

XV. Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine.

Von F. Becke.

(Vortrag in der Monatsversammlung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft am 7. November 1921.)

Vor ungefähr zwanzig Jahren haben wir hier versucht, über die Bildungsweise der metamorphen Gesteine bestimmtere Vorstellungen zu entwickeln.

Bei derartigen Versuchen ist es von Vorteil, sich an bekannte und durchgearbeitete Vorstellungen anzulehnen, die schon Gemeingut der Wissenschaft sind, und das Neue, das man zu sagen hat, mit dem schon besser Bekannten in Beziehung zu bringen, das Ähnliche hervorzuheben und das Unterscheidende aufzuzeigen.

So suchten wir damals die Ähnlichkeiten und Unterschiede darzustellen, welche die metamorphen Gesteine gegenüber den schon viel länger studierten Erstarrungsgesteinen zeigen.

Die Bildungsweise dieser ist theoretisch viel eingehender bearbeitet, z. T. auch der experimentellen Erforschung zugänglich. Ein persönliches Moment kam hinzu: bevor jene Studien an metamorphen Gesteinen begannen, hatte ich Gelegenheit, in eine lehrreiche Gruppe von Erstarrungsgesteinen (Tonalite der Rieserferner) Einblick zu gewinnen und der Kontrast zwischen Mineralbestand und Struktur dieser Erstarrungsgesteine und jener ähnlich zusammengesetzter kristalliner Schiefer (Tonalitgneise der Hohen Tauern) ist bemerkenswert.

Bei der Gesteinswerdung eines vollkristallinen Tiefengesteins beginnt die Erstarrung mit der Kristallisation eines der Hauptgemengteile (von den in geringer Menge vorhandenen Akzessorien wollen wir absehen). Während dieser Gemengteil fortwächst, beginnt eine zweite Kristallart zu kristallisieren neben der ersten, dann eine dritte, eine vierte. Immer folgt dann eine Schlußkristallisation mehrerer Gemengteile; diese Schlußkristallisation entspricht einem Eutek-

tikum, einem Gemenge jener Komponenten, deren Gemisch bei der niedrigsten Temperatur starr wird.

Dies führt zu einer bestimmten Kristallisationsfolge der Gemengteile, die sich durch die Ausbildung von Kristallformen (den Grad des Idiomorphismus), durch das gegenseitige Umschließen der Minerale zu erkennen gibt. Je früher ein Mineral zu kristallisieren beginnt, desto ungehinderter bringt es seine Kristallform zur Ausbildung; je später es zu erstarren beginnt, desto mehr muß es sich als Lückenbüßer in die Winkel und Ecken zwischen den älteren Kristallen drücken. Das jüngere wird Kristalle des älteren umschließen, nicht aber umgekehrt.

Die Erstarrung vollzieht sich während eines größeren Temperaturintervalls bei stetig sich ändernder Zusammensetzung des Schmelzrestes. Demzufolge ändert sich bei Gemengteilen, die isomorphe Mischungen darstellen, im Lauf der Kristallisation häufig das Mengenverhältnis der Bestandteile, es entwickelt sich eine Zonenstruktur und in den äußeren Schichten reichert sich der Bestandteil mit niederem Schmelzpunkt an. Außerdem kommt es vor, daß die zuerst ausgeschiedenen Kristalle mit dem Schmelzrest nicht mehr in chemischem Gleichgewicht stehen.

Häufig werden sie im Lauf der normalen Erstarrung durch Wechselwirkung mit dem Schmelzrest umgewandelt. Aber sehr oft bleiben Reste derselben noch erhalten. Das Erstarrungsgestein enthält dann Bestandteile, die nicht im chemischen Gleichgewicht sind und unter günstigen Verhältnissen miteinander reagieren können.

In den metamorphen Gesteinen liegen die Verhältnisse anders. Hier ist alles auf ein und dasselbe chemische Gleichgewicht eingestellt. Zur Zeit der Ausprägung des Gesteins haben alle Bestandteile miteinander reagieren können; alle Bestandteile sind gleichzeitig in Kristallisation. Man hat daher keine solche gesetzmäßige Kristallisationsfolge. Die Entwicklung der Kristallformen entspricht nicht einer zeitlichen Folge, sondern der Eigenart der Gemengteile, ihrer größeren oder kleineren Kristallisationskraft im Kampf um den Raum. Zonenstruktur fehlt oder folgt anderen Gesetzen als in den Erstarrungsgesteinen.

Der Gleichgewichtszustand spricht sich darin aus, daß ein gegebenes Stoffgemenge unter denselben äußeren Bedingungen, Druck und Temperatur, immer derselben Mineralgesellschaft zustrebt. Die Paragenesis ist aber von den äußeren Bedingungen, namentlich Druck

und Temperatur, abhängig, daher einer mannigfaltigen Abstufung zugänglich.

Als diese Vorstellungen zuerst entwickelt wurden, waren namentlich zwei Extreme ins Auge gefaßt worden, die einerseits durch die kristallinen Schiefer des Waldviertels, andererseits durch jene der Hohen Tauern, der Alpen überhaupt repräsentiert schienen.

Der Waldvierteltypus schien — abgesehen von den Glimmern — durch wasserfreie Minerale: Granat, Pyroxene, Hornblendes, alle möglichen Plagioklasmischungen vom Albit bis zum Anorthit, je nach der Gesamtzusammensetzung des Gesteins charakterisiert. Im Gegensatz hiezu schienen in den alpinen Gesteinen, insbesondere in der Schieferhülle des Tauernzentralgneises, viele hydroxylhaltige Minerale, namentlich Serizit, Chlorit, Epidot, eine Rolle zu spielen. Unter den Plagioklasen überwiegt der Albit, anorthitreichere Mischungen fehlen.

Dies führte zu der Aufstellung zweier extremer Tiefenstufen.

In der oberen Tiefenstufe, in höheren Regionen der Erdkruste bei relativ niederen Temperaturen war die Gelegenheit zur Bildung hydroxylreicher Minerale gegeben — Typus der alpinen kristallinen Schiefer.

In der unteren Tiefenstufe, in tieferen Regionen der Erdkruste bei höherer Temperatur wurden wasserfreie Minerale bestandfähig — Typus der Waldviertelgesteine.

Die Unterscheidung dieser Tiefenstufen ergab sich aus dem Vergleich dieser zwei Gebiete metamorpher Gesteine. Andere Gebiete kristalliner Schiefer sollten mit diesen zwei Typen verglichen und danach die Tiefenstufe ihrer Ausprägung erschlossen werden.

U. Grubenmann unterschied dann drei Tiefenstufen, eine untere, eine mittlere, eine obere, und benützte diese Unterscheidung zu einer streng durchgeführten Klassifikation, indem die nach der chemischen Zusammensetzung gebildeten Gesteinsklassen nach ihrer Zugehörigkeit zu den drei Tiefenstufen in je drei Ordnungen zerlegt wurden. Ihre Benennung wurde durch die drei Präfixe: Kata, Meso, Epi gebildet.

Pentti Eskola, bekannt durch mehrere treffliche Arbeiten über das Grundgebirge von Finnland, hat nun in einer vor kurzem erschienenen Abhandlung¹⁾ den Versuch gemacht, die hier kurz skizzierten Ideen weiterzuführen und eine Klassifikation der Gesteine

¹⁾ Norsk Geologisk Tidsskrift, Bd. VI, H. 1 — 2, Kristiania 1920.

vorzuschlagen, welche in einem wesentlichen Punkte über die älteren Vorschläge hinausgeht.

Eskola geht davon aus, daß in großen metamorphen Gebieten Gesteine übereinstimmender chemischer Zusammensetzung stets eine und dieselbe Mineralgesellschaft aufweisen, die offenbar einem bestimmten chemischen Gleichgewichtszustand entspricht, der durch die über große Strecken gleichartigen äußeren Zustände — Druck, Temperatur — bedingt wird. In einem solchen Gebiete ändert sich der Mineralbestand gesetzmäßig mit der chemischen Zusammensetzung, so daß man innerhalb gewisser Grenzen mit Sicherheit aus dem einen auf die andere — und umgekehrt — schließen kann.

Unter „metamorpher Facies“ will Eskola eine Gruppe von Felsarten verstehen, welche durch eine bestimmte Mineralgesellschaft charakterisiert sind, deren Glieder bei den bestimmten und gleichbleibenden Bedingungen ihrer Ausprägung — Druck und Temperatur — in einem vollkommenen chemischen Gleichgewicht miteinander stehen.

Alle Reaktionen zwischen den verschiedenen Bestandteilen des Gesteins, die bei dem herrschenden und konstant angenommenen Druck und der herrschenden Temperatur möglich sind, sind abgelaufen; chemisch kann sich nichts mehr ändern, solange Druck und Temperatur unverändert bleiben.

So wie man von metamorphen Facies spricht, gibt es auch nach Eskola Eruptivfacies. Beide würden unter den allgemeineren Begriff „Mineralfacies“ fallen.

Hiezu wäre allerdings zu bemerken, daß Eruptivgesteine häufig Bestandteile enthalten, die miteinander nicht im chemischen Gleichgewicht stehen, deren Substanzen miteinander reagieren könnten, wenn sie miteinander unmittelbar oder mittelbar in chemische Berührung kommen. Es findet hier somit eine kleine Verschiebung des Faciesbegriffes statt, wenn von den metamorphen Gesteinen zu den eruptiven übergegangen wird. Doch kann man hievon zunächst absehen.

Der Begriff „Facies“ wurde zuerst in der Stratigraphie eingeführt zur Bezeichnung der Verschiedenheiten, welche bei Sedimenten derselben geologischen Zeit durch die äußeren Bedingungen der Ablagerung verursacht werden. In der Petrographie wurde der Ausdruck „Facies“ bisher zur Bezeichnung der Verschiedenheiten der Struktur (Strukturfacies) oder des Mineralbestandes und der chemischen Beschaffenheit (Konstitutionsfacies) bei Teilen desselben

geologischen Körpers verwendet. Bei Eskola erscheint nun Facies in einer neuen physikalisch-chemischen Bedeutung. Dieselbe Stoffmenge erscheint je nach den unterschiedlichen äußeren Bedingungen, denen sie bei ihrer petrographischen Ausprägung unterworfen war, in verschiedene Mineralgesellschaften zerfällt.

Es soll hier nicht darüber gestritten werden, ob nicht besser ein anderer Name zur Bezeichnung dieses Begriffes hätte gewählt werden sollen als der Name „Facies“, der schon in so viel anderen Bedeutungen gebraucht wird. Man denke außer den erwähnten Struktur- und Konstitutionsfacies noch an tektonische Facies (Sander). Für jetzt mag es genügen, scharf festzustellen, was hier unter „Mineralfacies“, „metamorpher Facies“ gemeint ist.

Von großer Bedeutung ist nun folgende Festsetzung: Es gibt so viele Mineralfacies, als sich in chemischem Gleichgewicht stehende Gesellschaften von Gesteinsgemengteilen in der Natur nachweisen lassen. Ihre Zahl ist nicht wie in der Stufenlehre auf zwei oder drei von vornherein festgelegt. Über ihre Zahl und ihre Beschaffenheit kann nur die Natur selbst Auskunft geben, durch sorgfältige Naturbeobachtung müssen sie der Natur gewissermaßen abgelauscht werden.

Das ist ein sehr anziehender und vielversprechender Gedanke, und man kann nur wünschen, daß er durch die vereinten Bemühungen der Beobachter immer besser verwirklicht werde.

Eine Frage kann da zunächst aufgeworfen werden: Woran erkennt man, daß die Mitglieder einer Mineralgesellschaft miteinander in chemischem Gleichgewicht stehen? Soviel ich bemerken kann, ist diese Frage in der Abhandlung von Eskola nicht ausdrücklich behandelt. Es kann aber nicht schaden, wenn man sich darüber Klarheit zu verschaffen sucht.

Das wichtigste und entscheidende Merkmal einer solchen Gleichgewichtsgesellschaft ist wohl die Häufigkeit und Beständigkeit ihres Vorkommens. Wenn in Hunderten von Fällen Gesteine von der chemischen Zusammensetzung eines basischen Eruptivgesteins aus den Hauptgemengteilen Albit, Epidot, Chlorit, Calcit bestehen, allenfalls noch mit kleinen Mengen von Quarz, Titanit, Eisenerz, Apatit, so muß dem etwas Gesetzmäßiges zu grunde liegen.

Ein weiteres Merkmal ist der physikalischen Chemie zu entnehmen. Im Falle des Gleichgewichtes darf die Zahl der unterscheidbaren Phasen (Gesteinsgemengteile) die Zahl der Komponenten nicht übersteigen. Unter Komponenten sind hier diejenigen einfachen

chemischen Verbindungen zu verstehen, aus denen man alle Gesteinsgemengteile und also auch das Gestein selbst aufbauen könnte.

In einem normalen Grünschiefer hat man (wenn man zunächst von den in kleinen Mengen auftretenden Stoffen absieht) 10 Komponenten: Si O_2 , $\text{Al}_2 \text{O}_3$, $\text{Fe}_2 \text{O}_3$, FeO , Mg O , Ca O , $\text{Na}_2 \text{O}$, $\text{K}_2 \text{O}$, $\text{H}_2 \text{O}$, CO_2 in folgenden Phasen: Quarz, Albit, Epidot, Chlorit, Calcit; das sind fünf, also bedeutend weniger als Komponenten. Berücksichtigt man, daß $\text{Al}_2 \text{O}_3$ und $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ im Epidot, FeO und Mg O im Chlorit einander isomorph vertreten, kleine Mengen $\text{K}_2 \text{O}$ im Albit als isomorphe Beimengung Unterkunft finden, so reduziert sich die Zahl der unabhängig variablen Komponenten auf 8; das ist immer noch größer als die Zahl 5 der Phasen. Es könnten also noch weitere drei Phasen, z. B. ein Eisenerz, Hornblende, ein Glimmermineral eintreten, ohne der Phasenregel zu widersprechen. Berücksichtigt man noch die in kleinen Mengen auftretenden Substanzen wie Ti O_2 und $\text{P}_2 \text{O}_5$, so erhöht sich die Zahl der Phasen um zwei, z. B. Titanit oder Titaneisen oder Rutil und Apatit. Dagegen würde das Hinzutreten von Augit oder Olivin zu den übrigen Gesteinsgemengteilen dem Gleichgewichtszustand widersprechen.

Im allgemeinen enthalten die Gesteine meist weniger Phasen, als nach der Zahl der Komponenten der Phasenregel gemäß möglich wären, so daß dieser Regel für die Beurteilung des chemischen Gleichgewichtes nicht allzuviel praktische Bedeutung zukommt. Sie ist aber bisweilen nützlich, um das Auftauchen einer neuen Phase bei Vermehrung einer Komponente richtig zu beurteilen.

So enthalten manche Grünschiefer eine größere Menge Eisenoxyd, als in isomorpher Mischung im Epidot und Chlorit unterkommen kann. Dies kann zur Bildung von Eisenglanz führen. Eine kleine Menge $\text{K}_2 \text{O}$ kann in den Albit eintreten. Wird der Kaligehalt beträchtlicher, so wird die Bildung von Biotit begünstigt.

Ein letztes Merkmal soll noch erörtert werden: Dem Gleichgewicht würde es widersprechen, wenn von zwei Mineralen einer Gesellschaft das eine aus dem anderen entsteht.

Fände man beispielsweise in einem Tonalitgneis Reste von anorthitreicher Plagioklasmischung, aus der sich ein Epidot bildet, so gehört dieser anorthitreiche Plagioklas nicht zu der Gleichgewichtsgesellschaft, sondern ist ein unbeständig gewordenes Relikt. Ebenso würde man die Hornblendereste, die der Umwandlung in Biotit noch entgangen sind, nicht zu der Gleichgewichtsgesellschaft rechnen dürfen.

In der vorliegenden Studie stellt Eskola zunächst fest, daß Gesteine von der chemischen Zusammensetzung eines basischen Erup-tivgesteins, eines Gabbro, als metamorphe Gesteine in fünffach ver-schiedener mineralogischer Zusammensetzung auftreten.

In der folgenden Tabelle sind Beispiele hierfür angeführt. Der chemischen Analyse ist das spezifische Gewicht und das Mengenver-hältnis der beobachteten Mineralgemengteile hinzugefügt.

- I. Diabas Shtsheliki, Olonetz Carelien W. Wahl Fennia, 24. 3. 1908, p. 20;
- II. Essexithornfels, Aarvold, Kristiania. V. M. Goldschmidt, Kon-taktmetam. Kristianiagebiet, p. 176;
- III. Epidotchloritschiefer, Val de Bagne, Wallis. U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, 1910, p. 211;
- IV. Amphibolit, Kisko Finnland. P. Eskola, Bull. Comm. géol. Fiun-land, 44, 1915, p. 51;
- V. Eklogit, Burgstein, Tirol. L. Hezner, TPM. 22, p. 466.

	Diabasfac.	Hornfelsfac.	Grün-schieferfac.	Amphibolitfac.	Eklogitfac.
	I	II	III	IV	V
	Diabas	Essexithornf.	Epidot-chloritsch.	Amphibolit	Eklogit
Si O ₂	49·15	49·19	44·82	49·73	46·26
Al ₂ O ₃	11·48	14·32	20·18	16·05	14·45
Fe ₂ O ₃	3·97	6·00	3·47	2·44	4·41
Fe O	13·22	8·28	4·04	7·96	5·82
Mn O	0·44	0·09	n. b.	0·20	n. b.
Mg O	5·39	5·70	7·84	7·84	11·99
Ca O	8·63	8·55	10·82	10·22	11·66
Na ₂ O	2·64	3·48	2·03	2·99	2·45
K ₂ O	1·36	0·79	1·30	0·61	1·51
Ti O ₂	2·41	2·98	2·38	0·56	0·28
P ₂ O ₅	0·32	n. b.	n. b.	0·12	n. b.
H ₂ O	0·57	0·51	3·61	1·03	1·10
Ni O	0·07				
Ba O	0·04				
Fe S ₂	0·22				
	99·91	99·71	100·49	99·75	99·93
Spez. Gew.	3·000	3·02	3·05	2·99	3·45
Plagioklas	48·4 Plag.	48	Epidot 43	Plag. 26·5	Omphazit 48·5
Hypersthen-		Hypersth. 17	Chlorit 24	Hornbl. 71·5	Granat 50·5
Augit	37·4	Diopsid 18	Albit 18	Quarz 2	Erz, Rutil 1
Hornblende,		Biotit, Ei-	Glimmer,		
Glimmer, Ei-		senerz	Eisen-		
senerz usw.	14·2	usw. 17	erz usw. 15		

Die Diabasanalyse steht hier als Repräsentant der „Sanidinitfacies“, welche die pyrometamorphen Gesteine umfassen soll. Benannt ist diese Facies nach der beststudierten Gruppe der Sanidinite. Hierher gehörige Gesteine von Gabbrozusammensetzung sind nicht analysiert, weshalb die Analyse eines Gesteins der nächstverwandten Eruptivfacies eingesetzt wurde.

Die Gesteine der „Sanidinitfacies“ enthalten je nach ihrer Zusammensetzung regelmäßige Gesellschaften von folgenden typischen Mineralen:

Sanidin (homogene Kali-Natronfeldspate), Sillimanit, Cordierit, Klinoenstatit-Diopsid (homogene Mischung von Klinoenstatit, Klinohypersthen und Diopsid), Wollastonit, Olivin. Sanidin und Klinoenstatit-Diopsid sind kritische Gemengteile, d. h. Gemengteile, welche nur unter den Bildungsbedingungen dieser Facies stabil sind.

Die „Hornfelsfacies“ entspricht dem inneren Kontakthof eines Tiefengesteins nach Art des Kristianiagebiets. Typische Minerale sind: Orthoklas, Plagioklas, Andalusit, Cordierit, Biotit, Hypersthen, Diopsid, Wollastonit, Grossular bis Andradit, Olivin. Die Assoziation Hypersthen-Diopsid ist kritisch.

Die „Amphibolitfacies“ wird hergeleitet von der von Eskola studierten Orijärviregion in Finnland. Wenn die chemische Zusammensetzung es zuläßt, ist stets ein Mineral der Amphibolgruppe vorhanden. Typische Minerale sind außerdem: Mikroklin, Plagioklas, Muscovit, Andalusit, Cordierit, Almandin, Anthophyllit, Cummingtonit, Diopsid, Wollastonit, Grossularit-Andradit, Olivin.

Die „Grünschieferfacies“ umfaßt metamorphe Gesteine, welche Minerale folgender Reihe enthalten:

Albit, Sericit, Chlorit, Talk, Serpentin, Epidot, Calcit, Dolomit. Die Gesellschaften Kaliglimmer-Chlorit, Epidot-Albit sind besonders charakteristisch.

Die „Eklogitfacies“ ist durch Granat mit mehr als 30% Pyropssubstanz und durch monokline Pyroxene mit Jadeitgehalt — Omphazit — charakterisiert. Dieser Omphazit ist kritischer Gemengteil. Unter den untergeordneten Gemengteilen ist Disthen namhaft zu machen. Titan tritt als Rutil auf.

Die Hervorhebung dieser Facies ist eines der wichtigsten Ergebnisse von Eskolas Arbeiten. Besonders bemerkenswert ist, daß man häufig den Übergang von Eklogit in Gesteine der Amphibolitfacies beobachten kann, aber kaum irgendwo den umgekehrten Vor-

gang. Das Eklogitstadium scheint zeitlich immer dem Amphibolitstadium voranzugehen. Ferner ist festzustellen, daß es Beziehungen der Eklogite zu den Eruptivgesteinen gibt. Die mit dem Namen Griqnait belegten körnigen Aggregate in der diamantführenden Breccie Südafrikas sind mit Eklogit wesensgleich.

Es scheint, daß die Eklogite sehr hohen Bildungstemperaturen und gleichzeitig hohen Drucken angepaßt sind. Als Hinweis für hohe Bildungstemperatur führt Eskola die bunte Mischung im Omphazit an, welcher außer der Diopsidmolekel $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ Pseudojadeit $\text{Mg Al}_2\text{SiO}_6$ und Jadeit $\text{Na Al Si}_2\text{O}_6$ in isomorpher Mischung enthält.

Man kann dafür auch den sehr niedrigen Wassergehalt anführen. Die von Eskola ausgewählte Analyse von L. Hezner ist in dieser Beziehung nicht typisch. Gute Eklogitanalysen geben einen Wassergehalt von einigen Zehnteln Prozent.

Der hohe Druck bei der Eklogitbildung ist am hohen spezifischen Gewicht des Gesteins erkennbar. Bei keiner metamorphen Gesteinsart findet man einen solchen Unterschied zwischen dem spezifischen Gewicht des metamorphen Gesteins und dem eines chemisch gleich zusammengesetzten Erstarrungsgesteins.

Eskola geht in seiner vorliegenden Arbeit nicht auf die Frage ein, ob es auch kieselsäurereichere Gesteine in gleicher Facies gebe. Ja nach manchen Äußerungen möchte man vermuten, daß er eine Erstreckung der Eklogitfacies in die von mittelsauren und sauren Magmen herstammenden Gesteine nicht für wahrscheinlich hält.

Meines Erachtens kann man die Granulite der deutschen Petrographen als die sauren Glieder der Eklogitfacies ansehen. Wasserarmut, das Auftreten von Granat und Disthen statt Biotit, der häufige Rutilgehalt, das relativ hohe spezifische Gewicht sprechen dafür. Die Lücke wird durch die Trappgranulite ausgefüllt. Als sicher kann man annehmen, daß die Pyropolivinfelse die Fortsetzung der Eklogite nach der melanokraten Seite hin darstellen.

Wenn ich so die Eklogitfacies als eine sehr brauchbare Abtheilung in einer rationellen Klassifikation der metamorphen Gesteine anerkenne, muß ich mir bezüglich der beiden anderen Facies die Bemerkung gestatten, daß ihre Anwendung auf die mir bekannten Gebiete kristalliner Schiefer einigen Schwierigkeiten begegnet.

Zunächst die Amphibolitfacies. Im niederösterreichischen Waldviertel sind Amphibolite sehr verbreitet und ihre Zusammensetzung

entspricht genau der von Eskola angegebenen paragenetischen Regel: Plagioklas und viel Hornblende sind die wichtigsten Gemengteile. Nimmt die Kalkmenge im Gestein zu, so tritt diopsidartiger Augit in die Mineralgesellschaft ein. Weiterhin auch ein mejonitreicher Skapolith.

Aber nie finden wir in den Marmoren derselben Gesteinsgesellschaft Wollastonit, wie Eskolas Amphibolitregel fordert, sondern entweder Tremolit oder farblosen Salit. Ich glaube, Wollastonit wird man im Waldviertel auch in Zukunft vergeblich suchen.

Die Übergänge der Amphibolite in tonerdereichere Gesteine, die im Waldviertel durch biotitreiche, bisweilen sillimanitführende Schiefergneise repräsentiert werden, sollten nach Eskolas Aufzählung der für Amphibolitfacies typischen Gemengteile bei einer gewissen chemischen Zusammensetzung Cordierit führen. Cordieritgesteine fehlen aber im Waldviertel fast ganz. Weiter im Norden und Westen, an den Granitgrenzen, finden sich Cordieritgneise.

Eine andere Schwierigkeit stellt sich bei den alpinen Gesteinsgesellschaften ein. Dort ist in Amphiboliten ein Gehalt an Epidot sehr häufig, einmal mit Albit in Gesteinen, die durch Aufnahme von Chlorit mehr und mehr grünschieferartig werden. Es gibt auch Amphibolite mit Epidot und Oligoklas. Dabei ist der Epidot nicht pathologisches Neubildungsprodukt. Er tritt vollkommen gleichberechtigt neben die anderen Gesteinsgemengteile. In den amphibolitischen Randzonen der großen Granitgneiskerne der Hohen Tauern kann man diesen Gesteinstypus häufig finden. Was macht man mit diesen Epidotamphiboliten? In die Amphibolitfacies von Eskola gehören sie nicht, in die Grünschieferfacies auch nicht. Die Paragenese Titanit, feinfaserige Hornblende von etwas blaugrüner Farbe (oft, aber ganz zu Unrecht als strahlsteinartig bezeichnet), Epidot, Albit, auch Calcit und Quarz baut ziemlich dichte Grünschiefer auf, die im Verein mit Kalkglimmerschiefern, Sericitquarziten und reinen Quarziten die obere Stufe der Schieferhülle der Zentralgneise zusammensetzen.

Mit der Grünschieferfacies von Eskola stimmen sie nicht. Sie sind aber weit verbreitet, gehen entfernter vom Tauernzentralgneis in chloritreiche Grünschiefer über, wobei die Hornblende verschwindet.

Soll man nun für diese Hornblendegrünschiefer (Prasinite) eine eigene Facies aufstellen, oder wäre es vielleicht besser, die Hornblende unter die möglichen Minerale der Grünschieferfacies

aufzunehmen? Ich stelle nur die Frage, ohne sie hier beantworten zu wollen. Daß das Faciesschema im Bereiche der Grünschieferfacies einer Erweiterung bedarf, hat Eskola selbst erkannt¹⁾.

Noch kenne ich eine weitverbreitete Paragenese in den alpinen kristallinen Schiefeln, die deutlich einer besonderen Gleichgewichtsregel folgt und durch Biotit-Epidot-Plagioklas (Ab bis Ab₇₀ An₃₀) charakterisiert wird. Sie umfaßt mittelsaure bis ziemlich basische, urspränglich magmatische Gesteine.

Schon vor 60 Jahren hat G. Tschermak die Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende beschrieben²⁾, die in einem syenitischen Gestein am Rathausberg bei Böckstein auftreten. F. Berwerth hat die Verbreitung dieses Gesteins im Bereich des Hochalmkerns nachgewiesen. Dieselbe Pseudomorphose ist in den Tonalitgneisen der Zillertalerkette gefunden worden. Gewöhnlich ist die Verdrängung der Hornblende durch Biotit von Epidotbildung begleitet; auch Granat tritt hiebei auf, wahrscheinlich ein kalkhaltiger gemeiner Granat. 1903 habe ich Gleichungen angegeben³⁾, die die Entstehung von Biotit und Epidot oder Biotit und Kalkspat (der auch als Nebenprodukt der Metamorphose oft beobachtet wird) auf Kosten der Hornblende und des Anorthitbestandteiles des Plagioklases begreiflich machen. Kalizufuhr ist erforderlich, die von dem Kalifeldspat des Gesteins geliefert wird. Etwas Wasser oder Wasser und Kohlensäure wird aufgenommen. Eine beträchtliche Volumverminderung ist mit dem Umsatz verbunden.

Gesteine mittlerer Zusammensetzung (Syenit-Diorit), die als Tiefengesteine Hornblende als Gemengteil führen müßten und die in den Zentralgneisen der Hohen Tauern beträchtliche Verbreitung haben, sind von dieser paragenetischen Regel beherrscht.

Bisweilen ist die Hornblende noch als unstabiles Relikt nachzuweisen. Die mehr femischen Glieder der Reihe haben die Paragenese: Hornblende, Biotit mit zurücktretendem Epidot und Plagioklas. Auf der salischen Seite schließen sich Granitgneise an, in denen der Epidotgehalt mit dem Kalkgehalt mehr und mehr schwindet und reichlich schuppiger Muscovit (nicht dichter Sericit) auftritt.

¹⁾ l. c. S. 163.

²⁾ G. Tschermak: Einige Pseudomorphosen. Sitzungsber. Wiener Akademie, Bd. 46. Abt. II. S. 490. 1862.

³⁾ F. Becke: Denkschr. Wiener Akad. Bd. 75. S. 29, 30. 1903.

Ein typischer Vertreter dieser „Facies“ ist der von Schurk beschriebene Flugkogelgneis vom Nordrand des Hochalmkerns¹⁾. Das Gestein vom Eissigkar in der Pölla gehört hieher, ferner die Tonalitgneise der Hohen Tauern. Als Erstarrungsgesteine ausgebildet, würden sie nach ihrem chemischen Bestand Hornblende führen. Oft findet man die erwähnten Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende, bisweilen noch die Hornblende selbst als unstabiles Relikt.

In der Schieferhülle der Hohen Tauern lassen manche Glieder der mannigfachen Hornblendegarbenschiefer den Beginn der Umwandlung von Hornblende in Biotit erkennen und bisweilen stellen sich Gesteine ein, die die Umwandlung vollendet zeigen. Da ist also der jetzigen Phase eine Amphibolitphase vorangegangen.

Auch außerhalb der Hohen Tauern ist diese Gesteinsgruppe mit der Paragenese Biotit-Epidot-anorthitarmer Plagioklas bekannt. Das Gestein von Rivio Visletto im Tessin Nr. 19 der von Gutzwiller herausgegebenen Schiffsammlung von Tessiner Injektionsgneisen ist ein ausgezeichneter Vertreter.

Es gibt auch feinschuppige Grünschiefer dieser Mineralzusammensetzung. Sie liegen im Kalkglimmerschiefer oder Glimmerschiefer der Schieferhülle des Zentralgneises der Hohen Tauern in der Nähe der Gneisgrenze. Als Hauptgemengteile finden sich Albit, Epidot, Calcit, Biotit, Klinochlor und Eisenglanz. Zwischen diesen Biotitgrünschiefern und den Hornblendegrünschiefern gibt es Übergänge. Im Vergleich mit den Hornblendegrünschiefern und den Chloritgrünschiefern haben sie einen höheren Kaligehalt, z. B. (Denkschr. der Wiener Akademie Bd. 75. S. 184. Nr. 55 — 58):

	K ₂ O
55 Steinhaus, Biotitgrünschiefer	1·57 %
56 Geiselkopf, Chloritgrünschiefer	0·22
57 Muntanitzscharte, Hornblendechloritgrs.	0·75
58 Mallnitzschlucht, Hornblendegrünschiefer	0·26

Daß dieser höhere Kaligehalt irgendwie aus dem Zentralgneis zugeführt wurde, ist kaum zu bezweifeln.

Für diese ganze Reihe von Gesteinen finde ich in dem Facies-schema von Eskola keine rechte Unterkunft und es wäre wohl zu erwägen, ob nicht eine neue Facies zwischen die Amphibolitfacies und die Grünschieferfacies eingeschaltet werden sollte, cha-

¹⁾ Ludwig Schurk: Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogelmassiv. Min. petr. Mitt. Bd. 33. S. 1. 1914.

rakterisiert für Gesteine mittlerer Basizität durch die Paragenese Biotit, Epidot, Plagioklas mit 0—30% Anorthitgehalt. Bezeichnend wäre das Verschwinden der Hornblende bei Gesteinen mittlerer Zusammensetzung und ihre Zurückdrängung auf die melanokraten Glieder der Reihe. Für melanokrate Gesteine dieser Reihe habe ich den Namen Floitite vorgeschlagen. Bei Grubenmann stecken sie wohl in den Plagioklasgneisen.

Mit den oben erwähnten Biotitgrünschiefern wird übrigens eine Frage angeschnitten, die für die Auffassung des chemischen Gleichgewichts bei metamorphen Gesteinen von grundsätzlicher Bedeutung ist. Welche Bedeutung kommt dem Gleichgewichtsbegriff bei einem gesteinsbildenden Prozeß zu, der durch eine Stoffzufuhr bedingt ist? Hier bleibt das Stoffgemenge nicht unverändert. Kali wird in irgend einer Form vom Zentralgneis, der wie ein Reservoir mit Alkali-Überschuß wirkt, zugeführt. Kann man in einem solchen Fall überhaupt vom chemischen Gleichgewicht reden? Die Frage erhebt sich aber nicht nur bei den Biotitgrünschiefern. Sie ist auch bei anderen „Facies“ vorhanden und wird nur durch die konventionelle Nichtbeachtung gewisser chemischer Bestandteile des Gesteins verschleiert.

Die Grünschieferfacies selbst ist ein typischer Fall dafür. Man ist gewohnt zu sagen, die Grünschiefer hätten Diabaszusammensetzung. Die haben sie aber durchaus nicht. Sie enthalten Wasser und Kohlensäure, die während der Metamorphose aufgenommen wurden. Die Gewichtsmenge ist ja freilich nicht sehr groß: etwa 4 bis 6 Hundertel dem Gewichte nach. Aber diese wenigen Prozente sind sehr wichtig. Sie bedingen die Bildung von Calcit, von Chlorit, von Epidot. Was ist nun aber der prinzipielle Unterschied zwischen der Aufnahme von Wasser, besser gesagt Hydroxylgruppen, und der Aufnahme von Kalium? Wir müssen anerkennen, daß mit den chemischen Prozessen, die zur Bildung metamorpher Gesteine führen, auch die Aufnahme oder Abgabe von Stoffen verbunden sein kann. Gerade in letzter Zeit wird diesen Prozessen mehr Aufmerksamkeit zugewendet¹⁾.

Ich meine, daß man auch hier den Gleichgewichtsgedanken aufrecht erhalten kann.

Im Falle der normalen Grünschiefer würde das Gleichgewicht erreicht sein, wenn alle Mg-, Fe- und Al-haltenden Silikate, entspre-

¹⁾ V. M. Goldschmidt: Om metasomatosen i silikatbergarter. Geol. Fören, i Stockholm Foch. 43. 463. 1921.

chend der herrschenden Temperatur, Druck- und Wasserdampfension, in Chlorit verwandelt sind.

Im Falle der Biotitgrünschiefer würde das Gleichgewicht erreicht sein, wenn entsprechend der Konzentration von Kalium-Ionen in der Umgebung des Zentralgneises und der sonstigen Umstände (Temperatur, Druck, Tension von CO_2 und H_2O) die Mg-, Fe- und Alhaltenden Silikate des Gesteins in Biotit verwandelt sind.

Nach den Beobachtungen an alpinen Gesteinen wäre anzunehmen, daß unter Umständen Biotit und Chlorit, namentlich Klinochlor, nebeneinander bestandfähig wären. Sehr häufig entsteht allerdings ein chloritisches Mineral aus dem Biotit durch eine spätere Diaphthorese oder gar noch später durch die Oberflächenverwitterung.

Man sieht aber aus diesen Erörterungen, wie sich in der Natur die Erscheinungen verwickeln. Das schöne, ideale Schema, das uns die Theorie vorstellt, wird allenthalben durchbrochen. Nur als einfachste, stark idealisierte Grundlinien können wir das Schema Eskolas festhalten.

V. M. Goldschmidt, der sich im allgemeinen zu den Ideen Eskolas günstig stellt, hat die Forderung aufgestellt, den „Facies“-Begriff zu erweitern zur „Faciesgruppe“. Er verlangt dies im Hinblick auf die Verhältnisse in den Kontaktgebieten der Eruptivgesteine von Kristiania. Nur die inneren Kontakthöfe entsprechen Eskolas Hornfelsfacies. Mit ihnen sind gesetzmäßig die äußeren Kontakthöfe verbunden, die schon einer anderen Faciesregel folgen. Beide vereinigt, geben erst das volle Bild der Erscheinungen.

Ähnliche, nur noch kompliziertere Verhältnisse gelten für tektonisch verwickelte Gebiete, wie die Alpen. Man darf hoffen, daß es bei sorgfältiger Analyse der Erscheinungen auch hier dereinst gelingen wird, Ordnung in unsere Vorstellungen zu bringen, und ich glaube, daß der Faciesbegriff hiebei gute Dienste leisten wird.

Aber sicher wird man mit dem einfachen Schema Eskolas nicht auskommen. Man wird entweder Zwischenfacies einführen oder die Mineralgesellschaften der Facies elastischer machen und gliedern müssen — was schließlich auf dasselbe hinauskommt.

Man wird aber besonders bei den alpinen Gesteinen anerkennen müssen, daß sehr häufig ein solcher vollkommener Gleichgewichtszustand, wie ihn die Facieslehre voraussetzt, in der Natur nicht erreicht wird, daß vielmehr solche Gesteine sehr häufig sind, welche, im Begriffe, sich auf eine bestimmte Facies einzustellen, gewisser-

maßen auf halbem Wege stecken bleiben. Ich denke dabei an Tonalitgneise, deren Hornblenden nur zum Teil der Umwandlung in Biotit erlegen sind, an Granitgneise, deren Kalifeldspate nur zum Teil durch Schachbrettalbit verdrängt sind. Ich denke ferner an die Erscheinung, daß der Plagioklasgrund der saussuritisierten Plagioklase bei weitem nicht immer bis zum reinen Albit herunter seinen Anorthitgehalt verloren hat, sondern daß die Muscovit- und Klinozoisitmikrolithen in Plagioklasmischungen bis zu 33 % Anorthitgehalt liegen, so daß man versucht wird, an eine Art gleitendes Gleichgewicht zwischen Klinozoisit und Plagioklasen von 33 bis 0 % Anorthitgehalt zu denken.

Was mir also nach diesen Erörterungen in der nächsten Zeit bei weiterer Ausarbeitung der Faciestheorie wünschenswert erschiene, wäre etwa folgendes:

1. Eine Teilung der Amphibolitfacies in drei Unterabteilungen:
 - a) in jene, welche Eskola aus der Orijärfvi-Region abgeleitet hat, mit Andalusit und Cordierit bei den kalkfreien, Kalkgranat und Wollastonit bei den kalkreichen Gesteinen;
 - b) in jene, welche im Waldviertel verwirklicht ist, wo in der kalkfreien Gruppe Sillimanitgneis, in den Marmoren Tremolit und Salit herrscht, Cordierit und Wollastonit fehlen;
 - c) in die Unterabteilung, welche durch die Kombination Hornblende-Epidot charakterisiert ist, in alpinen Gebieten große Verbreitung hat und schon mit der Grünschieferfacies verwandt ist.
2. Zwischen die Amphibolitfacies und Grünschieferfacies sollte noch jene Facies eingeschaltet werden, die die Paragenese Biotit-Epidot-Plagioklas mit 0—30 % An enthält (Floititfacies).
3. Eine Festsetzung darüber, ob jene Fälle von Metamorphose, die auf Stoffzufuhr beruhen, gleichfalls in das Faciesschema aufgenommen werden können, z. B. Biotitgrünschiefer bei Kalizufuhr, Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten bei Natronzufuhr.
4. Die Anerkennung der Häufigkeit von Nichtgleichgewichtsgesteinen, besonders in tektonisch verwickelten Gebieten.
5. Eine der wichtigsten Aufgaben würde es sein, die Facieslehre, welche von den Metabasiten ihren Ausgang genommen hat, so auszubauen, daß nun von hier aus die Erstreckung der einzelnen Facies in das Gebiet der mittleren und sauren magmatischen Abkömmlinge und in das Gebiet der Paragesteine durchgeführt werde. Jede Facies zerfällt ja nach dem chemischen Bestand in Mineral-

felder. Es wäre nun sehr interessant zu untersuchen, ob die Grenzen dieser Mineralfelder in den verschiedenen Facies übereinanderfallen oder sich verschieben, ob nicht gegen die sauren magmatischen Gesteine eine Vereinfachung eintritt, indem die Zahl der unterscheidbaren Facies sich verringert; ob es etwa Facies bei den Metabasiten gibt, die sich überhaupt nicht bis zu den Abkömmlingen granitischer Magmen verfolgen lassen, und dergleichen Fragen mehr. Manches ist ja schon in Eskolas Abhandlung angedeutet und vieles ist in Grubenmanns Buch über die kristallinen Schiefer vorgearbeitet.

Vieles aber ist noch zu tun, um die Faciesklassifikation befriedigend zu gestalten. Auf alle Fragen wird sie ohnehin ihrer Anlage nach nicht Antwort geben können. Denn eine vollkommen befriedigende Behandlung der Gesteine sollte ja wohl über die ganze Bildungsgeschichte des Gesteins Aufschluß geben, und es wäre eine Forderung, die man aufstellen könnte, daß man aus einer erschöpfenden Untersuchung des Gesteins seine ganze Entwicklung, seine geologische Geschichte sollte entziffern können. Die Facieslehre mit ihrer Voraussetzung eines vollkommenen chemisch-physikalischen Gleichgewichts kann eigentlich nur zugeben, daß man die Bildungsgeschichte zurückverfolgen könne bis zur entscheidenden Zeit, wo das Gestein seine petrographische Ausprägung erhalten hat.

Über diese Prägezeit hinaus nach rückwärts können die Forschungen auf dem Boden der Facieslehre nicht führen. Nur jene Erscheinungen, wie Reliktgemengteile, Reliktstrukturen, welche die Gleichgewichtsvorstellung als etwas Ungehöriges ansehen muß, wovon sie abstrahieren sollte, können da allenfalls weiter helfen — und geologische Beobachtungen, die über das rein Petrographische hinausgehen. Die allseitige Erforschung der Gesteine muß aber das Ziel sein. Weder die geologische Beobachtung allein, noch die rein petrographische, d. h. mineralogisch-chemisch-physikalische für sich, wird dieses Ziel erreichen, sondern nur durch die Vereinigung beider Betrachtungsweisen können wir uns diesem Ziel schrittweise nähern.
