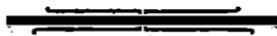


Betrachtungen über die stoffliche Inhomogenität des Magmas im Erdinneren



Von

Professor Albert Bergeat



Erlangen 1908

K. B. Hof- u. Univ.-Buchdruckerei von Junge & Sohn

Betrachtungen über die stoffliche Inhomogenität des Magmas im Erdinnern.



Von

Professor ~~Albert~~ Bergeat.



Erlangen 1908.

K. B. Hof- u. Univ.-Buchdruckerei von Junge & Sohn.

Separatabdruck aus den
Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München.
Dritter Band, 2. Heft.

Betrachtungen über die stoffliche Inhomogenität des Magmas im Erdinneren.

Von Professor Alfred Bergeat in Klausthal.

Das Wissen vom physikalischen Zustand des Erdinneren läßt sich in wenige Sätze zusammenfassen: man weiß, daß dem Erdball eine hohe Eigenwärme zukommt, vermöge deren schon in verhältnismäßig geringer Tiefe unter der Oberfläche sich glutflüssige Magmen erhalten konnten, man weiß ferner, daß die Erde als Ganzes das spezifische Gewicht von rund 5,5 besitzt. Aus Gründen der kosmischen Mechanik, zufolge der neueren Ergebnisse der Erdbebenbeobachtung und aus physikalisch-chemischen Überlegungen ergibt sich ferner mit größter Wahrscheinlichkeit, daß die Kernmassen des Planeten sich wie ein fester, starrer Körper verhalten müssen. Diese, jedem naturwissenschaftlich oder geographisch Gebildeten mehr oder weniger geläufigen Vorstellungen ließen sich auf rein mathematischem oder physikalisch-experimentellem Wege gewinnen, geben keinen Aufschluß über die stoffliche Zusammensetzung des Planeten und setzen auch keinerlei Kenntnisse über dieselbe voraus. Weitere Schlußfolgerungen fordern das Vorhandensein von konzentrischen Zonen verschiedenen Aggregatzustandes, wobei auch der Gedanke an eine schalenförmige Übereinanderfolge von Massen verschiedenen spezifischen Gewichtes bzw. verschiedenen Atomgewichtes nahe liegt. Diese begreiflicherwise nur allgemein gehaltenen Spekulationen besagen nichts darüber, daß die einzelnen Zonen in sich selbst wieder stofflich inhomogen sein können. Daß aber tatsächlich wenigstens in den äußeren Teilen des glutflüssigen Erdinneren über weite Gebiete hin keine ganz gleichmäßige Durchmischung der Stoffe, sondern sogar eine teilweise sehr auffällige stoffliche Inhomogenität besteht, beweisen einige Ergebnisse der topographi-

schen Petrographie und der Mineralgeographie, mit denen ich den Leser durch nachstehende kurze Darstellung bekannt zu machen versuchen will¹⁾).

Das Magma, welches bis zu unbekannter Tiefe die der festen Erdkruste benachbarten Zonen der Erde bildet, ist eine heiße Lösung, in der sämtliche auf dem Planeten vertretenen chemischen Elemente vorhanden sein dürften. Bei einer Abkühlung zu den niedrigsten Temperaturen vermöchte der ganze Stoffbestand allmählich in den festen Zustand überzugehen; die Natur und Menge der sich in jeder Phase der Abkühlung bildenden kristallisierten Verbindungen ist von bestimmten Gesetzen abhängig, mit deren Ergründung sich insbesondere seit den letzten Jahren die experimentelle Forschung befaßt. Schon vor der völligen Festwerdung findet aber, wenn sich die Gelegenheit bietet, eine Auswanderung von Verbindungen von verhältnismäßig hohem Dampfdruck in der Form von Gasen statt, die bei der Abkühlung in größerer oder geringerer Entfernung von ihrem Ursprungsherd den Anlaß zur Mineralbildung geben können; dazu bieten die aus den Vulkanen, aus Fumarolen, Solfataren und Kohlensäurequellen ausgestoßenen Gase Beispiele für die Verflüchtigung innerirdischer Stoffe, die bei der herrschenden Temperatur überhaupt nicht im flüssigen oder festen Zustand in Erscheinung treten.

Nur ein Teil des Magmas geht bei der Abkühlung an Ort und Stelle selbst in die feste Form über und bildet die Gesteine, ein anderer wandert aus und nimmt in oder auf der Erdkruste feste Form an, ein dritter endlich gelangt in die Atmosphäre, aus der er, wie der Sauerstoff als Oxydationsmittel, oder Wasserstoff und Sauerstoff bei der Bildung von Hydraten oder die Kohlensäure bei der Bildung von Karbonaten oder durch die Assimilation in der Pflanzenwelt dem festen Stoffbestand der Erdkruste zugeführt werden kann. Die Analyse eines Eruptivgesteins gibt schon aus diesem Grunde die wirkliche Zusammen-

¹⁾ Da ich bei der großen Mehrzahl der Leser unserer „Mitteilungen“ petrographische Kenntnisse und vor allem auch eine Bekanntschaft mit der chemischen Petrographie wohl kaum voraussetzen darf, so glaubte ich einzelne Abschnitte etwas breiter anlegen zu müssen und auf Literaturangaben verzichten zu können, die für Leser mit speziell petrographischen oder geologischen Interessen überdies unnötig gewesen wären.

setzung der schmelzflüssigen Lösung, aus der es erstarrte, nicht vollständig wieder.

Wenn im folgenden davon die Rede sein soll, daß das irdische Magma chemisch inhomogen ist, so kann das eigentlich nicht unmittelbar bewiesen werden; denn der Schmelzfluß ist uns in seiner ursprünglichen Beschaffenheit nicht zugänglich und sogar die glutflüssige, den Vulkanen entsteigende und immer noch gashaltige Lava hat offenbar schon viel, vielleicht den größten Teil ihrer gasförmig austretenden Bestandteile verloren. Was sich der Untersuchung darbietet, sind jene drei Teilprodukte der Magmaabkühlung; davon können nur die Gesteine und die im Zusammenhang mit eruptiven Vorgängen gebildeten Mineralabsätze im nachstehenden der Besprechung unterzogen werden, während es für einen Vergleich der vulkanischen Exhalationen gegenwärtig noch sehr an den exakten Unterlagen mangelt.

Die Trennung der Gase von dem an Ort und Stelle erstarrenden, größtenteils in die Form von Silikaten eintretenden Magma ist keine ganz vollkommene. Wie besonders neuerdings Gautier gezeigt hat, lassen sich aus den mannigfachsten Gesteinen durch Ausglühen immer noch sehr geringe Mengen gasförmiger Bestandteile gewinnen und höchst merkwürdig verhält sich z. B. der schwarze, vollkommen glasartig dichte Obsidian von Lipari, der sich bei lichter Rotglut zu einer bimssteinartigen Masse von vielfachem Volumen aufbläht. Im wesentlichen sind an der Zusammensetzung der Eruptivgesteine indessen nur Kieselsäure, Tonerde, Eisenoxyd und -oxydul, Magnesia, Kalk, Kali und Natron beteiligt, wozu gleichfalls sehr merkliche Mengen von Titansäure kommen können. Das Mengenverhältnis dieser Bestandteile ist zwar ein sehr wechselndes, dabei aber merkwürdigerweise nicht ganz gesetzlos, indem im allgemeinen das reichliche Vorhandensein gewisser Bestandteile die Anwesenheit größerer Mengen eines anderen voraussehen läßt. Die chemische Zusammensetzung des vollständig kristallisierten Gesteins spiegelt sich in seiner mineralogischen Zusammensetzung wieder; unter annähernd gleichen physikalischen Bedingungen verteilt sich in gesetzmäßiger Weise der vorhandene Stoffvorrat auf kristallisierte Verbindungen, zumeist Silikate, denen nach denselben Gesetzen eine gewisse, die Struktur und damit das äußere Aussehen des Gesteins bedingende Entstehungsfolge zukommt. Die

demnach nach chemischer und mineralogischer Zusammensetzung und dazu nach ihrer Struktur verschiedenen Silikataggregate sind die Typen der eruptiven Gesteine. In gewissem Umfange drückt ein Gesteinsname deshalb auch einen chemischen Begriff aus.

Verschieden sind die begleitenden physikalischen Bedingungen für die Erstarrung des Magmas unterhalb der Erdoberfläche und auf ihr; die „Tiefengesteine“ und die „Ergußgesteine“ werden sich demnach durch die Struktur und nicht selten auch durch die mineralogische Zusammensetzung unterscheiden. Mit den weiter unten erwähnten Einschränkungen läßt sich aber behaupten, daß zu allen Zeiten Magmen gleicher chemischer Zusammensetzung sowohl als Tiefen- wie als Ergußgesteine zur Erstarrung kommen konnten und insbesondere auch, daß sich während aller geologischer Epochen seit dem Vorkambrium der chemische und mineralogische Charakter der Ergußgesteine qualitativ nicht geändert hat. An sich ist zu jedem Tiefengestein ein gleich zusammengesetztes Ergußgestein möglich ¹⁾.

¹⁾ In der nachstehenden Tabelle habe ich den wichtigsten Bestandteilen eines speziellen Tiefengesteins (oben) jedesmal die eines ungefähr gleich zusammengesetzten jungen Ergußgesteins (unten) derselben chemischen Gruppe gegenübergestellt. Nur der Pikrit ist paläozoisch.

	Kieselsäure	Tonerde	Eisenoxyd und -oxydul	Kalk	Magnesia	Kali	Natron
Granit	74.40	13.91	1.39	0.61	0.28	4.36	4.65
Rhyolith	74.53	13.90	2.18	1.03	0.28	4.56	3.43
Syenit	59.86	16.68	5.78	3.96	3.51	4.30	3.58
Trachyt	60.77	19.83	6.57	1.63	0.34	6.27	4.90
Quarzdiorit	65.71	17.08	4.63	5.24	2.57	1.98	3.38
Dacit	65.39	15.49	4.79	4.48	2.06	1.59	4.56
Diorit	61.22	16.14	5.59	5.46	4.21	1.87	4.48
Hornblendeandesit	62.76	18.10	5.14	6.03	2.59	1.35	3.45
Diorit	56.09	16.03	7.99	6.73	8.03	1.87	3.49
Augitandesit	57.60	14.71	8.55	7.54	4.98	1.87	3.46
Olivingabbro	50.08	15.36	6.72	14.90	9.99		1.80
Feldspatbasalt	49.27	18.54	12.58	10.38	3.76	2.22	3.45
Serpentin (12,04 Wasser und 0,87 Chromoxyd) .	35.67	2.98	10.99	0.18	35.03	} 0.77	
Pikrit (4,57 Glühverlust, d. i. größtenteils Wasser)	37.12	3.61	14.72	6.55	25.27	0.09	0.29

Es ist eine sehr bemerkenswerte Tatsache, daß im großen ganzen verschiedene und doch durch einen Bildungsakt, d. h. geologisch gesprochen, annähernd gleichzeitig geförderte, in demselben engen Gebiete auftretende Eruptivgesteine durch allerlei Übergänge hinsichtlich ihrer chemischen wie mineralogischen Zusammensetzung miteinander verbunden sein, ja sogar im gleichen Gesteinskörper beobachtet werden können und dann offenbar Abkömmlinge desselben Magmas darstellen. Sie sind aus ihm hervorgegangen, indem sich lokal gewisse Bestandteile konzentriert haben, wodurch andere Teile des Magmas an diesen ärmer und an anderen reicher geworden sind.

Diese „magmatische Differentiation“ oder „Spaltung“ ist einer der wesentlichsten Vorgänge bei der Bildung der eruptiven Gesteine; sie besteht in einer Entmischung des Magmas, das vielleicht selbst niemals ganz homogen gewesen ist. Im großen Maßstabe vollzieht sie sich in den in der Tiefe langsam erstarrenden Magmen, in denen die langsame Abkühlung und die andauernde Beweglichkeit der Lösung jedenfalls den Stoffwanderungen günstig ist. Sie wird in nur geringem Umfange in den Ergußgesteinen beobachtet; denn so weit diese kieselsäurereicher sind, treten sie, wohl infolge des eingetretenen Wärmeverlustes und vielleicht auch infolge der vorausgegangenen Abgabe gasförmiger Bestandteile zähflüssig zur Oberfläche; die kieselsäureärmeren aber, wie die Basalte, sind zwar zum Teil noch außerordentlich leichtflüssig, aber wie sich zeigen wird, selbst schon Differentiationsprodukte und keiner weitgehenden Spaltung mehr fähig.

Wie sich manchmal unmittelbar beweisen läßt, bilden die in die Nähe der Erdoberfläche emporgepreßten Tiefengesteinsmagmen den eigentlichen Herd der in Form von Laven oder von vulkanischem Auswurfsmaterial auf die Oberfläche gelangenden Schmelzflüsse. Die Epochen lebhafter vulkanischer Tätigkeit auf einem Teile der Erdoberfläche entsprechen scheinbar solchen einer gleichzeitigen Gebirgsbildung in demselben Gebiete. Die vulkanischen Gebilde der tertiären und jüngsten Zeit und des Karbons und des Rotliegenden in unseren Gegenden sind bekannte, zweifellose Beispiele hierfür. Um dieselbe Zeit, manchmal aber wohl schon viel früher, haben sich aus der Tiefe glutflüssige Massen von oft gewaltigem, wohl ländergroßem Umfange der Erdoberfläche genähert. Es ließen sich Beweise da-

für erbringen, daß die Erstarrung solcher Tiefengesteinsmagmen manchmal nur in einer nach Hunderten von Metern zu messenden Tiefe unter der damaligen Oberfläche stattgefunden haben muß; durch die Erosion, die durch die Gebirgshebung gefördert worden sein kann, sind sie später teilweise freigelegt worden. Über die Umgrenzung dieser Massen und ganz besonders über ihren Zusammenhang mit der Tiefe kann man nur selten genauere Beobachtungen anstellen. Man wird sie auch fernerhin am besten als Stöcke oder Massive bezeichnen; wenn in vielen Fällen gemeinhin von „Lakkolithen“ gesprochen wird, so müßte erst der sichere Beweis gegeben sein, daß solche Tiefengesteinstöcke von größerem Umfang tatsächlich in dem älteren Gebirge liegen, von diesem nach allen Seiten umhüllt werden und mit der Tiefe nur durch einen verhältnismäßig engen Durchbruchskanal in Verbindung stehen; dieser Beweis ist aber fast niemals zu erbringen. Manchmal treten die Tiefengesteine wie Ausfüllungen sehr breiter Spalten auf, noch häufiger ragen sie kuppen- oder domförmig aus der Tiefe in durchbrochene Schichten hinein. Man kann dann wohl annehmen, daß die manchmal zu Dutzenden durch die Erosion freigelegten „Stöcke“ oder „Kuppen“ nur die Hervorragungen sehr weit ausgedehnter, einheitlicher unterirdischer Eruptivmassen seien, welche letztere sich möglicherweise wiederum ebenso zu den Schmelzflußmassen des Erdinneren verhalten wie jene kleinen Hervorhebungen zu ihnen. Die zahlreichen Granitdurchbrüche des Erz- und Fichtelgebirgs scheinen, wie dies teilweise durch den Bergbau wirklich nachgewiesen ist, in diesem Sinne ein und derselben unterirdischen Masse anzugehören, und Gleiches gilt wohl auch für die Granitdurchbrüche des Harzes. Alle diese Granite sind ebenso wie solche im Schwarzwald, in den Vogesen, im Thüringerwald, in Böhmen und wahrscheinlich auch in Cornwall im Zusammenhang mit der großartigen Gebirgsfaltung der Karbonzeit emporgestiegen. Noch jüngere granitische Gesteine kennt man in den Alpen und ein Granit von sicher tertiärem Alter bildet, um nur ein europäisches Beispiel zu nennen, den höchsten Gipfel der Insel Elba, den Monte Capanne. Weiter unten soll auf die wahrscheinlichen Beziehungen dieser unterirdischen Intrusionen zu den Vulkanen näher eingegangen werden.

Weitaus das verbreitetste Tiefengestein ist der Granit. Die

großen, weitausgedehnten, teilweise petrographisch recht eiförmigen Gneisgebiete der Erde sind nach den neueren Ergebnissen petrographisch-chemischer Untersuchungen zum allergrößten Teile nicht umgewandelte Sedimente eines Urmeeres, wofür man sie früher in Deutschland fast allgemein gehalten hat, sondern erstarrtes granitisches Magma; es gewinnt daher den Anschein, als habe Granit die erste Erstarrungskruste der Erde gebildet und als sei Granitmagma überhaupt der in den äußersten Zonen der irdischen Magmasphäre weitaus vorherrschende Glutfluß. In den ehemals tiefgelegenen Magmamassen und insbesondere in deren randlichen Teilen läßt sich sehr häufig eine Differentiation wahrnehmen, die dazu führt, daß die granitischen, sehr kieselsäurereichen Massive vielfach begleitet sind von kieselsäurereicheren, ja sogar von kieselsäurearmen Gesteinen, und daß in vorwiegend aus Granit gebildeten Eruptivgebieten Stöcke, Kuppen und Spaltenfüllungen z. B. von Diorit, Gabbro, Serpentin, ja sogar fast kieselsäurefreie, größtenteils aus Metalloxyden (Magnetit, Titaneisen, Korund, Chromeisenstein) bestehende Gesteine auftreten. Ihre Masse ist mitunter nur eine geringe, häufig aber bilden sie weitausgedehnte Areale und gliedern sich als Teilzonen der Verbreitung des Granits an, wie z. B. die petrographisch sehr mannigfaltigen serpentin- (peridotit-) und gabbroartigen Massen bei Harzburg am Westrande des Brockenmassivs. Hier hat eine Entmischung des ursprünglichen Magmas stattgefunden, indem besonders das Eisen, die Magnesia, der Kalk und das Natron gegen die Peripherie der Magmaintrusion eine Konzentration, die Kieselsäure und das Kali eine entsprechende relative Verdünnung erfahren haben. Die eigentlichen Ursachen für diese Stoffwanderungen sind nicht bekannt; zweifellos ist als wirkende Kraft das Bestreben mancher chemischer Elemente, mit anderen zusammen Stoffgenossenschaften¹⁾ zu bilden, beteiligt. Darauf beruht die Gewinnbarkeit mancher im übrigen nur spärlich in der Natur verbreiteter Stoffe, indem sie in gewissen Gesteinen und in Gesellschaft gewisser in diesen konzentrierter Bestandteile eine Anreicherung erfahren.

¹⁾ Solche in der Mineralogie seit langer Zeit bekannte Genossenschaften sind Nickel und Kobalt, oft mit Wismut; Gold und Silber; Kupfer und Eisen; Blei und Silber; Zink und Blei; Zinn, Wolfram, Arsen, Wismut, Kupfer, Lithium, Fluor, Bor; Chrom und Magnesium; Nickel und Magnesium; Mangan und Eisen u. a.

Die soeben erwähnte Konzentration seltenerer Elemente bei der magmatischen Differentiation hat eine mehrseitige Bedeutung. Als die Träger solcher, aus dem Glutfluß unmittelbar ausgeschiedener Anreicherungen kommen beinahe nur die kieselsäurearmen, sog. basischen Tiefengesteine, nämlich die magnesiareichen Peridotite (Serpentine) und Gabbros in Betracht. Die in Frage stehenden Elemente sind hauptsächlich Chrom und Nickel; der Chromeisenstein kommt in solchen Konzentrationen vor, wobei er dann innerhalb von Peridotiten in fast ganz reinem Zustand selbst die Rolle eines Gesteins spielt, und das Nickelmetall wird fast ganz ausschließlich aus Lagerstätten gewonnen, deren Entstehung man indirekt auf solche Stoffkonzentrationen in basischen Tiefengesteinen zurückführen kann. Es ist nun eine höchst bemerkenswerte Tatsache, daß sich solche Chrom- und Nickellagerstätten in gewissen, recht weitausgedehnten Gabbro- bzw. Peridotitgebieten in sehr großer Anzahl vorfinden, in anderen aber vollständig fehlen. So sind Chromeisensteinlagerstätten verbreitet längs einer Hunderte von Kilometern langen Zone in Norwegen, zahlreich vorhanden in Kleinasien und auf der Insel Neukaledonien, sie fehlen aber z. B. vollständig in den ligurisch-toskanischen Peridotitgebieten. Ebenso sind die meisten Serpentinegebiete vollständig frei von Nickellagerstätten, auf Neukaledonien sind dagegen die zahlreichen, Hunderte von Quadratkilometern bedeckenden Serpentineareale, die einen gewaltigen Teil dieser gegen 300 km langen Insel ausmachen, ebenso viele Nickelerzdistrikte, die allein den größten Teil des auf der Erde verarbeiteten Nickels liefern. Der Rest der Produktion stammt fast nur aus dem Sudbury-Distrikt in Kanada; dort findet sich das Nickelerz innerhalb des Gneißgebietes in einem etwa 80 km langen und 40 km breiten Landstrich zusammen mit Kupfer in engstem Zusammenhang mit gabbroartigen Gesteinen. Eine sehr viel unbedeutendere Nickelzone, gleichfalls an gabbroartige Durchbrüche gebunden, ist in Norwegen bekannt; abgesehen von einigen sonstigen geringfügigen Vorkommnissen, sind aber auch die zahlreichen Gabbrostöcke der übrigen Länder keine nennenswerten Nickelträger. Man ersieht daraus die höchst bemerkenswerte Tatsache, daß die kieselsäurearmen Differentiationsprodukte des Magmas, nämlich die Gabbros und Peridotite (Serpentine) über weite Gebiete hin durch eine ge-

wisse Stoffführung ausgezeichnet sein können, die in anderen Gebieten vollständig zurücktritt. Sie läßt auf das Vorhandensein ungeheurer individualisierter Magmazonen schließen, deren gemeinsame Abkömmlinge jene Gesteine sind und denen, wenn ich so sagen darf, ein besonderes stoffliches Kolorit zukommt. Im Verhältnis zu der Masse des ursprünglichen Magmas mögen die in dessen Differentiationsprodukten ausgeschiedenen Mengen von Chrom oder Nickel geringfügige sein, sie reichen aber hin, um die behauptete Tatsache erkennen zu lassen.

Als zwei weitere Beispiele dieser Art, bei welchen die charakterisierenden Bestandteile gewissermaßen nur in Spuren vorhanden sind, mögen die Lagerstätten von Platin und Diamant erwähnt sein. Beide Körper finden sich als ursprüngliche Ausscheidungen gleichfalls nur in Peridotiten. Das Platin wird fast ausschließlich im Ural gewonnen, wo es bekanntlich aus Flußsanden gewaschen wird. Die ganze dortige Produktion beträgt jährlich nur 6500 kg, aus der Republik Colombia kommen weitere 300 kg. Trotz allen Suchens ist es bisher nicht gelungen, irgendwo anders nennenswerte Mengen dieses teuersten unter den Edelmetallen nachzuweisen, die eine Gewinnung lohnen würden. Jene 6500 kg Platin werden im Ural in einem nicht weniger als 100 km langen Gebirgstheil gefunden, wo das Metall in äußerst spärlichen Mengen als ursprünglicher Bestandteil in verschiedenen Peridotitgesteinen enthalten ist. Eine weitausgebreitete, aber doch räumlich beschränkte Magmazonen mußte dort verhältnismäßig platinhaltig sein, während sonst die in den verschiedensten Gegenden verbreiteten Peridotite Platin nur in Spuren oder überhaupt nicht in nachweisbarer Menge enthalten.

Das eigentliche Muttergestein des Diamanten scheint überall Peridotit zu sein; indessen hat man bisher nur in Südafrika den Edelstein in diesem Muttergestein selbst angetroffen, während man bei den übrigen, verhältnismäßig spärlichen Diamantfunden, wobei der Stein immer nur aus Flußsanden gewonnen wurde, aus der größeren oder geringeren Nähe von Peridotit auf eine solche Herkunft des Diamanten geschlossen hat. In Südafrika kennt man die primäre Lagerstätte des Edelsteins seit 1870; es ist der als „blue ground“ bezeichnete Peridotit, aus dem heutzutage fast ganz allein die Diamantproduktion des Weltmarkts gefördert wird. Dieser auch mineralogisch merkwürdige blue

ground ist ein ziemlich jugendliches Gestein, das diamantführend mindestens von Pretoria bis Kimberley, d. i. eine über 500 km lange Zone, möglicherweise aber auch bis Lüderitzland, d. i. eine ungefähr 1500 km weite Entfernung, bekannt ist.

Auf die Aufzählung anderer Beispiele vom Vorhandensein stofflich charakterisierter Tiefengesteinszonen, die man in der Petrographie als „petrographische Provinzen“ bezeichnet, muß hier verzichtet werden.

Die regionale Ungleichartigkeit des unterirdischen Magmas spiegelt sich im petrographischen Charakter der daraufhin genauer studierten Vulkangebiete ab. In manchen Fällen sind enge Beziehungen zwischen vulkanischen Ergußgesteinen und in ihrem Gebiete auftretenden chemisch und petrographisch verwandten Tiefengesteinen mit großer Wahrscheinlichkeit erwiesen, und umgekehrt ist es auch sehr wahrscheinlich, daß die zahlreichen in der Umgebung mancher Tiefengesteinsmassive oder in diesen selbst zu beobachtenden mit Eruptivgestein erfüllten Spalten — Gesteinsgänge — die Zuleitungswege für die auf die Oberfläche austretenden Glutflüsse gewesen sind. Schon das Gestein solcher Gänge erweist sich gewöhnlich als ein Differentiationsprodukt etwa des benachbarten Granits, indem es z. B. dioritische Zusammensetzung besitzt. Ein ähnlicher Unterschied besteht zwischen der chemischen Zusammensetzung der Gesamtmasse der Ergußgesteine im Vergleich zu den Tiefengesteinen; die ersteren sind im Durchschnitt und zusammengenommen kieselsäurereicher als die letzteren. Die extremen Produkte der magmatischen Differentiation¹⁾ fehlen unter den Ergußgesteinen ganz, auch die sehr basischen, etwa den Peridotiten entsprechenden Pikritlaven sind seltene Gesteine; es fällt ferner auf, daß im Vergleich mit der ungeheuren Beteiligung kieselsäurereicher granitischer und granitähnlicher Gesteine in den Tiefenintrusionen die sauren rhyolithischen und dacitischen Laven in der Jetztzeit beinahe vollständig zurücktreten; mögen sie auch in der Tertiärzeit eine viel bedeutendere Rolle gespielt haben als heute, sie waren doch im großen ganzen immer neben den kieselsäurereichereren Ergußgesteinen, insbesondere neben den Andesiten und Basalten, untergeordnet. Man wird diese Tatsache

¹⁾ Die sauersten Differentiationsprodukte sind eruptive Quarzgänge, die basischsten die oben erwähnten Ausscheidungen von Oxyden.

damit erklären dürfen, daß hauptsächlich nur durch Entmischung des Urmagmas entstandene Teilmagmen an die Erdoberfläche gelangen.

Nicht nur die Produkte verschiedener Vulkangruppen können petrographisch sehr verschieden sein, sondern fast noch auffälligere Unterschiede scheinen auf den ersten Blick zwischen den verschiedenalterigen, ja sogar zwischengleichalterigen Magmaausbrüchen desselben Gebietes zu bestehen. Die Diskussion des chemischen Bestandes der Ergußgesteine vermag aber aus der scheinbar unentwirrbaren Vielartigkeit der Erscheinungen Gesetzmäßigkeiten zu entwickeln; sie lassen sich einstweilen in dem Satze ausdrücken, daß die Vulkane einer mehr oder weniger weit ausgedehnten Gruppe oder Zone Glutfluß aus bestimmten, durch chemische Eigenheiten individualisierten Teilen des innerirdischen Magmas fördern und daß sich dabei die Schmelzflüsse der einzelnen Vulkane selbst wie die Entmischungsprodukte dieser Magmazonen verhalten. Chemisch gekennzeichnet sind die Abkömmlinge einer solchen Magmenzone durch das starke Hervortreten bestimmter Bestandteile, die den Gesteinen, wenn ich den Ausdruck wiederholen darf, ein gewisses stoffliches Kolorit erteilen. Man bezeichnet solche chemisch verwandte Gesteine als „blutsverwandt“, „gauverwandt“, ihre Verbreitungsgebiete als „petrographische Provinzen“ oder „Gau“. So sind die basaltartigen Laven des Vesuv gauverwandt mit den trachytischen Produkten der phlegräischen Felder, trotz ihres so sehr verschiedenen Charakters. Die Verwandtschaft zeigt sich in ihrem hohen Kali- und Natrongehalt.

Der Wiener Mineraloge F. Becke hat darauf hingewiesen, daß die vulkanischen Gesteine des böhmischen Mittelgebirges sich auffällig durch einen durchschnittlich niedrigeren Kieselsäuregehalt und einen relativ geringeren Gehalt an Tonerde von den jungen Gesteinen des pazifischen Vulkangürtels unterscheiden, ein Unterschied, der sich selbstverständlich auch in der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine geltend macht; in Nordböhmen herrschen die leucit-, hauyn-, sodalith- und nephelinführenden Phonolithe, Basalte und basaltartigen Produkte, am Stillen Ozean die ausschließlich Feldspat führenden Andesite, Dacite, Rhyolithe und Feldspatbasalte. Eine höchst merkwürdige Übereinstimmung mit den jungen Eruptivgesteinen des böhmischen Mittelgebirges

zeigen diejenigen des Duppauer Gebirgs in Böhmen, die erzgebirgischen, die des nordöstlichen Bayern und Hunderte von Kilometern davon entfernt die vulkanischen Gebilde der Eifel, der Rhön, des Vogelsgebirges, des Kaiserstuhls und der schwäbischen Vulkane samt denen des Hegaues. Becke neigt sogar dazu, aus der petrographischen Verwandtschaft der nord- und mittelitalienischen Vulkane, der Azoren, der Capverden, der Vulkane der Kamerunreihe und des afrikanischen Grabenbruches samt gewissen ostamerikanischen Vorkommnissen alle diese Schmelzflüsse als die „atlantische Sippe“ jener „pazifischen Sippe“ gegenüberzustellen. Zu der letzteren würden die ungarisch-siebenbürgischen und kaukasischen Ergußmassen gehören. Wie alle Hypothesen, die sich noch nicht auf ein vollständig gesichtetes Tatsachenmaterial stützen können, wird auch die Beckesche noch Einschränkungen unterliegen; der Grundgedanke aber bleibt sicherlich richtig, daß in den von glutflüssigem Magma eingenommenen Regionen des Erdinneren stoffliche Inhomogenitäten größten Maßstabes statthaben.

Im Laufe der Tätigkeit eines weiten Vulkangebiets scheint sich das „chemische Kolorit“ der großen Magmazonen, die dasselbe speist, nicht zu ändern. Die geförderten Produkte bleiben im ganzen einander gauverwandt, wenn auch stellenweise geringfügige Abweichungen eintreten, also, wie z. B. auf den äolischen Inseln, zwischen der großen Menge von Andesiten, Lipariten und Feldspatbasalten leucitführende Ergüsse zutage treten können. Die Gauverwandtschaft mag mitunter über ungeheure Zeiträume bestehen; so hat Gagel bewiesen, daß die gauverwandten Gesteinsergüsse, aus denen der große Dom der Caldera auf der Insel Palma aufgebaut ist, größtenteils bis in vormiocäne Zeit zurückreichen und noch in historischer Zeit stattgefunden haben, daß aber das gauverwandte eruptive Grundgebirge der Insel sogar schon im Mesozoikum wenn nicht gar im Paläozoikum entstanden ist.

Die Vulkane einer Gruppe fördern nicht notwendigerweise dieselben, sondern nur „gauverwandte“ Laven, die sich in den Analysen am auffälligsten hinsichtlich ihres Kieselsäuregehaltes unterscheiden; es sind die Differentiationsprodukte des gemeinschaftlichen Magmas. Verfolgt man die Veränderungen im petrographischen Charakter der in einem vulkanischen Gebirge geförderten Laven, so scheint eines festzustehen, nämlich daß die

von demselben Vulkanschote im Laufe seiner Tätigkeit geförderten Schmelzflüsse ihre Zusammensetzung nur innerhalb sehr enger Grenzen verändern. So hat der Vulkan Somma-Vesuv seit prähistorischen Zeiten immer Leucitlaven von sehr annähernd gleichbleibender Zusammensetzung geliefert. Aber schon ein unmittelbar neben einem erloschenen oder tätigen Vulkan sich öffnender Schlot vermag Laven von recht anderer Zusammensetzung zu fördern.

Die nicht sehr zahlreichen exakten Beobachtungen über den Gang der petrographischen Veränderungen in Vulkangebieten lassen mit Sicherheit so viel erkennen, daß derselbe nicht immer gleichgerichtet ist und daß eine kontinuierliche Zu- oder Abnahme des Kieselsäuregehaltes der Produkte mindestens für gewöhnlich nicht statthat. Als ein Beispiel seien die äolischen Inseln (Süditalien) angeführt. Die dort fast ganz ausschließlich verbreiteten Gesteine sind Feldspatbasalte, Andesite, Rhyolithe und Dacite, also Gesteine der „pazifischen Sippe“ Beckes. Die vulkanische Tätigkeit in diesem Archipel läßt sich mindestens bis in die Miocänzeit zurückverfolgen. Die ältesten sichtbaren Laven und Auswurfsmassen bestehen von Stromboli im Osten bis Ustica im Westen, d. h. über eine Entfernung von ungefähr 180 km, in höchst gleichbleibender Weise nur aus Feldspatbasalt. Von da an tritt eine allmähliche und allgemeine Veränderung der Produkte ein, indem mehr und mehr kieselsäurereiche Laven gefördert werden, d. h. zuerst Pyroxenandesite, dann Hornblende- und Glimmerandesite. Die jüngsten Vulkane aber führen teils ganz basische, basaltische Laven, wie z. B. der Stromboli, oder rhyolithische bzw. dacitische, wie der Vulcano. Dabei konnten unmittelbar nebeneinander basaltische und dacitische oder liparische Laven ergossen werden; so hatte der Hauptkegel von Vulcano um dieselbe Zeit saure, dacitische Eruptionen, während sich 2,5 km davon entfernt der kleine Krater des Vulcanello aus Basalten aufbaute.

Aus dem bisher Gesagten ergeben sich nach meiner Ansicht wichtige Schlüsse über den Zusammenhang der oberflächlichen vulkanischen Bildungen mit dem Magma der Tiefe. In einer großen Anzahl von Schriften hat A. Stübel die Existenz räumlich abgegrenzter, mehr oder weniger isolierter und deshalb erschöpfbarer Magmaherde zu beweisen gesucht. Sie sollten die

noch schmelzflüssigen Überreste, gewissermaßen die Rückstände innerhalb gewaltiger eruptiver Deckenergüsse sein, die im übrigen erstarrt und übereinander gelagert eine „Panzerdecke“ um den glutflüssigen Erdkern bildeten. Durch Ausdehnung des Magmas in einer gewissen Phase der Abkühlung soll sich dieses aus jenen „peripherischen Herden“ seinen Ausweg nach der Oberfläche bahnen; über ihnen bauen sich nach Stübel also die Vulkanberge von beschränkter Ausdehnung, z. B. der Ätna, der Vesuv, der Pic von Tenerife auf, jedem solchen Berge kommt ein erschöpfbarer Herd zu. Die Hypothese von den erschöpfbaren peripheren Herden bildet als ein untrennbares Glied zusammen mit anderen Hypothesen Stübels vulkanologisches Lehrgebäude, gegen das sich mancher Widerspruch gerichtet hat. Jene Theorie nimmt vor allem auf die Petrographie der Vulkane und auf die erwähnten stofflichen Wandlungen, die bei einer historischen Behandlung des irdischen Vulkanismus eine hohe Bedeutung besitzen müssen, keine Rücksicht. Stübel erklärt weder, weshalb sich in demselben Gebiete die Äußerungen des Vulkanismus auf gewisse Zeiten verdichtet haben, zu anderen, aber, wie z. B. in Deutschland während des ganzen Mesozoikums, vollständig fehlten, noch wird seine Theorie der Tatsache gerecht, daß in demselben Gebiete der chemische Charakter der Eruptionen in zeitlich weit entfernten Epochen vulkanischer Tätigkeit ganz verschieden gewesen ist, während zu denselben Zeiten über weite Länder hin, z. B. zur Tertiärzeit in Süd- und Mitteldeutschland, die Eruptivgesteine ein ganz bestimmtes chemisches Gepräge erhielten. Der eigenartige gleichmäßige Gang, den die chemische Veränderung der vulkanischen Produkte über ein so weites Vulkangebiet wie die äolischen Inseln erkennen läßt, beweist, daß mindestens während eines sehr langen Zeitraumes, im angeführten Beispiel während der Vollkraft der vulkanischen Tätigkeit überhaupt, keine räumlich begrenzten individualisierten Sonderherde, sondern weitausgedehnte Magmazonen die Vulkane gespeist haben müssen. Ich komme am Schlusse dieses Aufsatzes nochmals auf diese Frage zurück.

Es bleibt nun noch zu zeigen, daß sich auch an der Natur der Stoffe, welche von den Eruptivgesteinen bei der Erstarrung ausgestoßen werden, eine regionale Verschiedenartigkeit des Magmas erweisen läßt. In den Eruptivgesteinen tritt uns, wie

oben gesagt, nur ein Teil des innerirdischen Stoffbestandes entgegen, nämlich diejenigen Verbindungen, die sich unter den bestehenden Bedingungen schon bei sehr hoher Temperatur an Ort und Stelle verfestigen. Die Verfestigung geschieht in der Tiefe vollständig, bei den Ergußgesteinen meist fast vollständig in der Form kristallisierter Mineralien. Nur ein Teil des Stoffvorrats tritt in die Form der festen Verbindungen ein, ein anderer wird aus dem Magma ausgestoßen. In den allermeisten Fällen wird man sich diese Aussonderungen im gasförmigen Aggregatzustande zu denken haben; die Annahme wässriger Lösungen verbietet sich, soweit es sich um die nähere Umgebung des erstarrenden Magmas handelt, wegen der hohen, die kritische Temperatur des Wassers (365°) überschreitenden Wärme. In mitunter großartigem Maßstabe werden die infolge solcher Entgasung sich bildenden Mineralien in der Umgebung von erstarrten Tiefengesteinsmagmen beobachtet. Sie entstehen während der Wanderung der Gase durch den Wechsel der Temperatur, durch die mit den physikalischen Verhältnissen sich ändernde gegenseitige Einwirkungsfähigkeit jener, infolge der chemischen Reaktion des Nebengesteins und in letzter Linie vielleicht auch des Grundwassers. Als Produkte der gegenwärtigen Tätigkeit der Vulkane treten uns gewisse Mineralien bei jeder Eruption eines Kraters oder schon an Fumarolen vor Augen. Die Zahl der Elemente, welche in den Exhalationen der Vulkane und in den durch diese gebildeten Mineralien an der Oberfläche oder in den Vulkanschlöten vorkommen, beträgt mindestens die Hälfte aller bekannten¹⁾. Es sei nur erwähnt, daß nach den Ausbrüchen des Vesuv oder des Ätna ganze Lavastücke mit grünen Krusten von Kupferverbindungen überzogen sein können und daß sich möglicherweise der Kupfergehalt mancher kupferführender Sedimente, wie des bekannten Mansfelder Kupferschiefers, von derartigen Kupferexhalationen herleiten dürfte.

In der Tiefe führen diese Stoffausstoßungen, sehr wahrscheinlich meistens unter Zutun von Wasser, zu der Bildung

¹⁾ Als solche seien genannt: Aluminium, Argon, Arsen, Blei, Bor, Cäsium, Calcium, Chlor, Eisen, Fluor, Jod, Kalium, Kobalt, Kohlenstoff, Kupfer, Lithium, Magnesium, Mangan, Molybdän, Natrium, Nickel, Phosphor, Quecksilber (?) Rubidium, Sauerstoff, Schwefel, Selen, Silicium, Stickstoff, Tellur, Thallium, Titan, Wasserstoff, Wismut, Zink, Zinn, Zirkonium. Die Zahl wird noch größer, wenn man die pneumatolytischen Bildungen der Tiefengesteine berücksichtigt.

von mancherlei Mineralabsätzen auf und längs Spalten im Nebengestein der Intrusionen. Der größte Teil der Erzlagerstätten verdankt solchen Vorgängen seine Entstehung, und ein großer Teil der Erzgänge, in denen Gold, Silber, Quecksilber, Kupfer, Blei, Zink, Nickel, Kobalt, Zinn und andere Metalle in Begleitung von Schwefel, Arsen und Antimon ihre hauptsächlichste Konzentration erfahren haben, zeigt eine zweifellose Beziehung zu benachbarten Tiefengesteinen.

Bezüglich der Zusammensetzung der den tätigen Vulkanen oder den Solfataren entsteigenden Gasgemische liegen verhältnismäßig nur wenige Untersuchungen vor, die vor allem über die Mengenverhältnisse der Bestandteile kaum einen sicheren Aufschluß geben. Einige auffällige Tatsachen aber zeigen schon so viel, daß sie an den verschiedenen Vulkanen recht wechselnde sein dürften. So tritt am Vesuv der Schwefel in den Gasen sehr zurück, die Salzsäure in den Vordergrund; am Mont Pelé scheint im Jahre 1902 das Verhältnis ein umgekehrtes gewesen zu sein. Die Borsäure war früher ein charakteristisches Produkt des Kraters von Vulcano; in neuerer Zeit scheint sie auch dort nicht mehr aufzutreten, mindestens aber hat ihre Menge bis auf Spuren abgenommen.

Die von den tiefgelegenen Magmaherden ausgestoßenen, in der Tiefe zu Minerallagerstätten (Erzgängen u. s. w.) verfestigten chemischen Bestandteile stellen merkwürdige Stoffgesellschaften dar, d. h. in jenen Mineralien kommen nebeneinander mit Vorliebe stets gewisse Elemente vor, während andere fehlen oder wenigstens sehr zurücktreten (vgl. S. 158). Das bekannteste und weithin über die ganze Erde hin wiederkehrende Beispiel hierfür bildet das Auftreten des Zinns mit Wolfram, Arsen, Wismut, Lithium, Fluor, Bor u. s. w. Auf viele, besonders den Mineralogen und Geologen beschäftigende Fragen kann hier nicht eingegangen werden, es möge hier nur auf folgende Tatsachen hingewiesen werden:

Nicht alle Tiefengesteins-Intrusionen sind im obigen Sinne Metallbringer gewesen.

In manchen Gebieten sind die Eruptivgesteine über sehr weite Erstreckungen hin begleitet von Minerallagerstätten, die mit größerer oder geringerer Sicherheit mit ihrem Empordringen im Zusammenhange stehen.

Solche Stoffaussonderungen sind oft über weite Gebiete hin dadurch als zusammengehörig charakterisiert, daß sich auf ihren Lagerstätten vorzugsweise gewisse Metalle finden, andere zurücktreten. Man kann solche Gebiete als „Metallzonen“ bezeichnen.

Als Beispiele seien einige Verbreitungsgebiete von Zinn, Gold, Silber und Quecksilber angeführt; ihre Zahl könnte sehr vergrößert werden.

Alles auf der Erde gewonnene Zinn stammt von Lagerstätten her, die mit dem Empordringen von Graniten oder granitischen sauren Magmen in engem genetischen Zusammenhang stehen. Diese sind die ausschließlichen „Zinnbringer“; aber keineswegs alle Granitstöcke sind von Zinnerzlagerstätten begleitet. Manche Granitgebiete sind seit langer Zeit als Zinnerzdistrikte wichtig, wie das sächsisch-böhmische Erzgebirge, Cornwall oder die Halbinsel Malakka. Vom Fichtelgebirge bis an die Elbe, in einem etwa 175 km langen Landstriche, haben sich die zahlreichen Granitmassen als Zinnbringer betätigt. In den gleichalterigen Massiven des Harzes, des Thüringerwaldes, des Schwarzwaldes und der Vogesen fehlt der Zinnstein sozusagen vollständig. Dagegen finden sich ähnliche, aber weit großartigere Zinnerzlagerstätten auf der Halbinsel Cornwall innerhalb eines 130 km langen und bis zu 35 km breiten Gebietes im Umkreis von 5—6 verschiedenen Granitdurchbrüchen, die sich schon dadurch als stoffverwandte Abkömmlinge einer Magmazone zu erkennen geben. Die wichtigste Zinnzone der Erde ist das riesige Granitgebiet, das sich nahe dem Äquator über Hunderte von Kilometern durch die malayischen Königreiche der Halbinsel Malakka erstreckt und zu dem auch noch die Zinninseln Bangka und Billiton im Süden zu rechnen sind. Demgegenüber ist wiederum beachtenswert, daß sich z. B. in den Granitgebieten Skandinaviens und der Alpen keinerlei nennenswerte Zinnvorkommnisse finden und daß auch in den ganzen an Graniten so reichen Gebieten der Vereinigten Staaten und Kanadas solche nur in sehr spärlicher Menge und in geringem Umfang bekannt sind.

Die vulkanische Tätigkeit der Tertiärzeit hat mancherorts zur Anhäufung großartiger, Hunderte von Metern mächtiger Ergüsse von Dacit, Rhyolith und Andesit geführt, die zeitweise, bedeckt von noch jüngeren vulkanischen Massen in großer Tiefe gelegen haben und die Träger von Gold- und Silbererzgängen

geworden sind. Die Bildung der letzteren steht zweifellos im Zusammenhang mit der Annäherung von Schmelzflüssen an die Erdoberfläche. Unter solchen Verhältnissen finden sich die beiden Edelmetalle innerhalb gewisser Teile der jungvulkanischen Gebirge im Westen Nordamerikas, in Mexiko, in Ungarn-Siebenbürgen und auf Neuseeland. Trotz aller Ähnlichkeit oder Übereinstimmung der geologischen und petrographischen Verhältnisse herrschen aber im stofflichen Charakter dieser Lagerstättenzonen sehr wesentliche Unterschiede. Dies zeigt sich sehr deutlich bei einem Vergleich der Gold- und Silbererzdistrikte in Ungarn und in Mexiko. In Ungarn und Siebenbürgen treten zahllose edle Erzgänge in den Eruptivgesteinen auf, die den Innenrand der Karpathen mit manchmal weiten Unterbrechungen begleiten. Die Erzzone reicht von Schemnitz und Kremnitz nördlich von Budapest in einem etwa 600 km langen Bogen bis nach dem südlichen Siebenbürgen. Ganz allgemein ist diesen Gängen ein verhältnismäßig hoher Goldgehalt eigen und nur ausnahmsweise und in beschränktem Bereich handelt es sich um eigentliche Silbererzlagerstätten. Ganz anders in Mexiko. An ganz ähnliche Gesteine sind dort längs einer von Südost nach Nordwest streichenden ungefähr 800 km langen Zone Silbererzgänge mit durchschnittlich nur geringem Goldgehalt gebunden. Mexiko ist das Hauptsilberland der Erde, hat aber nur ganz wenig Gold.

Ein sehr bemerkenswertes Beispiel bietet das bolivianische Hochland. Von der peruanischen Grenze bis nahe der argentinischen im Süden reihen sich dort auf eine Erstreckung von rund 800 km die Silbererzdistrikte, von denen nur die seit dem XVI. Jahrhundert hochberühmten Bergreviere von Oruro und Potosí genannt seien. Die Gänge scheinen stets an saure Eruptivgesteine gebunden zu sein. Sie sind deshalb merkwürdig, weil das Silber fast regelmäßig von Zinn begleitet wird und weil sich an mehreren Orten zudem Verbindungen des sonst beinahe nirgends auftretenden Elementes Germanium finden. Keine andere Mineralzone der Erde hat dieselben mineralogisch-chemischen Eigenheiten wie dieses ungeheure Ganggebiet Boliviens.

Weiter südlich in Chile sind zwischen dem $30\frac{1}{2}$ und 23° S.B. zahlreiche Kupferlagerstätten bekannt, die abweichend von fast allen sonstigen Kupfererzvorkommnissen gleichbleibend durch ihren Borgehalt (gebunden an das Silikat Turmalin) aus-

gezeichnet sind. So weit es sich erkennen läßt, sind auch sie immer an Intrusivgesteine gebunden.

Auch die Quecksilber-(Zinnober-)Lagerstätten sind teilweise in Zonen gehäuft. Eine solche Quecksilberzone am Monte Amiata im südlichen Toskana hat eine Länge von 30 km. Die pazifische Quecksilberzone erstreckt sich 500 km weit von Los Angeles in Kalifornien nordwärts bis nach Oregon. Sie ist so reich, daß sie vor 30 Jahren die größte Menge der ganzen Quecksilberproduktion geliefert hat. Sowohl für die toskanische wie für die pazifische Zone sind Beziehungen zu der früheren eruptiven Tätigkeit in jenen Gegenden sehr wahrscheinlich.

Aus den vorigen Betrachtungen ergibt sich mit aller Sicherheit, daß in der irdischen Magmazonen eine stoffliche Ungleichartigkeit besteht, die über weite Regionen hin den Gesteinen und den diesen ursprungsverwandten Minerallagerstätten ein gewisses Gepräge zu verleihen vermag. Die Beschaffenheit des Magmas ist im größten Maßstabe eine „schlierige“. Die Schlieren selbst sind aber sicherlich nach Bestandfähigkeit, Lage und Zusammensetzung Veränderungen unterworfen, denn sonst müßten zu allen Zeiten an denselben Orten dieselben Laven gefördert werden; auch an den Minerallagerstätten hat sich nicht selten deutlich erkennen lassen, daß in demselben Gebiet, z. B. in demselben Bergrevier, andere Zeiten auch andere Produkte gebracht haben.

Der Annahme, daß die Tätigkeit der Vulkane von großen gemeinschaftlichen Magmazonen und nicht von individuell umgrenzten Sonderherden genährt wird, habe ich schon weiter oben begründeten Ausdruck gegeben. Sie erklärt am einfachsten die petrographischen Wandlungen in den Vulkangebieten und die petrographische Verschiedenheit der Laven benachbarter Vulkane innerhalb der „Gauverwandtschaft“: verschiedene Vulkanschlote können das Material verschiedener, differenzierter Teile derselben Magmazonen fördern. Und da die Differentiation des Magmas wohl auch zur örtlichen Anreicherung gasförmig austretender Bestandteile führen könnte, so wäre auch die Annahme erlaubt, daß Eruptionen dort statthaben, wo dem Glutfluß gasreicher

„Schlieren“ der Austritt nach der Oberfläche, erzwungen oder dargeboten, offen steht. An Stelle der geschlossenen Magmaherde, die Stübel annahm, treten Magmateile, die miteinander als Angehörige regionaler Zonen in mehr oder weniger freier Verbindung stehen und durch dieselben Strömungen, welche die Differentiation bewirkt haben müssen, im Laufe langer Zeiten ihren petrographischen Charakter ändern oder auch in sich selbst wieder magmatische Spaltungen erfahren. Diese Magmateile könnten gleichwohl Spalten oder durch Bruch oder Zerreißung entstandene Räume in der Erdkruste erfüllen, wären aber nur unvollkommen abgeschlossen.

Die chemische Inhomogenität des Magmas muß sich auch in dessen physikalischem Verhalten äußern. Das spezifische Gewicht kieselsaurer Schmelzflüsse ist sehr viel niedriger als das der basischen, letztere sind eisenreicher, die thermischen Eigenschaften beider sind verschieden. Die Erörterung der Frage, inwieweit diese Unterschiede für die Erscheinungen des Erdmagnetismus oder der Schwere von Einfluß sein könnten, wobei auch an eine säkuläre Änderung der Magmazonen zu denken wäre, müßte ich den Geophysikern überlassen.
