aus Anwachspyramiden. Die Einschlüsse sind dann gehäuft in den Anwachspyramiden rasch wachsender, meist schlecht entwickelter Krysallflächen (z. B. in den Hornblendenstengeln der Amphibol-Garbenschiefer) oder die Einschlüsse folgen den Wachstumspuren der mehr weniger gerundeten Kanten der Porphyroblasten und bezeichnen die Grenzen der Anwachspyramiden (Granat, Staurolith).

Häufig folgen die Einschlüsse der Porphyroblasten alten Schicht- oder Strukturflächen, die sich im Grundgewebe noch erhalten haben, ja sie verraten so bisweilen einen Fältelungszustand, der unter Umständen bei der Ausprägung des Schiefers völlig überwunden wurde und sich nur in den Einschlüssen der Porphyroblasten erhalten hat (Helicitische Struktur, Weinschenk).

Die Form und Stellung der Porphyroblasten erscheint häufig auf den ersten Blick ganz unabhängig von der sonst im Gestein etwa vorhandenen Parallelstruktur. Bei genauerem Zusehen macht sich aber doch namentlich bei säulenförmigen oder tafelförmigen Porphyroblasten ein Einfluß der im Gestein wirksamen Pressung geltend: Porphyroblasten von Biotit sind deutlich tafelförmig, wenn sie in der Schieferungsebene liegen, nehmen dagegen oft recht auffallende abweichende dicksäulenförmige Gestalten an, wenn die Spaltfläche quer zur Schieferung steht. Ähnliches beobachtet man bei den Amphibolstrahlen der Amphibol-Garbenschiefer. So erweist sich auch hier die Form als Kompromiß zwischen Krystallisationskraft und Pressung.

Als Minerale, die häufig Porphyroblasten bilden, seien genannt: Granat, Hornblende, Biotit, Chlorit, Sprödglimmer, Albit (seltener andere Feldspate), Staurolith, Epidot, Zoisit (seltener); Magnetit, Eisenglanz und Titaneisen; seltener und wohl nur unter besonderen Umständen Muscovit.

Das Grundgewebe kann selbst verschiedenartig ausgebildet sein; gewöhnlich besteht es aus Mineralen, die von den Porphyroblasten gänzlich verschieden sind und das Auftreten einer kleineren Generation desjenigen Minerales, das in Porphyroblasten ausgeschieden ist, gehört jedenfalls nicht zu den häufigen Erscheinungen.

Die Ausbildung einer solchen porphyroblastischen Struktur ist wahrscheinlich nicht das Endstadium, dem ein krystalliner Schiefer zustrebt, wenn er sehr lange und wiederholten krystalloblastischen Umformungen ausgesetzt ist. Diese Struktur ist ja immer der Ausdruck dafür, daß einzelne Gemengteile in der krystallinen Entwicklung zurückgeblieben sind, während andere voraneilen. Daher finden wir wohl die porphyroblastische Struktur seltener in dem eigentlichen Grundgebirge, in der unteren Tiefenstufe der

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

krystallinen Schiefer, sondern häufiger in den oberen Horizonten. Daher ist sie auch in den »jüngeren« krystallinen Schiefern, die nachweisbar aus Sedimenten bekannter Formationen hervorgegangen sind, eine häufige Erscheinung.

Ursprünglich pelitische Sedimente dürften bei der Umkrystallisierung am häufigsten diese Strukturform annehmen.

Palimpseststruktur.

Die krystalloblastische Struktur der krystallinen Schiefer kommt keineswegs immer rein zum Vorschein. Die mannigfachen Kombinationen mit den mehr mechanischen kataklastischen Strukturen sind schon früher besprochen worden. Aber noch ein anderer Umstand verhindert häufig die ungetrübte Erscheinungsform der Krystallisationsschieferung.

Bei der Auffassung, die wir von dem Wesen der krystallinen Schiefer festhalten, muß das Ausgangsmaterial, aus dem der krystalline Schiefer geprägt wurde, ein Gesteinskörper von mehr oder weniger starrer Beschaffenheit, doch selbst bereits irgendeine Struktur besessen haben. Es kommt ja gewiß vor, daß die Umformung eine so vollständige ist, daß von dem vorangegangenen Zustand auch nicht die Spur zurückbleibt. In einem Eklogit mit Porphyroblasten von Granat in einem Grundgewebe von teils granoblastischer, teils diablastischer Struktur, wird man bei sorgfältigem Studium nichts mehr von der alten Gabbrostruktur wahrnehmen, obwohl man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen kann, daß eine solche an dem Gesteinskörper einst vorhanden war.

Manche mit vollkommener Krystallisationsschieferung versehene Tonalitgneise lassen auch keine erkenntlichen Spuren der einstigen Massengesteinsstruktur erkennen.

Aber neben solchen Fällen sind genug andere bekannt, wo in dem krystallinen Schiefer noch erkennbare Reste der ursprünglichen Struktur des Ausgangsmateriales mehr oder weniger verschleiert durch die Neuordnung hindurch zu erkennen sind.

Nach einem den Sachverhalt trefflich kennzeichnenden Ausdruck Sederholms[1] sprechen wir in einem solchen Fall von Palimpseststrukturen. Uns sind Fälle bekannt, wo noch Spuren der alten hypidiomorphkörnigen Massengesteinsstruktur (der echten Granitstruktur) erkennbar sind, andere, wo sich Reste einer ophitischen Struktur erhalten haben, endlich solche, wo deutliche Reste der alten porphyrischen Struktur durch erkennbare alte Einsprenglinge sich verraten.

Die Struktur derartiger Gesteine bezeichnen wir als blastogranitisch, blastophitisch, blastoporphyrisch. Es ist also die alte Massengesteinsstruktur nur leicht verdeckt durch krystalloblastische Neubildungen.

Der letztere Fall ist insbesondere häufig in den Randpartien der geschieferten Intrusivmassen. Die ursprüngliche Einsprenglingsnatur der in feiner struiertem krystalloblastischen Grundgewebe liegenden Feldspatkrystalle ist in der scharf entwickelten Krystallform, oft auch in der durch Neubildungen von Zoisit oder Epidot und Glimmer markierten Zonenstruktur deutlich zu erkennen.

Die Augenstruktur vieler Granitgneise ist öfter auch als eine solche Palimpseststruktur zu erkennen und ist von der blastoporphyrischen nur durch die verrundete Form der großen Feldspatkörner unterschieden.

Ebenso wie stellenweise Palimpseststrukturen der Massengesteine noch die Schieferung überdauern, sind öfter auch Anzeichen einer ursprünglich vorhandenen klastischen Struktur zu bemerken.

Blastopsephitisch werden wir ein Gestein nennen, welches die ursprüngliche Beschaffenheit eines Konglomerates oder einer Breccie aufweist, in dem sich aber bereits ein krystalloblastisches Grundgewebe entwickelt hat; deutlich blastopsammitische Gesteine hat J. J. Sederholm aus Finland beschrieben.[2]

---

[1] J. J. Sederholm: Akad. Dissertationsvorles. 1890. Fennia 8 Nr. 3. 1893, S. 7. Archaeische Sedimentformation. Bull. Comm. géol. Finlande Nr. 6. 1899, S. 236.

[2] J. J. Sederholm: Archaeische Sedimentformation. Bull. Comm. géol. de la Finlande Nr. 6.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die Struktur pelitischer Gesteine bietet kein Moment, welches auch nach der Metamorphose noch erkennbar bliebe. Solche Gesteine liefern das geeignete Material für die reine Entwicklung der krystalloblastischen Struktur.

Eine häufige Erscheinung ist ferner, daß sich in dem zum krystallinischen Schiefer gewordenen Sediment die ursprüngliche Schichtung erhält. In Glimmerschiefer, Schiefergneisen ist eine solche Schichtung durch Unterschiede im Mineralbestand häufig zu konstatieren.

Die schon früher erwähnte von Weinschenk als helicitische Struktur bezeichnete Anordnung der Einschlüsse nach älteren Strukturflächen ist gleichfalls in die Kategorie der Palimpseststrukturen einzureihen.

Es ist vielleicht angezeigt an dieser Stelle zu bemerken, daß an die porphysische Struktur der Massengesteine erinnernde pseudoporphyrische Strukturen auf dreierlei Weise zustande kommen können:

1. Das Gestein besaß ursprünglich eine porphyrische Struktur, die Einsprenglinge haben sich bei der eintretenden Krystallisationsschieferung der Grundmasse erhalten: Blastoporphyrische Struktur. Das ist also eine eigentlich porphyrische Struktur, die durch die Metamorphose nur leicht verändert wurde. Deutlich erkennbare Form der Einsprenglinge ist da die Regel.

2. Bei der Entwicklung der krystalloblastischen Struktur erreichen einzelne Gemengteile durch Heranwachsen im festen Gestein eine überragende Größe. Das nennen wir porphyroblastische Struktur.

3. In einem irgendwie beschaffenen Gestein (meist handelt es sich um Gesteine mit granitisch körniger Struktur) tritt Kataklase ein; derselben widerstehen einzelne größere Körner, Krystalle von Quarz Feldspat, die dann in dem vorwaltend durch Kataklase entstandenen Grundgewebe nach Art der Einsprenglinge oder Augen hervortreten. Das nennen wir porphyroklastische Struktur.

Beziehungen der Struktur der krystallinen Schiefer zu der Hornfelsstruktur.

Daß die Struktur der krystallinen Schiefer zur Struktur der Kontaktgesteine innige Beziehungen hat ist vielfach ausgesprochen worden. Die Struktur der Hornfelse kommt auch auf dieselbe Weise zustande durch Krystallisation im starren Gestein. Der einzige Unterschied ist der, daß in den typischen Kontaktzonen, wo das Erstarrungsgestein selbst seine typische Massengesteinsstruktur behält, dem Kontaktgestein die Parallelstruktur fehlt.

Ausbildung der Paralleltextur.

Während die bis jetzt betrachteten Strukturmodifikationen wesentlich auf die Form und Begrenzung der Gemengteile Bezug haben, also ein eminent genetisches Interesse besitzen und erst durch mikroskopische Untersuchung erfaßt werden können, ist die Ausbildung der Paralleltextur zumeist schon mit freiem Auge vollkommen erkennbar. Zum Unterschiede von dem in der Petrographie hergebrachten Ausdruck Struktur, den wir auf die erst betrachteten Strukturmodifikationen beschränken wollen, soll für die Anordnung der Gemengteile parallel bestimmter Ebenen und Linien der Ausdruck Textur gebraucht werden.

Die Begriffe der schiefrigen, der flasrigen, der Lagentexturen ergeben sich hier als die Hauptkategorien, soferne die Anordnung nach einer bestimmten Ebene des leichtesten Ausweichens berücksichtigt wird. Diese Ebene leichtesten Ausweichens liegt im allgemeinen normal zur stärksten Pressung. Hiedurch entsteht der Gegensatz zwischen Hauptbruch und Querbruch des Gesteins. Diese Kategorien und ihre Unterabteilungen sind so wohlbekannt, daß keine weiteren Erörterungen hier erforderlich sein dürften.

Bezüglich der Flasertextur seien jedoch einige Bemerkungen hier angefügt. Wir verstehen darunter jenen besonderen Fall krystalloblastischer Paralleltextur, welcher durch das Auftreten gewisser Gemengteile in flachlinsenförmigen Aggregaten in annähernd paralleler Lagerung ausgezeichnet ist. Mit ihren Breit-

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

seiten liegen sie rundlich oder elliptisch begrenzt auf dem Hauptbruch, auf dem Querbruch erscheinen sie als schmale in die Länge gezogene Schmitzen.

Flasern bildet vor allem gern der Glimmer, namentlich der Biotit, aber auch der lichte Muscovit, die Hornblende tritt häufig in Flasern auf. Bei genauerer Untersuchung findet sich nicht selten, daß auch farblose Gemengteile (Quarz, Feldspate, Calcite) derartige linsenförmige Aggregate bilden, welche in sich meist die »cyklopische« oder »Mosaikstruktur« oder, wie wir im Interesse einer einheitlich durchgeführten Nomenklatur zu sagen vorschlugen, die »granoblastische« Struktur zeigen. Wir nennen solche Aggregate Kornflasern zum Unterschied von der Flaser schlechtweg, die den Nebenbegriff des schuppigen Aggregates enthält. Solche Kornflasern können weiter geschlossen oder locker, d. h. an den Rändern durch Eintreten anderer Gemengteile unterbrochen auftreten.

Diese Flasertextur ist wohl immer der Ausdruck einer Inhomogenität des Ausgangsmateriales, aus dem der krystalline Schiefer durch Umformung hervorgegangen ist. Am deutlichsten is der Zusammenhang zu verfolgen bei dem Übergang gröberer Granite, Granodiorite und Tonalite in die entsprechenden Gneise. Die großen Biotitkrystalle liefern Biotitflasern; die Quarzkörner, die Felspatkrystalle, Kornflasern von Quarz, von Feldspat, wenn nicht die letzteren ihren Zusammenhang bewahren und dann als Augen hervortreten. Diorite und Gabbros geben flasrige Amphibolite.

Auch ungleich gemengte Sedimente, z. B. Conglomerate können zur Entstehung von krystallinen Schiefern mit Flaserstruktur Anlaß geben. Manche Conglomeratgneise zeigen sie im vorgeschrittenen Zustand der Umwandlung in recht typischer Entwicklung.

Bei flasrigen Gesteinen ist nicht selten die Erscheinung der Streckung zu beobachten. Der Umriß der Flasern auf dem Hauptbruch ist dann lang elliptisch.

Eine besondere Erscheinung stellen die Gleitflasern dar. In gneisartigen Gesteinen sind sie oft zu beobachten und bestehen hier aus Sericit oder feinschuppigem Muscovit. Indem die Masse porphyrartig hervortretender Feldspate der Pressung einen größeren Widerstand entgegensetzt als das feiner struierte Grundgewebe, entstehen Stellen von Differentialbewegung, indem sich das Grundgewebe an den Kanten und Ecken des Krystalls vorbeischiebt. Dies ist nicht möglich ohne wenigstens momentane Lösung des Zusammenhangs. In den vielleicht nur der Tendenz nach entstehenden leeren Räumen setzt sich sofort Muscovit an und es entstehen flache Aggregate, welche die Feldspatknoten augenlidartig umhüllen und sie auf den Schieferungsflächen wie mit einem silberglänzenden Häutchen überziehen.

Ist erst einmal eine solche aus leicht verschiebbarem und spaltbarem Glimmer bestehende Flaser gebildet, so werden auch spätere Spannungen auf ihr sich auslösen und zu ihrer Weiterentwicklung beitragen.

Auch an anderen Flächen von Differentialbewegungen können solche Gleitflasern entstehen. Muscovit ist nicht das einzige Mineral, welches in Gleitflasern auftritt; Chlorit in Grünschiefern und Amphiboliten, Asbest und Talk in Serpentinen und Topfstein kommen in ähnlicher Weise vor. In den unteren Tiefenstufen der krystallinen Schiefer tritt Sillimanit in Gleitflasern auf.

Bei der schiefrigen Textur ist dann noch die gefaltete und gefältelte Textur zu erwähnen, welche dadurch zustande kommt, daß die Ebene der leichtesten Ausweichung und der parallelen Stellung der flächenhaft ausgebildeten Gemengteile rasch und wiederholt ihre Stellung ändert, wobei dann häufig zwei Stellungen regelmäßig alternieren. Spaltet man einen solchen gefältelten Schiefer durch, so liegen die Glimmerblättchen auf alternierenden Streifen in paralleler Stellung. Im reflektierten Licht treten diese Streifen durch den gleichzeitigen Lichtreflex deutlich hervor. Das eine System erscheint bei bestimmter Stellung hell, das andere dunkel, welches seinerseits nach entsprechender Drehung Licht zurückwirft.

Es scheint, daß diese gefältelte Textur zu ihrer Entstehung stets das Vorhandensein einer Schieferung oder auch einer Schichtung voraussetzt. Die Linie, welche den beiden sich schneidenden Ebenen paralleler Lagerung gemeinsam ist, gewinnt für das Gestein eine besondere Bedeutung. Sie entspricht offenbar der Richtung leichtester Ausweichung und tritt nicht selten geradezu als Streckungsrichtung hervor. Sobald eine Streckung im Gestein sich geltend macht, hat man außer dem Hauptbruch auch den Längsbruch

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

parallel der Streckung und den Querbruch senkrecht zur Streckung zu unterscheiden. Bei reiner Streckung verschwindet der Unterschied zwischen Haupt- und Längsbruch.

Bisweilen läßt aber diese Streckungslinie selbst knickförmige Änderungen ihrer Lage erkennen, welche sich in breiteren Streifen wiederholt, die quer gegen die Erstreckung der feinen Fältelung verlaufen. Dadurch entstehen recht komplizierte Texturbilder, die gleichwohl einer gewissen Gesetzmäßigkeit nicht entbehren und die wir als Kreuzfältelung bezeichnen werden.

Es ist unschwer sich vorzustellen, wie je nach dem Charakter der Pressung entweder eine schiefrige oder eine gestreckte Textur entstehen kann.

Einfache Schiefertextur entsteht durch eine Verteilung der Pressung, wobei eine Richtung größter Pressung vorhanden ist und alle Richtungen normal zu ihr kleinstem Druck (leichtestem Ausweichen) entsprechen. Ist dagegen eine Richtung kleinsten Druckes (leichtesten Ausweichens) vorhanden und ringsherum normal dazu Richtungen größter Pressung, so würde das zur einfachen Streckung führen.

Keines von beiden ist die Regel. Vielmehr wird zumeist eine Richtung größter und eine Richtung kleinster Pressung vorhanden sein. Es entwickelt sich dann senkrecht zur Richtung größter Pressung eine Schieferungsebene und in dieser, in der Richtung kleinster Pressung, eine Streckungsrichtung.

Klüftung und Streckung.

Mit der Erscheinung der Streckung ist eine ganz gesetzmäßige Klüftung des Gesteins verbunden. In einer Richtung, welche auf der Streckungsrichtung ungefähr senkrecht steht, ist das Gestein von scharfen oft dicht aufeinander folgenden Klüften durchsetzt. Wir bezeichnen diese Klüfte als Querklüfte. Eine zweite Kluftrichtung steht ungefähr senkrecht auf der Schieferungsfläche und parallel mit der Streckungsrichtung. Diese Klüfte sind meist uneben und oft parallel der Streckung gerieft, wir nennen sie Längsklüfte. Eine dritte Kluftrichtung fällt mit der Ebene der Schieferung zusammen. Wir nennen diese Klüfte Hauptklüfte.

Die Lagerung von Haupt-, Längs- und Querklüften eines Gesteins kann in einfachster Weise mit dem Bergkompaß durch Angabe von Streichen und Fallen bestimmt werden.

Bezüglich der Fixierung der Streckungsrichtung sind zweierlei Möglichkeiten vorhanden:

1. Da die Streckungsrichtung stets in der Ebene der Schieferung liegt, kann man die Lage der Streckung dadurch fixieren, daß angegeben wird der Winkel, welchen die Streckungsrichtung mit dem Streichen der Schieferung einschließt.

2. Die Lage der Streckung kann unmittelbar bestimmt werden, indem man das Azimut der durch die Streckungsrichtung gelegten Vertikalebene und den Winkel angibt, welchen die Streckungsrichtung mit der in dieser Vertikalebene gezogenen Horizontalen einschließt.

Wenn die erste Art der Bestimmung angewendet wird, soll der Ausdruck gebraucht werden: die Streckung senkt sich in der Schieferungsebene x° nach — (hier kommt die Angabe der Weltgegend, welche nur beiläufig zu geschehen braucht, wenn Streichen und Fallen der Schieferungsebene angegeben sind). Im zweiten Fall soll gesagt werden: die Streckung fällt nach — (Angabe des Azimutes z. B. S 15° W) unter x°.

Die beiden Angaben: Senkung in der Schieferungsebene und Fallen der Streckung stehen in einer einfachen Beziehung zu einander, wie das folgende Diagramm erkennen läßt.

In demselben bedeute SNOW die Kompaßpunkte. ACB stelle die Schieferungsebene (in stereographischer Projektion) dar, AB ist ihr Streichen. Der Winkel NA = a mißt dasselbe: Streichen N a° O. CD = b ist der Fallwinkel, welcher auch gleich ist dem Winkel CAD.

Die Linien parallel OS stellen die Streckungsrichtung dar. Ist NT = SU = c°, ferner ST = d°, endlich der Winkel SOA = Bogen AS = s, so kann die Lage der Streckungsrichtung angegeben werden:

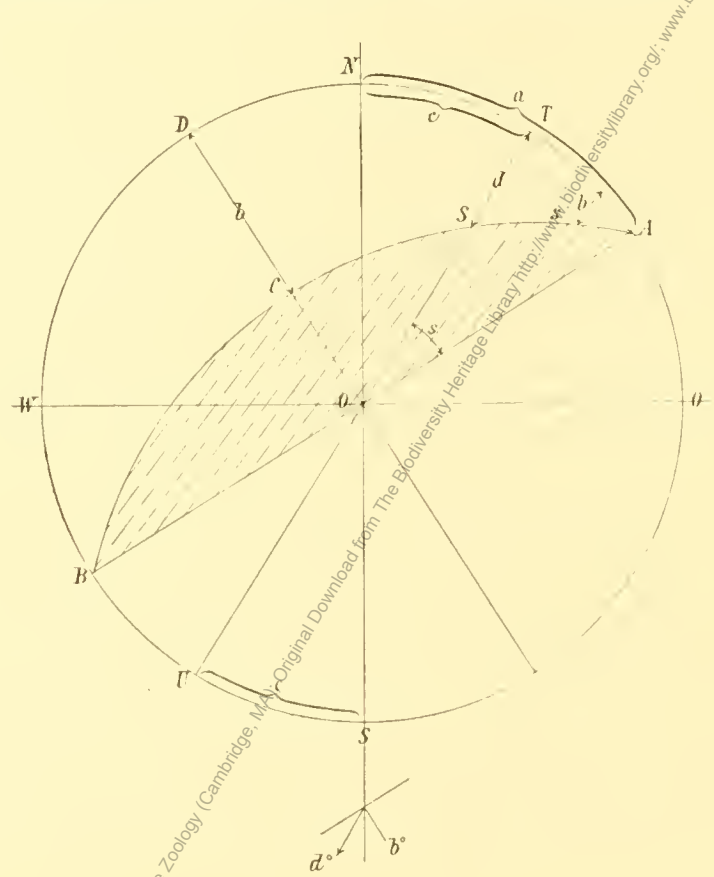
Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

1. Abhängig von der Lage der Schieferungsfläche:

Die Streckung senkt sich in der Schieferungsebene s° nach SW.

2. Unabhängig von der Schieferungsebene:

Die Streckung fällt S c°W unter d°. Bei horizontaler Streckung ist (a—c) = o, s = o, daher auch d = o. Für den Fall der Streckung in der Fallinie der Schieferung ist (a—c) = 90°, s = 90° und d = b



dem Fallwinkel der Schieferung. Zwischen Streichen und Fallen der Schieferung, Senkung und Fallen der Streckung bestehen folgende Beziehungen, die sich aus dem rechtwinkligen Dreieck SAT ergeben.

$$\cos (a-c) . \cos d = \cos s.$$
$$\sin d = \sin s . \sin b.$$

Ist Senkung in der Schieferungsebene und Fallen der Streckung bestimmt worden und Streichen und Fallen der Schieferung bekannt, so müssen sich diese Werte gegenseitig kontrollieren.

Mit dem Bergkompaß kann das Fallen der Streckung mit derselben Genauigkeit gemessen werden wie Fallen und Streichen einer Schicht- oder Schieferungsebene.

Man setzt ein steifes Notizbuch vertikal auf die am Aufschluß sichtbare Streckungslinie und bestimmt dann das Azimut NT in der gewöhnlichen Weise mit dem Bergkompaß. Dann setzt man den Bergkompaß vertikal auf die Streckungslinie und liest am Senkel die Neigung gegen den Horizont ST ab.

Der Senkungswinkel in der Schieferungsebene kann mittels der Gradteilung des Kompasses beiläufig geschätzt werden, wenn man die Streichungs- oder die Fallinie auf der Schieferungsfläche ersichtlich gemacht hat.

Zur Bezeichnung der Streckung in der geologischen Karte verwenden wir das Zeichen, welches unter das Diagramm gesetzt ist. Eine Ziffer neben dem Streckungspfeil gibt den Fallwinkel der Streckung an.

Die Richtung der Streckung ist oft über große Räume konstant oder zeigt regelmäßige Veränderungen. Sehr auffallend ist z. B. die konstante Lage der Streckungsrichtung am Südwestende der Duxer Granitgneismasse. Die Streckung fällt gegen WSW zu W unter 15—20°. In den mittleren Teilen der Zillertaler Zentralgneismasse (Floite, Stillup, Zillergrund) ist die Streckung durchwegs horizontal.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Sehr steiles Fallen der Streckung beobachtet man in den arg zerknitterten Pustertaler Phylliten. In den zur Schieferhülle des Zentralgneises gehörigen schiefrigen Kalken und Phylliten der Klamm bei Lend und der Lichtensteinklamm fällt die Streckung unter 20—30° gegen W. Die Pinzgauer Phyllite nördlich der Salzach zeigen ebenso konstant Streckung fallend unter 15—20° gegen O.

Nicht selten kann man beobachten, daß die Lage der Schichtungs- und Schieferungsflächen viel häufigerem Wechsel unterworfen ist als die Lage der Streckung, so daß die verschiedensten Streich- und Fallrichtungen der Schieferung vorkommen, welche aber alle die Streckungsrichtung OS parallel gehen, die man also alle erhalten würde, wenn man die Ebene ACB um OS sich drehen läßt.

Bezüglich der Orientierung der Streckung entfernen sich unsere Erfahrungen einigermaßen von der Feststellung der Schweizer Geologen, nach welchen die Streckungsrichtung in der Regel nicht viel von der Fallrichtung der Schieferung und Schichtung abweicht.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Denkschriften der Akademie der Wissenschaften.Math.Natw.Kl. Frueher: Denkschr.der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Fortgesetzt: Denkschr.oest.Akad.Wiss.Mathem.Naturw.Klasse.

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: 75_1

Autor(en)/Author(s): Becke Friedrich Johann Karl

Artikel/Article: Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer (mit 1 Textfigur). 1-53