



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

**Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre und
ihre Anwendung auf Probleme der Mineralogie,
Petrographie und Geologie**

Marc, Robert

Jena, 1911

Allgemeine geochemische Betrachtungen

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77915](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77915)

XIII. Vorlesung.

Allgemeine geochemische Betrachtungen.

Literatur.

- A. Entstehung der Erde und Zustand des Erdinnern.
Arrhenius, Das Werden der Welten, Leipzig 1908.
Baur, Chemische Kosmographie, München 1903.
Thiene, Temperatur und Zustand des Erdinnern, Jena 1907. (Hier eine vollständige Literaturübersicht.)
Tammann, Kristallisieren und Schmelzen, Leipzig 1903; spez. S. 181 ff.
- B. Vulkanismus.
W. Branco, Jahresh. d. V. f. Vaterl. Naturk., Stuttgart 1894.
Daubrée, Bull. soc. geol. de France 1891, 313.
Linck, Neues Jahrb. f. Min. 1907, 91 ff.
Arrhenius, Geologiska Foreningens Förh. 22, 395 (1900).
Sapper, Fortschritte der naturw. Forschung II, 115 (1910).
- C. Meteoriten.
Cohen, Meteoritenkunde I—III, Stuttgart 1894.
- D. Gesteinsbildung.
Daubrée, Experimentalgeologie, Braunschweig 1880.
Fouqué et Lévy, Synthèse des Minéraux et des roches, Paris 1882.
Doelter, Petrogenesis, Braunschweig 1906.
Becke, Denkschr. der Mathem. Naturw., Klasse der Kaiserl. Akademie der Wissensch., Bd. LXXV, Wien 1903.

Wir wollen unsere Ausführungen heute damit beschließen, daß wir einen Überblick auf die Entstehung und Ausbildung unserer Erde, soweit sie anorganischer Natur ist, werfen. Wir werden hierbei im Gegensatz zu unseren früheren Stunden uns vielfach auf rein hypothetischer Grundlage bewegen. Unsere wesentlichste Aufgabe soll darin bestehen, uns zu orientieren, wie einerseits die Gesetze der chemischen Gleichgewichtslehre uns eine Handhabe bieten können, um die eine oder andere bestehende geologische Theorie auf ihre Stichhaltig-

keit zu prüfen und andererseits uns selbst neue Theorien für unerklärte Erscheinungen zu schaffen, die zum mindesten mit den Beobachtungen nicht im Widerspruch stehen dürfen.

Naturgemäß können wir uns hier nur auf einige wenige Streiflichter beschränken, angesichts der großen Mannigfaltigkeit der geologischen Erscheinungen und der Kürze der verfügbaren Zeit.

Wir beginnen ab ovo mit der Entstehung unseres Planeten. Der Kant-Laplaceschen Theorie über den Ursprung desselben aus der Sonne dürften heutzutage ernste Zweifel kaum mehr entgegengebracht werden.

Die Erde ist zunächst eine riesige Wolke hochverdünnter Gase. Die Oberflächenkräfte sind nun bestrebt, dieser Gasmasse eine kleinere Oberfläche zu geben. Die Dichte der Gasmasse nimmt stetig nach einem Zentrum hin zu, während ihr Volumen abnimmt und schließlich wird ein Ruhezustand erreicht, wenn die Expansivkraft der Gase dieser Oberflächenwirkung das Gleichgewicht hält.

Hierbei wird die gesamte Oberflächenenergie dieses enormen Systems in Form von Wärme frei und bringt die im kalten Weltraum bereits fast erkalteten Gasmassen auf außerordentlich hohe Temperaturen.

Thomson und Joule haben gezeigt, daß, wenn man stark komprimierte Gase sich ohne Leistung äußerer Arbeit ausdehnen läßt, sie sich merklich abkühlen. Umgekehrt müssen wir also Wärmeentwicklung erwarten, wenn sich ein Gas, ohne daß ihm Energie zugeführt wird, zusammenzieht. Das ist die Wärmequelle, der die Erde ihr Dasein als bewohnbarer Planet verdankt.

Der hochverdünnte Weltennebel ist eine glühende Gaskugel geworden. Durch den starken, allseits nach dem Zentrum gerichteten Oberflächendruck, der hier mit der Anziehungskraft, der Schwerkraft, zu identifizieren ist, werden die inneren Gaspartien der Kugel auf eine ganz bedeutende spezifische Dichte gebracht, während die äußerst hohe Temperatur eine Verflüssigung durch den Druck unmöglich macht.

Über die Natur der Stoffe, die diesen Gasball ausmachen, können wir uns keine rechte Vorstellung machen. Es ist fast sicher, daß von den uns bekannten Verbindungen wohl kaum eine in demselben enthalten ist. Da, wie wir mehrfach erwähnt haben, alle Gase als in allen Verhältnissen mischbar anzunehmen sind, so ist an irgend eine stoffliche Differentiation zunächst nicht zu denken.

Allmählich beginnt die Gaskugel von ihrer Peripherie aus zu erkalten. Es beginnen die hitzebeständigsten Verbindungen, die Oxyde

der unedelsten Metalle und Metalloide sich zu bilden, und schließlich treten die ersten Nebel auf, Nebel der höchst siedenden Stoffe. Diese Nebel sinken ihrem höheren spezifischen Gewicht entsprechend nach innen. Weit kommen sie hierbei wohl nicht, sondern müssen an den heißeren Stellen wieder verdampfen. Aber nun ist ein neues Stadium in der Abkühlungsphase eingetreten. Die sich stets neu an der Oberfläche bildenden und nach unten sinkenden Nebel, die sich hier wieder auflösen, bewirken eine Durchrührung der Schicht und einen vermehrten Wärmetransport von innen nach außen. Immer stärker werden die Kondensationen an der Oberfläche, immer kräftiger und tiefergreifend die Durchrührung.

Dieser Vorgang müßte nun eigentlich so weiter gehen, bis der gesamte Weltkörper so weit abgekühlt wäre, daß eine Kondensation im Innern desselben möglich wäre, d. h. bis die Temperatur des Kernes unter die oberste kritische Temperatur gesunken wäre. Ob dies aber stattfinden wird, erscheint sehr fraglich. Vermutlich ist die Dichte der Gase im Innern bei den hohen, auf ihnen lastenden Drucken so groß, daß die verdichteten Stoffe nur bis zu einer gewissen Grenze einsinken werden. Es wird also wohl zunächst nur in einer äußeren Zone Verflüssigung eintreten, während der Kern noch im überkritischen Zustande verbleibt.

Die äußere verflüssigte Zone ist vorläufig noch homogen; bei den hohen Temperaturen sind noch alle in Betracht kommenden Stoffe mischbar; bei weiterem Erkalten tritt aber eine Differentiation ein. Das flüssige Magma trennt sich in zwei Schichten, eine im wesentlichen kieselsäurereiche und eisenarme und eine eisenreiche und kieselsäurearme. Die eisenreichere sinkt, ihrem höheren spezifischen Gewicht gemäß, nach unten und drängt so die kieselsäurereiche Schicht von dem inneren Gaskern ab. Was mit diesem Gaskern weiterhin geschehen ist, ob derselbe, durch untersinkende flüssige Eisenmassen durchrührt, sich verflüssigt hat, oder ob, wie Arrhenius annimmt, ein Kern aus überkritischen Gasen fortbesteht, darüber irgendwelche Vermutungen zu äußern, dürfte müßig sein. Alle Schlüsse auf Grund physikalischer Beobachtungen müssen als unzulänglich betrachtet werden bei unserer gänzlichen Unkenntnis der physikalischen Eigenschaften von Gasen unter so enormen Drucken. Mit sinkender Temperatur entfernt sich die kieselsäurereiche Schicht in ihrer Zusammensetzung immer mehr von der eisenreichen, während gleichzeitig immer zahlreichere Verbindungen in derselben existenzfähig werden.

Es kann nun zweierlei eintreten. Entweder es tritt in dieser äußeren Schicht bei sinkender Temperatur eine weitere flüssige Differentiation ein, oder das kieselsäurereiche Magma bleibt dauernd in allen seinen Teilen homogen. Wir haben bereits in Kap. 7, S. 84 erwähnt, daß für die uns bekannten Gesteine die Annahme berechtigt erscheint, daß sie sämtlich aus ein und demselben Urmagma entstanden seien. Wir dürfen aber nicht vergessen, daß alle unsere Kenntnisse, die aus den Vulkanschloten herausgeschleuderten Proben mit eingeschlossen, sich auf kaum mehr als eine Tiefe von 40—50 Kilometer erstrecken dürften, während man die Dicke der Silikatschicht im allgemeinen zu rund 1200 Kilometer anzunehmen pflegt.

Es ist also durchaus möglich, daß eine zweite flüssige Differentiation stattgefunden haben mag, daß sich über dem flüssigen Eisenkern eine zweite flüssige Kugelschale befinden könnte.

Unter allen Umständen verbleibt zuletzt eine äußere homogene kieselsäure- und oxydreiche Schicht von recht erheblicher Mächtigkeit, die von den Vorgängen im Innern ziemlich unabhängig ist.

Auf diese äußere Schicht, mit der wir uns jetzt lediglich befassen wollen, werden im allgemeinen die Betrachtungen Anwendung finden können, die Tammann für die Abkühlung eines homogenen Weltkörpers angestellt hat¹⁾:

Sobald die Temperatur genügend weit gesunken ist, beginnt die Masse an ihrer Oberfläche zu erstarren. Die erstarrten Schollen, die spezifisch schwerer sind als die Schmelzen, sinken in die Tiefe, wo sie alsbald wieder schmelzen und bewirken so eine dauernde Durchrührung der Schicht, so daß in derselben das Temperaturgefälle relativ gering ist. Allmählich werden die Schollen immer weiter und weiter ins Innere der Silikatschicht gelangen können, die Durchrührung derselben eine immer tiefergehende werden müssen.

Diese Durchrührung hat aber eine Grenze. Wie wir in Kap. 3, S. 30 gesehen hatten, ändert sich das Verhalten der Stoffe bei hohen Drucken insofern, als sie bei denselben unter Volumenausdehnung kristallisieren dürften. Der erwähnte Wert $\frac{dT}{dp}$ (Änderung des Schmelzpunktes mit dem Druck), der anfänglich positiv war, nimmt bei zunehmendem Druck ab, erreicht zuletzt den Wert Null, um sodann zunehmend stärker negativ zu werden. Der Schmelzpunkt besitzt demnach bei zunehmendem Druck ein Maximum. In diesem Maximum muß das

1) Kristallisieren und Schmelzen, S. 181 ff.

Volumen von Schmelze und Kristall gleich sein. Oberhalb desselben wird der Stoff unter Kontraktion, unterhalb unter Dilatation kristallisieren. Bis zu diesem maximalen Schmelzpunkt wird demnach die energische Durchrührung stattfinden, unterhalb desselben werden die kristallisierenden Schollen nicht untersinken und eine geringe Durchrührung hier nur dadurch zu erwarten sein, daß durch die Kristallisation lokale Dichteänderungen in der zurückbleibenden Schmelze sich bilden werden. Infolgedessen wird hier die Erstarrung wesentlich langsamer fortschreiten.

Über die Tiefe dieses maximalen Schmelzpunktes können wir keinerlei irgendwie begründete Angaben machen. Vorläufig ist noch nicht einmal die Ausdehnung der Silikate beim Schmelzen einigermaßen genau ermittelt. Barus¹⁾ gibt dieselbe zu 3,4—3,9% an, woraus sich ein Wert von $\frac{dT}{dp}$ zu 0,025° pro Atmosphäre berechnet, während Vogt²⁾ diese Werte für fünfmal zu groß hält. Dementsprechend sind auch alle auf die oben gegebene Formel basierten Berechnungen über die Lage des maximalen Schmelzpunktes gänzlich illusorisch und haben noch nicht einmal den Wert roher Schätzungen. (v. Wolff³⁾ schätzt ihn zu 150 km, Doelter⁴⁾ zu 300 km.) Das äußerste, was man sagen kann, ist, daß er wohl in der ersten Hälfte der Silikatschicht liegen dürfte.

Wir fragen uns nun, in welchem Zustand sich die Erde augenblicklich befindet. Wir hatten bereits einen Fall in der Natur betrachtet, in dem ganz ähnliche thermische Verhältnisse vorliegen dürften, wie bei unserer erstarrenden Erdkugel: es waren dies die Gletscher. Wir hatten hier eine innere, ziemlich konstante Wärmequelle und eine äußere, stark wechselnde, aber jedenfalls meist viel kältere Atmosphäre. Die Folge hiervon war ein System mit einer äußeren, kaum einige Meter mächtigen Schicht, in der die Temperatur von der Außentemperatur stark abhängig war, während in der ganzen übrigen Masse die Temperatur des Schmelzpunktes herrscht und dauernd Wärme vom Erdboden in die Atmosphäre transportiert wird.

Ganz ebenso auch bei der Erde. Im Innern haben wir den glutflüssigen Eisenkern bzw. den überkritischen Gaskern, jedenfalls eine große Masse von außerordentlich hoher Temperatur. Außen haben wir den kalten Weltenraum. Die Folge davon ist ein dauernder Wärme-

1) Phil. Magaz. (5) 35 (1893), S. 186, 306.

2) Die Silikatschmelzlösungen, Christiana 1904, S. 210.

3) Monatsber. d. deutschen geol. Gesellsch. 1906, 185.

4) Petrogenesis, Braunschweig 1906, S. 3.

transport von innen nach außen, und diese Wärme muß die gesamte Silikatmasse auf ihrem Schmelzpunkt erhalten. Über dieser festen, aber mit Schmelze dauernd in Berührung stehenden Masse befindet sich schließlich noch eine Schale, in der die aus dem Innern zuströmende Wärme nicht ausreicht, um die durch Strahlung an den Weltraum abgegebene auszugleichen. In dieser Schale wird alles starr sein und in ihr werden wir ein Temperaturgefälle von dem Schmelzpunkt der Silikate bis auf die Temperatur der Oberfläche haben. Da wir umgekehrt dieses Temperaturgefälle kennen (geothermische Tiefenstufe), so können wir aus demselben die Tiefe der erstarrten Außenschale berechnen.

Setzen wir den Schmelzpunkt der häufigsten Silikate (Feldspate, Kalk-, Magnesiasilikate) zu rund 1200° und unter Berücksichtigung der Schmelzpunktzunahme durch den Druck zu 1300° , so wird sich die Tiefe der vollständig erstarrten Kruste zu rund 40—50 km ergeben (Temperatursteigerung zu 30° pro Kilometer vorausgesetzt).

Unterhalb dieser Temperatur wird dann eine Temperaturzunahme nach dem Innern nur insoweit bestehen, als der Schmelzpunkt mit dem Druck steigt, und jenseits des Schmelzpunktmaximums wird die Temperatur sogar wieder nach dem Innern zu abnehmen, soweit als überhaupt die Erstarrung reicht.

Aus diesem Zustand der Erde können wir auch die geologischen Erscheinungen und die jetzt noch stattfindenden seismischen und vulkanischen Vorgänge leicht erklären.

Es ist klar, daß bei dem geschilderten Zustand jede, wenn auch noch so geringe Druckschwankung von einem Schmelzen oder Kristallisieren begleitet werden muß. Denken wir uns, das Erdinnere erfährt eine plötzliche Druckentlastung, z. B. durch Spaltenöffnung an der Erdoberfläche, so muß sich alsbald das Magma im Innern unter Volumvermehrung verflüssigen, das unterhalb des maximalen Schmelzpunktes liegende aber gleichfalls unter Volumvermehrung zunehmend kristallisieren. Es muß daher flüssiges Magma emporgedrückt werden, und zwar zu einer Höhe, bis durch den vermehrten Druck die Schmelzung über bzw. Kristallisation unter dem Maximum des Schmelzpunktes wieder zum Stillstand gebracht wird.

Dieses Gesteinsmagma dringt also in den Gesteinspalten in die Höhe und breitet sich unter den Gesteinsdecken aus. Unter Umständen gelangen die Magmenmassen auch bis an die Erdoberfläche und geben so das Material zur Bildung der Basalte und anderer Ergußgesteine.

Das Magma, das einen im Inneren vorhandenen Hohlraum ausgefüllt hat, beginnt zu kristallisieren. Hierbei muß aber der Dampfdruck, da das Magma stark wasserhaltig ist, zunehmen, wie aus folgender Betrachtung hervorgeht:

Denken wir an das Beispiel von Silbernitrat und Wasser, von denen flüssige Gemische in allen Verhältnissen bekannt sind (Kap. 6, S. 79). Der Dampfdruck des geschmolzenen Silbernitrats ist sehr gering, ebenso derjenige des reinen Wassers bei seinem Schmelzpunkt. Der Dampfdruck gesättigter Silbernitratlösungen bei mittlerer Temperatur, also z. B. 120°, ist aber recht bedeutend. Der Dampfdruck der sämtlichen möglichen gesättigten Silbernitratlösungen zwischen dem Schmelzpunkt des reinen Silbernitrats und demjenigen des reinen Wassers hat also ein Maximum. Wenn sich daher eine solche bei hohen Temperaturen, z. B. 190°, gesättigte Silbernitratlösung abkühlt, so kristallisiert Silbernitrat und gleichzeitig steigt der Dampfdruck¹⁾.

Ganz analog wird der Dampfdruck bei der Kristallisation des Magmas ansteigen und es kann vorkommen, daß er das überlagernde Deckgebirge sprengt. Es kommt zu einer Eruption. Eine einmalige Eruption kann zur Bildung der bekannten „Mare“ führen, wie wir solche vielfach aus älteren geologischen Perioden kennen und namentlich auf dem Monde in großer Zahl vorfinden.

Durch die Öffnung der Spalte erfolgt Druckentlastung. Der Kristallisationsvorgang wird unterbrochen und setzt erst bei weitergehender Abkühlung wieder ein. Es kann also zu einer erneuten Eruption kommen und zwar wird dies bei um so kleineren Überdrücken erfolgen, je weniger das in den Eruptionsschlot gedrängte Magma sich in demselben bereits verfestigt hat. Bei engen Schloten wird eine solche Verfestigung relativ schnell, bei weiten langsam erfolgen und dementsprechend werden bei den ersteren die Eruptionen selten aber heftig, bei den letzteren häufig aber weniger heftig auftreten.

Auf eine etwas andere, gleichfalls recht plausible Weise sucht Arrhenius die Tätigkeit der Vulkane zu erklären. Wir kommen auf die Theorie von Arrhenius sofort zu sprechen, wollen uns aber zuvor über die Ursachen der Druckschwankungen und die Bildung der Hohlräume in der erstarrten Erdkruste informieren.

Die meisten Hohlräume im Erdinnern dürften auf die Gebirgsfaltung zurückzuführen sein. So hat man überall unter großen Gebirgsmassiven, wie den Alpen, wesentliche Massendefekte, unter den

1) van't Hoff, Vorlesungen I, S. 34, 35.

starken Senkungen der Ozeane dagegen Massenüberschüsse nachweisen können.

Daß bei dem Vorgang der Erstarrung selbst Hohlräume entstehen werden, ist einleuchtend, denn die Verfestigung erfolgt ja unter Volumverminderung, und da sicherlich nicht die Erstarrung sämtlicher Teile gleichzeitig erfolgt sein dürfte, so ist es klar, daß bereits ein festes Gerüst bestand, in dem noch flüssige Partien vorhanden waren, die dann unter Kontraktion erstarrten. Diese Hohlräume dürften aber längst ausgefüllt sein. Es gibt aber noch eine Reihe anderer Vorgänge, die in dem bereits erstarrten Gestein sich vollziehen können, das sind die Umwandlungserscheinungen. Wir haben ja zahlreiche Umwandlungsvorgänge kennen gelernt, die sich alle unter Volumänderung vollzogen, und zwar ist meist das bei tieferer Temperatur beständige Produkt spezifisch dichter, als das bei höherer Temperatur stabile. Es wird daher im allgemeinen die bei der Abkühlung erfolgende Umwandlung mit einer Kontraktion verknüpft sein. Dadurch können aber ganz erhebliche Druckschwankungen, starke Dislokationen und Bildung von Hohlräumen entstehen.

Auf diese Umwandlungsvorgänge in der erstarrten Erdkruste glaubt Tammann die wesentlichsten Ursachen der Erdbeben zurückführen zu können. Eine Bestätigung für diese Ansicht können wir in der Tiefe sehen, aus der nach unseren seismischen Aufzeichnungen die Erdstöße kommen. Diese Tiefe ist 10—50 km. Wir hatten oben gesehen, daß wir die Decke der vollständig erstarrten Erdkruste zu 40 bis 50 km annehmen müssen. Diese Entfernung muß also die äußerste sein, in der durch Umwandlungsvorgänge hervorgerufene Dislokationen stattfinden können. Andererseits haben wir im Verlauf der Vorlesung mehrfach gesehen, daß die Umwandlungsvorgänge um so träger verlaufen, je tiefer die Temperatur ist. Umwandlungsvorgänge in trockenem Gestein, also bei Abwesenheit eines Lösungsmittels, werden unterhalb 300° relativ selten sein. 300° entsprechen aber einer Tiefe von 10 km, die wir angenähert als die äußere Erdbebenzone ansehen dürfen.

Nach unseren Erörterungen sind also Vulkanausbrüche einmal an erhebliche Druckschwankungen, sowie an das Vorhandensein von Hohlräumen geknüpft. Beides wird sicherlich in einem gewissen Zusammenhange stehen. Es wird hiernach auch erklärlich, wenn vulkanische Ausbrüche dort besonders häufig sind, wo erhebliche Druckdifferenzen auf einem relativ kleinen Raum bestehen. Das ist aber da der Fall, wo Gebirge steil in das Meer abfallen.

Setzen wir die Tiefe des Meeres zu 7—8000 m, die Höhe des Gebirges zu 2—3000 m und das spezifische Gewicht der Gesteinsmasse zu rund 3, so haben wir auf einer relativ geringen Entfernung eine Druckdifferenz von ca. $10\,000 \times (3-1) = 20\,000$ kg. Geringe Schiebungen im Innern können also an solchen Stellen das Gesteinsmagma auf einen um 20000 kg niedrigeren Druck bringen, was natürlich sofortige Verflüssigung und starke Volumvermehrung herbeiführen muß. So finden wir denn auch den weitaus größten Teil der Vulkane in unmittelbarer Nähe des Meeres.

Von dieser letzteren Tatsache geht auch Arrhenius bei seiner bereits erwähnten Theorie der Vulkane aus, die wir hier noch kurz skizzieren wollen.

Arrhenius führt die Eruption auf die Wirkung des aus dem Magma entweichenden Wasserdampfes zurück. Das aus dem Magma

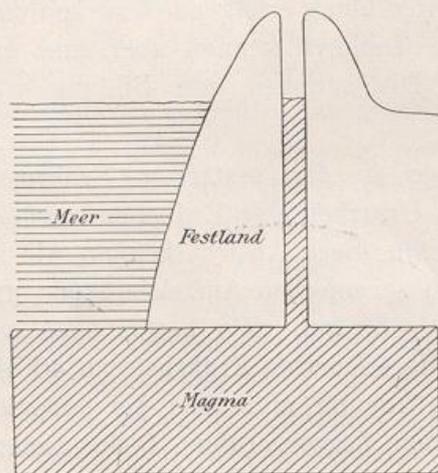


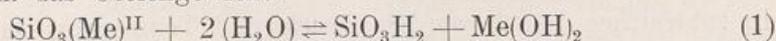
Fig. 144.

bei Druckerniedrigung frei werdende Wasser ist gasförmig, wenn die Temperatur, wie das wohl mit Sicherheit angenommen werden kann, 365° , die kritische Temperatur des Wassers, übersteigt. Es entweicht in Blasen und reißt Magmenteile aus dem Vulkanschlot mit fort. Damit sich nun aber dieser Vorgang wiederholen kann, ist es nötig, daß von neuem Wasser zu dem Silikatismagma hinzutritt. Dies findet statt durch den porösen Meeresboden, der also hier gewissermaßen als semipermeable Membran wirken soll.

Das Schema eines Vulkans nach Arrhenius wäre demnach in Figur 144 zu sehen.

Das Magma in dem Vulkanschlot steht etwa in der Höhe der Meeresoberfläche. Die Meerestiefe wird extrem zu 10000 Metern angenommen. Dann lastet auf der Magmamasse im Behälter ein etwa 17000 Atmosphären höherer Druck als auf dem Meeresboden, und wenn tatsächlich jetzt Wasser zum Magma treten soll, so müßte das Silikat einen osmotischen Druck von mehr als 17000 Atmosphären gegen das Wasser besitzen. Das erscheint nun zunächst angesichts der geringen Löslichkeit des Silikats sehr unwahrscheinlich, wenn wir nicht gänzlich veränderte chemische Eigenschaften des Wassers bei

diesen hohen Temperaturen annehmen wollen. Zu einer solchen Annahme sind wir aber sehr berechtigt. Das Wasser nimmt mit steigender Temperatur zunehmend stärker saure Eigenschaften an; während es bei Zimmertemperatur praktisch undissoziiert ist, zeigt es bei höherer Temperatur eine merkliche Dissoziation. Bereits bei 300° dürfte Wasser ebenso stark dissoziiert sein als Kieselsäure, d. h. eine ebenso starke Säure sein als diese und bei 1000° könnte es etwa 50—100mal so stark dissoziiert sein als Kieselsäure. Bei dieser Temperatur würde also Wasser imstande sein, Kieselsäure aus ihren Verbindungen auszutreiben, d. h. das Gleichgewicht:



würde praktisch vollständig auf der rechten Seite der Gleichung liegen. Es wird bei dieser Temperatur durch Wasseraufnahme freie Säure und freie Base gebildet. Durch die Wasseraufnahme steigt nun aber auch das Volum des Magmas. Dasselbe wird in dem Vulkanschlot in die Höhe gepreßt und gelangt so an Stellen tieferer Temperatur. Dementsprechend verschiebt sich das Gleichgewicht der Gleichung 1 wieder zugunsten der linken Seite; es wird Wasserdampf frei, der nun die teils noch flüssigen, teils schon erstarrten Magmenteile aus dem Vulkanschlot austreibt, d. h. eine erneute Eruption herbeiführt.

Wie das in der Tiefe erstarrende Magma, sowie das in den Gängen und an der Oberfläche der Erde sich verfestigende, je nach der Geschwindigkeit, mit denen der Vorgang sich vollzieht, und je nach den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen, verschieden struierte Gesteine zu geben vermag, das ist bereits in den vorhergehenden Kapiteln mehrfach besprochen worden. Noch wenig berücksichtigt worden ist aber die chemische Natur des Magmas und die chemischen Vorgänge, die sich vor, während und nach der Kristallisation desselben abspielen.

In dem homogenen flüssigen Magma sind zweifellos zahlreiche Stoffe enthalten, die zu chemischen Reaktionen miteinander befähigt sind. Der Zustand desselben wird daher dem Gesetze der Massenwirkung unterworfen sein. Ferner wird derselbe von der Temperatur und dem Druck ganz wesentlich abhängen. So werden in ein und demselben Magma bei sehr hohen und bei relativ tiefen Temperaturen sehr verschiedene Stoffe enthalten sein können. Wir hatten ja gerade vorhin gesehen, daß z. B. Silikatmagmen bei hohen Temperaturen vermutlich durch das Wasser zerlegt werden, während bei sinkender Temperatur sich wieder Wasser und Silikat bilden. Bleibt hierbei der Druck genügend hoch, so kann das Magma dennoch homogen sein. Aber auch

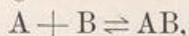
bei Abwesenheit von Wasser werden in dem Magma viele Zustandsänderungen vor sich gehen können. So ist es durchaus möglich, daß die einfacheren Silikate bei den hohen Temperaturen und Drucken zerfallen sein dürften in Kieselsäure-Anhydrid und freie Base. Vor allen Dingen aber ist es eine bekannte Tatsache, daß die Oxyde der Metalle bei steigenden Temperaturen zunehmend zerfallen, und daß überhaupt komplizierte Verbindungen erst bei den tieferen Temperaturen beständig werden.

In welcher Richtung hierbei Druck und Temperatur wirksam sind, das geht ohne weiteres aus dem Gesetz von Actio und Reactio hervor. In zahlreichen Fällen werden Druck und Temperatur in der gleichen Richtung wirken, in wohl weitaus den meisten Fällen dagegen in entgegengesetzter Richtung. So werden die Karbonate und Hydrate mit zunehmendem Druck beständiger, mit zunehmender Temperatur unbeständiger. Daß hierbei die Wirkung der Temperatursteigerung diejenige der Drucksteigerung übertrifft, geht aus der Tatsache deutlich hervor, daß wir in den Tiefengesteinen kein einziges Hydrat und mit Ausnahme des Cancrinites wohl auch kein einziges Karbonat kennen.

So extrapoliert Riesenfeld¹⁾ aus seinen Messungen am Kalziumkarbonat für 1300° einen Dissociationsdruck von 2690 Atm., für 1400° 89400 Atm. und für 1500° 6790000 Atm. Zu ähnlichen Werten führt auch eine Berechnung aus den von uns in Kap. II, S. 19 angeführten Messungsergebnissen J. Johnstons.

Die chemische Natur des Magmas ist natürlich für die Natur der sich aus demselben abscheidenden Produkte von größter Bedeutung. Wir hatten bereits bei einer Gelegenheit erwähnt, daß aus einem in der Tiefe kristallisierenden Magma schon deswegen vielfach andere Produkte entstehen können, weil viele Stoffe bei geringeren Drucken unbeständig werden.

Wählen wir ein abstraktes Beispiel: In einem unter Druck stehenden Magma bestehe folgendes Gleichgewicht



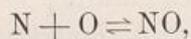
das sehr stark auf seiten der Zerfallsprodukte liegt. Beim Abkühlen kann aus demselben entweder nur A und B und eventuell kein oder nur wenig AB sich abscheiden. Bei niedrigen Drucken könnte dagegen das Gleichgewicht umgekehrt liegen und es würde sich eventuell nur AB abscheiden können.

Aber selbst wenn das Gleichgewicht von dem Druck nur wenig

1) Journ. de Chimie physique VII, 561 (1909).

abhängig wäre, wie das ja bei all den Reaktionen der Fall ist, die mit relativ geringen Volumänderungen sich vollziehen, könnten wir zwei chemisch recht verschiedene Magmen zur Kristallisation bringen, je nachdem wir das Magma bis zum Beginn der Kristallisation rasch oder langsam sich abkühlen lassen und die Kristallisation selbst sich rasch oder langsam vollziehen lassen.

Es braucht eben das homogene Gleichgewicht ganz ähnlich, wie wir das bei dem heterogenen gesehen hatten, Zeit, um sich einzustellen, und zwar erfolgt diese Einstellung *ceteris paribus* auch hier um so langsamer, je tiefer die Temperatur ist. Durch rasche Abkühlung vermögen wir Gleichgewichte, die für sehr hohe Temperaturen gelten, leicht auf tiefe Temperaturen zu retten, und hier können sie sich unter Umständen so langsam in das für diese Temperatur geltende Gleichgewicht umsetzen, daß wir sie für vollständig stabil halten. Das Stabilisieren solcher, für hohe Temperaturen geltender, Gleichgewichte durch rasches „Abschrecken“ ist dem Chemiker ein gewohntes Verfahren. So wird, um nur ein Beispiel zu nennen, bei der Darstellung von Stickstoffoxyden aus Luft nach dieser Methode im Großen verfahren. Das Gleichgewicht

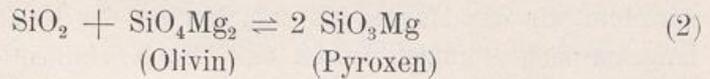


das bei tiefen Temperaturen vollständig auf seiten der Zerfallsprodukte liegt, wird bei höheren Temperaturen zunehmend zugunsten des NO verschoben. Durch Erhitzen auf sehr hohe Temperaturen im Flammenbogen und rasches Abkühlen kann man das im Flammenbogen gebildete Gleichgewicht fast unverändert auf tiefe Temperaturen retten und nun erfolgt bei diesen die notwendige Rückbildung der Zerfallsprodukte so langsam, daß uns das NO dauernd stabil zu sein scheint.

Auch die Natur bedient sich häufig dieses Kunstgriffes. In den langsam sich abkühlenden und kristallisierenden Tiefengesteinen dürfte das Magma, wenn die Kristallisation einsetzt, sich vollständig im Gleichgewicht befinden. Dieses Gleichgewicht wird nun durch die Kristallisation selbst gestört, da die Konzentration der an demselben teilnehmenden Stoffe geändert wird.

Bei der langsamen Kristallisation wird nun die Gleichgewichtseinstellung stets mit derselben Schritt halten. Es werden nur Magmen kristallisieren, die in sich dauernd im Gleichgewicht sind. Anders bei den an der Oberfläche oder in der Nähe derselben sich rasch abkühlenden oder rasch erstarrenden Ergußgesteinen. Hier könnte die Erstarrung in Magmen einsetzen, die noch nicht im Gleichgewicht sind.

Vor allem aber werden Verzögerungen besonders häufig da auftreten, wo es sich um chemische Reaktionen zwischen dem Magma und einem bereits verfestigten Bestandteil handelt. Das Gleichgewicht



scheint sich z. B. bei höheren Temperaturen zugunsten der linken Seite, also zugunsten des Olivins zu verschieben. Erhöhung der Kieselsäurekonzentration wird natürlich eine Verschiebung zugunsten des Pyroxens, Erniedrigung zugunsten des Olivins bedingen.

In den Tiefengesteinen finden wir nun den Olivin relativ selten und nur in kieselsäurearmen Gesteinen vor, wo er stets als erstes Abscheidungsprodukt auftritt. In vielen Gabbros ist er anfänglich vorhanden gewesen, bei weiterer Abkühlung aber wieder aufgezehrt worden.

In den Ergußgesteinen tritt dagegen der Olivin keineswegs selten auf. Die Basalte enthalten erhebliche Mengen dieses Gemengteiles und in den Kanadischen Doleriten macht er nahezu die Hälfte des gesamten Gesteins aus¹⁾. Hier war eben das bei hohen Temperaturen bestehende Gleichgewicht infolge der raschen Abkühlung noch erhalten geblieben. Soweit sich natürlich neben dem Olivin noch Pyroxen im Gleichgewichtsgemisch befand, mußte derselbe als solcher zur Abscheidung gelangen, und so finden wir denselben denn auch stets in Begleitung des Olivins in diesen Gesteinen.

Den Hauptbestandteil bildet der Olivin in den sog. Olivinbomben. Hier ist der in der Tiefe primär ausgeschiedene Olivin durch einen gewaltsamen Eingriff dem Gleichgewicht entrissen und durch die plötzliche Abkühlung stabilisiert worden.

Eine geradezu ideale, leider etwas seltene Gelegenheit zum Studium rasch stabilisierter, für hohe Temperaturen geltender Gleichgewichte bieten uns manche Meteorite dar. Diese sind bei der kosmischen Katastrophe, der sie ihre Entstehung verdanken, zweifellos auf extrem hohe Temperaturen erhitzt und dann in den kalten Weltenraum hinausgeschleudert worden: das Prinzip der Abschreckung in höchster Vollkommenheit.

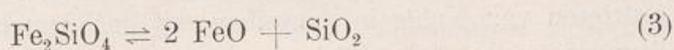
Diese Meteorite und zumal die Meteorsteine, z. B. die Syssiderite, enthalten denn auch oft recht erhebliche Mengen von Olivin, unter Umständen sogar neben freier Kieselsäure, wie beispielsweise der Grahamit von der Sierra de Chaco nach Untersuchungen von Tschermak²⁾.

1) Daubrée, l. c. 383.

2) Cohen, Meteoritenkunde I, S. 220.

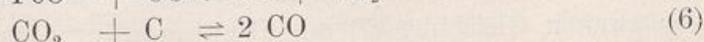
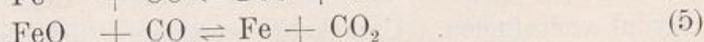
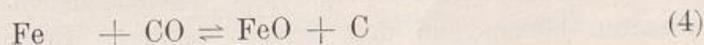
Auch von anderen Gleichgewichten geben uns die Meteoriten Nachricht. So sind Meteorite bekannt geworden, in denen auf metallischem Eisen reine Kieselsäure als Tridymit kristallisiert war¹⁾.

Das spricht dafür, daß das Orthosilikat des Magnesiums und Eisens gleichfalls bei höheren Temperaturen unbeständig wird und nach der Formel



zunehmend zerfällt und daß schließlich auch noch eine Dissoziation des Eisenoxyduls statthat.

Von besonderem Interesse dürfte das Vorkommen von Kohlenstoff in den Meteoriten sein²⁾. Über das Gleichgewicht zwischen Kohlenstoff, Eisen und Sauerstoff sind wir durch eine Arbeit von Baur und Glaeßner³⁾ gut orientiert. Diese drei Ausgangsstoffe können zu folgenden Gleichgewichten führen:



Die kleinste Anzahl der unabhängigen Bestandteile, die an diesen Gleichgewichten teilnehmen, ist, wie wir gesehen hatten, drei (Fe, C, O). Es werden daher bei gegebenem Druck in maximo vier Phasen vorhanden sein können, dann ist das System invariant. Die Lage der verschiedenen invarianten Punkte ist von Baur und Glaeßner bestimmt worden. Sie beträgt z. B. für die Phasen Fe_3O_4 , FeO, C und Gasphase ($\text{CO}_2 + \text{CO}$) ca. 647° bei einer Zusammensetzung des Gases von 63 % CO_2 , 37 % CO und einem Druck von einer Atmosphäre. Ändert sich die Zusammensetzung der Gasphase, so muß eine von den festen Phasen verschwinden. Nimmt die Kohlensäure ab, so verschwindet naturgemäß das höhere Oxyd Fe_3O_4 , nimmt sie zu, so verschwindet das niedere FeO. Die Phasen FeO, C, Fe und Gasphase ($\text{CO}_2 + \text{CO}$) sind bei einem Druck von einer Atmosphäre und einer Temperatur von ca. 680° im Gleichgewicht. Das Verhältnis von CO_2 :CO ist hier 43:57. Nimmt der CO_2 -Gehalt weiter ab, so verschwindet das FeO. Es bleiben nur noch C und Fe im Gleichgewicht mit der Gasphase.

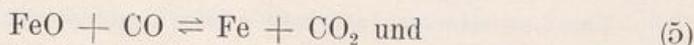
1) Meteorit von Rittersgrün, Cohen l. c. S. 19.

2) Meteorite von Alais, Kap der guten Hoffnung, Kaba, Orgueil, Daubrée l. c. S. 392.

3) Zeitschr. f. phys. Chem. 48, 4.

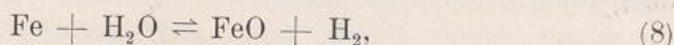
Das Auftreten von Kohlenstoff neben den Oxyden des Eisens kann also bei Atmosphärendruck erst unterhalb 647°, neben metallischem Eisen unterhalb 680° stattfinden; bei höherem Gesamtdruck wird diese Grenze nach oben verschoben. Man darf wohl annehmen, daß es sich bei der Entstehung der Meteorite unter Umständen um recht erhebliche Drucke gehandelt haben kann, und so dürfte denn das Auftreten von Kohle in denselben mit der Annahme einer sehr hohen Temperatur im Augenblick der Entstehung durchaus verträglich sein.

Für das Erdinnere kommen in erster Linie die beiden Gleichgewichte



in Betracht. Das erstere dieser beiden Gleichgewichte (5) verschiebt sich mit steigender Temperatur nach links, wie die Versuche Baur's und kalorimetrische Bestimmungen ergeben haben. Wir werden also erwarten können, in den tieferen heißeren Regionen das Eisen als Oxydul vorzufinden. Umgekehrt verschiebt sich das Gleichgewicht in der zweiten Gleichung (7) mit abnehmender Temperatur zunehmend nach links. Kommt daher in der Tiefe gebildetes Eisenoxydul bei der Abkühlung mit Kohlensäure in Berührung, so wird Eisenoxyduloxyd gebildet, das auch tatsächlich die bei weitem prädominierende Form des Eisenoxyds der Tiefengesteine darstellt.

Auch die bekannte Reaktion



die gleichfalls vom Druck relativ unabhängig ist, dürfte in der Tiefe eine nicht unerhebliche Rolle spielen, und ebenso das bekannte Gleichgewicht zwischen Wasserstoff, Kohlensäure und Kohlenoxyd, das sog. Wassergasgleichgewicht.

Wir können hier nicht auf die Einzelheiten dieser Gleichgewichte eingehen, es sei nur noch erwähnt, daß der Wasserstoff und das Kohlenoxyd einmal als die brennbaren Gase der Vulkanschote entweichen und dann wohl auch zahlreiche Reduktionen in den kälteren Zonen ausführen und möglicherweise auch die Grundsubstanz der brennbaren Erdgase darstellen dürften.

Außer diesen Gasen entweichen nun bei der Erstarrung der Gesteine noch zahlreiche andere gasförmige Stoffe. So in erster Linie natürlich große Mengen von Kohlensäure und Wasserdampf. Ferner Fl_4Si , FlH , BFl_3 und vor allem auch Schwefelwasserstoff. Diese in den Gesteinsspalten aufsteigenden Gase bringen in denselben die che-

mischen Veränderungen hervor, die man als pneumatolytische Bildungen zusammenfaßt. Namentlich die Fluorverbindungen sind an der Mineralbildung durch pneumatolytische Prozesse in hervorragender Weise beteiligt (Hautefeuille; St. Claire-Deville). Wir hatten bereits in dem zweiten Kapitel die Bedeutung des Fluorsiliciums und Fluorzinns für die Bildung der Quarz- und Zinnerzgänge betrachtet.

Im allgemeinen versteht man wohl unter Pneumatolyse nicht nur die durch gasförmige Abscheidungen des Kristallisationsprozesses, sondern auch durch die in juvenilem Wasser gelöst entweichenden Stoffe hervorgerufenen Veränderungen. Diese Veränderungen können von dreierlei Art sein:

1. Absonderung gelöster Teile oder durch chemische Umsetzung sich bildender Teile in den Hohlräumen und Spalten des betroffenen Gesteins,
2. Auflösung von Bestandteilen aus dem Gestein, und schließlich
3. chemische Umwandlung des Gesteins, mit dem diese Lösungen in Berührung kommen.

Daß bei der Kristallisation der Gesteinsmagmen in der Lauge hauptsächlich die leichter löslichen Teile, zumal stärkere Elektrolyte, zurückbleiben werden, ist ohne weiteres einleuchtend. Beim Aufsteigen in den Ritzen scheiden sich diese Stoffe infolge der Abkühlung der Lösung ab, unter Umständen unter Bildung großer Kristalle. So führt Arrhenius¹⁾ in seiner bereits zitierten Arbeit über den Vulkanismus die Bildung der großkristallinischen Pegmatite auf eine solche Art Abscheidung aus den wäßrigen Kristallisationsrückständen zurück und auch Linck²⁾ kommt in einer Arbeit über die Pegmatite des oberen Veltlins zu einer ganz analogen Ansicht. Auch nach ihm sind die Pegmatite hervorragend wäßriger Entstehung, wofür u. a. auch das lokale Auftreten von Turmalin spricht, den wir fast immer als eine Folge erstarrender Tiefengesteine zu finden gewohnt sind.

Es kann sich hier für uns natürlich nicht darum handeln, alle einzelnen Fälle pneumatolytischer Vorgänge zu besprechen und zu prüfen, wie weit in jedem derselben die Gleichgewichtslehre uns als Beraterin zur Seite stehen kann.

Wir wollen uns damit begnügen, einen einzelnen Fall zu diskutieren, nämlich die Entstehung der grönländischen Kryolithe, über die zurzeit unter den Mineralogen noch recht abweichende Anschauungen bestehen.

1) Arrhenius l. c. S. 418.

2) Linck, Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1899, 345.

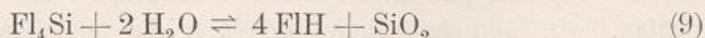
Betreffs der Tatsachen über das Vorkommen, die Ausbildung und die Begleitminerale wollen wir uns an die jüngst erschienene eingehende Abhandlung von R. Baldauf¹⁾ halten.

Hiernach ruht der Kryolith in Granit eingebettet, der den Kryolith kuppelförmig umschlossen haben dürfte, und seinerseits aus einem größeren Gneisgebiet hervorragt. Das Kryolithlager dürfte durch die Tätigkeit der Gletscher bloßgelegt worden sein. Zwischen der oberen Granitschicht und dem Kryolith lagert eine Art Pegmatit, d. i. Feldspat- und Quarzmassen von großkristallinischer Ausbildung, in denen zumal der Quarz ganz respektable Dimensionen erreicht. So stammt von hier der im Kopenhagener mineralogischen Institut befindliche 1 m lange und 0,6 m dicke Quarzkristall her. Außer Quarz und Feldspat enthält dieser Pegmatit größere Mengen Glimmer und Kryolith, sowie Flußspat, Eisenspat, Zinnerz und zahlreiche Metallsulfide, die sämtlich gut kristallisiert sind. Der Kryolith selbst enthält als akzessorische Gemengteile Zinnerz, Quarz, Bleiglanz, Kupfer- und Schwefelkies, Eisenspat und Zinkblende, auch Topas konnte von Böggild nachgewiesen werden, während Turmalin vollständig fehlt.

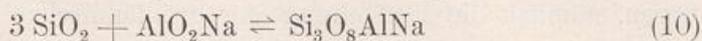
Wir können uns hiernach von der Bildung des Kryoliths folgendes Bild machen:

In einen, in erstarrtem Granit befindlichen Hohlraum dringen die flüssigen wäßrigen Überreste in der Tiefe erstarrender Magmen, also nach Ansicht von Baur (Kap. 8, S. 136) im wesentlichen alkali-aluminatreiche Lösungen. Die noch sehr heißen Lösungen sind mit Gasen gesättigt, zumal mit Fluorsilizium, das ja, wie wir gesehen haben, bei hohen Temperaturen gegen Wasser beständig ist.

Dieses wäßrige Magma beginnt nun in dem Hohlraum sich langsam abzukühlen, was an der oberen kälteren Seite des Hohlraumes besonders rasch erfolgen dürfte. Hierbei findet, wie erinnerlich, eine Verschiebung des Gleichgewichts in der Richtung der Fluorwasserstoff- und Kieselsäurebildung statt. Also in der Gleichung 9 zugunsten der rechten Seite:



Die entstehende Kieselsäure wird einerseits mit dem Alkali-aluminat reagieren unter Feldspatbildung nach der Gleichung 10:

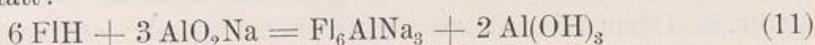


und andererseits infolge von Übersättigung auskristallisieren. Sowohl Feldspat als Quarz werden sich, da sie nur langsam gebildet werden,

1) Zeitschr. f. pr. Geol. 1910, XVIII, 432.

an der Decke in großen Kristallen abscheiden können und so zu der großkristallinen Pegmatitschicht führen.

Außer der Reaktion 10 findet nun aber auch noch die folgende Reaktion statt:



Es konkurrieren also zwei Säuren um die gleiche Base und es muß hierbei diejenige zur Salzbildung gelangen, die die stärkere und in größerer Konzentration vorhandene ist. Bei hohen Temperaturen dürfte die Kieselsäure die stärkere Säure sein. Bei fallender Temperatur muß aber die Flußsäure die zunehmend stärkere Säure werden.

Gleichzeitig fällt die gebildete Kieselsäure sofort aus. Ihre Konzentration nimmt daher nicht zu, während die Konzentration der Fluorwasserstoffsäure dauernd steigt und in dem Maße die Kryolithbildung zunimmt. Schließlich wird kein Feldspat mehr gebildet, es kristallisiert nur Kieselsäure und sobald Sättigung an Kryolith eingetreten ist, kristallisieren Kieselsäure und Kryolith zusammen und zuletzt nur noch reiner Kryolith.

Es ist möglich, daß die Sättigung an Kryolith bereits eintritt, so lange die Feldspatbildung noch anhält, und wir erhalten dann ein monovariantes System (vier Bestandteile: FlH, SiO₂, AlO₂Na, H₂O bei vier Phasen: drei festen — Feldspat, Quarz, Kryolith — und einer flüssigen). Es muß also, während Quarz, Kryolith und Feldspat kristallisieren, bei sinkender Temperatur die Zusammensetzung der Lösung sich ändern: Sie verarmt dauernd an SiO₂, bis schließlich der oben geschilderte Punkt eingetreten ist, daß keine Feldspatabscheidung mehr stattfinden kann.

Diesem Zusammenkristallisieren von Feldspat und Kryolith dürften die interessanten schriftgranitähnlichen Feldspat-Kryolith-Durchwachungen, wie sie von Baldauf beschrieben werden, ihren Ursprung verdanken.

Daß bei sinkender Temperatur auch die anderen in dem wäßrigen Magma gelösten Gase, wie Kohlensäure und Schwefelwasserstoff, zur Bildung von Verbindungen gelangen, ist leicht verständlich, ebenso sind die Zinnerz- und Titanvorkommen ohne weiteres nach dem Vorangegangenen erklärlich. Gerade diese Vorkommen bestätigen unwiderleglich die Ansicht von der wäßrigen Entstehung des Kryoliths.

Nachdem das Wasser der Tiefengesteinsmagmen seine überschüssig gelösten Stoffe allmählich mit zunehmender Abkühlung abgesetzt hat, gelangt es schließlich als juveniles Wasser an die Erdoberfläche, um hier seinen Kreislauf zu beginnen und mit ihm sein Zerstörungs- und

Veränderungswerk. Die Tätigkeit des Wassers und seine Fähigkeit, durch Auflösung und Abtragung, durch Hydratbildung, Serpentinisierung, Kaolinisierung und Chloritisierung, sowie durch Beförderung der Umwandlung instabiler Gebilde die primären Gesteine zu metamorphosieren, sind dem Mineralogen und Geologen zu sehr vertraute Tatsachen, als daß wir hier noch näher darauf einzugehen brauchten.

Je nach der Geschwindigkeit, mit der das Wasser von Stellen höheren auf Stellen niederen Drucks gelangt ist, bringt es eine größere oder geringere Übersättigung an Gasen mit, von denen namentlich Kohlensäure, aber auch Schwefelwasserstoff (Aachen, Wildungen) und andere die Hauptrolle spielen. Den Einfluß dieser Gasbeladungen auf die Mineralbildung können wir mit unseren Augen verfolgen. Die Bildung der Karlsbader Sprudelsteine und des Pyrits in den Aachener Schwefelquellen sind bekannte Erscheinungen. Ihr größtes Arbeitsmonument hat sich aber die Kohlensäure in den Kalkstein- und Dolomitmassiven errichtet, von denen der letztere ein besonderes chemisches Interesse bietet. Die künstliche Nachbildung des Dolomits nach einem in der Natur möglichen Verfahren ist erst in jüngster Zeit gelungen¹⁾. Zu einer vollständigen Klärung seiner Entstehungsbedingungen beizutragen, ist die chemische Gleichgewichtslehre zweifellos in erster Linie berufen.

Wir wollen schließlich noch mit wenigen Worten auf einen Vorgang eingehen, dem ein großer Teil unserer Erdoberfläche seine Eigenart verdankt. Es ist dies die Dynamometamorphose.

Es war Spring²⁾, der zuerst auf einwandfreiem, experimentellem Wege die alte Anschauung der Chemiker, daß „Corpora non agunt nisi fluida“ prinzipiell widerlegte. Er konnte zeigen, daß vollständig trockenes Natriumsulfat mit gleichfalls trockenem Baryumchlorid einem starken Druck ausgesetzt, sich in Baryumsulfat und Natriumchlorid umgesetzt hatten. Daß aber das Wasser bei sämtlichen Umsetzungen eine außerordentlich fördernde Wirkung ausübt, das ist unbestrittene Tatsache und von dem modernen Standpunkt der Ionentheorie durchaus verständlich.

Die Natur vermag zweifellos noch ganz andere Drucke anzuwenden als dies im Laboratorium möglich ist, und da in allen Gesteinen auch nach der Verfestigung zweifellos noch Wasser, wenn auch in geringer

1) Linck, Über die Entstehung der Dolomite, Jena 1909. — Diesel, Dissertation, Jena 1911. — Linck, Doelters Handbuch der Mineralogie 1911.

2) Spring, Zeitschr. f. phys. Ch. 15, 73 (1894).

Menge, vorhanden ist (Bergfeuchtigkeit), so wird hierdurch ihre Umwandlungsarbeit noch wesentlich erleichtert.

Es sind bekanntlich die kristallinen Schiefer, die dieser Druckmetamorphose ihre Gestalt verdanken. Es wird uns nach dem bisher Besprochenen keine Schwierigkeit bereiten, vorauszusehen, in welcher Richtung hierbei die chemischen Vorgänge sich abspielen werden. Es werden stets nur solche Verbindungen entstehen können, deren spezifisches Gewicht größer ist, als das mittlere spezifische Gewicht der reagierenden Stoffe.

Diese Voraussetzung ist schon von Lepsius¹⁾ im Jahre 1893 und unabhängig von ihm von Becke²⁾ 1896 ausgesprochen worden und dann von Becke in der eingangs zitierten Abhandlung „Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer“ an einem ausgedehnten Material experimentell geprüft und durchgehends bestätigt worden.

M. H.! Ich schließe mit der Hoffnung, daß Sie aus meinem Vortrag den Eindruck mit fortnehmen werden, daß die physikalische Chemie fähig ist, nicht nur neue Gesichtspunkte in die Beurteilung der Entstehung unseres Erdballes in allen ihren Phasen hineinzubringen, sondern auch ein geeignetes Werkzeug ist bei der experimentellen Behandlung mineralogischer Fragen, und daß die auf ihr Studium verwendete Zeit nicht verloren ist.

1) Geologie von Attika, Berlin 1893.

2) Neues Jahrb. f. Min. 1896, II, 182.