

---

---

Fortschritte  
auf dem Gebiete der Metamorphose.

Von

**F. Becke**, Wien.

---

**Sonderabdruck**

aus

**Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und  
Petrographie.**

Herausgegeben im Auftrag der Mineralogischen Gesellschaft  
von

**Dr. G. Linck.**

*1. Band.*

---

Verlag von Gustav Fischer in Jena.

1911.

---

---

# Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose.

Von

**F. Becke,**

Wien.

Auf dem Gebiete der Metamorphose ist die Erforschung augenblicklich regsamer denn je. Freilich handelt es sich hier um ein Gebiet, das Beziehungen nach verschiedenen Richtungen und zu selbst sehr ausgedehnten Nachbarwissenschaften hat, namentlich zur Geologie und zur physikalischen Chemie. Über sämtliche einschlägige Arbeiten der letzten zwei Jahre (über das Jahr 1909 wurde nur in ein paar Fällen zurückgegriffen) ausführlich zu berichten, ist auf dem gegebenen Raume ein Ding der Unmöglichkeit. Eine Auswahl mußte getroffen werden; damit ist freilich ein subjektives Moment in die Berichterstattung hineingekommen, das nicht zu vermeiden war. Die Auswahl wäre vermutlich von einem anderen Berichtersteller anders gemacht worden. So viel als möglich suchte ich das durch ein angehängtes Literaturverzeichnis auszugleichen, in welches alle Arbeiten aufgenommen wurden, die mir zu dem Gegenstand wichtige Beziehungen zu haben schienen, soweit ich zu ihrer Kenntnis kam. Auch dieses Verzeichnis macht auf Vollständigkeit keinen Anspruch. Es soll in Zukunft, wo über eine kürzere Periode zu berichten sein wird, möglichst zur Vollständigkeit gebracht werden.

In der Auswahl der besprochenen Arbeiten ließ ich mich vornehmlich von dem Gesichtspunkt leiten, daß über Fortschritte der Mineralogie und Petrographie zu berichten war. Vornehmlich oder ausschließlich geologische Arbeiten, über die ohnedies an anderen Stellen berichtet wird, durften daher eher unberücksichtigt bleiben.

Ein Standardwerk für die einschlägigen Fragen, das Buch von H. GRUBENMANN über kristallinische Schiefer (26) ist kürzlich in zweiter umgearbeiteter Auflage erschienen. Gegenüber der ersten Auflage

wird man abermals einen bedeutenden Fortschritt verwirklicht finden in der ganz beträchtlichen Zahl neuer, besonders chemischer Untersuchungen. Im allgemeinen Teil sind manche Kapitel beträchtlich erweitert und schärfer gefaßt worden; ein neues wichtiges Kapitel über Injektions- und Einschmelzmetamorphose ist hinzugekommen, welches den augenblicklichen Stand dieser schwierigen Frage sehr gut darstellt. Es sind vornehmlich geologische, d. h. Feldbeobachtungen, die zur Aufstellung dieser Theorien geführt haben, und die uns hier in erster Linie interessierenden mineralogischen und petrographischen Fragen sind augenblicklich noch im Rückstand. Immerhin beginnt es auch hier sich zu regen (58).

Die Systematik dieses Buches ist ausgesprochenermaßen eine künstliche; sie ist in erster Linie auf das Merkmal der chemischen Zusammensetzung aufgebaut. Man darf diese Systematik als eine notwendige Vorstufe zu einer künftigen Systematik betrachten, in der dem genetischen Moment ein größerer Einfluß auf die Klassifikation einzuräumen sein dürfte; dies um so mehr, als gerade die chemische Zusammensetzung in vielen Fällen mit der Herkunft des in metamorpher Entwicklung vorliegenden Gesteins in unverkennbarem Zusammenhang steht. Hauptsächlich handelt es sich dabei um die Unterscheidung der Abkömmlinge von Sediment- und Erstarrungsgesteinen. Es kann natürlich nicht geleugnet werden, daß Sedimente unter Umständen chemisch einem Erstarrungsgestein gleichen können. Aber im allgemeinen ist das nicht der Fall. Sedimente enthalten häufig angereichert das mechanisch und chemisch widerstandsfähigste Material (Quarz-Sandstein-Quarzit) oder den chemisch schwer löslichsten Rückstand der Verwitterung (Ton-Pelitgesteine) oder endlich den organogenen Kalk und Dolomit. Der Berichterstatter suchte in einem Vortrag vor der 81. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Salzburg (6) darzulegen, wie diese Verhältnisse benützt werden können, um die Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung der Erstarrungs- und Sedimentgesteine übersichtlich darzustellen. Sehr leicht ist im allgemeinen die Abtrennung der quarzitischen und kalkigen Sedimente auch im metamorphen Zustande. Schwieriger die Unterscheidung der tonigen Sedimente. E. S. BASTIN (4) hat kürzlich die chemischen Merkmale pelitischer Abkömmlinge folgendermaßen festgelegt: Herrschaft von MgO über CaO macht sedimentären Ursprung wahrscheinlich. Herrschaft von K<sub>2</sub>O über Na<sub>2</sub>O spricht für den gleichen Ursprung, ist aber weniger zuverlässig. Das gleichzeitige Vorherrschen von MgO über CaO und K<sub>2</sub>O über Na<sub>2</sub>O kann als starker Beweis für sedimentäre Abstammung gelten. Ein beträchtlicher Überschuß von Tonerde über das Verhältnis 1:1 zu Kalk und Alkalien streitet für sedimentären Ursprung. Hoher Si-Gehalt kann denselben Ursprung andeuten, wenn dieses Merkmal von

anderen begleitet wird. Es ist mit Vorsicht zu gebrauchen, da der Si-Gehalt durch den Prozeß der Metamorphose bisweilen erhöht wird.

Die von BASTIN hervorgehobenen Merkmale mit Ausnahme des Verhältnisses  $K_2O : Na_2O$  kommen bei der vom Referenten vorgeschlagenen Darstellungsart in ihrer summierten Wirkung zum Ausdruck.

### Pyrometamorphose.

In einem prachtvoll ausgestatteten Tafelwerk (15) und einer mit eingehender historischer Kritik verbundenen Abhandlung (14) erörtert R. BRAUNS die viel umstrittenen Auswürflinge des Laacher Trachytes. Von besonderer Bedeutung ist die Unterscheidung von zwei Hauptgruppen: die erste Gruppe bilden die Sanidingesteine, Sanidinite im engeren Sinne, bestehend aus Alkalifeldspat, Cordierit, Spinell, Korund. Hypersthen ist häufig, als Neubildung kommt Sillimanit vor, Nosean fehlt. Dagegen findet sich ein roter Granat (Almandin). Diese Sanidingesteine sind aus kristallinen und kontaktmetamorphen Schiefen hervorgegangen; von den intakten kristallinen Schiefen an lassen sich alle Stadien der Umwandlung zu Sanidin- und Cordieritgesteinen verfolgen. Der Verlauf der Umwandlung kann Schritt für Schritt unter dem Mikroskop aufgezeigt werden: Quarz wird unter den äußeren Anzeichen der Schmelzung aufgelöst, die Kieselsäure zur Neubildung von Feldspat, Cordierit, Hypersthen verwendet. Muscovit verschwindet ohne Anzeichen der Schmelzung; es entsteht Alkalifeldspat und Cordierit. Biotit liefert besonders Cordierit, kristallisiert aber auch wieder selbst aus. Granat liefert die Bestandteile für Hypersthen, Feldspat, Spinell, Korund, Magnetit. Staurolith liefert Spinell und Korund; Sillimanit und Andalusit liefern Spinell, Korund und Kieselsäure für Feldspatbildung.

Ob diese Umsetzungen, die nebenbei bemerkt durchweg unter Volumsvermehrung zu verlaufen scheinen, lediglich durch interne Stoffwanderungen oder unter Zufuhr von Alkali aus dem Magma vor sich gehen, darüber spricht sich BRAUNS zurückhaltend aus. Die Konstatierung dieses Verhältnisses wäre allerdings sehr wichtig.

Die zweite Klasse umfasst die Noseanite. Sie können von Noseanphonolith abgeleitet werden, aber nicht von kristallinen Schiefen. Auch hier kommt ein Granat vor, aber es ist wesentlich ein brauner Kalk-Eisengranat.

Die Metomorphose der Schiefer zu Sanidinit denkt sich BRAUNS nicht durch den Laacher Trachyt während der Eruption zustande gebracht, sondern intratellurisch, vor der Eruption durch die dem Magma entströmenden Gase vermittelt. Der Vorgang dieser Umwandlung wird als Pyrometamorphose bezeichnet.

An diese Verhältnisse erinnert in mancher Beziehung die ausführliche Schilderung, welche A. BERGEAT von andalusitführenden Einschlüssen im Cordierit-Andesit von Lipari gibt (11). Sehr klar ist die unter dem Einfluß der Schmelze vor sich gehende Umwandlung von Andalusit in Sillimanit ausgesprochen, welche zu homoaxer Lagerung führt, die für Paralleilverwachsungen von Sillimanit und Andalusit schon bekannt ist (sämtliche Kristallachsen parallel). Die Andalusit-Sillimanitkerne sind umgeben von einem Gemenge wesentlich aus Cordierit und Orthoklas, dem Spinell besonders an der Grenze gegen die Tonerdesilikate reichlich beigemischt ist.

Die Bildung dieses Mineralgemenges (BRAUNS würde sagen durch Pyrometamorphose) erfolgt unter Corrosion der Tonerdesilikate. Derselben Corrosion unterliegt auch der reichlich vorkommende Granat. Auch der Cordierit erscheint öfter angeschmolzen, aber er bildet andererseits Anhäufungen mit Pyroxen und Plagioklas, deren Bestandteile gleichzeitig gewachsen erscheinen. Biotit ist in der äußeren Rinde jener Andalusit führenden Einschlüsse oft reichlich vorhanden. Die reichliche Spinellbildung läßt vermuten, daß Biotitschmelze bei der Entstehung dieser Gebilde beteiligt ist. Die reichliche Orthoklasbildung weist gleichfalls auf Einschmelzung von Glimmern hin. BERGEAT denkt bezüglich des Ursprungs dieser Einschlüsse auf Urausscheidungen aus einem durch Auflösung tonerdereicher Sedimente mit  $Al_2O_3$  übersättigten Magma. Manche Erscheinungen, wie die als Palimpseststruktur erhaltene Bänderung (gleich feiner Schichtung) ließe sich vielleicht doch eher auf Bruchstücke von Sedimentgesteinen deuten, mögen dieselben in der Tiefe vom Magma des Andesites oder vielleicht noch früher von einem davon unabhängigen Tiefengestein in Andalusit führende Kontaktgesteine umgewandelt worden sein.

So viel geht aber aus der Analyse des Andesites hervor, daß er (sowie der Andesit von Hoyazo)  $Al_2O_3$ -Überschuß zeigt.

### Kontaktmetamorphose.

Zur Erforschung der Gesetzmäßigkeiten der Kontaktmetamorphose ist wohl schwerlich ein anderes Gebiet so vortrefflich geeignet als das Eruptivgebiet von Kristiania. Mannigfaltigkeit der Sedimente und Eruptivgesteine, absolutes Fehlen von faltenden Rindenbewegungen und damit Ausschluß jeder Störung durch Dynamometamorphose, zahlreiche Aufschlüsse, die durch häufige Schurfarbeiten noch gesteigert wurden, sorgfältige Vorarbeiten, die über den allgemeinen Bau orientieren, mußten zur monographischen Bearbeitung geradezu einladen. V. M. GOLDSCHMIDT, der, angeregt durch C. W. C. BRÖGGER, sich dieser Arbeit unterzog, hat sich der schönen Aufgabe auch vollkommen ge-

wachsen erwiesen; sorgfältige Beobachtung und ein theoretisch gut geschulter Blick haben da ein Werk entstehen lassen (23), das die Lehre vom Kontaktmetamorphismus um ein gutes Stück weiter fördert. Im Rahmen dieses Berichtes kann die ergebnisreiche Arbeit selbstverständlich nicht ausgeschöpft werden. Zunächst sei hervorgehoben, daß einige ältere Leitsätze auch bei dieser Untersuchung wieder Bestätigung gefunden haben; zunächst, daß die eigentliche Kontaktmetamorphose, die zu den echten Hornfelsen führt, keine chemische Zufuhr, sei es aus dem Magma ins Nebengestein, sei es umgekehrt, erkennen läßt, mit wenigen Ausnahmen, wo eine Zufuhr von Natron in das Kontaktgestein sich als wahrscheinlich herausstellt. Anders stellt sich die Sache bei der nicht allgemein, sondern lokal begrenzt, aber allerdings häufig vorkommenden pneumatolytischen Kontaktmetamorphose, wovon später die Rede sein soll. GOLDSCHMIDT erkennt ferner nirgends eine Einschmelzung des Nebengesteins, vielmehr erfolgt die Metamorphose im Festen; Beweis die deutlich erhaltene Schichtung in den gebänderten Hornfelsen und die oft mit allen Details erhaltenen Fossilien. Ein Unterschied im Kontaktprodukt nach der Art des Tiefengesteins ist nicht vorhanden.

GOLDSCHMIDT kommt zu dem Resultat, daß die Bildung der typischen Minerale der Kontaktmetamorphose vor der schließlichen Erstarrung des Eruptivs, oft sogar vor Beginn der Erstarrung erfolgte. Diese Aussage beruht auf der Beobachtung, daß am Rande von Hornfesselschollen Bruchstücke abgesprengt und oft bis in ihre einzelnen Bestandteile zerteilt werden; solche isolierte Körner von Biotit, Pyroxen, Plagioklas usw. finden sich dann als Einschlüsse im umgebenden Gestein. Dagegen ist die mit Stoffzufuhr verbundene pneumatolytische Kontaktmetamorphose jünger als die normale und folgt der Erstarrung des Eruptivs.

Bezüglich der Temperatur, bei der die Kontaktmetamorphose stattfand, ergibt sich daraus eine untere Grenze: die Eutektikumtemperatur des Eruptivs, also in den meisten Fällen eines eutektischen Gemenges von Alkalifeldspat und Quarz, wobei noch das magmatische Wasser usw. zu berücksichtigen ist: nach roher Schätzung ca. 1000° C.

Eine obere Grenze liefert der Umwandlungspunkt Wollastonit-Pseudowollastonit, für den 1180° angegeben wird. Eine weitere Grenze bildet das Fehlen von Abschmelzung an den Kontaktmineralen: der Schmelzpunkt der Hornfelsminerale liegt etwa bei 1200°. Zwischen diesen Grenzen sollte die Bildungstemperatur der Pyroxenkontaktgesteine des inneren Kontakthofes liegen. Die Weite des Kontakthofes ist bei den ganz großen Eruptivstöcken bis 2 km, bei kleinen entsprechend kleiner; die Intensität im innersten Kontakt auch bei

den kleineren nicht schwächer als bei den großen. Mit der Entfernung vom Kontakt werden die Erscheinungen schwächer und es ändert sich auch der Mineralbestand, Pyroxen wird durch (primäre) Hornblende ersetzt. Dadurch wäre ein weiterer Temperaturhinweis gegeben, wenn man über den Umwandlungspunkt Pyroxen-Hornblende genauer unterrichtet wäre. Im äußeren Kontaktbereich sollte die Temperatur unter diesem Umwandlungspunkt liegen.<sup>1)</sup>

Der Umwandlungspunkt Quarz-Tridymit bei ca. 800° ist in dieser Erörterung nicht benützt worden, da man aus der Lage dieses Umwandlungspunktes bei Atmosphärendruck kaum einen Schluß ziehen kann, wie dieser Umwandlungspunkt bei hohem Druck liege; aus dem starken Volumensunterschied Quarz-Tridymit ist nur zu schließen, daß die Umwandlungstemperatur und damit die Bestandgrenze des Quarzes bei höherem Druck beträchtlich über 800° liegen dürfte. Den statischen Druck bei der Bildung der Kontaktgesteine von Kristiania berechnet GOLDSCHMIDT auf ca. 400 Atmosphären, entsprechend einer Mächtigkeit der Überlagerung von etwa 1500 m für den Essexit von Sölvberget. An anderen Stellen dürfte eine beträchtliche Menge von Ergußgesteinen dazuzurechnen sein; GOLDSCHMIDT schätzt daher den statischen Druck an anderen Stellen (Tofteholmen-Randviksholmen) auf 500—1000 Atmosphären.

Ein wichtiger Fortschritt ist in der Systematik der Kontaktgesteine zu verzeichnen; zu einer recht übersichtlichen Form ist die Systematik der normalen Kontaktgesteine gediehen. Hier muß zunächst auf die Systematik der Sedimentgesteine selbst zurückgegangen werden. Diese versucht GOLDSCHMIDT durch Anwendung des Dreieckschemas zu gestalten, in dem Quarz-Kalk-Ton als die Hauptbestandteile gewählt werden. In die Eckpunkte des Dreiecks kommen Kalk-Sandstein-Tonschiefer. An die Seiten kommen Kalksandstein-toniger Sandstein-Mergelschiefer und Mergelkalk. Die Gemenge aller drei Elemente füllen das Innere des Dreiecks. Für die Systematik sind die einfacheren Reihen der Dreiecksseiten zunächst von Bedeutung. Die mittlere Zusammensetzung mariner Ton-

---

<sup>1)</sup> Die von GOLDSCHMIDT angeführte Zahl 550° ist aus einem Aufsatz des Berichterstatters entnommen (T. M. P. M., Bd. XVI, S. 333); diese Zahl geht auf eine Angabe von CHRUSTSCHOFF zurück, die aber allerdings auch sehr unsicher ist, da nicht einmal die Hornblendenatur der von CHRUSTSCHOFF erhaltenen Kristalle über allen Zweifel erhaben ist. Wohl wird aber hier auf einen Punkt hingewiesen, der der Erforschung wert und vielleicht auch bei den heutigen technischen Hilfsmitteln erreichbar wäre: die Ermittlung der Temperaturdruckkurve, oberhalb welcher Hornblende bestandunfähig wird. Dasselbe gilt für andere Silikate wie Epidot, Chlorit, Muscovit. Da es bis jetzt nicht gelungen ist, diese Minerale künstlich darzustellen, sei auf die Wichtigkeit von Experimenten hingewiesen, welche wenigstens die Bestandgrenze dieser Minerale zu ermitteln geeignet wären.

sedimente ist nach GOLDSCHMIDT recht konstant. Die von ihm angegebene Zusammensetzung weicht von einem von ECKEL<sup>1)</sup> berechneten Mittel am meisten im Gehalt an  $K_2O$  ab, den GOLDSCHMIDT ca. 2 % höher ansetzt. Dieser Versuch die Sedimente zu klassifizieren, läßt sich ohne große Schwierigkeit mit der vom Bericht-erstatte<sup>2)</sup> vorgeschlagenen Dreieckprojektion  $SiUL$  ( $U = Al + Fe + Mg$ ,  $L = Ca + Na + K$ ) in Zusammenhang bringen.

Für die Klassifikation der Hornfelse ist nun die Reihe Ton-schiefer-Mergelschiefer-Mergelkalke-Kalk von besonderer Bedeutung. GOLDSCHMIDT erörtert die Anwendung chemisch physikalischer Gesetze auf das vorliegende Problem. Man erkennt, daß eine gesetzmäßige Beziehung zwischen dem chemischen Bestand und der Mineralzusammensetzung des Kontaktgesteins besteht. Die Anwendung der für Schmelzlösungen erkannten Gesetze ist hier ausgeschlossen, da nie das Ganze eine Schmelze darstellte, vielmehr immer nur ein kleiner Teil der Masse gleichzeitig reaktionsfähig war. Bei näherer Diskussion zeigt sich, daß — wenn Druck und Temperatur gegeben sind — die Mineralzusammensetzung eines gegebenen Gemenges vorausgesagt werden kann, wenn die Metamorphose zu einem stabilen Zustand geführt hat, d. h. wenn keine weiteren Reaktionen zwischen den vorhandenen Substanzen mehr möglich sind. GOLDSCHMIDT stützt sich dabei auf die Phasenregel von W. GIBBS, welche er für den vorliegenden Zweck folgendermaßen formuliert: Die maximale Anzahl  $n$  der festen Mineralien, die gleichzeitig nebeneinander stabil existieren können, ist gleich der Anzahl  $n$  der Einzelkomponenten, die in den Mineralien enthalten sind. Insbesondere sind hier die Regeln der Bildung von Doppelsalzen maßgebend. Anorthit läßt sich zusammensetzen aus Andalusit und Wollastonit:



Wenn (wie es wahrscheinlich ist) die Bildung von Anorthit aus Andalusit und Wollastonit unter Wärmebildung vor sich geht, so würde oberhalb einer bestimmten Temperatur aus Anorthit Wollastonit und Andalusit entstehen, unter diesem „Umwandlungspunkt“ aus den beiden Bestandteilen die Doppelverbindung. Es ist dann nach dem angezogenen Gesetz unmöglich, daß Anorthit neben Wollastonit und Andalusit auftritt<sup>3)</sup>; wohl kann aber Anorthit neben Wollastonit oder neben Andalusit vorkommen. In ähnlicher Weise werden auch die Umsetzungen von zwei Paaren von Verbindungen erörtert. Das Resultat der Betrachtung (die Durchführung kann hier im

<sup>1)</sup> Journal of Geology, Bd. XII, 1904.

<sup>2)</sup> T. M. P. M., Bd. XXI, S. 230, ferner Vortrag auf der Versammlung Deutscher Naturf. u. Ärzte, Salzburg 1909 (6).

<sup>3)</sup> Außer bei einer bestimmten Temperatur, dem Umwandlungspunkt.



·einzelnen nicht wiedergegeben werden) ist, daß in dem Kontaktprodukt eines Tonschiefers bei steigender Kalkmenge folgende Mineralkombinationen möglich sind (Quarz und Orthoklas können in allen Kombinationen auftreten):

- |    |           |           |            |        |                     |
|----|-----------|-----------|------------|--------|---------------------|
| 1. | Andalusit | Cordierit | Albit      | Biotit |                     |
| 2. | Andalusit | Cordierit | Plagioklas | Biotit |                     |
| 3. | —         | Cordierit | Plagioklas | Biotit |                     |
| 4. | —         | Cordierit | Plagioklas | Biotit | Hypersthen          |
| 5. | —         | —         | Plagioklas | Biotit | Hypersthen          |
| 6. | —         | —         | Plagioklas | Biotit | Hypersthen Diopsid  |
| 7. | —         | —         | Plagioklas | Biotit | — Diopsid           |
| 8. | —         | —         | Plagioklas | —      | — Diopsid           |
| 9. | —         | —         | Plagioklas | —      | — Diopsid Grossular |

Unter Vernachlässigung des Glimmers werden nach diesem Schema (7 und 8 werden zusammengezogen) 8 Klassen gebildet. Im petrographischen Teil wird das Vorkommen aller dieser Mineralkombinationen nachgewiesen und gezeigt, daß sie in der Tat im allgemeinen steigendem Ca-Gehalt entsprechen. Klasse 1, 2, 3 entsprechen den Tonschieferhornfelsen, 4, 5, 6, 7 den Mergelschieferhornfelsen, 8 bildet bereits den Übergang zu den Kontaktprodukten mergeliger Kalke.

Ein springender Punkt ist, daß gewisse Kombinationen (z. B. Andalusit-Hypersthen) ausgeschlossen sind; es dürfte ferner auch keine cordieritfreien Andalusit-Hornfelse geben. Hier wird die Prüfung einzusetzen haben. Weiter werden dann noch die Kontaktprodukte der Mergelkalke und Kalkgesteine besprochen. Hier ist ein wichtiges Moment die Umsetzung:  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ . Bei gebotener Temperatur wird es auf den Druck der  $\text{CO}_2$  ankommen; steigende Temperatur läßt Wollastonit entstehen. Der vermehrte Druck der  $\text{CO}_2$  begünstigt die umgekehrte Reaktion; schließlich muß es zu einem Gleichgewicht zwischen Quarz, Wollastonit, Kalkspat und Kohlensäure kommen. Kann die  $\text{CO}_2$  entweichen, so wird aller Quarz zur Wollastonitbildung aufgebraucht. Kann die  $\text{CO}_2$  nicht entweichen, so bleibt Quarz neben Kalkspat bestehen, nachdem so viel Kalksilikat gebildet wurde, daß die Menge von  $\text{CO}_2$  dem Gleichgewichtsdruck entspricht. Ist der auf dem Gestein lastende statische Druck (und zwar der Partialdruck der  $\text{CO}_2$ , der Ref.) von vornherein größer als der Gleichgewichtsdruck, so kann überhaupt keine Bildung von Kalksilikat auf Kosten des Karbonats stattfinden. (Dieser Zustand muß bei um so niedrigerem Druck, also um so leichter erreicht werden, je niedriger die Temperatur sinkt. Offenbar ist er in der oberen Zone der kristallinen Schiefer häufig vorhanden. Ref.)

Kürzer werden dann die Reihen Sandstein-Kalksandstein-Kalkstein und Sandstein-Tonschiefer behandelt. Die Spinell- und Korund-Hornfelse sind von den normalen durch Verminderung des  $\text{SiO}_2$ -Gehaltes abzuleiten. Nach den von GOLDSCHMIDT entwickelten Gesichtspunkten sollten sich Korund und Quarz, Spinell und Quarz ausschließen; ebenso sollte mit Zunahme von Korund und Spinell schließlich Andalusit- und Cordierit verschwinden.

Wesentlich andere Verhältnisse finden sich bei den pneumato-lytischen Kontaktgesteinen. Ein Hauptresultat ist, daß diese ganz vornehmlich an Kalke gebunden sind. Offenbar hat der Kalk fällend und ansammelnd auf die dem Magma entströmenden Emanationen gewirkt; gewissermaßen als Absorptionsapparat für gewisse Bestandteile der magmatischen Gase. Als Produkt erscheinen die weit verbreiteten Skarngesteine.  $\text{SiO}_2$  und Eisenoxyde wurden zugeführt. Eisenkalkgranat (Andradit) und Hedenbergit sind die hauptsächlichsten Mineralbildungen; überwiegen die Eisenoxyde, so entstehen dann auch Eisenerzlagerstätten: näher dem Kontakt vorwiegend Magnetit, in größerer Entfernung Eisenglanz. Alle diese Prozesse sind mit der Entbindung von Kohlensäure verbunden und haben deren Möglichkeit zur Voraussetzung. Mit dem Eisen gehen dann noch andere schwere Metalle: Zink, Kupfer, Blei in die Lagerstätten ein. Sie bilden teils diffuse wolkige Massen unmittelbar am Kontakt, teils treten sie mehr an Klüfte gebunden, Spalten füllend in größerer Entfernung vom Eruptiv auf. Bor-Anhäufung bietet an einigen Stellen Anlaß zur Bildung von Axinit.

Hydroxylhaltige Minerale spielen bei Kristiania keine große Rolle. Vesuvian ist in manchen Kalksilikathornfelsen verbreitet. Epidot findet sich häufig sekundär in verändertem Eruptivgestein; in manchen Skarngesteinen kommt er in größerer Menge vor und läßt so die vermutlich tiefere Bildungstemperatur derselben erschließen.

Aus dem sehr eingehenden mineralogischen Teil seien nur noch ganz wenige Ergebnisse hervorgehoben: Der Kalifeldspat der Hornfelse ist durch kleinen Winkel der optischen Achsen ausgezeichnet; der der Erzlagerstätten erinnert mehr an Adular. Mikroklin ist nicht Gemengteil der Kontaktgesteine, findet sich höchstens unter den klastischen Relikten der Sandsteine.

Der Plagioklas ist anorthitreich in den mittleren Klassen der Hornfelse, in Klasse 1 ist Albit vorhanden und auch in den letzten Klassen nimmt der Anorthitgehalt wieder ab, wo er mit Grossular zusammen auftritt. Zonenstruktur ist nicht selten und folgt der Regel: Kern anorthitreicher als die Hülle. Plagioklase von 20–26% An zeigen keine Zonenstruktur, und in noch An-ärmeren wurde die Regel: Kern albitreicher als Hülle beobachtet, die in den kristallinen Schiefen die ganze Reihe beherrscht.

Viele ansprechende Ergebnisse konnten in dieser kurzen Inhaltsangabe nicht einmal angedeutet werden. Die treffliche Arbeit wird gewiß noch zu manchen Diskussionen Anlaß geben und die Anregungen theoretischer Art werden auch auf Nachbargebieten ihre Fruchtbarkeit bewähren.

Die zeitlich vorangehende Publikation von A. BERGEAT über die Kontakterscheinungen bei Concepcion del Oro, Mexiko (10) berührt sich in vielen Beziehungen mit der oben referierten. Hier handelt es sich vornehmlich um Kontaktmetamorphose an Kalken. Das Eruptivgestein wird als Granodiorit bezeichnet, schwankt zwischen körniger Tiefengesteinsstruktur und porphyrischer Struktur; es bildet eine einheitliche Masse von etwas schwankender Zusammensetzung. Die Randzone ist wohl stellenweise etwas femischer, aber nicht soweit, daß ausgesprochen basische Typen (Diorit oder Gabbro) zustande kommen.

Ausführlich und sehr lehrreich werden endogene und exogene Kontakterscheinungen besprochen. Die endogenen sind von zweierlei Art. In einem besonderen Falle läßt sich in einem Eruptivgang deutlich erkennen, daß infolge von Einschmelzung im Eruptivgestein eine abnorme Kalkmenge vorhanden ist. Die Kalkzufuhr hat zur Folge, daß Kontaktminerale ausgeschieden wurden (Granat und Diopsid). Durch Einschmelzen des Nebengesteins entstand also nicht ein femischer Typus der Granodioritreihe, sondern etwas ganz Abnormes. Bemerkenswert ist, daß in diesem abnormen Ganggestein nicht etwa basischere Plagioklase ausgebildet wurden, sondern Andesin.

Eine andere nur in einer schmalen Zone unmittelbar am Kontakt wahrnehmbare endogene Kontakterscheinung ist das Auftreten eines Granatfels, der aus dem Eruptivgestein hervorgegangen ist. Der Granatfels ist feinkörnig bis dicht und erinnert in der Farbe an Epidot. Deutlich sind Pseudomorphosen nach den Einsprenglingen von Plagioklas zu erkennen; an der Verteilung trüber und klarer Zonen spiegelt sich der zentripetale Verlauf der Umwandlung. Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Granat + Diopsid oder Granat + Wollastonit, oft mit Quarz und Calcit. Pyroxen und Hornblende des Ursprungsgesteins sind manchmal noch erhalten, Feldspat und Biotit verschwinden bei dieser Metamorphose restlos. Der ganze Vorgang kann sich erst nach Erstarrung des Eruptivgesteins vollzogen haben. Wichtig ist das Fehlen von Epidot und wasserhaltigen Silikaten überhaupt.

Die exogene Kontaktmetamorphose deutet auf Stoffnachschübe nach der Verfestigung des Eruptivgesteins. Kalke mit Quarzsand verhalten sich anders als Kalke mit Hornsteinknollen. Die ersteren bilden quarzreiche Wollastonithornfelse, wobei aber Zufuhr von Kieselsäure anzunehmen ist. Auch entfernt von der Kontaktfläche sieht man die Wollastonitaggregate auf z. T. mikroskopischen

Äderchen in den Kontaktmarmor eindringen. Die Hornsteinkalke entwickeln sich gern zu silikathaltigen Marmoren. Dabei setzt die Silikatbildung (namentlich Granat) am Rande der Hornsteinknollen ein und entwickelt sich zentripetal. Diese Silikatlinsen erscheinen oft mechanisch verbogen, geknickt, zerbrochen, während der Marmor die Brocken plastisch umfließt (vgl. GRENGG (25), SUESS (76)).

In unmittelbarer Nähe des Kontaktes zeigt sich auch hier die Bildung von Granatfels. Dieser Granat ist Kalkeisengranat und bildet sich häufig unter Aufzehrung des früher gebildeten Diopsides. Vesuvian tritt ähnlich auf wie Granat, scheint aber von der Kontaktfläche noch weiter vorzudringen. Dieser Granatfels bildet eine zusammenhängende Masse unmittelbar am Kontakt und ist dann manchmal schwer vom endogenen Granatsaum zu trennen. In weiterer Entfernung tritt er längs Spalten und Klüften auf und geht der Schichtung nach. Wo sich zwei solche Richtungen schneiden, finden sich häufig größere Anschwellungen. In größerer Entfernung herrschen Wollastonithornfelse vor. Auch diese verlangen Stoffzufuhr (Kieselsäure), denn sie sind viel  $\text{SiO}_2$ -reicher als die unveränderten Kalke. Skapolith (ein ziemlich Na-armer Dipyrr) findet sich in der ganzen Breite der Kontaktzone, die auf ca. 300 m geschätzt wird, wobei allerdings das Eruptivgestein die Sedimente ziemlich flach unterlagert. Die Kontakterscheinungen sind auch da mit Erzlagerstätten verknüpft. Zwei Typen werden hervorgehoben: die östliche Gruppe (Cobrestante, Catanoya, El Promontorio, Las Animas, El Carmen) bringt Kupferkies in inniger Durchwachsung mit Kontaktgestein, ohne Beziehung zu Spalten, begleitet von Magnetit und Eisenkies. Die westliche (Aranzazu) liegt in höherem Niveau, bildet unregelmäßige Vorkommen längs Spalten im Nerineenkalk, bringt keinen Magnetit, wenig Pyrit, ferner Zinkblende und Fahlerz. Begleitende Silikatmassen sind hauptsächlich Quarz und Wollastonit.

Man erkennt aus diesen Referaten die Übereinstimmung in vielen wesentlichen Zügen bei beiden ganz unabhängig voneinander arbeitenden Beobachtern. Von besonderer Wichtigkeit scheint mir folgendes zu sein: Die als pneumatolytische Kontaktmetamorphose bezeichneten Vorgänge, die mit den stärksten Stoffänderungen einhergehen, entwickeln sich in einer späteren Phase des ganzen Vorganges; und die auffallendsten Wirkungen sind an das Vorhandensein eines fällenden Mittels: Kalk, geknüpft. Dieselben Momente treten auch nach den Arbeiten von E. BERGEAT im Banat (12) und Th. v. HOERNER (35) bei den Axinitvorkommen im Erzgebirge hervor.

R. H. RASTALL beschreibt (56) die Kontaktmetamorphose im Gebiet des Skiddaw-Granites. Schwarze Tonschiefer, graue Sandsteine (flag und grit) bilden eine Antiklinale, in deren Kern einige Aufschlüsse eines normalen Granites sichtbar werden; sie sind von einem

Kontaktthof umgeben, der im Innern wesentlich Cordieritgesteine darbietet, die das Aussehen von Knotenschiefern annehmen und aus „grits“ hervorgegangen sind; eine weiter außen liegende Zone ist auf schwarze Tonschiefer zurückzuführen und besteht aus Chistolithschiefern, sie geht nach außen in Fleckschiefer über. Quarz, Biotit und Muscovit sind allgemein verbreitet. In unmittelbarem Kontakt mit Granit wurden Cordierit-Andalusit-Hornfelse gefunden, die Granat und Staurolith enthielten. Sillimanit und Disthen fehlen durchaus.

Daß bei der Metamorphose dolomitischer Kalke das Magnesiumkarbonat leichter der Überführung in Silikate unterliegt oder gar unter Periklasbildung zerlegt wird, während ein dolomitfreier Marmor, gespickt mit magnesiahaltenden Silikaten, zurückbleibt, wird in sehr anschaulicher Weise von F. H. HATCH und R. H. RASTALL nachgewiesen (29). Vgl. auch GOLDSCHMIDT (23).

Eine sehr wichtige Frage ist, ob der neuerlich von GOLDSCHMIDT vertretene Satz zu Recht besteht, daß bei der normalen Kontaktmetamorphose keine merkliche Alkalizufuhr zum exogenen Kontaktprodukt stattfindet. In dieser Beziehung herrscht noch durchaus keine Übereinstimmung der Ansichten. ERDMANNSDÖRFER (20) hat jüngst wieder auf die Anreicherung von Biotit längs granitischer Kontaktgrenzen hingewiesen, und sucht durch Zusammenstellung von Analysen darzutun, daß beim Granitkontakt sich tatsächlich eine Anreicherung von Kali nachweisen lasse. Die Erscheinung selbst, nämlich die Anreicherung an Biotit, besteht ohne Zweifel zu Recht. Ich kenne sie selbst seit 1893,<sup>1)</sup> habe sie seither oft bestätigt gefunden (vgl. REINHOLD (58)). Der Vorgang ist offenbar auch im Tiefengestein selbst wirksam und bewirkt hier die Bildung von Biotit nach Hornblende, die bei weiteren Umbildungen in der Richtung gegen kristalline Schiefer eine so wichtige Rolle spielt.<sup>2)</sup>

Ähnliche Umwandlungsvorgänge innerhalb eines basischen Tiefengesteins (Biotit und Quarz auf Kosten von Hypersthen, Amphibol auf Kosten von Pyroxen) beschreibt J. DE LAPPARENT (44) von St. Quay-Portrieux in der Bretagne. Die Bildung dieser Pseudomorphosen sowie das Auftreten einer dioritischen Grenzfazies wird vom Autor mit dem Auftreten von Pegmatiten in der Randpartie des Massivs in Zusammenhang gebracht. Ob man hier einen besonderen Nachschub jener Agentien anzunehmen hat, die dort umwandelnd auf die älteren Bestandteile des Gesteins einwirken, hier als Pegmatit erstarren, oder ob

<sup>1)</sup> Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner, T. M. P. M., Bd. 13, S. 454.

<sup>2)</sup> Daß ich in der Bildung des Myrmekit im Massengestein die einzige Quelle für die Kalilieferung sehe, wie ERDMANNSDÖRFER anzudeuten scheint (l. c., S. 376) ist ein Mißverständnis. Ich wünschte nur hervorzuheben, daß diese Erscheinungen nach derselben Seite tendieren und in Zusammenhang stehen.

man beides dem im Eruptionssaft des Intrusionsgesteins angesammelten letzten sauren Rest zuschreiben dürfte, möchte diskutabel sein.

Einen sehr merkwürdigen Fall von Kontaktmetamorphose eines Quarzporphyrits (Dacits) durch ein Granodiorit genanntes Massengestein beschreibt E. W. SKEATS (69) aus der Umgebung von Melbourne. Längs des Kontaktes dringen saure Apophysen in den Dacit, der verändert und mit einer gneisähnlichen Parallelstruktur parallel zur allgemeinen Kontaktfläche ausgestattet ist. Die Umwandlungen bestehen in der Umwandlung von Titaneisen in Biotit, von Hypersthen in Biotit und Quarz. Die Ausbildung der Gneisstruktur, meint der Autor, müsse dem Eindringen der Apophysen vorangegangen sein, da diese keine Parallelstruktur zeigen. Er erörtert mehrere Auffassungen der Sachlage und entscheidet sich, wenn auch nicht mit voller Sicherheit dafür, daß die Parallelstruktur und „Granulitisierung“ dem Dacit nach seiner Extrusion aber vor seiner völligen Erstarrung aufgeprägt wurde. Danach erfolgte die Intrusion des Granodiorites und später die Intrusion der sauren Apophysen in das bereits geschieferte Gestein. Dem Kontaktmetamorphismus kann man gewisse mineralogische und Struktureigentümlichkeiten zuschreiben, wie die Zickzackstruktur gewisser Biotitaggregate.

H. PHILIPP (54) beschäftigt sich mit dem Ehrberger Gabbro des nördlichen Schwarzwaldes und sucht nachzuweisen, daß diese oft beschriebenen Gesteine ursprünglich im Gneis vorhandene basische Intrusivgabbro waren, die bei der Intrusion des Granites von diesem als fremde Einschlüsse aufgenommen wurden. Allerhand Umwandlungserscheinungen wie Uralitisierung des Pyroxens, Ausbildung der oft zweifarbigen Hornblendekränze um Olivin, Spinellbildung werden als kontaktmetamorph durch den Granit gedeutet.

### **Kombinationen von Kontakt- und Dynamometamorphose.**

In einer Reihe von Arbeiten wird das Verhältnis der klassischen Kontaktmetamorphose zu dem, was bald als Regional- bald als Dynamometamorphose benannt wird, in sehr lehrreicher Weise beleuchtet. Werfen wir einen kurzen Blick auf die betreffenden Untersuchungen.

Für das Verhältnis von Kontaktmetamorphose zur Bildung kristalliner Schiefer sind die Beobachtungen sehr lehrreich, welche A. L. HALL vom östlichen und zentralen Transvaal in einer zusammenfassenden Darstellung veröffentlicht (27). Sedimente der Pretoriastufe (ungefähr = Silur, von oben nach unten: Tonschiefer mit mehreren langanhaltenden Quarziteinlagerungen, Dolomit mit Quarziten, Quarzite und Grauwacken) treten mit einem ausgedehnten Komplex von Tiefengesteinen in Berührung, dem „Bushveld Plutonic Komplex“, der im Zentrum aus

Granit besteht, und eine fast ringsum entwickelte basische Randfazies von Diorit-Norit-Pyroxenit besitzt. Derartige basische Gesteine bilden auch Intrusivlager in den Schiefen der Pretoriastufe. Der zentrale Granit ist richtungslos körnig, in basischen Randfazies ist Druckschieferung entwickelt.

Die Schiefer der Pretoriastufe fallen von allen Seiten unter den Bushveld-Komplex ein; in der Nähe des scharfen Kontaktes unter etwas steileren, in größerer Entfernung unter flachen Winkeln. Die Lagerung ist rings um den etwas ovalen Zentralkomplex ziemlich ungestört, nur im NW-Winkel treten Faltungen auf.

Die Gesteine der Pretoriastufe sind in Berührung mit dem Bushveld-Komplex metamorphosiert und zwar unmittelbar am Kontakt in glitzernden richtungslos feinkörnigen Cordierit-Hornfels (Groothoektypus). In größerer Entfernung vom Zentralkomplex und dort, wo die Kontaktmetamorphose von den Intrusivlagern ausging, ist die Umkristallisierung nicht so weit vorgeschritten. Chistolith, Biotit Staurolith bilden Porphyroblasten in einem Grundgewebe, dessen ursprüngliche Beschaffenheit als Tonschiefer noch erkannt werden kann (Longsighttypus). Zwischen beiden Typen kommen Übergänge vor. Die Einlagerungen von Quarzit zeigen im Bereich des Kontaktes weniger auffallende Mineralneubildungen. Doch verrät das Auftreten von Turmalin und Sericit die Kontaktmetamorphose. Die Mächtigkeit der Kontaktzone, quer zur Schichtung der Sedimentgesteine gemessen, wird auf ca. 1400 m geschätzt.

In dem Nordwestwinkel der Kontaktzone zeigen sich Störungen der Lagerung. Dank der Quarziteinlagerungen lassen sich die einzelnen Schieferlagen stratigraphisch auch in dem durch Faltung gestörten Gebiet verfolgen. In dem Maße, als die Lagerungsstörung zunimmt, nehmen die Sedimente den Charakter richtiger Glimmerschiefer und Paragneise an. Es tritt eine ausgeprägte Kristallisationsschieferung auf, welche insbesondere durch die Parallelstellung der Biotitschüppchen und der Muscovitschüppchen hervorgebracht wird. Helle Lagen aus Quarz und Feldspat (bloß Albit?) bestehend, zeigen keine Schieferung und werden als injiziert angesehen. Die Mineralgesellschaft ist qualitativ gleich, quantitativ etwas verschieden von den Hornfelsen, indem Andalusit und Cordierit zurücktreten, Glimmer überwiegen. Biotit bildet fast die Hälfte des Gesteins und verursacht typische Kristallisationsschieferung; oft umgeben Biotitfasern augenartig helle Partien von Cordierit und Muscovit. In manchen Fällen tritt auch ein Mineral der Zoisitgruppe auf.

Unter einem mittleren Quarzitlager, also in größerer Entfernung vom Bushveld-Komplex treten Sericitschiefer auf mit wenig Chistolith oder Granat. In einem dem Intrusivgestein näherliegenden Horizont (zwischen oberem und mittlerem Quarzit) treten richtige Paragneise

auf. Biotit, Sillimanit, Muscovit, Quarz, Albit herrschen vor, wenig Cordierit und Andalusit, Turmalin (der in keinem der metamorphen Gesteine fehlt). Der Verfasser wundert sich über den Mangel von Verbiegungen oder Knickungen der Glimmer trotz der durch die schöne Schieferung erkennbaren Wirkung von Stress, und schließt daraus, „seine Metamorphose unter Druck konnte wohl kaum im starren Zustande erfolgen“. Hier wie so häufig begegnet man der Verwechslung von starr und rieg. Die Parallelstruktur kann gewiß ganz gut im starren Zustand erworben werden. Es muß nur die Fähigkeit des Umkristallisierens größer sein als die mechanische Beanspruchung.

Der allmähliche Übergang vom Tonschiefer durch Hornfels zum Glimmerschiefer und Cordieritgneis läßt sich an der Westseite des Bushveld-Komplexes an ein und demselben stratigraphischen Horizont Schritt für Schritt verfolgen. Er vollzieht sich auf eine Strecke von 50 km Länge.

Diese Beobachtungen sind offenbar für die Lehre von der Metamorphose sehr wichtig. Besonders interessant scheint mir zu sein, daß mit dem Eintreten der durch Stress herbeigeführten Parallelstruktur auch die Mineralassoziation sich ändert, daß die bei ungestörter Lagerung stark hervortretenden Minerale der klassischen Kontaktmetamorphose (Cordierit, Andalusit) zurücktreten gegenüber Mineralen, die dem Volumgesetz gehorchen: Glimmer, Zoisit.

Leider sind keine Beobachtungen darüber vorhanden, wie sich das Intrusivgestein im Bereich der gefalteten Partie verhält. Intrusivlager kommen dort, wie angegeben wird, kaum vor. Beobachtungen hierüber wären umso mehr erwünscht, als im ungestörten Gebiet sowohl die Randfazies als die Intrusivlager zwar fluidale Parallelstruktur aber keinerlei Metamorphose zeigen, und das Fehlen von Orthogneisen ausdrücklich hervorgehoben wird.

Sehen wir im Transvaal in einem Gebiet, das sonst die Verhältnisse der klassischen Kontaktmetamorphose zur Schau trägt, an einer tektonisch gestörten Partie unverkennbare Übergänge zu kristallinen Schiefen auftreten, so beschreibt ERDMANNSDÖRFER im Eckergneis des Harzes ein ähnliches Übergangsstadium (19). Hier sind die wohlerkennbaren Grauwacken, Quarzite, Tonschiefer, die sonst im Kontakthof Hornfelse liefern, an einer besonderen Stelle tief in den granitischen Glutbrei versenkt und haben hier eine Struktur angenommen, die der Kristallisationsschieferung nahe kommt. Aber auch der Mineralbestand nähert sich dem der Paragneise und Glimmerschiefer (Granatführung). ERDMANNSDÖRFER macht den Belastungsdruck für die Ausbildung des Eckergneises verantwortlich und berechnet diesen auf 540 kg auf den Quadratcentimeter. Diese Erklärung wird in Frage gestellt durch die Beobachtung GOLDSCHMIDT'S (23), der in Kristiania bei einer ähnlichen Überlagerung echte Horn-



felse nachweist. Sollten im Harz Stresswirkungen wirklich so unbedingt ausgeschlossen sein?

Eine sehr lehrreiche Studie der Herren C. T. CLOUGH, C. B. CRAMPTON und J. S. FLETT macht uns mit dem Gang der Metamorphose in Ross-shire bekannt (16).

Hier liegen in den „Moine-Schists“ einige Areale von Intrusivgesteinen, die ursprünglich porphyrtartige Granite waren mit einer teilweise entwickelten Randfazies von olivinfreier Gabbro und Augitdiorit; auch Quarzdiorit, Tonalit, Hornblendegranit sind entwickelt. So wie der porphyrtartige Granit größtenteils als Augengneis entwickelt ist infolge einer späteren Druckschieferung, so sind auch diese basischen Fazies stellenweise zu Hornblendeschiefern, Amphiboliten und Hornblendegneisen umgewandelt.

Im Kern der größeren Augengneismasse von Carn Chuinneag tritt ein sehr alkalireicher Riebeckitgneis auf mit Quarz und Natron-Amphibolen und -Pyroxenen.

Die Intrusivkörper haben ihre Schieferung gleichzeitig mit den Moine-Schists erhalten und zwar wurde die Schieferstruktur dem bereits erstarrten Gestein aufgeprägt. In den porphyrtartigen Varietäten sind die Einsprenglinge weniger geschiefert als die Grundmasse, die also schon erstarrt gewesen sein muß. Wo ein Komplex von lichten Adern die dunklen basischen Gesteine durchsetzt, sind diese nicht anders geschiefert als der Granit. Manchmal kann man den Übergang einer derartigen Intrusivbreccie in einen gebänderten Gneis Schritt für Schritt verfolgen. Die Schieferung ist meist NNE orientiert, wie in dem ganzen Komplex der Moine-Schists und überquert oft die Grenze zwischen Gneis und Schiefer.

Die Sedimentschiefer, in welche die Granitmasse intrudiert wurde, haben dieselbe Richtung der Schieferung und unterscheiden sich in einiger Entfernung vom Granitkern nicht von den sonst in Schottland verbreiteten Glimmerschiefern und Gneisen der Moine-Schists. Es sind hauptsächlich zwei Typen vorhanden: 1. quarzreiche Psammit-Schiefer und -Gneise mit Muscovit und Biotit, 2. pelitische grobschuppige granat-führende Glimmerschiefer. Dünne Lagen von Zoisit-Hornblende-Gneis und „Granulit“ mit zollangen Zoisitprismen sind vorhanden. Der ganze Komplex entspricht ursprünglich sedimentären Gesteinen (Arkosen, Schiefertonen, Mergeln und Sandsteinen). Mitvorkommende Lager von Hornblende-Chloritschiefer sind vollkommen metamorphosierte basische Eruptiva. Andalusit fehlt, ebenso Hornfelsstruktur.

Nun findet sich aber an einzelnen Stellen rings um den geschieferten Granit in einem unterbrochenen Streifen von ungefähr 1 Meile Breite typischer Biotithornfels, hart, splittrig ohne Schieferung, öfter mit erhaltener Spur der Schichtung. Der Hornfels ent-

hält stellenweise Granat, stellenweise zentimeterlange Andalusitprismen. Die Hauptmasse besteht aus Quarz, Feldspat, Biotit. Die Schichtung ist durch größeren oder kleineren Gehalt an Biotit ausgeprägt und hat häufig eine ganz andere Richtung als die Schieferung der Moine-Schists. Pseudomorphosen nach Andalusit mit dem schwarzen Chiasolithkreuz bestehen aus Muscovit und Disthen. Ein paarmal wurden auch Cordieritpseudomorphosen gesehen und an Stelle der „Hornblende-Zoisit-Granulite“ Pyroxenhornfels.

Geht man von dem Zentrum der Hornfels-Area auswärts vom Granit weg oder einwärts dem Granit zu, so kommt man in Glimmerschiefer; namentlich Muscovit nimmt zu, der Granat erhält sich, Andalusit und Sillimanit verschwinden. Pseudomorphosen von Disthen nach Andalusit sind häufig. Man beobachtet auch, daß die Andalusitprismen unter Biegen und Brechen in weißen Glimmer übergehen und schließlich in dünne weiße Striemen längs der Schieferungsflächen ausgezogen sind.

Mit der Menge des Glimmers nimmt auch die Größe der Schuppen zu.

Wir haben also hier den interessanten Fall, daß ein Granitstock mit seiner durch Kontaktmetamorphose entstandenen Hornfels-Aureole der Schieferung durch regionale Dynamometamorphose unterworfen wurde, wobei der harte Hornfels der späteren Pressung und Schieferung besser widerstanden hat als die weichen Schiefer der Umgebung und auch als das Intrusivgestein selbst.

Sehr beachtenswert ist, daß hierbei die Charakterminerale des plutonischen Kontaktes: Andalusit, Chiasolith und Pyroxen verschwinden, Granat sich erhält, Glimmer, namentlich Muscovit, reichlich entstehen.

Würde die „Dynamometamorphose“ energischer und länger eingewirkt haben, so könnte man sich ganz gut vorstellen, daß dann auch der letzte unverdaute Rest des Kontakthofes mit Andalusit usw. verschwunden wäre, ein Zustand, der wohl in manchen Regionen kristalliner Schiefer tatsächlich erreicht wurde.

Wie schwer es in manchen Fällen ist, Kontakt- und Regionalmetamorphose auseinanderzuhalten, sieht man aus der Schilderung, welche RIMANN von den Schieferschollen im Lausitzer Granit nördlich des Riesengebirges gibt (61). Gleichwohl zeigt sich, daß echt kontaktmetamorphe Cordierit-Andalusithornfelse und C.-A.-Glimmerschiefer an den von Flaserung und Schieferung freien jüngeren Riesengebirgsgranit gebunden sind.

Der ältere Granit (= Lausitzergranit) zeigt Übergänge in gefaserte und gestreckte Formen. Typische Kontaktmetamorphose läßt sich an den Berührungsstellen mit Schiefer nicht nachweisen; Spuren von Kontaktmineralen und Kontaktstrukturen werden auf den in einiger

Entfernung auftretenden Riesengebirgsgranit geschoben. Der ältere Granit intrudierte nach Beginn der variskischen Faltung und erstarrte unter Druck (Stress). Der Riesengebirgsgranit ist als jünger vermutlich zwischen Oberkarbon und Rotliegendem zur Eruption gekommen.

In mancher Beziehung erinnern die hier geschilderten Verhältnisse an jene, die T. O. BOSWORTH (13) von Schottland vom Ross of Mull Granit beschreibt.

### Injektionsmetamorphose.

Die Erscheinungen aplitisch-pegmatitischer Durchaderung sind in den Schiefergneisen des moldanubischen Anteiles der kristallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels sehr verbreitet. F. REINHOLD hat in einer ausführlichen Untersuchung (58) Mineralbestand und Struktur dieser Adern und der von ihnen durchsetzten Gesteine beschrieben. Diese Durchaderung zeigt sich in sehr mannigfaltiger Weise entwickelt. Manche Vorkommnisse zeigen eine gewisse Selbständigkeit, durchsetzen das Nebengestein quer zur Parallelstruktur oder unter einem schiefen Winkel zu seiner Bankung. In manchen Fällen kann man den Übergang von der einen zur anderen Form des Auftretens nachweisen (T-Gang im Kampthal zwischen Rosenberg und Gars, dessen Stiel die Bänke von körnig-streifigem Amphibolit quer durchsetzt, um dann nach zwei Seiten sehr spitzwinklig gegen die Bankung des Gesteins sich nach Art eines Lagerganges auszubreiten). Sehr häufig sind die lichten Lagen parallel zur Schieferung und Schichtung eingeschaltet, auch in einzelne linsenförmige Körper aufgelöst. In vielen Fällen beobachtet man scharfe Abgrenzung des hellen aplitischen oder pegmatitischen Gesteins gegen das Nebengestein. In anderen Fällen verzweigt sich das lichte Geader förmlich wie ein Netzwerk in dem dunkleren Schiefergneis oder Amphibolit. In solchen Fällen ist die Verbindung zwischen Ader- und Nebengestein viel inniger.

Namentlich in den biotitreichen pelitischen Schiefergneisen sind die aplitischen Adern häufig gefaltet, oft der Mittelschenkel dünn ausgezogen oder ganz „ausgewalzt“, zerrissen. Namentlich gröberkörnige pegmatitische Adern sind in einzelne Linsen zerrissen.

Die starke Faltung wird von dem Schiefergneis nicht mitgemacht, sondern die Biotitschüppchen liegen durch die ganze Gesteinsmasse parallel, oft parallel den Teilen der Ader, die als Hangendschenkel der Antiklinale und Liegendschenkel der Synklinale erscheinen. Adern und Schieferung liegen parallel. Daß diese glimmerfreien Adern von granoblastischer Struktur nicht „geschiefert“

erscheinen, während das biotitreiche Nebengestein typische Kristallisationsschieferung zeigt, kann nur den befremden, der sich die Abhängigkeit der Gesteinsschieferung von dem Vorhandensein schuppiger, tafelig oder nadelförmiger Gemengteile (schieferholder Minerale) nicht klar gemacht hat. Quarz und Feldspate liefern nur in den seltensten Fällen ein schieferholdes Material. Die mineralogische Zusammensetzung der mächtigeren Adern ist die eines normalen Aplites oder Pegmatites aus Kalifeldspat (meist Mikroklin), albitreichem Plagioklas und Quarz; Muscovit und Biotit sind spärlich, können auch ganz fehlen; Granat von blasser Farbe tritt ab und zu auf; Turmalin ist nicht sonderlich häufig. Ein Typus ziemlich grobkörniger Pegmatite ist sehr auffallend durch den Gehalt an dunkelgrünem Kokkolith und reichlichen Titaniten von dunkelbrauner Farbe und lebhaftem Glanz. Dieser Typus scheint nur in Augitgneisen und Amphiboliten vorzukommen.

Die feineren Verzweigungen des aplitischen Geäders zeigen eine ganz merkwürdige Tendenz sich dem Nebengestein zu assimilieren. Der Gehalt an Kalifeldspat nimmt ab, verschwindet gänzlich, der Plagioklas ist nicht Albit oder saurer Oligoklas, wie man ihn in Apliten erwarten würde, sondern stimmt auf das genaueste mit dem Plagioklas des Nebengesteins; in den biotitreichen, zum Teil Granat, zum Teil Cordierit (Pinit), häufig auch Sillimanit führenden Schiefergneisen basischer Oligoklas bis Andesin, in Amphiboliten Andesin bis Labrador.

Wenn solche dünne, nur wenige Zentimeter oder weniger mächtige Adern in Amphiboliten auftreten, enthalten sie nicht selten vereinzelte oft recht große Hornblenden, die sich von der des Nebengesteins nur durch ihre bedeutendere Größe unterscheiden. Sie sind oft siebartig durchlöchert von rundlichen Plagioklaskörnern. Oft bildet Plagioklas beinahe mit Ausschluß von Quarz Ringe um diese oft mehrere Millimeter großen Hornblendekörner. Oft ist auch die Grenze des Amphibolits gegen die lichte Ader durch besonders grobe Ausbildung der Hornblenden ausgezeichnet. Es ist als ob die Aplitschmelze in den feinsten Verzweigungen etwas Amphibol gelöst und wieder auskristallisiert hätte und als ob die der Aplitschmelze entströmenden Mineralisatoren den Kristallisationsprozeß im Nebengestein lokal gefördert hätten. In anderen Fällen sucht man im Aplit vergebens nach Hornblende; dann ist auf mehrere Zentimeter hin der Amphibolit vom Aplit aus ganz mit Biotitschuppen durchsetzt, oft bis zur völligen Verdrängung der Hornblende (vgl. oben S. 232).

Sowohl die Nebengesteine Schiefergneis und Amphibolit als die Adern zeigen in ihrer mineralischen Zusammensetzung durchweg die Charakterminerale der unteren Tiefenstufe. Nirgends treten hydroxylreichere Minerale wie Chlorit oder Epidot im eigentlichen Gesteins-

gewebe auf, wo das Gestein unverwittert, frisch ist. Um so merkwürdiger ist das Vorkommen von Epidot in einigen mehr pegmatitischen als aplitischen Adern. Er füllt hier im mittleren Teil der Ader winzige Zwickel zwischen den gröberen Oligoklaskörnern als eine augenscheinlich jüngere Bildung; selten wird man zwischen dem strahligen Epidotaggregat und der Plagioklasunterlage scharfeckige Durchschnitte von Kalifeldspat vermissen, die entweder direkt Adularform oder die Form der Orthoklase in Pegmatiten (110 und 101 herrschend) zeigen. Es zeigt sich also hier eine Kristallisationsfolge: Plagioklas, Kalifeldspat, Epidot. Mit Epidot erfüllte Äderchen ziehen sich auch ins Nebengestein und dort zeigen die braungrünen Gesteinshornblenden lichtgrüne Fortwachsungen. Es handelt sich also hier offenbar um nachfolgende lokale Bildungen bei niederer Temperatur.

Manche von den größeren Intrusivlagern haben eine sehr große Ähnlichkeit mit gewissen Ausbildungen der großen zentralen Gföhler Granitgneismasse, unter welche diese Adergneise von drei Seiten her einfallen und die auch im Liegenden des zentralen Intrusionskuchens stellenweise aufgeschlossen sind. Leider fehlt es noch an zwei Reihen von Beobachtungen: erstens wie sich dieses aplitisch-pegmatitische Geäder verhält, wenn man sich vom zentralen Gneis entfernt, zweitens an einem chemischen Vergleich dieser Aplitite mit dem Gföhler Granitgneis.

In einer „Studie an den Pfahlschiefern“ verfolgt M. WEBER (82, 83) einerseits Erscheinungen, die er mit der Injektion aplitischer Magmen in biotitreiche Gesteine in Zusammenhang bringt, und andererseits die Kataklase, die sich in der Nachbarschaft des „Pfahls“ entwickelt und die schließlich bis zu dichten, striemig gestreiften Gesteinen führt, die GÜMBEL (gewiß unrichtig) mit Halleffinten verglichen hat. Er sieht auch hier überall die Spuren von Injektion, die sich allerdings mit Druckspuren auf das innigste vermengt und schließt mit der Frage: Warum für die Quarzgänge selbst eine andere Entstehung annehmen, als für ihre Umgebung? Ihre Entstehung wird wohl hergeleitet werden müssen von einer schmelzflüssigen Injektion längs einer großen Spalte. — Bei dieser Schlußfolgerung scheint mir doch allzuwenig auf das geologische Moment Rücksicht genommen zu sein.

Das Thema der Gesteinsmischung wird auch angeschlagen in einer weiteren anregend geschriebenen Studie von M. WEBER, bei welcher freilich sowohl der Ausgangspunkt als die Konsequenzen, zu denen der Autor geführt wird, etwelchen Bedenken begegnen dürften (84). Auch diese Arbeit bezieht sich auf die Region im SW des sudetischen Massivs.

WEBER beschreibt erst ein dioritisches Gestein als Orthoklas-malchit, sodann einen schlierigen Verband von dunklen Putzen und Schollen mit hellerem mittelkörnigem granatführendem Gestein, das

Dioritgranulit bezeichnet wird. Das ganze wird als Differenziationsprodukt betrachtet. Endlich wird noch ein dem freien Auge wie Granatglimmergneis erscheinendes Gestein beschrieben, die Mineralzusammensetzung ist: Feldspat (Oligoklas-Andesin), Quarz, Biotit, Granat, Cordierit. Die Struktur scheint dem Referenten Zug für Zug die der sog. Perlgneise zu wiederholen, einen ziemlich hochkristallinen Typus, der im niederösterreichischen Waldviertel, im Erzgebirge, im Schwarzwald bei Paragneisen sehr häufig vorkommt. WEBER erblickt aber eine Erstarrungsstruktur mit Umkehrung der Ausscheidungsfolge darin. Der Cordierit als typisches Kontaktmineral und ebenso der mit ihm verbundene Granat werden als beigemischtes ursprüngliches Sedimentmaterial aufgefaßt und der gleiche Gedankengang dann auf andere granatführende Gesteine angewendet, auf den Granat der Eklogite, der Ariegite, der Granatolivinfelse. Sogar auch auf den Melanit der Alkaligesteine. Alle sollen Fremdlinge sein im Magma. Dabei ist wohl doch etwas zu wenig Rücksicht genommen darauf, daß die Gruppe Granat viele verschiedene Gattungen umfaßt, die genetisch sehr verschieden sein können, wie überhaupt der ganze Gedankengang den Ursprung aus eingebackendem Sedimentmaterial bis in die einzelnen Individuen der Gesteinsgemengteile hinein zu verfolgen, etwas sehr Gezwungenes hat. Wegen der Verbindung mit Granat und Pyroxen ist endlich auch der Diamant als Fremdling im Kimberlit aufzufassen.

### Einzelne Gebiete kristalliner Schiefer.

Zahlreich sind die Arbeiten, die über große Gebiete kristalliner Schiefer eine zusammenfassende Übersicht geben. Es liegt in der Natur der Sache, daß bei solchen Zusammenfassungen der geologische Gesichtspunkt mehr in den Vordergrund tritt als der petrographisch-mineralogische. Es ist auch klar, daß solche Arbeiten, so wichtig sie für die Orientierung über große Gebiete sind, so gerne man sie zu Rate ziehen wird, sich zu einer auszugsweisen Besprechung nicht eignen. Interessant ist es nur zu beobachten, wie allenthalben die Überzeugung von dem intrusiven Charakter ausgedehnter Gneisgebiete, die man früher für ältestes Grundgebirge gehalten hat, sich Bahn bricht, wie die Rolle der ältesten Schichten jetzt fast allenthalben auf Gesteine übergeht, in denen die Gliederung einerseits in Quarzsediment, Tonsediment, Kalksediment, andererseits in saure und noch häufiger basische Ergüsse der hervorstechendste Zug ist. Das gilt für die Vereinigten Staaten (80), gilt für Kanada (17), gilt für Skandinavien und Finnland (32, 33, 35, 36).

Sowohl hier wie dort treten mehrere durch Diskordanzen voneinander geschiedene Sedimentfolgen auf, die den Blick in wiederholte Zyklen von Gebirgsbildung, Abtragung, Sedimentation eindringen lassen, Zyklen, die den ältesten fossilführenden Formationen vorausgehen und vorläufig noch unberechenbare Zeiträume in Anspruch nehmen, deren Verhältnis zur geologisch besser bekannten Zeit sehr schwer festzulegen ist.

Dabei ist eines sehr lehrreich: So tief wir in die ältesten Zeiten der Erdgeschichte zurückblicken können, finden wir eine Differenzierung des Sedimentmaterials, welche der heute erfolgenden sehr ähnlich ist.

In einer ganzen Anzahl z. T. sehr umfangreicher Arbeiten sind die Fortschritte der kartographischen Darstellung der ausgedehnten Gebiete kristallinischer Schiefer der sudetischen Masse durch die k. k. geologische Reichsanstalt in Wien niedergelegt. Vielfach sind in diesen Berichten auch eingehende petrographische Bearbeitungen enthalten, die alle Beachtung verdienen.

Aus einem dieser Berichte über die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges von W. PETRASCHECK (52) mögen einige der Hauptresultate hier wenigstens kurz erwähnt werden. Im Zentrum des Adlergebirges herrschen Orthogneise (roter Gneis, schon von WOLFF Mitte des vorigen Jahrhunderts mit dem Zentralgneis der Ostalpen verglichen). Darüber folgen nach Böhmen herein: Glimmerschiefer und Phyllit, im ganzen vom Gneis abfallend, wahrscheinlich in isoklinale Falten zusammengeschoben. Man kann nicht Glimmerschiefer und Phyllit, deren Abgrenzung unsicher ist, als ursprünglich dasselbe Sedimentmaterial in verschiedener petrographischer Ausprägung ansehen; der ältere Glimmerschiefer enthält zahlreiche Einlagerungen von Kalk, die dem ganzen jüngeren Phyllit fehlen; dieser ist reich an Grünschieferlagen, die weite Räume einnehmen und z. T. als eine besondere transgredierend auftretende Grünschieferformation aufgefaßt werden könnten.

Die Phyllite (ihr Alter ist durch kritische Erörterung der Lagerungsverhältnisse als vordevonisch, vielleicht präkambrisch erkannt) sind in ihren hangenden westlichsten Teilen Sericitphyllite, bestehend wesentlich aus Sericit, Albit, Quarz. Die liegenderen Teile werden als Biotitphyllit bezeichnet; sie sind dunkler grau, ein Gehalt an Biotit ist häufig, aber nicht immer erkennbar, oft ist er durch Chlorit ersetzt, deren Abstammung von Biotit häufig erkannt werden kann. Der Feldspatgehalt ist größer, namentlich in biotitreicheren Arten; auch hier herrscht Albit. Manche Lagen werden so reich daran, daß dem Gestein die Bezeichnung Phyllitgneis gegeben wird. In beiden Hauptarten der Phyllite ist die Abstammung von klastischen Sedimenten durch Reliktstrukturen nachweisbar.

Die Grünschiefer sind sehr mannigfaltig zusammengesetzt, die stetig wechselnden Varietäten lassen sich aber auf der Karte nicht sondern. Sie haben den typischen Mineralbestand der obersten Stufe.

In dem Phyllitgebiet sind zwei größere Granitkerne eingeschaltet. Intrusivverband mit dem Nebengestein ist bei beiden deutlich nachweisbar, Kontaktmetamorphose nicht (vielleicht durch spätere Schieferung vernichtet? vgl. (16)).

Zwischen Glimmerschiefer und Phyllit liegt das schon länger bekannte Gabbrogebiet von Deschney, dessen Gestein einem ziemlich salischen Gabbrotypus entspricht und das prachtvolle Spuren von Metamorphose zeigt, die von PETRASCHECK gewiss ganz richtig als Folge dynamometamorpher Beeinflussung gedeutet werden. Unabhängig davon vollzog sich längs gewisser Störungslinien Kataklase, die zur Mylonitbildung führte. Von Gabbrogesteinen leiten sich durch vollständige Umkristallisation auch verschiedene Typen von Amphiboliten bis zu wahren Grünschiefern ab; alle diese Umwandlungen scheinen sich erst in der obersten Tiefenzone vollzogen zu haben.

Die sehr schwierig zu deutenden Verhältnisse am Ostrand der großen sudetischen Masse, wo die in ihrem petrographischen Zustand der höheren Tiefenzone entsprechende moravische Zone von den moldanubischen Gesteinen überlagert wird, die alle Kennzeichen eines viel tieferen Bildungshorizontes zur Schau tragen, hat jüngst F. E. SUESS (75, 77) dem Verständnis näher gebracht, indem er eine ausgedehnte Überschiebung der moldanubischen Gesteine über die moravischen annimmt. Zwischen beide schaltet sich eine stellenweise sehr schmale Zone ein, in der die feldspatreichen moldanubischen Schiefergneise in glimmerreiche (granat-, disthen-, turmalinführende) Glimmerschiefer übergehen. Diese Zone wird von SUESS nicht als stratigraphischer Horizont, sondern als „Tiefendiaphthorit“ dargestellt. Viele Fragen petrographischer, chemischer Natur sind hier freilich noch zu erledigen.

In einer vor längerer Zeit vollendeten aber erst jetzt veröffentlichten Arbeit zeigt F. MOCKER (50), daß ein großer Teil des Manhartsberges in Niederösterreich, der nach den weit ausgreifenden geologischen Untersuchungen von F. E. SUESS die südliche Fortsetzung der Brünner Eruptivmasse darstellt, aus einem Gestein besteht, das bei der älteren geologischen Aufnahme als Gneis kartiert wurde, aber in der Tat nichts ist, als stark kataklastisch verschieferter Granit. Die allmähliche Umbildung aus einem wenig veränderten normalen Granitit mit typischer hypidiomorphkörniger Erstarrungsstruktur durch verschiedene Zwischenglieder bis zu einem dünnblättrigen Phyllit vortäuschenden Zustand erfolgt unter sehr merklichen mechanischen Nebenerscheinungen. Die Mineralneubildungen: Sericit, Chlorit, Epidot weisen auf hohes Niveau, beziehentlich niedere Temperatur. Der Plagioklas ist im ursprünglichen



Granit zonar gebauter Oligoklas (27% An im Kern, 17% in der Hülle) im kataklastisch verschieferten Gestein ein dem Albit nahe stehender Oligoklas-Albit. Eine neuere Aufnahme des ganzen Gebietes wurde von der Wiener Mineralogischen Gesellschaft angeregt (59).

Die Granulite Niederösterreichs und Mährens sind eine sehr merkwürdige Gruppe von Gesteinen, nicht nur durch die Eigenart ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Struktur, sondern auch durch die offenbar gesetzmäßige Vergesellschaftung mit ganz bestimmten Nebengesteinen, die sich unterscheiden von denjenigen, die in Begleitung anderer Orthogneise auftreten.

Im mittleren Kamptal ist der Granulit, der dort als Fazies der großen Gföhler Granitgneismasse auftritt, begleitet von einem langen Zug von pyroxenführenden Amphiboliten (Diallagamphibolit, BECKE) die kürzlich von R. GRENGG (25) genauer studiert wurden. Im Bereich des Granulit, mit dem dieser Amphibolit durch Wechsellagerung verbunden ist, ist er durchweg als granatführender Diallagamphibolit entwickelt. Der Amphibol ist braun, von sehr starker Doppelbrechung, kleiner Auslöschungsschiefe und ziemlich kleinem Achsenwinkel:  $\gamma - \alpha = 0,029$ ,  $c\gamma = 10-13^\circ$ ,  $2V = 62-70^\circ$ .  $\gamma$  dunkelbraun,  $\beta$  dunkelbraun,  $\alpha$  hellbraun,  $\gamma \geq \beta > \alpha$ . Dispersion der Achsen  $\rho < v$  um  $\alpha$ .

Daneben ein lauchgrüner Pyroxen, der manchmal im Kern Spuren von perthitischer Verwachsung mit rhombischem Pyroxen zeigt, ferner Granat in oft sehr zerlappten Körnern, um welche Feldspat und Hornblende kelyphitähnlich angeordnet sind. Der Feldspat erweist sich in der Regel als Andesin, selten als Labrador und nur ausnahmsweise in einer auffallend eisenarmen Varietät als Bytownit. Reichtum an Magnetit und Titaneisen ist eine fernere Eigentümlichkeit des Gesteins, in dem der in Amphiboliten sonst so häufige Titanit zurücktritt.

Das auffälligste ist, daß der Diallagamphibolitzug mit gewöhnlichen körnig-streifigen Amphiboliten zusammenhängt und in sie allmählich übergeht und zwar gerade dort, wo sich der Granulitcharakter im Hangenden des Amphibolitzuges verliert und der normalen Beschaffenheit des Gföhler Granitgneises Platz macht.

Der Diallagamphibolit wird fast seiner ganzen Erstreckung nach von dünnen Lagen calcitreicher Augitgneise begleitet. Stellenweise ist der Diallagamphibolit an der Berührungsfäche beider Gesteine in eine förmliche Breccie aufgelöst, deren Bindemittel von dem gänzlich ungeschichteten Augitgneis dargestellt wird. Die Aufschlußbilder erinnern an Intrusionsverband; man glaubt ohne nähere Untersuchung die Intrusionsgrenze eines lichten Granites gegen den dunklen in Schollen aufgelösten Amphibolit zu sehen. Die Beschaffenheit des anscheinenden Intrusionsgesteins, das zu zwei Dritteln aus Calcit besteht

während der Rest von lichtigem Pyroxen, Orthoklas, basischem Oligoklas, gelegentlich auch Skapolith nebst Titanit in granoblastischem Gemenge gebildet wird, läßt den Trugschluß erkennen.

Das Vorkommen erweist die enorme Anpassungsfähigkeit calcitreicher kristalliner Schiefer unter Verhältnissen, unter denen Diallag-amphibolit in Stücke bricht; dieselbe Erscheinung, welche F. E. SUESS (76) in einer überaus interessanten Studie an Marmoren beschrieben hat, der Einschaltungen von Amphibolit enthält. In Marmoren von Ungarschitz in Mähren finden sich Zwischenlagen von Amphibolit. Der Amphibolit ist in Stücke zerbrochen, die gegeneinander verschoben sind; der Marmor, dessen Schichtung durch lagenweise Imprägnation durch Graphit angezeigt ist, hat der Umformung durch Umkristallisieren nachgegeben, wobei die Schichtung sich den Bruchkonturen des Amphibolites anschmiegt. Dieselbe Erscheinung zeigt sich bei Spitz nicht nur bei Amphibolitschichten, die dem Marmor eingelagert sind. Auch Aplitlagen, die in den Marmor eindringen, sind in Stücke zerbrochen, die Stücke auseinandergerissen und von dem anscheinend plastischen Kalk scheinbar umflossen. Tatsächlich hat Th. FUCHS, der diese auffallenden Erscheinungen schon vor mehreren Dezennien beobachtete, daraus den Schluß gezogen, der Urkalk sei hier eruptiv. Was besonders interessant ist: die Bruchstücke des Aplit sind ringsum, nicht nur an der ursprünglichen Intrusions- sondern auch auf sämtlichen Bruchflächen von einem Saum grünlichen Diopsides und körnigen Plagioklases umgeben. Auf den Bruchflächen ist der Saum etwas schmaler. Man hat hier den deutlichsten Beweis von Umkristallisierung im festen Zustand, von chemischen Neubildungen, die im Gestein unter gegenseitiger Anpassung entstehen, von weitgehenden mechanischen Umgestaltungen, die sich vollziehen, ohne im Gestein die Spuren ersichtlicher Kataklase zu hinterlassen. Die Erscheinungen sind hier so auffallend, weil der Marmor (dasselbe gilt von den calcitreichen Augitgneis) sich unter Lösung und Wiederkristallisieren besonders leicht umformt. Aber auch an glimmerreichen Schiefergneisen kann man dieses Zerreißen der Aplitlagen beobachten, deren Bruchstücke von dem umkristallisierenden Schiefergestein plastisch umschmiegt werden. SUESS hat sehr recht, wenn er betont, daß es grundfalsch ist, aus dem Mangel an kataklastischen Erscheinungen darauf zu schließen, daß keine mechanische Beeinflussung stattgefunden habe. Dieser Trugschluß kehrt immer wieder. So konstatiert auch A. MEISTER (49) in einer sonst sehr verdienstlichen Arbeit über die Gesteine des Jenissei-Gebietes immer wieder, die Schieferung verschiedener Amphibolite, Hornblendeschiefer und Calcit-Chlorit-Amphibolite können nicht einer „pression dynamique“ zugeschrieben werden, „nous remarquons que les elements constitutants sont remarquablement frais, limpides et depourvus d'extinction nuageuse; nous constaterons

également l'absence de toute structure catalastique“. Er ist dann zufrieden zu konstatieren, daß die Umwandlung der Diabase, die auch er als Ursprungsgestein dieser Amphibolite annimmt, durch Granitkontakt erklärt werden könne. Da aber solche Amphibolite von der Zusammensetzung eines Diabases auch außerhalb des Granitkontaktes auftreten, hilft er sich mit der Annahme einer direkten Entstehung und folgert: die Amphibolite sind zu danken der Kristallisation eines Diabasmagmas unter physikalischen Bedingungen, unter denen die normalen Elemente des Diabases unstabil sind. Man sieht, wohin diese schiefe Auffassung schließlich führt.

In erster Linie geologische Gesichtspunkte bietet die Untersuchung von Augengneisen und verwandten Gesteinen aus dem oberen Vintschgau von W. HAMMER und C. v. JOHN (28). Durch die mitgeteilten Analysen wird sie auch dem Petrographen sehr wertvoll, wie auch sonst das petrographische Moment keineswegs vernachlässigt wird. Die zum Teil als Gigantgneise entwickelten Gesteine treten als plumpe Linsen oder als oft wiederholte lagerartige Einschaltungen in den kristallinen Schieferen (im Phyllitgneis der Geologen der Reichsanstalt, oder an der Grenze der Glimmerschiefer gegen Quarzphyllit) auf. Die chemische Zusammensetzung ist zumeist die von Graniten, manchmal von biotitarmen Graniten, selten sind Abänderungen, die bis gegen Tonalit hin abschweifen. Tonerde ist fast immer im Überschuß über Alkalien und Kalk vorhanden, offenbar eine Folge der Metamorphose, die in diesem Falle Glimmer und Quarz auf Kosten der Feldspate vermehrt. Bezeichnend ist ferner, daß in fast allen Fällen als Plagioklas fast reiner Albit auftritt; nur in wenigen Fällen kann man Oligoklas-Albit nachweisen, wo die chemische Zusammensetzung des Gesteins einen Oligoklas oder einen Labrador erwarten ließe.<sup>1)</sup>

In ihrem Gesamtcharakter kommen diese Gesteine dem Antholzer Granitgneis, dem Granitgneis der Tschigatmasse, den Granitgneisen im Schiefergneis der Oetztaler Masse, dem Keller Jochgneis bei Schwaz und anderen Granitgneisen in den altkristallinen Schiefergneisen der Ostalpen nahe, die dem Berichterstatter zum Teil auch nach ihrer chemischen Zusammensetzung bekannt sind; sie unterscheiden sich merklich von den Tonaliten und Verwandten des großen periadriatischen Tonalitbogens und vom Zentralgneis der Hohen Tauern. Dabei zeigen sie fast durchwegs jenen Zustand, den Referent als diaphthoritisch bezeichnet, was insbesondere in dem Reichtum an Sericit, in der Herabminderung des Anorthitgehaltes der Plagioklase bis auf fast reinen Albit zum Ausdruck kommt. Dieses Verhalten scheint

<sup>1)</sup> Diese Feldspatbestimmungen konnte ich dank der Gefälligkeit des Autors an den Originaldünnschliffen vornehmen.

gegen Westen, gegen die großen Überschiebungen an der Schweizer Ostgrenze, sich immer typischer zu entwickeln.

HAMMER sucht wahrscheinlich zu machen, daß es sich eher um Produkte der Metamorphose mächtiger Ergüsse als um Intrusivlager handle. Maßgebend dafür ist offenbar der Eindruck, daß sie in ihrer Lagerung an einen bestimmten Horizont der kristallinen Schiefer gebunden erscheinen; ferner daß Spuren von Kontaktmetamorphose fehlen. Was das letztere Moment anlangt, so vergleiche man Nr. (16) dieses Berichtes. Was in derartigen hochgradig gefaserten und geschieferten Gesteinen von Reststrukturen erhalten ist, weist meines Erachtens vielmehr auf Granite und porphyrtartige Granite. Schon die Dimensionen der Einsprenglings-Augen von Mikroklin, die in sehr weiter Verbreitung auftreten, wären für Ergußgesteine höchst ungewöhnlich. Eine Ausnahme bilden die Porphyroidgneise von Talatsch und Schlander die augenscheinlich von Porphyren abstammen, wobei freilich die Frage offen bleibt, ob diese Porphyre eigentliche Ergüsse oder porphyrische Randfazies von Granitkernen darstellten.

Eine interessante Studie von E. MANASSE (48) über die Chloritoidschiefer der Apuanischen Alpen ist dadurch wertvoll, daß sie über die chemische Natur der chloritoidführenden Schiefergesteine Aufschlüsse gibt; es handelt sich durchwegs um Gesteine, die reich an Al, Fe und arm an Ca sind; der Si-Gehalt wechselt innerhalb sehr weiter Grenzen. Der Gehalt an Alkalien ist mäßig bei niedrigem, niedrig bei hohem Si-Gehalt; K herrscht fast immer dem Gewichte nach, meist auch nach der molekularen Menge über Na vor. Mg ist nie sehr hoch. Es sind also Gesteine, die in dem Si-U-L-Dreieck sich nahe an der Linie Si-U halten, durch Überschuß an U, insonderheit an Al ausgezeichnet sind.

Die Verrechnung nach dem OSANN'schen Dreieck hat für solche Gesteine nicht viel Sinn. Die Verhältnisse der Basen sind prinzipiell von jenen bei Erstarrungsgesteinen verschieden. Es sind wesentlich kalkarme Ton-Sand-Sedimente, die in metamorpher Entwicklung zu Chloritoidschiefern Anlaß geben. Der Wassergehalt ist nicht unbedeutend bei Si-armen Gesteinen, sinkt natürlich sowie alle anderen Bestandteile bei Zunahme der  $\text{SiO}_2$  in quarzreichen Gesteinen. Wie die Kalkmenge einigermaßen steigt, stellt sich Epidot ein. Die Struktur aller dieser Gesteine ist porphyroblastisch durch die Chloritoidtafeln, die in einem viel feineren Grundgewebe von Sericit, Chlorit und Quarz liegen.

Es ist nicht überflüssig hervorzuheben, daß diese chemische Charakteristik ungefähr dieselbe ist, wie die der Klassen 1—3 der Tonschieferhornfelse nach GOLDSCHMIDT (23); sie würden Hornfelse, Andalusithornfelse, die extrem Si-armen korund- und spinellführende Hornfelse darstellen. Ihrer Ausprägung in der oberen Tiefenzone bei

relativ niederer Temperatur haben sie die hydroxylreichen Gemengteile zu danken.

Beispiele von Metamorphose bei hoher Temperatur (tiefste Zone) scheinen die von ALFRED ZAPF (87) studierten Gesteine aus dem oberen Veltlin zu sein. Sie gehören der Fortsetzung der Gabbro-Dioritzzone von Ivrea an, zeigen eine chemische Zusammensetzung, die sie teils zum Tonalit, teils zum Gabbro-Diorit und Gabbro verweist. Im Mineralbestand weichen sie durch mehr oder weniger großen Gehalt an Granat ab, der meist in unregelmäßigen, oft siebartig von Einschlüssen durchsetzten Körnern auftritt und in seinem Auftreten an die dunklen Gemengteile gebunden scheint. Eine andere mit vorkommende Umwandlung ist die (in alpinen Gesteinen weitverbreitete) Ersetzung von Hornblende durch Biotit und die Uralitisierung der Pyroxene. Die Umwandlung erfolgte unter bald mehr bald weniger deutlicher Ausbildung von Parallelstruktur und Kataklyse.

Auch mit vorkommende Paragneise sind durch reichlichen Granatgehalt ausgezeichnet.

Der Granat wurde in mehreren Fällen, wesentlich als Eisenoxydul-Tonerdegranat mit schwacher Beimengung von Kalkgranat nachgewiesen und erwies sich sowohl in Tonalit als Gabbro sehr ähnlich.

Einen recht interessanten Fall von Metamorphose schildert A. SPRIZ an basischen Eruptivgesteinen aus dem Paläozoikum der sog. Grauwackenzone der Ostalpen von Kitzbüchel in Tirol (72). Es handelt sich um Gesteine der Diabasfamilie, die von monzonitischen (d. h. durch merklichen Gehalt an Alkalifeldspat ausgezeichneten) Typen bis zu recht femischen Pikriten reichen. Diese Gesteine bilden Stöcke und Lager in Phylliten, sind großenteils in der sattsam bekannten Umwandlung in Grünschiefer begriffen, haben aber in manchen Vorkommnissen die Diabasstruktur noch gut bewahrt. Auffallend ist nun, daß die nach der Gesamtzusammensetzung der Gesteine sicher einstmals vorhandenen anorthitreichereren Plagioklase sich unter Erhaltung der Form und Kristallstruktur in Albit verwandelt haben, wie durch sorgfältige optische Untersuchung und Ermittlung der Lichtbrechung festgestellt wird. Es wirkt sehr überraschend, einen Diabas mit typischer Ophitstruktur, mit divergentstrahligen Leisten von Plagioklas und interstitiellen Pyroxenfeldern vor Augen zu haben, und an den Diabasfeldspaten die charakteristischen Eigenschaften des Albit zu finden. (Vgl. hierzu auch die Beobachtungen von G. NIETHAMMER an Dacit von Kali Soeroean, T.M.P.M. 28, S. 217), ferner P. STEPH. RICHARZ, Der geologische Bau von Kaiser Wilhelms-Land nach dem heutigen Stande des Wissens, N. Jb. f. Min. Beil.-Bd. XXIX, S. 439.)

Ein gutes Beispiel, wie mit den Vorgängen der Metamorphose bisweilen doch recht bedeutende chemische Veränderungen einhergehen, bietet der Peridotit von Loderio (Tessin) nach der sorgfältigen Untersuchung von L. HEZNER (30). Zwar sind die Aufschlüsse nicht besonders günstig und die verschiedenen Neubildungen wurden in dem Blockmeer ausgesucht, das von der Fundstätte des Peridotit zu Tal zieht. Sie bestehen aus Talkschiefer, Chloritgesteinen und Strahlsteinschiefern. Man bemerkt im Vergleich mit dem ursprünglichen Peridotit beim Talkschiefer Zunahme von  $\text{SiO}_2$ , beim Chloritgestein bleibt  $\text{SiO}_2$  ungefähr gleich, dagegen ist Tonerde stark gewachsen. Beim Strahlsteinschiefer ist Vermehrung von  $\text{SiO}_2$  und  $\text{CaO}$  zu bemerken. Diese Stoffwanderungen zielen auf eine Art Ausgleich zwischen der an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  reicheren Umgebung und dem fast reinen Magnesiasilikat des Peridotites. Ein den Peridotit begleitender Epidotamphibolit wird wohl vollkommen zutreffend nicht mit jenem, sondern mit einem Gabbromagma in Verbindung gebracht, welches sich schon als magmatisches Differentiationsprodukt vom Peridotit abgespalten haben mochte.

Nach meinen Erfahrungen an Serpentinien der Tauern bilden Chloritgesteine mit Porphyroblasten von Magnetit eine äußere, Talkgesteine mit Karbonaten und Chlorit eine innere Schale um die Serpentinstöcke; Strahlsteinnester finden sich gelegentlich in beiden Schalen.

Zu ziemlich weitgehenden Klassifikationsversuchen gelangt M. REINHARD (57) in einer sehr lesenswerten Studie über die kristallinen Schiefer des Fägäraßer Gebirges in den Südkarpathen. Es ist bekannt, daß in Rumänien unter der Führung MRAZECS die Lehren der französischen Petrographenschule insbesondere die Annahme weitgehender Einschmelzung und Injektion großen Einfluß gewonnen haben. Die Bildung der kristallinen Schiefer wird mit zwei Typen von Intrusivgesteinen in Zusammenhang gebracht:

1. Şuşitagrinittypus. Körnig bis körnig-flaserig, öfter hornblende-führend und bei Quarzabnahme in Diorit übergehend. Differentiation am Rande (nach den Ansichten der Schule durch Einschmelzung des Nebengesteins befördert), führt zu zonaler Anordnung der mineralogisch verschiedenen Varietäten. Sedimentgesteine am Kontakt in Hornfelse,<sup>1)</sup> durch Injektion in „gneisifizierte“ Schiefer verwandelt. In größerer Entfernung vom Eruptivgestein phyllitische Schiefer. Viele Gesteine nehmen diaphthoritischen Charakter an (7). Sie gehören den auto-

---

<sup>1)</sup> in denen man aber mineralogisch keine echten Hornfelse vom Barr-Andlan- oder Kristianiatypus suchen darf (23), sondern es sind kristalline Schiefer großenteils wohl von der Art, die im niederösterreichischen Waldviertel Schiefergneise genannt werden.

chthonen Teilen der kristallinen Schubdecken an (kristalline Schiefer der zweiten Gruppe MRAZEC).

2. Der Coziagneis ist ein langfaseriges, granitisch-pegmatitisches Tiefengestein mit Mikroklinaugen oft von beträchtlichen Dimensionen (diese fehlen einer Varietät: Cumpănagneis). Die Form der Intrusivkörper ist langgestreckt und von geringer Mächtigkeit. Die Umwandlung der Sedimenthülle ist intensiv, namentlich in der Verlängerung der Gneislager, schwächer an den Flanken. Die metamorphen Gesteine sind kalireich mit viel Glimmer. Coziagneis und seine Schiefer gehören den Schubdecken an (kristalline Schiefer der ersten Gruppe MRAZEC). Der Altersunterschied beider Gruppen ist gering; beide umfassen hauptsächlich paläozoische Sedimente. Die der Coziagruppereichen vielleicht etwas höher hinauf, vielleicht bis zur unteren Trias.

Für die Susitagruppe wird, da sie unter dem Einfluß autochthoner Faltung entstanden, der Name *ptychigen*, für die Coziagruppe, die den Decken und Schubmassen alpiner Tektonik angehören, der Name *skeptychigen* vorgeschlagen. Beiden Gruppen gemeinsam ist der sichtbare Einfluß großen Druckes und die Herrschaft des Volumgesetzes. Dadurch unterscheiden sie sich von den Gesteinen außeralpinen Typus, deren Erstarrungsgesteine ihre Ortstellung durch Aufschmelzung erhalten (texigene Gesteine).

Auf die zahlreichen Einzelheiten einzugehen ist hier unmöglich. Eines mag hervorgehoben werden. In dem Coziagneis finden sich z. T. recht große Massen, die als metamorphe Einschlüsse gedeutet werden. Von einem derselben (Umbiegung des Altflusses), einem Granat-Biotit-schiefer ist die chemische Analyse angegeben; sie entspricht einem kieselsäurearmen Diorit, ziemlich nahe dem Essexit von Rongstock. Der Verfasser schließt daraus nicht etwa, daß hier eine basische Ausscheidung des Eruptivs vorliege, wie das etwa Milch tun würde, sondern folgendermaßen: „Es dürfte das Gestein ein ursprünglicher Tonmergel gewesen sein, worauf der Reichtum an Al, Fe und Ca hinweist. Durch den metamorphen Prozeß wurden die Alkalien angereichert. Es dürfte häufiger der Fall sein, als man vermutet, daß ein Sedimentgestein im Kontakte mit einem Erstarrungsgestein derartig umgewandelt wird, daß es die chemische Zusammensetzung eines Eruptivgesteins annimmt.“

Ich muß mich hier mit dem Hinweis darauf begnügen, daß da eine der allerschwierigsten Fragen der Metamorphose berührt wird. Die Meinungen gehen noch sehr weit auseinander, und es ist vorläufig nicht abzusehen, wie die Entscheidung herbeigeführt werden könnte (vgl. (23)).

Einer sehr interessanten Studie von A. G. HÖGBOM (33) über die Gesteine der westlich von Stockholm gelegenen Scheereninsel Ornö Hufvud entnehme ich folgende wichtige Momente. In einem Gebiet

von „Leptiten“, die sich durch Einschaltung von Kalksteinzügen als Abkömmling einer sedimentären Gesteinsserie erweisen, tritt ein beiläufig elliptisches Gebiet von Intrusivgesteinen auf, das im Inneren mehr richtungslos körnig entwickelt, nach außen in eine mehr und mehr gebänderte Randzone übergeht. Die mit mehr oder weniger deutlicher Parallelstruktur ausgestatteten Lagen umschließen den Kern derart, daß sie überall unter das Zentrum einfallen, flacher in der Nähe, steiler in größerer Entfernung vom Kern, so daß der Eindruck eines zwiebelschalenartig aufgebauten Komplexes entsteht, der von der jetzigen Erdoberfläche unter der Mitte durchschnitten wird (nebenbei bemerkt ein Lagerungsverhältnis, das in viel größerem Maßstab vom Gföhler Granitgneis im niederösterreichischen Waldviertel und von einigen der von HOCHSTETTER aufgenommenen Granulit-Ellipsoide im südlichen Böhmerwald dargeboten wird). Da der Kern aus Intrusivgestein besteht, muß wohl die Schalenstruktur irgendwo unterbrochen sein.

Der Kern besteht aus „Ornöt“, einem dioritischen Gestein, das arm an dunklen Gemengteilen, reich an Feldspaten ist und sich zum Normaldiorit verhält wie Anorthosit zu Gabbro. Eine der Schalen besteht aus Ornöt-Aplit, die äußeren aus basischen Differenzierungen von Diorit, Gabbrodiorit, Gabbro, Hornblendepikrit, die im geschieferten Zustand in Amphibolite übergehen.

Im Ornöt ist von der Erstarrungsstruktur nicht viel mehr zu sehen. Als Relikte schwimmen große Hornblenden und Plagioklase in einem granoblastischen Grundgewebe von schwach zonar gebauten Plagioklasen. Die Art der Zonenstruktur ist nicht angegeben. Doch möchte ich riskieren zu prophezeien, daß in diesem Grundgewebe die Zonenstruktur invers sein werde. Größere Plagioklase, insbesondere in den gröberkörnigen Dioriten, zeigen normale Zonenstruktur mit anorthitreichem Kerngerüst und albitreicheren Hüllen.

Granulierungsvorgänge wurden auch in dem mehr körnigen Ornöt in den größeren Plagioklasen beobachtet.

Einzelne Schlieren gehen durch reichlicheres Auftreten von Quarz, Mikroklin und Biotit in Gneisgranit über, sind mit den übrigen Bestandteilen des Zwiebelschalenbaues in engem Verband. Unabhängig davon treten als jüngste Intrusion Pegmatite auf.

Ganz verblüffend regelmäßig ist die gebänderte Grenzzone, die in mehreren vortrefflichen Abbildungen dargestellt und eingehend beschrieben wird. Die dünnen abwechselnden Lagen vorherrschend salischer und femischer Gemenge, streichen mit großer Regelmäßigkeit auf weite Entfernungen, so daß in den Photogrammen der Uferfelsen, die 60 Meter voneinander entfernt sind, die weißen und dunklen Bänder genau aufeinander passen. Durch einen mehr schlierigen Bau geht dann diese Bänderzone über in das körnige Innere.



Wenn HÖGBOM in dem kurzen Schlußabsatz Bemerkungen über das Verhältnis zwischen der Druck- und Kontaktmetamorphose ausspricht: „Es ist ja wohl auch nicht undenkbar, daß in einem sich langsam verfestigenden Magma, . . . eine Schieferung entstehen kann, die denselben Charakter hat, wie die in großen Tiefen unter einseitigem Druck sich entwickelnde Kristallisationsschieferigkeit. Es läßt sich denken, daß zentrale Nachschübe von Magma auf die sich schon verfestigenden peripheren Teile des Massives eine einseitige Druckwirkung ausüben können, die bei den Gesteinen der Grenzzone Kristallisationsschieferigkeit hervorbringt, wie sie auch die protomorphe Granulierung als eine Art Kontaktmetamorphose hervorgerufen haben kann“ — so spricht er ähnliche Gedanken aus, wie ich sie 1906 in dem Bericht über Untersuchungen im Hochalmkern der Hohen Tauern zum Ausdruck gebracht habe.<sup>1)</sup>

UHLIG (79) berichtet über die Entstehung von Nephrit, der gangförmig im Schillerfels des Radautales auftritt. Er denkt sich den Nephrit durch Pressung und Verknetung eines feldspatarmen Gabbros mit dem olivinreichen Schillerfels entstanden, durch gegenseitige Einwirkung des kalkreichen Pyroxens und des magnesia-reichen Olivinfelses. Da gebirgsbildende Vorgänge hier nicht nachzuweisen sind, wird ähnlich, wie dies STEINMANN bezüglich des ligurischen Nephrits getan hat, die Druckwirkung durch Schwellung des Gesteins bei der Umwandlung von Olivinfels in Serpentin zu Hilfe genommen. (Oedem-Metamorphose). Diese Erklärung dürfte nicht in allen Fällen Stich halten. Bei der Schilderung der Nephrit-Vorkommen von Neuseeland kommt FINLAYSON (22) zu dem Schluß, daß Nephrit auf verschiedenem Wege entstehen könne. Wesentlich ist das Zusammenwirken von Magnesiasilikat und einer Kalkquelle (benachbarte Kalkschiefer, Pyroxen) und ferner Pressung, bei welcher letzterer gebirgsbildende Bewegungen zum mindesten nicht ausgeschlossen werden.

Eine neue Untersuchung des Schaumspates aus dem Zechstein von Thüringen durch W. WETZEL (85) ergab nebst der Bestätigung, daß der Schaumspat eine Pseudomorphose von Aragonit nach Gips sei, als Resultat, daß diese Pseudomorphose homoax sei, Gips und Aragonit die *c*-Axe parallel haben und (010) Gips parallel (100) Aragonit liege. In Übereinstimmung mit früheren Versuchen findet der Autor, daß der Schaumspat unter Einwirkung salzreicher Lösungen bei Temperaturen entstand, die einer Erdtiefe von mehreren Hunderten von Metern entsprechen.

<sup>1)</sup> Sitzber. Wiener Akad., math.-naturw. Kl., Bd. 115, Abt. 1, Dezember 1906.

## Literaturverzeichnis.

1. PIERO ALOISI, Studio di alcuni coeche del Mte Corica (Calabria). Proc. verb. Soc. Toscana di Sc. Nat., Adunanza del 4 luglio 1909.
2. —, Rocce granitiche negli schisti della parte orientale dell'isola d'Elba. Atti Soc. Toscana di Sc. Nat., Memorie, Vol. 26, 1910.
3. A. R. ANDREW and T. E. G. BAILEY, On the Geology of Nyasaland. Q. J. G. S., Vol. 66, Nr. 262, Mai 1910.
4. EDSON S. BASTIN, Chemical Composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. Journal of Geology, Vol. 17, Nr. 5, Juli/August 1909.
5. —, Origin of the Pegmatites of Maine. Journal of Geology, Vol. 18, No. 4, 1910.
6. F. BECKE, Die Entstehung des kristallinen Gebirges. Vortrag 81. Versamml. Deutscher Naturf. u. Ärzte, Salzburg 1909.
7. —, Über Diaphthorite. Vortrag Wiener Mineral. Gesellschaft, 19. April 1909. T. M. P. M., Bd. 28.
8. —, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. Sitzber. kais. Akad. d. Wiss. Wien, 11. Juli 1909.
9. G. BERG, Die Entstehung der Orthogneise. Monatsber. D. Geol. Ges., Bd. 62, 1910, Nr. 4.
10. A. BERGEAT, Der Grandiorit von Concepcion del Oro (Mexico) und sein Kontakt. N. J., Beil.-Bd. 28, S. 421—573, 1909.
11. —, Der Cordieritanderit von Lipari, seine andalusitführenden Einschlüsse und die genetischen Beziehungen zwischen dem Andalusit, Sillimanit, Biotit, Cordierit, Orthoklas und Spinell in dem letzteren. N. J., Beil.-Bd. 30, S. 575—627, Taf. XX—XXI, 1910.
12. EMIL BERGEAT, Beobachtungen über den Diorit (Banatit) von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose. N. J., Beil.-Bd. 30, 1910.
13. T. O. BOSWORTH, On Metamorphism around the Ross of Mull Granit. Q. J. G. S., Vol. 66, p. 376, 1910.
14. R. BRAUNS, Über Laacher Trachyt und Sanidinit. Sitzber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn, Naturw. Abt., 16. Jan. 1911.
15. —, Die kristallinen Schiefer des Laacher See-Gebietes und ihre Umwandlung zu Sanidinit. 18 Taf. Stuttgart, E. Schweizerbart, 1911.
16. C. T. CLOUGH, C. B. CRAMPTON and J. S. FLETT, The Augen Gneis and Moine Sediments of Ross-Shire. Geol. Mag. Dec. V, Vol. VII, Nr. 554, Aug. 1910.
17. W. H. COLLINS, A geological reconnaissance of the region traversed by the National Transcontinental Railway between Lake Nipigon and Clay Lake, Ontario. Canada Dep. of Mines, Geological Survey Branch, 1909.
18. F. DELHAYE, La stratification et la schistosité des schistes argileux au voisinage des récifs de calcaire. Bull. Soc. Geol. Belgique, Vol. 35, p. 342, 1909.
19. O. H. ERDMANNSDÖRFER, Der Eckergneis im Harz, ein Beitrag zur Kenntnis des Kontaktmetamorphismus und der Entstehungsweise kristalliner Schiefer. Jahrb. kgl. preuß. geol. Landesanst., Bd. 30, 1, 1909, S. 324—387.
20. —, Über die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteinen. Centralbl. f. Min., 1910, Nr. 24.
21. W. G. FEARNSIDES, The Tremadoc slates and associated rocks of South-East Carnarvonshire. Q. J. G. S., Vol. 66, Mai 1910, S. 143.
22. A. M. FINLAYSON, The Nephrite and Magnesian Rocks of the South Island of New Zealand. Q. J. G. S., Vol. 65, Aug. 1909, Nr. 259.

23. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskaps selskaps Skrifter, Mat. naturw. Kl., 1911, Nr. 1.
24. M. F. GRANDJEAN, Sur une mesure du laminage des sediments (calcaires et schistes) par celui de leurs cristaux elastiques de tourmaline. C. R., Vol. 151 No. 20, Nov. 1910.
25. ROMAN GRENGG, Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. T. M. P. M. Bd. 29, 1, 1910.
26. U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. Zweite neu bearb. Aufl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1910.
27. A. L. HALL, Über die Kontaktmetamorphose an dem Transvaalsystem im östlichen und zentralen Transvaal. T. M. P. M., Bd. 28, S. 115, 1909.
28. W. HAMMER und C. v. JOHN, Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. k. k. geol. R.-A. Wien, Bd. 49, S. 691—732, 1909.
29. F. H. HATCH and R. H. RASTALL, On Dedolomitization in the Marble of Port Shepstone. Q. J. G. S., Vol. 66, p. 507—522, 1910.
30. L. HEZNER, Der Peridotit von Loderio, Kt. Tessin. Vierteljahrssch. der Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 54, 1909.
31. K. HINTERLECHNER, Über metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge in Böhmen mit chemischen Analysen von C. v. JOHN. Verh. k. k. geol. R.-A., 1910, Nr. 15.
32. A. G. HÖGBOM, Precambrian Geology of Sweden. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. X, 1910.
33. —, Zur Petrographie von Ornö Hufvud. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. X, 1910.
34. —, The Gellivare Iron Mountain. Geol. Fören. Förhandl., 32, Heft 3, Mars 1910.
35. THOMAS v. HOERNER, Über die Axinitvorkommnisse von Thun in Sachsen und die Bedingungen der Axinitbildung. Z. D. G. G., Bd. 62, S. 1—42, 1910.
36. P. J. HOLMQUIST, The Archaean Geology of the coast regions of Stockholm. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., April 1910.
37. —, Die Hochgebirgsbildungen am Tornesträsk in Lappland. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., April 1910.
38. P. MICHAEL HOPMANN, Staurolith und Disthenschiefer aus dem Laacher Seegebiete. Verh. Naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, 67. Jahrg., 1910.
39. GUIDO HRADIL, Die Gneiszone des südlichen Schnalser Tales in Tirol. Jahrb. k. k. Geol. R.-A., Bd. 59, S. 669—690, 1909.
40. H. JOHANSON, Eisenerzführende Formation von Grängesberg. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., Bd. 32, S. 239, Febr. 1910.
41. A. JOHNSEN, Die Thüringer Porphyroide. N. J., Beil.-Bd. 27, S. 326—400, 1909.
42. J. KOENIGSBERGER, Erläuterungen zur Geologischen und Mineralogischen Karte des östlichen Aaremassivs von Disentis bis zum Spannort, mit Karte und Profilen. Freiburg i. B. 1910.
43. JACQUES DE LAPPARENT, Étude comparative des quelques porphyroides françaises. Paris, Gauthier-Villars, 1909.
44. —, Les gabbros et diorites de St. Quay-Portrieux et leur liaison avec les pegmatites qui les traversent. Bull. Soc. Franç. de Min., Vol. 33, Nr. 5/6, 1910.
45. M. LOHEST, X. STAINIER et P. FORMARIER, Compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique tenue à Eupen et à Bastogne 1908. Bull. Soc. géol. de Belgique, Vol. 35, p. 351, 1907—8.
46. G. F. LOUGHLIN, Intrusive Granites and Associated Sediments in S. W. Rhode Island. Am. J. Sc., 4. Ser., Vol. 29, p. 447—57, 1910.

47. ERNESTO MANASSE, Contribuzioni allo studio petrographico della Colonia Eritrea. Siena 1908.
48. —, Cloritoide (Ottrelite) delle Alpi Apuane. Atti Soc. Toscana di Scienze Nat. Memorie, Vol. 26, 1910.
49. A. MEISTER, Sur les roches et les gisements d'or dans la partie sud du district Jenissei. Petersburg 1910.
50. FERDINAND MOEKER, Der Granit von Maissau. T. M. P. M. Bd. 29, S. 334, 1910.
51. HANS MOHR, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel, N.-Ö., mit einer geolog. Karte, 4 Profiltafeln u. 19 Fig. i. Text. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 3, S. 104—113, 1910.
52. W. PETRASCHECK, Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. Jahrb. k. k. geol. R.-A., Bd. 59, 1909.
53. W. C. PHALEN, On a peculiar cleavage structure resembling stretched pebbles near Ellijay, Georgia. Journ. of Geology, Vol. 18, Nr. 6, p. 554—564, 1909.
54. H. PHILIPP, Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. Mitt. Bad. Geol. Landesamt, Bd. 6, 1. Heft, 1910.
55. PRECHT, Umformung von Kunststeinen durch Druck. Zeitschr. Ver. Deutscher Ingen., Bd. 54, Nr. 33, 13. Aug. 1910.
56. R. H. RASTALL, The Skiddaw Granite and its Metamorphism. Q. J. G. S., Vol. 66, Nr. 262, 1910.
57. MAX REINHARD, Die kristallinen Schiefer des Fagaraser Gebirges in den rumänischen Karpaten. Annuarul Institutului Al Romaniei, Bd. 3, 1. Heft, 1909.
58. FRANZ REINHOLD, Pegmatit und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. T. M. P. M., Bd. 29, 1. u. 2. Heft, 1910.
59. —, Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiete des Manhartsberges (n.-ö. Waldviertel). T. M. P. M., Bd. 29, S. 361, 1910.
60. P. STEPHAN RICHARZ, Geologisch-petrographische Untersuchungen in den Umgebungen von Aspang am Wechsel. Verh. k. k. geol. R.-A., 1910, Nr. 4.
61. EBERHARD RIMANN, Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Jahrb. kön. preuß. Geol. Landesanst., Bd. 31, Heft 3.
62. A. W. ROGERS and A. L. DU TOIT, Report on the Geology of Parts of Priska, Hay, Britstown, Carnarvon and Victoria West. Cape of Good Hope 13. Ann. R. of the Geol. Commission, 1908.
63. W. SALOMON, Die Adamellogruppe. Abhandl. der k. k. geol. R.-A., Bd. XXI, 1909, 1910.
64. ARTUR SCHEIT, Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch Schönberg. Jahrb. k. k. geol. R.-A., Bd. 60, 1. Heft, 1910.
65. —, Eine Pseudomorphose von Opal nach Apophyllit. T. M. P. M., Bd. 29, S. 263, 1910.
66. KARL SCHULZ, Beiträge zur Petrographie Nordkoreas. N. J., Beil.-Bd. 29, 1910.
67. F. SCHUMACHER, Die Erzlagerstätten am Schauinsland im s.-w. Schwarzwald. Z. prakt. Geol., Bd. 19, Heft 1/2, S. 1—50, 1911.
68. S. J. SHAND, Some Scottish Granite Gneiss-Contacts and their interpretation. Transact. of the Edinburgh Geol. Soc., Vol. IX, Part V, p. 365—375, 1910.
69. E. W. SKEATS, Gneisses and Dacites of the Dandenong District. Q. J. G. S., Vol. 66, p. 450—469, 1910.
70. R. SOKOL, Die Umgebung von Česká Kubice. Ein Beitrag zur Kenntnis des böhmisch-bayerischen Grenzgebirges. Bull. intern. de l'Académie des Sciences de Bohême, 1910.

71. G. SPEZIA, Sopra alcuni presunti effetti chimici e fisici della pressione uniforme in tutti i sensi. R. Acc. delle Sz. di Torino, 1910.
- 72. A. SPITZ, Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. T. M. P. M., Bd. 28, S. 497, 1909.
73. EDWARD STEIDTMANN, The Secondary Structures of the eastern part of the Baraboo Quarzite Range, Wisconsin. Journ. of Geol., Vol. 18, Nr. 3, April-May 1910.
74. O. STUTZER, Über Graphitgneise aus dem Hinterlande von Lindi in Deutsch Ost-Afrika. Monatsber. D. G. G., S. 421, 1910.
75. F. E. SUESS, Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. Verh. Geol. R.-A., 1908, S. 395.
76. —, Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 2, S. 250—277, 3 Taf., 1909.
77. —, Moravische Fenster. Anzeiger Akad. d. Wiss. Wien, 15. Dez. 1910.
78. F. TRAUTH, Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpathischen Grundgebirges. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 2, 1910.
79. J. UHLIG, Nephrit aus dem Harz (Literatur über Oedem-Metamorphose). N. J., 1910, Bd. II, S. 80.
80. CHARLES RICHARD VAN HISE and CHARLES KENNETH LEITH, Pre Cambrian Geology of North-America. U. S. Geol. Survey Bull., 360, 1909.
81. TH. L. WATSON and S. L. POWELL, Fossil Evidence of the Age of the Virginia Piedmont slates. Am. J. Sc., Vol. 31, 1911.
82. MAX WEBER, Das geologische Profil Waldkirchen-Neureichenau-Haidmühle. Geogn. Jahreshefte, Bd. 22, 1909.
83. MAXIMILIAN WEBER, Studien an Pfahlschiefern. Geogn. Jahreshefte, Bd. 23, 1910.
84. M. WEBER, Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen. Sitzber. Münchener Akad., 1910, Nr. 13.
85. W. WETZEL, Über Schaumspat. N. J., 1910, Bd. II, S. 63—79.
86. OTTO WILCKENS, Das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. Der Steinbruch, 3. Jahrg., 1908.
87. ALFRED ZAPF, Petrographische Untersuchung der granatführenden Erstarrungsgesteine des oberen Veltlin. Jena, Inaug.-Diss., 1910.