

# Ueber einige Gesteine der „Fedozserie“ aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen).

Von

**H. P. Cornelius.**

Mit 2 Textfiguren.

Die Gesteine, von denen im folgenden die Rede sein soll, wurden gesammelt auf geologischen Aufnahmeausflügen in den Jahren 1912—1914. Ich trug mich damals mit der Absicht, eine vollständige Spezialuntersuchung der gesamten Disgraziagruppe auszuführen. Der Krieg hat sie vereitelt — wohl für immer, wie ich mich seither überzeugen mußte.

Inzwischen hat R. STAUB den schweizerischen Anteil der genannten Gebirgsgruppe aufgenommen und seine Beobachtungen auch weit in das italienische Gebiet hinein erstreckt. Eine höchst detaillierte Karte und eine ganze Reihe von Veröffentlichungen vorwiegend tektonischen Inhalts bilden die bisherige Frucht seiner Studien<sup>1</sup>.

Die petrographische Verarbeitung von STAUB'S Material ist jedoch, wie er selbst mir mitteilt, noch eine Frage unbestimmter Zukunft; und so mag denn eine Veröffentlichung eines Teils meiner

<sup>1</sup> R. STAUB, Geolog. Karte der Val Bregaglia. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spz.-Karte 90.

—, Geolog. Beobachtungen am Beigellermassiv. Vierteljahrsh. naturf. Ges. Zürich 1918. p. 1.

—, Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahresh. naturf. Ges. Graubünden. 40. 1921.

—, Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljahrsh. naturf. Ges. Zürich. 1921. p. 93.

Beobachtungen, trotz ihres z. T. fragmentarischen Charakters gerechtfertigt sein — um so mehr, als manche der untersuchten Gesteine recht interessante Verhältnisse darbieten. Naturgemäß kann ich viele Probleme hier nur andeuten; insbesondere bleibt die chemische Untersuchung der Gesteine der Zukunft vorbehalten.

Mit dem Namen *Fedozserie* bezeichnete STAUB<sup>1</sup> (nach der Val Fedoz in der westlichen Berninagruppe, wo er sie zuerst auf-fand) eine höchst wechselvolle Gesellschaft von Paragneisen und -schiefern, Marmoren und Kalksilikatfelsen, Amphiboliten, Gabbro, Serpentin usw., durchdrungen von aplitisch-pegmatitischen In-jektionen. Er identifizierte damit schon damals eigenartige Ge-steine, die ich aus der oberen Val Malenco kurz erwähnt, aber ihrer Stellung nach unbestimmt gelassen hatte<sup>2</sup>. Später<sup>3</sup> stellte er zur Fedozserie auch gewisse Gesteine des Muretto-Fornogebiets, die ich bei früherer Gelegenheit erwähnt hatte<sup>4</sup>; und endlich<sup>5</sup> reihte er ihr auch die Gabbros des Monte Braccia im Disgrazia-gebiet ein.

Hier soll nur von den Vorkommen der Disgraziagruppe die Rede sein: in erster Linie von jenen auf dem Westgehänge der oberen Val Malenco, zwischen Chiesa und Chiareggio; doch müssen auch einige Gesteine des Forno-Murettogebiets in den Kreis der Betrachtung gezogen werden. Das letztere ist auf STAUB's an-geführter Karte dargestellt. Von Val Malenco existiert dagegen bisher keine brauchbare Karte — die alte THEOBALD'sche<sup>6</sup> ist in jener Gegend äußerst fehlerhaft. Zur topographischen Orientierung dient am besten der Überdruck „Berninapaß“ des topograph. Atlas der Schweiz 1: 50000.

Noch ein Wort über die geologische Situation, wie sie sich nach den Untersuchungen von STAUB darstellt. Als ältestes Glied der *Margnacke* — die von SHER über das Serpentinegebiet

<sup>1</sup> R. STAUB, Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Viertel-jahrschr. naturf. Ges. Zürich 1917. p. 349.

<sup>2</sup> H. P. CORNELIUS, Zur Kenntnis der Wurzelregion im Urteren Veltlin. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XL. 1915. p. 264.

<sup>3</sup> R. STAUB, a. a. O. 1918.

<sup>4</sup> H. P. CORNELIUS, Geolog. Beobachtungen im Gebiete des Forno-gletschers (Engadin). Centralbl. f. Min. etc. 1913. p. 246.

<sup>5</sup> R. STAUB, a. a. O. 1921.

<sup>6</sup> Geol. Karte d. Schweiz, Blatt XX (Sondrio-Bormio) 1: 100 000. 1865.

von Val Malenco geschoben wurde — liegt die Fedozserie in unserem Gebiet an deren Basis. Allein durch eine sekundäre, gewaltige Überfaltung des Serpentin über die hangende Margnadecke sind deren basale Teile ihrerseits wieder tief in den Serpentin eingewickelt. Dieser Einwicklungsregion gehört das hier in erster Linie zu besprechende Gebiet der oberen Val Malenco an. — Im W werden alle tektonischen Elemente abgeschnitten durch die gewaltige Intrusion des Disgrazia- oder Bergeller Granits und Tonalits<sup>1</sup>. Sie ist jünger als die Großtektonik (mitteltertiär). Im Fornogebiet greift sie auch in das Gebiet der Fedozserie ein.

## I. Gneise, Glimmerschiefer und verwandte Gesteine.

**1. Granatgneise.** Oberhalb der Hütten von Girosso in Val Fura (auf der Ostseite des Monte Braccia in der oberen Val Malenco) stehen auf der nördlichen Talseite eigentümliche Gesteine an.

<sup>1</sup> Gegen den Namen Disgraziamaassiv und -granit hat STAUB 1918 a. a. O. angewendet, daß der Monte della Disgrazia selbst nicht aus Granit, sondern aus Serpentin bestünde. Das ist lange bekannt; hat doch MELZI bereits vor 30 Jahren diese Tatsache festgestellt (Giorn. di Min. IV. 1893). Ich selbst hatte nie Anlaß mich zu der Frage zu äußern, da ich in diesem Punkte den Beobachtungen MELZI's Neues nicht hinzuzufügen hatte. Unrichtig ist es also, wenn STAUB (Monte Disgrazia, a. a. O. p. 102) mir die Ansicht zuschreibt, der Monte della Disgrazia bestünde aus Tonalit oder Granit. Dies zur Richtigestellung von STAUB's Ausführungen a. a. O. — Für die Bezeichnung „Disgraziagranit“ ist aber die Patenschaft des Disgraziagipfels gar nicht erforderlich, denn für das Hauptgestein der Disgraziagruppe ist sie die naturgegebene. (Es hat auch noch niemand die Bezeichnung Montblancgranit deshalb beanstandet, weil der Montblancgipfel selbst aus Gneis besteht!) Freilich ist der Name Disgraziagruppe leider nicht allgemein üblich geworden im Sinne von A. BÖHM (Die Einteilung der Ostalpen; PENCK's Geogr. Abhdlg. I. 1887. p. 367): Für das ganze Bergland von Val Malenco bis Chiavenna, das THEOBALD allzu umständlich Albigna-Disgraziagebirge genannt hatte. Die Italiener und neuerdings STAUB schränken die Disgraziagruppe ein auf die unmittelbare Umgebung des Monte della Disgrazia, östlich vom Passo di Mello, die indessen nicht als selbständige orographische Einheit gelten kann. Doch diese Frage ist hier nebensächlich. Jedenfalls durfte „Disgraziamaassiv“ und „Disgraziagranit“ in der freilich spärlichen geologischen Literatur bereits als eingebürgert gelten (z. B. STEINMANN, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen; Geol. Rdschau. 1913. p. 220), bevor STAUB durch die Neuprägung des Namens „Bergellermassiv“ die Nomenklatur unnötig belastet hat. Nachdem dieser aber nun bereits ebenfalls Eingang gefunden, bleibt nichts übrig, als beide Namen synonym zu gebrauchen.

Sie lassen schon makroskopisch verschiedenartige Elemente erkennen: dunkelgraue bis grüngraue saussurit-ähnliche Massen, von teilweise hornfelsartigem Aussehen, schwarzgrüne, feinblättrige Partien; Lagen, Linsen oder Knoten von Quarz, von oft bläulich-weißer Farbe und opalartig-milchigem Aussehen; lichtrote Granaten, mit Durchmessern bis über  $\frac{1}{2}$  cm; gelegentlich schwarzgraue, lebhaft metallglänzende Blätter und Flatschen von Graphit, an Härte und Strich kenntlich; endlich verhältnismäßig untergeordnet Sericit-häute und vereinzelt Glimmerblätter. Nicht immer sieht man alle diese Elemente nebeneinander in ein und demselben Gesteinsstück — fast alle (außer dem Saussurit) können bis zum Verschwinden zurücktreten. Mehr oder minder regelmäßig lagenweise Anordnung ist die Regel; doch gibt es auch Typen, in denen Paralleltextur kaum eine nennenswerte Rolle spielt. — Ähnliche Gesteine ziehen von der genannten Lokalität nach dem nördlich benachbarten Kessel von Laguzuolo hinüber, und weiter über die Käme des Monte Senevedo zum Lago di Pirola.

Im Dünnschliff zeigt es sich sehr deutlich, daß wir es hier mit Gesteinen zu tun haben, denen mehrere Metamorphosen übereinander aufgeprägt sind. Die einfachsten Verhältnisse unter den untersuchten bietet ein Gestein von Laguzuolo, das makroskopisch fast nur Saussuritlagen und Quarz zeigt. Als relativ primären — einer älteren Metamorphose entstammenden! — Mineralbestand erkennt man Quarz, farblosen und isotropen Granat, sowie Plagioklas von nicht mehr näher bestimmbarer Zusammensetzung (Zwillingslamellen sind gelegentlich noch sichtbar). Die drei Mineralien bilden die Hauptmasse des Gesteins: ein Aggregat ziemlich großer Körner mit einfach gestalteten, rundlichen Grenzen — eine Art Pflasterstruktur, wobei jedoch die einzelnen Gemengteile z. T. undeutlich streifenweise gesondert liegen. In viel geringerer Menge tritt hinzu rotbrauner, stark durch feinste Einschlüsse getrübler Biotit, sowie als Nebengemengteile Ilmenit, Magnetkies, sehr spärlich Zirkon und Apatit. — Nun werden aber alle jene Hauptgemengteile von einer jüngeren Metamorphose — wir wollen sie vorgreifend die alpine nennen — mehr oder minder in Mitleidenschaft gezogen. Am wenigsten der Quarz, der nur schwach mechanisch beeinflußt erscheint (undulöse Auslöschung bis zu stengligem Zerfall // c). Der Plagioklas ist fast gänzlich in Sericit-

massen übergegangen, denen sich einzelne Anhäufungen von Zoisitnadeln beimengen. Auch sonst sind vereinzelt Zoisitmineralien neugebildet, die den Stoff zu ihrem Aufbau wohl ebenfalls dem Plagioklas entnommen haben. Der Granat wird durchzogen von einem regellosen Netzwerk von Rissen, die mit Chlorit erfüllt sind; auch in der Nachbarschaft hat sich solcher in z. T. ziemlich großen Blättern angesiedelt. Dieser Chlorit stellt ein Umwandlungsprodukt des Granats selbst dar. Andererseits ist aber jedenfalls ein Teil der selbständigen Chloritblätter auch aufzufassen als Pseudomorphosen nach Biotit; dieser scheint überhaupt nur dort der Umwandlung in Chlorit entgangen zu sein, wo ihn Umhüllung durch Quarz oder Granat geschützt hat. Weiter finden sich Neubildungen einer schmutziggrünen Hornblende (a blaßgelblichgrün, b graugrün, c bläulichgrün;  $c:c = 16^{\circ}$ ) in kleinen, schlecht ausgebildeten Säulchen; auch sie scheinen räumlich an die Nachbarschaft des Granats gebunden und genetisch von ihm herzuleiten. Endlich finden sich noch unregelmäßige Haufwerke von z. T. relativ großen Stengeln und Körnern von Rutil; ihre räumliche Verteilung läßt keine Gesetzmäßigkeit erkennen. Sie sind — nach dem, was wir in anderen Gesteinen kennen lernen werden (vgl. p. 25 u. 35) — wohl am ehesten aufzufassen als Umwandlungsprodukt von Ilmenit, der in verhältnismäßig geringer Menge unverändert vorkommt. — Wie man sieht, sind es fast ausschließlich Mineralien der obersten Zone der Metamorphose von BECKE-GRUBENMANN, die hier als Produkt einer jüngeren Metamorphose neugebildet worden sind. Die Neubildungen sind indessen zum weitaus größten Teil in den Räumen verblieben, die ihre Muttermineralien eingenommen hatten — so war es möglich, daß die Struktur, wie sie die ältere Metamorphose geschaffen, fast unbeeinträchtigt blieb. Jede textuelle Umformung ist ausgeblieben.

Wir sehen also, daß die mineralische (jüngere) Umwandlung ganz unabhängig von jeder textuellen erfolgt ist — ein wichtiges Resultat, das wir später noch an vielen weiteren Beispielen bestätigt finden werden.

Dem eben beschriebenen Gestein schließt sich eine Reihe von Girosso stammender Proben nahe an, bei denen der Einfluß der jüngeren Metamorphose viel weiter geht. Aus der älteren stammende Hauptgemengteile sind auch hier Plagioklas, von nicht mehr näher bestimmbarer Zusammensetzung

(Orthoklas habe ich in meinen, freilich nicht zahlreichen, Schlifften nicht gefunden; wenn vorhanden, so ist er jedenfalls recht spärlich); weiter Granat, farblos und isotrop, sowie Quarz. Der letztere bildet zum Teil sehr große Körner, erfüllt mit zahllosen, regellos gelagerten Nadelchen von recht starker Lichtbrechung; wegen ihrer äußerst geringen Dicke blieben sie unbestimmbar<sup>1</sup>. Von Biotit ist hier nirgends mehr eine Spur wahrzunehmen. Dagegen ist als wichtiger Übergangsteil Graphit überall vorhanden in z. T. recht großen, manchmal schön sechsseitig umgrenzten Täfelchen. — Nun zu den Erscheinungen der jüngeren Metamorphose! Sie äußert sich am Plagioklas in Form von vollständiger Umwandlung in sericitische Aggregate, mit zum Teil reichlicher Beimengung von Zoisitnadeln; auch als selbständige Neubildung findet sich manchmal Zoisit  $\beta^2$  in langen, dünnen Nadeln. Besonders interessante Erscheinungen bietet der Granat. Man findet ihn auch hier von dem oben erwähnten Netzwerk von Chlorit durchzogen. Außerdem aber siedelt sich in seiner Umgebung ein weiteres Mineral an: Tafeln, manchmal deutlich sechsseitig umgrenzt, von blasser Färbung aber deutlichem Pleochroismus (a blaßgrünlich, b blaßblaugrün, c ganz blaßgrünlich, fast farblos:  $a \leq b > c$ ). Sie zeigen Zwillingbildung parallel der Tafelfläche (001), z. T. in lamellarer Wiederholung; starke Licht- und schwache Doppelbrechung (Grau oder Weiß I. Ordnung), und eine kleine, aber deutliche Auslöschungsschiefe  $c:c = 3-4^0$  ca. Sie sind zweiachsig positiv mit mittelgroßem Achsenwinkel und deutlicher Dispersion  $\rho > \nu$ . Diese Eigenschaften kennzeichnen das Mineral als einen Sprödglimmer. Auch sein makroskopisches Aussehen stützt diese Bestimmung — es bildet die oben erwähnten schwarzgrünen feinschuppigen Streifen. Die räumliche Verteilung des Sprödglimmers — in Kränzen um den Granat und von diesem abfließend — legt die Auffassung nahe, daß auch er ein Umwandlungsprodukt des Granats darstellt; man wird darin noch bestärkt durch die Beobachtung, daß der Sprödglimmer an Menge zuzunehmen scheint mit fortschreitender Aufzehrung des Granats. Doch sind meine Schlifffe nicht zahlreich genug, um diese Auf-

<sup>1</sup> W. SAUERBREI (Petrogr. Untersuchung sedimentogener kristalliner Schiefer aus dem oberen Veltlin; Dies. Jahrb. 1912. Beil.-Bd. XXXIV) vermutet in ähnlichen haarförmigen Einschlüssen des Quarzes Sillimanit (a. a. O. p. 4 f.).

<sup>2</sup> E. WEINSCHENK, Die gesteinsbildenden Mineralien. 3. Aufl. Freiburg 1915.

fassung zweifelsfrei sicherzustellen. — An sonstigen Neubildungen findet sich wieder recht häufig Rutil, in z. T. ziemlich großen, tiefgelben Stengeln, mit quadratischem Querschnitt und manchmal knieförmig verzwilligt; oder auch in unregelmäßigen Körnern. Meist sind sie zu ungeordneten Haufen vereinigt. Ihre Verteilung im Gestein ist auch hier ganz gesetlos; jeder Hinweis auf ihren Ursprung fehlt. — Z. T. ziemlich große Blätter von Chlorit, vielleicht von Biotit herzuleiten, finden sich untergeordnet. Auch Muscovit tritt gelegentlich in einzelnen größeren Blättern auf, und zwar besonders am Rande der Sericitmassen, oder dort, wo andere Mineralien, insbesondere Rutil, in jene eingebettet sind. — Besonders bemerkenswert ist jedoch die Umformung, die der Quarz erlitten hat. Seine bereits erwähnten, sehr großen Körner werden fast stets in einzelne Bruchstücke zerlegt durch Streifen feineren Quarzmaterials, die in ihrer Anordnung ganz den Eindruck der allbekanntesten, durch Kataklyse erzeugten Mörtelzonen machen. Allein ihr Material zeigt nicht nur viel bedeutendere Korngröße, als man in solchen zu sehen gewohnt ist, sondern auch die typischen mehr oder minder ineinander verzahnten Konturen kristalloblastischer Neubildungen, dazu nur Spuren undulöser Auslöschung. Kein Zweifel, daß es sich um Trümmerzonen kataklastischer Entstehung handelt, die späterhin kristallin verheilt sind — ein hervorragend schönes Beispiel für das Zusammenwirken von rupturer Deformation und Kristallisation mit zeitlichem Überdauern der letzteren<sup>1</sup>. Nicht wieder ausgeheilt sind dagegen Spannungs-

<sup>1</sup> Hier und im folgenden vgl. die Arbeiten von B. SANDER:

Über Zusammenhänge von Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. TSCHERMAK'S Mitt. 30. 1911.

—, Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1912.

—, Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1912.

—, Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1912.

—, Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. Geol. Reichsanst. 1914.

—, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1914. — Es ist hier auch der Ort, Herrn Prof. SANDER für freundlichst gewährten Einblick in sein Schliffmaterial und manche anregende Diskussionen meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

erscheinungen innerhalb der größeren Bruchstücke unserer Quarze, die bis zu stengligem Zerfall parallel der c-Achse gehen (daß sie erst jünger wären als die Ausheilung der Mörtelzonen ist nicht anzunehmen, da den neukristallisierten Individuen in diesen ähnliche Erscheinungen abgehen).

Die ursprünglichen Verbandsverhältnisse der Mineralien sieht man vielfach noch in Resten: gerundete, schwach buchtige Grenzen der Quarze, die Plagioklase, soweit zwischen jenen eingebettet, mit gerundet rechteckiger Umgrenzung — beide Mineralien in nur sehr unvollkommener Weise streifenförmig geschieden; die großen Granaten meist von zahlreichen Einschlüssen erfüllt, gegen außen jedoch kristallographisch umgrenzt. Anhäufungen von kleineren Quarzkörnern, mit grobblättrigem Chlorit gemengt, schieben sich in der Richtung der Paralleltexur mitunter zwischen die großen Granaten. Es bleibe dahingestellt, ob man auch in ihnen Reste des alten Gesteinsgefüges zu erblicken hat. In der Regel ist dieses durch die jüngere Metamorphose bis zur Unkenntlichkeit verwischt. Sie schafft typische Auswalzungstexturen: Die Plagioklase fließen ineinander zu langgezogenen Strähnen von Sericit und Zoisitstengeln, in meist fluidaler Anordnung; nur dort, wo sie durch umhüllenden Quarz oder Granat geschützt waren, pflegt diese Erscheinung auszubleiben — nicht jedoch die Sericitisierung; woraus man wieder ersieht, daß diese keineswegs direkt durch die Auswalzung bedingt sein kann<sup>1</sup>! Ebenso fließen von den Granaten lange Züge von annähernd parallel gestellten Sprödglimmerblättern ab, mit etwas Chlorit, Quarz und Sericit untermischt. Auch die Aggregate grober Quarzkörner werden in die Länge gestreckt. Das Endprodukt ist ein vollkommen gebändertes Gestein, aus Streifen von 1. vorwiegend Sericit und Zoisit, 2. von Sprödglimmer und Chlorit, schließlich 3. von Quarz. Außer den bereits erwähnten größtenteils ausgeheilten Kataklassen am letztgenannten sind keine Anzeichen mechanischer Deformation der einzelnen Mineralkörner zu sehen: die Deformation ist fast durchweg v o r k r i s t a l l i n!

Geologisch dürften diese Gesteine den „Kinzigiten“ der Ivreazone oder der Dent Blanche-Decke zu vergleichen sein, wenn ihnen

<sup>1</sup> Ebenso wie in den grünen Graniten etc. des Albula—Juliergebietes; vgl. H. P. CORNELIUS, Petrogr. Unters. in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. Dies. Jahrb. 1912. Beil.-Bd. XXXV.



auch der dort reichlich vorhandene Sillimanit<sup>1</sup> bisher zu fehlen scheint.

**2. Granatglimmerschiefer.** Verwandt mit den bisher behandelten Gesteinen und doch z. T. in mancher Hinsicht abweichend sind die Gneise und Glimmerschiefer, die längs der Sohle von Val Malenco auf dem westlichen Gehänge anstehen, bis knapp oberhalb der berühmten Dachschieferbrüche nördlich von Chiesa. STAUB's tektonische Karte<sup>2</sup> gibt dort die Grenzen nicht ganz richtig wieder; tatsächlich lassen sich die genannten Gesteine in einzelnen Aufschlüssen durchverfolgen, bis zu dem großen Graben, der oberhalb der Steinbrüche herabzieht — immer an der Basis des Serpentin<sup>3</sup>.

Schließe liegen mir nur vor von dem feinschieferigen Gestein am Ausgang eben dieses Grabens. Sie zeigen als Hauptgemengteile: Quarz; Muscovit in kleinen, aber gut individualisierten Blättern; Granat, farblos und isotrop, jedoch von schwarzem Staub in feiner Verteilung getrübt, in kleinen gut entwickelten Rhombendodekaedern ohne jede Spur von Umwandlungerscheinungen; endlich Chlorit in bräunlichgrünen unregelmäßigen Blättern, mit anomalen graugrünen Interferenzfarben, manchmal parallel (001) deutlich zwillingslamelliert. Stark zurücktretend findet sich vollkommen strukturloser Feldspat, frisch und klar — nach der Lichtbrechung zu schließen Albit; sowie vereinzelte Blättchen von lichtbraunem Biotit. Von Nebengemengteilen ist Zirkon nicht selten, in winzigen Körnchen mit sehr intensiven pleochroitischen Höfen in Biotit und Chlorit, Magnetit reichlich in kleinen Körnchen, Apatit spärlich, ebenso Rutil in feinen gelben Nadelchen mit sehr starker Licht- und Doppelbrechung (ohne pleochroitische Höfe!). — Das Gestein zeigt deutliche Lagentextur: es wechseln Lagen von 1. rundlichen, schwach verzahnten Quarzkörnern, gemischt mit etwas Feldspat und reichlich Muscovit, mit 2. solchen von fast reinem Glimmer, und untergeordnet 3. von reinem Quarz. Die Glimmer sind recht vollkommen parallel der Schieferung geordnet, die Quarze mäßig deutlich im Sinne der gewöhnlichen Gefügeregelung (c-Achse vorwiegend senkrecht zur Schieferung<sup>4</sup>). Die Granatkriställchen sind reichlich über alles ausgestreut (nur die spärlichen reinen Quarzlagen scheinen sie zu meiden). Der Chlorit liegt im Gestein an ziemlich wenigen, anscheinend beliebigen Stellen, in Gestalt auffallend großer Blätter, mit der Basis teils parallel, teils quer zur Schieferung — stets aber deutlich in Richtung der letzteren gestreckt ausgebildet. Es sind keine Pseudomorphosen, sondern Neubildungen, Porphyroblasten — meist reich an gesetzlos angeordneten Einschlüssen kleiner Quarze, auch von Granat. Zu diesem besteht z. T. auch sonst eine auffällige

<sup>1</sup> Vgl. E. ARTINI u. G. MELZI, Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. Ist. Lomb. sci. e lett. XVIII. 1900.

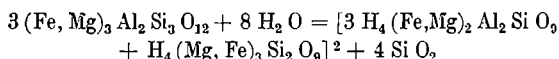
<sup>2</sup> Monte della Disgrazia, a. a. O. 1921. Taf. IV. p. 134.

<sup>3</sup> Es scheint mir noch keineswegs ausgemacht, ob sie nicht mit dem Gneis nördlich von Chiesa in Verbindung zu setzen sind, den STAUB der (tieferen) Surettadecke zurechnet!

<sup>4</sup> Vgl. die angeführten Arbeiten von SANDER 1911, sowie im Jahrb. geol. Reichsanst. 1912 und 1914.

räumliche Beziehung. Manche Chlorite sind von ganz ausgesprochenen Kränzen kleiner Granate umsäumt, rings um manche andere läßt sich ein besonderer Reichtum an Granat feststellen. Ebenso bestehen räumliche Beziehungen zwischen dem seltenen Biotit und dem Chlorit: an dessen unmittelbare Nachbarschaft erscheint jener gebunden. Allein es fehlen alle Übergänge des einen in den andern, die etwa den Biotit als Relikt, den Chlorit als ein Umwandlungsprodukt kennzeichnen würden — vielmehr liegen beide als vollkommen gleichgeordnete Bildungen nebeneinander<sup>1</sup>. — Von Kataklyse fehlt dem Gestein jede Andeutung; das Gefüge ist vollkommen unversehrt.

In diesem Gestein ist es nicht mehr möglich, die beiden obengenannten zeitlich getrennten Metamorphosen auseinanderzuhalten. Was man erkennt ist ausschließlich das Werk einer Phase intensiver Umkristallisation; sie hat jede frühere Struktur ebenso vollkommen unkenntlich gemacht wie jede Deformation der einzelnen Mineralkörner. Vielleicht kann man die Lagentextur und die erwähnte Gefügeregelung auffassen als Erzeugnis einer von der Kristallisation gründlich überdauernden Durchbewegung. Wegen der tektonischen Unversehrtheit ebenso wie nach der Art der mineralischen Neubildungen wird man diese Metamorphose mit unserer alpinen gleichsetzen müssen. Schwierigkeiten macht dabei nur das Verhalten des Granats, das von dem aus den Granatgneisen beschriebenen gänzlich abweicht: dort ein Relikt, in Umwandlung in Chlorit (+ Sprödglimmer z. T.?) begriffen — hier eine den andern Gesteinsgemengteilen durchaus gleichgeordnete Neubildung; ja man könnte sogar auf den Gedanken kommen, der Granat sei erst aus dem Chlorit hervorgegangen. Vermutlich liegen hier noch nicht erforschte Gleichgewichtsbeziehungen vor, bei denen die Menge des bei der Umkristallisation tätigen Wassers eine wichtige Rolle spielen dürfte:



Stofflich dürfte dieser Granatglimmerschiefer von den zuvor besprochenen Granatgneisen nicht allzu verschieden sein; ich möchte sogar die Frage stellen, ob er nicht ein weitgehend durchgeschiefertes Umwandlungsprodukt eines solchen darstellt. Jedenfalls sind diese Gesteine alle sedimentogenen Ursprungs, aus einem tonig-sandigen, sehr kalkarmen Ausgangsmaterial hervorgegangen.

**3. Orthogneis.** Dem Granatglimmerschiefer konkordant eingeschaltet finden sich an derselben Lokalität, von der die eben besprochenen Präparate stammen — Ausgang des Grabens oberhalb der Dachschieferbrüche — helle geschieferte Lagen von aplitartigem Aussehen.

Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile Quarz, Muscovit und etwas zurücktretend Albit. Dieser enthält stets neugebildete feine Muscovitblättchen, regellos orientiert, in mäßiger Anzahl. An Nebengemengteilen ist Apatit verhältnismäßig reichlich, Magnetit spärlich

<sup>1</sup> Ähnliches habe ich beobachtet in den Glimmerschiefeln des Retterschwangtales im Allgäu; vgl. Mitt. Geol. Ges. Wien 1921. p. 6.

<sup>2</sup> Diese Formel entspricht nicht den gewöhnlichen gesteinsbildenden Chloriten.

vertreten; hinzu kommt noch Turmalin in unregelmäßig gestalteten Körnern, blau, graugrün, gelbbraun gefleckt, endlich ganz spärlich Granat.

Das Gefüge wird beherrscht durch Wechsel von Lagen parallelgeordneter Glimmerblätter und solcher von Quarz. In den letzteren läßt sich wiederum eine Scheidung erkennen nach der Korngröße: es wechseln, ebenfalls nahe parallel geordnet, Streifen von größerem und solche von viel feinerem Korn. Die letzteren erinnern lebhaft an Zertrümmerungszonen — abgesehen von dem rein kristalloblastischen Gefüge, das sie ganz ebenso zeigen wie die größeren Lagen; undulöse Auslöschung findet sich in beiden nur spurenweise. Dagegen ist Gefügeregelung ( $\alpha' // s$ ) in beiden ziemlich deutlich. Man darf wohl mit SANDER in diesem lagenweisen Wechsel der Korngröße ein Relikt kristallin verheilten Mylonitgefüges erblicken. — Der Plagioklas bildet größere, einsprenglingsartige Körner von gerundeten Formen — vielleicht Relikte ehemaliger wirklicher Einsprenglinge?

Auch dies Gestein ist demnach wohl aufzufassen als Produkt mechanischer Auswulzung und kräftig überdauernder Umkristallisation — ein typischer „Blastomylonit“ (SANDER). Beide Vorgänge gehören zweifellos der jüngeren Metamorphose an. Etwa vorhanden gewesene Spuren der älteren sind nicht mehr zu erkennen. Das Ausgangsmaterial dürfte wohl ein porphyrisch struierter Aplit („Alsbachit“), vielleicht auch ein saures Ergußgestein gewesen sein.

**4. Andalusitschiefer.** Auf der Engadiner Seite des Murettopasses sind am Cavlocsee<sup>1</sup> und südlich von dort bis gegen das Ende des Fornogletschers eigentümliche Gesteine verbreitet. Sie sind dunkel gefärbt, schwer und sehr zäh; reich an (vorwiegend dunklem) Glimmer und z. T. durch Lagen klaren Quarzes gebändert, doch im allgemeinen ohne sehr ausgesprochene Schieferung. Das auffälligste Merkmal aber ist ein wechselnder, oft sehr reichlicher Gehalt an einem auf frischem Bruch blaugrauen Mineral, das bis über 2 cm lange Stengel (ohne erkennbare Kristallform) bildet; auf angewitterten Oberflächen treten sie erhaben hervor, in Gestalt von regellos orientierten Leisten — ein sehr charakteristischer Anblick (z. B. an den Rundhöckern am Lej da Cavloc). Auch dunkelroten Granat erkennt man nicht selten schon makroskopisch.

Das genannte, stenglige Mineral gibt sich im Dünnschliff als Andalusit zu erkennen. Es ist farblos, zeigt keinerlei Kristallform, wohl aber sehr deutlich die Spaltbarkeit nach einem fast rechtwinkligen Prisma (110). Die Lichtbrechung ist ungefähr gleich der des Apatits, die Doppelbrechung ziemlich schwach (Grau I. Ordnung). Das Mineral ist zweiachsig negativ mit großem Achsenwinkel;  $a = c$ : Basale Schnitte, geben den Austritt der

<sup>1</sup> Sprich Kawlotsch!

negativen Bisektrix. Der Andalusit ist stets tadellos frisch, jedoch erfüllt von massenhaften Einschlüssen; von ihnen sei weiter unten noch die Rede.

An anderen Mineralien sind vorhanden: in sehr großer Menge intensiv rotbrauner Biotit; erheblich zurücktretend Muscovit. Quarz findet sich stets, aber wirklich reichlich nur, wo er in fast reinen Lagen für sich allein auftritt. Feldspäte sind zum mindesten sehr spärlich, in meinen Präparaten überhaupt nicht vertreten. Granat ist als Übergemengteil manchmal recht reichlich; farblos und isotrop, rhombendodekaedrisch, oft auch gerundet umgrenzt, meist arm an Einschlüssen aber vielfach von feinem schwarzem Staub erfüllt. Von Nebengemengteilen ist Zirkon sehr häufig in freilich winzigen Kriställchen, die vor allem durch die von ihnen erzeugten, sehr intensiv (grün-schwarz) gefärbten pleochroitischen Höfe im Biotit auffallen. Ein taflig ausgebildetes opakes Erz — vermutlich Ilmenit — ist fleckenweise reichlich; sicherer Magnetit dagegen ebenso wie Apatit nur sporadisch zu erkennen.

Höchst interessant sind die Strukturverhältnisse dieses Gesteins. Dort, wo fast reine Quarzlagen mit solchen aus vorwiegend Glimmer und Andalusit wechseln, erkennt man eine ursprüngliche Feinschichtung sehr deutlich, in vollkommen kristallin abgebildetem Zustand. Schöne Fältelungen zeigen das gewohnte Bild präkristalliner Deformation: jede Biegung der Glimmertafeln, jede mechanische Verletzung der Quarze (bis auf Spuren von undulöser Auslöschung) fehlt. Mit mäßig verzahnten Grenzen greifen die letzteren ineinander; ihr Wachstum bevorzugt keine Richtung und auch Gefügeregelung ist wenigstens nicht sicher zu erkennen. Die Glimmertafeln sind nur dort deutlich parallel orientiert, wo sie solchen Quarzlagen unmittelbar anliegen. Schon in geringer Entfernung von ihnen scheint zunächst jede Andeutung von Paralleltextur in einem wirren Aggregat sich vielfach gegenseitig überkreuzender Glimmerschuppen untergegangen zu sein. In dieses regellos eingebettet liegen die Granaten und Andalusite — diese teils einzeln, teils in größeren Gruppen. Ihre wie schon erwähnt sehr zahlreichen Einschlüsse — vor allem Biotit, aber auch Quarz und Erz — zeichnen nun wieder den Verlauf der ursprünglichen Schichtung in großer Vollkommenheit. Sie zeigt aufs trefflichste die Erscheinung der „helizitischen“ Fältelung (WEINSCHENK): zahlreiche,

meist spitze Falten, an Reihen von Einschlüssen ersichtlich, sind als „Dauerpräparat“ (SANDER) im Andalusit eingeschlossen (vgl. Fig. 1). Verfolgt man ihre Züge bis an die Grenzen des Andalusits, so gelingt vielfach die Feststellung, daß sie auch über diese hinaus in das Glimmergewirr hinein fortsetzen — dessen scheinbare Regellosigkeit wird nur dadurch hervorgebracht, daß zahlreiche Glimmerblätter quer über die Schichtung wogewachsen sind

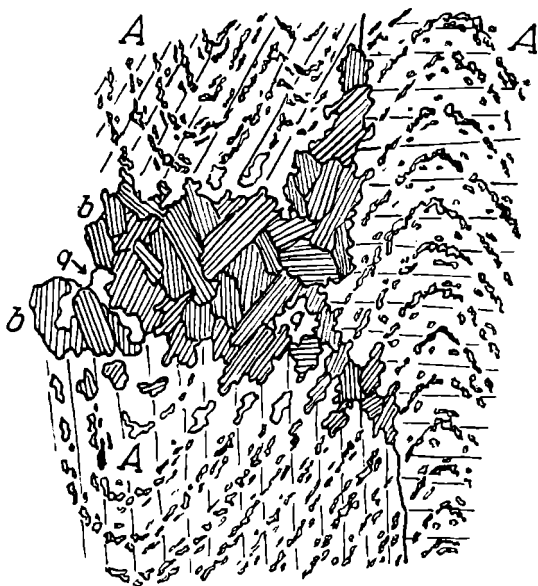


Fig. 1. Präkristalline Fältelung im Andalusitgestein von Lej Cavlocc.  
1:50 ca. (etwas schematisiert).

*A* Andalusit mit Einschlüssen von Biotit, Quarz, Eisenerz. *b* Biotit, *q* Quarz.

und deren Erkennbarkeit mehr oder minder stark beeinträchtigen. Dabei nimmt die Korngröße gegenüber jener der Einschlüsse um ein Vielfaches zu. Was aber besonders wichtig ist: eine Störung im Verlauf der Schichtung tritt an den Andalusitgrenzen nirgends ein, man kann sie vielfach aus einem Kristall in einen anderen hinein, über ein andalusitfreies Glimmerfeld hinweg, verfolgen, in ungeänderter Richtung, bis man eine der zahlreichen Faltenbiegungen erreicht. Überblickt man einen größeren Teil des Schiffs, so erkennt man auch die Einheitlichkeit in der Richtung all dieser im Andalusit eingeschlossenen Falten,

welchen dieser nur gewissermaßen übergedeckt erscheint. Irgend eine mechanische Beschädigung des Andalusits ist dabei nicht zu erkennen. Es fehlt also jedes Anzeichen einer wie immer gearteten Bewegung der Andalusite während oder nach ihrer Kristallisation — einer Erscheinung, wie sie an den Porphyroblasten zahlreicher alpiner Schiefer so verbreitet ist<sup>1</sup>. Oder mit anderen Worten: Die Faltung ist in bezug auf den Andalusit im strengsten Sinn des Wortes vorkristallin.

Im Gegensatz zum Andalusit ist der Granat, wie schon erwähnt, meist auffallend arm an Einschlüssen. Demgemäß besteht auch keine Möglichkeit an seinen Individuen nachträgliche Bewegungen nachzuweisen. Allein es verdient hervorgehoben zu werden, daß die in durchbewegten kristallinen Schiefen so häufigen Streckungsräume hier fehlen, auf deren genetische Verknüpfung mit Drehungen W. SCHMIDT<sup>2</sup> hingewiesen hat. Das spricht für eine Kristallisation auch des Granats unabhängig von der Durchbewegung und jünger als diese, wenn sie auch vielleicht an Relikte des gleichen Minerals aus einer früheren Umwandlungsphase anknüpfen konnte.

Ganz lokal ist den Glimmeraggregaten zwischen den Andalusiten Quarz etwas reichlicher beigemischt. An einer solchen Stelle beobachtete ich auch in seinen Körnern Einschlüsse sehr feiner Biotitblättchen, die wiederum regelmäßig den Verlauf der Schichtung zeigen, und auch hier ganz einheitlich durch eine ganze Reihe verschiedener Quarzkörner hindurch. Auch hier sind präkristallin im Quarz eingeschlossene Falten zu erkennen.

Die gewonnenen Ergebnisse sind von größter Wichtigkeit für die genetische Deutung unseres Andalusitgesteins. Ich habe dasselbe einst<sup>3</sup> — entsprechend der üblichen Deutung des Andalusits

<sup>1</sup> Vgl. z. B.: NIGGLI, Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassivs. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. 36. 1912.

B. SANDER, a. a. O. 1912 u. 1914.

L. J. KRIGE, Petrographische Untersuchungen in Val Piora und Umgebung. Ecl. geol. Helv. 1918. p. 519. — W. SCHMIDT, Bewegungsspuren in Porphyroblasten kristalliner Schiefer. Sitzgsb. Ak. d. Wiss. Wien 217, I. p. 293.

<sup>2</sup> W. SCHMIDT, a. a. O. — Das Obenstehende gilt auch für stark geschieferte, granatreiche aber andalusitarne Gesteine, die zusammen mit dem Andalusitschiefer am Lej da Cavlocc vorkommen.

<sup>3</sup> H. P. CORNELIUS, Fornogletscher; a. a. O. 1913.

als Kontaktmineral — aufgefaßt als Kontaktprodukt des Disgraziagranits an Gesteinen der Malojaserie. Dagegen wandte sich STAUB<sup>1</sup> und erklärte das fragliche Gestein als normales, vom Granit nicht beeinflusstes Glied der Fedozserie. Als Gründe führte er an, 1. daß im Surettagneis, der dem Malojagneis chemisch und mineralogisch analog sei, nirgends am Granitkontakt makroskopisch sichtbarer Andalusit entstände; 2. die weite, bis gegen 2 km betragende Entfernung vom Kontakt; 3. das Vorkommen analoger Gesteine ohne jungen Granitkontakt, auch in den Walliser Kinzigiten. Aus diesen ist aber über Andalusit nirgends etwas veröffentlicht und STAUB selbst hat denn auch später<sup>2</sup> jenen Hinweis ersetzt durch den auf Glimmerpseudomorphosen nach Andalusit in Gesteinen der Fedozserie von Val Malenco. Er ändert seine Auffassung nun dahin, der Andalusit sei ein Produkt alter, regionaler Metamorphose der Tiefe, später jedoch regressiv umgewandelt und nur im Bereich des jungen Bergeller Granitmassivs durch dessen wärmenden Einfluß gut erhalten geblieben. Auf den inneren Widerspruch in dieser Hypothese sei hier nicht weiter eingegangen; es genüge der Hinweis auf unser obiges Resultat, daß der Andalusit jünger ist als alle tektonische Beanspruchung des Gesteins. Damit ist nun zwar zunächst noch nicht gesagt, daß er ein Produkt der jungen, granitischen Kontaktwirkung sein müsse; denn eine die tektonischen Bewegungen überdauernde Kristallisation konnten wir ja bei allen betrachteten Gesteinen der Fedozserie als kennzeichnend für die alpine Metamorphose feststellen und wir werden ihr auch weiterhin noch begegnen. Allein nirgends hat sie zur Bildung von Mineralien (relativ) hoher Temperaturen geführt, wie es der Andalusit ist; und STAUB selbst sagt, daß solcher bisher außerhalb der Muretto-Cavlocciogegend unumgewandelt nicht gefunden worden sei. Diese Gegend ist aber gerade die einzige, wo nach den bisher vorliegenden Erfahrungen die Fedozserie in den Bereich der Bergeller Intrusivmasse tritt. —

Was nun den zweiten Punkt betrifft, die weite Entfernung vom Kontakt, bis zu der sich die Andalusitgesteine finden, so kennen wir dazu ein vollkommenes Analogon aus dem Adamellogebiet.

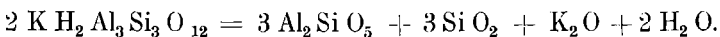
---

<sup>1</sup> R. STAUB, v.a. O. 1918.

<sup>2</sup> R. STAUB, Val Malenco, a. a. O. 1921.

Dort fand SALOMON<sup>1</sup> in der Valle S. Valentino andalusitführende Glimmerschiefer, die den unsrigen makroskopisch teilweise sehr ähnlich sehen — gleichfalls mit bis mehrere cm langen Andalusitkristallen; und auch sie erreichen 2 km Entfernung vom Kontakt. Außerdem setzen in unserem Falle innerhalb des Bereichs der Andalusitgesteine noch gelegentlich Granitgänge auf, so daß mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf einen unterirdischen Ausläufer der Granitmasse geschlossen werden kann — er ist es möglicherweise, der die Kontaktmetamorphose bewirkt hat. Und endlich ist daran zu erinnern, daß ja bei sehr hohen Temperaturen gar nicht Andalusit entsteht, sondern Sillimanit; wie sowohl aus experimentellen Daten wie den Erfahrungen an Kontakthöfen (so auch dem des Bergeller Granits) hervorgeht. Es ist also durchaus plausibel, wenn der Andalusit bis zu einiger Entfernung vom Kontakt auftritt.

Nun zur Frage des Ausgangsmaterials. Darüber habe ich mich a. a. O. nicht ganz korrekt ausgedrückt, wenn ich unter den „Malojagesteinen“ zwar wohl die Gneise, nicht aber die sedimentogenen Phyllite ausdrücklich erwähnt habe. Nach dem damaligen Stande der Kenntnisse konnten selbstverständlich nur die letzteren als Ausgangsmaterial in Betracht kommen — jedenfalls niemals die granitischen Augengneise! Heute wird in erster Linie an phyllitische Glimmerschiefer der Fedozserie zu denken sein, wie sie etwa am Piz Salacina anstehen; doch bedarf die Frage wohl noch genauerer Prüfung. — Die Entstehung des Andalusits dürfte in unserem wie im oben erwähnten Falle des Adamello auf Kosten von Glimmermineralien erfolgt sein (die Gesteine lagen ja vor der Kontaktmetamorphose bereits in metamorphem Zustande vor!), nach dem Schema:



Das freiwerdende  $\text{K}_2 \text{ O}$  wurde vielleicht im Biotit gebunden, der im übrigen seine Bestandteile dem Chlorit des Ausgangsmaterials entnahm<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> W. SALOMON, Die Adamellogruppe. Abh. Geol. Reichsanst. Wien. 21. 1908. I. Teil. p. 168. — Herrn Geheimrat SALOMON danke ich bestens für die Liebenswürdigkeit, mit der er mir Einblick in seine Aufsammlungen gestattet hat.

<sup>2</sup> Auffallend ist die Paragenese Andalusit-Granat, die unter normalen Bedingungen in Kontaktgesteinen nicht aufzutreten scheint. Für ihre Diskussion wäre vor allem die Kenntnis der Zusammensetzung des Granats von-



Noch ein möglicher Einwand gegen die jungkontaktmetamorphe Entstehung scheint mir berücksichtigungswert. Er betrifft die oben erwähnten, sehr intensiven pleochroitischen Höfe um die Zirkoneinschlüsse des Biotits. Bekanntlich entstehen solche unter dem Einfluß radioaktiver Strahlung des Zirkons; die Intensität ihrer Färbung muß also (gleiche Radioaktivität vorausgesetzt) innerhalb gewisser Grenzen eine Funktion der Zeit sein. Andererseits werden die Höfe durch hohe Temperaturen zerstört; im Falle eines kontaktmetamorphen Gesteins können sie folglich erst nach der Kontaktmetamorphose entstanden sein. In unserem Falle haben sie also höchstens vom Oberoligocän bis heute Zeit gehabt zu ihrer Ausbildung — da mag es denn auffallend scheinen, daß ihre Intensität nicht geringer ist, wie in altkristallinen Gesteinen. Allein wir können unsere Andalusitgesteine nach S verfolgen bis gegen das Ende des Fornogletschers; dort treten sie unmittelbar in Kontakt mit dem Granit. Der Andalusit geht dort randlich über in Sillimanitaggregate — die pleochroitischen Höfe bleiben! Weiter finden wir Einschlüsse im Granit, vollkommen umgeschmolzen zu Biotitschlieren und Wolken von Sillimanit — die pleochroitischen Höfe sind auch dort noch in ähnlicher Intensität vorhanden. Es ist also gar kein Zweifel, daß sie erst nach der Kontaktmetamorphose, mithin während dem oben angegebenen Zeitraum entstanden sind — das posttektonische Alter der Granitintrusion ist ja durch eine ganze Reihe von Beobachtungen hinlänglich begründet.

Die Deutung unseres Andalusitgesteins als Kontaktprodukt des Granits wird demnach auch durch die zuletzt angeführten Verhältnisse nicht erschüttert; sie ist vielmehr in jeder Hinsicht die einzig mögliche. Dies Ergebnis ist von Wichtigkeit: es zeigt uns, daß die Reichweite der Kontaktmetamorphose am NO-Eck des Disgraziamaassivs doch nicht gar so geringfügig ist wie STAUB<sup>1</sup> behauptet hat. Mit

nöten. Ein Kalktongranat ist neben Andalusit ja wohl überhaupt nicht existenzfähig; aber auch an Stelle eines Magnesia- bis Eisentongranats würde man viel eher Cordierit erwarten. Vgl. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet; Kristiania 1911.

<sup>1</sup> Bergellermassiv, a. a. O. 1918. p. 16. — Auch die Verhältnisse an andern Kontaktstellen, z. B. an der Cima di Vazzeda, sind durchaus nicht beweisend für eine geringe Reichweite der Kontaktmetamorphose; in dem dortigen, stark

ihrem Einfluß haben wir also bei allen Gesteinen auf der SW-Seite der Murettopaß-Furche zu rechnen. Das bedeutet ein Moment mehr, das bei der Deutung der dortigen Gesteine zu berücksichtigen ist — ein Umstand, dem nur mit Hilfe eines entsprechend umfangreichen Schriffmaterials beizukommen wäre.

Ich verzichte deshalb an dieser Stelle auf weitere Mitteilungen über die Gesteine der genannten Gegend; nur einem recht ungewöhnlichen Gesteinstyp seien einige Zeilen gewidmet.

## II. Pyroxenquarzit.

In einzelnen Zügen in der Gegend S vom Cavlocceese, in ansehnlichen Massen längs dem SW-Fuß der Kette P. della Margna-Piz Fedoz und hinauf zum Murettopaß stehen eigentümliche Gesteine an, die bisher sowohl von mir<sup>1</sup> wie von STAUB<sup>2</sup> nur flüchtig erwähnt worden sind. Der Name „Pyroxenquarzit“ ist im Hinblick auf die hauptsächlichsten Gemengteile am Platze. Es sind Gesteine von deutlich kristalliner Beschaffenheit und weißlicher Farbe, mit grünlicher, z. T. auch violettbrauner Sprenkelung; sie machen einen recht massigen Eindruck, wenn auch die Verteilung dieser Sprenkelung oft mehr oder minder deutliche Paralleltexur hervortreten läßt.

Im Schriff erkennt man den Quarz als wichtigsten Gemengteil, der wohl 75—80 % der Gesteinsmasse bilden dürfte. Der zweite Hauptgemengteil ist ein diopsidischer Pyroxen in meist unregelmäßig gestalteten Individuen. Er zeigt gelegentlich am Rande Umwandlung in eine blaßgrüne schwach doppelbrechende Hornblende, die sich auch als parallele Fortwachsung des Pyroxens und als selbständige Neubildung in kleinen, schlecht begrenzten Nadeln findet. In wechselnder, aber nicht ganz unbedeutender Menge ist Orthoklas vorhanden; saurer Plagioklas tritt dagegen ganz zurück. Ziemlich lichtbraun gefärbter Biotit kommt in kleinen, schlecht entwickelten Tafeln gelegentlich vor; er bedingt jene makroskopisch braunen Flecken. Ganz vereinzelt ist Zoisit. — Von Nebengemengteilen ist Titanit in z. T. recht großen zerfetzten Individuen weitaus am häufigsten; Apatit, Magnetit, Zirkon (mit pleochroitischen Höfen!) spielen nur eine minimale Rolle.

In struktureller Hinsicht ist zunächst eine Trennung in rein aus stark verzahnten Quarzkörnern bestehende Partien und solche aus Quarz, Pyroxen und Orthoklas (teilweise auch Biotit) festzustellen. In den letzteren ist die

kristallinen Dolomitmarmor konnte die von der Granitintrusion zugeführte Wärme eben keine sichtbare Veränderung mehr erzielen (sofern nicht die Kristallinität doch z. T. durch sie zustande gekommen ist, was erst noch zu untersuchen wäre!). Silikatzenen konnten nur entstehen, soweit SiO<sub>2</sub> (u. a.) zugeführt wurde; ihre geringe Mächtigkeit ist mithin von der Ausdehnung der eigentlichen Kontaktmetamorphose gänzlich unabhängig.

<sup>1</sup> H. P. CORNELIUS, a. a. O. 1913 („Quarzite mit z. T. hohem Gehalt an diopsidartigem Pyroxen“).

<sup>2</sup> R. STAUB, a. a. O. 1918.

allgemein sehr unregelmäßige Umgrenzung aller Mineralien bemerkenswert; besonders Quarz und Orthoklas durchdringen sich oft in ganz regelloser Weise. Die beiden genannten, verschiedene zusammengesetzten Aggregate wechseln miteinander nach Art einer unregelmäßigen Linsentextur, derart, daß zwischen Quarzlinsen stellenweise nur dünne Pyroxenhäute durchziehen, die dann wieder zu ansehnlichen Pyroxen-Quarz-Feldspatlinsen anschwellen. Es scheint, daß an der Erzeugung der letzteren Fältelung mitbeteiligt ist; denn es lassen sich (wenn auch selten und wenig deutlich) Umbiegungen beobachten. Sie sind ausgesprochen vorkristallin — und das gilt wohl auch für die Anlage der ganzen erwähnten Linsentextur. Postkristalline Deformationserscheinungen beobachtet man nur in geringem Maße und fast ausschließlich am Quarz in Gestalt von stengligem Zerfall // c; eigentliche Katakklase, Mörtelzonen usw. fehlen. Dagegen ist Gefügeregelung recht deutlich. In einem Schlift beobachtete ich sie in der Form, daß die c-Achse der meisten Quarze (meist schon ohne Gipsblättchen am stengligen Zerfall zu erkennen) gegen die Normale zur Paralleltextur eine größere oder kleinere Neigung zeigt, und zwar durch den ganzen Schlift hindurch nach der gleichen Seite. Die Quarze liegen also ausgesprochen asymmetrisch in bezug auf die Normale zur Paralleltextur — ein Beweis dafür, daß hier nicht Normaldrucke, sondern Schubspannungen bei der Ausgestaltung des Gefüges tätig waren<sup>1</sup>.

Nach dem Gesagten lassen sich bei diesem Gestein vier Vorgänge der Umformung feststellen: 1. Vorkristalline Durchbewegung; 2. Kristallisation des Mineralbestandes bei ziemlich hoher Temperatur (Pyroxen, Orthoklas, Biotit); 3. Postkristalline Deformation recht unbedeutend; 4. Anfänge von Ummineralisierung (Hornblende aus Pyroxen) bei niedrigerer Temperatur. Die zeitliche Ordnung von (3) und (4) steht nicht fest, vielleicht fallen beide Vorgänge nahe zusammen; und bezüglich der oben erwähnten Gefügeregelung ist ungewiß, ob sie zu (3) gehört oder etwa schon zu (1). Die Unsicherheiten wachsen noch, wenn wir versuchen, die einzelnen Vorgänge geologisch einzuordnen. Bestimmt gehört (2) nicht der alpinen Metamorphose an; dagegen spricht der Mineralbestand. Man wird also zunächst an die alte Metamorphose der Fedozserie denken — dann würden (3) und (4) wohl der alpinen Metamorphose entsprechen. Es besteht aber nach unseren obigen Feststellungen (vgl. p. 17) auch noch die Möglichkeit eines metamorphosierenden Einflusses von seiten des Bergeller Granits<sup>2</sup>; denn viel weiter als die Andalusitgesteine entfernen sich die untersuchten Pyroxenquarzite auch nicht vom Kontakt. Dann wäre von der Hauptphase der alpinen Metamorphose nur mehr (1) erkennbar, (3) und (4) aber als posthume Nachwirkungen derselben aufzufassen. Welche dieser beiden Möglichkeiten zutrifft, werden künftige Studien auf breiterer Grundlage entscheiden müssen.

Nach dem Mineralbestand vermitteln unsere Pyroxenquarzite zwischen eigentlichen Quarziten oder Quarzitgneisen auf der einen, Kalksilikatfelsen auf der anderen Seite. Vielleicht wird sich einmal noch eine nähere (stratigraphische!)

<sup>1</sup> Vgl. W. SCHMIDT, Statistische Methoden beim Gefügestudium kristalliner Schiefer. Sitzgsb. Akad. d. Wissensch. Wien CXXVI. 1917. p. 515.

<sup>2</sup> Wie ich das 1913 (a. a. O.) angenommen habe.

Beziehung zu den im nächsten Kapitel zu behandelnden Kalksilikatgesteinen auffinden lassen. Für jetzt genüge die Feststellung, daß ihnen zweifellos ein sedimentäres Ausgangsmaterial zugrunde liegt, und zwar allem Anschein nach ein Sandstein mit dolomitischem Bindemittel. Das letztere lieferte den Pyroxen, tonige Beimengungen den Biotit und vielleicht einen Teil des Feldspats, während ein anderer Teil von diesem ebenso wie der Quarz wohl klastischen Komponenten seinen Ursprung verdanken dürfte.

### III. Metamorphe Carbonatgesteine.

**1. Kalksilikatfelse.** Mit den oben besprochenen gneisartigen Gesteinen der Fedozserie aus der oberen Val Malenco verknüpft treten fast überall Kalksilikatfelse und Marmore auf: von Girosso nach dem Hochtal von Lagazuolo und weiter über den Monte Senevedo hinüber zum Lago Pirola lassen sie sich verfolgen, und sie finden sich auch vielfach längs der Talsohle, von Chiareggio bis hinab gegenüber den Hütten von Fusine. Inwieweit es sich bei diesen Gesteinen um stratigraphische Einschaltungen zwischen die Gneise handelt, inwieweit um Einfaltung altersverschiedener Bildungen, das ist eine Frage, die sich höchstens auf Grund genauester Detailaufnahmen wird entscheiden lassen. Festzustehen scheint nur<sup>1</sup>, daß ein wesentlich jüngerer, etwa mesozoisches Alter der Carbonatgesteine nicht in Frage kommt — vielmehr ihre Zusammenfassung mit den Gneisen zu einer einheitlichen „Fedozserie“ bisher am besten begründet ist.

Unter den Kalksilikatfelsen der verbreitetste Typus, soweit mir Dünnschliffe vorliegen, sind

a) **Diopsidfelse.** Sie sind makroskopisch licht gefärbt, weißlich, blaßgrün, blaßgrau, auch blaßgrauviolett, nicht selten mit fleckiger Verteilung verschiedener dieser Farbtöne; feinkörnig bis fast dicht, nur einzelne, etwas größere Körner mit Pyroxenspaltbarkeit sind bisweilen erkennbar, selten einzelne Glimmerblätter. Irgend eine Andeutung von Paralleltexur ist normalerweise nicht vorhanden.

Das Mikroskop zeigt als stets vorherrschenden Gemengteil den **Diopsid**: farblos, jedoch fast stets mehr oder minder getrübt durch feinen schwarzen Staub. Spaltbarkeit nach (110) ist stets, nach (100) in manchen Individuen sichtbar. Zwillingsbildung nach (100) findet sich gelegentlich, z. T. in Form äußerst feiner Lamellen. Die optischen Eigenschaften sind die normalen;  $c:c = 40-41^\circ$ . Umwandlungsercheinungen wurden in den zunächst zu besprechenden normalen Diopsidgesteinen nicht beobachtet.

<sup>1</sup> Wegen lithologischer Differenzen und wegen der Analogie zur Ivreazone und Valpelineserie.

Nächst dem Diopsid spielen die größte Rolle farblose, eisenarme Glieder der Epidotgruppe. In der Hauptsache handelt es sich um typischen Klinozoisit, mit anomalen, meist leuchtend indigoblauen Interferenzfarben und querliegender Achsenebene. Häufig sieht man daneben gleichfalls farblose, aber etwas stärker doppelbrechende (meist mit Gelb I. Ordnung) Mischungen — teils als parallele Fortwachsung um den Klinozoisit, teils umgekehrt von ihm umwachsen, oder auch in selbständigen Individuen neben ihm. — Nur in einzelnen Gesteinen findet sich weiterhin Albit in klaren, frischen Körnern mit nur ausnahmsweise sichtbaren Zwillingslamellen. Muscovit ist nur manchmal und dann spärlich vertreten. — Der wichtigste Nebengemengteil ist Titanit, der in ansehnlicher Menge vorkommen kann, in meist unregelmäßigen und oft recht großen Körnern. Magnetit spielt kaum eine nennenswerte Rolle.

Alle eigentlichen Diopsidfelse sind vollkommen massig. Die einzige Andeutung von Paralleltexur, die ich beobachten konnte, besteht in der Reihung der reichlich vorhandenen Titanitindividuen zu parallelen Zügen, in einem Gestein von Giorso. Charakteristisch ist dagegen der vielfach fleckenweise rasche Wechsel sowohl in der Korngröße als in der Zusammensetzung des Gesteins. Stellenweise herrscht der Diopsid allein; dort beobachtet man meist eine Verzahnung seiner im ganzen rundlich-isometrischen Körner durch feine, ineinandergreifende Zapfen. Der Klinozoisit erscheint dazwischen gewissermaßen als Ausfüllung von unregelmäßig umgrenzten Löchern, sowie von kleineren Zwischenräumen zwischen den Diopsiden, teils in regellosen, teils in mehr oder minder strahligen Aggregaten; in einem Gestein von Fusine sind die strahlig angeordneten Klinozoisitsäulen parallel umwachsen von der oben erwähnten stärker doppelbrechenden Substanz, deren Individuen unregelmäßig pflasterartig aneinandergrenzen. Wo Albit vorhanden (nie sehr reichlich) bildet auch er die Ausfüllung von Lücken und Zwischenräumen in den Diopsidaggregaten. Doch zeigt der Diopsid auch ihm gegenüber nie kristallographische Grenzen — im Gegenteil sieht er manchmal am Rand gegen den Albit aus wie zerfressen. In einem Gestein von Laguzuolo, das fast ganz aus Diopsid besteht, werden die Albitfelder durchspickt und randlich begleitet von wohl ausgebildeten Zoisitnadeln. In eben diesem Gestein beobachtet man feine Blättchen von Muscovit als Einschlüsse im Diopsid; in einem Gestein von Giorso dagegen findet sich jenes Mineral gelegentlich in feinblättrigen Aggregaten zwischen den Diopsidkörnern, außerdem auf geradlinig hindurchziehenden Klüften, den Wandungen parallel angelegt. — Außer diesen Klüften sind mir Spuren mechanischer Deformation nur in dem oben erwähnten Gestein von Laguzuolo begegnet, wo einzelne Diopside geknickt erscheinen; doch ist dies quantitativ ohne jede Bedeutung. Eigentliche Kataklyse habe ich nie gesehen, wie auch überhaupt kein Anzeichen von Durchbewegung auftritt.

Im ganzen zeigen somit unsere Diopsidfelse vollkommene Übereinstimmung mit Gesteinen, wie sie anderwärts<sup>1</sup> als Kontaktprodukte dolomiti-

<sup>1</sup> Z. B. im Serpentin des Oberengadins; vgl. H. P. CORNELIUS, Petrogr. Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV.

scher Kalke auftreten. Sie haben den primären Mineralbestand solcher durchaus gewahrt; auch den Klinozoisit und Epidot muß man wohl als primär auffassen — wie ja das auch in den Oberengadiner Kalksilikatfelsen u. a. zweifellos der Fall ist. Auch die Struktur gleicht durchaus jener von vielen Kontaktgesteinen. Auf die Frage ihrer Entstehung wird später (p. 41) noch zurückzukommen sein.

b) **Plagioklas-Diopsidfels.** Oberhalb Girosso, bei etwa 2100 m, steht als geringmächtige Einlagerung im Gneis ein massiges Kalksilikatgestein an, das sich von dem vorerwähnten hauptsächlich durch den reichlichen Gehalt an Plagioklas (etwa 60—70 % des Gesteins) unterscheidet. Er ist stets durchsetzt von massenhaften Neubildungen äußerst feiner Nadeln — wohl Zoisit; nur selten zeigt er feine Zwillinglamellen. Wahrscheinlich liegt eine ziemlich kalkreiche Mischung vor; allein eine nähere Bestimmung ist nicht möglich. Der zweite Hauptgemengteil ist ein fast farbloser Pyroxen ( $c:c = 45^\circ$ ). Er ist am Rand zumeist von einem ganz schmalen blaßgrünlichen Faserraum umgeben, mit schwächerer Licht- und stärkerer Doppelbrechung und geringer Auslöschungsschiefe. Wahrscheinlich handelt es sich um eine aus dem Pyroxen hervorgegangene Hornblende, doch vereitelt die Feinheit der Fasern eine nähere Bestimmung. Ganz spärlich findet sich lichtbrauner Biotit; etwas reichlicher dunkelbraune Körner von limonitisiertem Eisenerz.

Die Struktur ist als ausgesprochene Pflasterstruktur zu bezeichnen. Schieferung und Kataklastik fehlen gänzlich.

c) **Plagioklas-Granatfels.** Westlich von dem Hauptzug metamorpher Carbonatgesteine nördlich von Girosso verläuft ein zweiter, der im Gegensatz zu der bunten Zusammensetzung des ersten auf größere Erstreckung ein recht einheitliches Gestein darbietet. Auf den ersten Blick kommt man in Versuchung, dasselbe für einen Silikatmarmor zu halten — die bedeutende Härte widerlegt dies. Es besteht aus einer mäßig fein spätigen, dunkelgrauen Masse, worin zahlreiche lichtrote Flecken von Granat, bis zu 1 cm Durchmesser sowie feine schwarze metallglänzende Partien eingebettet liegen; Paralleltexur fehlt. Das Gestein ist schwer und äußerst zäh.

U. d. M. erkennt man die Hauptmasse — wohl 75 % — des Gesteins als Plagioklas. Er bildet groß-, schön zwillinglamellierte Körner, die jedoch stets mit feinen, regellos eingelagerten Zoisitnadeln erfüllt sind — oft bis zur vollkommenen Undurchsichtigkeit; eine nähere Bestimmung wird folglich unmöglich. Doch zeigt die im allgemeinen geringe Auslöschungsschiefe, daß der Kalkgehalt nicht allzugroß sein kann, freilich handelt es sich ja dabei nur um den nach Ausscheidung des Zoisits verbliebenen Rest, der selbstverständlich albitreicher ist als der ursprüngliche Feldspat. Der Granat, farblos und isotrop, bildet große zerklüftete Massen ohne Kristallform und kleinere, besser ausgebildete Rhombendodekaeder. Ein reichlich vorhandener Nebengemengteil ist Magnetit in z. T. ziemlich großen, runden Körnern. Einige von ihnen sind umgeben von schmalen Höfen aus Blättchen eines farblosen Chloritminerals; sie sind der Umgrenzung des zentralen Magnetitkornes parallel angelagert und werden begleitet von Eisenhydroxyd, sowie zu äußerst von einem Kranz opaker Körnchen. Es handelt sich hier offenbar um Produkte einer Reaktion des Magnetits mit seiner Umgebung; doch ist näheres darüber nicht anzugeben. — Andere Mineralien treten nur äußerst sporadisch und in

geringer Größe auf: Quarz, etwas größere Stengel von Klinozoisit, lichtrötlichbrauner Biotit, dunkelgrüner Chlorit, sowie endlich Zirkon.

Auch dieses Gestein zeigt ausgesprochene Pflasterstruktur und durchaus massige Textur.

Wenn wir in anderen Gebieten nach analogen Bildungen Umschau halten, so fällt der Blick auf die „Stronalite“ von ARTINI und MELZI<sup>1</sup> aus der Gegend westlich des Lago maggiore. Sie scheinen nach der Beschreibung viele Züge mit unserem Gestein zu teilen: auch sie sind vollkommen massige Plagioklas-Granatgesteine. Das Mengenverhältnis der Hauptgemengteile ist freilich z. T. ein anderes; und von den dort häufigen Akzessorien: Spinell, Korund, Sillimanit, Rutil konnte in meinem Fall nichts gefunden werden. Das wird sich indessen vielleicht noch ändern, wenn erst ein reichlicheres Material untersucht sein wird. Und andererseits ist ein derartiger Wechsel in der Zusammensetzung gar nicht überraschend, wenn es sich um metamorphe Sedimente handelt. Und solche sind wohl auch die „Stronalite“, die ARTINI und MELZI für unveränderte Eruptivgesteine ansehen. In unserem Falle dürfte letzteres wohl ausgeschlossen sein. Struktur und geologischer Verband sprechen dagegen; und ihrem Mineralbestand nach dürften sie sich gut unter die kontaktmetamorphen Umwandlungsprodukte der Kalkstein-Mergel-Reihe einordnen lassen — unter der (allerdings noch unbewiesenen) Voraussetzung, daß ein Kalktongranat vorliegt. Sie entsprächen der 8. Gruppe von GOLDSCHMIDT<sup>2</sup> — mit dem Unterschied, daß ihnen der Diopsid zu fehlen scheint. Als Ausgangsmaterial wäre demnach ein fast ganz Mg-freier Mergel, für die Metamorphose wohl Na-Zufuhr anzunehmen.

d) Bronzit-Plagioklasfels. Bisher nur im Schutt gefunden wurde bei Girosso ein eigentümliches, massiges Gestein von feinem Korn und grauer Farbe, mit zahlreichen weißen Körnern und lokal angehäuften Biotitblättern. Sein Anstehendes dürfte wohl in der Nähe des obigen Plagioklas-Granatfelses zu suchen sein.

Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile: rhombischen Pyroxen, Plagioklas und Biotit. Der erstgenannte ist farblos, mit ziemlich starker Licht- und schwacher Doppelbrechung. Basale Schnitte zeigen nahe rechtwinklige Spaltbarkeit, gelegentlich Zwillingslamellen nach (100). im konvergenten Licht einen sehr großen positiven Achsenwinkel. In Schnitten parallel *c* ist die Auslöschung gerade. Diese Eigenschaften sprechen für ein eisenärmeres Glied der rhombischen Pyroxenreihe. Vollkommene Frische ist im größeren Teil des Schliffes die Regel; in einem anderen Teil aber findet sich ebenso konstant Umwandlung in ein feinfaseriges Mineral, mit *c'* (Längsrichtung) blaßbläulichgrün, *a'* gelblichgrünlich, mit Interferenzfarben II. Ordnung und anscheinend gerader Auslöschung. Vielleicht handelt es sich um einen (rhombischen?) Amphibol, doch verhindert die Feinheit der einzelnen Fasern eine sichere Bestimmung. — Der Plagioklas ist durch seine Auslöschungsschiefe:  $\perp a 61^\circ$ ,  $\perp c 5^\circ$  als Glied der Andesin-Labradorreihe gekennzeichnet: Er zeigt

<sup>1</sup> ARTINI und MELZI, a. a. O.

<sup>2</sup> V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.

scharfe Zwillinglamellen, öfters nach dem Albit- und Periklingesetz zugleich. Fast stets ist er tadellos frisch, nur hin und wieder enthält er Neubildungen in Gestalt einzelner Zoisitbesen. — Der intensiv rotbraune *Biotit* tritt an Menge hinter den beiden vorewähnten Mineralien etwas zurück. — An Nebengemengteilen ist *Magnetit* recht reichlich in z. T. ziemlich großen, unregelmäßig rundlichen Körnern vertreten, außerdem *Apatit* und *Zirkon*.

Auch dieses Gestein zeigt durchaus massige Textur und im ganzen typische Pfästerstruktur; nur der *Biotit* bildet z. T. besser ausgebildete, sehr dünne Tafeln. Größere gerundete Einschlüsse finden sich in allen Mineralien gelegentlich. Auch hier fehlt jede Spur von *Kataklyse*.

Seinem Mineralbestand nach entspricht das Gestein ganz der 5. Gruppe unter den Kontaktprodukten der Ton-Mergel-Reihe nach *GOLDSCHMIDT*<sup>1</sup>. Es reiht sich demnach eng an die Kalksilikatfelse an. Als Ausgangsmaterial dürfte ein ziemlich kalkarmer Mergel anzunehmen sein.

e) Im Gegensatz zu den sämtlichen bisher betrachteten Kalksilikatgesteinen stehen einige weitere, mit ihnen eng verbundene Gesteine, die am besten als sekundär umgewandelte *Diopsid-Plagioklasgesteine* zu bezeichnen sind.

Dahin gehört vor allem ein Gestein aus der schon mehrfach erwähnten Kalksilikatfelszone von Laguzuolo: nahezu massig, von feinem Korn, dunkelgrün und dunkelbraun gesprenkelt, mit einzelnen *Biotit*blättchen und glänzenden Spaltflächen. Man hat den Eindruck eines stark zersetzten Gesteins, den jedoch die mikroskopische Untersuchung wesentlich modifiziert. Der reichlich vorhandene *Plagioklas* ist freilich stets vollständig umgewandelt, in wirre feinkörnige Aggregate von viel *Zoisit*, etwas *Muscovit* und eine strukturlose albitische Zwischenmasse. Der zweite Hauptgemengteil ist blaßgrüne, strahlsteinartige *Hornblende* (c: c = 17°). Sie bildet in Nadeln mit nahezu parallelen c-Achsen, gegen außen scharf abgegrenzte Pseudomorphosen. Das Muttermineral kann wohl nur ein *Pyroxen* gewesen sein, wenn auch charakteristische äußere Umgrenzungen fehlen. Eine ganz identische Pseudomorphose wird uns weiter unten bei den Gabbrogesteinen wieder begegnen. Weiter findet sich ziemlich reichlich *Granat*, farblos und isotrop, in meist unregelmäßig rundlichen Körnern. Lichtrotbraune Blätter von *Biotit* sind oft randlich chloritisiert. An ihnen beobachtet man eine merkwürdige Erscheinung: sie sind nämlich erfüllt mit feinen opaken Erzausscheidungen, die aber auch über den vom *Biotit* eingenommenen Raum hinaus auf die

<sup>1</sup> V. M. *GOLDSCHMIDT*, a. a. O.



ganz andersartigen Nachbarmineralien (Granat; Hornblende) ein Stück weit übergreifen; gegen außen schließen sie mit ganz scharfen, meist geradlinigen Rändern ab<sup>1</sup>). Diese Beobachtung deutet auf irgend eine Umwandlungserscheinung — vielleicht Verdrängung des Biotits durch die genannten Mineralien! Doch läßt sich zur Zeit nicht mehr darüber aussagen. — Ein wichtiger Nebengemengteil ist der Rutil. Er findet sich (ähnlich wie oben aus den Granatgneisen erwähnt; vgl. p. 5) in unregelmäßigen Haufen von dunkelgelben Stengeln, mit scharfer Begrenzung gegen außen und umsäumt von schmalen Titanitstreifen. Auch sie stellen somit höchstwahrscheinlich Pseudomorphosen dar — vielleicht nach Ilmenit? Charakteristische Umgrenzung fehlt aber auch hier. Endlich finden sich noch Stengel und unregelmäßige Körner von Apatit.

Hier können wir also wieder deutlich zwei Mineralgenerationen unterscheiden: eine ältere: Plagioklas, Pyroxen (?), Granat, Biotit, Ilmenit?, Apatit, hervorgebracht durch die frühere Metamorphose, während die spätere, alpine den Plagioklas durch Zoisit + Albit, den Pyroxen durch Hornblende, den Ilmenit durch Rutil + Titanit ersetzte (jene vermutete teilweise Verdrängung des Biotits kann ihr nicht zugeschrieben werden, da er ja bereits durch Mineralien der ersten Metamorphose verdrängt erscheint). Allein die aus der ersten Metamorphose stammende Struktur und Textur: grobe, etwas unregelmäßige Pflasterstruktur mit undeutlich linsig-streifiger Anordnung der Plagioklase und Pyroxene, während die Biotite etwas ausgesprochener in parallelen Zügen liegen — sie ist unverändert erhalten geblieben. Die Mineralneubildungen der jüngeren Metamorphose sind streng auf den Raum ihrer Muttermineralien beschränkt geblieben; und gesetzmäßige Orientierung haben sie wohl z. T. (Hornblende!) in bezug auf jene angenommenen, nicht aber in bezug auf das Gesteinsganze. Irgendein richtender Einfluß, der bei der Mineralneubildung gewirkt hätte, ist nicht festzustellen.

Weniger gut zu deuten ist ein mit dem dortigen, oben erwähnten (p. 21) Diopsidfels verknüpftes Gestein von der Lokalität gegenüber Fusine. Es zeigt bereits makroskopisch deutliche Bänderung: gelbgrünliche und weiße Lagen von sehr feinem Korn wechseln miteinander; einzelne etwas größere

<sup>1</sup> Man trifft solche Höfe im Schliß auch (nicht häufig!) ohne Biotitkern. Solche Fälle sind wohl nur darauf zurückzuführen, daß dieser von der Schlißebene zufällig nicht getroffen worden ist!

Körner (von 1—2 mm Durchmesser), blaßgrün gefärbt, sowie verrostete Pyritwürfel stecken dazwischen.

Im Dünnschliff erkennt man eisenarmen, ganz blaß gelblich gefärbten Epidot, meist umhüllt von Klinozoisit, der aber auch in selbständigen, säulenförmigen Individuen daneben vorkommt; weiter Albit mit seltenen Zwillinglamellen; endlich einen ganz blassen Amphibol, mit kaum wahrnehmbar grünlicher Färbung. Er bildet teils größere gedrunge prismatische Kristalle, die ganz den Eindruck von Uralit machen, teils feine Stengel und faserige Massen, meist an die Nachbarschaft der ersteren gebunden, z. T. auch als deren direkte Fortwachsung. Ein reichlich vorhandener Nebengemengteil ist Titanit, dessen lanzettförmige Schnitte einen deutlichen Pleochroismus von rotbraun zu blaßgelblich zeigen. Auch Pyrit in kleinen Würfeln ist zu beobachten.

Die erwähnte Bänderung ist nun dadurch bedingt, daß Lagen von fast ausschließlich Epidot mit etwas feinerkörnigen von Albit wechseln — beide mit meist rundlicher Umgrenzung der einzelnen Individuen; nur einzelne Epidote innerhalb der Albitlagen zeigen idiomorphe Ausbildung. Die Uralite treten vorzugsweise in den Albitlagen, und zwar reihenweise hintereinander geordnet auf. Auf ihre Umgebung ist das reichliche Vorkommen des Titanits beschränkt. Die Bänder des Gesteins lassen einige kleine, aber ziemlich scharfe vorkristalline Verbiegungen erkennen.

Die genetische Deutung ist nicht einfach. Wenn, wie wohl als sicher anzunehmen, der Amphibol aus Pyroxen hervorgegangen ist, war der Mineralbestand ähnlich dem von oben beschriebenen Diopsidgesteinen — wenn auch in ganz anderen Mengenverhältnissen. Auch das Zusammenvorkommen mit sicheren Diopsidfelsen spricht für nähere Beziehungen zu solchen. Weiter jedoch läßt sich wenig sicheres sagen. Der Albit und Epidot dürften kaum auf Umwandlung einst vorhandenen Plagioklases zurückführbar sein; dagegen spricht schon die ausgeprägte lagenweise Trennung beider. Wieviel von den Charakterzügen des Gesteins auf Rechnung der älteren oder der jüngeren Metamorphose zu setzen ist, bleibt somit ungewiß.

**2. Silikatmarmore.** Mit den Kalksilikatfelsen zusammen treten überall auch Marmore auf. Über ihre Beziehungen zu jenen im einzelnen kann ich nichts sicheres mitteilen; der Wechsel der Gesteinsarten ist vielfach ein sehr bunter, und was hier beschrieben wird sind nur einzelne Typen aus einer viel größeren Mannigfaltigkeit.

In dem mehrfach erwähnten Zug zwischen Giosso und Laguzuolo finden sich als Seltenheit helle, fein zuckerkörnige dolomitische Marmore, frei von Silikaten; sie besitzen bedeutende Ähnlichkeit mit Gesteinen der penninischen Trias.

Weit häufiger aber sind Calcitmarmore, mit mannigfaltigen, oft schon makroskopisch sichtbaren Silikaten durchwachsen. Dahin gehört z. B. ein Glimmermarmor, der auf der Grathöhe südlich Laguzuolo ansteht: ziemlich grobkörnig, von weißer Farbe, ist er ganz regellos nach allen Richtungen durchsetzt von Blättern blaßgrünen Glimmers, die etwa  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser erreichen. Stellenweise bilden sie auch für sich allein ganze Putzen. Von Schieferung fehlt jede Spur.

Im Dünnschliff ist der Glimmer farblos, enthält aber längs der Spaltflächen Einlagerungen von sehr fein verteilter opaker (infiltrierter Humus?) Substanz. Er zeigt mittelgroßen Achsenwinkel, was für ein Glied der Lithionit- oder Muscovitgruppe spricht. Außerdem beobachtet man ziemlich spärlich kleine rundliche Körner eines farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden Minerals, zweiachsig mit sehr großem (nahe  $90^\circ$ ) Achsenwinkel, gelegentlich mit einfacher Zwillingsbildung. Wahrscheinlich handelt es sich um einen sauren Plagioklas. — Die Struktur erinnert an Pflasterstruktur, wenngleich der Glimmer dem Calcit gegenüber vielfach annähernd idiomorph begrenzt ist. Doch enthält er auch kleine Einschlüsse von Calcit. Paralleltexur ist auch u. d. M. nicht wahrzunehmen.

Ein anderer untersuchter Marmor, von der Talsohle gegenüber Sabionacio, ist von grünlichweißer Farbe und durchsetzt von seidenglänzenden radialstrahligen Tremolitbüscheln.

Im Schliff stellt er sich dar als granoblastisches Calcitaggregat, nach allen Richtungen durchspickt von den ganz blaßgrünlichen Spießen der Tremolitsonnen. Sie sind an den Enden ausgefranst und enthalten kleine unregelmäßige Einschlüsse von Calcit. Außerdem beobachtet man einzelne Blätter oder blätterige Aggregate eines farblosen Chlorits in regelloser Verteilung.

Die Deutung dieser beiden Gesteine ist ziemlich problematisch. Der Glimmermarmor macht am ehesten den Eindruck eines pneumatolytischen Kontaktprodukts (vgl. dazu später p. 41); er dürfte Erzeugnis der älteren Metamorphose sein. Den Tremolitmarmor dagegen möchte man lieber für ein Produkt der jüngeren halten, mit gründlicher Überwucherung aller etwa vorhandenen Durchbewegungsspuren durch die Tremolitkristallisation. Doch sind das nur Vermutungen.

Die Mehrzahl der untersuchten Silikatmarmore aber führt als wichtigen silikatischen Bestandteil Antigorit; sie können demnach als *Ophicalcite* bezeichnet werden. Hieher gehört ein sehr auffälliges Gestein von Girosso: es besteht aus lauter linsenförmig abgeplatteten, radialstrahligen Gebilden von hellgrüner Farbe, an den Kanten durchscheinend; ihr längster Durchmesser geht bis etwa 1 cm. Dazwischen ist nur verhältnismäßig selten weißer Calcit sichtbar. — Im Dünnschliff erkennt man als Substanz dieser „Sonnen“ in der Hauptsache Antigorit; doch beteiligen sich auch Carbonate in feinfaseriger Ausbildung an ihrem Aufbau. Die einzelnen „Sonnen“ schließen teils mit scharfen Grenzen aneinander, teils ist noch Calcit in größeren Körnern dazwischen ausgeschieden. — Eine Deutung dieses Gesteins ist vorläufig nicht möglich.

Ein weiteres, hierherzählendes Gestein stammt aus dem öfters erwähnten Marmorzug zwischen Girosso und Lagazuolo: ein feinkörniger weißer Marmor mit zahlreichen hellbraunen bis grauen Glimmerblättern, die manchmal größere Knoten bilden, und erhaben anwitternden Putzen von olivgrünem Serpentin.

Auch u. d. M. behält der Glimmer — wahrscheinlich *Phlogopit* — noch blaß bräunliche Färbung bei. Er zeigt starke Doppelbrechung, ist vollkommen einachsig und negativ. Stets ist er mit sehr feinem schwarzem Staub imprägniert. Oft geht er am Rand, manchmal vollständig, über in farblose, kaum doppelbrechende chloritische Substanz; auch Muscovit findet sich als Umwandlungsprodukt. — Das Serpentinmineral zeigt die Eigenschaften des

**Antigorit**; es erfüllt gegen außen scharf umgrenzte Räume von länglichem, gerundet sechs- oder achtseitigem Querschnitt; sie erinnern stark an Kristallformen der Olivingruppe. Die Antigoritblätter sind meist senkrecht vom Rande gegen innen gewachsen. Erzausscheidungen sind nur in ganz geringfügigem Maße damit verknüpft. Man möchte als Ursprungsmineral den Forsterit vermuten. — **Magnetkies** in unregelmäßigen Massen findet sich fleckenweise reichlich. — **Calcit** bildet ein pflasterstruiertes Aggregat, worin die andern Mineralien unregelmäßig verteilt liegen. Auch in Form rundlicher Einschlüsse in den Serpentinpseudomorphosen kommt er gelegentlich vor. Auffallend sind schmale Höfe feinfaseriger Calcite um die Silikatmineralien. Sie besitzen einen größten Durchmesser, dessen Richtung durch den ganzen Schliff hindurch dieselbe bleibt. Zugleich sind in dieser Richtung die einzelnen Calcitfasern am längsten.

Endlich wurde noch untersucht ein Marmor von Laguzuolo, auffallend durch erhaben auswitternde, in langen parallelen Zügen angeordnete Körner und Bänder von grüner und von orange gelber Farbe.

Das gelbrote Mineral erkennt man u. d. M. als der Humitgruppe zugehörig. Es bildet zwillingslamellierte Tafeln nach (001) gestreckt (die optischen Eigenschaften vgl. weiter unten!). Das grüne Mineral gehört der Chloritgruppe an; es ist im Dünnschliff farblos und äußerst schwach (kaum merklich) doppelbrechend. Es bildet teils blätterige Aggregate, gegen außen gut umgrenzt — wahrscheinlich Pseudomorphosen (nach Pyroxen?) —; teils größere Blätter in Glimmerform, die ein wenig stärkere Doppelbrechung zeigen. Diese Mineralien sind ziemlich reichlich, aber unregelmäßig verstreut in dem schwach verzahnten Calcitaggregat, das die Hauptmasse des Gesteins bildet. Dagegen sind Antigoritblätter in einzelnen parallelen Streifen des Gesteins dem Calcit sehr reichlich beige mengt. Untergeordnet vorhanden sind noch Magnetkies, sowie recht große Körner eines Minerals, dessen Eigenschaften mit dem Apatit übereinstimmen, nur scheint die Doppelbrechung noch schwächer zu sein.

Manche Marmore enthalten nuß- bis faustgroße, dichte bis feinkörnige Knollen von Silikaten verschiedener Art. In einem Marmor von Grosso finden sich solche von tieforangeroter Farbe; ihr Hauptbestandteil ist wieder das oben erwähnte Humitmineral. Es bildet nach (001) tafelige Individuen; Spaltbarkeit nach der angegebenen Fläche ist kaum andeutungsweise, manchmal dagegen eine Art Querabsonderung sichtbar. Zwillingslamellen nach (001) kommen vor. Die Lichtbrechung ist stark (gegen 1,7), die Doppelbrechung gleichfalls (Interferenzfarben II. Ordnung). Charakteristisch ist der Pleochroismus:  $a$  schön goldgelb,  $b = c$  blaßgelb;  $a > b \geq c$ . Das Mineral ist zweiaxig positiv, mit großem Achsenwinkel und schwacher Dispersion  $\rho > \nu$ ; Die Auslöschungsschiefe  $b:c = 12^\circ$ . Diese Eigenschaften lassen auf Klinohumit schließen. Außerdem beobachtet man in demselben Knollen noch ein farbloses Chloritmineral, ziemlich reichlich Calcit, sowie vereinzelt Magnetit. Im Schliff ist eine makroskopisch nicht hervortretende, undeutlich bänderförmige Anordnung der Gemengteile zu bemerken; und zwar nimmt der Chlorit stets die Grenzregion ein zwischen humitreichen (aber stets auch Calcit führenden) und reinen Calcitpartien.

Ein grüner Silikatknollen aus einem Marmor von Laguzuolo bietet im Schliff das übliche Bild der Diopsidfelse: man sieht fast nur Diopsid, als Aggregat mit Pflasterstruktur und starkem Wechsel der Korngröße. Calcit erscheint dazwischen nur spärlich als Füllung von Lücken: Magnetit findet sich nur in Spuren. Feinstenglicher Zoisit tritt in Gestalt von Adern auf.

Ein grauer Silikatknollen, aus dem Marmorzug zwischen Girosso und Laguzuolo, besteht in der Hauptsache aus regellosen Aggregaten von Antigorit. Seine Blätter, teils dick und randlich stark ausgefranst, teils dünne besser umgrenzte Lamellen, durchkreuzen sich nach allen Richtungen; stellenweise ist Calcituntergrund vorhanden. Auch einzelne antigoritfreie Calcitflecken finden sich, mit starker Verzahnung. Titanit ist ziemlich reichlich in regellosen Haufen verstreut.

Fast alle die untersuchten Silikatmarmore zeigen „primäre“, d. h. der älteren Metamorphose zuzuschreibende Mineralkombinationen, wie sie für Kontaktmetamorphose, vielleicht z. T. sogar mit pneumatolytischem Einschlag (Klinohumit, Phlogopit, Magnetkies) charakteristisch sind. Auch manche Strukturformen, speziell jene knollenförmigen Silikatanhäufungen lassen sich auf diese Weise am besten deuten. Indessen soll später nochmals auf diese Frage zurückgekommen werden (vgl. p. 41). — Als Wirkung der jüngeren, alpinen Metamorphose kommt fast ausschließlich die Neubildung von Antigorit (untergeordnet auch Chlorit und Tremolit) in Betracht; daß es sich nicht um eine bloße Verwitterungserscheinung handelt, ist sicher — in diesem Falle wäre Chrysotil entstanden. Auffallend ist dagegen, daß strukturelle und texturale Änderungen mit der jüngeren Metamorphose fast gar nicht verbunden waren — ausgesprochen wohl nur in jenem rätselhaften radialstrahligen Ophicalcit (vgl. p. 27). Die gelegentlich zu beobachtende lagen- und reihenweise Anordnung der Silikatmineralien hat dagegen wohl in den meisten Fällen nichts zu tun mit alpiner Durchbewegung — denn es nehmen ja auch Mineralien daran teil, die (wie etwa der Klinohumit) sicher der älteren Metamorphose entstammen; es wird also wohl eher eine bei Gelegenheit dieser letzteren kristallin abgebildete Schichtung vorliegen.

#### IV. Basische Eruptiva.

**1. Gabbro und Diallagit.** Auf der Ostseite des Monte Braccia spielen eigentümliche, meist stark umgewandelte gabbroide Gesteine eine große Rolle. Sie stehen in großen Massen an am Gehänge oberhalb von Girosso und Laguzuolo über dem dortigen Gneis; ebenso aber auch darunter. Diese beiden Gabbrozüge vereinigen sich südlich von Girosso und umhüllen somit den Gneis samt seinen Marmor- und Kalksilikatfelslagerungen, sie von dem Malencoserpentin trennend, der sowohl das Liegende, wie im Gipfelbau des Monte Braccia — nach STAUB<sup>1</sup> sekundär darüber gefaltet — das Hangende der ganzen Fedozserie bildet. Ähnliche

<sup>1</sup> R. STAUB, Monte Disgrazia, a. a. O. 1921.

Verhältnisse herrschen am Lago Pirola: auch dort schiebt sich der Gabbro trennend zwischen die Gneise der Fedozserie und den liegenden Serpentin.

Wegen der scheinbar engen Beziehungen zum Malencoserpentin habe ich einst den Gabbro als genetisch mit ihm zusammengehörig, mithin beide auch (wie das für den Serpentin erwiesen ist) als mesozoisch aufgetaßt. Dafür spräche auch die Analogie mit dem Wallis, wo der Gabbro des Allalengebiets (der sich in vielem, wie wir sehen werden, dem unsrigen vergleichen läßt<sup>1</sup>), mit mesozoischen Serpentin von Charakter dessen von Malenco enge verknüpft ist; eine Analogie, die um so mehr Beachtung verdient, als beide Gebiete auch tektonisch ungefähr äquivalent sind<sup>2</sup>. Nun hat aber STAUB ähnliche Gabbrogesteine auch in Val Fex und Val Fedoz in der Berninagruppe, weit entfernt vom Malencoserpentin, in der Fedozserie nachgewiesen<sup>3</sup>; und er gibt an, daß sie von dort kontinuierlich nach der Gegend des oberen Malenco verfolgbar seien<sup>4</sup>. So kommt er dazu, den Gabbro auch in dieser Gegend tektonisch vom Serpentin zu trennen und in die Fedozserie einzureihen; im Wallis sieht er seine Äquivalente in den „gabbros blancs“ der Dentblanchedecke. — Wenn ich nun hier dieser Auffassung folge, so sei dazu ausdrücklich bemerkt, daß ich in ihr vorläufig nur eine Arbeitshypothese erblicken kann.

Es ist ja gewiß richtig, daß es in den Alpen nicht nur mesozoische, sondern auch schon ältere Grüngesteine gibt; allein wo beide in unmittelbare Berührung miteinander treten, ist es mitunter — besonders in metamorphen Gebieten — schwierig, die Grenze ohne Willkür zu ziehen. (Das gilt auch von der Strecke Murettopaß—Maloja, auf der nach STAUB'S Karte verschiedentlich die Grüngesteine der Fedozserie mit z. T. ganz gleichartigen der mesozoischen Unterlage in Berührung kommen, ohne daß ersichtlich wäre, nach welchem Grundsatz die Abgrenzung erfolgt ist.) Für die uns hier beschäftigenden Fragen der Metamorphose ist übrigens die Altersstellung von sekundärer Bedeutung.

Unsere Gabbros sind schwere und äußerst zähe Gesteine von recht wechselndem, jedoch vorzugsweise ziemlich grobem Korn: gefleckt in verschiedenen Abstufungen von graugrün bis schwärzlichgrün auf der einen, weiß bis lichtviolettgrau auf der andern Seite. Am grünen Gemengteil sieht man öfters eine blätterige, diallagartige Spaltbarkeit, häufig aber auch, besonders an den Rändern, Übergang in feinstenglig-faserige Hornblende. Der helle Gemengteil erscheint zumeist als strukturloser, sehr feinkörniger

<sup>1</sup> Vgl. R. W. SCHÄFER, Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalengebietes im Wallis, zwischen Zermatt und Saastal. TSCHERMAK'S Min. u. petr. Mitt. 15. 1896.

<sup>2</sup> R. STAUB, Äquivalent der Dentblanchedecke, a. a. O. 1917.

<sup>3</sup> R. STAUB, a. a. O. 1917.

<sup>4</sup> R. STAUB, a. a. O. 1921, p. 136.

Saussurit; doch sind gelegentlich auch mattglänzende Spaltflächen daran sichtbar. Auch einzelne Chloritblättchen erkennt man zuweilen. — Als lokale Einlagerung finden sich im Gabbro (z. B. oberhalb von Girosso) Gesteine, die nur aus groben Aggregaten von grau-grünem Diallag (bis 1—2 cm Korndurchmesser) bestehen; an den Grenzen der Individuen erkennt man auch dort faserige Strahlsteinaggregate und helle, glimmerartige Blätter. Es fehlen Beobachtungen darüber, ob dieser Diallagit eine lokale Differenzierung des Gabbros darstellt, oder selbständig — sei es als Gang, sei es als Einschluß — darin auftritt. Übrigens habe ich einen ganz übereinstimmenden Diallagit auch am Wege von Primolo nach Girosso im Serpentin steckend getroffen. Nach der STAUB'schen Auffassung müßte er darin tektonisch eingeknetet sein.

Die erwähnten massigen Gabbrogesteine kann man nun zwar wohl nach der Struktur und Textur als die normalen bezeichnen — nicht aber nach der Häufigkeit des Vorkommens. Zunächst sieht man sie übergehen in flaserige Typen, mit gestreckt linsenförmiger Gestalt der Saussurit- wie der hier stets aus dem Diallag hervorgegangenen Hornblendekörper. Ein weiteres Stadium — und zwar das wohl am häufigsten erreichte! — ist bezeichnet durch *v o l l s t ä n d i g e S c h i e f e r u n g*: Lagen von weißem Saussurit und dunkelgrüner Hornblende wechseln, je einen bis einige Millimeter dick, in oft großer Regelmäßigkeit miteinander; auch dünne Belege von muscovitartig silberglänzenden Blättchen kann man auf den Schieferungsflächen wahrnehmen. Und schließlich können diese geschiefertten Gesteine — ein gleichfalls sehr häufiger Fall! — auch noch *g e f ä l t e l t* werden — und zwar oft genug in geradezu unglaublich intensiver Weise. Wer ein Stück eines solchen Gesteins in die Hand bekommt, wird ihm niemals den Gabbro ansehen. Doch wie schon angedeutet: alle Übergänge zu texturell unveränderten Typen sind in lückenloser Reihe vorhanden.

Im Dünnschliff erkennt man indessen, daß auch diese zuletzt erwähnten von unverändertem Mineralbestand meist weit entfernt sind. Den ursprünglichen *P y r o x e n* habe ich nur in jenem Diallagit noch angetroffen, in großen, unregelmäßig umgrenzten Individuen, farblos, doch stark getrübt mit schwarzem Staub. Neben der prismatischen zeigen sie auch die pinakoidale Spaltbarkeit des Diallags, sowie Zwillingslamellen nach (100). Im eigentlichen Gabbro fand ich diesen Diallag stets ersetzt durch

eine blaßgrüne, strahlsteinartige Hornblende, mit etwas schwankender Auslöschungsschiefe ( $c: e = 14^{\circ}$  bis  $19^{\circ}$ ). Die Art dieser Ersetzung ist verschieden. Z. T. bilden sich einheitlich auslöschende Pseudomorphosen unter Erhaltung der äußeren Form, der Zwillingslamellen und der pinakoidalen Spaltbarkeit (die in solchem Fall schon makroskopisch sichtbar bleibt; auch die Imprägnation mit schwarzem Staub bleibt bestehen. Sie sollen der Kürze halber als Uralit bezeichnet werden. Daneben aber findet Neubildung von ganz demselben Strahlstein statt, in selbständigen schilfigen und spießigen Individuen: einmal als Umwachsung der erwähnten Pseudomorphosen, mit oder häufiger ohne Parallelismus der Achsen. Daraus gehen vielfach wirre Strahlsteinmassen hervor, die Zwischenräume zwischen den Pyroxenen bzw. den Strahlsteinpseudomorphosen erfüllen. In andern Fällen aber sieht man ebensolche Strahlsteinnadeln sich geradezu einfressen in die Pyroxene oder ganz ebenso in deren Uralitpseudomorphosen, auf sehr mannigfaltige Weise. Zunächst dringen sie längs Spaltflächen oder Zwillingslamellen in den Wirt ein — letzteres manchmal in der Art, daß einzelne Lamellen oder ganze Systeme von solchen in regellos orientierte Strahlsteinnadeln verwandelt erscheinen, während die Hauptmasse des Kristalls einheitlich uralitisiert ist. Ferner sieht man sie auf Bruchflächen angesiedelt; endlich aber bilden sie sich auch an scheinbar ganz willkürlichen Stellen — ohne jede Beziehung zum kristallographischen Aufbau noch auch zu irgendwelchen Verletzungen des Wirts, meist in großer Zahl längs bestimmter Streifen (vgl. Fig. 2). Von all diesen Ausgangszentren aus wuchern nun diese Neubildungen in den Wirt hinein, in den verschiedensten, sich oft durchkreuzenden Richtungen; und endlich wird dieser ganz ersetzt durch wirre Strahlsteinmassen. All das geht bemerkenswerterweise schon in texturrell ganz unveränderten Gesteinen vor sich. Bei starker Verschieferung scheint die parasitische Aufzehrung durch Strahlsteinneubildung überhandzunehmen gegenüber der einheitlichen Uralitisierung (die sich, wie gesagt, fast stets neben jener, an den nämlichen Pyroxenindividuen findet). Jedoch eine Beziehung zwischen der Strahlsteinneubildung und dem Grade der Verschieferung besteht nur sehr bedingt: Auch in den stärkst verschieferten unter den mir vorliegenden Proben bemerkt man noch die Reste der einheitlichen Uralitpseudomorphosen, kenntlich an der Imprägnation mit schwar-



zem Staub<sup>1</sup>. — Eine Frage bleibt die zeitliche Reihenfolge der beiden Vorgänge: Uralitisierung und Strahlsteinneubildung. Beobachtungen, die eine direkte Antwort darauf ermöglichen würden, liegen leider nicht vor. Indessen würde es allen sonstigen Erfahrungen auf dem Gebiete der Metamorphose widersprechen, daß große, einheitliche Individuen eines Minerals von kleinen ganz derselben Substanz aufgezehrt würden (ohne Kataklyse!). So wird man zu der Vermutung geführt, daß die Strahlsteinbildung

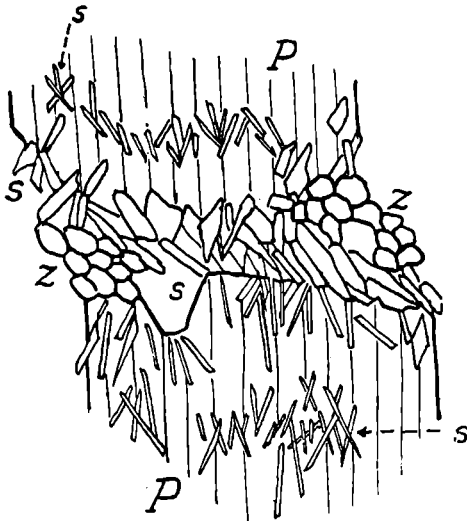


Fig. 2. Quer abgescherter Pyroxen (uralitisiert) *P*; Neubildung von Strahlstein *s* an der Scherfläche, sowie parasitisch im Innern des Pyroxens; *z* Zoisit. Aus Gabbro $\frac{1}{2}$  von Giorso, Val Malenco, 1:50 ca. (etwas schematisiert).

der ältere Vorgang war, und erst zuletzt die von ihr verschont gebliebenen Pyroxenreste einheitlich uralitisiert wurden.

Ein weiteres Mineral, das auf Kosten des Pyroxens zur Entwicklung kommt, ist der Klinochlor. Er ist blaßgrün ( $a = b > c$ ),

<sup>1</sup> Diese Beobachtung scheint Licht zu werfen auf ähnliche Erscheinungen in vielen Amphiboliten, deren Ursprung durch keine Übergänge mehr klargestellt ist: Die Erscheinung, daß einzelne Hornblende-Individuen durch schwarzen Staub getrübt sind, ist in solchen Gesteinen recht verbreitet. Nach dem Obenstehenden möchte man in solchen Individuen Reste ehemaliger einheitlicher Pseudomorphosen vermuten, während die nichtbestäubten Hornblendens als Neubildungen aufzufassen sein dürften.

manchmal auch ganz farblos, mit häufigen Zwillinglamellen nach (001), stets normalem Grau I. Ordnung und einer kleinen, aber deutlichen Auslöschungsschiefe  $c : c$ . Vorhanden ist er fast stets, neben dem meist weit überwiegenden Strahlstein — auch dort, wo noch unveränderter Pyroxen erhalten ist. Man sieht ihn in diesen, ganz ähnlich wie den Strahlstein, auf Spaltflächen eindringen; man kann Pyroxene finden, welche auf diese Weise von einem Rand bis zum andern von Klinochlor durchzogen sind. Viel häufiger aber tritt letzterer auf als Holoblast, in oft ziemlich großen selbständigen Blättern — insbesondere in stark verschieferten Gesteinen, wo er an Menge — aber nur ausnahmsweise — über den Strahlstein vorwalten kann. Wahrscheinlich gehören ihm jene makroskopisch muscovitartig erscheinenden Partien größtenteils an.

Der zweite Hauptgemengteil des Gabbro, der *Plagioklas*, scheint nirgends mehr in unverändertem Zustande erhalten zu sein. Meist ist er übergegangen in *Albit* und *Zoisit*. Den ersteren fand ich nur in einem Gestein mit vollständig erhaltener Struktur in großen Individuen, welche denen des ursprünglichen Plagioklases entsprechen; sonst stets in kleineren neugebildeten rundlichen Körnern. Der *Zoisit* ( $\beta$  nach WEINSCHENK, mit querliegender Achsenebene) zeigt stets normale Interferenzfarben, in Schnitten  $\beta - \alpha$  ganz tief dunkelgraue. Er bildet dünne Nadeln, die den Albituntergrund des ursprünglichen Plagioklases nach allen Richtungen durchspicken (über sein Verhalten in texturell veränderten Gesteinen siehe unten, p. 36 f.). In einem Schliff bildet *Zoisit* das einzige Umwandlungsprodukt des Plagioklases — *Albit* fehlt! Hier dürfte wohl ein reiner *Anorthit* vorgelegen haben — jedoch nur in geringer Menge, wie das spärliche Auftreten auch des *Zoisits* zeigt. — Neben den beiden genannten Mineralien findet sich als Umwandlungsprodukt von Plagioklas auch *Granat*, jedoch nur in dem oben erwähnten Gestein mit den einheitlichen Albiten. Er bildet kleine, farblose und isotrope Rhombendodekaeder. Sie liegen fast ausnahmslos hart an den Rändern der Plagioklase gegen den umgewandelten Pyroxen. Es handelt sich wohl eher um ein Reaktionsprodukt beider, als um ein reines Umwandlungsprodukt des Feldspats.

Eine seltene Neubildung ist *Muscovit*. Er tritt nur vereinzelt auf in kleinen Nestern mit quergestellten Blättern, oder (in stark durchbewegten Gesteinen) in parallelen Zügen. Eine Beziehung zu bestimmten Ausgangsmineralien ist nicht ersichtlich.

Zu erwähnen sind endlich noch die Nebengemengteile: auffallend spärlich sichtbarer *Apatit*, und meist reichlicher *Ilmenit*. Dieser ist meist von breiten Säumen von *Titanit* umgeben, auch wohl ganz in solchen übergegangen; oder er hat zur Entstehung von *Rutil*haufwerken Anlaß gegeben. — In einem einzigen vollständig verschieferten Gestein (vom Aufstieg nach Lagazuolo) beobachtete ich *Carbonat* als ziemlich reichliche Neubildung, taflig nach (001) mit randlichen Rhomboederflächen.

Es wurde bereits erwähnt, daß all die genannten Umwandlungen sich schon in texturell unveränderten Gesteinen finden. Am schönsten ist dies zu sehen an dem schon mehrfach angeführten Gestein, dessen *Plagioklase* in einheitliche, mit *Zoisitnadeln* durchsetzte *Albite*, umgeben von *Granatkränzen* übergegangen sind. Die *Pyroxene* sind dort größtenteils zu *Aggregaten* von *Strahlsteinstengeln* geworden; aber über die ursprünglichen Mineralgrenzen sind diese nur in geringem Maße hinausgewachsen, und so sieht man die ursprüngliche *Gabbrostruktur* — mit annähernd *idomorphen Plagioklasen* — noch deutlich durch die neu entstandene „*diablastische*“ hindurchschimmern. Wo freilich der *Strahlstein* über die Grenzen des ursprünglichen *Pyroxens* hinauswuchert, da wird die primäre Struktur mehr und mehr verwischt; und besonders dort, wo texturelle Veränderung hinzukommt: die ursprünglichen Gemengteile zu *Linsen* ausgezogen werden.

Die einheitliche *Uralitisierung* der *Pyroxene* macht es möglich, festzustellen, daß bei dieser texturellen Umformung rein mechanische Vorgänge eine Rolle spielten. Man sieht gelegentlich die *Uralite* in einzelne Stücke zerlegt und diese um gewisse Beträge gegeneinander verschoben. Alle solche Verschiebungsflächen sind jedoch ausgeheilt und teilweise maskiert durch Neubildung von *Strahlstein*. In vereinzelten Fällen glaubt man feststellen zu können, daß die Verschiebung z. T. erst nach Beginn der *Strahlsteinkristallisation* erfolgt ist: die *Strahlsteinnadeln* erscheinen schief gestellt im Sinne der Verschiebung (vgl. Fig. 2). Das macht den Eindruck eines *Schleppungsvorgangs*, und kennzeichnet die Bewegung als *parakristallin*, als in großen Zügen gleichzeitig mit der *Strahlsteinkristallisation*. Im allgemeinen freilich hat diese letztere alle Bewegungsvorgänge so gründlich überdauert, daß unmittelbar erkennbare Spuren von ihnen an den einzelnen Mineralien kaum übrig geblieben sind.

In den geschieferten Gesteinen herrscht allgemein scharfe Trennung in Lagen: einerseits Albit und Zoisit — die Umwandlungsprodukte des Feldspats; andererseits die Abkömmlinge des Pyroxen, Strahlstein und Klinochlor. Der Albit bildet kleine, rundliche Körner, vielfach in der Richtung der Schieferung etwas verlängert, der Zoisit feine parallel geordnete Nadeln — manchmal ihrerseits wieder zu parallelen Zügen innerhalb der hellen Lagen gereiht. Erheblich größer sind die meist etwas weniger deutlich parallel gestellten Strahlsteinsäulen, die den Hauptanteil der grünen Lagen ausmachen; dazwischen verstreut liegen die meist geringfügigen Reste der Uralitpseudomorphosen. Klinochlor erscheint vorzugsweise an den äußeren Rändern der Strahlsteinlagen, in meist wenig bedeutender Menge. In einem Gestein vom Aufstieg nach Laguzuolo wird jedoch das Mengenverhältnis gänzlich umgekehrt: die grünen Lagen bestehen dort größtenteils aus meist parallel gestellten Blättern von Klinochlor; nur untergeordnet liegen einzelne parallel der Schieferung langgestreckte Linsen von Strahlstein dazwischen, teilweise mit Querstellung der einzelnen Nadeln. Man hat den Eindruck, daß diese Linsen als Ganzes bewegt worden sind bei der Auswalzung, welche das Gestein schieferte. — Hier finden sich auch die oben erwähnten Carbonatkristalle in den Chloritlagen verstreut.

In einem sehr stark gefalteten Gestein von Laguzuolo sieht man vorzüglich die Ausbildung der Falten vor Abschluß der Kristallisation: Die Faltenbiegungen werden von Zoisit- und Strahlsteinnadeln gezeichnet, die selbst in keiner Weise gebogen oder gebrochen sind. Es ist ein typischer Fall von kristalliner Abbildung<sup>1</sup>. Auffallend häufig ist jedoch dabei die Längsrichtung von Zoisit- wie von Strahlsteinindividuen parallel dem Streichen angeordnet, so daß man in einem Faltenquerschnitt stellenweise weniger Längs- als Querschnitte durch jene Mineralien zu sehen bekommt. (Anordnung im Druckminimum senkrecht zur Ebene des Faltenquerschnitts?) Besonders gilt das von den Umbiegungen, weniger von den Schenkeln der Falten. Eigentümlich ist das Auftreten des hier ziemlich reichlichen Klinochlor. Einzelne Blätter von ihm sind überall verstreut; gehäuft aber finden sie sich in manchen Faltenbiegungen, wo sie z. T. den Strahlstein

---

<sup>1</sup> Vgl. B. SANDER, a. a. O. 1911.

vollständig verdrängen. Meist spannen sie sich quer über den ganzen Raum zwischen beiden Faltenschenkeln hinüber, z. T. in Paketen, deren Dicke die Breite übertrifft; doch erscheinen kleinere Blätter auch radial zur Umbiegung gestellt. Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man als Erfordernis für die Entstehung von Chlorit im Gegensatz zu Strahlstein mit in erster Linie eine größere Wasserkonzentration ansieht; dafür spricht schon die bedeutende Menge Hydroxyl, die in die Konstitution der Chloritmineralien eingeht. Faltung aber ist notwendig verknüpft mit einem Ausweichen des Materials von den Faltenschenkeln nach den Umbiegungsstellen<sup>1</sup>; und es ist nur zu erwarten, daß die leichtest beweglichen Bestandteile am vollständigsten ausweichen. Das sind aber die flüssigen und eventuell dampfförmigen: in erster Linie also jedenfalls Wasser bezw. wässrige Lösungen<sup>2</sup>. Auf solche Weise konnten diese an den Umbiegungen der Falten angereichert werden; und so kann man vielleicht erklären, daß dort vielfach Klinochlor gehäuft auftritt.

Die Beschreibung mancher aberranter Gesteinstypen würde hier zu weit führen. Vom Diallagit war schon die Rede. Er zeigt Umwandlung in fast reine Strahlsteinmassen (mit etwas Titanit, Klinochlor, Carbonat), mit recht wirrer Lagerung der einzelnen Stengel. Erwähnt sei nur noch das Umwandlungsprodukt eines *Gabbroaplit*s von der Scharte 2506, SO vom Monte Senevedo. Dieses Gestein, ein weißer, dünnblättriger Schiefer mit serizitischen Häuten, ist der östliche, nur wenige Meter mächtige Ausläufer der großen, vom Lago Pirola heraufziehenden Gabbromasse, die dort (zwischen Gneis der Fedozserie im N und Malencoserpentin im S) gegen O auszuweichen scheint. Im Schriff zeigt dies Gestein einen aplitischen Charakter in dem Zurücktreten der Umwandlungsprodukte des Pyroxens: des Klinochlors und namentlich des Strahlsteins; auch der akzessorisch vorhandene Biotit spielt keine bedeutende Rolle. Es besteht demnach zum überwiegenden Teil aus *Albit* und *Zoisit*; dazu kommen noch als untergeordnetes Element Häute von *Sericit*, endlich stellenweise Schwärme von kleinen *Titaniten*. Sehr interessant sind die Gefügeverhältnisse. Es hat hier eine sehr weitgehende Trennung von *Albit*- und *Zoisit*-lagen stattgefunden — eine auffallende Erscheinung, da beide

<sup>1</sup> ALB. HEIM. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

<sup>2</sup> Vgl. P. NIGGLI, Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920.

Mineralien doch hier ebenso wie sonst als Umwandlungsprodukte eines einheitlichen Plagioklases aufzufassen sind, aus dessen Zerfall eine regellose Mischung beider hervorgehen müßte. Die angeführte räumliche Trennung kann also wohl nur das Ergebnis einer (dem chemischen Zerfall nachfolgenden oder mit ihm Hand in Hand gehenden) **m e c h a n i s c h e n E n t m i s c h u n g** sein; und man muß sich vorstellen, daß dabei der Zoisit (als vermöge seiner säulenförmigen Gestalt zur Weiterleitung gleitender Bewegungen verhältnismäßig gut befähigt — ähnlich wie Glimmer, *mutatis mutandis*) sich an den Gleitflächen anreichert habe<sup>1</sup>. Diese Erklärung setzt eine sehr intensive Auswalzung voraus — die ja tatsächlich im geologischen Auftreten des Gesteins zu erkennen ist. Verfolgt man eine einzelne Albitlage durch den ganzen Schriff, so erkennt man aber noch etwas weiteres: Nachdem sie eine längere Strecke mit gleichbleibender Breite fortgelaufen ist, verschmälert sie sich plötzlich und keilt aus, indem die beiden sie einschließenden Zoisitlagen zu einer einzigen zusammenlaufen. Verfolgt man nun diese weiter, so kann man auch an ihr dasselbe feststellen: sie keilt spitz aus zwischen den benachbarten Albitlagen. Mit andern Worten: was **e i n h e i t l i c h e , p a r a l l e l e L a g e n** zu sein scheinen, entpuppt sich als ganz **z u s a m m e n g e k l a p p t e , s p i t z e F a l t e n** mit weitgehend parallelen Schenkeln — ein weiteres Anzeichen der geradezu ungeheuerlichen Durchbewegung dieses Gesteins! Auch eine andere Art von Faltenbiegung findet sich: Zwischen zwei parallelen Zoisitlagen spannen sich „**Polygonalbögen**“ (SANDER) von Zoisitnadeln über den trennenden Albitstreifen hinüber und greifen solchermaßen der endgültigen Vereinigung der ersteren vor. — Chlorit findet sich nur untergeordnet, in unterbrochenen Lagen; außerdem gelegentlich an den Faltenbiegungen, ähnlich wie oben (p. 36) beschrieben. — Alle die genannten Deformationen sind durchaus von der Kristallisation überdauert.

**2. Amphibolite.** Die stärker umgewandelten unter den im vorigen Abschnitt behandelten gabbroiden Gesteine müßten nach ihrem petrographischen Charakter als Amphibolite bezeichnet werden; wegen der erkennbaren gene-tischen Zusammenhänge wurden sie hier beim Gabbro angeführt. Im Gegen-

---

<sup>1</sup> Vgl. W. SCHMIDT, Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. Mitt. Geol. Ges. Wien 1915. p. 110.

satz dazu stehen einige Amphibolitvorkommen, bei denen ein solcher Zusammenhang nicht erkennbar ist.

Das schönste hierher zählende Gestein bildet in Val Fura eine Einlagerung im Gabbro, nicht weit von der Grenze gegen den hangenden Gneis. Oberhalb der Hütten von Girosso, wo von O her ein kleiner Seitengraben einmündet, beträgt seine Mächtigkeit etwa 15 m. Er ist ein dunkelgrünes, schwach geschichtetes Hornblendegestein mit hellen Plagioklasflecken.

Im Schriff erkennt man als wichtigsten Hauptgemengteil eine ziemlich lichtgefärbte Hornblende (a blaßgrünlich, b grün, c blaugrün;  $a > b = c$ ) mit geringer Auslöschungsschiefe. Dazu kommt Chlorit (a = b lichtgrün, c blaßgelblichgrün;  $c = c$ ; anomale Interferenzfarben), und der erwähnte Feldspat, der auf Grund der Lichtbrechung als Albit bezeichnet werden kann. (Zwillingslamellen zeigt er nirgends). Granat in kleinen farblosen und isotropen Rhombendodekaedern findet sich fast ausschließlich als Einschluß im Albit — dort aber in Masse. Quarz ist ganz spärlich, ebenfalls nur als Einschluß im Albit vorhanden; gleichfalls ganz spärlich sind kleine lichtbraune Blättchen von Biotit und farbloser Epidot. Auffällig ist dagegen die bedeutende Menge von Apatit in relativ großen unregelmäßigen Körnern; auch Magnetit in regellosen Haufwerken ist nicht selten.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus einem recht feinkörnigen Hornblendeaggregat, mit etwas Albit, Chlorit und Apatit. Parallelstellung der meist kurzen Hornblendesäulen ist darin nur wenig ausgeprägt; was eine gewisse Schieferigkeit hervorbringt, sind in der Hauptsache parallel gelagerte Magnetitstreifen. Unregelmäßig in diese „Grundmasse“ eingebettet liegen große Putzen von Chlorit, bestehend aus recht ansehnlichen, vorwiegend ungefähr parallel orientierten Blättern, z. T. reich an Einschlüssen. Noch zahlreicher sind die meist schwach in der Richtung der Schieferung gestreckten, großen Albite; sie sind randlich von der umgebenden Hornblende durchwachsen und erfüllt von Einschlüssen: vorwiegend Granat, außerdem Apatit, Magnetit, Hornblende, Quarz — aber auffallenderweise keine Spur von Epidot oder Zoisit. Man darf diese Plagioklasflecken wohl als umgewandelte Einsprenglinge auffassen; ihre Gestalten erinnern manchmal noch an solche, wenigstens in groben Zügen. Auffallend ist dabei die Umwandlung des anorthitischen Anteils in ausschließlich Granat an Stelle von Zoisit. Die Chloritflecken wird man jedoch eher als Neubildungen zu betrachten haben und nicht als Einsprenglinge. Dafür spricht schon das Auftreten ähnlicher Gebilde in Gabbros und besonders in Glimmerschiefern (vgl. p. 9). — Jedenfalls erscheint es wahrscheinlich, daß dies Gestein einem umgewandelten Porphyrit entspricht — vielleicht einem den Gabbro durchsetzenden Gang? Auch hier sind alle Deformationserscheinungen durch die zeitlich überdauernde Kristallisation bis zur Unkenntlichkeit überwuchert; trotzdem zeigen jene parallelen Magnetitzüge — die kaum ursprünglichen Schlieren entsprechen dürften — eine ziemlich intensive Durchschieferung an.

Andere Amphibolite sind durch die gleiche lichtgefärbte Hornblende, durch das Zurücktreten der Feldspäte und Reichtum an Zoisitmineralien ausgezeichnet, sowie durch Granatführung. Ein solcher ist S Laguzuolo, etwas N von dem nach Girosso führenden Weg im Gneis eingelagert. Er bietet nichts

Bemerkenswertes, abgesehen von „verlegter innerer Schieferung“<sup>1</sup> im Granat. Postkristalline Bewegungsspuren fehlen.

Hierher zählt auch noch ein Amphibolit von Laguzuolo, der unmittelbar S von dem mehrfach genannten großen Marmorzug an der Gneisgrenze ansteht. Er zeigt dunkelgrüne stenglige Hornblendemassen in streifigem Wechsel mit sehr feinkörnigem, rötlichgrauem Zoisit; vereinzelt sieht man auch rotbraune Granaten, sowie Glimmerblätter. — Im Dünnschliff erkennt man wieder die gleiche lichtgefärbte Hornblende und Klinozoisit bis eisenarmen Epidot (oft mit zonarer Abnahme der Doppelbrechung von innen gegen den Rand) als Hauptgemengteile. Biotit in winzigen Fetzen ist ganz untergeordnet, Muscovit in großen von Einschlüssen durchsiebten Tafeln etwas reichlicher. Auch die Rolle des Feldspats — reiner Albit in unregelmäßigen sehr einschlußreichen Körnern — ist wenig bedeutend. Titanit ist ein ziemlich spärlicher nur flächenweise angereicherter Nebengemengteil. — Die lagenweise Trennung von Klinozoisit und Hornblende erscheint im Schliff recht unvollkommen, die Parallelorientierung der meist längsülig entwickelten Individuen beider Mineralien fast besser ausgeprägt. Postkristalline Deformationserscheinungen fehlen. — Über die Abkunft dieses Gesteins ist ohne Analyse ein Urteil schwer abzugeben: Es scheint nämlich möglich, daß es sich nicht um ein gabbroid-diabasisches Derivat, sondern um einen sekundär umgewandelten Kalksilikatfels handelt. Der auffällige Mangel an Albit gegenüber den Zoisitmineralien könnte dahin gedeutet werden, ebenso die räumliche Nachbarschaft zum Marmor. Andererseits ist die Hornblende stärker gefärbt — also wohl eisenreicher — als der aus dem Diopsid von Kalksilikatfelsen hervorgehende Strahlstein. So erscheint eine gesicherte Entscheidung kaum möglich. Fest steht nur, daß dies Gestein ebenso wie das zuvor kurz erwähnte mit dem oben ausführlich beschriebenen Gabbro nichts zu tun hat; dagegen spricht die fehlende geologische Verknüpfung ebensosehr wie der von den Umwandlungsprodukten des Gabbros (vgl. p. 31 f.) abweichende Mineralbestand.

### Allgemeine Bemerkungen.

Die Gesteine der Fedozserie sind (wie die meisten altkristallinen Schiefer der Alpen) polymetamorph<sup>2</sup>. Im allgemeinen konnten wir in ihnen zwei Metamorphosen unterscheiden (abgesehen von der jungen Kontaktmetamorphose durch den Disgraziagranit im Muretto-Fornogebiet). Die erste, ältere, hat den Charakter einer Umkristallisation bei hoher Temperatur. Sie erzeugt als typische Mineralien: basische Plagioklase, Biotit, monoklinen und rhombischen Pyroxen,

<sup>1</sup> B. SANDER, a. a. O. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1912.

<sup>2</sup> J. KOENIGSBERGER, Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. C. R. 11. Congr. Géol. Intern. Stockholm 1910.



Forsterit<sup>2</sup>, Humitminerale, Granat, Ilmenit, Magnetkies, Graphit. Sie schafft vielfach rein massige Texturen und pflasterartige Strukturen. Ihrer ganzen Erscheinungsform nach steht sie der tiefsten Zone BECKE's und GRUBENMANN's oder einer Kontaktmetamorphose nicht fern.

Besteht eine Möglichkeit, sie als Kontaktmetamorphose zu deuten? Saure Intrusionen, wie sie in anderen Verbreitungsgebieten der Fedozserie häufig sein sollen, spielen im unsrigen keine nennenswerte Rolle<sup>1</sup>. Dagegen haben wir die erwähnten mächtigen Massen basischer Gesteine. Und es ist auffallend, daß bei diesen die ältere Metamorphose nicht nachzuweisen ist<sup>2</sup>. Daß sie an ihnen ganz spurlos vorübergegangen oder durch die jüngere vollkommen unkenntlich geworden wäre, ist nicht sehr wahrscheinlich; und so scheint die Annahme wohl diskutabel, daß es sich um eine Kontaktmetamorphose durch jenen Gabbro handelt. Allein irgend eine nähere Beziehung zu dessen Auftreten (etwa eine Abhängigkeit von der Entfernung vom Kontakt) ist bisher nicht bekannt. Und die weite Verbreitung von Gesteinen mit offenbar gleichartiger Metamorphose (z. B. im Wallis) macht es wohl wahrscheinlicher, daß hier eine regionale Tiefenmetamorphose vorliegt, der gegenüber die intrusiven Vorkommnisse keinen speziellen metamorphosierenden Einfluß mehr ausüben konnten. Gewisse vielleicht pneumatolytische Bildungen (vgl. p. 27) wären dann als Folge einer allgemeinen Durchgasung aufzufassen — womit ihr Gebundensein (soweit ersichtlich) an Carbonatgesteine<sup>3</sup> harmonisiert.

Mit welchem geologischen Ereignis mag diese ältere Metamorphose zusammenhängen? Sicher nicht mit der alpinen Gebirgsbildung; denn durch diese wurde die Fedozserie in bereits metamorphem Zustande verfrachtet — über Gebirgsmassen hinweg, deren Metamorphose z. T. viel geringerer Tiefe entspricht. Ebenso sicher auch nicht mit irgendwelchen geosynklinalen Prozessen

---

<sup>1</sup> Kontaktmetamorphose vom Disgraziagranit aus kommt für den größten Teil der Fedozserie nicht in Betracht (nur für das Forno-Murettogebiet; vgl. p. 17 f.).

<sup>2</sup> Was sich freilich ungezwungen erklären ließe, wenn die Gabbros nicht zur Fedozserie, sondern tektonisch zum Malencoserpentin gehörten; vgl. p. 30).

<sup>3</sup> Wegen ihrer ausfallenden Wirkung auf saure Dämpfe; vgl. V. M. GOLDSCHMIDT, a. a. O.

des Mesozoicums<sup>1</sup>; denn die sedimentäre Eindeckung auch der penninischen Geosynklinale bleibt gewaltig hinter der tektonischen der alpinen Gebirgsbildung zurück — und diese hat nirgends eine „Katametamorphose“ hervorgebracht. Zudem findet die Fedozserie weitgehende Analogie außerhalb der penninischen Zone (Ivrea, Steiermark u. a.), ja wohl auch außerhalb der Alpen (moldanubisches Grundgebirge). Man wird jene Metamorphose also wenigstens bis in die Zeit der herzynischen Gebirgsbildung zurück verlegen müssen. Ob sie nicht noch älter sein kann, hängt wesentlich ab von der stratigraphischen Einreihung der Fedozserie. Sie ist (da jegliches Fossil fehlt) nur auf Grund von Analogieschlüssen zu versuchen. STAUB bezeichnet sie in der Legende zur Bergeller Karte als älteres Paläozoicum, hat sie auch wohl<sup>2</sup> mit dem Silur der karnischen Alpen verglichen. Mir will auf Grund der oben angeführten Analogien<sup>3</sup> ein präcambrisches Alter viel wahrscheinlicher scheinen; dafür spricht auch, daß sonst für eine Vertretung vormaläozoischer Schichten in den ganzen Westalpen nichts mehr übrig bliebe — was doch in Anbetracht der sehr tiefgehenden Faltung höchst erstaunlich wäre. Damit bleibt aber vorerst jede geologische Einordnung jener älteren Metamorphose hypothetisch.

Die jüngere Metamorphose führt zur teilweisen Zerstörung des von der älteren geschaffenen Mineralbestandes: fast alle Plagioklase, die Mehrzahl der Pyroxene, der Forsterit, teilweise auch Granat und Ilmenit fallen ihr zum Opfer. Neubildet werden dafür: Albit, Zoisit und Epidotminerale, Sericit bzw. Muscovit, Chlorite, Antigorit, Sprödglimmer, Strahlstein, Rutil, Titanit, in manchen Fällen auch Granat. Das ist im wesentlichen der Mineralbestand von GRUBENMANN'S OBERSTER ZONE; immerhin finden sich auch noch Anklänge an die mittlere (Biotit neben Chlorit; vgl. p. 10). Wenn ich also einst (a. a. O. 1913)

<sup>1</sup> R. STAUB, Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden; Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1920.

<sup>2</sup> R. STAUB, a. a. O. 1917.

<sup>3</sup> Vgl. auch H. P. CORNELIUS, Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geolog. Rundschau 1921. — Von besonderer Wichtigkeit scheint mir die Analogie mit den Marmoren, Amphiboliten, Granatglimmerschiefern etc. des Steirischen Altkristallins, deren vormaläozoische Metamorphose durch die diskordante Auflagerung des Paläozoicums mit Metamorphosehiatus bewiesen ist; vgl. F. HERITSCH, Geologie von Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark. 57. 1921. p. 141 u. a.

die Grenze von oberster und mittlerer Zone in den oberen Regionen des kristallinen Kerns der „rhätischen“ (= Margna-)Decke gesucht habe, so ist dieselbe jetzt eher an deren Basis zu verlegen.

Man mag diese jüngere Umwandlung vergleichen mit dem, was BECKE<sup>1</sup> Diaphthoritisierung genannt hat. Indessen haben ihre Produkte nur z. T. das Aussehen von Diaphthoriten; bei der Mehrzahl handelt es sich vielmehr um vollkristalline Neubildungen.

Neben dieser mineralischen Umwandlung ist für die jüngere Metamorphose charakteristisch die intensive Durchbewegung, die wir in Gestalt von Auswalgung, Verschieferung, Fältelung vielfach getroffen haben. Für das Verhältnis beider Erscheinungsgruppen zueinander sind zwei Tatsachen von Bedeutung: einmal ihre grundsätzliche gegenseitige Unabhängigkeit<sup>2</sup>, die sich darin äußert, daß Gesteine ohne Durchbewegung vielfach genau in derselben Weise ummineralisiert sind wie stark durchbewegte (vgl. p. 5, 32 u. a.). Nur in dem Grade, nicht in der Art der Ummineralisation bestehen Unterschiede, indem diese in stark durchbewegten Gesteinen vollständiger zu verlaufen pflegt; die Durchbewegung ist für die mineralische Umformung förderlich, aber keineswegs notwendige Bedingung. — Die zweite wichtige Feststellung betrifft das zeitliche Verhältnis. Gelegentlich konnte nachgewiesen werden, daß Durchbewegung und Neukristallisation des Mineralbestands ineinander gegriffen haben (vgl. z. B. p. 7); wahrscheinlich ist das in der Regel der Fall gewesen. Allein feststellbar ist fast stets nur das zeitliche Überdauern der letzteren: die Deformationen unserer Gesteine sind fast restlos vorkristallin<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> F. BECKE, Über Diaphthorite. TSCHERMAK's Mitt. 28. 1909. p. 369.

<sup>2</sup> Darauf habe ich, z. T. an Hand von Beispielen aus der Fedozserie, bereits kurz hingewiesen (Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen; Centralbl. f. Min. etc. 1921. p. 1). — Ähnliche Beobachtungen liegen auch von anderer Seite vor (z. B. S. FRANCHI, R. W. SCHÄFER — vgl. Zitate in meiner eben genannten Mitteilung). Auffallenderweise haben sie fast keine Beachtung gefunden. Streng genommen gehört ja jede Saussuritisierung, Sarcitisierung, Uralitisierung etc. unter Erhaltung der äußeren Form in dasselbe Kapitel!

<sup>3</sup> Ebenso wie das SANDER z. B. an den Gesteinen der tieferen Tauern-Schieferhülle als Regel festgestellt hat. — Vgl. auch O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Über metamorphe Gesteine in Mazedonien. Sitzungsber. Akad. d. Wissensch. Berlin 1920. p. 576.

Was die Bedingungen beider Erscheinungen anbetrifft, so kann für die Durchbewegung einzig die alpine Gebirgsbildung in Betracht kommen; deshalb nannten wir ja die jüngere bereits die alpine Metamorphose. Soweit sie sich geltend macht, können die Gesteine der Fedozserie mit SANDER als tektonische Fazies bezeichnet werden: ihre Verschieferung und Fältelung ist aufzufassen als Teilerscheinung des Vormarsches und der Einwickelung der Margnadecke. Insbesondere die Schieferung kann nicht als Folge von Normaldrucken erklärt werden; ihre Natur als kristallin abgebildete mechanische Schieferung zeigt deutlich die Abhängigkeit von Differentialbewegungen. Damit steht auch der Wechsel von nicht und von stark durchgeschieferten Gesteinspartien im Einklang: es ist der Gegensatz von 1. Platten oder Schlieren, in denen sich die Differentialbewegung vorwiegend abspielt, mit 2. solchen, die von ihr im wesentlichen verschont bleiben<sup>1</sup>. Sehr auffallend ist, daß im Bereiche der Kalksilikatfelseinschaltungen diese fast ausschließlich der zweiten Klasse anzugehören scheinen, die gneisartigen Gesteine dort fast die ganze Differentialbewegung auf sich genommen haben — ein Verhältnis, das in verschiedenem mechanischen Verhalten beider (primäres Vorhandensein von Schiefertextur im einen, Fehlen derselben im anderen Falle?) begründet sein muß<sup>2</sup>.

Nun einige Worte über den Mineralbestand der alpinen Metamorphose. Zunächst ist da festzustellen, daß seine Ausbildung (wie wir sie heute vor uns sehen; über etwaige Zwischenstadien sind wir nicht unterrichtet) auch im Vergleich zu den tektonischen Ereignissen jungen Datums ist. Das ergibt sich aus dem obigen Befund, daß die Deformationen sich vorkristallin abgespielt haben. Wir sind also zu der Annahme berechtigt, die Kristallisation sei wenigstens teilweise dort erfolgt, wo wir die Gesteine heute finden. Und wir dürfen die Bedingungen, wie sie bei Abschluß der tektonischen Vorgänge be-

<sup>1</sup> Vgl. W. SCHMIDT, *Mechan. Probleme der Gebirgsbildung*, a. a. O. p. 96.

<sup>2</sup> Denn die andere Möglichkeit: daß die Umkristallisation der Kalksilikatfelse durchaus jünger wäre als die Durchbewegung, wird widerlegt durch das Fehlen kristallin abgebildeter Relikte ihrer Spuren, sowie durch das Herausfallen des Mineralbestandes aus dem durch die alpine Metamorphose geschaffenen; und dessen Beeinflussung durch letztere ist ja auch an den Kalksilikatfelsen vielfach (Plagioklas-Zoisit z. B.) nachgewiesen.

standen, als maßgebend für die Entstehung jenes Mineralbestandes ansehen.

Derselbe entspricht einer wesentlich tieferen Temperatur als jener der älteren Metamorphose — immerhin noch einer hohen im Vergleich zu jener der Erdoberfläche. Genau läßt sie sich nicht angeben, da die Stabilitätsfelder der in Betracht kommenden Mineralien noch nicht genügend bekannt sind; ungefähr schätzen läßt sie sich auf mehrere 100°. Für ihre Höhe bestimmend scheint mir wesentlich der Betrag der tektonischen Eindeckung. Im Oberengadin habe ich diesen auf (im Minimum) 6—8 km für die ostalpine Basis veranschlagt<sup>1</sup>. In unserem Falle sind als Minimalbetrag für die Mächtigkeit der Margnadecke selbst (einschließlich der Serpentineinwickelung) noch 2—4 km hinzuzufügen. 8—12 km Bedeckung entsprechen aber (normale geothermische Tiefenstufe vorausgesetzt) einer Temperatur von rund 250—350° — was der Größenordnung nach mit der geforderten im Einklang steht. Eine etwaige Wärmeproduktion durch Reibung ist dabei außer acht gelassen, da ich deren Betrag in Uebereinstimmung mit HEIM<sup>2</sup> nicht als groß ansehe. Und von einer wesentlichen Wärmezufuhr durch intrusive Vorgänge kann wohl nicht die Rede sein; das beweisen die trotz ihrer Breite streng an die Massivränder gebundenen Kontaktzonen auf der Ostseite des Bergeller Massivs — denen gegenüber die alpine Metamorphose ganz unabhängig ist.

Die obige Schätzung der tektonischen Bedeckung gibt zugleich auch ein Maß für den Belastungsdruck während der Metamorphose. Unter Annahme einer mittleren Gesteinsdichte von 2,75 berechnet er sich zu 2200—3300 kg/cm<sup>2</sup>. Ein gewisser Einfluß dieses Druckes auf die Mineralbildung dürfte nicht zu bestreiten sein — im Sinne der Begünstigung von Neubildungen mit möglichst kleinem Molekularvolum; um solche handelt es sich ja zumeist bei den oben

<sup>1</sup> Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrande; Centralbl. f. Min. etc. 1923. — Es ist selbstverständlich, daß alle diese Schätzungen nur mit großem Vorbehalt gelten. Nicht berücksichtigt ist vor allem der Abtrag während der tektonischen Bewegungen. Ein solcher hat wohl sicher stattgefunden — in welchem Umfange entzieht sich jeder Mutmaßung. Andererseits wissen wir aber auch gar nichts über die wahre Mächtigkeit der höchsten, heute gänzlich abgetragenen Decken, die leicht durch nicht mehr nachweisbare Komplikationen eine bedeutende Vergrößerung erfahren haben kann.

<sup>2</sup> Geologie der Schweiz. II. p. 119.

aufgezählten Mineralien. Ob dieser Einfluß gegenüber jenem der Temperatur (und anderen; vgl. unten) wesentlich ins Gewicht fällt, bleibe dahingestellt<sup>1</sup>.

Dem Streß kann ich eine nennenswerte direkte Rolle bei der Bildung des Mineralbestandes nicht zuerkennen. Wohl kann man annehmen, daß auch nach dem Aufhören der tektonischen Bewegungen ein gewisses Maß von Seitendruck noch fortbestand, nur daß seine Intensität nicht mehr ausreichte, um mechanische Wirkungen hervorzubringen; die fortdauernde Kristallisation wäre also immerhin unter seiner Einwirkung erfolgt (von der Annahme eines richtunggebenden Einflusses des Streß muß man dabei freilich durchaus absehen)<sup>2</sup>! Allein wir sehen einen Mineralbestand, der mit dem unserer alpinen Metamorphose weitgehend übereinstimmt, andernorts unter Umständen kristallisieren, die jede Wirksamkeit gerichteten Drucks ausschließen: frei aufgewachsen in Hohlräumen, in den von KÖNIGSBERGER<sup>3</sup> beschriebenen Mineralklüften des Adula-, Gotthard-, südlichen Aarmassivs etc. Von den oben erwähnten Mineralien finden wir dort wieder: Quarz, Albit, Epidot, Strahlstein (als Amianth), Chlorite, Muscovit, Rutil, Titanit — bemerkenswerterweise auch dort nach Abschluß der tektonischen Bewegungen kristallisiert. In den wassererfüllten Klüften gab es aber nur hydrostatischen, keinen gerichteten Druck. Wenn also dort jene Mineralien ohne Streßeinfluß kristallisieren konnten, dann ist gar nicht einzusehen, daß dieser für die Neubildung ganz derselben Mineralien in Gesteinen wie in den hier betrachteten ein notwendiges Erfordernis sein sollte.

Die Wirksamkeit des tektonischen Druckes bei der Metamorphose ist vielmehr eine wesentlich indirekte: beruhend auf den

---

<sup>1</sup> Gleichförmiger Druck bedingt nur verhältnismäßig geringe Veränderung der Löslichkeit wie der Umwandlungspunkte fester Stoffe; vgl. P. NIGGLI und J. JOHNSTON, Einige physikalisch-chemische Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. Dies. Jahrb. 1914. Beil.-Bd. XXXIX. — Es ist allerdings fraglich, ob der Belastungsdruck in den in Betracht kommenden Tiefen ausschließlich als „gleichförmig“ anzusehen ist; soweit dies nicht der Fall, gilt auch für ihn das unten unter Streß Gesagte.

<sup>2</sup> Vgl. hiezu auch die Ausführungen von W. SCHMIDT, a. a. O. 1915. p. 106 über die Anwendung des RIECKE'schen Prinzips.

<sup>3</sup> Erläuterungen z. geol. u. mineralogischen Karte d. östlichen Aarmassivs vom Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig 1910; sowie Abh. bayr. Akad. d. Wiss. 1917, 1919.

von ihm hervorgerufenen Differentialbewegungen. Sie schaffen ein geschiefertes Gefüge und damit erleichterte Zirkulation in einer Richtung; sie bringen verschiedenartige Gesteinsteile miteinander in Berührung und damit eventuell zur Reaktion; sie zertrümmern die Mineralkörner und vergrößern damit die Reaktionsflächen. Daß aber alle diese Einflüsse wohl förderlich sind für die mineralische Umwandlung, aber keineswegs erforderlich, beweist die hier oft erwähnte Tatsache, daß jene auch in nicht durchbewegten Gesteinen eingetreten ist.

Wohl von dem größten Einfluß ist eine gleichfalls indirekte Wirkungsweise des Streß; er wirkt nur auf die festen Bestandteile — Gase und Lösungen weichen aus<sup>1</sup>. D. h. seine Wirkung beruht darauf, daß er den chemischen Bestand des Gesteins verändert. Das mag überraschend erscheinen — gilt es doch heute fast als Dogma, daß die Umwandlung zu einem kristallinen Schiefer ohne Substanzänderung vor sich geht. Indessen gibt es positive Anzeichen einer derartigen Wirksamkeit; es sei nur erinnert an die oben erwähnten Fälle von Ersetzung von Strahlstein durch Chlorit in Faltenbiegungen (p. 36). Aus den stark beanspruchten Falten-schenkeln wurde das für die Chloritbildung erforderliche Wasser weggepreßt nach den Umbiegungsstellen. Freilich handelt es sich hier um ganz kleine Verhältnisse; allein es ist durchaus denkbar, daß auch im großen ähnliche Vorgänge eine Rolle spielen.

Damit sind bereits die Fragen der Stoffwanderungen und der Rolle des Lösungsmittels bei der Metamorphose angeschnitten. Bekanntlich begegnet man mitunter<sup>2</sup> der Ansicht, daß ein solches nicht erforderlich — daß die Reaktionen zwischen den Gesteins-gemeingteilen sich im festen Zustand abgespielt hätten. Die prinzipielle Möglichkeit dieses Vorgangs soll nicht bestritten werden; allein in unserem Falle spricht nichts für, wohl aber manches gegen sein tatsächliches Bestehen. Nicht nur ist Wasser — das wichtigste Lösungsmittel — wirklich überall zugegen gewesen: das beweist der Umstand, daß es in die Konstitution der meisten Neubildungen eingetreten ist; sondern es läßt sich auch nachweisen, daß manche Reaktionen nicht nur zwischen unmittelbar aneinandergrenzenden Mineralien erfolgt sind. Die Umwandlung von Pyroxen in Strahl-

<sup>1</sup> Vgl. P. NIGGLI, Lehrbuch d. Mineralogie.

<sup>2</sup> Vgl. HEIM, Geologie d. Schweiz. II. p. 121.

stein z. B. ist u. a. mit Wegführung von Ca verbunden; erfolgt sie im Innern eines Individuums (vgl. z. B. p. 32), so ist klar, daß diese Wegführung nur in gelöstem Zustand geschehen sein kann — ein dampfförmiger kommt bei der verhältnismäßig niederen Temperatur nicht in Frage und an das Innere eines (einschlußfreien) Kristalls stößt kein anderes Mineral unmittelbar an, mit dem ein Stoffaustausch hätte stattfinden können (Diffusion im festen Zustand spielt bei Silikaten kaum eine merkliche Rolle<sup>1</sup>); ebenso wenig konnte ein solcher, wenn das Muttermineral mechanisch unverletzt blieb, durch Differentialbewegungen im Gestein vermittelt werden. Weitere analoge<sup>2</sup> Beispiele gibt es in Menge: Zoisit- und Sericitbildung im Innern von Plagioklasen; oder auch in anderer Art die Pseudomorphosen von Rutil nach Ilmenit, wobei Fe weggegangen ist — ohne daß es sich in den unmittelbar anstoßenden Mineralien speziell angereichert hätte.

Eine andere Erscheinung, die in das gleiche Kapitel gehört, konnte hier auch gelegentlich (p. 5) beobachtet werden: daß nämlich ein Mineral (z. B.) Biotit) einzig dann der Umwandlung (etwa in Chlorit) entgangen ist, wenn es als Einschluß in einem einheitlichen Individuum eines anderen Minerals (z. B. Quarz) liegt. In diesem Fall waren eben keine Wege frei, auf denen ein Zu- bzw. Abtransport von Stoff stattfinden konnte.

Demnach scheint die Rolle des Wassers bei der Metamorphose eine sehr wichtige. Zunächst kommt natürlich das primäre Wasser des Gesteins in Betracht — sowohl das konstitutionell oder in fester Lösung in den Mineralien gebundene, als das in Poren und Kapillaren eingeschlossene. Aber es ist die Frage, ob nicht darüber hinaus auch eine Zufuhr von Wasser stattgefunden hat; und sie scheint mir vielfach unbedingt zu bejahen. Ein unveränderter Gabbro ist frei von Konstitutionswasser; die Menge des in fester Lösung enthaltenen oder mechanisch eingeschlossenen dürfte mit

<sup>1</sup> Vgl. NIGGLI und JOHNSTON, a. a. O.

<sup>2</sup> Ein andersartiges, in der Fedozserie nicht verwirklichtes Beispiel bietet die Porphyroblastenbildung: sie kann (sofern ihr nicht etwa eine ursprünglich ungleichmäßige Substanzverteilung zugrunde liegt, was im allgemeinen nicht anzunehmen ist) nur im Wege einer Konzentration bestimmter Substanzen an einzelnen Punkten erfolgt sein — und eine solche ist doch nur im gelösten (oder dampfförmigen) Zustande denkbar.



0.5 % reichlich hoch eingeschätzt sein<sup>1</sup>. Bei der Metamorphose zu einem Zoisit-Chloritschiefer steigt der Wassergehalt auf 3—4 % (oft noch höher), also um mindestens 2.5 %. Das macht pro m<sup>3</sup> Gesteins (vom spez. Gewicht 3) 75 Liter aus. In anderen Fällen sind die Beträge geringer: allein unter Wasseraufnahme erfolgen fast alle Reaktionen in GRUBENMANN's oberster Zone.

Ist aber eine Zufuhr von Wasser während der Metamorphose anzunehmen, so ist damit auch die Möglichkeit einer Wanderung anderer Stoffe prinzipiell gegeben. Ihr Nachweis dürfte freilich nur an Hand eines sehr umfangreichen Analysenmaterials gelingen — zumal ja die Mengen, um die es sich handelt, im allgemeinen gering sein werden gegenüber der Gesamtmasse des Gesteins.

Über die Herkunft dieses Wassers sind zunächst zwei Annahmen möglich: es ist entweder juvenilen oder vadosen Ursprungs. Die erste Annahme wurde u. a. von TERMIER<sup>2</sup> gemacht. Indessen spricht gegen sie die bereits betonte Unabhängigkeit der alpinen Metamorphose von jugendlicher Intrusivtätigkeit. Auch ist auffallend, daß sich in der Fedozserie (wie auch sonst zumeist im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose) keine spezifischen „agents mineralisateurs“ (Fluor-, Chlorverbindungen etc.) nachweisen lassen: man müßte annehmen, daß sie bereits in tieferen Erdzonen abfiltriert worden seien. Daß nicht auch mit dem Wasser dasselbe geschehen, könnte mit Unbeständigkeit der stark wasserhaltigen Mineralien bei höheren Temperaturen erklärt werden. — Der anderen Annahme einer vadosen Wasserzufuhr<sup>3</sup> gibt GRUBENMANN Ausdruck, wenn er die Nachbarschaft und den allmählichen

<sup>1</sup> Manche Analysen geben noch viel geringere Mengen; z. B. der Norit von Ivrea 0,09 % Glühverlust (F. R. VAN HORN, Petrogr. Unters. über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien; TSCHERMAK's Mitt. 17. 1897). Größere Wassermengen, wie sie viele Analysen ausweisen, dürften wohl stets auf Unfrische des Gesteins (besonders beginnende Serpentinisierung von Olivin) zurückzuführen sein.

<sup>2</sup> P. TERMIER, Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C. R. Congr. géol. intern. Wien 1903. II. p. 591. Vgl. auch J. KÖNIGSBERGER, a. a. O.; sowie E. HUGER, Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granit-intrusionen. Ecl. géol. Helv. 1921.

<sup>3</sup> Weiter wäre die Möglichkeit einer „profunden Zirkulation“ (vgl. G. BERG, Probleme der Lagerstättenlehre; Geol. Rdschau. XIII. 1922. p. 354) zu erwägen: Austreibung von gebundenem (und Kapillar-) Wasser in tieferen, Wiederbindung in höheren Krustenzonen.

Übergang der obersten Zone der Metamorphose in die oberflächliche Verwitterungszone betont. Allein wir haben gesehen, daß diese „oberste Zone“ noch bis in Tiefen von vielen Kilometern unter die Oberfläche hinabreicht: und es ist schwer, sich vorzustellen, daß vadoses Wasser bis in solche Tiefe hinabdringt<sup>1</sup>.

Eine einwandfreie Deutung dieser Wasserzufuhr ist also vorläufig nicht möglich. Nichtsdestoweniger spielt sie eine höchst wichtige Rolle bei unserer alpinen Metamorphose, und bei der Metamorphose der obersten Zone überhaupt. Mögen Feldspäte, Pyroxene, Olivine und andere Mineralien bei niederen Temperaturen noch so instabil sein — es wird niemals Sericit, Zoisit, Chlorit, Serpentin usw. aus ihnen entstehen, wenn das für diese Neubildungen erforderliche Wasser nicht vorhanden ist. Ihm gegenüber treten alle Druck- und Streßeinflüsse in den Hintergrund.

Mit diesem nachdrücklichen Hinweis auf das zwar nicht neue, aber seit Jahren in den Hintergrund getretene Wasserproblem der Metamorphose sei diese Arbeit abgeschlossen.

W i e n , im Frühjahr 1923.

**Nachschrift:** Seit Abschluß des Manuskripts zu dieser Arbeit sind eine Reihe von Veröffentlichungen erschienen, die hier angeschnittene Fragen allgemeiner Art behandeln: von BECKE, NIGGLI, SANDER, SCHWINNER, STAUB u. a. Sie konnten nicht mehr berücksichtigt werden.

<sup>1</sup> Endlich besteht grundsätzlich auch die Möglichkeit einer Wasseraufnahme vor der Metamorphose, z. B. im Zusammenhang mit postvulkanischen Prozessen; oder auch mit Verwitterungsvorgängen, falls das Gestein bereits an der Erdoberfläche gelegen hatte. In solchen Fällen hätte die Metamorphose also auf bereits zersetzte, d. h. mineralisch veränderte Gesteine eingewirkt. Vielleicht wird es — wenn auch mit erheblichen Schwierigkeiten — in einzelnen Fällen möglich sein, eine solche der Metamorphose vorausgehende Zersetzung zu erkennen. Doch ist die Entstehung wasserhaltiger Mineralien in der obersten Zone viel zu allgemein, als daß man sie generell auf solche, mit der Metamorphose selbst außer Zusammenhang stehende Vorgänge zurückführen könnte.