

Experimentelle Gesteinskunde

Von Prof. Dr. Helmut G. F. W i n k l e r, Göttingen

Vortrag gehalten am 8. November 1972

Noch vor zwei Generationen stand im Interesse der gebildeten Leute neben dem Tier- und dem Pflanzenreich, völlig gleichberechtigt, das Reich der Minerale und Gesteine. Seitdem aber haben die biologischen Bereiche in immer stärkerem Maße die Gedanken der Menschen erobert, während das Interesse an den Wissenschaften, welche sich mit Mineralen und Gesteinen beschäftigen, stark zurückgegangen ist. Das hat es mit sich gebracht, daß der gebildete Laie sich oft heute noch dasselbe Bild von der Mineralogie und Gesteinskunde macht wie vor einigen Generationen, ein antiquiertes Bild also. Man meint dann wohl, daß der wesentliche Inhalt jener Gebiete nach wie vor das Sammeln, Registrieren und Analysieren von Mineralen und den sich aus Mineralen zusammensetzenden Gesteinen sei. Dies jedoch ist ganz unrichtig; denn — wie in allen naturwissenschaftlichen Disziplinen — so ist es auch in den gesteinskundlichen Disziplinen gelungen, neben den beschreibenden, sammelnden Aspekt den genetischen, dynamischen Aspekt zu setzen. Aus dem Registrieren wurde ein Experimentieren; aus der beschreibenden Gesteinskunde, die

man Petrographie nennt, wurde die nun auch das Experiment einschließende Petrologie.

Dieser Schritt hat erheblich länger auf sich warten lassen als bei anderen Naturwissenschaften; denn er war auch viel schwieriger zu tun. Die allermeisten Gesteine entstehen ja nicht bei Oberflächentemperaturen und Atmosphärendruck, sondern in der Tiefe der Erde, d. h. unter Temperaturen, welche wenige hundert bis über 1000°C heiß waren, und bei Drucken, welche viele hundert und meistens einige tausend Atmosphären betragen. Man bedenke, daß bei einem spezifischen Gewicht der Gesteine von 2,7 bis $3,0\text{ g/cm}^3$ die Gesteinsbedeckung in 1 km Tiefe einen Druck von 270 bis 300 technischen Atmosphären erzeugt. Man bedenke zum Vergleich, daß der Reifen eines Omnibusses mit einem Druck von 8 atü aufgepumpt ist. In etwa 3,5 km Tiefe beträgt der Druck dann schon 1000 Atm. — Bei solchen und erheblich höheren Drucken experimentiert man seit mehr als 20 Jahren in der Gesteinskunde, wobei — und das ist wesentlich — Temperaturen verwendet werden, wie sie in den unterschiedlichen Tiefen der Erde auftreten.

Erst das Experimentieren bei den physikalischen Bedingungen verschiedener Erdtiefen ermöglichte es, die fundamentalen Probleme der Entstehung von Gesteinen und der sie aufbauenden Minerale zu bearbeiten. Fragen, die zu Goethes Zeiten jeden Gebildeten brennend interessierten, können jetzt bearbeitet werden, und zwar nicht, wie da-

mals, mit Hilfe der Phantasie (die Angelsachsen sagen dazu „geopoetry“), sondern mit Hilfe der für geowissenschaftliche Probleme entwickelten Hochdruck-Chemie. Als Hochdruck-Chemie können wir in der Tat die Methodik der Arbeitsrichtung der experimentellen Gesteinskunde bezeichnen. Hierdurch wird dann auch für den Nicht-Fachmann verständlich, worum es in der Petrologie ganz bevorzugt geht: Es ist Reaktionschemie der die Gesteine zusammensetzenden Minerale unter den experimentellen Bedingungen verschiedener Erdtiefen. Die Vorgänge bei der Bildung der magmatischen Gesteine, d. h. der aus einer heißen, natürlichen, silikatischen Schmelze auskristallisierten Gesteine, und die Genese der in der Erdtiefe umgewandelten, der sogen. metamorphen Gesteine, sind nur über chemische Reaktionen zu verstehen. Und das trifft auch für viele direkt an der Erdoberfläche abgelagerte Sedimentgesteine zu.

Bevor ich Ihnen über unsere heutigen, auf Experimenten basierenden Vorstellungen über die Genese der beiden wichtigsten magmatischen Gesteinsgruppen, den Basalten und Graniten, berichte, möchte ich noch einige Bemerkungen machen über die Apparaturen, mit denen die Experimente durchgeführt werden: In allen Fällen ist die Probe ein feinkörnig gemahlenes Pulver der zu untersuchenden Gesteinszusammensetzung. Die Menge beträgt nur etwa 1/10 Gramm, und diese kleine

Materialmenge wird eingeschweißt in einen zylinderförmigen Behälter, der aus Platin oder Gold besteht. Auf diese Weise wird ausgeschlossen, daß die Probe durch andere sie umgebende Stoffe verunreinigt werden kann. Ferner ist die Wandung des Probebehälters nur 2/10 mm dick, so daß sie sehr leicht deformiert werden kann und somit einen von außen ausgeübten Druck direkt auf die Probe übertragen kann.

Die eigentlichen Probleme, die es zu meistern galt, waren die Erzeugung eines bestimmten Druckes von der Größe mehrerer 1000 Atmosphären und dann die Aufrechterhaltung solch eines Druckes über mehrere Tage, Wochen, ja, selbst über mehrere Monate. Man mußte also Druckgefäße entwickeln, in die die zu untersuchenden Proben eingeschlossen werden. Ein Gewehrlauf, den man oben und unten abdichtet, stellt ein sehr einfaches Druckgefäß dar, aber sein Stahlmaterial ist viel zu wenig haltbar, um den von uns benötigten Drucken standhalten zu können. Erst der Fortschritt der Metallurgie bescherte uns außerordentlich zähe und — was ja erforderlich ist — auch bei ziemlich hohen Temperaturen ihre Festigkeit behaltende Speziallegierungen. Ohne sie wären die Antriebsturbinen der Jet-Flugzeuge nicht realisierbar gewesen, und ohne sie gäbe es nicht diejenigen Druckgefäße der experimentellen petrologischen Forschung, welche Drucken bis 10.000 Atmosphären bei einer Temperatur bis zu 800° C standhalten.

Wie wird nun der sehr hohe Druck erzeugt?

Man unterscheidet zwei Methoden: Mit sehr großen Pressen, z. B. von 160 t Preßkraft, drückt man einen Druckstempel kleinen Durchmessers in einen Druckzylinder, in dem sich die Probe und auch die elektrische Heizvorrichtung befindet. Es erfolgt die Übertragung der Preßkraft also über feste und dennoch recht gut deformierbare Stoffe; auf diese Weise können wir in unserem Institut bei Drucken bis zu 30 Kiloatmosphären arbeiten. 30.000 Atmosphären entsprechen einer Erdtiefe von 100 km, in der Temperaturen von über 1000° C herrschen. Solche Apparaturen werden in etwas abgewandelter Weise auch verwendet, um künstlich Diamanten zu produzieren; denn auch Diamanten sind ja in der Tiefe der Erde entstanden. — Die andere, wesentlich billiger und apparativ einfacher zu verwirklichende Druckerzeugung erfolgt durch Komprimieren von Gas oder Flüssigkeit und Übertragung dieses Druckmediums mittels Leitungen und Ventilen in das Druckgefäß. Diese Methode ist erstmalig von O. F. TUTTLE 1948 publiziert worden. Somit ist das Jahr 1948 das Geburtsjahr der experimentellen Hochdruckpetrologie.

Zunächst konnte man nur Drucke bis zu 1000 Atmosphären erreichen; jetzt kann eine solche, meistens mit komprimiertem Wasser betriebene Apparatur Drucke bis zu 10.000 Atmosphären erzeugen. Es werden Ni-Cr-Speziallegierungen für die Druckkörper und auch für die Druckleitungen verwendet.

Die Druckleitungen und die Ventile, mit denen man ja erst Leitungsrohre sich dienstbar machen kann, verdanken wir ebenfalls der Industrie; diesmal ist es die Raketenindustrie, die zum Auftanken der Raketen mit flüssigem Sauerstoff Druckleitungen und Druckventile benötigt. Diese technischen Entwicklungen und Bedürfnisse ermöglichten die Entfaltung der Hochdruck-Hochtemperatur-Chemie und damit vorrangig die experimentelle Behandlung von weltweiten Problemen der Genese der Gesteine in der Tiefe der Erde. Und von dem Ergebnis solcher Arbeiten möchte ich Ihnen jetzt berichten.

Das mengenmäßig häufigste Gestein ist der Basalt.

Nur geringe Mengen werden in spektakulären Vulkaneruptionen und -ergüssen gefördert; der bei weitem größte Anteil basaltischen Magmas quoll und quillt aus viele Kilometer langen Spalten und bildet so ganze Fluten von Basaltmagma, welches kristallisiert, von neuen Spalten durchsetzt und von neuen Magmafluten überschwemmt wird, bis Platten von einigen Kilometer Dicke und tausenden von Quadratkilometern Ausdehnung entstanden. Island, das Parana-Becken in Brasilien, die Palisadentrap von New Jersey, die man bei der Einfahrt in den Hafen von New York sieht, die Deccan-Traps in Indien sind Beispiele solcher riesigen Flut-Basalt-Extrusionen aus der Zeit der letzten 80 Millionen Jahre. Aber die bei weitem großartigsten Vorkommen basaltischer Extrusionen sind

unseren Augen nicht zugänglich, denn sie bedecken weltweit die Ozeanböden.

Basalte sind gekennzeichnet durch die zwei Hauptgemengteile, ein Mg, Fe, Ca-Silikat, welches Pyroxen genannt wird, und ein Ca, Na-Feldspat; hierzu tritt noch etwa 10—15 % Mg, Fe-Orthosilikat, welches man Olivin nennt. Pyroxen, Ca, Na-Feldspat und Olivin sind also die silikatischen Bestandteile, die beim Abkühlen von basaltischem Magma auskristallisieren.

Woher kommt basaltisches Magma und wie entsteht es?

Seit den Eruptionen des Kilauea Iki auf Hawaii im Jahre 1960 wissen wir durch seismische Beobachtungen, daß basaltische Schmelze monatelang aus einer Tiefe von 60 km aufstieg und ein nur wenige Kilometer unter der Inseloberfläche liegendes Reservoir füllte. Von diesem Magmareservoir wurden dann die weiteren Extrusionen, die Lavaergüsse auf der Erdoberfläche gespeist. Im allgemeinen liegt der Ursprungsort, der Ort, wo basaltisches Magma erstmalig generiert wird, in 50 bis 100 km Erdtiefe. Das ist in einem Gebiet, welches sich nicht mehr in der sogenannten Erdkruste, sondern in dem darunter gelegenen, spezifisch schwereren Gebiet des Mantels der Erde befindet. Hier, im oberen Bereich des Mantels, wird basaltisches Magma generiert. Das hatte man

in früheren Zeiten nie vermutet; und ebensowenig konnte man vermuten, was Experimente uns lehrten über den Prozeß der Bildung von Schmelzen basaltischer Zusammensetzung.

Unsere völlig neuartigen und sehr gut fundierten Kenntnisse von der Genese basaltischer Magmen verdanken wir vor allem den australischen Petrologen D. Green und A. E. Ringwood, deren epochale Arbeit vor 5 Jahren erschienen ist. Es ist nicht leicht, die Basaltgenese allgemein verständlich vorzutragen, und dennoch muß ich es hier versuchen:

Das Fundamentale an dem Prozeß der Bildung basaltischer Schmelzen ist es, daß das sehr olivinreiche Gestein des oberen Mantels der Erde in gewissen Bereichen teilweise, nämlich zu etwa 10—30 %, aufgeschmolzen wird, und daß die so entstandenen basaltischen Schmelzen sehr deutlich andere chemische Zusammensetzungen haben als das Ausgangsgestein im oberen Mantel. Wir wollen zunächst diesen chemisch-mineralogischen Aspekt etwas erläutern und danach erst fragen, wie es in gewissen Bereichen des oberen, in der Regel doch festen Erdmantels zu partiellen Aufschmelzungen des dortigen Gesteins kommen kann.

Das Gestein in der ca. 400 km tiefen Zone des oberen Erdmantels wird Peridotit genannt. Als Peridot bezeichnet man einen olivengrünen Halbedelstein; wenn er nicht die klar durchsichtige Edel-

steinqualität besitzt, dann nennt man dies Mineral Olivin. Das Gestein nun, welches zu mehr als 50% aus Olivin besteht, hat den Namen Peridotit erhalten. Seine anderen mineralischen Hauptbestandteile sind Mg, Al-Granat und Pyroxene; die eine orthorhombische Pyroxen-Art ist ein Mg, Fe-Silikat, die andere monokline Art ein Ca, Mg, Fe-Silikat, welches auch noch etwas Na enthält. Beide Pyroxenarten enthalten unter dem hohen Druck in der Tiefe des oberen Mantels auch etwas Al. Durch partielle Aufschmelzung des Mantel-Peridotits entsteht (a) basaltisches Magma und (b) ein veränderter Rest-Peridotit. Das zeigt das folgende Schema:

Mantel-Peridotit:

$(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4$ + $(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_6$ + $\text{Ca (Mg, Fe) Si}_2\text{O}_6$ + MgAl-Granat
Olivin Al-haltiger Orthopyroxen Na, Al-haltiger Klinopyroxen
 $\sim 57\%$ $\sim 17\%$ $\sim 12\%$ $\sim 14\%$

Schmelze, bestehend aus den chemischen Bestandteilen von
allem Klinopyroxen
viel bis allem Granat
etwas Fe-reicherem Orthopyroxen-Anteil
etwas Fe-reicherem Olivin-Anteil

Übrig bleiben:

+ viel Orthopyroxen
+ viel Olivin

basaltische Schmelzzusammen-
setzung ist geboren

peridotitischer kristallin
gebliebener Gesteinsanteil

Der spezifisch leichtere Schmelzanteil steigt durch Spalten aufwärts und trennt sich so von dem festgebliebenen Peridotit-Anteil: Die Geburt von basaltischem Magma ist vollzogen. Es legt durch Kluftsysteme einen vertikalen Weg von 50 bis 100 Kilometer zurück und extrudiert meistens an der Erdoberfläche.

Das petrogenetisch wichtige Prinzip, daß jeder Schmelzanteil eines Gesteins eine andere Zusammensetzung hat als das Ausgangsgestein selbst und auch als der festgebliebene Gesteinsanteil, läßt sich an einfachen Zustandsdiagrammen demonstrieren; aber leider müssen wir hier darauf verzichten.

Nachdem also experimentell erkannt worden ist, daß basaltisches Magma entsteht durch Aufschmelzen von etwa 10—30 % des Peridotits im oberen Bereich des Mantels, muß jetzt erörtert werden, wie es zu einer partiellen Schmelzbildung im Peridotit des Mantels kommen kann. Prinzipiell bestehen, wie Abb. 1 zeigt, zwei Möglichkeiten, ein festes Gestein teilweise aufzuschmelzen, nämlich a) durch eine Erhöhung der Temperatur oder b) durch Erniedrigung des Druckes. Wir kennen aber keinen geophysikalischen Vorgang, dem wir eine lokale Temperaturerhöhung im Bereich des oberen Mantels zuweisen könnten. Dann bleibt nur der Fall (b), der Fall der Druckerniedrigung, der aber durchaus nicht leicht vorstellbar ist. Jedoch besteht hier die folgende Möglichkeit: Man kann sich nämlich vorstellen, daß in-

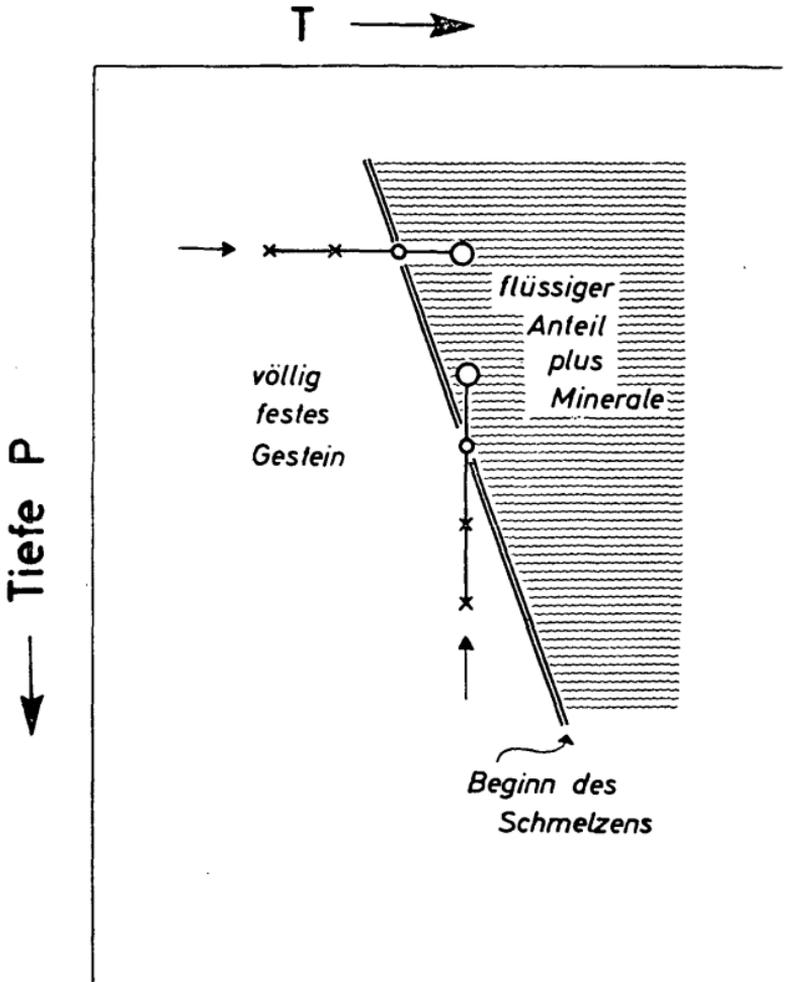


Abb. 1: Schematische Skizze der von Temperatur und Druck abhängigen Bedingungen des Schmelzbegins eines Gesteins. Je weiter der jeweilige Zustand des Gesteinssystems von der Linie des beginnenden Schmelzens in Richtung höherer Temperatur bzw. niedrigerer Drucke entfernt ist, umso größer ist die Menge der entstandenen Schmelze.

Die gezeigte Art der Abhängigkeit gilt nur, wenn Wasser nicht anwesend ist; wäre das der Fall, dann würde H_2O in der silikatischen Schmelze in um so größerer Menge ge-

folge von geringen Dichteunterschieden Peridotitkörper von der Größe einiger Millionen von Kubikmetern ihren ursprünglichen Platz verlassen, wie Salzdome aufsteigen, man sagt diapirartig aufsteigen, und infolge des Auftriebs und Aufstiegs einem laufend geringeren Druck durch das darüber gelegene Gestein ausgesetzt sind. Der Peridotit-Diapir verliert beim Aufstieg wegen seiner großen Wärmekapazität nur wenig an Temperatur in seinem Innern. Schließlich ist ein Aufstieg aus z. B. 150 km Tiefe nach 100 bis 50 km Tiefe, gemessen von der Erdoberfläche, erfolgt, und hier ist dann der Druck soweit niedriger, daß 10, 20 oder gar 30 % des Peridotits verflüssigt werden. Es handelt sich hier um Gleichgewichte zwischen Kristallen und jeweiligem Schmelzanteil, die durch Druck, Temperatur und die Zusammensetzungen der am Gleichgewicht beteiligten Minerale bestimmt sind. Wie diese Zusammenhänge sind, das wird in der Petrologie auf den Universitäten gelehrt, kann also hier leider nicht näher erläutert werden.

Wie entsteht granitisches Magma?

Für die Entstehung des mit dem basaltischen Magma stark kontrastierenden, viel mehr Alkali und auch Kieselsäure enthaltenden granitischen

löst werden, je größer der Druck ist, und dann wird die Temperatur des Beginns der Schmelzbildung mit zunehmendem H_2O -Druck erniedrigt. Für die Genese von Basalt-Magma spielt dieser Fall (wenn überhaupt, dann) eine unwesentliche Rolle.

Magma s ist — und das gehört ebenfalls zu den neuartigen überraschenden Erkenntnissen der experimentellen Gesteinskunde — das physikalisch-chemische Prinzip dasselbe wie für die Genese basaltischen Magmas: Auch granitisches Magma entsteht durch teilweise Aufschmelzung eines Ausgangsgesteins von anderer als granitischer Zusammensetzung. ¹⁾

Aber folgende gravierenden Unterschiede bestehen: Das Ausgangsgestein und die Tiefe des „Geburtsorts“ sind völlig andere als bei der Basaltgenese.

Der Ursprungsort liegt bei weitem nicht so tief; er liegt nicht im Mantel der Erde, in 50–100 km Tiefe, sondern in der alkali- und kieselsäure-reicheren Kruste der Erde, welche in kontinentalen Bereichen im Mittel 35 km dick ist. In Tiefen zwischen 35 und 10 km sind granitische Magmen entstanden. Woher wissen wir das? Antwort: Nur in jenen Tiefen waren zwei notwendige Bedingungen gleichzeitig erfüllt: Dort hat in regionaler Verbreitung eine genügend hohe Temperatur in besonderen geodynamischen Zeitepochen geherrscht, und es lag das für eine Bildung granitischen Magmas erforderliche Ausgangsgestein vor.

1) Anmerkung: Wahrscheinlich wesentlich geringere Mengen granitischen Magmas sind durch einen andersartigen Vorgang als Restschmelzen von weitgehend bereits kristallisierten basaltischen Magmen in Tiefen von etlichen Kilometern entstanden; dieser Prozeß wird Kristallisations-differentiation genannt.

Das Ausgangsgestein, aus dem durch partielle Aufschmelzung Schmelzen von granitischer Zusammensetzung entstehen, sind solche Gneise die durch Umwandlung, durch Metamorphose von Grauwackensedimenten und gewissen tonigen Sedimenten entstanden sind. Solche aus Sedimentmaterial gebildeten Gneise nennt man Paragneise. Sie bestehen aus:

Quarz + Na, Ca-Feldspat \pm K-Feldspat
 \pm K, Al-Glimmer (Muskovit)

+ K, Mg, Fe-Glimmer + Al-reichen Silikaten.
(Biotit)

In Experimenten, die meine Mitarbeiter und ich in den Jahren 1957 bis 1963 durchgeführt haben, wurde nun das folgende mineralchemische Prinzip für die Bildung granitischer Schmelze durch partielle Aufschmelzung von Paragneisen erkannt:

Paragneis:

[Quarz + Na, Ca-Feldspat \pm K-Feldspat \pm K, Al-Glimmer
+ K, Mg, Fe-Glimmer + Al-reiche Minerale]

Temperaturerhöhung + Gegenwart von H₂O führt zur partiellen Schmelzbildung bei 630 bis 730° C in Tiefen von 35 bis 10 km, d. h. bei 10.000 bis 3.000 Atmosphären Druck.

Die Schmelzen haben granitisch-granodioritische Zusammensetzungen und bestehen aus folgenden Bestandteilen:

Granite:

[Quarz + Na-reicherer Na, Ca-Feldspat + K-Feldspat + wenig K, Mg, Fe-Glimmer]

Der kristallin gebliebene Gesteinsrest beträgt ca. 40–5 % und besteht aus

[Quarz oder Na, Ca-Feldspat + K, Mg, Fe-Glimmer +
Al-reiche Minerale]

Wenn die gebildete Schmelze, die wiederum spezifisch leichter ist, sich von dem kristallin gebliebenen Gesteinsrest getrennt hat, dann ist granitisches Magma geboren, welches höher in der Erdkruste aufsteigen, also höhere Gesteinsbereiche intrudieren kann, aber aus physikalisch-chemischen Gründen in der Regel nicht bis an die Erdoberfläche extrudieren kann. Es gibt deshalb so wenig granitische Laven, aber so überwältigend viel granitische Intrusiva, granitische Tiefengesteine, die erst durch die spätere Abtragung der oberen Erdschichten ans Licht kamen.

Nachdem wir durch Experimente die physikalisch-chemischen Möglichkeiten der Entstehung granitischer Schmelzen erkannt haben, können wir erst in sinnvoller und wissenschaftlich zuverlässiger Weise diejenigen Erscheinungsbilder in der Gesteinswelt interpretieren, die seit Generationen von Gesteinskundlern betrachtet worden sind. Die besten, weil überzeugendsten und nachkontrollierbaren Beispiele für die Bildung granitischer Magmen durch teilweises Aufschmelzen von Paragneisen sind dort zu finden, wo der gebildete Schmelzanteil noch nicht über größere Entfernungen vom Ursprungsort getrennt ist, dort also, wo — bildlich gesprochen — das neugeborene Baby, nämlich die granitische Schmelze, noch nahe der Mutter, d. h. dem Ausgangsgestein, ist. Das ist der Fall in allen hochgradig, d. h. hochtemperierten metamorphen Gebieten der Erde.

In diesen Gebieten der hochtemperierten Gesteins-

metamorphose ist es zur teilweisen Aufschmelzung von Paragneisen gekommen; und der in 10, 20 oder mehr Kilometern Tiefe stattgefundene Geburtsprozeß von granitischer Schmelze aus Paragneisen dokumentiert sich in grob-heterogenen „Mischgesteinen“, welche *Migmatite* genannt werden. Diese zeigen meistens lagenweise helle, *granitische* Bereiche, welche millimeter-, zentimeter- bis meterdick sind. Die hellen Bereiche stellen die ehemaligen *schmelzflüssigen* Teile dar; sie werden umgeben von dunklen, den festgebliebenen Anteil des Paragneises darstellenden Lagen oder aber von unveränderten Paragneisen, die eine höhere Temperatur für eine beginnende Aufschmelzung benötigt hätten.

Zusammenfassend sei hier wiederholt, daß die Entstehung der beiden mengenmäßig wichtigsten Magmen nur zu verstehen ist als *Reaktion von Mineralen* eines speziellen Ausgangsgesteins unter den Temperaturen und Drucken gewisser Erdtiefen. Die Vorgänge, welche einerseits zur Bildung der granitischen Magmen und andererseits zur Bildung der basaltischen Magmen führen, sind Reaktionen zwischen bestimmten Mineralen, wobei sich

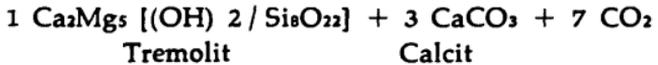
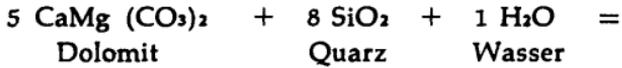
- a) ein Schmelzanteil, nämlich das Magma, bestimmter chemischer Zusammensetzung und
- b) ein festbleibender Restanteil von Mineralen mit wiederum anderer Gesamtzusammensetzung bildet.

Bildung metamorpher Gesteine

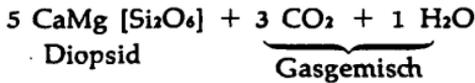
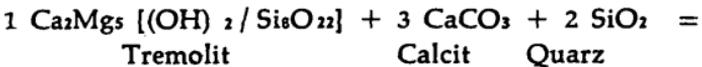
Auch die metamorphen Gesteine, zu denen die Gneise, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Amphibolite, Marmore usw. gehören, sind durch Mineralreaktionen entstanden. In all diesen metamorphen Gesteinsumwandlungen ist jedoch kein schmelzflüssiger Anteil gebildet worden; hingegen ist in der Regel während der Reaktion ein gasförmiger Anteil gegenwärtig gewesen bzw. gebildet worden. Diese allgemeingültige Anwesenheit von Gas während der metamorphen Umkristallisation, d. h. während der Um-Reaktion, kann einem jetzt vor uns liegenden metamorphen Gestein nicht angesehen werden, denn eine petrographische Beschreibung gibt das nicht zu erkennen; erst durch Überlegungen chemischer Art und dann natürlich durch Experimente konnte die Aussage der Gegenwart von Gas im Gestein, welches metamorph umgewandelt wird, bewiesen werden. Dieser Aspekt soll im folgenden etwas vertieft und veranschaulicht werden.

Chemisch ziemlich einfach zu übersehen sind metamorphe Umbildungen, bei denen Quarz mit Dolomit, dem Ca, Mg-Carbonat, reagiert. Von einer ganzen Anzahl spezieller Reaktionen seien die folgenden zwei Reaktionen herausgegriffen, weil sie in der Natur wohl am häufigsten erfolgt sind. Es handelt sich um die Bildung von Tremolit-Strahlstein einerseits und von Diopsid

andererseits, welche als Ca, Mg-Silikate oft in sehr schöner Ausbildung in Marmoren vorkommen. Die beiden Reaktionen sind hier aufgeschrieben:



Bei höheren Temperaturen erfolgt folgende Reaktion:



Man erkennt sofort, daß Wasser und Kohlensäure, also daß H₂O und CO₂, bei den Reaktionen beteiligt sind. Deshalb sind auch die Temperaturen, bei denen diese Reaktionen einsetzen, abhängig von dem Mengenanteil der beiden leichtflüchtigen Gasspezies, ebenso wie von dem Gasdruck des jeweiligen Gasgemenges. Das macht die Sache recht kompliziert; aber vor wenigen Jahren haben meine Mitarbeiter die Zusammenhänge vollständig erforscht. Nun sind wir in der Lage, für ganz bestimmte Mineralgesellschaften, d. h. für ganz bestimmte Kombinationen von Mineralen in einem metamorphen Marmor, die Bildungstemperaturen anzugeben, wenn uns der Gesamtgasdruck aus anderen Beobachtungen bekannt ist. Abb. 2 zeigt graphisch den Temperaturbereich, in dem die Diop-

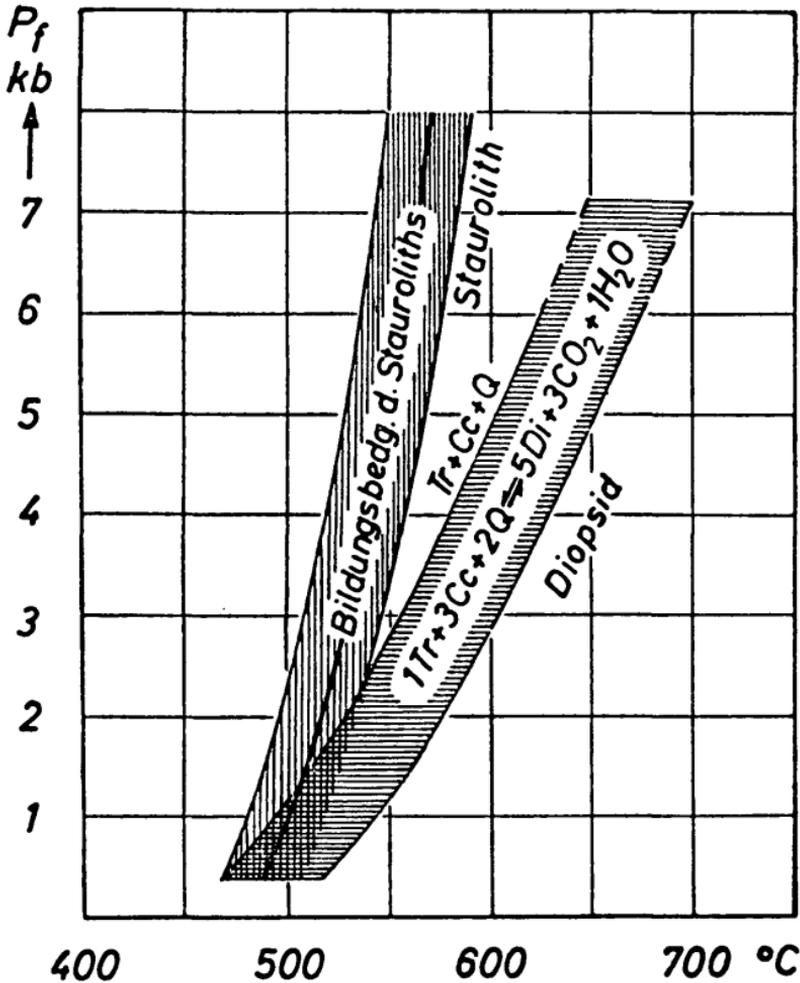
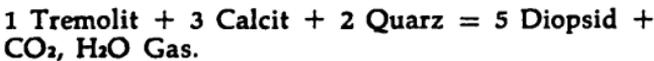


Abb. 2: Gleichgewichtsbedingungen der Reaktion



Gezeigt ist die Abhängigkeit von dem Gesamt-Gasdruck und von der Temperatur.

Die Breite des Bandes der Gleichgewichtsbedingungen ist bedingt durch unterschiedliche Zusammensetzungen der aus CO₂ und H₂O bestehenden Gasphase, welche während der nach obiger Gleichung erfolgenden Diopsid-Bildung

stets anwesend ist. Erst nach der Metamorphose verläßt die Gasphase den Verband der metamorphen Minerale; im jetzt vor uns liegenden Metamorphit ist die Gasphase, die während der Metamorphose zwingend vorhanden war, nicht mehr da.

Abbildung aus P. METZ 1970: Contr. Mineral. Petrol. 28,221 ff.

sidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz erfolgen kann, in Abhängigkeit vom Gesamtgasdruck, $P_f =$ Druck der fluiden Phase. Daß bei einem gegebenen Gasdruck die Reaktion in einem Bereich von Temperaturen von etwa 50°C erfolgen kann und nicht bei nur einer bestimmten Temperatur, das ist auf den schon erwähnten Einfluß der jeweiligen Zusammensetzung des Gasgemisches zurückzuführen.

Betrachten wir nun bei einem jeweils gegebenen Gasdruck die maximale Temperatur des Reaktionsgleichgewichtes, also die rechte Begrenzungslinie des gezeigten „Temperatur-Bandes“, dann stellt man fest, daß bei dem Gasdruck von 1000 Bar, also von 1 Kilobar, Diopsid bei 550°C gebildet wird, bei 3 Kilobar, was gut 10 km Erdtiefe entspricht, liegt die Bildungstemperatur bei 600°C und bei 7 Kilobar, d. h. bei etwa 25 km Erdtiefe, muß die Temperatur auf 700°C gestiegen sein, wenn Diopsid vorliegt neben Calcit und Tremolit oder neben Calcit und Quarz.

Solche Mineral-Vergesellschaftungen sind also — vorausgesetzt, daß der Gasdruck anderwertig ermittelt werden kann — geeignet, uns über die Temperatur zu berichten, die während der metamorphen

Gesteinsumbildung geherrscht hat; und dieser Bericht erfolgt, nachdem viele Jahrmillionen seit dem metamorphen Ereignis vergangen sind!

Zum Glück gibt es auch eine Anzahl von Reaktionen, welche anders als die eben besprochene Reaktion nur wenig vom Druck abhängig ist, so daß eine grobe Abschätzung des Druckes bereits genügt, um Temperaturangaben über die metamorphe Umbildung mit recht guter Genauigkeit zu erhalten. Solche Reaktionen sind dann sogenannte geologische Thermometer. Das in Abb. 2 gezeigte Band der Bildungsbedingungen des Stauroliths ist recht gut als geologisches Thermometer geeignet; es gibt aber noch bessere.

Die Gleichgewichtsdaten einer Anzahl von Reaktionen, und zwar solcher, die in weit verbreiteter Gesteinen erfolgen, also oft in metamorphen Gebirgen feststellbar sind, zeigt die Abb. 3. Die Linien, bzw. genauer die Bänder, geben an, bei welchen Temperaturen und Drucken eine bestimmte Reaktion in metamorphen Gesteinen erfolgt. Man sieht, daß die hier im einzelnen nicht näher behandelten Reaktionen den gesamten Druck- und Temperaturbereich, der für metamorphe Gesteinsumwandlungen in der Natur tatsächlich in Betracht zu ziehen ist, in Streifen unterteilen, die im wesentlichen mit steigender Temperatur sich aneinanderreihen. Temperaturmäßig kann man also aufgrund der aus der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine rekonstruierbaren Reaktionen das Feld der metamorphen Zustände gut gliedern. Andere

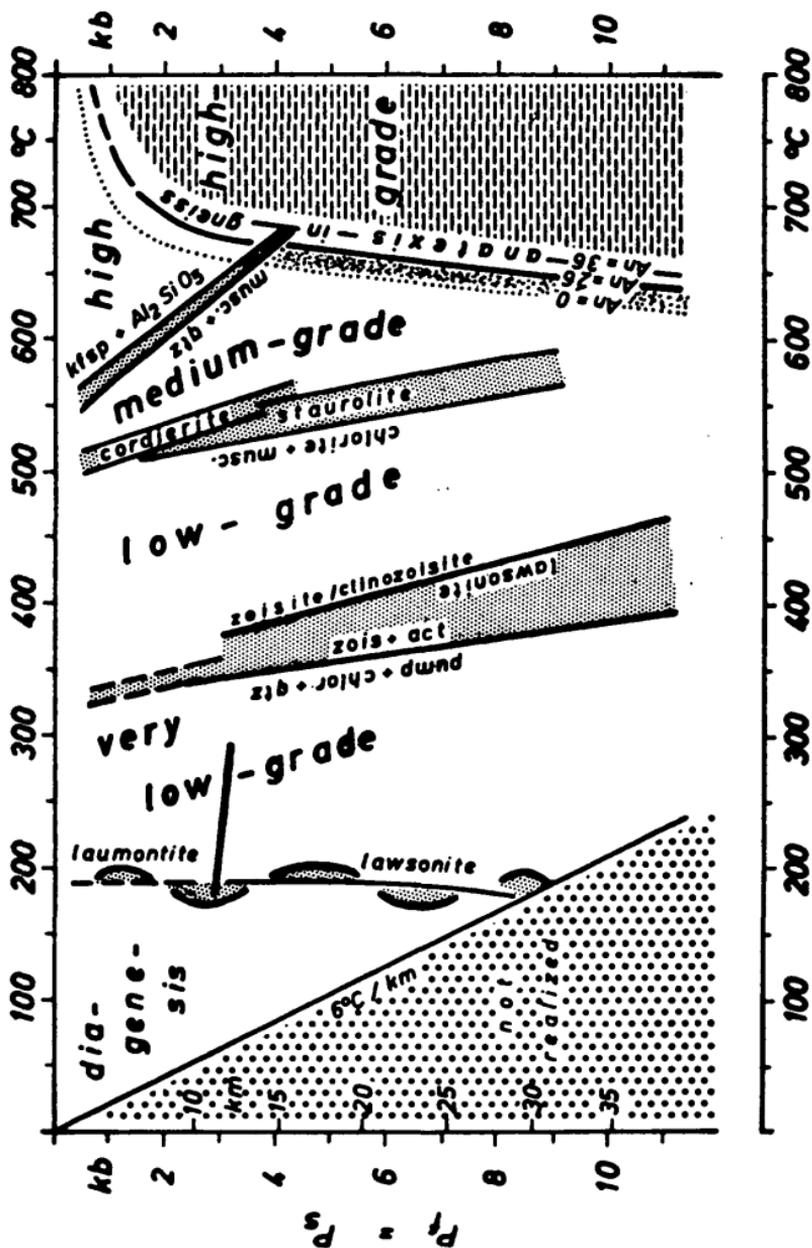


Abb. 3: Gleichgewichtstemperaturen einiger metamorpher Reaktionen in Abhängigkeit von dem Gasdruck. Hier besteht die Gasphase nur aus H_2O - CO_2 und somit Carbonate kommen bei diesen Reaktionen nicht vor. Die

Breite der „Bänder“ der Gleichgewichtsbedingungen ist hier bedingt durch variable chemische Zusammensetzung der an den Reaktionen beteiligten silikatischen Minerale, insbesondere durch das Mg zu Fe Verhältnis.

Die Breite des Bandes bei ca. 400° C hat eine andere Bedeutung; durch sie werden diejenigen Bedingungen gekennzeichnet, bei denen erstmals ein bestimmtes Mineral (Zoisit, bzw. Klinozoisit) in zwei verschiedenen Reaktionen auftreten kann. —

Diese Abbildung ist bisher noch nicht veröffentlicht worden; sie wird etwas modifiziert in der 3. Auflage meines Buches „Petrogenesis of Metamorphic Rocks.“ (Springer-Verlag, New York, 1974) erscheinen.

Reaktionen, auf die wir hier nicht mehr eingehen wollen, gestatten Aussagen über die Drucke, welche während der Metamorphose geherrscht haben. Aufgrund einer in den letzten 15 Jahren erarbeiteten großen Anzahl von tatsächlich in der Natur ablaufenden Reaktionen wissen wir heute, daß metamorphe Gesteine unter fast allen denkbaren Bedingungen entstanden sind. Es ist nicht so, wie man früher ganz allgemein angenommen hat, und wie es ja auch ganz logisch erscheint, daß — infolge der Temperaturzunahme mit der Tiefe — die bei hohen und höchsten Temperaturen umkristallisierten Gesteine auch bei hohen und höchsten Drucken, d. h. bei größten Tiefen, entstanden sind. Das kann, aber muß nicht der Fall sein. Vielmehr kennen wir auch Gebiete, in denen die Metamorphose bei sehr hohen Drucken von 10 bis 12 Kilobar, d. h. in 35 bis 40 km Tiefe erfolgt ist, und dennoch waren die Temperaturen während der Metamorphose überraschend niedrig, denn sie lagen nur zwischen 200 und 400° C. Hierher gehören die sogenannten

Blauschiefer, das sind Glaukophan-reiche Schiefer. Sie sind aus Basalten und Basalttuffen in sehr großen Tiefen und unter abnorm niedrigen Temperaturen entstanden; dabei war noch eine weitere Bedingung offensichtlich meistens erfüllt, nämlich die Anwesenheit von Wasser, wodurch erst die hydroxilhaltigen Minerale eines Blauschiefers entstehen konnten.

Es ist faszinierend sich vorzustellen, daß Basalte, die ja Lavaströme darstellen, welche an der Erdoberfläche oder auf dem Meeresboden erstarrt sind, in Tiefen von 30 — 40 km versenkt worden sind, dort zu Glaukophanschiefern metamorphisiert und danach wieder infolge Heraushebung und Abtragung des darüber lagernden riesigen Krustenteils wieder an die Erdoberfläche gelangt sind. In der Tat sind an bestimmten Stellen der Erde durch gebirgsbildende Kräfte sehr dicke Bereiche der Erdkruste umgekempelt worden, und das geschah manchmal sogar mehrmals. Tiefenversenkungen von 30 km werden z. B. auch für die schweizer Zentralalpen während der vor etwa 40 Millionen Jahren erfolgten jüngsten Metamorphose von E. Niggli (1970) angenommen, und in dieser Zeitspanne erfolgte danach eine Heraushebung und Abtragung jenes Alpentiles wiederum um 30 km, denn wir sehen ja heute an der Erdoberfläche, was ehemals auch auf ihr abgelagert war, inzwischen aber in 30 km Tiefe metamorphisiert worden ist.

Dieses hier entwickelte Bild ist hinsichtlich seiner Unvorstellbarkeit durchaus vergleichbar mit phantasievollen Bildern früherer Geologen; aber bei aller Schwierigkeit der Vorstellbarkeit und unserer noch bestehenden Unkenntnis des Mechanismus, und der Ursachen solch gewaltiger „Fahrstuhl-Bewegungen“ in gewissen Teilen der Erdkruste müssen wir mit Nachdruck festhalten, daß es sich hier nicht um Phantasie, nicht um Annahmen handelt, sondern um Daten über die Bildung bestimmter metamorpher Gesteine in sehr großen Tiefen, die durch Experimente erwiesen sind und nicht angezweifelt werden können. Es sind durch die experimentelle Gesteinskunde über die Entstehung der metamorphen und magmatischen Gesteine Fakten vorgelegt und damit neue Erkenntnisse erzielt worden, die uns zu einem richtigeren und vollständigeren Verständnis des mannigfaltigen Geschehens in unserer Erde führen werden.