© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Beiträge

zur

Petrographie der östlichen Zentralalpen

speziell des

Gross-Venedigerstockes

von

Ernst Weinschenk.

III.

Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus.

(Mit 5 Lichtdrucktafeln und einer farbigen Kartenskizze.)

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Einleitung.

Ein langer Zeitraum, annähernd 9 Jahre, sind verflossen, seitdem ich die beiden ersten Teile[1]) einer petrographischen Monographie des Gross-Venedigerstockes in diesen Abhandlungen veröffentlicht habe. Nur zögernd ging ich damals an die Niederschrift der Resultate meiner Aufnahmen in jenem Gebiete, weil die Gesamtheit meiner Beobachtungen nur zu sehr im Gegensatz erschien zu den allgemein als massgebend anerkannten Anschauungen, und die eigentliche Ursache, die entscheidend war für meinen damaligen Schritt, lag darin, dass von verschiedenen Seiten Exkursionen veranstaltet wurden, die auf kurzen Orientierungszügen das von mir in jahrelanger Arbeit durchforschte Gebiet durchkreuzten, und dass die Publikation[2]) der Ergebnisse solcher Touren den besten Teil der Resultate langjähriger Mühen vorweg zu nehmen drohte.

Um vieles freier hätte ich die in vielen Richtungen von dem Hergebrachten abweichenden Ergebnisse meiner Studien vorführen können, wenn mir erst Zeit geblieben wäre, in dem weiteren Bereiche der Alpen wie in anderen Gebieten meine in den Hohen Tauern gesammelten Erfahrungen auf ihre Zuverlässigkeit zu prüfen. Doch was damals nicht möglich war, habe ich in diesem langen Zwischenraume nachgeholt, und der Abschluss meiner petrographischen Studien im Gross-Venedigerstocke, welche hier folgt, kann auf Grund ausgedehnter Erfahrungen in der ganzen Zentralzone der Alpen vorgetragen werden, von Erfahrungen, welche das früher Gegebene in jeder Richtung bestätigen.

Wenn auch meine damals zuerst in der Wissenschaft eingeführte Anschauung von der Kristallisation der zentralalpinen Eruptivgesteine unter besonders erhöhtem Druck, der Piëzokristallisation, namentlich in der ersten Zeit, mannigfachen Einwänden begegnete, wenn sie auch von vielen Seiten missverstanden wurde und manche scharfe Ablehnung erfuhr, so hat sie im Laufe der neun Jahre doch mehr und mehr an Boden gewonnen und selbst hervorragende Alpengeologen,[3]) welche vorher auf durchaus entgegengesetztem Standpunkt standen, beginnen sich mehr und mehr mit der neuen Theorie zu befreunden. Dieser

---

[1]) I. Ueber die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentingesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. II. Ueber das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. Diese Abh. 1894, XVIII, III. Abt. 651—746.

[2]) F. Löwl, Der Gross-Venediger. Jahrb. geol. Reichsanst. 1894, XLIV, 515. — F. Becke, Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern). Tscherm. min. petr. Mitteil. 1894, XIV, 271.

[3]) L. Duparc und L. Mrazec, Recherches géologiques et pétrographiques sur le massiv du Mont-blanc. Mém. soc. phys. hist. nat. Genève 1898, XXXIII. — A. Baltzer, Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. Neues Jahrb. Mineral. 1903, B. B. XVI, 292.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Tatsache geschieht auch dadurch kein Abbruch, dass eines der hervorragendsten Lehrbücher der Gesteinskunde[1]) selbst in seiner neuesten Auflage die von mir dargelegten Beobachtungen mit Stillschweigen übergeht, obwohl sie gerade in die dort vorgetragenen Hypothesen in weitgehendem Masse einschneiden und auch, wie die Folge zeigen wird, durchaus nicht so unbegründet sind, um ein völliges Totschweigen als wissenschaftlich unanfechtbar erscheinen zu lassen.

Der Abschluss meiner Studien im Gebiete des Gross-Venedigers, welcher hier vorliegt, machte es notwendig, die früher von mir aufgestellten theoretischen Betrachtungen in jeder Richtung zu erhärten und das Gegensätzliche meiner Anschauungen den bisherigen Theorien gegenüber hervorzuheben. Dadurch hat dieser Teil eine etwas mehr polemische Richtung erhalten, als von Anfang an beabsichtigt war, die aber für die Verteidigung meines Standpunktes sich als direkt notwendig erwies.

Der eigentliche Abschluss meiner Untersuchungen erfolgte um Ostern 1903, mit der Absicht, dem sich mit dem Problem der kristallinischen Schiefer beschäftigenden internationalen Geologenkongress in Wien diese Studie als Material vorzulegen. Leider konnte infolge Andranges die Drucklegung in diesen Abhandlungen nicht rechtzeig erfolgen, so dass erst jetzt, wenn auch etwas verspätet, so doch wohl nicht zu spät, dieser Beitrag zur Kenntnis der kristallinischen Schiefer erscheint.

Geologische Verbreitung der Schieferhülle.

Die am Schlusse beigefügte Kartenskizze gibt ein ungefähres Bild von der Verteilung der hauptsächlichsten Gesteinstypen. Eine detaillierte Aufnahme des Gebietes war von vornherein nicht beabsichtigt, sie dürfte aber auch schwer durchzuführen sein, da zahlreiche Gesteinstypen, welche in ihren Endgliedern ganz entgegengesetzten Gruppen angehören, durch mannigfache, oft über breite Zonen sich ausdehnende Uebergänge miteinander verbunden sind, und da andernteils der Wechsel der Gesteine von Schicht zu Schicht öfter in so bunter Abwechselung stattfindet, dass schon ein sehr grosser Massstab notwendig wäre, um dieselben im Detail auseinander zu halten. Ob durch eine derartige Ausscheidung der einzelnen Gebirgsglieder ein im Verhältnis zu der aufreibenden Arbeit stehender Erfolg für die Wissenschaft zu erreichen wäre, ist mir ausserdem im höchsten Masse fraglich.

So wurden die hauptsächlichsten Gruppen, welche von petrographischem Standpunkt aus als eine Einheit erschienen, zusammengefasst, und ich hoffe, für die Deutung der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine wie für die Verfolgung der geologischen Geschichte des Gross-Venedigers wird diese kleine Skizze vollauf genügen. Löwl fügte seiner schon zitierten Abhandlung über den Gross-Venediger gleichfalls eine Kartenskizze bei, welche in der Hauptsache ebenfalls nur die grösseren Gruppen ausscheidet, die aber in zahlreichen Punkten von den von mir zusammengefassten abweichen. Ueber den Zentralgranit mit seinen schiefrigen Randzonen, welche übrigens stellenweise recht tief in das Massiv selbst eingreifen, habe ich schon im zweiten Heft dieser Beiträge eingehend berichtet. Ueber die aplitische Randzone, welche nach Löwl den granitischen Kern umgibt, kann

[1]) H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, II. Aufl., Stuttgart 1901.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

man an zahlreichen Stellen recht abweichender Meinung sein, und die mikroskopische Untersuchung der betreffenden Vorkommnisse gibt manche Bestätigung für diese Zweifel, indem sich diese Randzonen, namentlich auf der Südseite des Massivs nicht als reine, magmatische Ausscheidungsprodukte zu erkennen geben, sondern vielmehr als glimmerschieferähnliche Bildungen mit den normalen Mineralien dieser Gesteine, welche durch granitisch-aplitisches Material mehr oder minder durchtränkt sind, und in welchen man zwar öfter Lagen von reinem Aplit findet, ebenso oft aber auch Gesteine, in denen die mikroskopische Untersuchung mit Sicherheit festzustellen gestattet, dass das granitische Magma mit fremden Materialien sich vermischte. Solche Bildungen gehören in die von mir ausgeschiedenen Gneis-Glimmerschieferzone.

Die Abscheidung dieser Zone gegen den Granit selbst ist auf der Südseite eine mehr oder minder willkürliche, denn es erscheint so gut wie unmöglich mit einiger Genauigkeit den Punkt zu bestimmen, an welchem der reine schiefrige Zentralgranit zu Ende ist und die Vermischung mit den Schiefern beginnt. Während eine eigentliche aplitische Randzone als Umgürtung eines Granitmassivs nicht gerade die gewohnte Erscheinung darstellt, ist die Durchtränkung des Nebengesteines mit aplitischem Material ungemein weit verbreitet und aus den verschiedensten Gebieten schon beschrieben worden. Andernteils aber ist zuzugeben, dass lokal auch der reine, unvermischte Granit gegen die Randzonen lichter und aplitähnlich wird, und besonders tritt diese Erscheinung an den zahlreichen Apophysen des Granites hervor, in welchen man öfter in einem Handstück beiderseits das Nebengestein der Gneis-Glimmerschieferzone durch ein schmales aplitisches Salband von dem granitischen Gang abgetrennt sieht. Solche Granitapophysen, namentlich innerhalb der Gneis-Glimmerschieferzone der Südseite, welche ihre Gangnatur auf das Deutlichste erkennen lassen, sind oft in sehr vollkommener Weise schiefrig. Es ist bezeichnend, dass dann die Schieferung nicht etwa parallel zur Richtung des Ganges verläuft, sondern quer dazu und in Uebereinstimmung mit jener der Schiefer, in welchen solche Granitgänge aufsetzen. Der petrographische Habitus solcher gangförmiger Gesteine ist derjenige der typischen „kristallinischen Schiefer", was Rosenbusch gegenüber betont werden muss, der die Gangform den kristallinischen Schiefern abspricht. Sehr bezeichnend ist ferner, das die aplitischen Gesteine derselben Zone meist einer schiefrigen Beschaffenheit völlig entbehren.

Die von Löwl auf seinem Kärtchen ausgeschiedenen Gesteine der Schieferhülle sind: 1. Schiefergneis und Hornblendeschiefer, 2. dieselben Schiefer am Kontakt, 3. Kalkglimmer- und Chloritschiefer, 4. Phyllitstufe der Tauern, 5. Phyllitgebirge, 6. Krimmler Schichten. Von diesen kommen für die petrographische Beschreibung des Gross-Venedigermassivs selbst die wenig kristallinischen Krimmler Schichten kaum in Betracht, da sie nur im westlichen Teile des Nordrandes als schmaler Streifen an den Abfall des Massivs herantreten, wohin sie vermutlich durch eine Verwerfung gekommen sind; die Gesteine des sogenannten „Phyllitgebirges" liegen überhaupt jenseits des Pinzgaus. Das, was Löwl als „Phyllitstufe der Tauern" ausscheidet, ist so ziemlich übereinstimmend mit der Gruppe der Grünschiefer, welche hier besprochen werden; Kalkglimmer- und Chloritschiefer decken sich mit den von mir ebenso bezeichneten Gesteinen.

Dagegen ergibt sich bei den beiden ersten Abteilungen ein fundamentaler Unterschied zwischen unserer Auffassung, ein Unterschied, der in erster Linie auf der verschiedenen Anschauung über die petrographische und geologische Bedeutung der Schieferhülle begründet

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ist, ausserdem aber in hohem Masse auch durch die verschiedene Bewertung der petrographischen Eigentümlichkeiten eines Gesteines in Bezug auf seine geologische Deutung hervorgebracht wird. Wie die weiter unten folgende petrographische Untersuchung in allen Teilen den Nachweis erbringen wird, dass die „Schiefergneise" der Südseite und die Amphibolite des Nordabhanges durchaus heterogene Dinge sind, ebenso kann unter Beweis gestellt werden, dass grosse petrographische Unterschiede zwischen den südlichen Eklogiten und den nördlichen Hornblendeschiefern bestehen, die geradezu zwingend für eine Trennung dieser Typen sind. Was die zweite Rubrik „dieselben Schiefer im Kontakt" bedeutet, ist mir vollends unklar. Bei den Amphiboliten des Nordabhanges ist eine solche Abtrennung nach makroskopischen Gesichtspunkten immerhin noch denkbar, wenn man annimmt, Löwl habe die besonders stark injizierten und oft auch etwas granitisierten, meist deutlich krystallinischen Amphibolite in dieser Gruppe zusammengefasst, um sie von den weniger injizierten zu unterscheiden, welche er nicht mehr als kontaktmetamorph ansieht. So verschmälert sich seine Kontaktzone um das mächtige Granitmassiv stellenweise auf 250 m. Trotz einer ungemein bedeutenden Anzahl von Dünnschliffen — das Profil im Hollersbachtal allein lieferte mir an hundert Dünnschliffe —, ist es mir nicht möglich gewesen, eine Trennung dieser „Schiefer im Kontakt" von den anderen vom petrographischen Standpunkt aus durchzuführen und ebensowenig gelang die Abgrenzung der letzteren gegenüber der Phyllitstufe der Tauern.

Alle diese Gesteine stellen unzweifelhafte Umwandlungsprodukte dar, aber Umwandlungsprodukte eines und desselben Gesteinstypus, die sich wohl durch Korngrösse voneinander unterscheiden, indem mit der Entfernung von dem umwandelnden Agens, dem granitischen Herd, ihre Beschaffenheit dichter und dichter wird, so dass sich die in nächster Nähe des Granites ziemlich grobkörnigen Gesteine in dichte, phyllitartige Grünschiefer ganz allmählich umformen. So wenig man also die Gesteine der Nordabdachung mit denen des Südabhanges in einer Bezeichnung zusammenfassen darf, ebensowenig ist, wenigstens in einer nur die grossen Züge berücksichtigenden Skizze der Dreiteilung der Gesteine der Nordseite aufrecht zu erhalten.

Was vollends Löwl mit seiner Unterscheidung von Schiefergneis gegenüber dem Kontaktgneis beabsichtigt, ist mir unverständlich; wo er in seinem Profil des Gross-Venedigers die Schiefergneise im Gegensatz zu den Kontaktgneisen einzeichnet, sind überhaupt keine Gneise vorhanden; es ist vielmehr die Zone der Eklogite mit ihren Knotenschiefern und nicht injizierten Glimmerschiefern, welche weiter unten charakterisiert wird. Es stellt sich diese Zone hier als bezeichnender Horizont zwischen jener der „granitisierten" Schiefer, die etwa den „Kontaktgneisen" Löwls entsprechen, und in welchen sich Schiefermaterial mit dem Granit vermischt und der Zone der Kalkglimmerschiefer und Chloritschiefer dar.

Während auf der Nordseite somit in petrographischer Beziehung grosse Gleichförmigkeit herrscht, ist auf der Südseite ein bezeichnender Wechsel der Gesteine vorhanden. Es sind zwar in der im allgemeinen so einheitlichen Schichtenfolge der nördlichen Schieferhülle, auch abgesehen von den lagerartigen granitischen Apophysen, Gesteine vorhanden, welche in ihrer Beschaffenheit wie in ihren genetischen Beziehungen von der Hauptmasse der grünen Schiefer weit abweichen, und die mehr den Charakter von Glimmerschiefern an sich tragen, aber diese bilden so untergeordnete Einlagerungen, dass sie auf

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dem kleinen Kärtchen überhaupt vernachlässigt wurden. Am Südabhang haben wir dagegen drei voneinander völlig verschiedene Schichtenkomplexe, von welchen jeder wieder aus einer Mehrheit durch Uebergänge miteinander verbundener Gesteine zusammengesetzt ist, wodurch der südliche Teil des Profils eine grosse Mannigfaltigkeit von Gesteinstypen erhält.

Man könnte in diesen drei Horizonten mit einiger Leichtigkeit noch weitere, besonders hervortretende Unterscheidungen ausführen, und in der Gneis-Glimmerschieferzone z. B. die beiden ziemlich mächtigen Einlagerungen graphitischer Schiefer ausscheiden. In den Eklogiten sind nicht mächtige, aber konstante Horizonte von Glimmerschiefern und Cipollinen vorhanden und die Chloritschiefer-Kalkglimmerschieferzone bietet für solche Trennungen noch viel ausgedehntere Gelegenheit, indem hier nicht nur die beiden Haupttypen unterschieden werden könnten, sondern auch noch die mannigfaltige Facies der Kalkglimmerschiefer, welche zwischen nahezu reinen Kalken und quarzitischen Phylliten variieren.

Für die hier in Betracht kommenden Zwecke, welche in erster Linie in einer petrographischen Deutung der Gesteine gegeben sind, erschienen diese eingehenden Detailaufnahmen ohne grösseren Nutzen; auch die Tektonik des Gebietes soll nur insoferne berührt werden, als es für die petrogenetischen Fragen von Bedeutung ist, und in dieser Beziehung kommen nur die hauptsächlichsten Grundzüge in Betracht, welche im allgemeinen von grosser Einfachheit sind. Wenn auch Verwerfungen am Rande des Granites gegen die Schiefer namentlich im Osten des Massivs von Löwl nachgewiesen sind, so sind diese den Rand des Granites abschneidenden Klüfte für das hier gesteckte Ziel ohne Bedeutung, da zu jener Zeit, als dieselben sich bildeten, der Gross-Venediger mitsamt seiner Schieferhülle schon das gewesen ist, was wir heute noch beobachten.

Wie der Gesamtbau des Gross-Venedigers mit seiner weitgehenden Verschiedenheit zwischen Nord- und Südseite im Detail zu erklären ist, darüber steht dem Tektoniker die Entscheidung zu, jedenfalls ist die Annahme Löwls vom petrographischen Standpunkt aus direkt unmöglich, dass der Hornblendeschiefer der Nordseite in der ursprünglichen Wölbung in den Glimmergneis der südlichen Schieferhülle übergegangen sei.

Das zentralgranitische Massiv des Gross-Venedigers stellt einen Ausläufer des Zillertaler- und Ahrntaler Hauptkammes dar, der von Osten her in mächtiger Entwickelung eindringend sich in eine Reihe von auskeilenden Zungen zerschlägt, deren bedeutendste jene ist, welcher die Haupterhebungen des Gebietes, speziell der Gross-Venediger selbst angehören. Diese Masse geht erst westlich von der Hauptgruppe des Gross-Venedigers unter die Schiefer hinab, während drei andere Zungen, welche durch ziemlich schmale Schiefermittel voneinander getrennt sind, schon im Hollersbachtal verschwunden sind. Die Abgrenzung dieser Zungen gegeneinander ist namentlich im Krimmler Achental eine wenig prägnante und wurde mehr auf Grund der mikroskopischen als der makroskopischen Eigenschaften der dort gesammelten Gesteine ausgeführt. Doch sind die mikroskopischen Eigenschaften der Einlagerungen an der Schachen- wie an der Söllnalpe im Krimmler Achental derart, dass man in denselben die allerdings stark resorbierten Reste schiefriger Gesteine deutlich erkennt.

Die granitischen Gesteine dieser verschiedenen voneinander abgetrennten Teile haben in petrographischer Hinsicht übereinstimmende Beschaffenheit; vielleicht ist lokal die „Augenstruktur“ in den kleineren Partien stärker entwickelt als in dem früher beschriebenen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Zentralmassiv. Sonst könnte ich jener Beschreibung nichts hinzufügen, als das Vorkommen eines beryllhaltigen, etwas schiefrigen Granites an der Abichlalpe im Untersulzbachtal, der ganz durchsetzt ist von kleinen, aber mit blossem Auge erkennbaren Beryllindividuen von lichtblauer Farbe. Ein ähnliches Gestein wurde früher von Duparc im Montblancgebiet beobachtet.

Es kann somit zur petrographischen Beschreibung der Schiefer übergegangen werden, welche die den Zentralgranit namentlich auf der Südseite umgebenden eigenartigen Gneise und Glimmerschiefer nebst den in diesen vorhandenen Graphitglimmerschiefern umfasst, sodann auf die Kalkglimmerschiefer und Chloritschiefer der Südseite übergeht, an welche sich die Besprechung der Eklogite und endlich jene der Amphibolite und Grünschiefer der Nordabdachung anschliesst.

1. Gneis.

Zwischen die schiefrigen Zentralgranite und ihre umgewandelten Nebengesteine legen sich nicht selten an der Nordseite sowohl wie namentlich an der Südseite des Zentralmassivs gneisartige Gesteine von etwas abweichender Beschaffenheit, in welchen eine Mischung des eruptiven Materiales mit dem schiefrigen in dem ganzen Gesteinshabitus nicht zu verkennen ist. Auch die verschiedenen Granitkeile, die vom Ahrntaler Hauptmassiv auslaufend am Nordabhang des Gross-Venedigerstockes auseinander gehalten werden können, sind nicht selten durch solche vom Zentralgranit petrographisch abweichende Bildungen voneinander getrennt und lassen sich nach diesen auch kartographisch gegeneinander abgrenzen. Makroskopisch allerdings ist dies zumeist recht schwer, doch zeigen die Gesteine schon äusserlich eine viel abwechselungsreichere Beschaffenheit als der schiefrige Zentralgranit selbst.

Im allgemeinen ist vor allem hervorzuheben, dass sie ärmer sind an Feldspat, der in den äussersten Endgliedern nur mehr in vereinzelten Individuen, analog zu den „schistes feldspatisés“ auftritt, dass sie dagegen mehr Quarz enthalten und in zahlreichen Vorkommnissen reich an Kalkspat sind, der allerdings bei makroskopischer Betrachtung leicht mit Feldspat verwechselt wird; des ferneren zeigt der Quarz in solchen Gesteinen mehr den normalen Fettglanz gegenüber der sandigen Beschaffenheit im Zentralgranit. Im grossen und ganzen ist aber die Diagnose auf Grund mikroskopischer Untersuchung viel leichter zu stellen, welche eben ergibt, dass das Mengeverhältnis der Bestandteile von dem typischen des Zentralgranites weit abweicht und mittels deren in zahlreichen Fällen sich die Bestandteile der beiden miteinander gemischten Gesteine nebeneinder erkennen lassen.

Das Vorkommen von Apophysen des Zentralgranites an den verschiedensten Stellen am Nordabhang wie auf der Südseite des Stockes wurde schon im zweiten Teil dieser Beiträge erwähnt, Apophysen, die namentlich in den massigen Amphiboliten des oberen Hollersbachtales die mannigfaltigsten Gangformen aufweisen, und häufig durch ein aplitisches Salband sich auszeichnen, in welchem man u. d. M. eine besonders bedeutende Menge von Klinozoisit erkennt, der wohl aus dem Nebengestein aufgenommen ist. Solche Apophysen sind häufig quer geschiefert, oft in recht vollkommener Weise, und diese Schieferung pflegt parallel zu jener in den Randzonen des Zentralgranites selbst zu verlaufen. Auch an den Abhängen des Happ gegen das Dorfer-Kees sind solche Gänge in grösserem

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Masse zu beobachten, doch erscheinen die Abzweigungen des Granites und zwar sowohl die normal zusammengesetzten als die eigentlichen Aplite in dieser schiefrigen Umgebung viel häufiger in Form schmaler, langaushaltender Einlagerungen, welche mit den umgebenden Schiefern in mannigfaltiger Weise gebogen sind, und sich in erster Linie durch ihre von jener der umgebenden Schiefer verschiedene Beschaffenheit auszeichnen.

Besonders hervortretend ist natürlich der stark abweichende Habitus der Aplite, welche zum Teil wie am Sölln-Kar im Krimmler Achental aus einem feinkörnigen Quarz-Feldspatmosaik bestehen, in welchem grössere, ganz durchlöcherte, blaugrüne Hornblendeskelette eingewachsen sind, in denen man grössere Mengen von wohl kristallisiertem Eisenglanz findet. Zum Teil zeigen sie, wie am Happ, eine ziemlich grobkörnige Beschaffenheit, u. d. M. mit deutlicher granulitischer Struktur; neben dem etwas getrübten Orthoklas, der gewöhnlich in Karlsbader Zwillingen auftritt, wurde Quarz als Hauptbestandteil beobachtet, der bezeichnenderweise nicht kataklastisch ist. Der in nicht unbedeutender Menge vorhandene, lamellierte Plagioklas wurde nach der Methode von Fouqué als unzweifelhafter Albit bestimmt. Die im Zentralgranit gewöhnlichen Einschlüsse im Plagioklas fehlen hier. Es sind ausserdem Muskowit und Chlorit in geringer Menge vorhanden und in Nestern zusammengehäuft trifft man einen grünen Biotit mit Einschlüssen eines violetten Minerales, das weiter unten näher besprochen werden soll und vermutlich eine Varietät von Orthit ist. Turmalin habe ich in diesen Einlagerungen selbst nicht entdeckt, dagegen in Begleitung von einer derselben am Happ ein schwarzes, dichtes Gestein beobachtet, das u. d. M. aus einem wirren Filz von Turmalinnadeln besteht.

Solche Einlagerungen, welche sich im Gebiet des Gross-Venedigers selbst allerdings nie weit von der Grenze des Granites entfernen, sind in den Ostalpen überhaupt ausserordentlich weit verbreitete Bildungen, welche bald felsitartig dicht sind wie die „Feldsteine“ im Klausener Revier[1]) in Südtirol, bald grobkörnig und pegmatitartig wie in den Tiroler Marmorlagern[2]) oder in der Umgebung von Hüttenberg[3]) in Kärnten bald auch eine mehr mittelkörnige Beschaffenheit aufweisen wie in dem hier in Frage stehenden Gebiet oder in den Graphitlagerstätten der Steiermark.[4]) Ueberall aber sind diese Bildungen, so lange sie in einer schiefrigen Umgebung auftreten, lagerartig ausgebildet, und es ist dann in erster Linie ihre abweichende Zusammensetzung, welche auf ihre Eigenschaft als Fremdlinge hinweist. Aber auch die Struktur dieser Gesteine ist oft in hohem Masse für eruptive Bildungen charakteristisch, wie die granulitische der Vorkommnisse am Happ oder die mikropegmatitische jener von Klausen. Endlich ist die Gegenwart von Turmalin eine all diesen Vorkommnissen eigentümliche Erscheinung. Dass diese Gesteine echte Abzweigungen oder Nachschübe des Zentralgranites darstellen, lässt die Art des geologischen Auftretens derselben überall da deutlich erkennen, wo dieselben in weniger schiefrigen Gesteinen beobachtet werden, in denen sie sofort Gangform annehmen. Schliesslich soll nicht unterlassen werden, darauf hinzuweisen, dass diesen aplitischen Gesteinen

---

[1]) E. Weinschenk, Einige Beobachtungen über die Erzlagerstätte im Pfunderer Berg bei Klausen in Südtirol. Zeitschr. prakt. Geol. 1903, 66.

[2]) E. Weinschenk, Die Tiroler Marmorlager. Ebenda 131.

[3]) B. Baumgärtel, Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrb. geol. Reichsanst. 1902, LII, 219.

[4]) E. Weinschenk, Alpine Graphitlagerstätten. Diese Abh. 1900, XXI, II. Abt., 233.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

im Gegensatz zu den normalen Apophysen die Erscheinungen der Piëzokristallisation im allgemeinen fehlen, wie auch kataklastische Erscheinungen in denselben nur selten zu finden sind.

Erwähnt soll ferner in diesem Zusammenhang ein am Löbbentörl in der oberen Frossnitz auftretenden „Augengneis" werden, der u. d. M. eine höchst merkwürdige Beschaffenheit hat. Die grösseren Feldspate sind die normalen einschlussreichen Feldspate des Zentralgranites, deren Zwischenmittel aber auf das Vollkommenste zerrieben ist, so dass die einzelnen Bestandteile nicht mehr zu erkennen sind. Zwischen diesem Gereibsel treten Haufwerke von klar durchsichtigen, nicht verzahnten und nicht kataklastischen Quarzkörnern auf, die offenbar erst später zugeführt wurden.

Abgesehen von diesen lagerförmigen Apophysen innerhalb der Schieferhülle, welche sich als Granite, resp. Aplite charakterisieren, sind die zu Anfang dieses Kapitels erwähnten, etwas abweichenden gneisartigen Gesteine näher zu betrachten, die sich als eigentliche Mischgesteine zu erkennen geben; solche Gesteine umsäumen den eigentlichen Zentralgranit, öfter durch Lagen von Glimmerschiefern unterbrochen, auf der Südseite vom Krimmler Törl über das Happ zum Mullwitz-Aderl, dann zur Schwarzen Wand und Kristallwand und sie erreichen eine besondere Bedeutung in der oberen Frossnitz und namentlich im Gschlöss. Der Feldspatgehalt der Gesteine ist sehr wechselnd: von einzelnen Individuen des charakteristischen, an Klinozoisit reichen Oligoklases, der mit demjenigen im Zentralgranit auf das Vollkommenste übereinstimmt, bis zu dem normalen Feldspatgehalt des Granites selbst findet man alle möglichen Zwischenstufen. Die eigentümlich gerundeten Karlsbader Zwillinge des daneben vorkommenden, gleichfalls sehr einschlussreichen Orthoklases zeigen oft der Schicht parallel hindurchsetzende, helizitische Bänder von Quarzkörnern; Glimmermembranen, ganz mit Graphit bestäubt, sind nicht seltene Erscheinungen und dazwischen bildet der Quarz bald ein nicht verzahntes und nicht kataklastisches Aggregat, bald ist die Verzahnung der Körner sehr ausgesprochen und hin und wieder trifft man auch ganz zertrümmerte Partien. Dieses Mineral bildet meist einen recht erheblichen Bestandteil des Gesteines.

Glimmer, vorherrschend Muskowit in grösseren Täfelchen, ist fast überall in nicht unbedeutender Menge vorhanden; seltener ist der Biotit, der gewöhnlich löcherig ist, in einzelnen Gesteinen wurde auch Hornblende beobachtet. Granatmikrolithen sind weit verbreitet und besonders häufig tritt hier ein violett gefärbtes Mineral hervor, welches oft von einem Rand von farblosem Klinozoisit parallel umwachsen ist. Die leistenförmigen Durchschnitte sind nicht selten Zwillinge mit paralleler und gerader Auslöschung, die beiden Hälften mit entgegengesetztem Charakter der Hauptzone, zu welcher somit die Achsenebene quer liegt. In mehr rundlichen Durchschnitten wurde eine Auslöschungsschiefe bis zu 36° gegen die Zwillingsgrenze gemessen. Das Mineral ist positiv mit starker Lichtbrechung, sehr schwacher Doppelbrechung, hat einen ziemlich kleinen optischen Achsenwinkel und schwache Dispersion der optischen Achsen. Der Pleochroismus ist sehr ausgesprochen: a fast farblos, b violett mit Stich ins Grauliche und c lichtbräunlich; die Absorption am stärksten parallel zur Hauptzone (Unterscheidung von ähnlich gefärbtem Turmalin) $b > c > a$. Man wird das Mineral als einen verhältnismässig licht gefärbten Orthit bestimmen können, womit auch die Erscheinung übereinstimmt, dass dasselbe in Chlorit und Biotit und besonders häufig in Muskowit von pleochroitischen Höfen umgeben ist.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Diese gneisartigen Gesteine sind im allgemeinen nicht arm an Kalkspat, der die letzte Ausfüllung bildet, im Quarz eingeschlossen aber auch in deutlichen Rhomboëdern auftritt. Ferner ist zu erwähnen die Häufigkeit des Rutils, der oft in nicht unbedeutender Menge vorkommt, ferner Titanit, Zirkon und Apatit, Schwefelkies und ein nicht bestimmbares schwarzes Erz. Auf das Vorhandensein von staubförmigem Graphit, der durch die Graphitsäurereaktion festgestellt ist, wurde oben schon hingewiesen.

Die Unterschiede dieser Gesteine gegenüber den schiefrigen Zentralgraniten sind also recht bedeutende, und die Beteiligung sedimentären Materiales tritt in ihrer Struktur und mineralischen Zusammensetzung auf das Deutlichste hervor. Ebenso sicher aber ist ein Teil der Bestandteile des Granites neben diesen zu erkennen, namentlich der von Klinozoisitmikrolithen erfüllte Oligoklas, welcher ausserhalb dieser Zone allen Schiefern völlig fehlt, hier aber weit verbreitet ist, wenn er auch, neben oder ohne Orthoklas, nur in einem oder einigen wenigen Individuen in den nun zum Glimmerschiefer zu rechnenden Gesteinen auftritt. In letzterem Fall möchte man am ehesten an einen „schiste feldspatisé" im Sinne der Franzosen denken, in welchem der Feldspat auf eine Art von pneumatolytischer Bildung zurückzuführen ist.

Auf der Nordseite habe ich Gesteine, welche in diese Gruppe der von Granit durchtränkten Schiefer gehören, im Hollersbachtal in typischer Ausbildung nur ganz untergeordnet angetroffen; hier sind die Kontaktzonen durch die massenhaften Apophysen bezeichnet. Je mehr man aber nach Westen fortschreitet und je mehr die einzelnen Granitzungen sich einander nähern, desto charakteristischer treten diese Gesteine auf, und die Trennung der verschiedenen Granite durch schiefrige Zwischenmittel, welche ich im Gegensatz zu Löwl in die Karte eingezeichnet habe, ist im Krimmler Achental nur noch durch diese gneisartigen Gesteine gegeben.

An der Söllnalpe sowohl als an der Inneren Schachenalpe im Krimmler Achental habe ich Gesteine dieser Art gesammelt, in welchen man die meisten Eigenschaften der oben geschilderten Vorkommnisse der Südabdachung wieder erkennt. Auch hier findet man den nicht kataklastischen Quarz stets als wichtigen Bestandteil des Gesteines und daneben in nicht unbedeutender Menge den Kalkspat. Ausser einzelnen Körnern von perthitischem Orthoklas und an Klinozoisitmikrolithen reichem Oligoklas fallen aber einschlussfreie Individuen von Plagioklas auf, welch letztere als Albit bestimmt werden konnten. Neben grösseren, lichtgrünlichen Muskowitblättchen, die sich zu Membranen zusammenlegen, findet sich Biotit meist in winzigsten Schuppen und ebenso winzige, rundliche Titanite, während dagegen Zirkon in ungewöhnlich grossen Individuen auftritt.

Ein gneisartiges Gestein von der Inneren Ofenalpe im Hollersbachtal lässt gleichfalls einschlussreiche und einschlussfreie Plagioklase nebeneinander erkennen, erstere als Oligoklas, letztere als Albit bestimmbar. Der Quarz ist hier etwas kataklastisch. Biotit tritt zum Teil in grösseren Blättchen, zum Teil in winzigen, überall zerstreuten Fetzen auf; ferner ist Hornblende öfter in kleinen, eiförmigen Individuen vorhanden. Klinozoisit enthält das Gestein in ziemlicher Menge, namentlich als Einschluss im Biotit kristallographisch wohl begrenzt; fast jedes Korn hat einen braunen pleochroitischen Kern, der wohl Orthit ist. Es findet sich aber ausserdem ein farbloses, optisch stark anomales Mineral in dem Gestein vor, das im Biotit pleochroitische Höfe hervorbringt, und das in Analogie mit anderen Vor-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

kommnissen gleichfalls als Orthit[1]) anzusprechen sein dürfte. Endlich ist Muskowit in dünnen Leisten, viel Rutil, gedrungene Kristalle von Xenotim oder Zirkon, Apatit und Titanit vorhanden, letzterer in Form der sogenannten Insekteneier.

In einem entsprechenden Gestein unterhalb der Grossen Weidalpe im Habachtal wurde ausserdem noch in ziemlicher Menge ein nicht bestimmbares Mineral aufgefunden, dessen Eigenschaften folgende sind: farblos mit zwei vollkommenen, aufeinander senkrechten Spaltrichtungen, parallell zu welchen die Auslöschung erfolgte, Lichtbrechung ca. 1.62, Doppelbrechung sehr schwach. Optisch zweiachsig mit sehr kleinem Achsenwinkel und schwacher Dispersion, positiv. In zahlreichen Punkten ist also volle Uebereinstimmung mit Zoisit β vorhanden, von welchem das hier beobachete Mineral in erster Linie sich durch die viel niederere Lichtbrechung unterscheidet. Eine Isolierung des Minerales, welches in zahlreichen, aber meist recht kleinen und ganz unregelmässigen Körnern in dem Gestein vorhanden ist, gelang nicht, und es konnte daher auch chemisch nichts weiter festgestellt werden.

2. Glimmerschiefer.

Einlagerungen eigentlicher Glimmerschiefer, welche meist vorherrschend aus Quarz und Muskowit mit oder ohne schon makroskopisch erkennbare Granaten bestehen, und die besonders gerne den Charakter von Knotenglimmerschiefern annehmen, sind mit den eben besprochenen Gneisen auf der Nordseite wie auf der Südseite so aufs innigste verknüpft, dass eine Trennung auf der Karte nicht möglich ist. Ebensowenig erschien es durchführbar, die meist sehr schmalen Lagen von hieher gehörigen Gesteinen innerhalb der Amphibolite und Grünschiefer der Nordabdachung oder der Eklogite im Süden auszuscheiden; dazu wären Aufnahmen in sehr grossem Massstab notwendig geworden. Trotz der quantitativ recht untergeordneten Bedeutung, welche die namentlich am Nordabhang in einer ganzen Reihe von schmalen Streifen sich wiederholenden Glimmerschiefer für den Bau des ganzen Gebirges haben, ist ihre Beschaffenheit doch interessant genug, um eine eingehendere Besprechung zu lohnen.

Die Vorkommnisse zwischen Geister- und Söllnalpe im Krimmler Achental kann man ebensogut noch als feldspatarme Gneise bezeichnen; Orthoklas wie Plagioklas in derselben Ausbildung wie im Zentralgranit sind in einzelnen Individuen vorhanden; ausserdem beobachtete ich ein grösseres Korn, bestehend aus zwei verschieden stark lichtbrechenden, nicht lamellierten Feldspaten, welche durcheinander und noch ausserdem von Quarz poikilitisch durchwachsen waren. Grosse Epidotzwillinge sind hier besonders auffallend. Eine der Schichtung entsprechende Abtrennung in verschieden zusammengesetzten Lagen tritt deutlich hervor. Aehnliche Gesteine liegen auch aus dem Hollersbach- und Habachtal vor, ersteres besonders ausgezeichnet durch sein ziemlich grobkörniges Quarzmosaik, welchem jede Zertrümmerung fehlt. Ein Vorkommnis an der Warnsdorfer Hütte, welches, wie die Karte zeigt, schon der südlichen Schieferhülle angehört, zeigt mit den sofort zu besprechenden Gesteinen des Südabhanges grössere Uebereinstimmung.

---

[1]) Vergl. B. Baumgärtel, l. c. 228.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Unter den Glimmerschiefern der Südseite sind völlig feldspatfreie Gesteine weit verbreitet. Der Hauptbestandteil derselben ist Quarz, welcher bald grobkörnig bald feinkörnig ausgebildet ist, hier ein einfaches Mosaik von Körnern bildet, dort aufs innigste verzahnte Strukturen aufweist. Kataklasen zeigt das Mineral im allgemeinen nicht, auch da nicht, wo die Aggregate sehr grobkörnig sind, doch liegt andernteils z. B. aus dem hinteren Umbaltal ein Glimmerschiefer mit ausgezeichneter Mörtelstruktur vor.

Makroskopisch sind die Gesteine stets durch Muskowitmembranen dünnschiefrig und entsprechend dem Vorherrschen dieses Glimmers licht gefärbt, — so namentlich an der Zopetspitze, — wenn nicht Graphit als färbendes Pigment hinzutritt und sich allmähliche Uebergänge in die nächste Gruppe der Graphitglimmerschiefer einstellen. Die Zwischenglieder sind besonders ausgezeichnete Knotenschiefer, deren Knoten bald graphitreiche Granaten bald Zoisitindividuen sind. In den graphitarmen Glimmerschiefern treten die Granaten häufig mit blassrötlicher Farbe deutlicher hervor, ausserdem beobachtet man in diesen nicht selten in Menge schwarze Nadeln von Turmalin. Ein grünlicher Glimmerschiefer, in welchem Chlorit mit Muskovit zusammen die Membranen bildet, stammt von der Weissenecker Scharte gegen das Gschlöss zu. Linsenförmige, offenbar sekundäre Quarzaggregate sind fast allenthalben vorhanden.

Unter dem Mikroskop beobachtet man häufiger die Beteiligung des Chlorites an den Membranen, in denen sich gerne der Graphitstaub konzentriert. Rhomboëdrische Karbonate pflegen nicht zu fehlen; wie die rostige Verwitterung zeigt, sind die nicht lamellierten Körner derselben stark eisenhaltig. Die Granaten erweisen sich u. d. M. nur als feines Geäder, dessen Maschenwerk von weit vorherrschendem Quarz ausgefüllt ist; nicht selten ist der Granat umgewandelt und zu Aggregaten von Chlorit und Biotit, resp. auch von Karinthin geworden.

Diese Glimmerschiefer sind die eigentliche Heimat von Zoisit β, der in unregelmässig umgrenzten, löcherigen und oft sehr einschlussreichen, grösseren Individuen auftritt, die, wie schon bemerkt, einen Teil der Knoten bilden und auch in Bezug auf ihre löcherige Beschaffenheit und ihren Einschlussreichtum mit den gewöhnlichen Knoten der Knotenschiefer übereinstimmen. Ausser diesem wurde von Gliedern der Epidotgruppe mit einer einzigen Ausnahme nur der violette Orthit, oft in ziemlicher Menge und zum Teil in wohl ausgebildeten Kristallen aufgefunden. Eine Ausnahme bildet ein feldspatführender Glimmerschiefer von der Rothen Säule, der aber in nahen Beziehungen zum Kalkglimmerschiefer steht und Klinozoisit enthält.

Abgesehen von dem Auftreten in Membranen trifft man einzelne grössere Blättchen von Muskowit, oft ganz mit Quarz durchwachsen, in beliebiger Stellung zur Schieferungsfläche, und in ähnlicher Ausbildung ist Chlorit vorhanden, bald in schön lamellierten Durchschnitten mit normalen Interferenzfarben bald nicht lamelliert mit dem tiefdunklen Blau der niedersten Ordnung, und dann mehr zu radialer Anordnung neigend. Der Orthit, der in beiden als Einschluss auftritt, ist von pleochroitischen Höfen umgeben. Biotit ist überhaupt selten, in grösserer Menge namentlich in einem Gestein am Abbruch des Schlatenkeeses vorhanden.

Ein braunvioletter Turmalin, senkrecht zur Hauptzone fast völlig absorbierend, ist weit verbreitet und öfter in deutlich hemimorphen Kristallen beobachtet worden. In kleinen Nadeln ist er in Massen in den Knoten von Granat und Zoisit vorhanden. Wo Feldspat

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

auftritt, konnte derselbe, obwohl ihm die Lamellierung fast durchgängig fehlt, als Albit bestimmt werden. Derselbe enthält bald massenhafte Glimmerschüppchen bald haufenweise Einschlüsse von Rutil und Graphit, welche ihn in helizitischer Anordnung durchziehen, oder es setzen feinkörnige Quarzlagen durch denselben hindurch. Auf Spaltrissen wurde vereinzelt die Bildung von Kalkspat beobachtet.

Rutil ist äussert verbreitet, namentlich auch als Einschluss in den grösseren Einsprenglingen, er ist zum Teil gelb durchsichtig und dann wenig pleochroitisch, teils tiefviolett mit stärkerer Absorption parallel zur Hauptzone. Zirkon findet sich hin und wieder in einzelnen grösseren Kristallen. Ferner beobachtet man Magnetkies und ein schwarzes Erz, zum Teil Magneteisen in grössseren Körnern, manchmal auch in guten Kristallen, daneben aber auch sicher Titaneisen mit beginnender Leukoxenbildung. Endlich, nicht gerade häufig, ist Apatit vorhanden.

In ganz untergeordneter Menge trifft man ausser diesen ein im Dünnschliff licht gelbbräunliches Mineral von sehr kräftiger Lichtbrechung und ziemlich schwacher Doppelbrechung mit ungemein lebhaften, anomalen Interferenzfarben, welches für Rot annähernd einachsig, für Blau zweiachsig mit einem Achsenwinkel von ca. 90° ist und das nur als Chrysoberyll angesehen werden kann.

Die Schichtstruktur der Gesteine tritt nicht nur durch die Glimmermembranen deutlich hervor, welche die einzelnen, vorherrschend aus Quarz bestehenden Lagen abtrennen, sondern ebenso auch durch die verschiedene Korngrösse des Quarzes in den einzelnen Schichten und die wechselnden Mengenverhältnisse der übrigen Mineralien.

Ein äusserlich glimmerschieferähnliches Gestein von den Gastacher Gewänden verdient noch besonders hervorgehoben zu werden, weil in diesem die eigentümlich unregelmässig radialen und zerkräuselten Aggregate des Saussurits, welche bei den Eklogiten näher beschrieben werden, öfter in scharf abgegrenzter Leistenform einen nicht unbedeutenden Gesteinsbestandteil darstellen. In dem Saussurit selbst wurde Klinozoisit und eine strahlsteinartige Hornblende bestimmt; ausserdem bildet der nicht kataklastische Quarz den Hauptbestandteil des Gesteines, das im übrigen normale Zusammensetzung und Struktur der beschriebenen Glimmerschiefer hat.

Schliesslich muss noch ein unbestimmbares Mineral erwähnt werden: In einem Glimmerschiefer aus dem hintersten Umbaltal, welcher etwas graphithaltig ist, finden sich schon makroskopisch erkennbare, prismatische, schwarze Kristalle, welche u. d. M. farblos, aber von Graphit in helizitischer Anordnung und anderen Einschlüssen erfüllt sind. Das Mineral ist schwach licht- und doppelbrechend ähnlich dem Quarz, mit wenig schiefer Auslöschung, und zeigt quer zur Längsrichtung scharfe Spaltrisse, welche in einem senkrecht zur ersten, positiven Bisektrix orientierten Schnitt 80° mit der langen Kante bilden. Parallel zu diesen Rissen liegt die Achsenebene; $2E$ ist ca. 100°, die Dispersion sehr schwach. Das vorliegende Mineral konnte nicht identifiziert werden und wegen der Menge der Einschlüsse musste auch auf eine chemische Untersuchung verzichtet werden.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

3. Graphitglimmerschiefer.

Die normalen lichten Glimmerschiefer gehen hauptsächlich in zwei Niveaus an der Südseite rasch in schwarze, graphitreiche Schiefer über, welche man am besten als Graphitglimmerschiefer bezeichnet, obwohl sie sich schon äusserlich, abgesehen von der Färbung, in mehreren Punkten von den eigentlichen Glimmerschiefern entfernen.

Die eine dieser nicht unbedeutenden Einlagerungen tritt direkt am Granitkontakt auf, innerhalb der meist noch recht gneisartigen Glimmerschiefer, die auch mit zahlreichen Bändern der Mischgesteine abwechseln. Man beobachtet zunächst kleine, dunklere Schmitzen und Bändchen innerhalb der lichten Gesteine und gelangt dann an eine ziemlich mächtige Lage schwarzer Schiefer, welche vom obersten Krimmler Achental, wo der Südrand des Granites auf die Nordseite des Massivs übergreift, über das Maurertörl, das Dorfer Kees und die Schwarze Wand bis ins oberste Gschlöss verfolgt werden konnte. Der andere Horizont dieser Graphitglimmerschiefer findet sich dagegen in der obersten Abteilung der Gneis-Glimmerschieferetage, unweit der Grenze gegen den Eklogit. Sie wurde verfolgt von den obersten Terrassen des Umbaltales über das Türmljoch, das vom Maurertal in das Isliztal hinüberführt, zum Klexenkopf und auch im Gschlöss konnte, wenn auch stark zerdrückt, die letzte Spur dieser Einlagerung konstatiert werden.

Die Mächtigkeit dieser beiden Einlagerungen, deren Schichten in ganz besonders intensivem Masse gefaltet und gefältelt sind, ist eine recht wechselnde, an einzelnen Stellen über 100 m anschwellend, an anderen nur einige Meter mächtig. Da die Zone, in welcher diese Schiefer auftreten, stark vergletschert ist, zeigen sich die Spuren der aus den Eismassen emporragenden, meist recht schroffen Grate der Graphitglimmerschiefer häufig in besonders ausgezeichneter Weise in den Endmoränen, und die Zungen der Gletscher, die von solchen herabkommen, sind schon auf weite Entfernung durch einen schmutzig grauen Ton ausgezeichnet, welcher von dem massenhaft vorhandenen Graphit herrührt.

Kleine Quarzlinsen, oft granathaltig, sind weit verbreitet, gewöhnlich aber von so geringen Dimensionen, dass man sie erst bei genauerer Betrachtung erkennt. Dagegen ist allenthalben ausgezeichnet erkennbar der Charakter von Knotenschiefern, wobei die Knoten bald aus Granaten bald aus spiegelnd spaltbarem Feldspat, seltener auch aus Zoisit bestehen. Diese Schiefer sind stets vollständig schwarz und abfärbend, sie sind gute Leiter der Elektrizität, obwohl ihr Graphitgehalt im Durchschnitt nur zwischen fünf und zehn Prozent variiert. Ausser den erwähnten Knoten beobachtet mau namentlich an dem Vorkommen am Maurertörl grössere Blättchen von Biotit und Chlorit, ferner besonders am Türmljoch grössere Turmalinprismen, deren Ausbildung eine höchst eigenartige ist. Die Nadeln des Turmalins durchdringen die phyllitartig dichte, schwarzglänzende Masse der sehr dünnschiefrigen, aber stets stark gefältelten Schiefer in beliebiger Richtung, sich niemals an die Schieferungsfläche selbst anlegend, sondern selbst die schärfsten Falten quer durchsetzend. Dabei sind sie öfter in merkwürdig verästelter Weise miteinander aggregiert, so dass man bei oberflächlicher Betrachtung organische Formen vor sich zu haben meint.

Auch sonst finden sich in dem in Betracht kommenden Gebiete schwarze, graphitreiche Schiefer, so namentlich im Gebiete der Kalkglimmerschiefer, welche aber im Gegensatz zu den hier erwähnten viel matter und dichter erscheinen und namentlich der Knoten, wie überhaupt aller makroskopisch erkennbaren Gemengteile entbehren, und mit diesen über-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

einstimmend sind untergeordnete Einlagerungen in den sogenannten Krimmler Schichten; der durchaus phyllitähnliche Charakter dieser Gesteine steht im Gegensatz zu dem kristallinischen der hier betrachteten Vorkommnisse. Anderenteils trifft man graphithaltige Glimmerschiefer innerhalb der Eklogitzone, die aber stets viel ärmer an Graphit sind und daher auch niemals rein schwarze Farbe aufweisen. Abgesehen von der ausgezeichneten Ausbildung der Knoten haben diese vielmehr Analogie mit den normalen Glimmerschiefern und wurden daher schon bei diesen eingehender betrachtet.

Was die mikroskopische Beschaffenheit der beiden Einlagerungen von Graphitglimmerschiefer in der Gneis-Glimmerschieferzone betrifft, so ist der weit vorherrschende Bestandteil derselben ein Serizit, der in stark mit Graphit bestäubten Membranen in den mannigfachsten Windungen und Biegungen auftritt, hin und wieder unterbrochen von grösseren Einsprenglingen, durch welche im allgemeinen der Graphitstaub der gewundenen Schichtung parallel in helizitischer Weise hindurchsetzt. In dem Vorherrschen dieser meist sehr feinen serizitischen Membranen und dem damit Hand in Hand gehenden Verschwinden des Quarzes ist der hauptsächlichste Unterschied dieser Gesteine gegenüber den vorher besprochenen Glimmerschiefern gegeben. Nur selten nimmt an der Zusammensetzung dieser Membranen etwas Biotit oder Chlorit teil, dagegen beobachtet man häufig grössere Körner schwarzer Erze in denselben und in ziemlicher Verbreitung, aber durchaus nicht überall kleine Nädelchen von bald gelbem bald violettem Rutil.

Der Graphit ist niemals kristallisiert, sondern stellt selbst bei stärkster Vergrösserung noch einen feinen formlosen Staub dar, übereinstimmend mit der Ausbildung des Graphitoids, der vor einigen Jahren wieder von Rosenbusch[1]) eine erneute Untersuchung erfahren hat. Die von mir seinerzeit veröffentlichten Untersuchungsresultate,[2]) welche mich zu der Ueberzeugung führten, dass der sogenannte Graphitoid nichts weiter ist als feinverteilter Graphit, also der Name Graphitoid einfach zu streichen ist, betreffen speziell auch die hier betrachteten Gesteine.

Dieselben wurden von Rosenbusch in keiner Weise in Betracht gezogen; die von mir l. c. angegebene Unterscheidung von amorpher Kohle, als welche der Graphitoid angesehen wird, gegenüber von Graphit durch die Graphitsäurereaktion, die nur echter Graphit gibt, wurde an den von Rosenbusch studierten Vorkommnissen nicht einmal versucht. Auf die Bedeutung des in jener Abhandlung nachgewiesenen Stickstoffgehaltes von 0.08 bis 0.012 % in dem „Graphitoid“ bin ich schon an anderer Stelle[3]) zu sprechen gekommen, ich kann mich also hier darauf beschränken, zu konstatieren, dass auch heute noch kein Grund vorliegt, den Graphitoid als eine irgendwie von Graphit abweichende Substanz anzusehen, dass derselbe sich zum Graphit vielmehr etwa so verhält wie Kreide zu Kalkspat, wobei nur die Undurchsichtigkeit des Graphites die Ursache bildet, dass eine derartige Abtrennung überhaupt versucht wurde.

---

[1]) H. Rosenbusch, Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Abh. bad. geol. Landesanst. 1899, IV, 9.

[2]) E. Weinschenk, Ueber den Graphitkohlenstoff und die gegenseitigen Beziehungen zwischen Graphit, Graphitit und Graphitoid. Zeitschr. Krystallogr. 1897, XXVIII, 291.

[3]) E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten II. Alpine Graphitlagerstätten. Diese Abh. 1900, XXI, II. Abt., 260.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Bei dieser Gelegenheit möchte ich übrigens einen kleinen Irrtum rektifizieren, der mir seinerzeit bei meinen Untersuchungen über Graphit unterlaufen ist und der auch in mein kleines Lehrbuch[1]) überging. Die Unterscheidung von Graphit gegenüber amorpher Kohle mittels der elektrischen Leitungsfähigkeit ergab sich bei eingehenderen Untersuchungen als nicht durchführbar, indem z. B. Schungit von Schunga, Gouv. Olonetz, der die Graphitsäurereaktion nicht gab, also wohl zweifellos amorpher Kohlenstoff ist, in dieser Beziehung sich nahezu gleich mit echtem Graphit verhielt.

Unter den grösseren Einsprenglingen ist Feldspat am häufigsten, makroskopisch schon durch seine glänzenden Spaltflächen auffallend, u. d. M. tadellos frisch und völlig klar durchsichtig. Kristallographische Umgrenzung ist kaum vorhanden: es sind gerundete Körner, häufig einfache Zwillinge ohne eine Spur von Spaltbarkeit, nur selten mit ganz vereinzelten Zwillingslamellen. Das Mineral enthält öfter Einschlüsse von Quarz, gegenüber von welchem seine Lichtbrechung in jeder Richtung schwächer ist. Besonders hervortretend ist die helizitische Struktur, welche an keinem Mineral so prachtvoll auftritt wie am Feldspat. Im allgemeinen haben die Feldspate einen schmalen oder auch breiteren, völlig einschlussfreien Rand, der ziemlich scharf abgegrenzt ist und erst innerhalb dieses Randes trifft man die gewundenen Bänder der Graphiteinschlüsse, welche die helizitische Struktur bedingen. (Vergl. Taf. III, Fig. 1—4.) In Gesteinspartien, wo diese Feldspate sich häufen, erscheint im gewöhnlichen Licht ein eigentümlich breccienartiges Bild (Taf. III, Fig. 5), indem die helizitischen Kerne der Feldspate als scharf umrandete Bruchstücke von den klaren Rändern wie von einer Zwischenmasse umhüllt werden. Alle Bestimmungen, welche an diesen Feldspaten gemacht werden konnten, ebenso wie die mikrochemischen Versuche weisen auf reinen Albit.

Der zweithäufigste unter den Einsprenglingen ist der Granat, zum Teil in fast einschlussfreien, schlecht begrenzten Kristallen, zum Teil aber auch reich an Einschlüssen von Graphit. In den verschiedenen Schliffen beobachtet man in recht charakteristischer Weise das eigentümliche Widerspiel zwischen der Tendenz des Granates seine Einschlüsse konzentrisch anzuordnen und deren ursprünglicher Richtung. Die Zonarstruktur wird nur selten vollkommen, es tritt vielmehr in den einzelnen einschlussreicheren Zonen stets die helizitisch gewundene Anordnung deutlich hervor (Taf. IV, Fig. 1). Der Granat ist manchmal von Chlorit umrandet oder unter Erhaltung der eigenartigen Anordnung seiner Einschlüsse ganz in Chlorit umgewandelt, so namentlich am Klexenkopf (Taf. IV, Fig. 2). Wenn zufällig quarzreichere Lagen auftreten, verliert der Granat seine kompakte Beschaffenheit und wird zu dem eigentümlichen Maschenwerk, das bei den Glimmerschiefern beschrieben wurde (Taf. IV, Fig. 3). Bemerkenswert ist die rissige Beschaffenheit der Granatkörner, wobei, wie das auch von Rosenbusch mehrfach betont wurde, die Risse im ganzen Gestein annähernd parallel laufen, also von der Orientierung des Granates unabhängig sind. An Stelle des Granates tritt nur selten und nur in graphitärmeren Gesteinen der Zoisit β; gleichzeitig damit nimmt der Quarzgehalt, der in den normalen Graphitglimmerschiefern nur in Spuren vorhanden ist, bedeutend zu und es tritt ein eisenhaltiges Karbonat in grösserer Menge ein. Kataklasen zeigt der Quarz auch hier im allgemeinen nicht.

---

[1]) E. Weinschenk, Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg 1901, S. 53.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Chlorit findet sich zum Teil in Nestern, zum Teil in grösseren Blättchen und dann stets quer zur Schichtung und Schieferung des Gesteines. Er besitzt äusserst schwache Doppelbrechung mit anomalen Interferenzfarben und zeigt öfter einen Wechsel von einschlussarmen und -reichen Lamellen, auch ganz eigenartige, Kornähren nicht unähnliche Zeichnungen treten durch die Anordnung der Einschlüsse hervor (Taf. V, Fig. 5); häufig ist er mit Biotit verwachsen. Letzteres Mineral ist ein seltener Bestandteil der Membranen, etwas verbreiteter ist es namentlich in den Graphitglimmerschiefern am Maurertörl in grossen, zur Schichtung beliebig angeordneten, häufig geradezu prismatischen Kristallen, welche bald eine graphitreiche Mittelschicht haben und oben und unten einschlussfrei sind bald die helizitische Struktur prachtvoll zeigen und dann gerne in die Schichten des Nebengesteines hinein ausgezerrt erscheinen. (Vergl. Taf. III Fig. 6.) Neben dem Biotit finden sich Individuen von Muskowit bald einschlussfrei bald mit chiastolithartiger Struktur oder Nester von solchen, die eine eigentümliche Beschaffenheit zeigen. Die einzelnen Blättchen sind unvollkommen radial gestellt und oft stark gebogen, wobei sie ein prehnitähnliches, parkettiertes Aussehen annehmen; es schieben sich dann zwischen diese fingerähnlichen Muskowitblättchen derbe Lagen von Graphit ein.

Der Turmalin tritt fast nur in schon makroskopisch erkennbaren Individuen auf, welche im Dünnschliff braun sind und bald eine durch die Graphiteinschlüsse hervorgebrachte Zonarstruktur aufweisen, stellenweise aber auch eine recht vollkommen helizitische Anordnung der Einschlüsse zeigen. Endlich mag noch das Vorkommen grösserer Titanite, gleichfalls mit helizitischer Struktur erwähnt werden sowie dass der Rutil in winzigen Nädelchen, öfter aber in grösseren, besonders schönen, herzförmigen Zwillingen (Taf. V, Fig. 4) in zahlreichen von diesen Gesteinen auftritt.

4. Kalkglimmerschiefer.

Neben den Chloritschiefern bilden die Kalkglimmerschiefer das hauptsächlichste Glied in der äusseren Zone der Schieferhülle. Es sind ungemein wechselvolle Gesteine, bald recht vollkommen kristallinisch, mit deutlich hervortretenden Glimmerblättchen und einer lichten, mittelkörnigen Kalkspatgrundmasse, bei oberflächlicher Betrachtung den Eindruck eines Gneises hervorrufend, bald phyllitartig dicht, dann meist arm an Kalkspat und infolge eines Gehaltes an Graphit von dunkler Farbe.

Auch die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien sind veränderlich; Einlagerungen von plattigen, meist grauen, ziemlich feinkörnigen Kalken, in denen die weiteren Gemengteile makroskopisch nicht erkennbar sind, treten an mehreren Stellen in nicht unbedeutender Mächtigkeit auf und sind dann durch recht schroffe Bergformen ausgezeichnet, so z. B. an dem Hügel, der die Häusergruppe Wallhorn bei Prägraten trägt oder jenseits der Isel gegenüber von Bobojach. Anderseits beobachtet man den Uebergang in kalkspatfreie Quarzite, welche meist licht gefärbt sind, bald körnige Beschaffenheit aufweisen bald wetzsteinartig dicht und dann ganz dünnplattig sind, wie in der unteren Mullitz. In den schwarzen, phyllitartigen Schiefern, die z. B. an der Dabernitz vorkommen, bilden die mit Graphit bestäubten Serizitmembranen den Hauptbestandteil des Gesteines, während sonst in dieser Gruppe die Glimmer gewöhnlich keine Neigung besitzen, sich zu membranartigen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Aggregaten zusammenzufinden. Endlich mögen noch Einlagerungen von Schwefelkies erwähnt werden, wie eine solche von geringer Mächtigkeit, aber aushaltend im Streichen in der Sojet vorhanden ist, die sich bis ins Ahrntal hinüber verfolgen lässt, wo sie an Mächtigkeit bedeutend zunimmt, so dass sie dort bergmännisch ausgebeutet wird. Das Erz ist fast reiner, körniger Schwefelkies, welcher oberflächlich natürlich etwas oxydiert ist, so dass die Ausbisse dieser Einlagerung schon auf weitere Entfernung an der rostbraunen Färbung der Hänge deutlich ist; doch ist die Oxydationsschicht nirgends bedeutend, wie überhaupt das Vorwiegen der Denudation über die Verwitterung die Gebiete der Zentralalpen auszeichnet.

Die wechselnde mineralische Zusammensetzung bringt äusserst verschiedenartige Bergformen mit sich, deren ausgesprochenste die unter steilem Winkel aufsteigenden und oft überhängenden Wände der Roten Säule bei Prägraten und der Bretterwände bei Virgen (Taf. I, Fig. 2) darstellen, welche aus dem normalen, dünnplattigen Typus der an Glimmer und Quarz mässig reichen, gneisartigen Kalkglimmerschiefer bestehen und die infolge eines stets vorhandenen Gehaltes an Kiesen ein licht bräunlichrötliche Färbung erhalten haben. Besonders schöne Schuttkegel bilden sich an den im Kalkglimmerschiefer aufsetzenden Runsen und am Fuss der Wände findet man allenthalben Aufschüttungen von lockerem, zermorschten Gesteinsgrus. Massige Formen mit schroffen Abstürzen zeigen dagegen die meist dunkeln oder auch deutlich gebänderten Kalkeinlagerungen, während die phyllitartigen Schiefer zu gerundeten Bildungen führen.

Trotz dieses Wechsels in der Zusammensetzung der hier zu betrachtenden Gruppe wird man den Namen „Kalkglimmerschiefer“ beibehalten, da die hiedurch bezeichneten Gesteine weitaus vorherrschend sind und die übrigen nur lokale Faciesbildungen derselben darstellen. Ich möchte auch nicht, wie das von anderer Seite geschieht, statt dessen die Gesteine als Kalkphyllitgruppe zusammenfassen, da eben die hauptsächlichsten Repräsentanten so gar nicht den Charakter von Phylliten zeigen und in ihrer deutlich kristallinischen Ausbildung sich von den anderwärts zu beobachtenden Kalkphylliten petrographisch ebenso unterscheiden, wie etwa die Glimmerschiefer von der Gruppe der Quarzphyllite.

Die normalen Kalkglimmerschiefer lassen makroskopisch Kalkspat, Quarz und lichten Glimmer (an dessen Stelle hin und wieder, so unterhalb des Islitzfalles in der Dorfer Alpe oder an der höchsten Stelle des Fussweges von Virgen nach Prägraten Fuchsit tritt) sowie meist geringe Mengen von Schwefel- oder Magnetkies erkennen. Sie sind bald ganz licht bald durch beigemengten Graphit graulichblau und zeigen im allgemeinen eine deutliche, ziemlich ebene Schieferung, welche der Schichtung parallel geht. Im Gebiete des Gross-Venedigers selbst wenigstens ist die ebene Beschaffenheit der Schieferungsflächen vorwiegend, was gegenüber den oft stark gefalteten Zwischenlagerungen von Chloritschiefer hervorgehoben zu werden verdient. In anderen Teilen der Hohen Tauern, so z. B. im Fuscher Tal bei Dorf Fusch sind ganz analoge Gesteine völlig durcheinander geknetet, besitzen dann aber meist keine Spur einer Schieferung.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt gewöhnlich als vorherrschendes Mineral den Kalkspat, meist in wenig verzahnter Struktur, arm an Zwillingslamellen und nur ausnahmsweise mit mechanischen Störungen, die allerdings lokal bis zur völligen Zermalmung geht. Neben ihm ist Quarz in ungemein wechselnder Menge der wichtigste Bestandteil, bald in einzelnen gerundeten Körnern, welche sich den Formen des Quarzes der Quarzporphyre nähern (Taf. IV, Fig. 5), öfter mit Einschlüssen von Kalkspatrhomboëdern, bald in

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Haufwerken solcher Körner oder endlich auch in Form eines Kittes zwischen den einzelnen Kalkspatkörnern (Taf. IV, Fig. 6). Quarz und Kalkspat sind also hier fast gleichzeitig kristallisiert und zwar nach den übrigen Bestandteilen. Auch der Quarz ist meist nicht kataklastisch und zeigt Störungen nur da, wo auch der Kalkspat deformiert ist.

Von weiteren Mineralien ist in erster Linie ein farbloser Glimmer zu erwähnen, in der Hauptsache optisch sehr nahezu einachsig, also ein Phlogopit. Er findet sich meist in einzelnen Lamellen, die sich nicht zu Häuten zusammenlegen und gewöhnlich keine Beziehungen zur Schieferung erkennen lassen; öfter sind sie auch in grösseren Haufwerken vorhanden. Wo sich aber die meist mit Graphit überstäubten Membranen einstellen, erkennt man im konvergenten polarisierten Licht leicht den optisch zweiachsigen Charakter des Glimmers, es ist dann normaler Serizit. Biotit ist verhältnismässig selten.

Auch Chlorit mit normalen Interferenzfarben und zwillingslamelliert ist verbreitet in einzelnen Blättchen und namentlich in Nestern, in denen sich dann gerne der Graphitstaub konzentriert. Die Epidotgruppe erscheint durch mannigfache Glieder vertreten, welche meist gerundete, längliche Form haben. Neben Zoisit β mit den bezeichnenden Eigenschaften findet sich oft im gleichen Schliff Klinozoisit und daneben noch, merkwürdigerweise nicht mit diesem zonar verwachsen, ein Epidot, der öfter recht kräftig gelb gefärbt und stark pleochroïtisch ist; endlich das schon öfter erwähnte, weiter oben charakterisierte violette Epidotmineral, welches ich für eine Form von Orthit halte. Dieses ist in einzelnen Schliffen der Kalkglimmerschiefer in besonderer Menge vorhanden und erscheint als Einschluss im Phlogopit umgeben von pleochroïtischen Höfen; manchmal zeigt auch jedes Individuum von Klinozoisit, der an sich stets farblos ist, einen derartigen violetten Kern, der sich auch im polarisierten Lichte durch normale Interferenzfarben niederster Ordnung von den preussischblauen des Klinozoisits abhebt.

In äusserst wechselnden Mengen findet sich Plagioklas, meist in gerundeten, nach der Symmetrieebene dicktafligen Individuen, gewöhnlich mit einzelnen Zwillingslamellen und oft recht vollkommen hervortretender Spaltbarkeit. Die nach der Methode von Fouqué erhaltenen Resultate ergaben in allen Fällen Albit, wie auch die Lichtbrechung überall schwächer ist als jene von Quarz oder Kanadabalsam.

Ziemlich selten trifft man eine blaugrüne, schiefrige Hornblende, allenthalben aber den Turmalin, durch dessen meist kleine und schlecht begrenzte Individuen sich der Graphitstaub parallel zur Gesteinsschichtung hindurchwindet.

Zu erwähnen ist noch Titaneisen in grösseren Körnern manchmal mit Leukoxenbildung; Titanit und Rutil, oft direkt nebeneinander, ersterer auch besonders in Massen in den Albitkristallen angehäuft. Sulfide sind allenthalben zu beobachten, Magnetkies[1]) in Körnern oder wohlausgebildete Kristalle von Schwefelkies. Auch Eisenglanz ist sehr verbreitet, meist in scharf begrenzten, dünnen, lebhaft metallglänzenden Täfelchen, welche öfter rot durchsichtig sind, manchmal in ungemein grosser Menge das ganze Gestein

[1]) Gegenüber der Bemerkung von O. Mügge (Zur Kontaktmetamorphose am Granit des Hennberges bei Weitisberga, Centralblatt Mineral. 1901, 368), dass „die Lehr- und Handbücher" den Magnetkies als Kontaktmineral nicht aufführen, möchte ich darauf hinweisen, dass in Kobells Lehrbuch der Mineralogie 6. Aufl. von K. Oebbeke und E. Weinschenk 1899 S. 180 der Magnetkies als typisches Kontaktmineral aufgeführt ist.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

erfüllend. Magneteisen dagegen konnte nicht nachgewiesen werden. Endlich ist fast überall Apatit in grösseren, gerundeten Körnern zu finden neben wohl ausgebildeten, auch zonar aufgebauten Kristallen von Zirkon oder Xenotim.

In den vorherrschend aus Quarz zusammengesetzten Einlagerungen bildet dieser gewöhnlich ein normales Mosaik ohne Verzahnung der einzelnen Körner, in welchem etwa vorhandener Kalkspat mehr automorph ausgebildet ist; kataklastische Struktur ist selten. Die graphitreichen, phyllitähnlichen Schiefer lassen meist nur stark gewundene, mit Graphit bestäubte Serizitmembranen erkennen, in welchen etwas Rutil und Körneraggregate von Quarz untergeordnet vorkommen; von den oben betrachteten Graphitschiefern unterscheiden sich diese, wie schon erwähnt wurde, hauptsächlich durch das Fehlen der Einsprenglinge mit ihrer helizitischen Struktur.

Jenseits des Iseltales gegen den Deferegger Kamm zu allerdings treten wieder ganz untergeordnet graphitische Schiefer auf, in welchen grössere Granateinsprenglinge, manchmal teilweise chloritisiert, vorhanden sind, so in der Fratnik und der oberen Mullitz; in diesen findet sich auch der violette Orthit in grösserer Menge und besonders ist das Vorhandensein zahlreicher Turmalinnädelchen in all diesen Schiefern hervorzuheben. Ganz eigenartig ist endlich ein Gestein dieser Zone, das in der oberen Zopetnitz gesammelt wurde; makroskopisch durch dichte Beschaffenheit und dunkle Farbe, Härte und hohes spezifisches Gewicht ausgezeichnet, besteht es u. d. M. aus weit vorherrschenden, ganz von Graphit erfüllten kleinen Granatdodekaëdern, zwischen welchen ein untergeordnetes Bindemittel von Quarz, resp. saussuritähnlichen Aggregaten vorhanden ist.

In Bezug auf seine Zusammensetzung den normalen Kalkglimmerschiefern äusserst ähnlich, von diesen in erster Linie unterschieden durch grösseres Korn und weniger deutliche Schieferung ist eine an sich wenig mächtige, im Streichen aber auf ziemliche Entfernung zu verfolgende Kalkeinlagerung in der Eklogitzone, welche in den Gastacher Wänden sowohl wie in der obersten Kleinitz angetroffen und bis zur Weissspitze verfolgt wurde und die besonders durch einen konstanten Gehalt an chromhaltigen Silikaten sich auszeichnet. Makroskopisch treten in erster Linie smaragdgrüne Fuchsitblättchen aus dem mittelkörnigen, etwas gelblichen Kalk hervor.

U. d. M. erscheint der Kalkspat in grossen, mehr oder minder stark verzahnten Körnern, welche merkwürdigerweise manchmal gar nicht lamelliert (aber trotzdem in kalter Salzsäure löslich) sind, dazwischen finden sich feinkörnigere, nicht verzahnte und nicht lamellierte Aggregate eines ebenso aussehenden Minerales, das sich beim Behandeln mit Salzsäure als Dolomit zu erkennen gibt. Also wie gewöhnlich ist auch hier unter gleichen Bildungsbedingungen der Dolomit feinkörniger ausgebildet als der Kalkspat und es fehlt ihm die Eigenschaft, die eigenartig verzahnten Aggregate zu bilden. Ferner beobachtet man in dem Gestein viel Quarz in gerundeten Kristallen oder Körneraggregaten, manchmal etwas kataklastisch. Der Fuchsit zeigt auch im Dünnschliff noch lebhafte Färbung und prächtigen Pleochroïsmus (a himmelblau, $\perp a$ kräftig saftgrün); sein Achsenwinkel ist etwas kleiner als der des normalen Muskowits. An Einschlüssen enthält er oft massenhaft Rutil.

Unter dem Fuchsit ist ein weiterer, lichtbräunlichgelber Glimmer zu beobachten, der nahezu optisch einachsig ist, und ein fast farbloser Klinochlor mit vielfacher Zwillings-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

lamellierung und normalen Interferenzfarben. Zahlreich sind ferner prismatische Individuen von Zoisit α, die kleineren meist recht einheitlich, grössere aber häufig fleckig mit Zoisit β verwachsen. Im Dünnschliff ist das Mineral farblos, makroskopisch licht smaragdgrün mit deutlichem Pleochroïsmus, lichtorange parallel und bläulichgrün senkrecht zur Hauptzone. Etwas seltener ist neben diesem ein makroskopisch dunkelgrüner Epidot, der auch im Dünnschliff noch kräftig gefärbt ist und sich durch seinen Pleochroismus auszeichnet (a gelblichgrün, b saftgrün, c orange). Auch diese beiden Mineralien sind chromhaltig.

Lokal ist in denselben Gesteinen Turmalin in nicht unbedeutender Menge vorhanden, wie in Kalken gewöhnlich in ziemlich licht gefärbten, nur selten wohl begrenzten Prismen, die im Dünnschliff einen Pleochroïsmus von farblos zu lichtgraugrün zeigen; sie sind nicht selten ganz skelettartig von Quarz durchwachsen. Das letztere gilt auch für die etwas seltenere lichtblaugrüne Hornblende. Endlich enthalten diese Gesteine, die man am besten als Cipoline bezeichnet, viel Titanit und Rutil mit Titanitrand, sowie Schwefelkies und Magnetkies.

5. Chloritschiefer.

Neben den Kalkglimmerschiefern mit ihrer wechselnden Facies ist in der äusseren Zone der Schieferhülle am Südabhang des Gross-Venedigerstockes eine Gesteinsgruppe vorherrschend, welche man zweckmässig unter dem Namen der Chloritschiefer zusammenfasst, weil nahezu ausnahmslos Chlorit in nicht unbedeutender Menge an der Zusammensetzung der Gesteine sich beteiligt, eine Eigenschaft, die einen charakteristischen Unterschied gegenüber den Amphiboliten und Grünschiefern der Nordabdachung bildet, denen der Chlorit im allgemeinen fehlt.

Die normalen Chloritschiefer sind lichtgrüne, wenig gut schiefrige Gesteine, meist mit einem leichten grauen Ton und einem schwach seidenartigen Glanz. Es sind manchmal durchaus homogene, gleichmässige Gesteine, meist aber tritt infolge eines lagenweise wechselnden Gehaltes an Epidot eine mehr oder minder intensiv gelbe Bänderung hervor, welche im allgemeinen in den mannigfachsten Falten und Windungen verläuft und erkennen lässt, dass diese Gesteine eine ausserordentlich intensive Stauchung erlitten haben, im Gegensatz zu den Kalkglimmerschiefern, mit denen sie in so engem Schichtenverband stehen. Im allgemeinen haben auch die epidotreichen Bänder, welche zu nicht unbedeutenden Einlagerungen von gelbem Epidosit werden können, ein durchaus gleichmässiges feinkörniges Aussehen.

Die wenig deutliche Schieferung bedingt den charakteristischen Unterschied der Bergformen der Chloritschiefer gegenüber den Kalkglimmerschiefern. Zackige, oft sägenähnliche Grate und steile Abstürze wechseln mit mehr gerundeten Formen ab und an Stelle des Schuttes, der den Fuss der Kalkglimmerschieferwände überdeckt, treten Anhäufungen grosser, widerstandsfähiger Blöcke.

In den eigentlichen grünen Chloritschiefern beobachtet man etwas häufiger vereinzelte lichtere, weisse oder gelbliche Flecken, bald völlig gerundet und wenig scharf von der Gesteinsmasse sich abhebend, bald aber in kleinen, kurz rektangulären Durchschnitten aus der grünen Grundmasse ziemlich gut hervortretend, letzteres namentlich in einem Vorkommen ausserhalb des Gross-Venedigergebietes, nämlich vom Bad Fusch im Fuscher Tal, welches

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ganz erfüllt ist von solchen lichten, in ihrer Form an Feldspateinsprenglinge erinnernden Knötchen. In grösseren Individuen beobachtet man ausserdem in diesen Gesteinen lokal auch schon makroskopisch Biotit und Turmalin.

So gleichmässig ihr Habitus makroskopisch ist, so mannigfaltig und interessant sind die Erscheinungen, welche sich u. d. M. darbieten. Den hauptsächlichsten Mineralbestand stellen in den normalen Typen der Chloritschiefer dar: Feldspat, schilfige Hornblende, Chlorit und Epidot, daneben ist wohl stets Titanit vorhanden; Kalkspat kommt in wechselnden Mengen hinzu, mit ihm zusammen tritt meist Quarz ein, und es entwickeln sich alle möglichen Uebergänge in die Kalkglimmerschiefer. Ganz untergeordnet sind völlig feldspatfreie Typen, solche wurden z. B. in der Frossnitz gesammelt. Aeusserlich sind diese von den feldspatführenden nicht zu unterscheiden; auch Kalkspat kann in ziemlicher Menge eintreten, ohne dass der äussere Habitus der Gesteine sich wesentlich ändert.

Das grösste Interesse besitzt unter den zu betrachtenden Mineralien der Feldspat, von dem in erster Linie hervorzuheben ist, dass seine Substanz stets und in allen Fällen tadellose Klarheit und ideale Frische besitzt. Es muss dies besonders betont werden, als von anderer Seite vielfach von den mannigfaltigen Zersetzungserscheinungen im Feldspat derartiger Gesteine gesprochen wird. Es beruht das unzweifelhaft auf einer Verwechselung mit den Einschlüssen, welche in der überwiegenden Mehrheit der Gesteine in ungemein bedeutender Menge gerade im Feldspat angehäuft sind, deren mineralischer Charakter aber ebenso sicher, wie ihre helizitische Anordnung beweist, dass sie nicht Zersetzungsprodukte des Feldspates sein können (Taf. II, Fig. 1—3).

Es ist in erster Linie eine lichtgrüne, strahlsteinähnliche Hornblende, welche in ganz charakteristischen, der Schichtung parallelen Schnüren und Zügen den Feldspat durchzieht, bald in einzelnen, schmalen Bändern bald in so eng gescharter Weise, dass die Feldspatsubstanz nur noch ganz stellenweise durchschimmert. Mit der Hornblende ist häufig Biotit und etwas Chlorit vereinigt, dagegen sind Epidotmineralien ziemlich selten. Die Durchwachsung mit diesen Hornblendezügen ist im allgemeinen eine so innige, dass selbst Gesteine, welche vorherrscheud aus nicht allzu feinkörnigem Feldspat bestehen, dieses Mineral makroskopisch nicht zu beobachten gestatten, sondern den normalen Habitus der gewöhnlichen Chloritschiefer haben. Häufig erkennt man den Feldspat überhaupt erst in ganz besonders dünnen Schliffen, da die Masse der Einschlüsse ihn in den dickeren verdeckt.

In einzelnen Gesteinen beobachtet man aber auch mehr oder minder einschlussfreie Feldspate, welche nur einzelne Glimmerschuppen und Epidotkörner enthalten; diese stellen sich mitten in den einschlussreichen ein und unterbrechen die helizitischen Windungen der Hornblendezüge. Eigentümlich ist endlich die fast stets gerundete Form der Feldspatkörner, welche mit der sogenannten Pflasterstruktur der Hornfelse identisch ist und die auch in den einschlussreichen Partien deutlich hervortritt (Taf. II, Fig. 4).

Selten sind Vorkommnisse, in welchen die grünen Mineralien von dem Feldspat getrennt sind; der letztere bildet dann in vollkommen klaren, rundlichen Körnern ein gleichmässiges Pflastermosaik. Auch andere Mineralien konzentrieren sich im Feldspat, so wurden in einem an Kalkspat reichen Chloritschiefer aus dem Maurertal Haufwerke von Titanit im Kern des Feldspates beobachtet, in einem Gestein aus dem Tümmelbachtal ist der Feldspat ganz erfüllt von kleinen, scharfen Magneteisenoktaëdern, während das Gestein sonst nur Eisenglanz, diesen aber reichlich enthält.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Sobald Kalkspat in grösserer Menge eintritt, nimmt der Feldspat ein höchst eigenartiges Aussehen an; er zeigt nun Neigung zu Kristallform und entwickelt ganz eigenartige Skelette, welche meistens der gewohnten Hornblendeeinschlüsse entbehren, an Stelle dessen poikilitisch von Kalkspat, in einem Gestein aus dem Tümmelbachtal auch von einheitlichem Epidot durchwachsen ist.

Bisher wurde von Feldspat schlechtweg gesprochen, da die genauere Bestimmung desselben gerade in diesen Gesteinen ausserordentlich erschwert ist. In zahlreichen Schliffen fehlt überhaupt jede Andeutung einer Zwillingslamellierung oder Spaltbarkeit, man kann nur an den Rändern des Schliffes konstatieren, dass das klare Mineral schwächer lichtbrechend ist als der umhüllende Kanadabalsam. In anderen Schliffen findet man hin und wieder einen Durchschnitt, in welchem ein scharfer Riss senkrecht zu einer schmalen und meist auch kurzen Lamelle vorhanden ist, und man erhält dann im konvergenten Licht ein symmetrisches Achsenbild senkrecht zur negativen Bisektrix; die Bestimmung der Auslöschungsschiefer ergibt 75°, das Mineral ist Albit. In wieder anderen Schliffen sind die Lamellen häufiger, die Bestimmung gelingt in zahlreichen Fällen, und namentlich, wenn die skelettartige Ausbildung im Kalkspat eintritt, pflegt auch die Lamellierung sehr deutlich zu sein.

Unter den zahlreichen, nach der Methode von Fouqué ausgeführten Bestimmungen ergab weitaus die grösste Anzahl ganz exakt die Werte des Albits. Ganz untergeordnet wurde in Schnitten $\perp a$ auch 85° gemessen, was auf eine geringfügige Beimengung von Oligoklas hinweist, wie man auch bei der Vergleichung der Lichtbrechung am Rande der Schliffe einzelne Stellen findet, in welchen die Lichtbrechung des Feldspates in einer Richtung ganz wenig höher ist, als jene des Kanadabalsams. Irgend ein Unterschied in Bezug auf Einschlüsse oder sonstige Beschaffenheit zwischen Albit und Oligoklas konnte nicht konstatiert werden; beide zeigen im allgemeinen um so eher Zwillingslamellen, je geringer die Menge der helizitischen Hornblende ist, welche sie umschliessen, aber es gibt völlig einschlussfreie Durchschnitte, die auch nicht eine Andeutung von Lamellierung haben.

Ueber der lichten strahlsteinartigen Hornblende, welche neben Chlorit zum grossen Teil die grüne Gesteinsfarbe bedingt, trifft man hin und wieder grössere Individuen von einer licht blaugrünen Varietät, welche an beiden Enden wie struppige Besen sich ausfasern und in die nebenliegenden Feldspatkörner als Einschlüsse hinübersetzen (Taf. II, Fig. 5); eigentlich kompakt ist die Hornblende in diesen Gesteinen nicht, Querschnitte sind dementsprechend auch stets deutlich parkettiert.

Der Chlorit, dessen Bedeutung für diese Gesteine durch den Namen Chloritschiefer vielleicht über Gebühr hervorgehoben wird, fehlt wohl nirgends; in geringer Menge beteiligt er sich an den Hornblendebändern, häufiger umzieht er mit Epidotmineralien zusammen in breiten Flasern die einschlussreichen Feldspate, oder er bildet grössere Blättchen, die bald radial angeordnet bald isoliert und beliebig zur Schichtung orientiert sind. Ueberall zeigt er deutliche Zwillingslamellen und normale Interferenzfarben, gehört somit in allen Fällen zum Klinochlor. Von sonstigen schuppigen Mineralien sind Biotit und Muskowit in zahlreichen Proben beliebig zur Schichtung gelagert vorhanden, an Stelle des letzteren tritt in kalkreichen Partien ein einachsiger Phlogopit. Lichte Glimmer bilden auch hin und wieder wirrschuppige Haufwerke, während der Biotit mit dem Chlorit zusammen öfter an der Zusammensetzung der flaserigen Zwischenlagen teilnimmt. Die beiden zuletzt genannten Mineralien zeigen ferner pleochroïtische Höfe um ein farbloses, stark dispergierendes

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Mineral der Epidotgruppe, vermutlich eines Orthits, niemals aber um den im Chlorit besonders gerne angehäuften Rutil.

Ein wichtiger und allenthalben in diesen Schiefern vorhandener Gemengteil ist der Epidot, im Gegensatz zu den Kalkglimmerschiefern stets prachtvoll zonar aufgebaut und öfter auch in wohlausgebildeten Kristallen. Zum Teil bildet er grössere Individuen, welche von Chloritflasern umzogen werden, zum Teil ist er diesen selbst beigemischt oder bildet endlich in körnigen Aggregaten einen Hauptbestandteil des Gesteines. Die Zonarstruktur bedingt ausserordentlich bunte Interferenzfarben, welche von den anomalen des Klinozoisits ausgehend bis zu Farben zweiter oder dritter Ordnung ansteigen. Bald ist dabei der Kern schwächer doppelbrechend als der Rand bald ist das Umgekehrte der Fall; ersteres scheint in den normalen Chloritschiefern das Häufigere zu sein, letzteres in den kalkreichen Lagen vorzuherrschen. Schliesslich wurde auch die Kombination Klinozoisit-Epidot-Klinozoisit vom Kern zum Rande beobachtet. Die rhombischen Zoisite fehlen in diesen Gesteinen vollständig.

Kalkspat in einzelnen Körnern ist weit verbreitet, wird aber auch lokal zu einem wichtigen Gesteinsbestandteil. Auffallend ist auch hier der Mangel einer Zwillingslamellierung; er bildet bald verzahnte bald gar nicht verzahnte Aggregate, im allgemeinen ohne eine Andeutung mechanischer Störung. Die eigentümliche poikilitische Verwachsung mit den Albitskeletten wurde schon erwähnt; in anderen Fällen bildet er gemengt mit Klinozoisit Züge von helizitischem Charakter, welche den Feldspat durchziehen.

Mit dem Gehalt an Kalkspat tritt meist ein solcher an Quarz deutlich hervor, während den kalkspatarmen Varietäten der Quarz völlig zu fehlen scheint. Letzterer bildet gerundete Körner oder Aggregate von solchen meist ohne eine Spur von Kataklase.

Verhältnismässig selten ist ein geringer Gehalt an Turmalin, in schön zonaren, innen blauen, aussen braunen Kristallen, welche sehr wechselnde Dimensionen besitzen. Titansäuremineralien sind allenthalben in nicht geringer Menge vorhanden; vorherrschend ist der Titanit meist in unregelmässig begrenzten farblosen Körnern, oft von winzigen schwarzen Einschlüssen ganz bestäubt. Er bildet in einzelnen Fällen einen Rand um Rutil und Titaneisen, welche an sich weniger in diesen Gesteinen verbreitet sind, aber doch hin und wieder auftreten. Bemerkenswert ist, dass im gleichen Gestein aus dem Maurertal, in welchem der Albit zentral angehäufte Titaniteinschlüsse aufweist, der Chlorit von Rutil erfüllt ist. Pleochroïtische Höfe beobachtet man um keines der Titansäuremineralien.

Ferner ist zu erwähnen das Auftreten von Magneteisen, das sich öfter in grösseren Kristallen findet, in kleineren namentlich auch als Einschluss im Albit. Sodann ist Eisenglanz in glänzenden Blättchen nicht allzu selten, auch Schwefelkies, zum Teil in recht grossen Kristallen ist häufig. Erwähnt mag werden, dass Granat in einem einzigen Vorkommen aus der Mullitz in kleinen Körnern beobachtet wurde und sonst völlig fehlt. Ueber die Verbreitung von Zirkon und Apatit konnten bei der verfilzten Struktur dieser Gesteine nur wenig Anhaltspunkte gewonnen werden; vorhanden sind sie, aber offenbar nur in geringem Masse.

Schliesslich möchte ich als bemerkenswert hervorheben, dass Sprödglimmer irgend welcher Art vollständig fehlen, während gerade diese Mineralien in analogen Gesteinen aus anderen Teilen der Zentralalpen eine nicht untergeordnete Rolle spielen.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

6. Eklogit.

Von allen Typen, welche an dem Aufbau des Gross-Venedigers teilnehmen, sind die Eklogite die am verschiedenartigsten ausgebildeten. Im Osten sowohl wie im Westen des Gebietes treten in denselben Streichen mehr den Amphiboliten genäherte Formen auf, welche sich durch die dunkle Farbe der Hornblende schon makroskopisch von den eigentlichen Eklogiten unterscheiden, welch letztere namentlich zwischen der Dorfer Alpe und dem Tümmelbachtal in prächtigster Ausbildung vorhanden sind. Wie sich aber schon die äusseren geologischen Verhältnisse im Gross-Venedigergebiet weit von jenen entfernen, unter welchen die so typischen Eklogite des Fichtelgebirges vorkommen, so ist auch der ganze Gesteinscharakter von diesen etwas abweichend. Im Fichtelgebirge sind es ausschliesslich grössere oder kleinere, stark ausgebauchte Linsen, hier ein verhältnismässig schmales Band, das im Streichen weithin aushält. Dementsprechend steht dem durchaus massigen Habitus jener Vorkommnisse hier ein ausgeprägt schichtiger gegenüber, und wenn auch von eigentlicher Schieferstruktur dieser ungemein zähen, harten und kompakten Gesteine nur in wenigen Abarten die Rede sein kann, so ist doch die Bänderung eine ausgesprochen hervortretende Eigenschaft der meisten der hier zu betrachtenden Vorkommnisse.

Selten sind unter den Eklogiten des Gross-Venedigers so grobkörnige und schönfarbige Vorkommnisse, wie sie unter jenen des Fichtelgebirges weit verbreitet sind, weitaus in den meisten Fällen erkennt man mit blossem Auge nur den Granat und die Hornblende, letztere in äusserst verschiedener Färbung, sowie in einzelnen Abarten Muskowit oder Epidot, während die übrigen Mineralien sich gewöhnlich der makroskopischen Beobachtung ganz entziehen. Die grosse Anzahl von Mineralien, welche in dieser Zone an der Zusammensetzung der Gesteine teilnimmt, bedingt ein ausserordentlich buntes Bild, und die in weitesten Grenzen wechselnden Mengenverhältnisse der einzelnen Komponenten bringen einen ungemein verschiedenen Habitus der Gesteine hervor.

Im allgemeinen zeichnen sich die eigentlichen Eklogite durch ungemein schroffe Bergformen aus, die über die Gneis-Glimmerschieferzone in starren Wänden emporragen und deren Typus in den Gastacher Wänden und den obersten Teilen der Kleinitz vorliegt. Wo sie mehr den Charakter der Amphibolite annehmen, gehen auch hier mildere Formen hervor.

Von verschiedenen untergeordneten Einlagerungen in dieser Gruppe ist schon früher die Rede gewesen, so von den Glimmerschiefern, welche unter diesen die verbreitetsten, häufig graphithaltig und als eigentliche Knotenschiefer ausgebildet sind; ferner von dem Cipolin mit seinen chromhaltigen Silikaten. Untergeordnete Einlagerungen dieser Zone sind mit den im nächsten Kapitel zu besprechenden Amphiboliten und Grünschiefern übereinstimmend ausgebildet. In der Hauptsache aber sind die hier als Eklogite zusammengefassten Gesteine von den übrigen weit abweichend, einesteils durch einen fast nie fehlenden Gehalt an Granat, durch lichtere Farben, ihre gebänderte Beschaffenheit und ihre grosse Härte und Zähigkeit, welche eben die massigen Felsformen, wie z. B. in den Gastacher Wänden, bedingt.

Mineralogisch unterscheiden sich die Eklogite in zahlreichen Beziehungen von den Amphiboliten und den übrigen grünen Schiefern, einesteils im Zurücktreten des Feldspates, der nur mehr eine geringe Rolle spielt, anderenteils in der Häufigkeit des Kalk-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

spates, der in zahlreichen Vorkommnissen zu einem wichtigen Gemengteil wird. Auch der Epidot besitzt hier ganz im Gegensatz zu den Angaben von Zirkel[1]) und Rosenbusch[2]) eine geradezu dominierende Stellung, wie überhaupt in der Zusammensetzung dieser Gesteine eine grössere Analogie mit den Chloritschiefern als mit den Amphiboliten hervortritt. Trotz dieser von dem Gewohnten abweichenden Eigenschaften kann man die hier vorliegenden Gesteine in ihrer Gesamtheit nicht wohl anders denn als Eklogite bezeichnen, mit welchen in der makroskopischen Beschaffenheit die grösste Aehnlichkeit vorhanden ist.

Einer der konstantesten Gemengteile der in allen sonstigen Verhältnissen so ungemein wechselvollen Gesteine ist der Granat, dessen Individuen stets schon makroskopisch sichtbar sind. Derselbe bildet gewöhnlich gut begrenzte, oft recht scharfe Dodekaëder, die in etwas schiefrigen Gesteinen aus den Schieferflächen hervorragen, in solchen mit massigem Bruch aber im allgemeinen beim Zerschlagen durchbrechen. Die Grössenverhältnisse sind sehr wechselnd; ganz grosse Individuen sind selten, am häufigsten solche mit ca. $^1/_2$ cm Durchmesser, während wieder andere Gesteine in grösster Menge kaum nadelstichgrosse Individuen enthalten. Doch wird der Granat niemals zum herrschenden Gesteinsgemengteil: eigentliche Granatfelse finden sich gar nicht.

Die Hauptmasse der Gesteine ist ziemlich licht gefärbt; lichtgraulich grüne Töne, wenn Pyroxen oder Hornblende herrschen, gelbliche, wenn Epidot einen Hauptbestandteil bildet, sind die gewöhnlichen, und durch das stärkere Hervortreten des Muskowits nehmen die Gesteine oft ein glimmeriges Aussehen an, oder wenn dunkler gefärbte Hornblende vorhanden ist, nähern sie sich den Amphiboliten.

Unter dem Mikroskop beobachtet man einen ungewöhnlichen Mineralreichtum: Hornblende der verschiedensten Färbung, Klinozoisit, Epidot und Zoisit *a* nebst dem violetten Orthit, verschiedene Pyroxene, Chlorit, Muskowit, Biotit, Disthen, Granat, Kalkspat, Quarz, Feldspat, Turmalin, Rutil, Titanit und Titaneisen, Apatit und Zirkon, Eisenglanz, Magnetkies und Schwefelkies und ausserdem noch ein unbestimmbares Mineral bilden die Gemengteile dieser Gesteine. Durch einen häufig recht bedeutenden Gehalt an Pyroxen und Granat unterscheiden sie sich überhaupt von allen bisher betrachteten Vorkommnissen des Gebietes; ferner pflegt hier der Gehalt an Rutil (vergl. Taf. V, Fig. 3) und an Titansäuremineralien überhaupt besonders bedeutend zu sein.

Wie schon bemerkt, wechselt das Mengenverhältnis der Mineralien in ausserordentlich weiten Grenzen, dasselbe gilt auch von der Struktur: bald sind die Gesteine aus annähernd gleich grossen Mineralindividuen zusammengesetzt, welche u. d. M. in all ihren Eigenschaften wohl bestimmbar sind, bald liegen einzelne grössere Körner in einer dichten, zum radialstrahligen neigenden saussuritartigen Grundmasse, welche aus der in Eklogiten so weit verbreiteten „zerkräuselten" Hornblende, oft im Gemenge mit Klinozoisit besteht. Die grösseren Individuen von Hornblende oder Pyroxen, welche in solchen dichten, saussuritischen Massen liegen, sind dann randlich zerfasert und zerfetzt oder laufen in eigentümlich wurmartig zerkräuselte Aggregate aus, welche man als vermikulitische Bildungen bezeichnen kann. Diese eigentümlichen, aus vorherrschender Hornblende bestehenden, meist

[1]) F. Zirkel, Lehrbuch der Petrogr., 2. Aufl., 1894, III, 360.
[2]) H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 1898, 518.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sehr dichten Aggregate scheinen überhaupt den Charakter der Eklogite zu bezeichnen und sind auch in den Vorkommnissen des Fichtelgebirges[1]) in weitester Verbreitung vorhanden.

Eine fernere Erscheinung ist erwähnenswert und das ist der Reichtum an Einschlüssen, welche in einzelnen Mineralien in ungemein bedeutender Menge vorhanden sind, so namentlich im Disthen, dessen grössere Individuen dadurch fast unkenntlich werden, während merkwürdigerweise der Granat, sonst eines der einschlussreichsten Mineralien, neben demselben fast einschlussfrei sein kann. Auch eigentliche poikilitische Strukturen sind nicht selten, beides Erscheinungen, welche für kontaktmetamorphose Bildungen so charakteristisch sind.

Die Eklogite sind oft stark gefaltet; u. d. M. beobachtet man dann prachtvoll gebogene Lamellen von Muskowit und Prismen von Epidot, während an sonstigen Gemengteilen die Schichtenbiegung sich wenig kenntlich macht und nur in Form der meist nicht sehr deutlich ausgeprägten helizitischen Struktur hervortritt.

Dynamische Phänomene sind an den Mineralien der Eklogite ebenso selten wie an denjenigen aller hier besprochenen Gesteine; manchmal ist der Quarz etwas kataklastisch oder gröberkörnige, vorherrschend aus Pyroxen zusammengesetzte Lagen bestehen aus linsenförmigen Körnern, welche von einer ganz dichten, im gewöhnlichen Schliff undurchsichtigen Masse umflasert werden. In besonders feinen Schliffen erkennt man, dass dieselben Zerrüttungszonen darstellen und aus feinstem eckigem Zertrümmerungsmaterial bestehen. Die Erscheinung ist aber, was nochmals betont werden soll, eine seltene Ausnahme und merkwürdigerweise sind derartige Gesteine ebenso zähe wie die nicht deformierten.

Was die einzelnen Mineralien betrifft, so zeigen sich namentlich bei der Hornblende äusserst mannigfache Erscheinungen. Im allgemeinen ist das Mineral im Dünnschliff sehr licht gefärbt oder ganz farblos. Häufig sind nebeneinander im gleichen Gestein verschiedene Hornblenden vorhanden, die eine in kompakten, grösseren kurzprismatischen Körnern, die andere in dünnen Prismen von schilfartiger Beschaffenheit. Letztere ist bald farblos bald ganz lichtgrün gefärbt und bildet oft einen hervorragenden Gesteinsbestandteil; in anderen Varietäten wieder ist nur die körnige Ausbildung vorhanden. Die schilfige Hornblende ist meist ganz frei von Einschlüssen, die kompakte häufig davon vollgepfropft und oft geradezu skelettartig.

Einschlussarm ist stets nur der Glaukophan, der in weitester Verbreitung auftritt, bald nur in einzelnen Körnern als Beimengung neben blaugrüner Hornblende bald in grösseren Platten die Hauptmasse des Gesteines bildend. Häufiger noch ist eine lichtblaugrüne Hornblende mit grösserer Auslöschungsschiefe; diese ebenso wie der Glaukophan werden in Berührung mit Granat, wie dies in Eklogiten gewöhnlich ist, von einem dunkleren, stärker absorbierenden Rand umsäumt. Dieser tritt auch dann auf, wenn solche Hornblende kleine Gänge im Granat bildet und ähnliches beobachtet man dort, wo von Mineralneubildungen ausgekleidete Klüfte die Hornblende durchsetzen. Seltener ist eine farblose Hornblende in kompakter Ausbildung, öfter umrandet von einer ganz lichtbläulichen Zone, welche mit dem farblosen Kern gleichzeitig annähernd gerade auslöscht, aber noch schwächer doppelbrechend ist. Durch diese ganz geringe Auslöschungschiefe wie durch

[1]) Vergl. auch E. Düll, Ueber die Eklogite des Münchberger Gneissgebietes. Geognost. Jahresh. 1902, XV.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

die schwache Doppelbrechung unterscheidet sich diese farblose Hornblende von dem schilfig ausgebildeten Tremolit.

Grössere Glaukophankörner von durchaus kompakter Beschaffenheit umschliessen hin und wieder zersetzte Körner von farblosen Pyroxen, meist aber sind letztere von den gewöhnlichen faserigen Uralitaggregaten umhüllt oder sie gehen randlich in die schon erwähnten vermikulitischen Bildungen über, welche zum Teil auch für sich grössere Nester oder ganze Lagen im Gestein bilden, öfter mit einer durchschimmernden, ziemlich grobkörnigen Feldspatgrundmasse. Derartige Gebilde werden schliesslich so dicht, dass sie u. d. M. nicht mehr auflösbar sind. Selten sind auch feinkörnige Aggregate von Hornblende, welche rasch in parallelfaserige übergehen. Bemerkt mag noch werden, dass in Gesteinen, welche sonst ganz hornblendefrei sind, im Granat zahlreiche Fetzen von Karinthin eingeschlossen vorkommen. Auch dunkelgrüne, gemeine Hornblende wurde in einem Vorkommnis dieser Reihe beobachtet, wo sie die Sanssuritlagen gegeneinander abgrenzt.

Das zweitwichtigste Mineral ist ein Pyroxen, makroskopisch lichtgrün, u. d. M. mit einem leichten, blaugrünen Stich oder völlig farblos. Es bildet stets mehr oder minder isometrische Körner, oft mit recht gut ausgebildeter Spaltbarkeit, ist randlich häufig vermikulitisch, gegen Granat zu auch von einem Karinthinband umsäumt. Von dem gewöhnlichen „Omphacit" der Eklogite zeigt das Mineral hier gewöhnlich etwas abweichende Eigenschaften, namentlich in einer sehr kräftigen Dispersion der optischen Achsen und der Mittellinien, welche an Stelle der Auslöschung einen Farbenwechsel zwischen rostbraun und lichtblau hervorbringt, ähnlich wie man es beim Fassait beobachtet; nicht selten sind dann die Körner zonar struiert und zeigen im Innern eine besonders kräftige Dispersion der optischen Achsen selbst, wobei $v > \varrho$ im positiven Achsenwinkel ist. In vereinzelten Gesteinen fehlt diese kräftige Dispersion völlig. Zwillinge und Zwillingslamellen sind beim Pyroxen allenthalben verbreitet.

Die Uebergänge von Pyroxen in Hornblende sind sehr mannigfaltig und wurden schon bei dieser besprochen; es mag nur noch erwähnt werden, dass öfter mitten in den ganz dichten, saussuritischen Aggregaten trübe, randlich umkristallisierte Körner von diesem Pyroxen auftreten. Die Verbreitung des Minerales ist sehr bedeutend, bald neben Hornblende bald ohne diese, doch kommen auch Varietäten vor, in welchen beide fehlen und Epidot ihre Rolle übernimmt.

Von Mineralien der Epidotgruppe ist normaler Epidot, oft mit besonders fleckigen Interferenzfarben am häufigsten; die Ausbildung ist gewöhnlich prismatisch ohne deutliche Kristallform, Einschlüsse sind in grosser Menge vorhanden. Die Aggregate sind bald recht grobkörnig, gehen aber auch bis zu solcher Feinheit herab, dass man sie im Mikroskop nicht mehr auflösen kann. Neben oder auch an Stelle des Epidots tritt Klinozoisit in ähnlicher Weise auf, öfter zonar mit demselben verwachsen. In einem mehr amphibolitähnlichen Gestein vom Rainerkees fanden sich besonders schöne Kristalle. In gefalteten Gesteinen sind die Prismen dieser Mineralien öfter stark verbogen, ohne zerbrochen zu erscheinen. In einem Vorkommnis aus der Kleinitz wurde ferner Zoisit α in grösseren Einsprenglingen nachgewiesen.

Endlich fand sich in einer schmalen, Chloritschiefer-ähnlichen Einlagerung von den Gastacher Wänden das violette, Orthit-ähnliche Mineral in Massen; das Gestein besteht ausserdem aus radialstrahligem, optisch anomalem Chlorit und Rutil. Der Orthit bringt im

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Chlorit zahllose, pleochroïtische Höfe hervor, der Rutil nicht. Doch erscheint das ganze Gebilde nach Zusammensetzung und Struktur nicht als normales Gestein, sondern als eine sekundäre Infiltration. Sonst wurde irgend ein orthitähnliches Mineral in diesen Gesteinen nicht beobachtet, was hervorgehoben zu werden verdient.

Von Glimmern ist der Muskowit am verbreitetsten, bald in grösseren einheitlichen Blättchen auftretend bald in Nestern von sehr feinschuppiger Beschaffenheit, beide mit dem normalen Achsenwinkel des Muskowits und oft nebeneinander im gleichen Gestein. Einzelne meist stark gefaltete Bänder innerhalb der Eklogite bestehen fast nur aus grösseren gebogenen Muskowitblättchen. Weniger häufig ist ein grünlichbrauner Biotit, der manchmal sehr licht gefärbt ist. Das gewöhnliche Chloritmineral ist ein Klinochlor mit zahlreichen Zwillingslamellen und ziemlich normalen Interferenzfarben, zum Teil in grösseren Blättchen zum Teil in schuppigen Aggregaten auftretend, letztere namentlich in Formen, die auf Pseudomorphosen nach Granat schliessen lassen. Chloritoïd findet sich nur lokal an der Kleinitz als Neubildung auf Klüften in grösseren zwillingslamellierten Tafeln, welche sehr schwache Doppelbrechung mit normalen Interferenzfarben aufweisen. Als eigentlicher Gesteinsgemengteil wurde er nicht beobachtet.

Die grösseren Granateinsprenglinge gehören wohl der Hauptsache nach dem Almandin zu, ein höherer Kalkgehalt wie in den Granaten der Eklogite des Fichtelgebirges konnte hier qualitativ nicht nachgewiesen werden. Sie sind stets optisch normal und äusserst rissig, wobei die Risssysteme wie gewöhnlich im ganzen Schliff annähernd der Schichtung parallel verlaufen. Der Granat ist bald vollgepropft von Einschlüssen, unter welchen Rutil, Karinthin und Eisenglanz am häufigsten sind, die auch lokal eine helizitische Anordnung zeigen. Manchmal tritt er in Form von Ringen auf, welche ziemlich grobkörnige Aggregate von Epidot und Muskowit umschliessen, in anderen zeigt sich eine mehr zonare Anordnung der Einschlüsse und endlich finden sich auch Vorkommnisse, in welchen der Granat ganz einschlussfrei ist. Die Umwandlung in Chloritnester, in denen öfter noch Reste von Granat vorhanden sind, wurde schon erwähnt. In Mikrolithen wurde das Mineral in diesen Gesteinen nicht beobachtet.

In Form von Einsprenglingen findet sich neben dem Granat, aber seltener, Disthen, kaum je einigermassen deutlich kristallisiert und dann noch eben erkennbar bläulich gefärbt und pleochroïtisch; gewöhnlich aber ist seine Form ganz unregelmässig und die lappigen Individuen sind vollgepfropft mit Einschlüssen, welche oft die eigenartige Eiform aufweisen, wie sie für die Einschlüsse in Andalusit der Kontaktgesteine so charakteristisch ist. Der Disthen findet sich in solchem Zustand auch neben ganz einschlussfreiem Granat, ausser welchem alle Gesteinskomponenten als Einschlüsse in demselben auftreten. Besonders massenhaft sind kleine Kriställchen von Rutil und Turmalin, welche hier zu Hunderten angehäuft sein können. Zur Bestimmung des Minerales dient die Spaltbarkeit und der quer zu dieser verlaufende Faserbruch, die Auslöschungsschiefe von annähernd 30° im Schnitt senkrecht zur negativen Bisektrix sowie die Erscheinung, dass leistenförmige Zwillinge annähernd gerade und parallel auslöschen, so dass die beiden Hälften nur durch die verschiedenen Interferenzfarben zu unterscheiden sind.

Ein sehr verbreiteter Gemengteil der Eklogite des Gross-Venedigers ist im Gegensatz zu anderen Vorkommnissen der Kalkspat, der sich bald in Nestern findet, die eine sekundäre

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Zuführung nicht unwahrscheinlich machen, bald in einzelnen Körnern gleichmässig im Gestein verbreitet ist, bald eine Art von Grundmasse bildet, in welche Granatkristalle eingewachsen sind. Auf Adern dringt er auch in diese ein; Zwillingslamellen zeigt er ganz selten. Nur in einzelnen Varietäten ist Feldspat nachweisbar, bald als kaum durchschimmernde Grundmasse der zerkräuselten Hornblende bald ärmer an Einschlüssen oder auch davon frei. Zwillingslamellen sind auch an diesem Mineral kaum vorhanden; eine hin und wieder zu beobachtende Trübung und glimmerige Zersetzung ist den anderen Gesteinen gegenüber auffallend. Bestimmt wurden Albit und Oligoklas, in einem an Kalkspat reichen Gestein und mit diesem Mineral verwachsen, Oligoklas-Albit, endlich kommen auch Körner mit ganz ungleichmässiger Auslöschung vor.

In sehr wechselnden Proportionen findet sich Quarz, meist ohne eine Andeutung von Kataklase; er bildet, öfter mit Feldspat zusammen in isolierten, wohl sekundären Nestern ein einschlussfreies Mosaik oder mit Eisenglanz schmale Gänge, anderseits trifft man ihn in gleichmässiger Verteilung als unzweifelhat primären Gemengteil. Turmalin kommt nur vereinzelt vor, namentlich als Einschluss im Disthen, seltener im Granat.

Der Titansäuregehalt der Gesteine, meist als Rutil auskristallisiert, ist ungewöhnlich bedeutend; nur in einem einzigen der zahlreichen untersuchten Vorkommnisse konnten keine Titansäuremineralien nachgewiesen werden. Doch handelt es sich dabei kaum um ein primäres Gestein, sondern um ein sekundäres, aus Strahlstein und Magneteisen bestehendes Aggregat, welches sich konkordant zwischen die Schichten eingelegt hat. Der Rutil ist meist lichtgelb gefärbt und nicht pleochroïtisch, seine Form ziemlich gerundet, daneben finden sich violette, oft recht gut begrenzte Kristalle; beide treten als Einschlüsse in allen möglichen Mineralien auf und sind nie von pleochroïtischen Höfen umgeben. Man findet das Mineral oft haufenweise beisammen oder auch mit opakem Erz zusammen in gewundenen Bändern, die helizitisch durch Granaten hindurchsetzen. Von sonstigen Titansäuremineralien treten noch Titaneisen und Titanit auf.

Ferner wurden beobachtet Apatit in gerundeten Körnern, wenig Zirkon, Magnetkies und Schwefelkies, letzterer in Kristallen, und glänzende Blättchen von Eisenglanz, die manchmal in Menge vorhanden sind.

Endlich ist noch ein farbloses Mineral zu erwähnen, welches dem Enstatit am ähnlichsten ist, sich aber von diesem durch den optischen Charakter sowie durch geringere Lichtbrechung unterscheidet; die letztere ist nämlich etwas schwächer als jene der Hornblende. Es bildet prismatische Körper, mit gerader Auslöschung, randlich etwas zerkräuselt. Spaltbarkeit ziemlich gut prismatisch. Doppelbrechung = ca. 0,010, positive Hauptzone, negativer scheinbarer Achsenwinkel von ca. 90° ohne bemerkbare Dispersion der Achsen. Das Mineral fand sich nur in einem Gestein von amphibolitähnlicher Beschaffenheit aus dem hintersten Umbaltal und zwar ziemlich spärlich.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Amphibolite und Grünschiefer.

Auf der Nordabdachung des Gross-Venedigerstockes bilden die Amphibolite und Grünschiefer im östlichen Teile des Massivs weitaus die Hauptmasse der Gesteine, gegen Westen zu werden sie mehr und mehr von den vordringenden Granitzungen verdrängt. Ihre Hauptentwickelung in dem in Betracht kommenden Gebiet haben sie daher im Hollersbachtal, das in seiner ganzen Länge in diese Gesteine eingeschnitten ist.

In den untersten Teilen dieses Tales sind vorherrschend ziemlich dichte, licht graugrüne, phyllitartige Gesteine, welche den Chloritschiefern der Südseite oft ausserordentlich ähnlich sind, meist aber deren charakteristischen Glanz vermissen lassen. Hin und wieder beobachtet man makroskopisch auch in diesen grössere Blättchen von Biotit. Mit der Annäherung an das Zentralmassiv wird der amphibolitische Charakter dieser Gesteine mehr und mehr deutlich, sei es, dass dunkelgrüne, schon maskroskopisch erkennbare Hornblende in feinstengligen Aggregaten die Hauptmasse des Gesteines bildet, aus welchen in einzelnen Fällen bis zentimetergrosse, leistenförmige, aber scharf abgegrenzte Einsprenglinge von lichtem Saussurit hervortreten, sei es, dass grössere kurzprismatische Hornblenden von dunkler Farbe aus einer lichten Grundmasse von meist dichtem Bruch sich abheben.

Es kann nicht zweifelhaft sein, dass diese scharf umgrenzten Saussuritindividuen, welche im allgemeinen die leistenförmigen Durchschnitte des Labradors ergeben, Reste einer ursprünglichen, durch Umkristallisation in der Hauptsache verwischten Gesteinsstruktur sind und daher in genetischer Beziehung grosse Bedeutung besitzen. Sonst treten im frischen Bruch des anstehenden Gesteines keine ähnlichen Erscheinungen hervor; aber in den Rollstücken der Bäche, so namentlich im Habachtal, sieht man auf der glattgescheuerten Oberfläche nicht selten eine ophitische Struktur in ebensolcher Vollkommenheit wie an irgend einem Diabas, während im Bruch eines solchen Gerölles die ganze Erscheinung vollständig unkenntlich ist.

Die schiefrige Beschaffenheit der Gesteine ist meistens nicht allzusehr ausgeprägt, auch die Schichtung tritt weniger hervor als bei den Chloritschiefern oder Eklogiten des Südabhanges, namentlich fehlen die gelben Epidotlagen hier fast vollständig. Unter den Amphiboliten allerdings sind gebänderte Gesteine in weiterer Verbreitung vorhanden, dunkelgrüne Lagen wechseln dann mit mehr oder weniger rein weissen ab. Nur in der Umgebung der berühmten Epidotfundorte im Unter- und Obersulzbachtal enthalten die amphibolitischen Gesteine gelbe epidotreiche Schichten.

Im allgemeinen sind die dem Granit näher liegenden Gesteine grobkörniger und deutlicher als eigentliche Amphibolite charakterisiert, die entfernteren zeigen mehr den Charakter von Grünschiefern, in welchen eine völlig dichte Beschaffenheit Platz greift, aber die Abgrenzung der beiden Abteilungen ist nur sehr wenig scharf, und man findet noch in weiter Entfernung von der Kontaktzone einzelne echte Amphibolite als Zwischenlagen zwischen den Grünschiefern, in ziemlicher Nähe des Granites noch einzelne Schichten der letzteren Gesteine. Ueberhaupt ist diese Gruppe von Vorkommnissen sehr abwechselungsreich in ihrem äusseren Habitus. In den dem Granit benachbarten Zonen dieser Gesteine tritt gewöhnlich eine Verflechtung mit dem Granit ein, die besonders schön im oberen Hollersbachtal zu verfolgen ist. Dort sind die Amphibolite entweder von massenhaften Gängen von Granit

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

und Aplit durchzogen oder die letzteren Gesteine treten lagerförmig zwischen den Schichten auf, die sonst rein weissen Aplite meist durch einen Gehalt an einzelnen grösseren Hornblendenadeln ausgezeichnet, und es ergibt sich so ein ausserordentlich wechselvolles Bild. Einige Profile aus dieser Zone, welche die verschiedene Art des Auftretens dieser granitischen Apophysen zeigen, wurden im zweiten Heft dieser Beiträge gegeben.

Gegenüber dem gewöhnlich recht massigen Habitus der in den Zentralalpen so weit verbreiteten Amphibolite zeigen die Vorkommnisse des Gross-Venedigers immerhin eine etwas mehr schiefrige Beschaffenheit; während man sonst vorherschend, wenn auch mannigfach gebänderte, so doch massig brechende Gesteine findet, so ist hier eine, meist allerdings nicht recht vollkommene, aber stets vorhandene und der Bänderung parallele Absonderung nicht zu verkennen, welche in einzelnen Lagen zu deutlicher Schieferung wird. Ein anderer Unterschied gegenüber den Vorkommnissen aus anderen Zentralzonen-Gebieten verdient ferner hervorgehoben zu werden und das ist das fast vollständige Fehlen des Granates, der sonst fast überall und meist schon makroskopisch in grösserer Menge hervortritt. An der Nordabdachung des Gross-Venedigerstockes ist dagegen das Mineral als eigentlicher Gesteinsgemengteil ganz ausserordentlich selten, häufiger noch als Neubildung innerhalb der Schiefer, wobei linsenförmige, seltener auch eigentlich gangförmig auftretende Aggregate von manganhaltigem Granat mit Quarz, auch mit Biotit etc. zur Ausbildung gekommen sind, ähnlich jenen, welche ich vom Schneeberg[1]) im Passeyer beschrieben habe.

Die dichten Grünschiefer, welche hier in Frage kommen, unterscheiden sich äusserlich kaum von den Chloritschiefern der Südseite; in der mikroskopischen Beschaffenheit aber sind weitgehende Unterschiede vorhanden, welche sich in der mineralischen Zusammensetzung wie in der Struktur aussprechen. In erster Linie ist der Chlorit durchaus kein ständiger Bestandteil der Gesteine, und wo er auftritt, meist nur in einzelnen Blättchen entwickelt, dagegen nicht als Bestandteil der Flasern und Membranen, welche die Schieferung der Gesteine bedingen; seine Stelle wird im allgemeinen fast ganz von lichtgrüner Hornblende vertreten. Auch in den Amphiboliten ist der Chlorit nur ein akzessorischer Gemengteil. Ferner fehlt den Grünschiefern wie den Amphiboliten die in den Chloritschiefern so hervortretende helizitische Struktur so gut wie ganz, und wenn auch der Feldspat die gleichen Eigenschaften wie in jenen aufweist, so besitzen die massenhaften Einschlüsse kaum je die bänderartige Anordnung, sondern sind durchaus richtungslos verteilt, wie man das beim normalen Saussurit gewohnt ist.

Wenn wir auf die mikroskopische Beschaffenheit der Gesteine übergehen, so interessiert in erster Linie die Beschaffenheit des Feldspates, der nur in ganz untergeordneten Vorkommnissen fehlt, weitaus in den meisten einen hervorragenden Gemengteil bildet. Er ist hier viel häufiger einschlussfrei als in den Chloritschiefern und bildet dann meist ein recht regelmässiges Pflaster mehr oder weniger gerundeter Körner, welches entweder wie in gewissen gebänderten Amphiboliten die Lagen für sich allein zusammensetzt oder in körnigen Partien zwischen den übrigen Gemengteilen auftritt. Zwillingslamellierung oder Spaltrisse sind auch hier seltene Erscheinungen, wodurch die Bestimmung des Feldspates erschwert wird; derselbe ist aber auch in den Amphiboliten und Grünschiefern fast ausnahmslos schwächer lichtbrechend als Kanadabalsam. Weitaus die meisten der nach der Methode von Fouqué

[1]) E. Weinschenk, Die Erzlagerstätte des Schneebergs in Tirol und ihr Verhältnis zu jener des Silberbergs bei Bodenmais im bayerischen Wald. Zeitschr. prakt. Geol. 1903, XI, 231.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

vorgenommenen Bestimmungen ergaben Werte, welche mit dem Albit auf das Vollkommenste übereinstimmen; der weitaus vorherrschende Feldspat ist also auch hier Albit. Nicht allzu selten aber beobachtet man eine meist in sehr unregelmässigen Konturen verlaufende Zonarstruktur, welche auch in eine völlige Durchdringung verschiedener Glieder der Feldspatgruppe übergeht.

In allen Fällen, in welchen eine Zonarstruktur beobachtet wurde, ergaben sich scharfe Unterschiede in der Lichtbrechung zwischen Kern und Hülle, und auch die Orientierung beider erwies sich als sehr verschieden. Der Kern bedeutend schwächer lichtbrechend hat die Orientierung des Albits, was mit Hilfe der hier etwas häufiger vorhandenen Zwillingslamellen nach der Methode von Fouqué bestimmt werden konnte, in den Rand setzen die Lamellen meist nicht hinüber, doch konnte mit Hilfe der im Zentrum vorhandenen im Schnitt $\perp a$ Winkel von 85° gemessen werden, welche gegen den äussersten Rand zu ganz allmählich und ohne Grenze in 90° übergehen. So scharf die Grenze zwischen dem Kern von Albit und dem Rand von Oligoklas ist, so allmählich erfolgt der Uebergang vom normalen Oligoklas zu einem Oligoklas-Andesin, der stets das basischste Glied in allen Amphiboliten und Grünschiefern bildet. Besonders verdient hier hervorgehoben zu werden, dass bei den zonar struierten Feldspaten in diesen Gesteinen der Albit stets den Kern bildet und nach aussen zu basischere Schichten sich ansetzen, wie das auch Becke[1]) aus analogen Gesteinen beschreibt, ganz im Gegensatz zu der gewöhnlichen Erscheinung, welche man am Plagioklas der Eruptivgesteine beobachtet.

Was die Einschlüsse betrifft, so findet man nur ganz vereinzelt helizitische Züge von Hornblende und Klinozoisit; meist sind diese beiden Mineralien oder eines derselben ganz unregelmässig verteilt und treten in wirr verfilzten Aggregaten auf, wie man das am Saussurit gewohnt ist, so dass die Beobachtung des Feldspates selbst erst in ganz dünnen Schliffen möglich ist. In anderen Fällen sind sie in geringer Menge vorhanden, der Klinozoisit dann gerne in grösseren Kristallen oder an seiner Stelle auch radiale Aggregate von Chlorit. Oefter beobachtet man aus der deutlich parallel struierten Grundmasse der Amphibolite grössere Feldspateinsprenglinge sich abheben, die zweierlei Art sein können, entweder wohl lamelliert an Klinozoisit in kleinen Kriställchen äusserst reiche Individuen von Oligoklas, wie sie im Zentralgranit vorhanden sind, oder aber Albit meist mehr oder weniger gerundet und völlig klar durchsichtig.

Endlich beobachtet man grössere, wohlbegrenzte, aber nicht einheitlich auslöschende Feldspatindividuen, welche oft zu drei Vierteln aus Klinozoisit bestehen, und den makroskopisch erkennbaren Saussuriteinsprenglingen entsprechen; sie sind öfter eingewachsen in eine Grundmasse aus klarem, nicht lamelliertem Albit; in einzelnen Fällen bestehen solche Flecken auch ganz aus scharf rektangulär umgrenzten Partien von Klinozoisit. Im allgemeinen aber ist im Dünnschliff die porphyrische Struktur, welche makroskopisch oft recht deutlich hervortritt, um vieles weniger klar und die ophitische Struktur vollends, welche an einzelnen im Bach abgerollten Stücken in so vorzüglicher Weise vorhanden ist, lässt sich u. d. M. kaum mehr in Spuren erkennen.

In manchen Vorkommnissen von Amphibolit greifen die Albitindividuen mehr eckig ineinander, bis schliesslich eine ganz verzahnte Struktur hervorgeht, welche den Eindruck

---

[1]) F. Becke, Ueber Zonenstruktur an Feldspaten. Sitzungsber. Lotos 1897, Nr. 3.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

eines stark kataklastischen Aggregates macht. Aber auch dann zeigt der Albit weder Spaltbarkeit noch Lamellen. Auch einzelne der grösseren Einsprenglinge von Albit, meist einfache Zwillinge, sehen randlich wie zertrümmert aus und laufen eigenartig stenglig in das Nebengestein aus.

Die Zwischenmasse zwischen den unten zu besprechenden farbigen Mineralien bildet bald das absolut klare, feinere oder mittelkörnige Aggregat von Albit, das sich auch zu isolierten Lagen oder zu augenartigen Aggregaten absondert. Bald treten vereinzelte Einschlüsse in dem Feldspat auf, und es entwickeln sich schliesslich rein saussuritische, feinkörnige Aggregate mit richtungsloser Struktur, in welchen eine lichte Hornblende vorherrscht, meist in Verbindung mit Klinozoisit, und die von Chlorit oder von kleinen Biotitfetzen durchsetzt sind. Plagioklas ist in diesem Saussurit häufig bald in der Art, dass er isolierte, kleine, einschlussfreie Körner in demselben bildet, oder dass er in einheitlichen grösseren Individuen durch das Aggregat der stärker lichtbrechenden Mineralien durchschimmert. Der Saussurit neigt zu radialer Struktur, und besonders sind eisblumenähnliche, im polarisierten Licht prehnitähnlich parkettierte Aggregate von Klinozoisit-Epidot in denselben zu erwähnen. Diese Aggregate werden schliesslich so dicht, dass sie sich selbst im dünnsten Schliff nicht mehr auflösen lassen. Oefter sind ganz einschlussfreie Albite in der von Saussurit vollgepfropften Grundmasse vorhanden. Auch trennen sich die Aggregate des Saussurits in ähnlicher Weise wie jene von Albit in einzelnen Lagen ab und bringen so eine gebänderte Struktur hervor.

Der nächst wichtige Gemengteil der Gesteine ist die Hornblende, in äusserst verschiedenartigen Formen auftretend und selbst in einem und demselben Gestein in mehreren Ausbildungen nebeneinander vorhanden. Im allgemeinen besitzt sie im Gegensatz zu den Chloritschiefern hier viel mehr kompakten, häufig ganz kurzprismatischen Habitus; gegenüber den Eklogiten ist sie entschieden weniger natronreich. In einzelnen Amphiboliten des Hollersbach- und Habachtales beobachtet man grössere, körnig ausgebildete Individuen, welche im Kern braun, in den Randzonen blaugrün sind; der Kern zeigt dann mehr oder minder gesetzmässig oder auch ganz regellos angeordnete, opake Einschlüsse, welche dem klar durchsichtigen Rand fehlen, der nach aussen häufig wieder schilfig zerfasert. Auslöschungsschiefe, Doppelbrechung, Achsenwinkel etc. sind in den beiden verschieden gefärbten Zonen völlig übereinstimmend und dieselben verlaufen auch ganz allmählich ineinander. Solche Körner zeigen meist keinen Zusammenhang mit der Schieferung des Gesteines, während neben denselben ein weiteres, meist lichtgrünes, schwach pleochroïtisches Glied der Hornblendegruppe vorhanden ist, dessen derbe Stengel sich parallel der Schieferung legen; sie bilden besonders gerne Flasern um Einsprenglinge von Feldspat oder um Klinozoisit-Epidot-Individuen.

Die grösseren kompakten Körner, in welchen die zonar aufgebaute Hornblende auftritt, werden öfter ersetzt durch einfarbige, welche im Kern eine Anhäufung von opaken Einschlüssen aufweisen und die von dunkelgrünen Tönen bis zu den häufigeren blaugrünen des eigentlichen Karinthins wechseln. Auch diese sind gewöhnlich an den Enden schilfartig ausgewachsen und öfter durchsetzt von einem feinen Staub stark doppelbrechender Einschlüsse, wahrscheinlich von Rutil. Die unregelmässige Endausbildung tritt namentlich da hervor, wo die Zwischenmasse rein saussuritisch ist, sie erscheint nur in geringem Masse, wo Albit den Hauptbestandteil derselben bildet. Solche grössere Hornblendedurchschnitte

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sind bald arm an Einschlüssen bald geradezu skelettartig von solchen durchlöchert, auch poikilitische Verwachsungen mit Biotit finden sich.

In einzelnen Gesteinen legen sich die Hornblendeindividuen quer zur Schieferung, sie sind dann ganz besonders ausgefasert und oft völlig zertrümmert, so dass namentlich die Querschnitte im polarisierten Licht wie parkettiert erscheinen. Die letztere Erscheinung tritt indes auch da ein, wo in verhältnismässig untergeordneten Zwischenlagen durch serizitische Häute ausgezeichnete Gesteine auftreten, welche kurze, divergent schilfige Hornblendegarben enthalten.

Mineralien der Epidotgruppe sind gleichfalls in allgemeinerer Verbreitung vorhanden; wie schon der Mangel gelber Färbung bei makroskopischer Betrachtung zeigt, seltener der eisenhaltige Epidot als der eisenarme Klinozoisit. Letzterer, nicht selten auch in wohl ausgebildeten Kristallen, tritt meistens allein auf; nur untergeordnet sind Vorkommnisse, in denen er mit den stärker doppelbrechenden Gliedern der Reihe zonar verwachsen ist. Er bildet zum Teil recht grosse Individuen und ist zumeist völlig farblos, nur in einem isolierten Nest wurde deutlich gefärbter Klinozoisit beobachtet, in dem a licht weingelb, b zitronengelb war. Auch in dem Vorwiegen des Klinozoisits liegt ein Gegensatz gegenüber von den Chloritschiefern wie den Eklogiten, in welchen dieses Mineral stets in Verwachsung mit Epidot vorhanden ist.

Was die Glimmer betrifft, so wurde fast ausschliesslich Biotit beobachtet, Muskowit spielt nur als Bestandteil der serizitischen Membranen in einzelnen abweichend ausgebildeten Gesteinen eine Rolle. Der Biotit ist zum Teil kristallographisch nicht allzu schlecht begrenzt, klar und arm an Einschlüssen, mit Chlorit parallel verwachsen, manchmal neben ganz zerzauster Hornblende vorhanden, zum Teil bildet er löchrige, geradezu skelettähnliche Einsprenglinge, die nach allen Richtungen zerknittert sind; lokal verwächst er auch poikilitisch mit Hornblende. Die Biotitblättchen zeigen gewöhnlich keine Beziehungen zur Schieferung, sondern sind richtungslos angeordnet, häufig auch in die der Schichtung parallele Hornblende- oder Chloritflasern hineingestaucht oder zerfasert.

Der Chlorit, fast ausschliesslich Klinochlor mit Zwillingslamellierung und normalen Interferenzfarben, nur lokal in Nestern etwas anomal, bildet ähnlich dem Biotit, aber seltener grössere Einsprenglinge, welche quer zur Schichtung liegen. In kleinen Schuppen sind Chlorit sowohl als Biotit auch als Bestandteil des Saussurits ziemlich verbreitet; immerhin aber ist der Chlorit hier in den verschiedenartigsten Ausbildungsformen kein konstanter Gemengteil, sondern mehr zufällig und in seiner Verbreitung beschränkt, besonders fehlt er den eigentlichen Amphiboliten.

Kalkspat und Quarz sind im allgemeinen, selbst in geringen Mengen seltene Gemengteile. Ersterer zum Teil in körnigen Haufen, seltener auch lagenweise abgetrennt, zum Teil aber auch kristallographisch besser begrenzt in Chlorit und Hornblende eingewachsen; letzterer namentlich in solchen Schiefern, in welchen die serizitischen Häute eine gewisse Rolle spielen und zugleich schlierenartige Aggregate von Titanit auftreten. Mechanische Phänomene zeigen beide nicht.

Turmalin in zonar aufgebauten Kristallen, innen blau, aussen braun, ist ziemlich selten, in besonderer Menge wurde er in Amphiboliten aus dem mittleren Habachtal beobachtet. Eigenartig sind die Titansäuremineralien, welche in den verschiedenartig ausgebildeten Amphiboliten und Grünschiefern eine nicht untergeordnete Rolle spielen, ohne dass irgend eine

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Gesetzmässigkeit in ihrer Verbreitung erkannt werden konnte. Es sind wieder Titaneisen, Rutil und Titanit, von welchen bald je eines bald zwei oder alle drei in einem und demselben Gestein vertreten sind; der Titanit befindet sich besonders in Form der sogenannten Insekteneier, welche ganze Flasern bilden, manchmal auch im Albit angehäuft sind. Das Titaneisen bildet in einigen Gesteinen prächtige Skelette, die zum Teil in Rutil umgewandelt sind, in anderen geht es randlich in Titanit über. In wieder anderen Gesteinen enthalten grössere derbe Partien von Titaneisen einen gelb durchsichtigen Kern von Rutil. Dann kommt Rutil von Titanit umrandet vor oder der Rutil umschliesst den Titanit, kurzum diese Mineralien verbinden sich in der mannigfaltigsten Weise. Schon aus diesem äusserst wechselnden Verhältnis der verschiedenen Titansäuremineralien folgt, dass es sich hier nicht um Umwandlungserscheinungen handelt, zumal oft nebeneinander die entgegengesetzten Kombinationen vorhanden sind. In den hier in Betracht kommenden Gesteinen handelt es sich nach der ganzen Art der Ausbildung im Gegensatz zu den Beobachtungen von Rosenbusch[1]) um eigentliche primäre Verwachsungen. Es müssen noch die prächtigen, zum Teil ziemlich grossen Herzzwillinge von Rutil erwähnt werden, die in einigen Gesteinen dieser Gruppe vorhanden sind.

Einen nicht seltenen, meist schon makroskopisch erkennbaren Bestandteil bildet ferner der Schwefelkies, der zum Teil in guten Kristallen auftritt, welche in einem Vorkommnis aus dem Untersulzbachtal von Chlorithöfen umschlossen werden, die eigentümliche, augenähnliche Form annehmen. Eisenglanz ist dagegen nur lokal in grösserer Menge vorhanden: einzelne Amphibolite aber sind von den scharf begrenzten Täfelchen, die öfter rot durchsichtig werden, wie besät. Ueber die Verbreitung von Zirkon und Apatit endlich kann auch bei diesen Vorkommnissen nur soviel gesagt werden, dass sie nicht in grösserer Menge vorhanden sind.

Mineralische Zusammensetzung der Schiefer.

Was zunächst die mineralogische Zusammensetzung der im vorhergehenden besprochenen Gesteine der Schieferhülle betrifft, so ist dieselbe in mehr als einer Beziehung von ganz hervorragendem Interesse.

In erster Linie hervorzuheben ist der Typus des Plagioklases, der in allen untersuchten Gesteinen so ausserordentlich übereinstimmend ist, wie die nach Hunderten zählenden Bestimmungen mittels der unanfechtbaren Fouquéschen Methode beweisen, mit denen auch die aproximative Messung der Lichtbrechung durchaus gleichwertige Resultate ergab. Letztere Methode allerdings, so zuverlässig sie an sich ist, — was gegenüber den Ausführungen Vaters[2]) betont werden muss, — würde keine Entscheidung darüber geliefert haben, ob Orthoklas oder saurer Plagioklas vorliegt, und anderenteils ist die Beschaffenheit der genauer studierten Feldspate für Bestimmungen nach sonstigen Methoden eine äusserst wenig geeignete. Das Zurücktreten der Zwillingslamellen, deren Spuren man in den meisten der untersuchten Gesteine erst nach längerer Uebung überhaupt entdeckt, ist für zahlreiche

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der gesteinsbildenden Mineralien, XVIII.
[2]) H. Vater, Ueber Ktypeït und Conchit. Zeitschr. Kristallogr. 1902, XXXV, 149.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Forscher die Ursache gewesen, derartige Vorkommnisse als Orthoklas-führende zu beschreiben. Meiner Ueberzeugung nach ist Orthoklas in den Gesteinen der Schieferhülle des Gross-Venedigers, abgesehen von vereinzelten „Gneisen", nirgends vorhanden, und der gesamte, oft recht bedeutende Feldspatgehalt derselben ist als Plagioklas anzusprechen.

Wo überhaupt durch Spuren von Spaltrissen oder von Lamellen die Möglichkeit einer exakten Bestimmung geboten war, ergab sich als überwiegend vorherrschendes Glied der Feldspatgruppe ein völlig normaler Albit, dessen optische Eigenschaften mit den von Fouqué[1]) am reinen Albit bestimmten auf das Vollkommenste übereinstimmen. Neben demselben, aber ganz untergeordnet, wenigstens in den meisten der untersuchten Schiefer, ist Oligoklas vorhanden, und es ist wiederum bemerkenswert, dass selbst in den seltenen zonar struierten Individuen, in welchen beide Glieder der Feldspatgruppe zu einem Kristall vereinigt sind, sich dieselben scharf voneinander abheben und in keinem Fall durch isomorphe Mischungen von intermediärer Zusammensetzung verbunden sind. Anderseits findet in vereinzelten Fällen vom Oligoklas zu einem Oligoklas-Andesin ein ganz allmählicher Uebergang statt. Letzterer stellt den basischsten Feldspat dar, welcher in diesen Gesteinen überhaupt beobachtet wurde.

Im Gegensatz zu den gewohnten Erscheinungen steht ferner die Verteilung der verschiedenen Feldspate innerhalb der zonar struierten Individuen, indem hier ausschliesslich die umgekehrte Reihenfolge gefunden wurde: der innere Kern des Kristalles ist stets Albit, die äusseren Zonen bestehen dagegen aus basischeren Plagioklasen.

Wenn man das Auftreten von Zwillingslamellen mit dynamischen Einwirkungen in Verbindung bringen will, wie das schon öfter[2]) versucht wurde, so ist ihr Zurücktreten in diesen so gerne als dynamometamorph bezeichneten Gesteinen auffallend, steht aber in gewissem Zusammenhang mit dem allgemeinen Fehlen dynamischer Strukturen in dem gesamten Bereich der Schieferhülle. Allerdings hebt schon Zirkel (l. c.) hervor, dass im allgemeinen in den beiden Endgliedern der Feldspatreihe die Zwillingslamellen spärlicher zu sein pflegen als in den Mittelgliedern, aber es scheint, dass die genetischen Verhältnisse dabei in viel höherem Maasse in Betracht kommen als die Zusammensetzung des Feldspates selbst. Ist es doch bezeichnend, dass in kalkreichen Gesteinen, namentlich in den Kalkglimmerschiefern des in Betracht kommenden Gebietes selbst der normale Albit reich an Lamellen ist.

Mit Ausnahme einzelner Eklogite, in welchen etwas getrübte Plagioklase vorhanden sind, erscheinen dieselben stets tadellos frisch und absolut klar. Und wenn auch die Individuen infolge der grossen Masse von Einschlüssen kaum mehr durchsichtig werden, so ist doch in den Schiefern ebensowenig wie im Zentralgranit selbst irgend eine Spur einer Verwitterung oder Zersetzung zu erkennen. Während man im Feldspat des Granites selbst die massenhaften Mikrolithen von Klinozoisit, Granat etc. mit der Substanz des Feldspates in Beziehung bringen konnte, kann davon in den Schiefern im allgemeinen nicht die Rede sein. Bei dem Vorherrschen der Hornblende unter den vom Feldspat umschlossenen Mineralien kann man nicht daran denken, die Einschlüsse als Umwandlungsprodukte anzusehen, und völlig zur Unmöglichkeit wird eine derartige Hypothese durch die helizitische An-

---

[1]) F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. soc. franç. minéral. 1894, XVII, 281.

[2]) F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, I. Bd., 1893, 225.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ordnung dieser Einschlüsse, die namentlich in den Chloritschiefern so charakteristisch hervortritt. Im Gegensatz steht diese Beobachtung zu den Angaben zahlreicher Autoren, welche ähnliche Gesteine beschreiben und wie Duparc und Mrazec[1]) den Feldspat zersetzt finden. Besonders hervorzuheben ist die (l. c. p. 37) gemachte Aeusserung, dass sich der Feldspat kaolonisiert, indem er sich mit Serizit belädt. Das sind doch einander ganz entgegengesetzte Prozesse.

Bemerkenswert ist endlich, dass man in den „Gneisen" zwei verschiedenartige Plagioklase nebeneinander beobachtet, die sich viel weniger durch ihre Zusammensetzung als durch ihre Mikrostruktur unterscheiden. Die einzelnen zwillingslamellierten, an Epidotmikrolithen reichen Individuen von Oligoklas resp. Oligoklas-Albit stimmen so sehr mit jenen im Zentralgranit überein und weichen soweit von dem daneben vorhandenen normalen Albit der Schiefer ab, dass man sie nur als aus dem Granit aufgenommen ansehen kann.

Auch die Mineralien der Epidotgruppe zeigen manche eigenartige Erscheinung. Vor allem ist zu betonen, dass Zoisit α,[2]) welcher bisher als besonders verbreitet in Amphiboliten und analogen Schiefern galt, hier nur in zwei Schliffen unter den zahlreichen, welche untersucht wurden, nachgewiesen werden konnte. All das, was man bisher dafür nahm, erwies sich bei der Untersuchung im konvergenten, polarisierten Licht als Klinozoisit. Etwas verbreiteter, aber immer noch recht beschränkt ist der Zoisit β, der vor allem in den Knotenglimmerschiefern allein vorhanden ist, und im Cipolin verwachsen mit Zoisit α auftritt, während er im Kalkglimmerschiefer neben Klinozoisit, aber nicht mit diesem verwachsen beobachtet wurde. Die Unterscheidung dieser drei schwach doppelbrechenden Glieder der Epidotgruppe hat sich als nicht so schwierig erwiesen, wie es anfangs[3]) schien. Wie eingehende Untersuchungen im konvergenten, polarisierten Licht an einer ungemein grossen Zahl von Schliffen bewiesen haben, lässt sich eine Unterscheidung schon nach dem Ton der Interferenzfarben ausführen. Der anomalste ist der Klinozoisit mit tiefpreussischblauen Tönen, graublaue Interferenzfarben gibt der Zoisit α und beim Zoisit β nähern sich dieselben dem reinen Grau erster Ordnung, einen Schliff von normaler Dicke vorausgesetzt.

Schwieriger ist die Unterscheidung gegenüber einer anderen Reihe von Gliedern der Epidotgruppe, welche bisher noch wenig eingehend untersucht worden sind, da sie stets nur in winziger Menge als Bestandteile der Gesteine auftreten und makroskopisch noch gar nicht bekannt sind. Dieselben sind wie die besprochenen Mineralien farblos oder in den hier in Betracht kommenden Gesteinen häufiger licht violett gefärbt, haben ebenso wie die Zoisite wechselnde Lage der Achsenebene, bald parallel bald senkrecht zur Hauptzone mit verschiedenen Achsenwinkeln, geben ebenso wie diese bald normale bald ganz anomale Interferenzfarben, unterscheiden sich aber durch zwei Eigenschaften in charakteristischer Weise von denselben. In erster Linie ist es die grosse Auslöschungsschiefe, welche namentlich an den häufigen Zwillingen gemessen werden kann und 36—38° beträgt, gegenüber dem geringen Betrag derselben beim Klinozoisit, dann aber treten in ihrer Umgebung stets charakteristische pleo-

---

[1]) L. Duparc und L. Mrazec, Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Montblanc. Mém. soc. phys. Genève 1898, XXXIII, Nr. 1.

[2]) Vergl. P. Termier, Sur une variété de zoïsite des schistes metamorphiques des Alpes. Bull. soc. franç. minéral. 1898, XXI, 148, ferner: Sur une association d'épidote et de zoïsite et sur les rapports cristallographiques de ces espèces minérales. Ebenda 1900, XXIII, 50.

[3]) E. Weinschenk, Ueber Epidot und Zoisit. Zeitschr. Krystallogr. 1896, XXVI, 156.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

chroïtische Höfe hervor, sobald sie in Glimmer oder Chlorit als Einschlüsse auftreten. Beide Eigenschaften haben sie mit dem Orthit[1]) gemeinsam, und sie wurden daher mit diesem identifiziert, obwohl irgend ein chemischer Anhaltspunkt dafür, wie hervorzuheben ist, fehlt. Trotz der grossen Verbreitung, welche solche Mineralien in den verschiedenartigsten Gesteinen besitzen, gelang es mir nur, einen Teil eines Milligramms derselben völlig rein zu erhalten. Dieses geringe Material wurde qualitativ im chemischen Laboratorium der hiesigen technischen Hochschule auf Cer geprüft, aber mit negativem Resultat. Doch ist nach freundlichen Mitteilungen des Herrn Prof. Muthmann darin kein Beweis gegen das Vorhandensein von Ceriterden zu erblicken, da einesteils die Substanzmenge so ausserordentlich gering war, anderseits die Reaktionen der Ceriterden sehr wenig intensiv sind.

Ich halte mich daher, trotz dieses negativen Resultates, im Hinweis auf die optische Uebereinstimmung dieser Mineralien mit dem Orthit für berechtigt, sie direkt mit demselben zu identifizieren. Eingehendere Untersuchungen werden dann ergeben, dass man wieder Orthit α und Orthit β abtrennen muss, die sich ebenso wie die entsprechenden Zoisite durch Lage der Achsenebene, Grösse des Achsenwinkels und die Dispersion der Achsen unterscheiden. Dann würde die Epidotgruppe mindestens fünf verschiedene, schwach doppelbrechende Glieder umfassen. Die hier in Betracht kommenden Orthite sind namentlich im Gneis und Glimmerschiefer verbreitet und scheinen den Hornblende- und Chloritgesteinen zu fehlen. Der gewöhnliche braune Orthit, der im Centralgranit eine so grosse Rolle spielt, wurde dagegen in keinem der Schiefer aufgefunden. Bemerkt mag noch werden, dass trotz der ungemein grossen Menge von Titansäuremineralien in den meisten Schiefern, der Orthit das einzige Mineral in denselben ist, um welchen sich pleochroïtische Höfe entwickeln.

Was die Verbreitung der übrigen Glieder der Epidotgruppe betrifft, so ist auch darin mancher Unterschied der einzelnen Gesteinsgruppen zu konstatieren. In den Amphiboliten und Grünschiefern der Nordseite herrscht der Klinozoisit vor und ist in einer grossen Reihe von Gesteinen allein vorhanden, in den Eklogiten des Südabhanges dagegen sind die kräftig doppelbrechenden Epidote viel weiter verbreitet und der Klinozoisit tritt nur untergeordnet in einzelnen Zonen der zonar gebauten Kristalle auf. In den Chloritschiefern endlich stellen die einzelnen Individuen meist eine Kombination von Klinozoisit mit Epidot dar, mit einer wechselnden Reihenfolge der einzelnen Schichten.

Auch die Mineralien der Chloritgruppe zeigen in ihrer Verbreitung einige Besonderheiten; als Bestandteile der Schiefer wurden fast ausschliesslich wohl zwillingslamellierte Blättchen von Klinochlor beobachtet, welche vollständig oder doch sehr annähernd normale Interferenzfarben geben, untergeordnet und meist nur in Nestern oder radialen Aggregaten, die in einzelnen Fällen mit Sicherheit als zersetzte Granaten erkannt wurden, findet sich nicht lamellierter Pennin mit anomalen, rostbraunen und blauen Interferenzfarben von sehr geringer Lichtstärke, letzterer herrscht dagegen im Centralgranit sowohl als in den sekundären Aggregaten der Serpentine. Im Gegensatz zu Tschermaks[2]) Beobachtungen erscheint der Klinochlor als wichtigster Gemengteil der grünen Schiefer, eine Differenz,

---

[1]) E. Weinschenk, Gesteinsbildende Mineralien, Freiburg 1901, 83; B. Baumgärtel, Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrb. geol. Reichsanst. 1902, LII, 228.

[2]) G. Tschermak, Die Chloritgruppe, II. Teil. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien 1901, C, I, 29.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

welche dadurch zu erklären ist, dass die „Chloritschiefer", die Tschermak in dieser Richtung untersuchte, in der Hauptsache gar keine Chloritschiefer waren, sondern die im ersten Teil dieser Beiträge an zahlreichen Stellen erwähnten Magneteisen führenden Chloritaggregate, welche hauptsächlich gangförmig im Serpentin auftreten und mit Schiefern nichts zu tun haben.

Eigentümlich ist auch das Verhalten der Titansäuremineralien, von welchen Rutil, Titanit und Titaneisen beobachtet wurden; der sonst in umgewandelten Gesteinen so verbreitete Anatas fehlt. Irgend eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der drei Mineralien war nicht aufzufinden, mit Ausnahme der Beobachtung, dass der Rutil in den Eklogiten vorherrscht, während die Chloritschiefer hauptsächlich Titanit enthalten. In einzelnen Fällen sieht man Titaneisenskelette zum Teil in Rutil umgewandelt, in anderen scheint der entgegengesetzte Prozess vor sich gegangen zu sein, und auch die Kombinationen dieser mit Titanit variieren sich in der mannigfaltigsten Weise, so dass z. B. in den Amphiboliten, worauf schon hingewiesen wurde, die mannigfachsten Verwachsungen nebeneinander vorkommen, so dass hier speziell von Umwandlung und Uebergängen nicht die Rede sein kann.

Endlich mag noch auf die Verbreitung des Turmalins in allen untersuchten Gesteinsgruppen, besonders in den gut schiefrigen, hingewiesen werden, der überhaupt in den zentralalpinen Schiefern wenigstens in einzelnen Nädelchen nicht zu fehlen pflegt. Dass in den Schiefern dunkle, in den Kalken lichtere Varietäten auftreten, ist gleichfalls übereinstimmend mit den Beobachtungen in anderen Gebieten.

Talk und Kaolin, welche von anderer Seite häufiger in entsprechenden Gesteinen erwähnt werden, wurden trotz intensiven Suchens in den Schiefern des Gross-Venedigers (ausser Talk am Serpentinkontakt) nicht gefunden; sie sind auch unzweifelhaft als eigentliche Bestandteile der allerverschiedenartigsten Schiefer im Gebiete der Alpen nicht vorhanden. Der Talk findet sich lokal zwar auch in den Alpen in ungemein bedeutenden Mengen angehäuft, aber stets unter ganz besonderen Verhältnissen, wo er dann im allgemeinen die Hauptmasse des Gesteines ohne Rücksicht auf dessen ursprüngliche Zusammensetzung verdrängt, wie z. B. in den Talkschiefern der Steiermark. Als untergeordneter Gesteinsbestandteil tritt er nur im Serpentin und den diesen begleitenden Neubildungen auf. Seine Bestimmung in der Gruppe der hier speziell in Betracht gezogenen Schiefern dagegen ist falsch und beruht auf seiner Aehnlichkeit mit Muskowit und Serizit.

Aehnliche Ueberlegungen legt die Bestimmung des Kaolins nahe, auch hier ist es nicht das wasserhaltige Tonerdesilikat, das den Namen Kaolin führt, sondern die gewöhnlichen serizitischen Umwandlungsprodukte der Feldspate, welche mit Kaolin nichts zu tun haben. Kaolin ist im Gebiete der Zentralalpen trotz der ungemein bedeutenden granitischen Massengesteine eine ganz ausnahmsweise Erscheinung, sicher nachgewiesen kaum an zwei bis drei Punkten, was besonders hervorgehoben zu werden verdient. Aber auch sonstige Umwandlungen sind an den Feldspaten der zentralalpinen Gesteine kaum vorhanden; Stücke mit umgewandeltem oder auch nur angegriffenem Feldspat z. B. aus dem etwa 5000 Stücke umfassenden Gesamtmaterial des Gross-Venedigers, das mir zur Untersuchung vorliegt, kann man an den Fingern abzählen. Einschlussreich sind ja namentlich die Plagioklase in den verschiedensten Gesteinen des Gebietes, aber von Umwandlung ist meist keine Spur zu erkennen. Endlich wurden in den untersuchten Schiefern drei Mineralien konstatiert, welche

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

mit den gewöhnlichen, in ihren Eigenschaften genauer bekannten Mineralien nicht übereinstimmen, aber zum Teil wegen zu geringer Menge, zum Teil wegen ihrer Unreinheit chemisch nicht untersucht werden konnten.

Von Erzmineralien ist abgesehen von Titaneisen namentlich das Magneteisen als Bestandteil der Chloritschiefer zu erwähnen. Der Eisenglanz erscheint häufiger, wie in Kontaktgesteinen gewöhnlich, als sekundärer Gemengteil. Von den Eisensulfiden scheint in den kalkreicheren Gesteinen der Magnetkies vorzuherrschen, der überhaupt in solchen Vorkommnissen eine nicht untergeordnete Rolle spielt, in den silikatreichen Schiefern dagegen ist der Schwefelkies viel weiter verbreitet.

Die Struktur der Schiefer.

Auch in Beziehung auf die Struktur sind mannigfache Erscheinungen vorhanden, welche eine eingehendere Würdigung verdienen. Die wichtigste Beobachtung in dieser Beziehung ist wohl in dem Mangel mechanischer Strukturen gegeben, welcher die Schiefer den granitischen Gesteinen gegenüber in so hohem Maasse auszeichnet. Wenn auch lokal fast in jeder Gruppe auch unter den ersteren einzelne kataklastische Erscheinungen beobachtet wurden, so bilden diese doch nur seltene Ausnahmen und in der Hauptanzahl der untersuchten Proben zeigen selbst Mineralien, welche dem Druck gegenüber zu den allerempfindlichsten gehören, auch nicht eine Spur einer Zertrümmerung. Wo grobkörnige Quarzaggregate keine Andeutung einer Trümmerstruktur aufweisen, wo Kalkspatkörner kaum eine Zwillingslamellierung, und wenn eine solche vorhanden ist, keine Biegungen derselben erkennen lassen, da dürfte doch wohl der Beweis geliefert sein, dass schon während der Kristallisation der betreffenden Gesteine die Bewegung der Massen zur Ruhe gekommen war. Denn der von Rosenbusch[1]) aufgestellte Satz, dass kein Körper durch dieselbe Kraft wieder zerstört wird, welche zu seiner Bildung Anlass gegeben hat, steht nicht im Einklang mit den physikalischen Gesetzen. Wenn der Druck, der z. B. zur Entstehung eines Turmalins, eines Quarzes etc. Anlass gibt, gleichzeitig auch Verschiebungen innerhalb der Gesteine hervorbringt, welche sich als Gebirgsfaltung äussern, so werden durch denselben eben auch die einzelnen Teile des sich bildenden Minerales verschoben und das schliesslich zur Ruhe gekommene Gestein muss die Bewegungen, welche sich während seiner Kristallisation vollzogen, deutlich verfolgen lassen.

Man hat von vornherein die Theorie der Dynamometamorphose auf der Erscheinung der intensiven Gesteinsfaltung und der Zertrümmerung begründet, welche man in solchen Gesteinen beobachtete, und versuchte nun durch den oben angeführten Satz das weit verbreitete Fehlen solcher Strukturen, namentlich in den zentralalpinen Schiefern, mit dieser Theorie in Einklang zu bringen. Auch von einer bruchlosen Faltung im Sinne Heims kann nicht die Rede sein, denn die sämtlichen Gesteine, welche hier beschrieben wurden, sind in ihrem heutigen kristallinischen Zustand überhaupt nicht gefaltet worden.

[1]) H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges. Neues Jahrb. Mineral. 1889, II, 97. „Was während des Druckes und durch den Druck sich bildete, wird durch ihn nicht deformiert. Keine Kraft zerstört das, was sie schuf, so lange die Existenzbedingungen des Geschaffenen fortdauern."

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sondern die Faltung war abgeschlossen, als ihre Kristallisation begann. Nur untergeordnete Spannungen kamen später noch zur Auslösung, welche aber keineswegs zu bruchloser Faltung, sondern in charakteristischer Weise zu den lokal vorhandenen Trümmerstrukturen Anlass gaben.

Dass die zuletzt erwähnten, modifizierten Gesteine sehr häufig ihre Festigkeit trotz allgemeiner Zermalmung nicht eingebüsst haben, ist gleichfalls eine bemerkenswerte Erscheinung. Aber es lassen sich ja selbst pulverisierte Mineralien durch gewaltigen Druck so zusammenpressen, dass dieselben eine ziemlich bedeutende Festigkeit erreichen, so dass es von diesem Standpunkt aus nicht auffallend erscheint, wenn die bei den Pressungsversuchen von Adams und Nicolson[1]) oder von Rinne[2]) völlig zu feinem Sand zermalmten Kalkspate ihren Zusammenhang nicht verloren haben; irgend eine besondere Folgerung für den Metamorphismus kann daraus nicht abgeleitet werden.

Die zweite Struktureigentümlichkeit, welche für die genetischen Beziehungen der Schiefer eine grosse Bedeutung besitzt, ist die helizitische Struktur, das Hindurchsetzen der Schichtung durch neugebildete grössere Einsprenglinge. Rosenbusch zieht aus dieser Erscheinung, welche in zahlreichen „kristallinischen Schiefern", besonders jenen der Zentralalpen von weitester Verbreitung zu verfolgen ist, den Schluss, dass darin „ein sicherer Beweis für die Mineralneubildung in starrer Gesteinsmasse und für die Gleichzeitigkeit der verschiedenen Mineralbildungen" gegeben sei. Wie molekulare Bewegungen in starrer Gesteinsmasse vor sich gehen sollen, — und solche müssen doch wohl da angenommen werden, wo grosse Kristalle von Granat, Zoisit etc. aus einem ursprünglich homogenen Schiefer sich abscheiden, — ist doch nicht leicht denkbar und wird auch durch die von den Anhängern des Dynamometamorphismus nach jeder Richtung ausgebeuteten Springschen Versuche in keiner Weise klar gestellt, denn bei diesen Versuchen handelt es sich um Stoffe, welche wenigstens der Mehrzahl der gesteinsbildenden Mineralien gegenüber entgegengesetzte physikalische Eigenschaften haben. Diese Substanzen, meist Salze von Schwermetallen, mit welchen die Springschen Versuche geglückt sind, haben in geschmolzenem Zustand ein kleineres Volumen als in festem; es muss also durch Erhöhung des Druckes bei diesem eine Erniedrigung des Schmelzpunktes eintreten, wodurch schliesslich ein mehr oder minder deutlich viskoser Zustand der Masse entsteht. Und in einem solchen plastischen Zustand, nicht im starren erfolgten die vielberühmten molekularen Umlagerungen. Wenn V. Graber[3]) in einer Entgegnung auf meine Beobachtungen bezüglich des Dynamometamorphismus das Flüssigwerden eines Gesteines unter hohem Druck als Grundlage seiner gesamten Deduktionen voraussetzt, so bewegt er sich nicht auf dem Boden der physikalischen Tatsachen. Und dadurch fällt auch das ganze auf dieser Hypothese errichtete Gebäude, wie bei anderer Gelegenheit nachgewiesen werden soll.

Die Mineralien der Gesteine zeigen, soweit sie bis jetzt untersucht sind, ein gegenteiliges Verhalten: durch den Druck wird also hier das Gegenteil bewirkt, es findet eine Erhöhung des Schmelzpunktes statt, und durch den Druck allein werden diese Stoffe

---

[1]) F. D. Adams und J. T. Nicolson, An experimental investigation into the flow of marble. Philos. transact. roy. soc. London 1901, A, CXCV, 363.

[2]) F. Rinne, Beitrag zur Kenntnis der Umformung von Kalkspatkristallen und von Marmor unter allseitigem Druck. Neues Jahrb. Mineral. 1903, I, 160.

[3]) H. V. Graber, Ueber die Plastizität granitischer Gesteine. Verh. geol. Reichsanst. 1902, 114.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

noch starrer, noch weniger reaktionsfähig und beweglich, wenn nicht gleichzeitig andere physikalische Faktoren hinzutreten, welche die Wirkung des Druckes wieder aufheben. Hohe Spannung bewirkt in den Gesteinen in erster Linie, dass die Porosität mehr und mehr abnimmt, dass an Stelle lockerer Massen verbandsfeste Bildungen treten, in welchen aber selbst bei den enormsten Spannungsverhältnissen ohne Zuhilfenahme anderer Faktoren Mineralneubildungen nicht entstehen. So wurden durch hohen hydraulischen Druck in einer Kunststeinfabrik zu Wurlitz bei Hof im Fichtelgebirge Gemenge von pulverisiertem Serpentin mit anderen Mineralpulvern bei gewöhnlicher Temperatur zu kompakten Massen zusammengepresst, aus welchen sich ziemlich leicht Dünnschliffe anfertigen liessen, in denen keine Spur einer mineralogischen Aenderung zu erkennen war. Solche traten erst ein, als bei weiterer technischer Behandlung die so formierten Steine erhöhter Temperatur ausgesetzt wurden.

Man wird nun allerdings diesem Versuch entgegenhalten, dass in den Gesteinen vorhandene Gebirgsfeuchtigkeit als mineralbildendes Agens die Beweglichkeit der Moleküle fördert. Doch waren auch jene Serpentinpulver mindestens ebenso feucht, wie Gesteine in einer Tiefe von einigen hundert Metern unter der Oberfläche. Auch die durch die Bewegung der einzelnen Teile sich entwickelnde hohe Temperatur wird sehr gerne bei diesen theoretischen Betrachtungen in den Vordergrund gestellt, in besonderem Masse von Hörnes,[1]) der selbst eine Verkokung von Steinkohle der Erhitzung der Gesteinsmassen bei der Gebirgsfaltung zuschreiben möchte. Man geht dabei im allgemeinen von der geringen Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine aus, welche die Gelegenheit bieten würde, eine Ansammlung der bei den äusserst langsam wirkenden gebirgsbildenden Prozessen in langen Zeiträumen frei werdenden Wärme so sehr zu konzentrieren, dass tatsächlich eine gewisse Beweglichkeit der Moleküle bewirkt würde.

Bei letzterer Anschauung gibt es zwei Möglichkeiten, entweder man denkt sich die Gesteine gebirgsfeucht, wobei man dem Wasser bei der erhöhten Temperatur die Rolle des Mineralbildners zuschreibt, oder man geht davon aus, dass Gesteine in grossen Tiefen völlig trocken sind. Im ersteren Fall wird die Gebirgsfeuchtigkeit die Wärme, welche sich während der unendlich langsam vor sich gehenden Faltungsprozesse entwickelt, auf weitere Entfernungen verteilen und dadurch in ihrer Wirksamkeit beeinträchtigen; unter solchen Verhältnissen wird eine Temperaturerhöhung im stark zusammengepressten Gestein um 10° oder 20° schon weit übertrieben sein. Bei der anderen Annahme, dass nämlich das Gestein trocken ist, entbehrt man des Transportmittels für die Moleküle, des Wassers, und wenn auch die Versuche von Adams und Nicolson bewiesen, dass bei einer Temperatur von 300°—400° Kalkspat sich viel weiter bruchlos deformieren lässt als bei gewöhnlicher Temperatur, und dass dann seine Moleküle schon eine gewisse Bewegungsfähigkeit besitzen, so ist einesteils der Kalkspat an sich eines der plastischsten Mineralien, anderseits erscheint eine Temperatur von 300°—400°, welche zudem bei den meisten Gesteinen gar keine Bedeutung haben würde, weit jenseits von allem, was man aus den Gebirgsbewegungen ableiten kann. Welche hohe Temperaturen müssten sich dann an den Bruchstellen, an Verwerfungen und Ueberschiebungen konzentrieren, wo die intensivste Gesteinszerreibung lokalisiert und die Bewegung eine unzweifelhaft unvergleichlich viel schnellere war. Und doch haben wir gerade

[1]) R. Hörnes, Der Metamorphismus der obersteierischen Graphitlagerstätten. Mitt. naturw. Ver. Steierm. 1900, 90.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dort nur Zerreibung, nur Zertrümmerung und nicht die grossartigen Mineralneubildungen, welche unsere alpinen Schiefer auszeichnen. Man vergleiche mit diesen nur den „Lochseitenkalk“ oder den „Pfahlschiefer“, und man wird der Anhäufung hoher Temperaturen bei Gebirgsbewegungen selbst nur in lokaler Verbreitung keine Bedeutung mehr beilegen; als regionales Agens kommt sie überhaupt nicht in Betracht.

Allerdings wird auch die Temperatur der Tiefe selbst mit bei diesen Hypothesen in Betracht zu ziehen sein, da man sich solche Umformungen doch stets in nicht unbedeutender Tiefe unter allseitiger Belastung vor sich gehend denken muss, und es ergibt sich daraus eine direkte Verbindung des plutonischen Regionalmetamorphismus mit dem Dynamometamorphismus, wie es z. B. Milch[1]) annimmt, wenn er sagt: „Hierzu ist eine Dislokation, eine Faltung durchaus nicht erforderlich, es können also vollkommen ungestörte Schichten metamorphosiert werden, es genügt hierzu der Druck der auf ihnen ruhenden Gesteine und die dadurch bewirkte Temperaturerhöhung.“ . . . „In Faltengebirgen gesellt sich zu dem Druck der hangenden Gesteine noch der Druck, den der Seitenschub ausübt, resp. er tritt an des ersteren Stelle; demgemäss nehmen im gefalteten Gebirge jüngere Schichten Grundgebirgsfacies an, die in ungefalteten Teilen der Erde infolge geringerer Belastung gegenwärtig noch wenig oder gar nicht metamorphosiert sind.“

Wie bedeutend die Temperaturerhöhung durch die überlastenden Gebirgsmassen in dem hier in Frage stehenden Gebiete jemals gewesen ist, entzieht sich einer auch nur approximativen Bestimmung, dass aber von den Höhen der Zentralalpen Massen von vielen Kilometern Mächtigkeit abgetragen worden sein sollten, welche bei solchen Betrachtungen notwendig erscheinen, ist doch wohl nur eine der Theorie zu Liebe gemachte Annahme, für welche irgend einen Beweis zu finden, recht schwer halten dürfte. Wenn aber eine bedeutende Temperaturerhöhung infolge überlastender, mächtigster Schichtenkomplexe nicht wahrscheinlich zu machen ist, wenn anderenteils die für die Beweglichkeit der Moleküle in diesen Gesteinen so notwendige, stark erhöhte Temperatur bei der Langsamkeit der Wirkung der gebirgsbildenden Prozesse auch aus diesen nicht abgeleitet werden kann, so müssen wohl andere Ursachen für deren Umkristallisation als massgebend angenommen werden. Rosenbusch sagt, dass die von mir als helizitisch bezeichnete Struktur ein Beweis dafür sei, dass die „Mineralneubildung in starrer Gesteinsmasse“ vor sich ging. Im Gegensatz dazu möchte ich besonders darauf hinweisen, dass diese Struktur ihre hauptsächliche Verbreitung hat in Gesteinen, bei deren Umwandlung die Gesteinsmasse sicher nicht starr war, nämlich bei der Kontaktmetamorphose. Denn dass die von mir früher beschriebenen, von granitischem Magma durchtränkten „Cordieritgneise“ des bayerischen Waldes,[2]) welche die helizitische Struktur am schönsten zeigen, sich während ihrer Umkristallisation in starrem Zustand befanden, das steht im Gegensatz zu der ganzen Beschaffenheit dieser Gesteine. Hier handelt es sich um Schiefer, welche von den mineralbildenden Agentien des Granites durchtränkt waren, und die so kein starres, sondern ein viskoses Substrat darstellten, und wenn nun in diesen in besonders hervorragender Ausbildung dieselbe Struktur vorhanden ist, so kann ich diese nicht für einen Beweis der Umbildung in starrem Zustand ansehen. Im Gegenteil,

[1]) L. Milch, Beiträge zur Lehre von der Regionalmetamorphose. Neues Jahrb. Mineral. 1894, B.B. IX, 101.

[2]) E. Weinschenk, Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. Diese Abh. 1901, XXI, II, 351.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

es handelt sich hier um eine typische Kontaktstruktur, wie überhaupt bei der kontaktmetamorphen Umbildung der Gesteine alle Struktureigentümlichkeiten häufig auf das Vollkommenste bewahrt bleiben.

Uebrigens gibt ja Rosenbusch selbst zu, dass ein Unterschied der Struktur dynamometamorpher und kontaktmetamorpher Gesteine nur schwer festzustellen sei, und so finden wir in allen Strukturerscheinungen der Schiefer des Gross-Venedigers die normalen Formen kontaktmetamorpher Gesteine. In keinem Andalusithornfels der Vogesen ist die sogenannte Pflasterstruktur in so vollkommener Weise ausgebildet wie in den Chloritschiefern des Gross-Venedigers mit ihrem aus gerundeten Individuen bestehenden Feldspatmosaik. Nirgends ist der Reichtum an Einschlüssen mehr in die Augen fallend als in den hier besprochenen Gesteinen, alles Dinge, welche für Kontaktgesteine charakteristisch sind.

Wenn so in Bezug auf die Struktur der Gesteine volle Uebereinstimmung mit kontaktmetamorphen Bildungen in jeder Beziehung ausser allem Zweifel steht, so wäre zu untersuchen, ob nicht in anderer Richtung so schwer wiegende Unterschiede aufgefunden werden können, dass man durch diese zu einer abweichenden Annahme gezwungen würde.

Betrachten wir zunächst die Verteilung der verschiedenen Ausbildungsformen, die in typischen Kontaktgebieten so ausserordentlich bezeichnend mit der Entfernung vom Eruptivgestein eine Abnahme ihrer Korngrösse und ihrer kristallinischen Beschaffenheit aufweisen. Auf das bezeichnende Verhalten der körnigen Kalke in dieser Beziehung habe ich schon an anderen Stellen hingewiesen bei Gelegenheit der Besprechung der Tiroler Marmorlagerstätten,[1]) deren grobkörnige Vertreter dem Zentralgranit zunächst, deren feinkörnigere davon weiter entfernt sind. Im Gross-Venedigermassiv sind kalkreiche Einlagerungen nahe am Granitkontakt ganz untergeordnet, eigentlich nur in der schmalen Cipolineinlagerung in den Eklogiten vorhanden, diese aber ist bedeutend kristallinischer als die entfernteren Kalkglimmerschiefer.

Einlagerungen eigentlicher Glimmerschiefer und Graphitglimmerschiefer trifft man nur in der inneren Zone, im Gebiete der Kalkglimmerschiefer haben diese phyllitischen Habitus. Die Amphibolite der Nordabdachung umrahmen die granitischen Massen; mit der Entfernung von diesen werden sie zu dichten Grünschiefern. In analogem Verhältnis stehen auf der Südseite Eklogite und Chloritschiefer, wie die mikroskopische Untersuchung mit grosser Sicherheit ergibt; kurz auch die Verteilung der Gesteine in dem Gebiet ist eine mit normaler Kontaktmetamorphose völlig übereinstimmende. Dazu kommen noch die phyllitischen Komplexe, welche namentlich im Norden an die Zonen der deutlicher kristallinischen Gesteine sich anschliessen.

Endlich ist noch die Mineralkombination in Betracht zu ziehen, und in dieser Richtung ergeben sich verhältnismässig weitgehende Unterschiede. Die Differenz zwischen den typischen Mineralien der Dynamometamorphose und jenen der Kontaktmetamorphose konnte bis vor kurzer Zeit als eine grundlegende erscheinen; Rosenbusch[2]) selbst hat in seinen „Studien im Gneisgebirge des Schwarzwalds“ dazu beigetragen,

[1]) E. Weinschenk, Die Tiroler Marmorlagerstätten. Zeitsch. prakt. Geol. 1903, 131.

[2]) H. Rosenbusch, Die Kalksilikatfelsen im Rench- und Kinzigitgneis. Mitt. bad. geol. Landesanstalt 1901, IV, 369.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dass sie heute nicht mehr als prinzipiell angesehen werden kann. Der hauptsächlichste Unterschied, welcher aufrecht erhalten werden sollte, bestand einesteils darin, dass bei normaler Kontaktmetamorphose Augit, bei Dynamometamorphose Hornblende entstehen sollte, dass in dynamometamorphen Gesteinen Glimmer und Sprödglimmer eine besondere Rolle spielen, während normale Kontaktmetamorphose ganz andere Mineralkombinationen liefern sollte, unter denen Wollastonit, Forsterit etc. hervorzuheben sind. In dynamometamorphen Gesteinen müsste man also von vornherein Mineralien erwarten, welche ein kleines Molekularvolumen, einen Gehalt an Hydroxyl etc. enthalten, während in kontaktmetamorphen an ihre Stelle wasserfreie und spezifisch leichtere Mineralien treten.

Nun ist schon lange bekannt, dass zu den typischen Mineralien der Kontaktgesteine Phlogopit und Pargasit gehören, welche in den zahlreichsten Vorkommnissen kontaktmetamorpher Kalke auftreten und Rosenbusch hat l. c. nun andererseits den Wollastonit und den Augit als Bestandteile dynamometamorpher Gesteine aufgeführt, so dass also in beiden Richtungen die Gesetzmässigkeit nicht aufrecht zu erhalten ist.

Unzweifelhaft besteht ein charakteristischer Unterschied zwischen den Gesteinen der Schieferhülle der Zentralalpen und normalen Kontaktgesteinen, ein Unterschied,[1]) auf welchen ich schon mehrfach hingewiesen habe. Die normalen Kontaktmineralien, welche wir sonst zu beobachten gewohnt sind, fehlen in den Zentralalpen als Bestandteile der Schieferhülle völlig, Cordierit und Andalusit z. B. sind meines Wissens — ausser von Elterlein[2]) in den Schiefern des Schneebergs — niemals in zentralalpinen Schiefern beobachtet worden. In den Originalschliffen Elterleins aber sind die beiden Mineralien auch nicht aufzufinden. Die wenigen Fundorte von Andalusit, Cordierit und Pinit, welche aus der Zentralzone der Alpen überhaupt bekannt sind, gehören modifizierten Pegmatiten an und haben mit den Schiefern nichts zu tun. Ganz ebenso fehlen hier die für Calciphyre so charakteristischen Mineralien: Wollastonit, Forsterit, Chondrodit, Periklas etc., von welchen jedes als echtes und charakteristisches Kontaktmineral anzusehen ist, und die in Kontaktgesteinen die weiteste Verbreitung haben. Auch Pyroxene, Granat etc. dürften in der Schieferhülle der Zentralgranite mit Ausnahme lokaler an den Serpentin gebundener Vorkommnisse in Kalkgesteinen nicht beobachtet sein, in anderen Gesteinen, z. B. den Eklogiten, treten solche, wie oben gezeigt wurde, in Menge auf. An Stelle von Spinell beobachtet man hier Korund und Diaspor als Gemengteile der körnigen Dolomite und Kalke, statt des Pyroxens Tremolit, an Stelle des Kalksilikates tritt die Kombination von Kalkspat und Quarz und die Tonerde trifft man ausser im Korund und den Mineralien der Epidotgruppe, namentlich in Glimmern mannigfaltiger Art und im Chlorit.

In ganz analoger Weise finden wir in den Tonerde-reichen Gesteinen statt des Andalusits Disthen und Sillimanit; Staurolith, Almandin, die Sprödglimmer, Epidot und andere besonders schwere Mineralien spielen hier eine besonders bedeutende Rolle, und daneben bringt die massenhafte Entwickelung des Glimmers einen von den normalen

---

[1]) E. Weinschenk, Vergleichende Studien über den Kontaktmetamorphismus. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1902, LIV, 441.

[2]) A. v. Elterlein, Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Schneebergs bei Mayern in Südtirol. Jahrb. geol. Reichsanst. 1891, XLI, 289.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hornfelsen durchaus abweichenden Habitus der Gesteine hervor. An Stelle der Hornfelse treten mehr oder weniger gut ausgebildete Glimmerschiefer, in welchen aber nicht selten die Bildung von Knoten aus Granat und Zoisit, von Garben aus Hornblende etc. (porphyroblastische Beschaffenheit nach Becke) in noch viel vollkommenerer Weise zu beobachten ist als in den normalen Zonen kontaktmetamorpher Gesteine. Als Typen solcher Knotenschiefer wären neben den oben beschriebenen verschiedenen Vorkommnissen des Gross-Venedigers jene bekannten Belemniten führenden Zoisitphyllite am Nufenen oder am Lukmanier und anderen Orten der Schweiz zu erwähnen. Eigentliche Garbenschiefer sind im Gebiete des Gross-Venedigers nur ganz untergeordnet entwickelt, sie haben ihre Glanzpunkte im Zemmgrund des Zillertales, woher das in meiner „Allgemeinen Gesteinskunde" (S. 101) abgebildete Stück stammt, oder am Südabhange des St. Gotthard.

Es sind somit einesteils unzweifelhaft mineralogische Unterschiede vorhanden, welche die Gesteine der Schieferhülle von den normalen Kontaktgesteinen trennen, Unterschiede, die in den verschiedenen Alpengebieten in verschiedenem Maasse hervortreten, die aber anderseits durchaus keine durchgreifende Verschiedenheit bedingen. In den als kontaktmetamorphisch erkannten, vom Granit umhüllten und injizierten Eklogiten des Fichtelgebirges[1]) spielt z. B. der Disthen eine viel bedeutendere Rolle als in jenen des Gross-Venedigers, in den an Granit angrenzenden, kontaktmetamorphen Kalken von Wunsiedel im Fichtelgebirge ist Quarz ein stets vorhandener Gemengteil, der in gleicher Weise wie in den Kalkglimmerschiefern stets in den eigenartig gerundeten Kristallen auftritt; in den Wunsiedler Kalken trifft man auch weder Wollastonit noch Pyroxen, dagegen Hornblendemineralien wie in den zentralalpinen Gesteinen. Glimmermineralien der verschiedensten Art treten in allen Gruppen normaler Kontaktgesteine auf, ebenso der Chlorit. Wenn ihre Entwickelung in den Vorkommnissen der Zentralalpen bedeutender ist als sonstwo, so ist das doch wohl kein prinzipieller Unterschied, sondern die Ursache dafür ist in den für eine Glimmerbildung günstigeren Umständen bei der Umkristallisation der zentralalpinen Gesteine zu erblicken.

Alles in allem ist der Unterschied zwischen den normalen Kontaktgesteinen und den Schiefern der zentralalpinen Schieferhülle in den von Becke[2]) seinerzeit, allerdings in ganz abweichendem Sinne hervorgehobenen Beziehungen zwischen „Dynamometamorphose und Molekularvolumen" zu suchen, d. h. die Mineralkombinationen, welche in den zentralalpinen Schiefern die hauptsächliche Rolle spielen, sind derart, dass diese unter den gegebenen Verhältnissen des hohen Druckes das denkbar kleinste Molekularvolumen angenommen haben. So traten an Stelle der spezifisch leichten, normalen Kontaktmineralien spezifisch schwere, so entwickelten sich hier mit Vorliebe hydroxylhaltige Mineralien wie Glimmer, Chlorit, Sprödglimmer und Hornblende an Stelle der wasserfreien. So blieb Quarz neben Kalkspat erhalten, weil unter hohem Druck die Kieselsäure den kohlensauren Kalk nicht zersetzt; aus analoger Ursache wurde der Dolomit nicht zu Kalkspat und Periklas zerlegt, da der Druck die Kohlensäure zurückhielt und auch vorhandene Tonerde konnte das Magnesiakarbonat nicht zersetzen und kristallisierte als Korund aus.

[1]) E. Düll, l. c.

[2]) F. Becke, Ueber Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Neues Jahrb. Mineral. 1896, II, 182.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Endlich tritt in Bezug auf die mineralische Zusammensetzung noch eine in den Schieferzonen der Zentralalpen allenthalben zu verfolgende Erscheinung hervor, und das ist eine jüngere Generation von Turmalin, der unzweifelhaft erst in den letzten Stadien der Umkristallisation den Gesteinen aller Art von aussen zugeführt wurde und auf die Tätigkeit vulkanischer Agentien hinweist.

Ist so die Struktur der Gesteine der Schieferhülle jene normaler Kontaktgesteine, ihre Verteilung gleichfalls mit diesen völlig übereinstimmend, so erscheint auch in der mineralischen Zusammensetzung durchaus kein Grund, welcher einen prinzipiellen Gegensatz bedingen würde. Die scheinbaren Gegensätze in dieser Beziehung sind auf das Einfachste durch die verschieden gearteten physikalischen Verhältnisse während der Umkristallisation der Gesteine zu deuten und der Begriff der Piëzokontaktmetamorphose, den ich früher[1]) aufstellte, fasst wohl am besten im Zusammenhang mit der Piëzokristallisation, deren Definition ich im zweiten Teil dieser Beiträge gegeben habe, die verschiedenen Faktoren zusammen, welche den Unterschied gegenüber der normalen Kontaktmetamorphose bedingen. Da es sich bei der Piëzokontaktmetamorphose aber nicht um etwas prinzipiell der normalen Kontaktmetamorphose Entgegengesetztes handelt, sondern nur um eine Steigerung des normalen Druckes, so ist klar, dass beide durch alle möglichen Uebergänge miteinander verbunden sind. Dass dynamometamorphe und kontaktmetamorphe Gesteine in Beziehung auf ihre Struktur wie auf die Verteilung der einzelnen Zonen völlig identisch sind, ist in der völligen Uebereinstimmung der Ursache ihrer Umkristallisation begründet, die nicht von dynamischen Kräften eingeleitet wurde, sondern von vulkanischen Emanationen, welche die Nebengesteine durchtränkten, deren Umkristallisation keineswegs in starrem Zustand vor sich ging. Die Intensität der Umwandlung hängt daher auch nicht von der durch den Druck produzierten Wärme ab, sondern steht nur insofern in Beziehung zu dem Gebirgsdruck, als dieser, während der kontaktmetamorphen Umbildung des Gesteines wirkend, ein anderes Gleichgewicht in der viskosen Masse hervorbrachte, als das bei gewöhnlichem Druck stabilste, das denn schliesslich zu anders gearteten Molekularkombinationen führte.

Dieser Art der Betrachtung tritt Becke[2]) auch neuerdings wieder entgegen, indem er zwar die Art der Anordnung der verschiedenen Schieferzonen um den Zentralgranit als übereinstimmend mit derjenigen echter Kontaktgesteine anerkennt, „aber", fährt er fort, „es fehlen die typischen Neubildungen der plutonischen Metamorphose (z. B. Andalusit, Cordierit) und dieselben Mineralgesellschaften und Strukturen finden sich in der westlichen Fortsetzung des Tauernzuges (Ridnaun, oberes Passeyer, Gurgler Kamm) fern von den Intrusivgesteinen". Wie wenig der erste Teil dieses Einwandes zu bedeuten hat, habe ich schon früher an zahlreichen Stellen betont und auch im obigen ausführlich begründet; die Ursache, dass so spezifisch leichte Mineralien sich während der Kontaktmetamorphose hier nicht entwickeln konnten, liegt in dem von Becke selbst hervorgehobenen „Volumgesetz", d. h. in der Tendenz der Moleküle, unter hohem Druck den möglichst kleinen Raum ein-

[1]) E. Weinschenk, Dynamométamorphisme et piézocristallisation. C. R. VIII. congr. géol. intern. Paris 1900, 326.

[2]) F. Becke, Westende der Hohen Tauern (Zillertal). Führer Exc. IX. intern. Geol.-Congress, Wien 1903.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

zunehmen. Die Bedeutung der zweiten Hälfte des Einwandes habe ich an anderer Stelle[1]) gleichfalls schon beleuchtet, wenigstens soweit Ridnaun und Passeyer in Frage kommen, wo die Schiefer allenthalben noch von granitischen Ausläufern durchsetzt sind.

Am Schluss seiner Betrachtungen schreibt Becke: „Für die eintretende Metamorphose sind also allgemein wirksame Ursachen (Versenkung in bedeutende Rindentiefe, in Regionen hohen Druckes und hoher Temperatur, Gebirgsdruck) verantwortlich zu machen, zu welchen die der Intrusion zuzuschreibenden Wirkungen (Intrusionswärme, Exhalationen von Gasen und Lösungen) nur fördernd hinzukommen."

Wenn so Becke einesteils auf frühere Widerlegungen seiner Argumente einzugehen nicht für notwendig findet, stellt er in dem Schlusssatz weitere geologische Faktoren in Rechnung, deren Existenz überhaupt durchaus unwahrscheinlich ist. Denn zur Annahme einer Versenkung der zentralalpinen Gesteine in so bedeutende Tiefen, die doch wohl nur nach Zehntausenden von Metern berechnet werden können, liegt bei einfacher Betrachtung des ganzen Aufbaues der Zentralalpen kein irgendwie gearteter Grund vor. Und im Gegensatz zu der aus dieser Hypothese abgeleiteten Annahme sehen wir gerade in den Alpen Beispiele genug dafür, dass auch der mächtigste Druck und die durch gewaltige Ueberschiebungen herbeigeführte Versenkung um viele Tausende von Metern den Charakter eines Gesteines höchstens in der Weise verändert, dass dasselbe eine mechanische Zertrümmerung erfährt. Von einer inneren Umkristallisation und zumal von der Entwickelung so hochkristallinischer Schiefer ist dabei nirgends eine Spur vorhanden, wenn die gebirgsbildende Tätigkeit sich nicht eben im Wirkungsbereich mächtiger Eruptivmassen abspielte. Bei einer Betrachtung der gesamten Erscheinungen in den Alpen sowohl als in anderen Faltengebirgen kann man also den Schluss Beckes nur in umgekehrtem Sinne als gültig anerkennen: Für die eintretende Metamorphose sind also lokal wirkende Ursachen (Intrusionswärme, Exhalationen von Gasen und Lösungen) verantwortlich zu machen, zu welchen die allgemein wirksamen Faktoren (Versenkung in bedeutende Rindentiefe, Gebirgsdruck) nur fördernd hinzukommen und das ist es eben, was ich als Piëzokontaktmetamorphose bezeichne.

Auf einen wichtigen Punkt ist noch hinzuweisen, nämlich auf die ganz ungemein bedeutende Ausdehnung der metamorphosierten Komplexe im Gebiete der Zentralalpen, welche meist ein Vielfaches von dem erreicht, was man in anderen Gebieten zu beobachten gewöhnt ist. Die stark dislozierten Schichtensysteme, in welche die zentralalpinen Granite eingedrungen sind, dürften aber doch an sich schon besonders günstige Gelegenheit für die Fortbewegung der kontaktmetamorphischen Agentien gegeben haben, die Zerknitterung der Schichten, die Zerrüttung der Gesteine vor Eintritt der Kontaktmetamorphose muss eine hochgradige gewesen sein, das beweisen die so intensiv gefalteten Graphitschiefer und namentlich auch die Erscheinung, dass kaum ein Rest der ursprünglichen Struktur in der jetzigen Beschaffenheit der Amphibolite und Grünschiefer zu entdecken ist. Für diese Erklärung sprechen aber auch die granitischen Apophysen, die in zahlreichen zentralalpinen Gebieten sich weit selbst über diejenigen Entfernungen im Nebengestein verästeln, welche man sonst als äusserste Grenze kontaktmetamorpher Beeinflussung ansieht. Und

[1]) E. Weinschenk, Die Tiroler Marmorlager. Zeitschr. prakt. Geol. 1903, XI, 131.
—, Die Erzlagerstätte des Schneebergs in Tirol und ihr Verhältnis zu jener des Silberbergs bei Bodenmais im bayerischen Wald. Ebenda 231.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

wenn ein schmaler Gang eines granitischen Magmas von der Umgebung so wenig modifiziert wird, dass er zu normalem Granit auskristallisiert, dann war doch zweifellos das ganze Nebengestein erwärmt und von mineralbildenden Agentien durchtränkt, ohne welche die plötzliche Erstarrung des Gesteines zu glasiger Ausbildung geführt hätte.

Auch die Verbreitung der gangförmigen Neubildungen der Titanformationen, welche ich[1]) aus dem Gross-Venedigerstock früher beschrieben und in jedem Stadium ihrer Ausbildung verfolgt habe, spricht für die Durchlässigkeit der Schieferhülle für vulkanische Agentien in weitestem Massstab. Finden wir diese Mineralneubildungen lokal doch noch in einer Entfernung von 12—15 km vom vulkanischen Herd in ihrer allerintensivsten Entwickelung, während die äussersten Ausläufer allenthalben noch in den entferntesten Zonen umgewandelter Schiefer gefunden werden. Lateralsekretion und Dynamometamorphose können für die Erklärung der Titanformation nicht in Anspruch genommen werden; die letztere nicht, weil ohne jeden Zweifel die entsprechenden Mineralneubildungen auf offenen Klüften vor sich gegangen sind, aber auch gegen jede Theorie der Lateralsecretion spricht die Verteilung der Minerallagerstätten, wie ich sie seinerzeit geschildert habe, die in besonders grossartiger Ausbildung in den vom Granit eingeklemmten Schieferzungen vorhanden sind, und die von wenigen Ausnahmen abgesehen, ohne Rücksicht auf das Nebengestein, mit der Entfernung vom granitischen Zentralmassiv an Schönheit und Mannigfaltigkeit der Ausbildung verlieren.

Kurzum alle chemisch-geologischen und petrographischen Faktoren weisen übereinstimmend auf die Kontaktmetamorphose als Ursache der Umkristallisation der Schieferhülle hin, deren Charakter als primär kristalliner Bestandteil etwa eines archäischen Schichtensystemes schon bei nur oberflächlicher Beobachtung gar nicht mehr in Frage kommt, deren Umwandlung durch den gebirgsbildenden Druck nach allen Erscheinungen, welche eine eingehende Untersuchung dieser Gebiete zu erkennen gab, völlig ausserhalb des Bereiches der Möglichkeit liegt.

Die Kontaktmetamorphose ist im allgemeinen abhängig von vier Faktoren: 1. Hitze, 2. Mineralbildner, 3. Zeit, 4. Druck, von welchen jeder eine variable Bedeutung besitzt. Hier in dem uns vorliegenden Fall waren die beiden ersten sicher die normalen, welche auch sonst die kontaktmetamorphe Umwandlung bewirkten, der erhöhte Druck aber, welcher während der wohl äusserst langsam während längerer Perioden andauernden Intrusion granitischer Gesteine vorhanden war, modifizierte das sonst gewohnte Bild der Kontaktmetamorphose. An Stelle der Andalusit- oder Cordierithornfelse traten Glimmerschiefer mit akzessorischen Mineralien; die Kalksilikatgesteine wurden ersetzt durch die Kalkglimmerschiefer, während die Hornblende- und Chloritgesteine sich nicht allzuweit von der Beschaffenheit normaler Kontaktgesteine entfernen.

---

[1]) E. Weinschenk, Die Minerallagerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Zeitschr. Kristallogr. 1896, XXVI, 337.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Das ursprüngliche Material der Schieferhülle.

Im letzten Kapitel habe ich versucht, den Ursachen näher zu treten, welche die Umwandelung der Schieferhülle der Zentralalpen bewirkten; es erübrigt noch, auf das ursprüngliche Material einzugehen, aus welchem die Schiefer entstanden sind.

Dass die jetzt in Form der „kristallinischen Schiefer" vorliegenden Gesteine umgewandelte Bildungen darstellen, darüber kann nach all ihren strukturellen Eigenschaften kein Zweifel herrschen. Dass aber der ursprüngliche Zustand der Gesteinsserie derjenige irgend einer normalen fossilführenden Formation gewesen sein soll, lässt sich mit eben solcher Sicherheit aus der Untersuchung des hier in Betracht kommenden Gebietes nicht schliessen. Fossilreste irgend welcher Art, die in sonstigen Teilen der alpinen Schieferhülle so weit verbreitet sind, wurden in diesem Gebiete nicht aufgefunden, ebenso fehlen alle Andeutungen ursprünglich klastischer Elemente in den Gesteinen der Schieferhülle des Gross-Venedigers. Wenn ich trotzdem nicht anstehe, als ursprüngliches Substrat der kristallinischen Schiefer eine normale, klastische, sedimentäre Formation anzunehmen, so ist dafür einesteils die Zusammensetzung der untersuchten Gesteine selbst massgebend, anderenteils die Beobachtungen in zahlreichen anderen Teilen der Zentralalpen, wo ein derartiger Nachweis mit Sicherheit geführt werden konnte.

Eines tritt bei der ersten Begehung des Gebietes schon in den Vordergrund, und das ist die Verschiedenheit der Gesteine der Nord- und der Südabdachung, welche bei dem eingehenden petrographischem Studium in noch höherem Maasse deutlich wird. Es ist eine ganz bemerkenswert seltene Ausnahme, wenn ein Gestein, das auf der einen Seite irgend eine Rolle spielt, in einigermassen ähnlicher Beschaffenheit auch auf der anderen aufgefunden werden konnte, und dann bildet es dort höchstens eine ganz untergeordnete Einlagerung.

Die Gesteine der Nordseite tragen in ihrer ganzen mineralischen Zusammensetzung in höchstem Maasse den Charakter saussuritisierter und uralitisierter basischer Eruptivgesteine an sich, dass es zum Beweis dessen nicht eingehender chemischer Analysen bedarf; auch wenn die nicht allzu seltenen Vorkommnisse nicht aufgefunden worden wären, in welchen scharf begrenzte Feldspateinsprenglinge von der Form des Labradors der Labradorporphyrite in umgewandelten Zustand noch erhalten wären, wenn auf der glattgescheuerten Oberfläche der Gerölle die ophitische Struktur nicht unverkennbar hervortreten würde, so müsste man doch nach dem ganzen mineralogischen Habitus auf diesen nahestehende Gesteine schliessen. Untergeordnet sind dazwischen Einlagerungen, in welchen Kalkspat und Quarz als Gesteinsgemengteile eine grössere Bedeutung erreichten, aber damit tritt gleichzeitig ein recht abweichender Gesteinstypus hervor, dessen Zusammensetzung und Struktur auf ursprünglich sedimentäres Material hinweist, welches auch das Substrat zur Bildung der untergeordneten glimmerschieferähnlichen Gesteine lieferte, die mit Eruptivbildungen sicher nichts zu thun haben.

Auffallend und besonders in der Zone der Amphibolite hervortretend ist die Bänderung der Gesteine, die zum Teil eine unzweifelhaft sekundäre ist, indem granitische oder namentlich aplitische, lagerartige Apophysen sich zwischen die normalen Amphibolite eindrängten, aus diesen einzelne Bestandteile auflösten und so manchmal selbst ein recht modi-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

fiziertes Ansehen erhielten. Anderenteils ist aber ebensowenig ein Zweifel darüber möglich, dass die Bänderung des Gesteines in weitaus den meisten Fällen eine Spaltungserscheinung ist, bei welcher sich je die basischen und die sauren Gesteinsbestandteile lagenweise trennten. Ob man dabei an ursprünglich gebänderte Eruptivgesteine denken soll, oder ob diese Scheidung während der Kontaktmetamorphose vor sich ging, ist äusserst schwer zu entscheiden. Nach den sonstigen Beobachtungen an kontaktmetamorphen Gesteinen ist eine solche Scheidung als sekundäre Erscheinung wenig wahrscheinlich, und doch beobachtet man hin und wieder Lagen, welche fast nur aus reinem Albit bestehen, die in dem ursprünglichen Gestein unmöglich vorhanden gewesen sein können, da dieses ohne jeden Zweifel einen recht basischen Plagioklas enthielt. Anderseits sind in der Reihe der Ergussgesteine derartig eingehende magmatische Spaltungserscheinungen äusserst selten, welche dagegen in den zugehörigen Tiefengesteinen eine bedeutende Rolle spielen.

Gebänderte Gesteine von der Zusammensetzung der hier beobachteten Grünschiefer und Amphibolite sind in den Zentralalpen äusserst weit verbreitete Gesteine, welche namentlich in den Tiroler Marmorlagern eine bedeutende Ausdehnung gewinnen, oft auch in ganz untergeordneten Lagen zwischen dem Marmor selbst auftreten. Diese machen auch in der ganzen Form des Auftretens jeden Zweifel unmöglich, dass ihre gebänderte Beschaffenheit eine primäre Spaltungserscheinung (vergl. Zeitschr. prakt. Geol. 1903, Fig. 36) ist. Ihre Lagerungsverhältnisse lassen dieselben aber mit Sicherheit als später zwischen die Kalke eingedrungene intrusive Bildungen erkennen, da dieselben nicht nur in Form von Lagern, sondern auch in Gängen auftreten. Die Amphibolite an der Nordabdachung des Gross-Venedigers dagegen verbinden sich mit den allerdings untergeordneten Zwischenlagen zu einem normalen Schichtensysteme.

Ich möchte des ferneren darauf hinweisen, dass ganz ähnlich aussehende gebänderte Gesteine unter den Bojiten des bayerischen Waldes und der Oberpfalz weit verbreitet sind; die mikroskopische Untersuchung zeigt in diesen wechselnde Lagen einer braunen Hornblende mit einem basischen Plagioklas, der ebenso wie der Albit der Amphibolite des Gross-Venedigers meist der Zwillingslamellen entbehrt, so dass, abgesehen von der Farbe der Hornblende, das mikroskopische Bild beider oft äusserst ähnlich ist. In diesem Zusammenhang muss auf die braunen Kerne der blaugrünen Hornblenden verschiedener der hier beschriebenen Amphibolite hingewiesen werden. Es ist nicht unmöglich, dass in diesen der einzige Rest der ursprünglichen Mineralkombination vorliegt, welche diejenige eines Bojits gewesen wäre, während diese sonst völlig verwischt und auch gleichzeitig die ursprüngliche Struktur stark verändert wurde.

Im übrigen ist auch ausserhalb der Alpen in kontaktmetamorphisch veränderten basischen Eruptivgesteinen, welche zu Eklogiten, Amphiboliten, Grünschiefern etc. geworden sind, im allgemeinen nur die porphyrische Struktur in dem umgewandelten Gestein noch zu erkennen, während sonst alle Struktureigentümlichkeiten verloren gegangen sind. Beobachtungen an derartigen Gesteinen, welche die ursprüngliche Gesteinsstruktur zu rekonstruieren versuchen, sind meist auf subjektiver Voreingenommenheit begründet. Dies ist z. B. ohne jeden Zweifel bei E. Düll der Fall, welcher (l. c. S. 32—33) aus der Verteilung der Granaten in den Eklogiten des Fichtelgebirges die ursprüngliche Struktur gabbroider Gesteine herauszudeuten versucht. Ich selbst habe die betreffenden Schliffe eingehend daraufhin durchgemustert und kann nur die Ueberzeugung äussern, dass davon überhaupt nichts zu sehen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ist, wie auch die beigegebenen Abbildungen viel mehr Subjektives als Objektives enthalten. Porphyrische Einsprenglinge erhalten sich dagegen selbst bei sehr intensiver Umwandlung häufig recht gut.

Die Amphibolite und Grünschiefer der Nordabdachung des Gross-Venedigerstockes sind als kontaktmetamophosierte Eruptivgesteine der basischen Reihe anzusehen, in welchen lokal Reste einer porphyrischen Struktur übrig geblieben sind, die aber, wie andernteils die Erhaltung ophitischer Struktur beweist, durchaus nicht in ihrer ganzen Masse ursprünglich porphyrisch gewesen sind. Fasst man alle Detailbeobachtungen zusammen, so kommt man etwa zu folgendem Resultat: Die Amphibolite und Grünschiefer der Nordabdachung des Gross-Venedigerstockes waren urprünglich basische Eruptivgesteine, deren lokal erhaltene Struktur auf Gesteine der Reihe der Diabase und Labradorporphyrite hinweist, in denen aber auch öfter Spuren einer braunen Hornblende vorhanden sind, wie sie gewisse Gabbrogesteine charakterisiert. Die gebänderte Beschaffenheit der Gesteine, welche zum Teil wenigstens wohl ursprünglich ist, ebenso wie der Mangel an Zwischenlagerungen, welche man als Umwandlungsprodukte von Tuffen ansehen könnte, machen es wahrscheinlich, dass hier nicht effusive, sondern intrusive Bildungen der Umwandlung anheimfielen.

Betrachten wir nun die einzelnen Typen der Gesteine der Südseite etwas näher, so ist dem Granit selbst am nächsten die Gneis-Glimmerschieferzone ins Auge zu fassen, welche durch die mehrfach sich wiederholenden Einlagerungen von Graphitglimmerschiefer einen ausgeprägt sedimentären Charakter erhält.

Was hier gegenüber den schiefrigen Zentralgraniten als Gneis bezeichnet ist, fasst alle Uebergänge zwischen jenen und den Glimmerschiefern zusammen, in welchen hin und wieder der Plagioklas des Eruptivgesteines mit seiner Zwillingslamellierung, seinen Einschlüssen etc. scharf getrennt neben jenem der Kontaktgesteine existiert, welch letzterem die Zwillingslamellen so gut wie ganz fehlen, und der auch in der Art und der Anordnung der Einschlüsse grosse Unterschiede gegenüber von ersteren aufweist. Es sind granitisierte Schiefer (schistes granulitisés), welche diesen Gesteinstypus aufbauen. Die Einführung granitischen Materiales wird in den eigentlichen Glimmerschiefern auf ein Minimum reduziert, sie kommt nicht zum Ausdruck in den Graphitglimmerschiefern, selbst da, wo diese dem Granitkontakt auf das Nächste treten. Es ist daher auch durchaus nichts Merkwürdiges, wenn in dem Graphitglimmerschieferputzen im Granit, auf welchem die Warnsdorfer Hütte im Krimmler Achenthal steht, Injektion nicht zu beobachten ist. (Vergl. Löwl, Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. Führer Exc. IX. intern. Geol.-Congress, Wien 1903.) Das ursprüngliche Substrat dieser Zone dürften mehr oder minder kieselige Grauwackenschiefer gewesen sein, in welchen kalkige Bestandteile stets, aber in ganz untergeordneter Menge vorhanden waren. Die Entwicklung von Knotenschiefern in dieser wie in der folgenden Zone ist besonders hervorzuheben.

Die Eklogite des Gross-Venedigers haben meines Erachtens zum Teil wenigstens eine abweichende Bedeutung gegenüber von den Eklogiten anderer Gebiete wie auch gegenüber von den vorher besprochenen Amphiboliten. Dies tritt namentlich in dem lokal nicht unbedeutenden Gehalt an Kalkspat und Quarz in den Vordergrund, sowie an den mannigfachen Uebergängen, welche zwischen den normalen Eklogiten und den Einlagerungen von

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Knotenschiefern, resp. Cipolin bestehen. Die normalsten Eklogite, welche so recht den Charakter der fichtelgebirgischen Vorkommnisse an sich tragen, sind ebenso wie letztere ziemlich massige Gesteine, in dem mikroskopischen Bild charakterisiert durch die unregelmässig „zerkräuselte", saussuritische Zwischenmasse. Das sind auch u. d. M. Gesteine von fast völlig richtungsloser Struktur, deren mineralische Zusammensetzung nur aus einem basischen Eruptivgestein abgeleitet werden kann. Diese Gesteine aber bekommen ein im grossen gebändertes Ansehen durch gelbe Lagen von Epidot, durch glimmerig glänzende Schichten, welche hauptsächlich aus Muskowit bestehen etc. Manchmal sind Lagen der richtungslosen Gesteine in ziemlich bedeutender Mächtigkeit entwickelt, anderwärts treten ganz dünnschichtige und meist stark deformierte und gefaltete Partien dazwischen auf, in welchen auch die normal zusammengesetzten Gesteine sich durch eine Andeutung helizitischer Struktur von den eigentlich richtungslosen unterscheiden; dann treten Kalkspat und Quarz in grösserer Menge ein und es entwickeln sich aus ihnen schliesslich ganz heterogene Einlagerungen. Es sind ausserdem gerade in der Zone der Eklogite ziemlich ausgedehnte, sekundär zugeführte Massen vorhanden, welche oft im Streichen der Schichten weithin verfolgt werden können, die aber durch abnorme Struktur und Zusammensetzung sich von der Umgebung deutlich unterscheiden. Hieher gehören namentlich grob- bis feinkörnige Lagen von Quarz mit Zoisit und Rutil, von Chlorit mit violettem Orthit, von Strahlstein etc., welche das Bild der ganzen Gruppe noch bunter machen als es an sich ist. Anderenteils können aber die Knotenschiefer, Cipoline etc. nur als normale schichtige Einlagerungen angesehen werden, da sie mit dem Nebengestein durch alle Uebergänge verbunden sind.

Der Typus der normalen Eklogite mit der Zusamensetzung eines basischen Eruptivgesteines, — von welchem übrigens nirgends ein Rest weder in Beziehung auf die Struktur noch auf die mineralische Zusammensetzung vorhanden ist — und diese Einlagerungen vom chemischen Charakter sandiger oder kalkiger Mergel sind durch alle möglichen Uebergänge miteinander verbunden. Dies ist aber nur denkbar, wenn durch fremde Einschwemmungen verunreinigte Tuffe, ähnlich gewissen Peperinen, angenommen werden, die ja auch nicht allzu selten mit Mergeln aller Art in nahen Beziehungen stehen. Allerdings konnten in diesen Vorkommnissen die interessanten Beobachtungen Rosenbuschs[1]) nicht wiederholt werden, der in einer Reihe von Glaukophangesteinen auch in der Struktur noch deutlich deren Herkunft aus Tuffen nachzuweisen imstande war.

Wie bei den vorher besprochenen Gneisen das Eruptivgestein sich mit dem Sediment in mannigfachster Weise vermischt, so dass Rosenbuschs Zweiteilung in eruptive Ortho- und sedimentäre Paragneise bei diesen Gesteinen nicht aufrecht erhalten werden kann, so ist es auch bei den Eklogiten. Allerdings beruht die Vermischung auf ganz anderen Ursachen, aber trotzdem ist eine Trennung der sedimentären Bildungen vom Charakter der Tuffe und der echt eruptiven weder auf mikroskopischem noch auch auf chemischem Wege durchzuführen, und es erscheint Rosenbuschs Einteilung in Ortho- und Paragesteine auch hier nur in den äussersten Endgliedern anwendbar. Ueberhaupt ist eine ganz ausserordentlich

---

[1]) H. Rosenbusch, Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin 1898, XLV, 706.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

schwierige Frage für die moderne Petrographie in der Bezeichnung derartiger Gesteine gegeben, wie sie hier beschrieben worden sind.

Die Namen Gneis, Glimmerschiefer, Eklogit etc., wie sie provisorisch beibehalten wurden, haben für den Geologen eine in allen diesen Fällen nicht zutreffende Nebenbedeutung, indem man an das archäische Schichtensystem erinnert wird und nur zu leicht dadurch zu Schlüssen sich verleiten lässt, welche dem Charakter der Gesteine direkt widersprechen. Auch durch Vorsetzen der Bezeichnung Ortho oder Para wird dieser Missstand nicht allzu sehr gemildert, ganz abgesehen von den im obigen geäusserten Bedenken, dass eben diese Unterscheidung nur in besonders typischen Endgliedern möglich ist.

Noch weniger möchte ich mich mit dem Vorschlag Salomons[1]) befreunden, welcher den kontaktmetamorphen Charakter der Gesteine durch Hinzufügung des Wortes Hornfels bezeichnet, also z. B. Hornfelseklogit, Hornfelsamphibolit etc., einesteils weil Hornfels im allgemeinen Sprachgebrauch doch wohl den Begriff des Dichten, Hornartigen[2]) mit sich bringt, was für die hier vorhandenen Gesteine in keiner Weise zutrifft, anderenteils weil die so gewonnenen Bezeichnungen die recht vagen und petrographisch so ausserordentlich verschiedenartigen, im allgemeinen rein geologischen Namen der „kristallinischen Schiefer" nicht weiter spezifiziert, und wenn es geschieht, Namen gebildet werden müssen, welche, wie z. B. der von Salomon vorgeschlagene Ausdruck „Kalksilikatarmenhornfels" das sprachlich Erlaubte weit überschreiten. Wenn eine gewisse Klärung durch weiteres Vorsetzen des Namens des Ursprungsgesteines auch immerhin erreicht werden könnte, so entstehen dadurch schliesslich wieder so unförmliche Namen, dass dieselben niemals Aussicht auf allgemeine Annahme haben; man müsste z. B. einen Teil der hier vorliegenden Eklogite als Diabas- (oder Porphyrit-) Tuffhornfelseklogit, die Glimmerschiefer etwa als Grauwackenhornfelsglimmerschiefer etc. bezeichnen.

Endlich macht Salomon den Vorschlag, für gewisse Typen von Kontaktgesteinen analog zu den Eruptivgesteinen eigene Lokalnamen aufzustellen; aber auch in dieser Richtung scheint mir eine günstige Lösung der Frage nicht geboten, denn bei der ungemein bedeutenden Variabilität der hier in Frage kommenden Gesteine mussten Namen bald in noch üppigerer Fülle emporschiessen, als dies leider bei den Eruptivgesteinen schon der Fall ist. Uebrigens wurde eine grosse Auswahl von Namen, wie Chlorogrisonit, Valrheinit, Gadriolit, Cucalit, Paradiorit, Hypholit von Rolle[3]) für Gesteine aufgestellt, welche mit den hier beschriebenen Grünschiefern oder Chloritschiefern so gut wie identisch sind. Dass sich diese Namen keinen Eingang verschaffen konnten, beweist doch wohl, dass in dieser Richtung keine annehmbare Lösung der Frage gegeben ist.

Jedenfalls ist die Ausdrucksweise Salomons keineswegs geeignet, die einfache Scheidung Rosenbuschs zu ersetzen, wobei allerdings zu bemerken ist, dass Rosenbusch bei seiner Einteilung nur „dynamometamorphe" Bildungen im Auge hat, von welchen aber zum

---

[1]) W. Salomon, Essai de nomenclature des roches métamorphique de contact. C. R. VIII. congr. géol. intern. Paris 1900, 342.

[2]) Wenn Salomon auf die Kalksilikathornfelse hinweist, welche doch im allgemeinen dieser Forderung am wenigsten entsprechen, so liegt meines Erachtens eben auch darin schon ein Missbrauch des Wortes, der aber die Verallgemeinerung nicht entschuldigt.

[3]) Fr. Rolle, Mikropetrographische Beiträge aus den rhätischen Alpen. Wiesbaden 1879.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

mindesten ein sehr grosser Teil und gerade die allercharakteristischsten Vorkommnisse mit Kontaktgesteinen identisch sind. Ich habe daher hier zunächst von jedem Versuch einer besonderen Nomenklatur abgesehen und betone, dass die Namen Gneis, Glimmerschiefer, Eklogit etc., wie ich sie hier anwende, sich ausschliesslich auf die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine beziehen, dass dieselben aber einer geologischen Bedeutung völlig entbehren, und die so bezeichneten Gesteine mit der archäischen Formation nichts zu tun haben.

Wenn wir in der äusseren Zone der Schieferhülle auf der Südabdachung des Gross-Venedigers den gesamten Gesteinscharakter betrachten, so spielen hier die aus sedimentärem, meist kalkig-mergeligem Material hervorgegangenen Schiefergesteine eine grössere Rolle. Gleichzeitig tritt eine Aenderung im äusseren Habitus der Gesteine ein, welche sich in erster Linie durch das Auftreten der Chloritschiefer zu erkennen gibt. Man kann auch unter den Chloritschiefern, wenn auch nur untergeordnet, Gesteine auffinden, welche in ihrer Struktur kein Anzeichen davon erkennen lassen, dass sie aus einem ursprünglich schiefrigen Gestein hervorgingen. Hier beobachtet man wieder in einzelnen Proben die Reste einer porphyrischen Struktur in Form saussuritisierter Feldspateinsprenglinge, welche aber nicht taflig, sondern mehr isometrisch ausgebildet waren. Unzweifelhaft sind also auch unter den Chloritschiefern Gesteine vorhanden, welche aus normalen Porphyriten hervorgingen, wie auch die Zusammensetzung der Schiefer auf ein derartiges Substrat hinweist.

Weitaus herrschend aber sind hier gebänderte Gesteine, u. d. M. mit wohl ausgebildeter helizitischer Struktur, oft stark mit Kalkspat und gleichzeitig mit Quarz durchsetzt, welche Uebergänge in die Kalkglimmerschiefer darstellen. Die Verhältnisse der Chloritschiefer zu den mit ihnen wechsellagernden Kalkglimmerschiefern sind also ähnliche wie jene der Eklogite zu den Glimmerschiefern, nur dass im ersteren Fall das mergelige Zwischenmittel im allgemeinen kalkreicher war, und in sehr viel bedeutenderen Zwischenlagen auftrat, dass ferner die Tuffe eine mächtigere Entwicklung erlangt haben. Im übrigen aber sind die Chloritschiefer und die Eklogite nichts weiter als verschiedene Stadien der kontaktmetamorphischen Umwandlung eines und desselben — sicher effusiven — basischen Eruptivgesteines.

Die Bezeichnung der zuletzt besprochenen Gesteine als Chloritschiefer gibt noch zu einigen Bemerkungen Anlass, welche sich auf ihre mineralogische Zusammensetzung beziehen. Vergleicht man die oben gegebene mikroskopische Beschreibung der Chloritschiefer mit der Charakteristik dieser Gruppe, welche Rosenbusch in seinen „Elementen der Gesteinslehre“ (S. 508) gibt, so ergeben sich so bedeutende Diskordanzen, dass es kaum möglich erscheint, zwei Gesteinstypen von so weit abweichendem Charakter mit demselben Namen zu bezeichnen.

Das, was Rosenbusch in der Hauptsache im Auge hat, hat auch tatsächlich mit den von mir beschriebenen Gesteinen gar nichts zu tun; es sind genetisch durchaus abweichende Bildungen, welche im allgemeinen weder den Habitus noch auch die geologische Bedeutung von Schiefern haben, die aber trotzdem auch heute noch in allen Sammlungen als Chloritschiefer weitergeführt werden. Schon bei der Besprechung des Chlorites selbst wurde darauf hingewiesen, dass Tschermak durch diese Gesteine zu einem Irrtum über die Verbreitung des Chlorites in den Chloritschiefern verführt wurde. Es handelt sich, wie schon mehrfach betont wurde, dabei um jene, auch im Gebiete der Zentralalpen so weit verbreiteten

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Bildungen, welche an Serpentin gebunden, meist gangförmig durch diesen hindurchsetzen und schon dadurch sich von allem, was man im geologischem Sinne Schiefer nennen kann, unterscheiden. Die Uebergemengteile, welche Rosenbusch für seinen Chloritschiefer anführt, namentlich Magneteisen, Strahlstein, Karbonspate, Epidot, Titanit, Serpentin und Talk, sind die charakteristischen Uebergemengteile dieser Gänge, welche im 1. Heft dieser „Beiträge" ausführlich geschildert wurden und die man so wenig wie Mineral- oder Erzgänge irgend welcher Art zu den Gesteinen und noch weniger zu den Schiefern rechnen darf. Zirkel beschreibt in seinem Handbuch (III. Bd., S. 319) vermischt mit den Eigenschaften dieser gangförmigen Bildungen diejenigen der hier genauer studierten Chloritschiefer.

Während der Korrektur dieser Arbeit ist eine Abhandlung von Laura Hezner über analoge Gesteine erschienen (Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Oetztales. Tscherm. min.-petr. Mitt. 1903, XXII, 437, Inaug.-Dissertation, Univ. Zürich), welche eingehender besprochen werden muss. Die Verfasserin, welcher die neuere Literatur über diesen Gegenstand in manchen wichtigen Punkten entgangen ist, bestätigt an der Hand einer Reihe von Analysen die Uebereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung zwischen Eklogit und Gabbro. Völlig auf den Standpunkt des Dynamometamorphismus stehend, nimmt sie auf die hier ausgesprochenen und an mehreren Stellen schon früher mitgeteilten Ansichten nur in einer Fussnote Stellung, wobei sie ausspricht: „Es fehlt dort das die Metamorphose erzeugende, zentrale granitische Massiv, denn es liegen hauptsächlich sedimentäre Gneise vor, die nur durch kleinere Granitstöcke unterbrochen werden." Es wird wohl die Frage erlaubt sein, inwieweit die überhaupt nicht weiter charakterisierten „Gneise" als „Sedimentgneise" anzusehen sind, und ob sie nicht vielmehr zu den oben geschilderten Gesteinen aus der Gneis-Glimmerschieferzone des Gross-Venedigers in naher Beziehung stehen. Auch scheint das Vorhandensein kleinerer Stöcke von Granit immerhin einer eingehenderen Würdigung in Bezug auf einen eventuellen unterirdischen Zusammenhang mit einem mächtigen Granitmassiv wert zu sein, da ja in so zahlreichen und ausgedehnten Teilen unserer Ostalpen nur die oberflächlichen Partien der granitischen Intrusivmasse angeschnitten sind. Unter allen Umständen ist die Annahme eines derartigen grösseren, in der Tiefe ruhenden granitischen Kernes nicht so hypothetisch wie die physikalischen Ableitungen der Autorin, durch welche sie durch Erhöhung von Druck und Temperatur in der Tiefe die Umbildung der Gesteine erklären will.

Inwieweit die Erhaltung gabbroider Strukturen in den von L. Hezner geschilderten Vorkommnissen tatsächlich ist, kann ich nicht beurteilen; jedenfalls habe ich an derartigen Gesteinen aus der ganzen Kette der Zentralalpen, welche ich auf jahrelangen Exkursionen gesammelt habe, niemals derartiges beobachtet. Dass hin und wieder Amphibolite unter analogen geologischen Verhältnissen ihre ursprüngliche Gabbrostruktur bewahrt haben, ist keinem Zweifel unterworfen und wird an Vorkommnissen aus der Oberpfalz in nächster Zeit von anderer Seite beschrieben werden.

Einige Bemerkungen mögen noch mehr nebensächlichen Anschauungen gewidmet werden: Wenn die Autorin die Bildung von Zoisit in den in Frage kommenden Gesteinen „wie die Oxydation des Pyrits für einfachen Verwitterungsprozess" erklärt, dürfte sie wohl ziemlich vereinzelt dastehen. Desgleichen dürfte die grosse Verbreitung von Zoisit β in den dort untersuchten Gesteinen einer Verwechselung mit Klinozoisit, der nicht erwähnt wird, zuzuschreiben sein. Die Plagioklasbestimmungen, welche meist ziemlich kalkreiche Mischungen ergeben, stehen gleichfalls im Gegensatz zu den analogen Vorkommnissen von zahlreichen zentralalpinen Lokalitäten, von welchen mir Material zur Untersuchung vorliegt. Was endlich die analytische Untersuchung des Granates betrifft, so ist gerade für die hier besprochene Gesteinsreihe schon seit längerer Zeit und neuerdings von Düll wieder festgestellt worden, dass dieselben eine Ausnahme von der sonst allgemein gültigen Regel bilden, dass Kalkgranat und Eisenoxydulgranat nur in den äusseren Endgliedern Mischungen bilden. Es ist dabei festzustellen, dass ausser in Eklogiten solche Mischungen nicht bekannt sind, trotz der enormen Verbreitung der betreffenden Endglieder in allen möglichen Gesteinen.

Auf zahlreiche weitere Einzelheiten wird bei anderer Gelegenheit einzugehen sein.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Schlussfolgerungen.

Die im obigen gegebene Charakteristik der Schieferhülle vervollständigt die früheren Untersuchungen, welche die jüngsten Eruptivgesteine des Gebietes, den Granit und den Serpentin, resp. des letzteren Ursprungsmaterial, den Stubachit, umfassten. Um zunächst von den zwar in hohem Maasse interessanten, im Rahmen des Gesamtbildes aber doch nur die Rolle einer Episode spielenden Peridotiten abzusehen, liegen in erster Linie die Beziehungen des Zentralgranites zu den Gesteinen der Schieferhülle im Vordergrund der Debatte. Diese Beziehungen wurden früher nach der Seite des Zentralgranites zu ausführlich festgelegt, im obigen ist dasselbe gegenüber von den Schiefern geschehen, und es sollen nun die gegenseitigen Verhältnisse der beiden Gesteinsgruppen im Zusammenhang eingehender betrachtet werden, namentlich auch in ihrer Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus, an dessen Stelle man, soweit wenigstens moderne Theorien in Betracht kommen, in diesem Gebiet einfach den Dynamometamorphismus setzen kann.

Dass das Zentralgestein ein echter Granit von ganz unzweifelhaft intrusiver Entstehung ist, dafür habe ich eine nicht zu erschütternde Reihe von Beweisen gegeben, und ebenso für die Tatsache, dass dieser Granit jünger ist, als die ihn umgebende Schieferhülle. In dieser Beziehung steht auch Löwl, mit welchem ich in zahlreichen sonstigen Punkten nicht übereinstimmen kann, vollkommen auf meinem Standpunkt. Wenn Löwl[1]) neuerdings zwischen einem granitischen und einem tonalitischen Teil des Zentralmassivs unterscheidet, so berührt das den Kern der Sache, welche in Frage steht, nur wenig. Ob die Abtrennung auf der Karte, wie sie Löwl versucht, durchführbar erscheint, ist immerhin zweifelhaft. Jedenfalls habe auch ich schon früher auf den Reichtum an Plagioklas in den Zentralgraniten der verschiedensten Lagerstätten hingewiesen, der, wie mir scheint, mehr eine schlierige Absonderung als eine geologisch scharfe Scheidung bedingt; der eigentliche Gesteinstypus bleibt dabei gleichmässig echt granitisch. In dem zweiten Heft dieser Beiträge findet man eine Reihe von Profilen, welche die intrusive Entstehung dieser Gesteine über jeden Zweifel feststellen, und die leicht auf das Hundertfache sich vermehren liessen. Die Verästelung des Granites in seine Nebengesteine ist eine so augenfällige Erscheinung in der Kontaktzone rings um das Zentralmassiv, dass keine Möglichkeit einer anderen, wenn auch noch so komplizierten Erklärung gegeben ist. Wer, wie P. C. Habert[2]) ausspricht, dass man „in neuerer Zeit wieder sehr geneigt ist, diese Gesteine als eruptiv anzusehen", dass aber „noch keine volle Sicherheit darüber besteht", muss entweder meine Angaben und Profile für gefälscht halten oder aber er kann ihre geologische Bedeutung nicht ermessen. Im ersteren Fall würde eine einfache Begehung z. B. des oberen Hollersbachtales genügt haben, um die Richtigkeit meiner Beobachtungen zu erkennen.

Darin steht nun allerdings das Gross-Venedigermassiv durchaus nicht vereinzelt in den Alpen da, dass man den intrusiven Charakter der Zentralgranite auf das Augenfälligste beweisen kann, derartige Beobachtungen wurden im Montblanc- oder im St. Gotthard-

---

[1]) F. Löwl, Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. Führer Excurs. IX. intern. Geol.-Congress, Wien 1903.

[2]) P. C. Habert, Natur und Verbreitung der Zeolithe in den Schiefern der Alpen. Zeitschr. Ferdinandeum 1897, (3), XLI.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

massiv mit eben solcher Sicherheit gemacht und an anderen Stellen, wie im Tessin oder in den Tiroler Marmorlagerstätten, liegen die Verhältnisse sogar noch um vieles klarer. Ueberhaupt lässt sich als ziemlich allgemein gültiger Erfahrungssatz aufstellen, dass gangförmige Apophysen des Zentralgranites in um so vollkommenerer Ausbildung auftreten, je weniger schiefrig das Nebengestein derselben ist; dann durchadern und durchweben die granitischen Gänge das zerrüttete Nebengestein oft auf Entfernungen von mehreren Kilometern (injection téléfilonienne von Duparc und Mrazec). Ist die „Schieferhülle" dagegen deutlich oder gar vollkommen schiefrig, dann treten an Stelle der Gänge konkordante Einlagerungen, welche trotz recht charakteristischer Eigenschaften nur zu gerne für Gneis angesehen werden. Der petrographische Habitus der Apophysen des Zentralgranites neigt, wie dies der Fall zu sein pflegt, zum Aplitischen, im allgemeinen aber kann man von diesen noch eigentliche Aplitgänge unterscheiden, welche jünger sind als die Apophysen des Granites selbst und diese häufig genug quer durchsetzen. (Vergl. diese Beiträge zur Petrographie etc. II, Fig. 3.)

Ein fast ständiger Gehalt an Turmalin ist charakteristisch für die Apophysen und namentlich für die Aplite, welche durch denselben einen besonders ausgeprägten Typus erhalten, zumal wenn es sich, wie in den Tiroler Marmorlagerstätten oder im Hüttenberger Revier in Kärnten, um sehr grosskörnige, pegmatitartige Bildungen handelt. Dem Granit des Massivs selbst fehlt dieses Mineral dagegen durchaus.

Ausser in dieser Durchaderung des Nebengesteines ist ein Beweis für die intrusive Natur des Zentralgranites namentlich in der Gneis-Glimmerschieferzone gegeben, in welcher eine unzweifelhafte Vermischung des intrusiven Magmas mit sedimentärem Material stattfand, eine Vermischung, die nur als Resorption und vollständige gegenseitige Durchdringung der beiden Teile erklärbar ist; die beiden in jeder Beziehung entgegengesetzten Typen des Zentralgranites und des Glimmerschiefers sind hier durch alle Uebergänge verbunden. Man trifft Gesteine von recht granitähnlicher Zusammensetzung mit Flasern von graphithaltigem Serizit, man trifft anderenteils normale Glimmerschiefer mit vereinzelten Plagioklasen, wie sie nur als Bestandteile des Zentralgranites bekannt sind, so dass die Gesteine an die schistes feldspatisés der Franzosen erinnern.

Im allgemeinen scheint im Gesamtgebiet der Zentralalpen eine derartige den Granit umhüllende Gneis-Glimmerschieferzone eine ausgedehnte Verbreitung zu haben, und es gibt Gebiete, wo diese äussere Schale des Granites mit ihrer höchst eigenartigen Zusammensetzung allein zutage tritt, während das Granitmassiv selbst nicht aufgeschlossen ist, wie dies z. B. Baumgärtel von Hüttenberg berichtet. Wenn man dann nur die speziellen Lokalverhältnisse kennt und berücksichtigt, kann die Deutung solcher Vorkommnisse recht schwer werden, zumal mit dem Namen Gneis stets eine Begriffsverwirrung droht, welche den in diesem Falle rein petrographischen Begriff mit der Nebenbedeutung der archäischen Schieferformation umhüllt.

Die eigenartige Erscheinung, dass der Granit in den Zentralalpen mit den allerverschiedenartigsten Gesteinen in Berührung tritt, bringt es mit sich, dass kaum ein Gebiet bekannt ist, in welchem sich sein Verhältnis zum Nebengestein in so mannigfaltiger Weise darstellt. Wer den Versuch macht, zu einer Deutung der Verhältnisse aus einem auch noch so eingehenden Studium eines kleineren Abschnittes der zentralen Alpen zu gelangen, dem wird eben der Ueberblick über die Gesamtheit der Erscheinungen mangeln, und der Erfolg davon ist die Aufstellung von Hypothesen, welche für den speziellen Fall vielleicht eine gezwungene

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Erklärung geben, bei der Betrachtung eines weiteren Gebietes aber versagen. Und doch tritt nirgends die Einheitlichkeit der geologischen Beschaffenheit über weite Strecken in solchem Maasse hervor wie in den Granitgebieten der Alpen; die Intrusion des Granites als eines der jüngsten Phänomene in der ganzen Geschichte der Zentralkette lässt sich allenthalben mit Sicherheit verfolgen.

Ob sich der Zentralgranit mit seinen Apophysen und aplitischen Adern mit dem Nebengestein auf das Innigste verflicht, wie z. B. im oberen Hollersbachtal, ob die Mischungszone der Gneis-Glimmerschiefer am Südabhang des Gross-Venedigers den Kontakt des Granites bezeichnet, ob wie in den steierischen Graphitlagerstätten aplitische Lager oder wie bei Hüttenberg solche von pegmatitartiger Beschaffenheit zwischen die Schiefer als aushaltende Einlagerungen eingedrungen sind, oder ob derartige Gesteine Kalke und Amphibolite in Gängen mannigfaltigster Form durchziehen, ob die Schichten einfach aufgeblättert und mit Granit injiziert sind, oder endlich das schwebende Dach eines solchen Lakkolithen nur eine Metamorphose in knotenschieferähnliche Bildungen ohne Injektion oder Zerreissung erlitten hat, das alles muss auf eine und dieselbe Ursache, auf die Wirkung der granitischen Intrusion zurückgeführt werden, deren Resultate nur deshalb so verschiedenartige sind, weil der petrographische Charakter der Nebengesteine, in welche der Granit sich ergossen hat, ein so auffallend abwechselungsreicher ist.

Wer von diesen weiteren Gesichtspunkten aus die Erscheinungen des Granitkontaktes in den Zentralalpen selbst kennen gelernt hat, und dann die seinerzeit zur Erklärung dieser rein eruptiven Phänomene von seiten der Dynamometamorphiker **„künstlich konstruierten Dislokationen“** mit den tatsächlichen Verhältnissen vergleicht, der ist doch wohl berechtigt, ein Urteil über ähnliche Konstruktionen in Gebieten abzugeben, welche ausserhalb der von ihm eingehend studierten Zentralzone liegen, deren Charakter aber der eingehenden Beschreibung und zahlreichen Profilen nach zu urteilen, nichts prinzipiell von jenen Verschiedenes an sich trägt. Wenn mir daher Baltzer[1]) vorwirft, ich spreche über die Kontaktverhältnisse von Gneis und Kalk im Berner Oberland „etwas wie der Blinde von der Farbe“, so habe ich bei einem Besuch dieser Vorkommnisse im vergangenen Sommer die Ueberzeugung gewonnen, dass dort zwar Verhältnisse vorliegen, welche jenen in den eigentlichen Zentralalpen gegenüber schwieriger zu deuten sind, deren allgemeine Grundzüge aber nichts von jenen prinzipiell Abweichendes aufweisen. Die Ausbildung aplitischer Randzonen am Granit ist auch in jenem Gebiet an den verschiedenen „Kalkkeilen“ in charakteristischer Weise zu beobachten, und wenn auch die Gesteinsveränderung nur auf die dem Kontakt zunächst gelegenen untergeordneten Partien beschränkt zu sein scheint und einen von der gewöhnlichen Metamorphose abweichenden Verlauf nimmt, so ist doch, wie von anderer Seite berichtet werden wird, jener „mechanische Kontakt“ nur als eigentlicher Eruptivkontakt erklärbar.

Es soll noch auf einige, mehr untergeordnete Erscheinungen in der Beschaffenheit der Kontaktzonen hingewiesen werden, welche sich aus den Untersuchungen des Gross-Venedigerstockes ergeben haben. Während die Glimmerschiefer an der Südseite in weitem Umkreis

---

[1]) A. Baltzer, Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. Neues Jahrb. Mineral. 1903, B. B. XVI, 321.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

von der Kontaktgrenze von granitischem Magma durchtränkt und grossenteils resorbiert sind, haben die in demselben vorhandenen Graphitglimmerschiefer trotz intensivster Zusammenfaltung keine derartige Injektion erlitten. Es gibt dafür nur eine Erklärung: durch die gewaltigen mechanischen Phänomene, welche die Aufstauung der Alpen hervorgebracht hat, sind die quarzreichen Schichten in ihrem ganzen Gefüge zerrüttet worden und konnten so von dem intrusiven Magma auf weiteste Entfernung durchtränkt werden. Die zähen, quarzarmen oder quarzfreien Tonschiefer aber, aus welchen die Graphitglimmerschiefer hervorgingen, wurden in der mannigfachsten Weise durcheinander geknetet, ohne dabei ihren Zusammenhang zu verlieren. Die vulkanischen Schmelzmassen fanden hier keine Möglichkeit, das Gestein zu durchtränken und so blieben, selbst zunächst am Kontakt, diese Schiefer von der Injektion granitischen Materiales verschont, ganz analog zu den Graphitschiefern der Steiermark, welche gleichfalls keine Aenderung ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erfahren haben.

In geringem Maasse und auf den unmittelbaren Kontakt beschränkt, trifft man den unzweifelhaft aus dem Zentralgranit stammenden Feldspat auch in den Amphiboliten der Nordseite, so dass auch hier eine untergeordnete Durchtränkung mit dem granitischen Schmelzfluss nachweisbar ist, die aber nur in jenen Zonen verfolgt werden kann, in welcher die Ausbildung der Apophysen eine besonders grossartige ist. Entsprechend dem massigen Charakter des Gesteines, welches hier ursprünglich vorhanden war, konnte eine derartige Typenvermischung nur in den äussersten Randzonen und nur in sehr geringem Maasse stattfinden. Bemerkenswert ist ferner, dass die aplitischen und granitischen Einlagerungen in den Amphiboliten sich auf sehr weite Entfernung verfolgen lassen, während die Eklogite der Südseite nur ganz untergeordnet derartige Zwischenlagen aufweisen. Auch hier kann auf den allgemeinen Gesteinscharakter hingewiesen werden, die Amphibolite sind, wenn auch nicht recht vollkommen, so doch meist deutlich schiefrig, die Eklogite dagegen sind an sich viel zäher und kompakter und zeigen nur lokal geringe Grade von Schieferstruktur.

Ausser in seinem Verhalten zu dem schiefrigen Nebengestein sind auch im Granit selbst mannigfache, in verschiedenen Teilen der Zentralalpen verschiedene Anzeichen dafür vorhanden, dass der Kontakt desselben mit den Schiefern ein ursprünglicher Eruptivkontakt ist. Magmatische Spaltungsvorgänge, welche sich in dem erstarrenden Schmelzfluss abspielten, bewirkten bald eine aplitische Randfacies wie in einigen Teilen des Gross-Venedigerstockes, bald konzentrierten sie die basischen Teile zu Durbachitähnlichen Bildungen von lamprophyrischem Habitus wie an der Südseite des St. Gotthardmassivs, wo solche basische Lagen in buntem Wechsel mit aplitischen die Grenzzone bezeichnen. Besonders weit verbreitet sind auch porphyrische Randzonen, so z. B. in den Niederen Tauern, welche von normalen Granitporphyren meistens dadurch abweichen, dass die parallel gestellten Einsprenglinge im Querbruch augenähnliche Umrisse aufweisen; es sind typische Augengneise.

Ganz besonders aber tritt allenthalben bei den zentralalpinen Granitmassiven die Erscheinung zutage, dass das Gestein überall da, wo der Kern eines solchen Lakkolithen aufgeschlossen ist, ein durchaus normaler Granit ist, während gegen die Randzonen zu eine mehr und mehr vollkommene Parallelstruktur eintritt, die in den äussersten Zonen einer manchmal so dünnplattigen Beschaffenheit Platz macht, dass der schiefrige Zentralgranit z. B. in den Randzonen des Monte Rosa zu Dachplatten verarbeitet wird. Dabei ist in der

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Zusammensetzung des Gesteines gegenüber dem Kerngranit keine irgendwie geartete Verschiedenheit zu erkennen, nur die Biotitblättchen, die im Zentrum des Massivs richtungslos und gern zu Haufen zusammengeballt angeordnet sind, legen sich den Schieferungsflächen parallel und bringen so die ausgesprochene Parallelstruktur hervor.

In einzelnen Fällen tritt zwar gleichzeitig auf den Strukturflächen eine reichliche Entwicklung von lichtem Glimmer, meist in Form serizitischer Aggregate ein, die man so gerne für die Ergebnisse dynamometamorphosierender Prozesse ansieht, und welche dem richtungslosen Granit fehlen. Doch sind derartige Gebilde durchaus nicht konstant an die schiefrige Form des Zentralgranites gebunden; so habe ich besonders am Mösele im Zillertal gegen die Furtschlagl-Hütte zu eine Gesteinsserie gesammelt, die selbst in den ganz dünnschiefrigen Randzonen keine Spur irgend einer Aenderung der Zusammensetzung erkennen lässt; die Biotitblättchen sind hier zu Membranen verbunden, denen jede Spur eines lichten Glimmers fehlt, und welche die normalen, granitisch struierten Quarz-Feldspataggregate gegen einander abtrennen.

Becke[1]) versucht zwar auch neuerdings noch, all diese Modifikationen der Beschaffenheit des Zentralgranites (oder Tonalites) als sekundäre Erscheinungen darzustellen. Er schreibt: „Diese Mineralumsetzungen vollziehen sich zumeist durch inneren Austausch und sind nur von beschränkten, wenngleich wesentlichen Aenderungen der Gesamtzusammensetzung (Aufnahme von Wasser und Kohlensäure) begleitet. Die Umsetzungen folgen dem Volumgesetze, das ist, die Stoffe streben den Verbindungen mit kleinstem Volumen zu." Dass die Erscheinungen auch von anderen Gesichtspunkten aus aufgefasst werden können und aufgefasst wurden, ist dabei eine reine „quantité negligeable", ebenso die zahlreichen Beweise, welche von meiner Seite für die primäre Eigenschaft dieser Bildungen beigebracht wurden.

Auch die schiefrige Beschaffenheit wird unter denselben Gesichtspunkten betrachtet: „Die Schieferung erfolgt nicht selten ohne merkliche Kataklase durch Umkristallisieren (Kristallisationsschieferung)." Irgend eine physikalische Grundlage für solche Thesen wird dabei freilich vermisst, wie überhaupt in der Theorie des Dynamometamorphismus das Forschen nach Beweisen für die aufgestellten Sätze im allgemeinen sehr vernachlässigt wird. Inwieweit der dasselbe Thema berührende Vortrag Beckes auf dem Wiener Congress die hier vorhandene, sehr empfindliche Lücke ausgefüllt hat, entzieht sich meiner Beurteilung, da die Berichte darüber mir nicht vorliegen. Nach dem allgemeinen Beifall, welchen seine Worte gefunden haben, ist dies vorauszusetzen, und es würde eine solche auf physikalischer Grundlage beruhende Stütze des Dynamometamorphismus auch dem Gegner hochwillkommen sein, welcher bisher gezwungen ist, hauptsächlich gegen Hypothesen zu kämpfen.

Ich habe früher in diesen Beiträgen wohl als erster versucht, den primären Charakter dieser schiefrigen Beschaffenheit von physikalischem Standpunkt aus annehmbar zu machen, und ich erblicke gerade in dieser schiefrigen Ausbildung der Randzonen einen Beweis dafür, dass ein ursprünglicher Eruptivkontakt vorliegt und nicht eine durch Denudation und Transgression eingetretene Ueberlagerung des Granites durch Schiefer, wie dies die österreichischen Geologen so gerne annehmen, ebensowenig aber ein mechanischer Kontakt nach dem Rezept der Schweizer Schule.

---

[1]) F. Becke, Westende der Hohen Tauern (Zillertal). Führer Exc. IX. intern. Geol.-Congr., Wien 1903.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Diese beiden Hypothesen, auf welchen eigentlich die ganze Theorie des Dynamometamorphismus beruht, sollen hier kurz charakterisiert werden. Beider Grundlage ist ohne jeden Zweifel in der schon öfter erwähnten Nebenbedeutung des hier zunächst in rein petrographischem Sinne angewandten Wortes Gneis gegeben, welches nach Art einer Zwangsvorstellung die Idee des archäischen Alters suggerierte. In dem diesen „Zentralgneis" der österreichischen Geologen, oder „Protogingneis"[1]) der Schweizer direkt überlagernden Schichten waren schon seit ungemein langer Zeit Petrefaktenreste[2]) bekannt, welche für diese ein sehr viel niedereres geologisches Alter mit Sicherheit festzustellen gestatteten, und es musste nun eine Erklärung für die doch einigermassen eigenartige Schichtenfolge gefunden werden, welche jungpaläozoische oder gar mesozoische Sedimente in Berührung mit dem „zuerst gewordenen", der Erstarrungskruste unseres Planeten brachten.

So sollten diese Sedimente nach der Ansicht der einen nach einem längeren Widerspiel von Ablagerung und Denudation auf dem freigelegten archäischen Schichtensystem aufgelagert worden sein, wobei den Tälern unserer Zentralalpen die Eigenschaft zugeschrieben wurde, dass sie schon in jenen weit entfernten geologischen Perioden — z. B. in den Niederen Tauern im Carbon — als Einsenkungen vorhanden waren, in welche die Meere eintraten und transgredierend auf ihrer Unterlage die jüngeren Sedimente absetzten. Ein besonderer Beweis für solche Anschauungen wird in dem Vorhandensein konglomeratischer Ablagerungen erblickt, welche z. B. in den Niederen Tauern den Granit direkt überlagern. Auf der anderen Seite wurden die gewaltigen Faltungsprozesse der Alpen dafür in Anspruch genommen, so heterogene Bildungen miteinander im mechanischen Kontakt gebracht zu haben. Als dann mehr und mehr durch petrographische Untersuchungen die Ueberzeugung sich Bahn brach, dass die „Gneise" eigentlich Granite sind, hatte die Vorstellung von dem hohen Alter der Gesteine schon so festen Boden gewonnen, dass man ohne weitere Ueberlegung dieses auch dem als Granit erkannten Gestein zuschrieb und auch nach dieser Erkenntnis an den beiden Arten der Deutung des Kontaktes festhielt.

Nun war die Grundlage für weitere Theorien gegeben: die schiefrige Beschaffenheit der Randzonen des Granites erschien als ebensowenig verständliche Erscheinung wie die kristallinische Beschaffenheit der den Granit überlagernden Schiefer, deren ursprünglich rein klastische Struktur wegen der nicht allzu seltenen Fossilfunde keinem Zweifel unterliegen konnte. Der „deus ex machina", welcher alle Zweifel beseitigte und das Ganze, wie im griechischen Drama, zu einem versöhnenden Abschluss brachte, war in dem mächtigen Drucke des sich faltenden Gebirges gegeben, und die an anderer Stelle von Lossen aufgebaute Theorie des Dynamometamorphismus ergab die erhoffte Lösung des Rätsels.

---

[1]) Weshalb Baltzer (l. c.) die Schreibweise Protogin für etymologisch falsch erklärt und dafür Protogyn schreibt, ist nicht klar. Das Wort stammt doch wohl von griechisch protos und gignomai und dient so als Verstärkung der durch den Namen Gneis erweckten falschen Vorstellung.

[2]) Es ist eine eigentümliche Erscheinung, dass die zahlreichen Funde von Fossilien in den Schweizer Glimmerschiefern, welche nach Studer (Geologie der Schweiz I, 375) schon 1814 von Charpentier und Lardy am Nufenen, bis zur Mitte des vergangenen Jahrhunderts noch an zahlreichen weiteren Stellen bekannt waren, in der Literatur so wenig berücksichtigt wurden, dass der Fund von Fossilresten in den Glimmerschiefern der Halbinsel Bergen, über welchen Reusch 1883 berichtete, als etwas völlig Neues erschien.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Dass bei einer Zusammenpressung von Schiefern mit den kompakten massigen Gebirgskernen von granitischer Beschaffenheit die ersteren besonders stark in Anspruch genommen wurden, erschien leicht verständlich und ebenso die Erscheinung, dass der Granit nur in den äussersten Randzonen eine besondere Beeinflussung erkennen liess, welche sich in seiner schiefrigen Beschaffenheit äussert. So erschien die Schieferung des Zentralgranites als eine Art von cleavage, welche mit der gewöhnlichen Art der cleavage in zahlreichen Fällen die Bildung serizitischer Glimmer auf den neugebildeten Strukturflächen gemeinsam hat, von derselben sich aber namentlich dadurch in recht ungünstiger Weise unterscheidet, dass man gezwungen war, in dem sonst nicht veränderten Gestein selbst Verschiebungen einzelner Bestandteile anzunehmen. Denn die Biotitblättchen, welche in dem normalen Gestein richtungslos eingestreut sind, zeigen in den schiefrigen Partien stets einen ausgezeichneten Parallelismus.

Auch die in gewissen Beziehungen anomale mineralische Zusammensetzung der zentralalpinen Granite, welche in den richtungslosen Gesteinen die gleiche ist wie in den schiefrigen, sollte denselben sekundären, lange nach der Erstarrung der Gesteine wirkenden Prozessen ihre Entstehung verdanken. Diese anomale Beschaffenheit, die sich namentlich in der Erfüllung des Plagioklases durch massenhafte, ganz unregelmässig angeordnete, aber oft sehr gut kristallisierte Individuen von Epidot, Klinozoisit, Granat, Muskowit etc. ausspricht, wurde allerdings von anderer Seite mit besonderer Vorliebe als Verwitterungserscheinung bezeichnet. Ich habe dem schon früher die absolut klare und unveränderte Beschaffenheit des Plagioklases selbst gegenüber gestellt, in welchem diese Einschlüsse vorhanden sind. Noch weniger verständlich sind die Vorstellungen von Becke[1]) über analoge Bildungen in den Tonaliten der Rieserferner, dessen Aeusserungen ich daher wörtlich anführe: „Nichtsdestoweniger kann ich in der mechanischen Beeinflussung des Gesteines nicht die Ursache jener Neubildungen erblicken. Ich muss vielmehr annehmen, dass sich unsere Gesteine, nachdem die magmatische Erstarrung abgelaufen war, lange Zeit unter äusseren Umständen befanden, in welchen die durch Erstarrung geschaffenen Verbindungen nicht die stabilste Gleichgewichtslage darstellten; namentlich gilt das für die basischen Plagioklase, deren Silikate unter den herrschenden Umständen dem Zerfall in Natriumaluminiumsilikat (Albit) einerseits, in Kalkaluminiumsilikat (Zoisit, Epidot) andererseits zustrebten. Es ist auch zu vermuten, dass alkalihaltige Lösungen das Gestein durchsetzten; nur so ist die Neubildung von Biotit und Kaliglimmer verständlich.“ Im übrigen werden aber die physikalischen Vorstellungen über die äusseren Umstände, unter welchen die Plagioklase „dem Zerfall zustrebten“, nicht weiter erläutert. Ich persönlich bin nicht imstande, mir vorzustellen, wie nach der Erstarrung des Gesteines unter irgend welchen Umständen, selbst wenn man den Druck noch als Agens hinzuzieht, ein einheitlicher Plagioklas ohne irgend eine Störung seiner Form und seines Gefüges zu erleiden unendlich viele Individuen von anderen Substanzen in sich selbst erzeugt. Denn die von mir früher beschriebene und auch abgebildete Beschaffenheit der Plagioklase in den zentralalpinen Graniten wenigstens ist eine so hervorragend charakteristische, dass man sie nicht missdeuten kann. Diese Bildungen sind in ihrer Gesamtheit nicht in irgend einem Stadium der Gesteinsbildung entstanden, in welchen unter

[1]) F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min.-petr. Mitt. 1892, XIII, 421.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dem Einflusse äusserer Umstände vielleicht irgend ein untergeordneter Grad molekularer Beweglichkeit angenommen werden könnte. Hier handelt es sich um Kristallisationen, die zu einer Zeit gebildet wurden, als die Moleküle eine vollkommene Beweglichkeit hatten, und ein derartiger Zustand kann nur der flüssige sein. Die von Becke angedeuteten äusseren Umstände müssen somit derart gewesen sein, dass sie eine Verflüssigung des schon erstarrten Gesteines bewirkten.

Auch an anderer Stelle äussert derselbe Verfasser Anschauungen über die Art und Weise der Umbildung, welche die Dynamometamorphose bezeichnet, ohne aber auch hier irgend welche physikalischen Anhaltspunkte zu geben. Er unterscheidet dort zwei Arten von Dynamometamorphismus: Die eine in Mineralneubildung und in den begleitenden chemischen Vorgängen offenbar nahe verwandt mit normaler Kontaktmetamorphose, sie erscheint an grössere Erdtiefen gebunden; die andere dürfte chemisch mit der Propylitbildung vergleichbar sein und spielt sich näher der Erdoberfläche ab; die erste ist nach dem Autor katogene, die zweite anogene Dynamometamorphose. Worin nun aber der trennende Unterschied der ersten Art von der Kontaktmetamorphose, der letzteren von der Zersetzung durch postvulkanische Prozesse gegeben ist, lässt sich aus seiner Darstellung nicht ableiten.[1])

Es ist überhaupt bezeichnend, dass, so gross die Zahl der Anhänger des Dynamometamorphismus ist, doch noch niemals von irgend einer Seite versucht wurde, die Prozesse, welche man sich als Grundlage dieser Umwandlungen denkt, im Detail auf physikalischer Basis zu verfolgen.

Rosenbusch[2]) selbst beschränkt sich darauf, immer und immer wieder zu versichern, dass die kristallinischen Schiefer dem Gebirgsdruck ihre heutige Beschaffenheit verdanken, und dass die Umbildung in starrem Zustand vor sich ging. Dass diese Sätze durch die häufige Wiederholung bewiesen seien, wird wohl niemand behaupten wollen, und anders als höchstens noch mit einem Hinweis auf die Springschen Versuche, deren Unzulänglichkeit für die hier in Betracht kommenden Erscheinungen oben diskutiert wurde, hat noch niemand versucht, die physikalischen Grundlagen des Dynamometamorphismus zu erforschen. Experimentelle Untersuchungen, wie jene von Adams und Nicolson, über die plastische Deformierbarkeit des Kalkes haben gleichfalls in der Hauptsache höchstens negative Resultate gebracht. Ausserdem ist, was Plastizität anbetrifft, der Kalkspat unter den gesteinsbildenden Mineralien eine etwas isoliert dastehende Substanz, und schliesslich handelt es sich bei der Theorie des Dynamometamorphismus um sehr viel kompliziertere chemisch-physikalische Prozesse, so dass die Schlussfolgerung von Adams und Nicolson, dass sie durch analoge Versuche mit anderen Mineralien und Gesteinen imstande sein werden, Beweise für den Dynamometamorphismus in weitestem Umfange zu erbringen, mindestens etwas optimistisch erscheint.

Gegenüber diesen Hypothesen, welche bis heute einer physikalischen Unterlage völlig entbehren, habe ich seinerzeit die Theorie der Piëzokristallisation[3]) aufgestellt, welche

---

[1]) F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Aufbau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes. Altvatergebirge, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien 1892, CI, I, 286.

[2]) H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges. Neues Jahrb. Mineral. 1899, II, 81 und an zahlreichen anderen Orten.

[3]) Trotzdem ich im 2. Heft dieser Beiträge (p. 91) eine eingehende Definition des Begriffes der Piëzokristallisation gegeben habe, hält Sauer (Abh. preuss. Akad. Wiss., Berlin 1900) diesen Namen für

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ich gleichzeitig vom physikalischen Standpunkt aus eingehend zu begründen versuchte. Die anomalen Erscheinungen, welche uns die Gesteine der Zentralalpen darbieten, ergeben sich nach dieser Anschauung aus der Mitwirkung des Gebirgsdruckes, dem aber nicht wie bei der Dynamometamorphose die Hauptrolle dabei zukommen würde, sondern eine mehr untergeordnete, die normalen Prozesse modifizierende Bedeutung. Dass der Zentralgranit während seiner Kristallisation selbst in mannigfacher Weise die mechanischen Wirkungen gebirgsbildender Prozesse erfahren hat, dafür liegen doch wohl in den zerbrochenen, von der Mutterlauge wieder ausgeheilten Feldspatindividuen erkennbare Beweise vor, und wenn man mit den Schilderungen der kataklastischen Struktur im Zentralgranit selbst die Beobachtungen vergleicht, zu welchen die Schieferhülle des Gross-Venedigers Anlass gab, so treten die früher dargelegten Grundzüge noch um vieles deutlicher in die Erscheinung. Einerseits haben wir den Zentralgranit allenthalben mit der vollkommensten Kataklase, die sich namentlich in der Zertrümmerung des Quarzes äussert, anderenteils die mannigfach dislozierten und gefalteten Gesteine der Schieferhülle, in welchen kataklastische Phänomene nur untergeordnet und ganz lokalisiert zur Ausbildung gekommen sind, in welchen selbst grobkörnige Aggregate von Quarz ohne mechanische Veränderung geblieben sind, und langnadelige Individuen von Turmalin die gefalteten Schichten quer durchdringen, ohne eine Biegung oder Zerbrechung erkennen zu lassen.

Dieser Gegensatz in der Beschaffenheit des Granites und der Schiefer ist zwar an zahlreichen Punkten der Alpen in genau übereinstimmender Weise zu verfolgen, im Gebiete des Gross-Venedigers aber ganz besonders deutlich hervortretend, und, wie mir scheint, liegt gerade in diesem Unterschied ein Faktor von weitgehender Wichtigkeit für die gesamte Geologie der Alpen. Ich hatte schon früher mehrfach Gelegenheit, darauf hinzuweisen, dass in den Schiefern der Zentralalpen merkwürdigerweise mechanische Strukturen irgend welcher Art an zahlreichen Stellen völlig fehlen oder höchstens in ganz untergeordneten Schichten zur Entwicklung gekommen sind, während der Zentralgranit allenthalben den Charakter intensiver Zertrümmerung an sich trägt. Wenn also Rosenbusch[1]) sagt, „die mechanischen Strukturen (der kristallinischen Schiefer) beweisen, dass die Gesteinselemente in starrem Zustand gegen- und ineinander gepresst und gegeneinander verschoben wurden", so beweist doch wohl der völlige Mangel solcher Strukturen, dass alle Bewegungen innerhalb des Gesteines, welche sich in der Faltung der Schichten etc. zu erkennen geben, keineswegs in starrem Zustand vor sich gegangen sind.

Es scheint mir bemerkenswert und muss besonders hervorgehoben werden, dass die kataklastische Beschaffenheit des Granites in den vollkommen schiefrigen Randzonen keineswegs bedeutender zu sein pflegt, als im inneren richtungslosen Kern der Massive, dass

---

völlig überflüssig, da er gleichbedeutend sei mit dem Bröggerschen Begriff der Protoklase. (Vergl. W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Mag. Naturvid. 1884, XXVIII, Nr. 3 und 4.) Dieser bezeichnet aber rein mechanische Einwirkungen auf die schon auskristallisierten Bestandteile eines noch nicht völlig verfestigten Magmas, während ich als Piëzokristallisation alle chemischen und physikalischen Modifikationen zusammengefasst habe, welche durch hohen Druck vor und während der Verfestigung der einzelnen Bestandteile bewirkt wurden, und die sowohl in der Struktur als in der abweichenden Zusammensetzung der Gesteine zum Ausdruck kommen.

[1]) H. Rosenbuch, Zur Auffassung des Grundgebirges. Neues Jahrb. Mineral. 1889, II, 81.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dieselbe aber andererseits in den Apliten nicht mehr zum Ausdruck kommt, während eigentliche Granitapophysen recht deutliche Trümmerstrukturen aufweisen. Auch in der Gneis-Glimmerschieferzone, in welcher sich das granitische Material noch in nicht unbedeutendem Maasse an der Zusammensetzung der Gesteine beteiligt, fehlen die kataklastischen Erscheinungen fast ganz, so dass sich auch darin ein charakteristischer Unterschied zwischen den normal zusammengesetzten granitischen Schiefern und diesen Mischgesteinen ergibt, der bei einer Erklärung der geologischen Vorgänge gewürdigt werden muss. Es ist mir aus dem ganzen Gebiete der zentralen Ostalpen nicht ein einziges Vorkommen eines Granites bekannt, in welchem die Erscheinungen der Kataklase fehlen; aus dem Gebiete der Westalpen erhielt ich von Mrazec einen Schliff von „Protogin" aus dem Montblancmassiv, von den jüngsten granitischen Nachschüben stammend, welcher demgegenüber eine Ausnahme darstellt und keine Erscheinungen der Piëzokristallisation zeigt; es handelt sich dabei aber um eine ganz vereinzelte Ausnahme.

Die Beschaffenheit der granitischen Aplite und der sonstigen Bildungen, welche sich als Gefolge der vulkanischen Tätigkeit darstellen, ist nicht so einheitlich. Während z. B. in der Umgebung der steierischen Graphitlagerstätten die Neubildungen von Quarz, welche den schiefrigen Randzonen des Granites ein eigentlich stengliges Aussehen verleihen, in intensivstem Maasse zertrümmert sind, lassen Quarzneubildungen in dem oben beschriebenen, ganz zertrümmerten Granitporphyr am Löbbentörl keine Spur einer mechanischen Störung erkennen. Denselben Unterschied kann man in den Apliten verfolgen, im Gebiete des Gross-Venedigers und an zahlreichen anderen Stellen der Alpen sind diese Gesteine nicht oder nur in ganz geringem Grade kataklastisch, oft mit geradezu ideal vollkommener granulitischer oder mikropegmatitischer Struktur wie am Pfundererberg bei Klausen,[1]) an anderen Orten z. B. im Gebiete der steierischen Graphitlagerstätten oder am Hüttenberger Erzberg sind mechanische Strukturen in den Gesteinen weit verbreitet. Denselben Unterschied kann man in den „granitisierten" Schiefern wie in den Kontaktgesteinen allenthalben verfolgen, von besonderer theoretischer Wichtigkeit sind dabei jene Gebiete, in welchen die Erscheinungen der Kataklase in diesen Gesteinen fehlen, weil dadurch in erster Linie der Theorie der Dynamometamorphose ein wichtiges Beweisstück entzogen wird.

Löwl[2]) weist auf den Mangel solcher mechanischer Strukturen in den Apliten hin und meint, dass man durch meine Theorie der Piëzokristallisation (oder wie er ebenso unrichtig als unschön verdeutscht, der Druckstarre) über diese Schwierigkeiten nicht hinwegkommt, wie überhaupt die ganze Theorie nicht haltbar sei. Wie aber der Dynamometamorphismus diese Erscheinungen erklären soll, darüber lässt er sich bedauerlicherweise nicht aus. Inzwischen habe ich ein Gerölle aus der Isar[3]) bei Tölz beschrieben, welches die Sachlage insofern klärt, als dasselbe den unwiderleglichen Beweis liefert, dass der Granit völlig schiefrig war, als der Aplit in denselben eindrang, denn das kompakte, nicht kataklastische, aplitische Gestein zeigt deutlich den Abdruck der schiefrigen Randflächen der Kluft, in welcher es zur Verfestigung gekommen ist.

---

[1]) E. Weinschenk, Einige Beobachtungen über die Erzlagerstätte im Pfunderer Berg bei Klausen in Südtirol. Zeitschr. prakt. Geol. 1903, 66.

[2]) F. Löwl, Der Granatspitzkern. Jahrb. geol. Reichsanst. 1895, XLV, 615.

[3]) E. Weinschenk, Ueber ein interessantes Gerölle der Isar. Neues Jahrb. Mineral. 1898, II, 160.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Betrachten wir die Verhältnisse in ihrer Gesamtheit, so ist einesteils kein Zweifel möglich, dass der Zentralgranit selbst in intensivstem Maasse mechanisch beeinflusst ist, dass aber schon in den Nachschüben der granitischen Intrusion und ebenso in den kontaktmetamorphischen Nebengesteinen kataklastische Erscheinungen zu den Ausnahmen gehören, dass ferner die schiefrige Beschaffenheit des Granites vorhanden war, bevor die Aplite emporgestiegen sind. Und während die normalen granitischen Apophysen im Nebengestein noch recht vollkommen schiefrig und kataklastisch sind, also echte kristallinische Schiefer im Sinne Rosenbuschs darstellen, sind schon in den durch das leichter bewegliche und später sich verfestigende granitische Exsudat aufgelösten Gneisglimmerschiefern diese strukturellen Modifikationen verschwunden. Es können somit nicht Kräfte gewesen sein, welche auf den gesamten Gesteinskomplex in der Form, wie er heute vorliegt, eingewirkt haben, denn wenn der auf das völlig verfestigte granitische Gestein pressende Gebirgsdruck den Quarz dieses Gesteines völlig zertrümmert, so kann doch unmöglich der Quarz der Aplite, der Gneise und Glimmerschiefer etc. den Wirkungen dieses Druckes entgehen. Selbst der schon oben zitierte Satz Rosenbuschs, dass kein Körper durch dieselben Kräfte zerstört wird, denen er seine Bildung verdankt, ist in diesem Zusammenhang nicht zu verwerten, denn der granitische Bestandteil der Gneise oder die Aplite können doch wohl nicht dem Granit selbst als etwas extrem Entgegengesetztes gegenüber gestellt werden.

Die Schieferhülle des Gross-Venedigers und ihr Verhältnis zum Zentralgranit liefert also eine grosse Anzahl von Beobachtnngen, welche einesteils unsere Ansichten über den allgemeinen Metamorphismus klären, andererseits aber auch interessante und neue Streiflichter auf den Mechanismus der Gebirgsbildung werfen. Es ist festgestellt, dass der Granit selbst einem mächtigen Druck ausgesetzt war, das beweist in erster Linie die völlige Zerrüttung, welche die Struktur des Gesteines erkennen lässt, auch wenn man von der Schieferung in den Randzonen und von den mineralogischen Anomalien absehen will. Es sind unzweifelhaft gewaltige Bewegungen, die sich in der Struktur des Granites zu erkennen geben. Aber ebenso sicher haben die Aplite und die kristallinischen Schiefer der Hülle in ihrem heutigen Zustand diese Bewegungen nicht mitgemacht, d. h. sie sind kristallisiert, als das Gebirge zur Ruhe gekommen war und nur noch lokale Verschiebungen in demselben stattfanden, welche die Struktur der Hauptmasse nicht weiter beeinflussten.

Durch die Gegenüberstellung dieser Erscheinungen erhalten wir einen wichtigen Hinweis auf den Zeitpunkt der Intrusion des granitischen Magmas, einen Zeitmesser, der allerdings nicht dieselbe Bedeutung für die geologische Feststellung der Eruption hat, wie etwa Tuffschichten, die den fossilführenden Formationen eingelagert sind, der aber trotzdem eine besondere Wichtigkeit deshalb besitzt, weil er die Intrusion des Massengesteines in direkte Beziehungen zur Gebirgsfaltung selbst bringt. Die Gesamtheit der Beobachtungen, wie sie hier angeführt worden sind, liefert ein vollkommen eindeutiges Resultat: Der Zentralgranit kristallisierte, während sich gewaltige Bewegungen im Gebirge vollzogen, die Aplite und die Kontaktgesteine dagegen nahmen ihre heutige Beschaffenheit erst an, als die Bewegung in der Hauptsache zur Ruhe gekommen war; in der mineralischen Zusammensetzung derselben spricht sich aber deutlich aus, dass „die Tendenz, ein möglichst kleines Molekularvolumen einzunehmen“ auch während der Kristallisation dieser Gesteine noch fortdauerte, d. h. dass eine gewaltige Spannung, welche sich aus früheren Bewegungen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

der Erdrinde ergab, noch vorhanden war, die schliesslich nach Beendigung der ganzen Prozesse in lokalen Störungen ihre Auslösung fand.

Dadurch aber kommt der Vulkanismus in direkte Beziehungen zur Gebirgsbildung, im Gegensatz zu den Ausführungen von Rothpletz,[1]) welcher ein gewisses Alternieren dieser beiden Hauptfaktoren der Tektonik unserer Erdrinde annimmt, welches derselbe auf einen von physikalischem Standpunkt doch wohl unmöglich festzuhaltenden Alternieren von Ausdehnung und Zusammenziehung des flüssigen Erdkernes begründet. In erster Linie ist zu betonen, dass die zentralalpinen Eruptivmassen jene geringfügigen Aeusserungen des Vulkanismus, welche bis zur Erdoberfläche gedrungen sind, und auf welche allein Rothpletz sich bezieht, um ein Vielfaches übertreffen, hier handelt es sich um Körper, deren Querschnitt viele tausend Quadratkilometer umfasst, deren Massen das Gebirge bis zu seinen höchsten Höhen aufbauen. Für die Ausgleichung der Spannungen im Innern unserer Erde sind daher diese Intrusivmassen von ungemein viel grösserer Wichtigkeit, gegenüber von welchen die Bedeutung der eigentlichen Ergussgesteine, die in Beziehung auf ihr geologisches Alter sehr viel leichter festzustellen sind, völlig verschwindet.

Die mächtigen Zentralgranitmassive haben sich während einer der hauptsächlichen Faltungsperioden der Alpen verfestigt, mit ihrer Kristallisation war aber in der Hauptsache auch die Bewegung des Gebirges beendet, da diese in den nächst jüngeren Bildungen nicht mehr zum Ausdruck kommt. Damit ist nun allerdings keine genaue Festlegung der Eruptionszeit dieser Granite in geologischem Sinne gegeben, aber ihr Empordringen kommt in direkten Zusammenhang zu der Gebirgsbildung selbst und ist in Beziehung auf diese genau festzustellen. Ob es mittleres Oligocän oder jüngeres Miocän oder irgend ein anderer Zeitpunkt ist, in welchen wir diese ungeheuer mächtigen Massenergüsse anzusetzen haben, lässt sich nicht feststellen. Nach den Beobachtungen im Gross-Venedigerstock kann man ein genaueres Datum für dieselben überhaupt nicht angeben; doch zeigen die kontaktmetamorphisch umgewandelten Glimmerschiefer der Schweizer Alpen mit ihren Belemniten mit Sicherheit, dass es sich nicht um sehr alte Bildungen handelt. Die Uebereinstimmung in allen chemischen und petrographischen Beziehungen zwischen dem Zentralgranit des Gross-Venedigers und dem Protogin, welcher jene jurassischen Schichten kontaktmetamorphisch veränderte, lässt dieselben auch als zeitlich einander recht nahestehend erscheinen.

Man wird aus der Gesamtheit der Erscheinungen in der Zentralkette der Alpen den Schluss ziehen dürfen, dass in diesen Gebieten durch die Verfestigung der gewaltigen granitischen Kerne die Massenbewegung zur Ruhe gekommen ist. Es kamen zwar auch später noch lokal Spannungen zur Auslösung, es wurden z. B. die nicht unbedeutenden Serpentinmassen unter hohem Druck zwischen die Schichten eingepresst, eine allgemeine Gesteinsfaltung aber fand nicht mehr statt, und es ergibt sich daraus ein recht jugendliches Alter dieser einst für das Aelteste angesehenen Bildungen. Durch seine Untersuchungen im Adamellogebiet kam Salomon[2]) zu ganz ähnlichen Resultaten; es ist dabei bemerkenswert, dass

[1]) A. Rothpletz, Ueber die Möglichkeit, den Gegensatz zwischen Kontraktions- und Expansionstheorie aufzuheben. Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss. 1902, XXXII, 311.

[2]) W. Salomon, Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet. Sitzungsber. preuss. Akad. Wiss. 1896, 1033. —, Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen, granitisch-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

derselbe trotz der ausgedehnten Verwertung der Literatur die von mir schon 1894 gegebenen Hinweise in dieser Richtung völlig ignoriert.

Allerdings kommt er gerade in Bezug auf die uns hier beschäftigenden Gesteine zu durchaus abweichenden Ansichten, indem er z. B. ausspricht, dass die zentralalpinen Massen nicht tertiär sein können, da sie durch die tertiäre Faltung dynamisch umgewandelt wurden. „Aber man berücksichtige auch, dass die tertiäre Faltung der Alpen einen gewaltigen Zeitraum innerhalb der Tertiärperiode umfasste. Es ist daher sehr wohl möglich, dass eine erste Bewegungsphase die Granite zur Intrusion brachte, eine spätere sie nach ihrer Erstarrung dynamisch umwandelte." Ich glaube gerade diesen aus der Abhandlung von 1899 entnommenen Satz in extenso geben zu müssen, weil es doch bemerkenswert erscheint, dass der Verfasser die Theorie des Dynamometamorphismus als so feststehend ansieht, dass es sich nicht lohnt, über entgegengesetzte, ausführlich begründete Anschauungen auch nur ein Wort zu verlieren.

Den in obigem gegebenen Ausführungen über ein verhältnismässig sehr geringes Alter des Zentralgranites scheint nun eine Reihe von Beobachtungen zu widersprechen, welche in den verschiedensten Teilen der Ost- wie der Westalpen gemacht worden sind, nämlich das Vorhandensein von Konglomeraten, in welchen Gerölle eben dieses Zentralgranites oder Protogins eine grössere oder geringere Rolle spielen sollen und die verhältnismässig alten Formationen angehören. Am besten untersucht unter diesen sind die „Protogin"gerölle im Verrucano, deren Beschreibung Milch[1]) in seiner umfangreichen Monographie gibt. In gewissen Teilen des Verrucano spielen solche Gerölle geradezu die herrschende Rolle, so dass man Milch beipflichten muss, dass dieser Granit vermutlich aus nächster Nähe stammt. Aus der Beschreibung, welche Milch von diesen Geröllen gibt, geht ziemlich klar hervor, dass dieselben mit normalem Protogin nicht übereinstimmen, wie auch Milch selbst in einer brieflichen Mitteilung an Baltzer zugesteht. Trotz der grossen Anzahl, in welcher sie an gewissen Lokalitäten vorhanden sind, konnte der so ausgesprochene Charakter des Protogins oder Zentralgranites nicht nachgewiesen werden. Weniger eingehend untersucht sind die Protogingerölle im Infralias des Montblanc, deren Beschreibung von Duparc und Mrazec mit wenigen Worten gegeben wird, die keinen bestimmten Schluss gestatten; gar nicht von petrographischer Seite studiert sind die „Zentralgneis"gerölle des sogenannten Rannachkonglomerates der steierischen Graphitlagerstätten, welches wohl karbonisch ist.

Es gibt also einesteils nachweisbar jurassische Schichten, welche durch den Zentralgranit kontaktmetamorphisch verändert sind, anderenteils sind in viel älteren Ablagerungen Granitgerölle vorhanden, welche man sehr gerne mit dem Zentralgranit identifizieren möchte, ohne aber irgend eine charakteristische Uebereinstimmung zu finden. Jedenfalls wäre der Sache vielmehr gedient durch eine ins Detail gehende mikroskopische Untersuchung dieser Gerölle und eine Feststellung der übereinstimmenden Züge mit dem Protogin oder Zentral-

---

körnigen Massen. Tscherm. min.-petr. Mitt. 1898, XVII, 109. —, Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard. Sitzungsber. preuss. Akad. Wiss. 1899, 27. —, Ueber neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Ebenda 1901, 170 und 727. —, Ueber die Lagerungsform und das Alter des Adamellotonalites. Ebenda 1903, 307.

[1]) L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano, II. T. Leipzig 1896.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

granit als durch die einfache Bezeichnung „Protogingerölle", welche den Verdacht erweckt, als wären diese Bildungen tatsächlich genau mit Protogin übereinstimmend. Ich schliesse mich in dieser Beziehung vollständig Salomon[1]) an, welcher die Identität dieser Gerölle mit Protogin rundweg verneint.

Die Zusammensetzung der Gesteine der Schieferhülle ist an zahlreichen Stellen derart, dass nicht bezweifelt werden kann, dass dieselben aus der Abtragung granitischer Territorien hervorgegangen sind; auch ohne dass die Beobachtung von Granitgeröllen herangezogen werden müsste, geht das aus der allgemeinen Zusammensetzung der Schiefergesteine hervor. Die Glimmerschiefer, die Chloritoidschiefer etc. waren ursprünglich mergelige Sandsteine, wie sie nur aus granitischen Gesteinen abgeleitet werden können, aber selbstverständlich nicht aus jenen Graniten, welche in Form von Gängen in diesen selben Gesteinen auftreten und die diese lokal aufgelöst und resorbiert haben. Während also auf der einen Seite klar ist, dass verwitternde granitische Gesteine zur Bildung der Sedimente Anlass gegeben haben, ist anderenteils mit eben solcher Sicherheit festzustellen, dass dies nicht der Zentralgranit gewesen ist.

Nach allen Beobachtungen über Beschaffenheit und Struktur des Zentralgranites in den Ostalpen sowohl als in den Westalpen sind diese Gesteine überall durchaus identische Bildungen, insgesamt ausgezeichnet durch die gleichen anomalen Erscheinungen, welche als primäre Eigenschaften der Gesteine erkannt wurden, die ihre Ursache in anomalen Bildungsbedingungen haben. Von einem Ende der Alpen bis an das andere bilden die mächtigen Zentralgranitmassive eine gewaltige Kette, die durch einen ungewöhnlich einheitlichen Charakter ausgezeichnet ist. Wenn man normale Proben von Protogin aus dem Montblanc- oder St. Gotthardmassiv mit einem Zentralgranit aus Tirol oder Steiermark oder aus den rumänischen Karpathen oder dem ligurischen Apennin vergleicht, so findet man makroskopisch wie mikroskopisch dieselben Grundzüge und zwar diejenigen, welche auf einen hohen Druck während der Verfestigung dieser Gesteine hinweisen; sie zeigen insgesamt den Typus der Piëzokristallisation. Diese Einheitlichkeit im Charakter des Massengesteins wiederholt sich bei den Gesteinen der Schieferhülle, so mannigfaltig diese im allgemeinen sind. Es ist kein Zweifel möglich, dass das, was ich Zentralgranit nenne, in der ganzen Kette der Alpen sehr nahezu gleichzeitiger Entstehung ist.

Man könnte ja wohl annehmen, dass in einer der verschiedenen Faltungsperioden, welche die Alpen durchgemacht haben, der Zentalgranit an dieser, in einer anderen an jener Stelle emporgedrungen ist, und dass trotz der Verschiedenheit des Alters wegen der Gleichheit der äusseren Bedingungen sich die gleichen Ergebnisse herausstellten. Dem steht aber ein allgemeiner Erfahrungssatz gegenüber, nämlich der, dass in einer einheitlichen petrographischen Provinz — und das sind unsere Alpen von einem Ende zum anderen mit Sicherheit — verschiedenalterige Gesteine auch verschiedene Zusammensetzung aufweisen. Es gibt kein Beispiel dafür, dass in einem Gebiete Eruptivgesteine, welche durch ganze geologische Formationen voneinander getrennt sind, in ihrer chemischen Zusammensetzung so vollkommene Uebereinstimmung zeigen. Wenn nun aber das gleiche Alter all dieser gewaltigen Intrusivmassen von petrographischen Gesichtspunkten aus nicht bezweifelt werden kann, so geht

[2]) W. Salomon. Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard. Sitzungsber. preuss. Akad. Wiss. 1899, 46.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

dies sicher nicht über den Jura zurück, denn an einzelnen Punkten sind unzweifelhaft Ablagerungen des Jura von dem Zentralgranit kontaktmetamorphosiert worden. Ich glaube, diese Beobachtungen liefern eine lückenlose Reihe von Beweisen, gegenüber von welchen die Beobachtung der nicht identifizierbaren Granit- oder Gneisgerölle nichts zu sagen hat.

Woher die letzteren stammen, ist zunächst nicht festgestellt, bei der grossen Menge, in welcher sie in gewissen Verrucanogesteinen vorhanden sind, ist es, wie schon bemerkt wurde, in höchstem Grade wahrscheinlich, dass sie aus nächster Nähe stammen.

Ich möchte in diesem Zusammenhang noch auf eine eigentümliche Erscheinung der Gerölle von Zentralgranit hinweisen, die in unseren bayerischen Moränengebieten ausserordentlich verbreitet ist. Die Gerölle, welche den Transport von der Zentralkette der Alpen bis in das Vorland ausgehalten haben, zerfallen hier häufig zu Grus, so dass man in jeder Kiesgrube in diesem Gebiete derartige desaggregierte Zentralgranitgerölle findet und schliesslich die in der frisch aufgeschlossenen Moräne massenhaft vorhandenen granitischen Bestandteile in dem aus dem Schotter hergestellten Strassenmaterial schon nach wenigen Monaten überhaupt nicht mehr findet; auch diese Eigenschaft fehlt den Geröllen des Verrucano.

Der Zentralgranit ist ein verhältnismässig junges Intrusivgestein, das man somit auch nicht als Protogin bezeichnen darf, weil dieser Name immer wieder zu falschen Anschauungen Anlass gibt. Das Empordringen dieser ungeheuren Massen schmelzflüssigen Materiales steht in innigem Zusammenhang mit der Gebirgsbildung selbst, unter deren Herrschaft sich diese gewaltigen granitischen Kerne verfestigten. Die zusammengefalteten und zum Teil ganz zerrütteten Gesteine, in welche das Magma durch den gewaltigen Druck der aufgestauten Massen eingepresst wurde, wurden von den bei der Kristallisation des Massengesteines abgegebenen Mineralbildnern auf weiteste Entfernung durchtränkt und kamen so in jenes eigentümlich viskose Stadium, welches allenthalben in den Kontaktzonen der Intrusivgesteine angenommen werden muss.

Das Empordringen dieser Schmelzmassen zeigte hier einen von den gewohnten vulkanischen Erscheinungen jedenfalls weit abweichenden Charakter: nicht in gewaltigem Massenerguss, nicht in einer einzigen, übermässigen Katastrophe brachen die feurigflüssigen Massen hervor, vielmehr langsam und allmählich wurde das Magma an den schwächsten Stellen in die Schiefer hineingepresst, immer neue Nachschübe aus der Tiefe brachten erneute glutflüssige Massen, und die Verfestigung der Gesteine muss daher eine viel langsamere, über viel längere Perioden hin andauernde gewesen sein, bis endlich ein gewisser Gleichgewichtszustand erreicht war. Dadurch wurde die Möglichkeit einer Durchwärmung des Nebengesteines in viel weiteren Dimensionen gegeben und bei dem zerrütteten Zustand der umgebenden Schichtgesteine verbreiteten sich die äusserst langsam von dem erstarrenden Schmelzfluss abgegebenen Mineralbildner auf ungewöhnlich bedeutende Entfernungen im Nebengestein.

Auch die dunklen Putzen, welche in dem Zentralgranit allenthalben vorhanden sind, stehen am besten mit einem derartigen Mechanismus im Einklang. Ich muss in dieser Beziehung allerdings die früher von mir gegebene Deutung derselben modifizieren; im zweiten Heft dieser „Beiträge“ (S. 727) habe ich dieselben als „Ausscheidungen“ den eigentlichen Schiefereinschlüssen entgegengestellt, umfangreicheres Material aus den verschiedensten Teilen der Alpen lässt diese Ansicht als nicht haltbar erscheinen. Diese dunklen Putzen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sind gleichfalls als Einschlüsse anzusprechen, aber als Einschlüsse, welche in sehr frühen Stadien der Intrusion losgerissen und während langer Zeit von dem granitischen Schmelzfluss verändert wurden; diesen gegenüber stehen die a. a. O. abgebildeten „echten" Schiefereinschlüsse, welche erst in den letzten Perioden vor der Erstarrung des Gesteines losgerissen wurden und daher ihre eckige Form und schiefrige Beschaffenheit bewahrt haben. Zwischen beiden gibt es in Form und Struktur und nicht zum wenigsten auch in ihrer Zusammensetzung alle möglichen Uebergänge.

Die Verfestigung des Eruptivgesteines begann unter dem gewaltigen Druck, welcher von allen Seiten auf dem Schmelzfluss lastete, und brachte in erster Linie die Orientierung des sich zuerst ausscheidenden blätterigen Glimmers senkrecht zu diesem Druck, d. h. parallel zur Grenze des Massivs hervor, während die in das zerklüftete Nebengestein hineingetriebenen Apophysen gegenüber der Richtung dieses Druckes eine beliebige Lage einnahmen, in diesen also die Schieferung auch durchaus nicht parallel zu ihrer Umgrenzung verläuft. Wo in dem Intrusivgestein taflige Feldspatkristalle sich ausgeschieden hatten, wurden auch diese quer zum Druck gestellt und von den parallelen Glimmerblättchen wie von einer Schale ringsum eingehüllt, dadurch aber gleichzeitig im Fortwachsen gehindert, so dass sie schliesslich zu den augenähnlichen Gebilden wurden, deren Hauptteil aus einem einheitlichen Feldspatkristall besteht, während die ausgezogenen Spitzen meist von der Mutterlauge des Gesteines erfüllt wurden. Diese orientierende Wirkung übte der Druck aber nur in den Randzonen aus, durch die schmelzflüssige Masse selbst konnte er sich als orientierter Druck nicht fortpflanzen und so geht vom Rande aus die oft recht vollkommene Parallelstruktur gegen den Kern zu allmählich in eine völlig richtungslos körnige über.

Nicht nur in dieser Parallelstruktur ist das Resultat des Druckes zu erblicken, sondern auch in zahlreichen mineralogischen Modifikationen, in denen sich in erster Linie die Tendenz ausspricht, das denkbar kleinste Molekularvolumen einzunehmen. Es entstanden die charakteristischen Mineralien der Piëzokristallisation, namentlich solche aus der Epidotgruppe, Granat etc., welche sich auf Kosten kalkreicher Plagioklase entwickelten, ferner Chlorit, der mit dem Glimmer in näheren Beziehungen steht. Das weiter kristallisierende Gestein bildete allmählich ein zusammenhängendes Gerüste, dessen Hohlräume die an Mineralbildnern reiche Mutterlauge erfüllte. Durch die Bewegungen des Gebirges traten Verbiegungen und Zerbrechungen einzelner Mineralien ein und auch während der Kristallisation des letzten Gemengteiles, des Quarzes dauerten diese deformierenden Wirkungen fort, welche die kataklastische Beschaffenheit des Quarzes hervorbrachten.

Nun aber war ein mächtiges und festes Bollwerk geschaffen, an welchem sich die dislozierenden Kräfte brachen; so gross auch die Spannung um den granitischen Kern noch gewesen sein mag, allgemeine Bewegungen fanden während der nun folgenden Umkristallisation der Nebengesteine nicht mehr statt, und so bildete sich der Gegensatz der von kataklastischen Erscheinungen im allgemeinen unberührten Schiefer, wie der Aplite etc. gegenüber von dem zertrümmerten Zentralgranit heraus. Dass aber trotz des Mangels mechanischer Störungen in den zuletzt genannten Gesteinen auch jetzt noch ein gewaltiger Druck herrschte, das ergibt sich aus dem Fehlen der normalen, spezifisch leichten Kontaktmineralien, an deren Stelle andere treten, in welchen wiederum die Tendenz, ein möglichst kleines Volumen anzunehmen, nicht zu verkennen ist. Die Piëzokristallisation ist gefolgt von der Piëzokontaktmetamorphose.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die Deutung des gesamten Prozesses, welche hier gegeben wurde, wird allen im einzelnen aufgeführten Erscheinungen gerecht. An Stelle der Umwandlung der Gesteine in starrem Zustand, welche an sich kaum begreiflich erscheint, treten die allbekannten und in ihrer Wirkungsweise an hunderten von Punkten genau studierten vulkanischen Agentien, deren Tätigkeit bei der Umkristallisation der Gesteine durch die ungemein weite Verbreitung des Turmalins in diesen noch besonders bewiesen wird. Die Struktur der hier untersuchten „kristallinischen Schiefer" ist so durchaus jene echter Kontaktgesteine und entgegengesetzt zu allem, was eine Umkristallisation in starrem Zustand hervorbringen müsste, kurz an Stelle der dynamometamorphischen Theorien muss für die Erklärung dieser Schiefergesteine die Erklärung durch Kontaktmetamorphose treten, während die Modifikation des Eruptivgesteines selbst nur durch hohen Druck zu deuten ist, welcher während der Kristallisation des Gesteines herrschte, d. h. die schiefrigen Zentralgranite sind in keiner Richtung als metamorphe Gesteine anzusprechen.

Die übrigen kristallinischen Schiefer sind kontaktmetamorphisch umgewandelte Eruptivgesteine und Sedimente, deren ursprünglicher chemischer Charakter nur wenig verändert ist. Die Unterscheidung der beiden Gruppen, welche Rosenbusch mit Hilfe ihres abweichenden chemischen Typus durchzuführen pflegt, ist aber hier auf diesem Wege nur schwer zu erreichen, einesteils wegen der Mischung der beiden Typen, wie sie in der Gneis-Glimmerschieferzone vorliegt, anderenteils wegen der weiten Verbreitung von Gesteinen, die nur als ursprüngliche Tuffe gelten können, deren Zusammensetzung sich jener der entsprechenden Eruptivgesteine in jeder Weise nähert.

Betrachten wir die Ergebnisse dieser petrographischen Studien in ihrer Gesamtheit, so zeigt sich zunächst, dass die Schiefer der Südseite und jene der Nordseite des Gross-Venedigers prinzipiell verschieden sind, dass man dieselben also nicht durch einen Luftsattel in Verbindung bringen darf. Es handelt sich hier um Gesteine, welche in keiner Weise durch Uebergänge verbunden sein können.

Die Amphibolite und Grünschiefer, welche auf der Nordseite den Hauptanteil am Aufbau der Schichten nehmen, dürfen nicht einmal mit den so ähnlichen Chloritschiefern der Südseite in Parallele gebracht werden. Dort haben wir den ausgesprochenen Typus eines saussuritisierten basischen Eruptivgesteines völlig isoliert, welches in seiner wohl primär gebänderten Beschaffenheit den Eindruck eines ursprünglich gabbroiden Gesteines macht; auf der Südseite dagegen ist ein schichtenartiger Wechsel und ein ganz allmählicher Uebergang chemisch ähnlich konstituierter Bildungen in normale Sedimente vorhanden, ein Uebergang, den man nur durch die Annahme ursprünglicher Tuffe erklären kann. Während also die grösste Wahrscheinlichkeit dafür spricht, dass die grünen Schiefer der Nordabdachung aus ursprünglichen Tiefengesteinen hervorgingen, sind jene der Südseite oberflächlich ergossene Decken gewesen, welche mit Tuffen und anderen Sedimenten von mergeligem Charakter wechsellagerten. Jedenfalls aber war zur Zeit der Bildung jener Ablagerungen das Gebiet der Schauplatz gewaltigster vulkanischer Tätigkeit, welche ziemlich basische Gesteine lieferte. Dies dürfte etwa um die Mitte der paläozoischen Periode stattgefunden haben.

Die zweite, wiederum sehr bedeutende vulkanische Epoche setzte mit der hauptsächlichen Gebirgsfaltung ein und dauerte an, bis diese zum Abschluss gekommen war, die von den jetzt emporgetriebenen granitischen Massen umgewandelten Gesteine haben eine

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Wirkung der gebirgsbildenden Prozesse nur noch lokal erfahren. Vermutlich durch nicht allzu bedeutende Zeiträume von dieser Periode getrennt spielt sich zum drittenmal vulkanische Tätigkeit in dem Gebiete ab, in verhältnismässig geringem Maasse allerdings und hauptsächlich unterschieden durch die Zusammensetzung der jetzt hervordringenden Schmelzflüsse, welche fast ausschliesslich aus Magnesiasilikaten bestanden. Die Serpentine resp. deren Muttergesteine, die Stubachite, sind die jüngsten in der Reihe der Gesteine, was dadurch bewiesen wird, dass sie auch innerhalb der schiefrigen Zonen des Zentralgranites auftreten und dass sie die Kontaktgesteine des Zentralgranites weiter umgewandelt haben.

Es mag auffallend erscheinen, dass z. B. die vom Granit metamorphosierten Kalkglimmerschiefer durch den unter so sehr ähnlichen Bedingungen verfestigten Peridotit eine völlige Umbildung in Granat-Diopsid-Epidot-Felse erfahren haben, welche wir in der Umgebung des Zentralgranites selbst nirgends beobachten. Es ist aber darauf hinzuweisen, dass die vom Zentralgranit ausgehende, geradezu regionale Metamorphose und die räumlich so ausserordentlich beschränkte Umwandlung am Serpentinkontakt in jeder Beziehung weitgehende Unterschiede aufweisen. Die umgewandelten Gesteinszonen um den Zentralgranit mit einer Mächtigkeit von vielen Kilometern waren von den Dämpfen, welche der Granit abgab, gleichmässig durchtränkt und machten eine eigentlich pneumatohydatogene Umwandlung durch, die schmalen Kontaktzonen der Peridotite aber standen in erster Linie unter dem Einflusse der hohen Temperatur des Massengesteines, das nur wenig gasförmige Stoffe aus der Tiefe emporbrachte, wie dies bei den basischen Gesteinen das Gewöhnliche ist. Die Umwandlung stand hier in erster Linie unter dem Einfluss der Hitze und trat direkt am Kontakt besonders intensiv in die Erscheinung, konnte aber weitere Dimensionen nicht annehmen, weil die Fortbewegung der in geringem Maasse vorhandenen, umbildenden Agentien rasch ein Ziel fand.

Der Granit sowohl als der Peridotit weisen ein Gefolge mannigfaltiger Neubildungen auf, welche wiederum recht charakteristisch sind. In dem Ganggefolge des Zentralgranites konnten lamprophyrische und aplitische Gänge unterschieden werden; die letzteren, in weit grösserer Menge und mannigfaltiger Ausbildung vorhanden, sind auch zum Teil in nicht unbedeutenden Einlagerungen in den Schieferzonen zu beobachten und erfüllen auch im Granit selbst nicht selten parallele Spaltensysteme. Dass ihnen im allgemeinen die Kataklasstruktur fehlt, wurde schon mehrfach betont und dies gilt auch für jene Vorkommnisse, welche in ganz zerknitterten Schiefern als schmale, aber mannigfach verwickelte Wellenlinien die Schieferung des Gesteines begleiten, so dass derartige Bildungen, z. B. im oberen Maurertal, dem sogenannten Gekrösestein nicht unähnlich werden. Dagegen fehlen im Gebiete des Gross-Venedigers pegmatitische Bildungen im Bereich des Zentralgranites vollständig. An ihre Stelle treten, wie es scheint, die ungemein reichen Minerallagerstätten, welche ich früher ausführlich unter dem Namen der Titanformation beschrieben habe.

Ich brauche hier auf diese grossartigen und interessanten Bildungen nicht weiter einzugehen, nur einen Punkt möchte ich hervorheben, der bei einem eingehenden Studium auffallend erscheint. Unter der ungemein grossen Anzahl von Mineralien, welche in den Minerallagerstätten des Gross-Venedigers beobachtet wurden, fehlen fast vollständig solche, welche die sogennanten seltenen Erden enthalten. Es wurden zwar seither von anderer Seite[1])

[1]) A. Cathrein, Ueber Monazit (Turnerit) aus Tirol. Neues Jahrb. Mineral. 1899, II, 137. — H. C. Bowman, Beiträge zur Kenntnis des Monazit. Zeitschr. Kristallogr. 1900, XXXIII, 97.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sporadische Funde winziger Turneritkriställchen beschrieben, im Verhältnis zu der Bedeutung aber, welche der Orthit als ständiger Gemengteil des Zentralgranites und, wie es scheint, auch zahlreicher Schiefer besitzt, erscheint dieses Verhältnis recht merkwürdig.

Es mag hier auch auf die lokale Bedeutung von Beryllium hingewiesen werden, welches zum Teil als Bestandteil des Granites zur Entwicklung eigentlicher Beryllgranite führt, wie sie im Habachtal vorkommen, namentlich aber im Nebengestein desselben Granit lokal angereichert ist, so dass ein nicht unbedeutender Bergbau auf Smaragd — von den europäischen sicher der wichtigste — in dem Gebiete umgeht. Schliesslich darf in diesem Zusammenhang auch der Chrysoberyll als Bestandteil der Glimmerschiefer nicht vergessen werden.

Die mannigfachen Mineralneubildungen der Titanformation haben sich auf offenen Klüften entwickelt, sie bilden auf denselben Drusen und Krusten mit offenen Hohlräumen, wie sie wohl kaum entstanden wären, so lange die gebirgsbildenden Kräfte die Gesteine zusammenpressten. Und man beobachtet auch im allgemeinen keine mechanischen Phänomene an den einzelnen Mineralien, welche wie z. B. der Epidot an der Kampenwand im Untersulzbachtal oft ganz besonders bedeutende Grösse erlangen. Da nun, wie seinerzeit eingehend begründet wurde, eine Erklärung dieser Minerallagerstätten ohne die Zuhilfenahme vulkanischer Agentien nicht denkbar ist, da sie ausserdem in höchst charakteristischen Beziehungen zu dem Zentralgranit stehen, so liefern dieselben einen weiteren Beweis dafür, dass die Massenbewegungen mit der Verfestigung des Granites zum Stillstand gekommen waren und dass die Nachwirkungen der vulkanischen Tätigkeit mehr und mehr normale Verhältnisse vorfanden.

Es mag ferner noch auf die nicht unbedeutende Verbreitung von Erzlagerstätten hingewiesen werden, welche in dem Gebiete bekannt geworden sind, von welchen weitaus die meisten wegen der Schwierigkeiten des Terrains einesteils, wegen der geringen Wertigkeit des Materiales anderenteils heute nicht mehr ausgebeutet werden. In erster Linie sind das Gänge der Blendebleiformation, die namentlich in den Amphiboliten der Nordseite in grosser Anzahl bekannt sind; sie lieferten zum Teil einen recht silberreichen Bleiglanz und auch andere Silbererze waren denselben, meist allerdings nur in geringer Menge, beigemengt. Dass solche Bildungen, im Bereiche der Ostalpen wenigstens, in der Umgebung des Zentralgranites und genetisch mit diesem verbunden eine ungemein grosse Verbreitung besitzen, habe ich schon an zahlreichen anderen Stellen betont.

Ein Zusammenhang mit anderen Eruptivgesteinen, welcher z. B. für die hieher gehörigen Gänge des Pfunderer Berges bei Klausen behauptet wurde, scheint nicht aufrecht erhalten zu sein. Wie ich in meiner schon oben zitierten Skizze dieser Lagerstätte betonte, sind auch dort unzweifelhafte aplitische Ausläufer des Zentralgranites in nächster Nähe und in inniger Verbindung mit den Erzlagerstätten nachweisbar, welche allerdings von den österreichischen Geologen schlechtweg als Glieder der Phyllitgruppe angesehen werden.

Dass sie das nicht sind, beweisen neben ihrer Zusammensetzung, welche jene eines Aplites ist, ihre mikropegmatitische Struktur und ihre Lagerungsform, welche zeigt, dass diese Gesteine erst sekundär zwischen die Schiefer eingedrungen sind. Der Zentralgranit ist aber im allgemeinen eine der jüngsten Eruptivbildungen wie im Gesamtgebiet der Zentralalpen, so auch in dem südlich an dieses angrenzende Gebiet von Klausen, so dass, abgesehen von lokalen Beobchtungen, schon von diesem Gesichtspunkt aus die Aeusserungen

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

W. Hammers[1]) ziemlich deplaziert erscheinen. Namentlich weicht auch der Ton, in welchem derselbe meine Ansichten nicht zu widerlegen, sondern lächerlich zu machen versucht, von dem sonst in wissenschaftlichen Kontroversen üblichen sehr zu seinen Ungunsten ab.

Ausser den so verbreiteten Erzgängen der Blendebleiformation findet sich, worauf schon oben hingewiesen wurde, eine nicht unbedeutende lagerförmige Masse von derbem Schwefelkies innerhalb der Kalkglimmerschiefer. Ferner ist unweit dem Defferegger Schutzhaus auf dem Mullwitzaderl ein kleiner Schurf vorhanden, in welchem eine granitische Einlagerung im Gneis so mit silberhaltigem Bleiglanz und mit Blende imprägniert ist, dass sie einen kleinen Abbau ermöglicht.

Besonderes Interesse, wenn auch geringe Bedeutung haben endlich die Goldlagerstätten des Gebietes, welche ja bekanntlich die ganze granitische Zentralzone der Alpen begleiten. In dem speziellen Gebiet allerdings sind sie sehr untergeordnet, während sie in anderen Teilen der Zentralalpen, so im Gasteiner Tal oder namentlich im Val Antrona und Val Anzasca am Monte Rosa ertragreicher werden. Was hervorgehoben zu werden verdient, das ist die Erscheinung, dass neben den meist sehr armen Goldquarzgängen, welche namentlich im Granit und dessen nächster Nachbarschaft aufsetzen, auf der Südseite des Gross-Venedigers in der Eklogitzone des oberen Frosnitztales ein Typus von Goldlagerstätten aufgefunden wurde, der sonst nicht bekannt ist. Man trifft hier das Gold als Freigold in Begleitung und oft umhüllt von ungewöhnlich grossen Kristallen von Buntkupfererz, zu welchen sich eine Reihe von Mineralien der Titanformation, Albit, Apatit und tafliger Kalkspat gesellen. Diese letzteren Lagerstätten sind zwar von geringer Verbreitung, haben aber stellenweise eine recht gute Ausbeute ergeben, während das Gold der Goldquarzgänge auf primärer Lagerstätte hier überhaupt nie in Arbeit genommen wurde und höchstens ganz vereinzelt der goldhaltige Sand namentlich der in das Pinzgau mündenden Tauerntäler verwaschen wurde.

Analoge postvulkanische Prozesse folgten auch der Intrusion der Peridotite, sie wurden ausführlich im ersten Heft dieser Beiträge gewürdigt; auch sie führten in der Hauptsache auf offenen Klüften zu Mineralneubildungen, welche mechanische Strukturen im allgemeinen vermissen lassen, mit Ausnahme einer nur ganz lokal zu beobachtenden Form, welche am ehesten den Charakter einer pegmatitartigen Ausbildung des Peridotits besitzt und die namentlich im Stubachtal beobachtet wurde. Es mag hinzugefügt werden, dass auch die von mir als Stubachit bezeichneten Peridotite in der ganzen Zentralkette der Alpen einen gleichmässigen Charakter besitzen. So zahlreich aber die Vorkommnisse dieser Art auch sind, welche ich seither gesammelt und studiert habe, so ist unter denselben doch kein Vorkommnis vorhanden, welches das ursprüngliche Gestein so vollkommen erhalten zeigen würde wie jenes, welches ich von den Totenköpfen im oberen Stubachtal beschrieben habe. Stets ist die sekundäre Serpentinbildung mehr oder minder weit vorgeschritten, so dass diese alpinen Vorkommnisse mit ihrer fast stets vorhandenen Umbildung, welche zum Teil ganz ungeheuer bedeutende Massen wie jene des Alatales in Piemont gleichmässig ergreift, in charakteristischem Gegensatz stehen zu den analogen meist wenig mächtigen Vorkommnissen der Pyrenäen, in welchen Serpentinisierung fast nie zu beobachten ist.

---

[1]) W. Hammer, Referat über meine bezügliche Notiz in Verh. K. K. geol. Reichsanst. 1903, 68.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Auch dies spricht in hohem Maasse für die Richtigkeit meiner Hypothese über die Bildung des Serpentins.

Das Bild, welches hier von dem petrographischen Charakter der Gesteine des Gross-Venedigers gegeben wurde, liefert somit mannigfache Anhaltspunkte, welche die wichtigsten geologischen Fragen in dem Gebiete zur Entscheidung bringen. Was nach der Kristallisation der Schieferhülle, nach der Bildung der Mineralgänge noch folgte, ist von untergeordneter Bedeutung für die Gesamtheit der Erscheinungen und ohne jede Wichtigkeit für die Klärung der in erster Linie zu betrachtenden Frage nach der Bedeutung des regionalen Metamorphismus.

München, Petrographisches Seminar, April 1903.

Erklärung der Tafeln.

Vergrösserung durchschnittlich 45—60fach.

Tafel II.

Fig. 1 3. Albitkörneraggregate in verschiedenem Maasse erfüllt von helizitischen Zügen strahlsteinähnlicher Hornblende. Typus des Chloritschiefers. Fig. 1 und 2 aus der Dorfer Alpe, Fig. 3 aus dem Tümmelbachtal. Polarisiertes Licht.

Fig. 4. Pflasterstruktur im Chloritschiefer. Gerundete Körner von Albit ohne Zwillingslamellen. Tümmelbachtal. Polarisiertes Licht.

Fig. 5. Ausgefaserte Hornblendekörner quer gegen die Schichtung. Grünschiefer. Hollersbachtal. Gewöhnliches Licht.

Fig. 6. Pflasterstruktur im Amphibolit. Einschlussarme, gerundete Albitkörner ohne Zwillingslamellen. Hollersbachtal. Polarisiertes Licht.

Tafel III.

Fig. 1. Albiteinsprengling mit wenig helizitisch angeordneten Graphiteinschlüssen. Graphitglimmerschiefer Maurertörl. Gewöhnliches Licht.

Fig. 2. Derselbe im polarisierten Licht.

Fig. 3. Albiteinsprengling, im Kern einschlussreich, helizitisch, mit von Quarz durchwachsenem, von sonstigen Einschlüssen fast freiem Rand. Graphitglimmerschiefer Türmeljoch. Gewöhnliches Licht.

Fig. 4. Albiteinsprengling mit einsschlussreichen Flecken in helizitischer Struktur. Ebendaher. Gewöhnliches Licht.

Fig. 5. Zahlreiche kleine Albiteinsprenglinge mit einschlussreichem Kern und einschlussfreiem Rand. Erscheint infolge der helizitischen Anordnung der Graphiteinschlüsse brekzienähnlich. Graphitglimmerschiefer Maurertal. Gewöhnliches Licht.

Fig. 6. Biotiteinsprengling mit quer zur Spaltbarkeit hindurchsetzenden helizitisch angeordneten Graphiteinschlüssen, oben und unten einschlussfrei, randlich in die Schichten hineingeschleppt. Ebendaher. Gewöhnliches Licht.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Tafel IV.

Fig. 1. Granateinsprengling, Graphiteinschlüsse halb helizitisch, halb zonar angeordnet. Graphitglimmerschiefer Maurertal. Gewöhnliches Licht.

Fig. 2. Desgleichen, ganz in Chlorit umgewandelt unter Erhaltung der Struktur. Graphitglimmerschiefer Klexenkopf. Gewöhnliches Licht.

Fig. 3. Granateinsprengling in quarzreichem Glimmerschiefer. Die Granatsubstanz bildet nur noch ein Netzwerk um die zahlreichen Quarzeinschlüsse. Zopetspitze. Gewöhnliches Licht.

Fig. 4. Granatringe in Eklogit mit Kern von Glimmeraggregaten und Epidot. Kleinitz. Polarisiertes Licht.

Fig. 5. Gerundete Quarzkriställchen im Kalkglimmerschiefer. Dorfer Alpe. Gewöhnliches Licht.

Fig. 6. Quarzkitt zwischen Kalkspatkörnern im Kalkglimmerschiefer. Ebendaher. Polarisiertes Licht.

Tafel V.

Fig. 1. Normale Struktur der Glimmerschiefer; nicht verzahntes Quarzaggregat ohne jede optische Störung. Zopetspitze. Polarisiertes Licht.

Fig. 2. Ausnahmsweise Mörtelstruktur, ganz lokales Vorkommnis. Quarzphyllit. Fratnik-Polarisiertes Licht.

Fig. 3. Menge und Ausbildung des Rutils (schwarze Körner) im Eklogit. Gastacher Wände. Gewöhnliches Licht.

Fig. 4. Herzförmige Zwillinge von Rutil. Knotenglimmerschiefer. Gastacher Wände. Gewöhnliches Licht.

Fig. 5. Kornährenähnliches Chlorit quer zur Schichtung im Graphitglimmerschiefer. Maurertörl. Gewöhnliches Licht.

Fig. 6. Magneteisen in scharfen Kristallen. Chloritschiefer Saukopf. Gewöhnliches Licht.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Fig. 1.

Gosler-Wand bei Prägraten. Typischer Serpentinstock.

Fig. 2.

Bretterwände bei Virgen. Unter 60° einfallender Kalkglimmerschiefer.

Meisenbach Riffarth & Co. München

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

© Österreichische Akademie der Wissenschaften; http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Fig. 1.

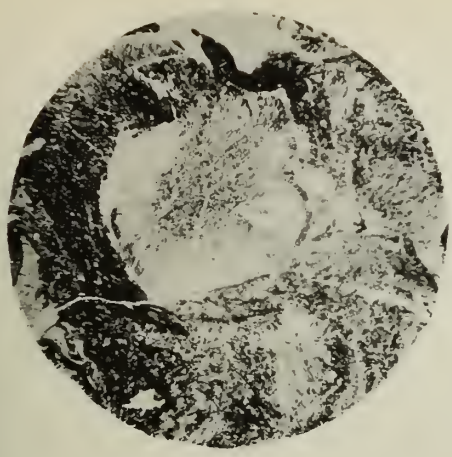


Fig. 2.

Fig. 3.

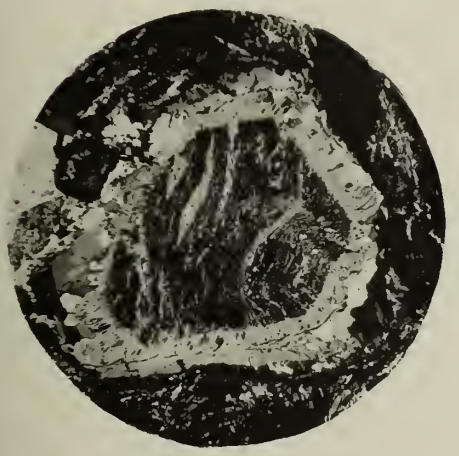


Fig. 4.

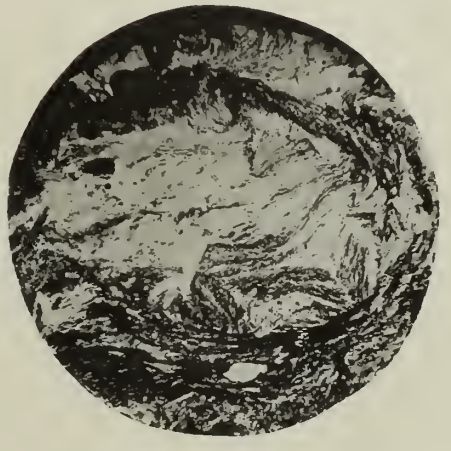


Fig. 5.

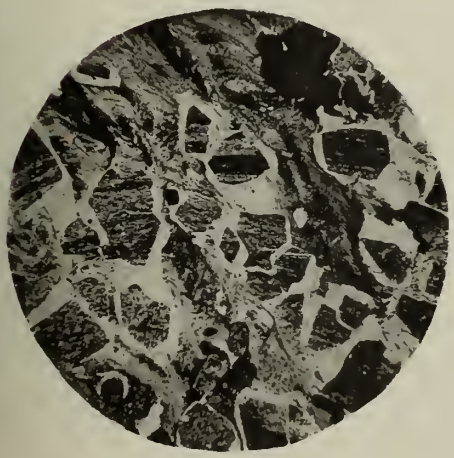
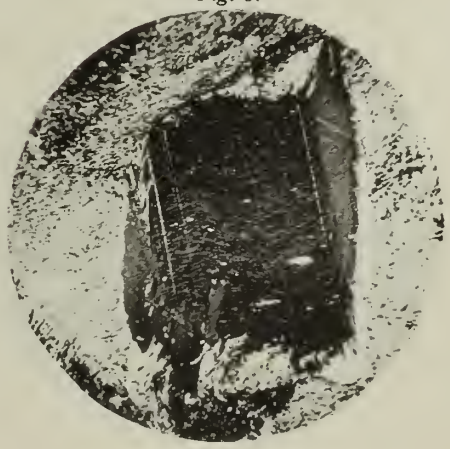


Fig. 6.



Aut. phot. Meisenbach Riffarth & Co. München

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

 http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Fig. 1.

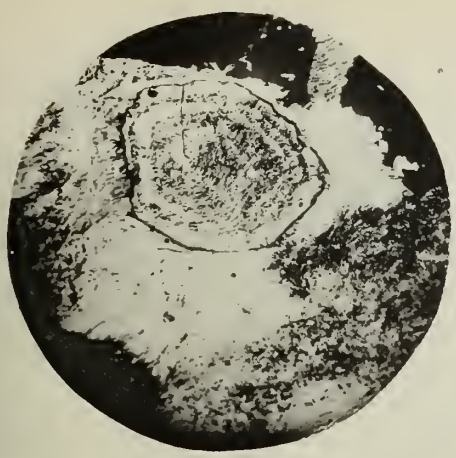


Fig. 2.

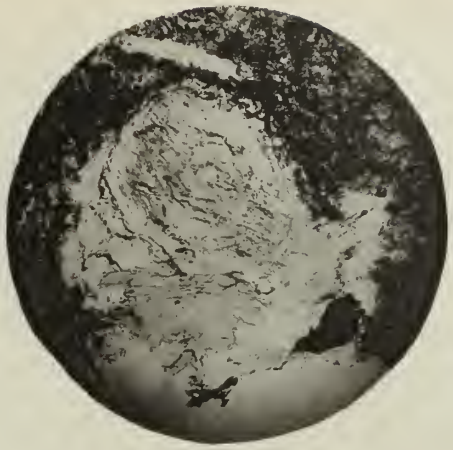


Fig. 3.

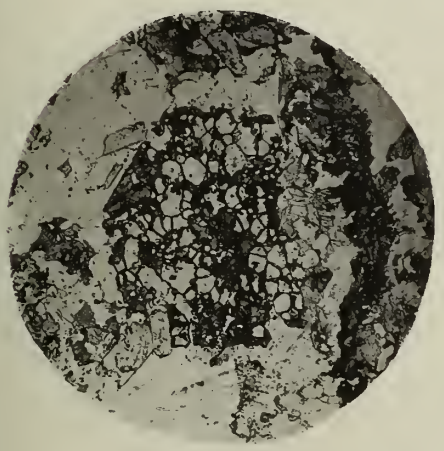


Fig. 4.

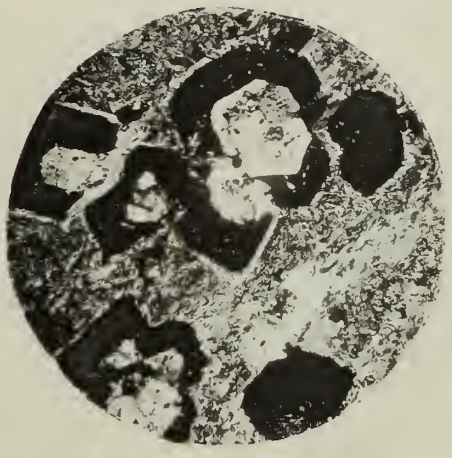


Fig. 5.

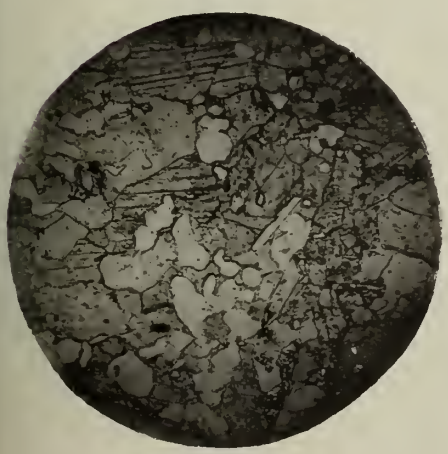


Fig. 6.

Aut. phot. Meisenbach Riffarth & Co. München

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Meisenbach Riffarth & Co. München