Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 14 (1916)

Heft: 1

Artikel: Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges : ein Profil von der Trientschlucht nach der Alp Salanfe

Autor: Meyer, Johann

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157595

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.10.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges.

Ein Profil von der Trientschlucht nach der Alp Salanfe.

Von Johann Meyer aus Trub (Bern).

Vorwort.

Im Frühjahr 1909 machte mich Herr Prof. E. Hugi auf die von der philosophischen Fakultät der Universität Bern ausgeschriebene Preisarbeit « Untersuchung und Bestimmung der Gerölle des Verrucano von Outre-Rhône » aufmerksam, die wohl einmal in Angriff genommen, aber nie ausgeführt worden war. Ich entschloss mich zur Lösung derselben, fand es aber angezeigt, zuerst die kristalline Unterlage des Karbons bei Vernayaz zu untersuchen, um nachher selbständig die Aufgabe lösen zu können. Die Voruntersuchung nahm aber einen solchen Umfang an, dass ich schliesslich von der eigentlichen Preisaufgabe absehen musste, was ich mir wohl gestatten durfte, weil Duparc und Ritter schon 1894 über den gleichen Gegenstand eine Publikation hatten erscheinen lassen.

Die Preisaufgabe diente mir aber lange Zeit als Zielpunkt und verlieh meiner Arbeit ihr besonderes Gepräge, obschon ich durch die Kenntnisnahme vieler neuerer Veröffentlichungen immer mehr zu petrogenetischen Untersuchungen angeregt wurde. In dem bearbeiteten Profile tauchte eine solche Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten auf, dass mir neben den petrographischen Bestimmungen nicht genügend Zeit blieb, das Gebiet auch tektonisch und morphologisch eingehend zu behandeln oder die gesamte Literatur über das Massiv der Aiguilles-Rouges zu besprechen. Die neu gewonnenen tektonischen Resultate ergaben sich aus den petrographischen Beobachtungen. Selbst die Gesteinsuntersuchungen hätten da und dort noch intensiver gestaltet werden können.

An dieser Stelle möchte ich allen, die mich bei meiner

Arbeit unterstützt haben, meinen besten Dank aussprechen, vor allem meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. HUGI für seine Anregungen und Ratschläge bei Gelegenheit einer gemeinsamen Exkursion, für seine Anleitung bei den Arbeiten im Institut und für die mir zur Verfügung gestellte Literatur, Herrn Dr. REINHARD für seine Einführung in Kristallmessungen, Herrn Dr. BARTH für die Ausführung der chemischen Analysen, Fräulein FISCHER für die Ueberlassung einer grösseren Anzahl Dünnschliffe von Geröllen aus dem Karbonkonglomerat, Herrn Dr. med. STREIT für einige wertvolle Handstücke aus dem Bergwerk von Salanfe und der *Tit. Direktion* der *Bahn Martigny-Châtelard*, die mir gestattet hat, die prächtigen Aufschlüsse längs der Bahnlinie zu verfolgen.

Einleitung.

Das **Massiv der Aiguilles-Rouges** ist dem Montblancmassiv nordwestlich vorgelagert. Es besitzt nicht die gewöhnliche elliptische Form der Massive, sondern erreicht bei einer Länge von 35 km nur eine Breite von 4 bis 5 km. Im Nordosten bildet es die Unterlage der Dents de Morcles im Kanton Wallis, das südwestliche Ende liegt bei Les Houches im Tal der Arve in Savoyen. Längs seiner Nordwestgrenze erheben sich die helvetischen Kalkalpen des zu einer gewaltigen Mauer mit den Gipfeln der Dents du Midi, Tour Salière, Mont Buet und les Fiz, die alle den höchsten Gipfel der Aiguilles-Rouges um mehrere hundert Meter überragen. Vom Montblancmassiv wird es durch das Tal von Chamounix und dessen nordöstliche Fortsetzung getrennt. Die Karbonmulde von Salvan bedingt auf Schweizerboden eine Zweiteilung des Massivs, die Abtrennung der Gebirgsmasse der Arpille vom eigentlichen Massiv, das sich ohne Unterbrechung von der Arve bis an die Rhone ausdehnt. Mit Ausnahme dieser Mulde und einzelner Reste triasischer und jurasischer Schichten, die diskordant auf den steilstehenden Gneissen einiger Bergspitzen aufliegen, besteht das ganze Massiv aus kristallinen Gesteinen. Ein über 20 km langer und bis 1 km mächtiger Granitgang bildet den Rückgrat des scharfgezackten Gebirgskammes. Die Gneisschichten streichen im allgemeinen NNO SSW und schneiden somit die Längsaxe des Massivs unter spitzem Winkel. Fächerstruktur ist nicht vorhanden.

Geographische Orientierung. — Einige tiefe Quertäler, so das der Rhone, der Salanfe, der Triège und der Eau Noire gestatten einen vorzüglichen Einblick in die petrographische

und tektonische Beschaffenheit der kristallinen Gebirgsmasse, Namentlich liefert der linksseitige Abhang des Rhonetales für petrographische Studien vortreffliches Material.

Der wilden Gebirgswelt des Wallis entsprechend erheben sich südwestlich der Dörfer Vernayaz und La Balmaz 300 bis 600 m hohe Felswände bis zur Höhe der Hochtäler von Salvan und Van. Sie werden nur dort unterbrochen, wo Flüsse oder Bäche ihren Weg nach der Rhone gesucht haben. Der Trient hat sich bis zum Niveau des Rhonetales in das Grundgebirge eingeschnitten. Die Salanfe hat in ihrer erodierenden Tätigkeit die Talsohle noch nicht erreicht und stürzt daher aus einer Schlucht heraus schäumend über senkrechte Felsen zu Tal, den bekannten Wasserfall des Pissevache bildend. Die Bäche dagegen, die von Salvan und Savenay herkommen, haben nur unbedeutende, mit Schutt bedeckte Runsen erzeugt. Durch technische Anlagen sind überall an den Abhängen frische Aufschlüsse geschaffen worden, so durch die Bahn und die Strasse nach Salvan, durch die Schieferbrüche von Vernayaz, durch das Elektrizitätswerk beim Pissevache und durch den Granitbruch bei Miéville. Auch auf den prächtigen Gletscherschliffen der Rundhöcker um Salvan herum und im Hochtal der Salanfe steht vollkommen frisches Gestein an. Nach Van führt ein Weg von Les Granges über La Matze. Ein anderer, beschwerlicherer, aber beobachtungsreicherer Weg geht von Miéville aus nach dem Elektrizitätswerk und durch die Schlucht oberhalb des Pissevache zwischen Tête du Daley und Têti hinauf nach der obern Schlucht, die der Wildbach in den Granit gefressen hat und die durch Kunstbauten passierbar gemacht worden ist. Der Talboden von Van mit seinen braunen Hütten am Fusse des Salentin, nördlich des Sex des Granges, Djoit und Petit Perron, wird im Westen von einem 300 m hohen Talriegel abgeschlossen, der ihn von den Montagnes de Salanfe trennt.

Zur Orientierung im schweizerischen Teil der Aiguilles-Rouges dienen die Blätter 483, 485, 525, 526 des topographischen Atlasses und Blatt 17 und 22 der geologischen Karte der Schweiz.

Bei der Begehung des Gebietes leistet Wagnons der Führer für Salvan und Umgebung von (8) gute Dienste.

Geschichtliches. — Aus der reichen, über das Massiv der Aiguilles-Rouges bestehenden geologischen Literatur sei hervorgehoben, dass schon de Saussure (1) die Gesteine der linksufrigen Rhonetalhänge von Vernayaz bis La Balmaz einer aufmerksamen Untersuchung unterzog. Die Horn-

felse nannte er allgemein Petrosilex und unterschied feinkörnige, massige und blättrige Abarten. Auch die zahlreichen Gänge von Aplit und Granit bemerkte er, wusste aber den dichten, zertrümmerten Ganggesteinen keinen Namen zu geben, weil er in dem feinkörnigen Aggregat den Quarz nicht entdecken konnte. Die Aehnlichkeit mit dem Granit ist ihm immerhin aufgefallen. Die Karbonkonglomerate beschreibt er als « grès poudingues ».

NECKER (2) unterscheidet an den Apophysen bei les Rupes Uebergänge von Granit zu porphyrischen und euritischen Abarten.

FOURNET (4), ein Bahnbrecher für die neueren Anschauungen über magmatische Injektion, bearbeitete die gleiche Strecke wie DE SAUSSURE und kam auf Grund seiner Beobachtungen zur Aufstellung von vier Klassen injizierter Gesteine, die hier angeführt werden sollen :

1. Schistes simplement luisants, verdis, durcis, dits petrosilex, provenant des schistes argileux.
2. Schistes petrosilicieux verdis, très finement feldspatisés et micacés.
3. Porphyroïdes ou porphyre à base de petrosilex, avec mica bronzé.
4. Des sortes de gneiss presque granulaires et micacés.

Ferner zitiert er einen bedeutsamen Ausspruch von BOBLAYE aus dem Jahre 1833, dem wir nach unsern Erfahrungen noch heute vollkommen beistimmen müssen :

« La distinction précise des caractères des roches modifiées par les agents ignés, nous paraît une des questions les plus importantes dont les géologues puissent s'occuper. »

Von STUDER (5) stammt ein Profil von Martigny nach Saint-Maurice, das jedoch im Raume zwischen Vernayaz und La Balmaz nur senkrecht stehende Gneise und Anthrazitschiefer zeigt. In Bezug auf die Anschauungen über die Injektion der Sedimente geht der berühmte Berner Geologe mit FOURNET einig. Er hat im Creux de Jaman selbst metamorphe Kalkblöcke gefunden, die von Euritgängen durchsetzt sind.

FAVRE (6) erwähnt zum ersten Mal die roten Porphyre auf dem linken Ufer der Salanfe und rote Gneise, die er Protogine rose nennt. Unter den Geröllen des Karbons will er keinen Granit der Aiguilles-Rouges gefunden haben. Die Ganggesteine hält er für Infiltrationsprodukte.

GERLACH (7) stellt als Erster die ganze Ausdehnung des Granitganges des Massivs der Aiguilles-Rouges von Valorcine bis Miéville fest und entdeckt auch die südliche Fortsetzung

des von FAVRE gefundenen roten Porphyrganges auf der Alp Salanfe. Die schiefrigen Mylonite oberhalb les Granges bezeichnet er Felsittafeln.

RENEVIER (11) gibt eine umfangreiche Uebersicht über die im Massiv auf Schweizergebiet vorkommenden Felsarten, verwendet aber z. T. veraltete, nicht mehr gebräuchliche Namen und rechnet die roten Porphyre von Salanfe sogar noch zu den Sedimentgesteinen. Er beweist damit, wie nötig eine richtige petrographische Bestimmung mit der Zeit wurde. Dieser Aufgabe widmeten sich C. SCHMIDT (9), H. GOLLIEZ (14), BONARD (17), DUPARC und RITTER (16).

E. FAVRE und H. SCHARDT (10) geben von der Gebirgsmasse des Luisin einige Profile und eine kurze Beschreibung des Gesteins, wobei die Ergebnisse der Untersuchung Schmidts an den Posphyren von Salanfe Erwähnung finden.

GOLLIEZ unterschied im Grundgebirge zwei Formationen, eine ältere, die « Schistes micacés », und eine jüngere, die « Cornes vertes », die durch die kaledonische Faltung zu steilen Isoklinalfalten aufgerichtet worden sein sollten. BONARD untersuchte die Ganggesteine.

MICHEL-LÉVY (12) bearbeitete das Massiv auf französischem Boden. Nach ihm drang der Granit von Valorcine in hornfelsähnliche praekarbonische Schiefer ein und verwandelte sie in eigentliche Gneise.

Nach einer kleinen Mitteilung von LUGEON und Mme JÉRÉMINE (36) sollen vier parallele Reihen von Kalklinsen, die konkordant den Gneisen des Massivs der Aiguilles-Rouges eingelagert sind, Muldenkerne darstellen und fünf Gneissantiklinalen von einander trennen.

Die neueste Arbeit ist eine Dissertation von Ketterer in Freiburg i. d. Schweiz über die Karbonmulde von Salvan (39), die eine Doppelmulde sein soll.

I. Das Profil.

Von der Trientschlucht nach der Alp Salanfe.

Hiezu Profil- und Kartenskizze.

Um einen Einblick in den Bau des bearbeiteten Gebietes zu erhalten, verfolgen wir nach dem Beispiel älterer Autoren ein Profil ziemlich senkrecht zur Streichrichtung des Massivs vom Ende der Trientschlucht bei Vernayaz über Van im Tal der Salanfe nach der Alp Salanfe. Wir entfernen uns dabei

nordwestwärts vom Rhonetal. Doch werden wir die Beobachtungen, die wir dort gemacht haben, auf das Profil beziehen. Eine Abschweifung nach dem Plan du Sourd soll die Beschreibung des ersten Teiles des Profils vervollständigen.

Die kristalline Felsmasse auf der linken Seite der Trientschlucht besteht aus Biotit- und Biotithornblende-Hornfelsen, Amphiboliten, Schieferhornfelsen, die von zahlreichen Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt sind. Am Ende der Schlucht erhebt sich eine senkrechte Felswand, in der die Aplite ein fast regelmässiges Netz wagrechter und schräg nach NW fallender, bis 0,5 m mächtiger Gänge bilden. Das Nebengestein scheint hier durch Kontaktmetamorphose aus einem hornblendeführenden Eruptivgestein hervorgegangen zu sein. Hinter der Scheune des Hotel Victoria geht man an einem etwa 40 m mächtigen Aplitgang vorüber, dessen Gestein allerdings nicht von reiner aplitischer Zusammensetzung ist, sondern zahlreiche Relikte des Nebengesteins enthält. Vom ersten Tunnel der Bahnlinie weg folgen in unregelmässigem Wechsel mehr oder weniger schiefrige Hornfelse, unter denen sich auch fast massige Hornblendebiotithornfelse befinden. Sie fallen meist nach NW. Erst in weiterer Entfernung treten auch typische Pegmatitgänge mit riesenkörnigen, graubläulichen Feldspaten und roten Granaten auf. Während die Aplite gewönlich mit dem Nebengestein zäh verschweisst sind und parallele Salbänder aufweisen, setzen die Pegmatite gegen die Hornfelse scharf ab und bilden Gänge, die bald zu dicken Linsen anschwellen, bald zu dünnen Adern auskeilen. Indem sich die Schieferflächen der Schieferhornfelse der Oberfläche der Pegmatitlinsen anpassen, wird die Lagerung des Nebengesteins recht unregelmässig. Die Pegmatitgänge zeigen eine Mächtigkeit von 2 bis 10 m. Am Trient streichen die Gneise NO-SW und fallen mit 50° nach NW. Nordwestwärts ist das Streichen ONO-WSW oder sogar O-W, das Fallen steil nach Norden, zuweilen auch senkrecht, nur selten nach Süden.

Die Wirkungen des Stresses äussern sich in einer Klüftung des Gesteins, die gewöhnlich der Schieferung parallel läuft.

Auf dem Plan du Sourd längs der Trientschlucht trifft man die gleichen petrographischen und tektonischen Verhältnisse wie am Steilabfall gegen Vernayaz. Doch erkennt man hier deutlich linsen- und lagerförmige Einlagerungen von z. T. durch aplitische Injektion umgewandeltem quarzfreiem Diorit und Porphyrit.

300 m talabwärts von der Trientschlucht folgt auf das Grundgebirge ein buntes Konglomerat von 15 m Mächtigkeit mit tonnengrossen Geröllen. Der Gneis ist am Kontakt etwas zerruschelt. An der Bahnlinie verläuft die Kontaktlinie senkrecht, im allgemeinen fällt sie etwas nach SO. Die meisten Gerölle bestehen aus aplitisch-pegmatitischen Gesteinen und Glimmerschiefern und übertreffen an Grösse alle übrigen der Karbonmulde. Das Zement enthält keine Beimischungen von Kohle. Das grobe Konglomerat wird von einer 1,4 m mächtigen, massigen Bank von dunklem, glimmerführendem Karbonsandstein abgelöst. Sie ist zu beiden Seiten von einer 2 dm dicken, schiefrigsplittrigen Schicht von gleichem Material begleitet, streicht ONO-WSW und fällt mit 85° nach Süden. Nach einer weitern Konglomeratschicht von 3 m Mächtigkeit und kleinern Geröllen folgt noch eine dunkle, glimmerführende, 2 dm dicke Sandsteinbank in gleicher Stellung wie die erste, worauf die Konglomerate weitersetzen, aber bald in grobkörnigen, grauen Sandstein übergehen, der halbmeterdicke, senkrecht stehende Bänke bildet. Noch bevor man aber den zweiten Tunnel erreicht, treten in den Sandsteinen wieder Gerölle auf. Es entwickelt sich ein grünes Konglomerat, dessen Gerölle zu Linsen zerquetscht sind. Nicht selten sind sogar die Quarzgerölle zerdrückt. Die Schichten des grünen Konglomerates streichen ONO und fallen 50° bis 80° nach S. Sie stehen bis zur Strasse Vernayaz-Salvan an. Auf dem Wege nach dem Plan du Sourd durchquert die Bahnlinie die grünen Konglomerate nochmals. Da grenzen sie wieder an feinkörnigen dunklen Karbonsandstein, der in dicken Bänken NO-SW streicht und mit 80° nach NW fällt. Einzelne Bänke scheinen auf das Kristalline hinauf geschoben worden zu sein und fallen 45° nordwestlich. Hier beobachtet man, dass alle Aplitgänge im Grundgebirge am Kontakt mit dem Karbon scharf abgeschnitten und dass im Sediment keine Erscheinungen der Kontaktmetamorphose vorhanden sind.

Jenseits des Baches, der von Salvan herkommt und eine petrographische Grenze andeutet, stehen die von feinem Kohlenstaub dunkel pigmentierten Konglomerate, Sandsteine und Schiefer an. Diese wechsellagern ohne jede Regelmässigkeit mit einander, ja selbst innerhalb derselben Schicht in der Richtung von Streichen und Fallen. Es scheint, dass die Karbonsedimente ohne regelmässige Schichtung abgelagert worden sind, ähnlich wie die diluvialen, fluvioglazialen Kiese und Sande, und dass die Fugen, die die Bänke trennen und ohne Unterschied Konglomerate wie Schiefer

durchsetzen, nicht Schichtfugen, sondern Erzeugnisse der faltenden Kräfte sind. An Stellen, wo sich die Druckrichtung im Laufe der Faltung veränderte, sehen wir die Schiefer von mehreren meist unregelmässigen Kluftsystemen durchsetzt. Da sind die Pflanzenabdrücke bis zur Unkenntlichkeit verzerrt, und es lässt sich daraus schliessen, dass selbst die feinsten Klüfte Schubflächen darstellen.

Die Schichten der dunklen Karbonfazies streichen immer NO-SW, das Fallen ist wechselnd, am Fusse des Abhanges bei der Strasse 70° südöstlich, hoch oben im Wald 80° nordwestlich. Der nordwestliche Muldenschenkel fällt immer südöstlich ein, mit 50° bis 80°.

Der Kontakt mit dem Grundgebirge beginnt wenige hundert Meter talwärts von der Strasse und lässt sich schräg über den Abhang hinauf bis in den Sattel zwischen dem Tête du Daley und dem Sex des Granges verfolgen. Er ist nicht überall aufgeschlossen ; doch ergibt sich aus der Beobachtung der allgemeinen Lage eine Diskordanz. In der Runse südlich des Tête du Daley bemerkte ich auf dem Kristallinen in unmittelbarer Nähe überlagernder Bänke von Glimmersandstein eine etwas verwitterte Reibungsbrekzie. Die Sandsteinbänke haben sich hier in ihrer Lagerung der Unebenheit des Grundgebirges angepasst. Sie streichen SO-NW und fallen 10° bis 20° nordöstlich. Am Gipfel des Tête du Daley steht nur an der Südostflanke Karbon an, der übrige Teil ist kristallin. Da aber das Gestein überall sehr verwittert ist und sich Karbon und Kristallines nur schwer unterscheiden lassen, so hat Renevier (11) den ganzen Felskopf für Karbon gehalten.

Ueber den Gesteinscharakter des Grundgebirges bis zum Pissevache erhält man am besten auf einem Gange am Fusse der nun folgenden Felswände Aufschluss. Man findet zunächst Muskowit- und Biotitschieferhornfelse, die da, wo sie durch den Gebirgsdruck sehr gepresst worden sind, den Charakter graugrünlicher Chloritserzitschiefer haben. Sie sind von muskowitführenden Aplit- und Quarzgängen und Linsen durchsetzt. Ihre verworrene schiefrige Textur muss in erster Linie der Injektion durch ein pegmatitisches Magma zugeschrieben werden.

An der mächtigen Pyramide des Tête du Daley, die zum grossen Teil aus beinahe massigen, feinkörnigen oder dichten, braunen oder grauen Biotithornfelsen besteht, vermisst man die sonst überall auftretenden Aplitgänge. Das Streichen schwankt zwischen NNO-SSW und NO-SW, das Fallen ist steil südöstlich.

Aehnliche Schieferhornfelse, wie wir sie südöstlich vom Tête du Daley gefunden, stehen etwa in einer Mächtigkeit von 100 m auch noch nordwestlich vom Pissevache an. In vorzüglichster Ausbildung trifft man sie oben beim Elektrizitätswerk. Hier streichen sie NO-SW oder NNO-SSW und fallen 70° nordwestlich. Im Tunnel, der von Miéville zum Werke hinaufführt, geht das Nordwestfallen allmählich in ein Südostfallen über. Zugleich wird das Gestein durch zahlreiche Klüfte in der Ebene des Streichens und Fallens in dünne Platten und linsenförmige Splitter zerlegt. Diese sind öfters mit einem Graphitbelag bedeckt. Unterhalb des Tunnels, in geringer Entfernung vom Kontakt mit dem nun folgenden Granitmylonit hat sich in einer schmalen Zone sogar eine eigentliche Breccie, ein Mylonit gebildet. Abgerollte und eckige Trümmer liegen in einem schmutzig grauen, feinkörnigen Gereibsel eingebettet. Am untern Ende des Aufzuges ist die Fläche des Streichens und Fallens des verwitterten, schmutzigbraunen Gesteins wellenförmig und erhält durch einen Belag von Serizit, Muskowit und ausgebleichtem Biotit einen fettigen Glanz. Die Schieferhornfelse vom Elektrizitätswerk lassen sich bis in den Sattel zwischen Tête du Daley und Sex des Granges verfolgen, wo sie unter Schutt und Vegetation verschwinden.

Nordwestlich von ihnen erheben sich in mehreren Stufen glatte, glänzende Felswände zum Têti hinan. Sie bestehen aus schiefrigen Myloniten des Granits der Aiguilles-Rouges, dessen mächtiger Gang wohl nirgends schöner aufgeschlossen ist als am Abhang vom Sex des Granges zum Rhonetal.

Hier kann er in drei Höhenlagen in seiner ganzen Mächtigkeit durchquert und fast Schritt für Schritt beobachtet werden. Auf der obersten Stufe führt ein bequemer Weg von Les Granges in einer Höhe von 1300 m durch schattigen Tannenwald nach Van. Da treffen wir den Granit, welchen GERLACH in «Das südwestliche Wallis» (7) folgendermassen beschreibt:

« Zunächst trifft man steil aufgerichtete, graue Felsittafeln, und diese gehen in einen klein- und mittelkörnigen, hellgrauen Granit über, der in mächtiger Entwicklung vom Kreuze der Felsecke (1284) bis Van ansteht. Der meist kleinkörnige Granit ist ein deutliches Gemenge von hellgrauem Feldspat, glasigem Quarz und kleinen schwarzen Glimmerblättchen und enthält oft grössere, hell- bis bräunlichgraue Feldspateinsprenglinge porphyrartig ausgeschieden. Mit dem massigen, stark zerklüfteten Gestein kommt auch etwas grob-

körniger Gneisgranit vor, welcher dem des Montblanc sehr ähnlich sieht. Das ganze Granitvorkommen tritt lagerartig im Gneise auf und ist bei 800 m mächtig. »

Bei scharfer Beobachtung entdeckt man aber, dass das feine Korn des Granits fast überall auf einer Zertrümmerung durch Gebirgsbewegungen beruht, dass die Biotite meist zu hellglänzenden Schüppchen zerdrückt oder chloritisiert sind, dass das Gestein selten massig, meist aber schiefrig bricht und dass die Zertrümmerung und Schieferung nach der Südgrenze hin zunimmt, wo statt des Granits ein dichtes, schiefriges, graugrünes Gestein vorliegt, dessen Charakter im vereinzelten Handstück nicht zu erkennen ist und das von GERLACH Felsit genannt wird. Diese zertrümmerte, schiefrige Fazies des Granits ist für sich mehrere hundert Meter mächtig. Der ganze Gang dürfte hier danach eine Mächtigkeit von über 1 km haben.

Ein zweiter Weg führt von Les Granges durch die Gorges du Daley in einer Höhe von ungefähr 1000 m ebenfalls nach Van. Auch hier beginnt der Granit mit derselben zerruschelten Ausbildung, die allerdings schon nach etwas mehr als 100 m in erkennbaren Granit übergeht. Gleich unter dem Häuschen, in dem man den Eintritt in die Schlucht bezahlt, steht ein kleiner Felskopf von schwarzbraunem, dichtem Glimmerhornfels hervor. Er steckt in einem feinkörnigen, graublauen Granit mit verhältnismässig viel und dunklem Biotit. Schreitet man in der Richtung der Schieferung des Gesteins weiter, über den Bach hinüber nach der Südostseite des Têti, so wird allerdings die Gesteinsfarbe heller, der Glimmerreichtum nimmt etwas ab, aber auf Schritt und Tritt begegnet man kleinern und grössern glimmerreichen Putzen und Resten resorbierter Schollen. Verfolgt man dagegen den Weg hinauf durch die Schlucht nach Van, so bemerkt man zunächst glimmerarme, quarzreiche, helle Partien im Granit, deren Entstehung auf nachträgliche aplitische Injektion zurückzuführen ist. Der Granit beim Brücklein fällt auf durch gröberes Korn, deutliche Pressung und leicht bemerkbare dunkelgrüne, linsenförmige Pinitkörner. Jenseits des Baches nimmt der Pinitgehalt gleich wieder ab, so dass er leicht übersehen werden kann. Dafür stellen sich mancherorts, z. B. auch auf dem Fusswege, lange, der Schieferung parallelgestellte Züge grosser Feldspateinsprenglinge ein. Diese können unmöglich nachträglich durch Stress in diese Lage gebracht worden sein. Ihre gute Ausbildung zwingt zur Annahme, dass entweder das granitische Magma zur Zeit ihrer Bildung einem seit-

lichen Drucke ausgesetzt war oder dass die Assimilation von Teilen des Schiefermantels im Granit stellenweise eine primäre Parallelstruktur bedingte. 70 m hierseits der nördlichen Grenze des Ganges wird die Gesteinsfarbe wieder in auffälliger Weise heller. Die Korngrösse nimmt ab, die Biotite werden immer spärlicher, und am Salband unterscheidet sich das Gestein nicht mehr von den Apliten, die in der Nähe die Hornfelse in zahlreichen Gängen durchdringen. Es liegt also hier eine lokale aplitische Randfazies vor. Diese findet gegen Nordosten hin ihre Fortsetzung in den Aplitgängen, die die Hornfelse von La Balmaz parallel dem Streichen durchsetzen und teilweise auch noch in den Granit eindringen, z. B. in den Andalusitgranit oberhalb Miéville.

Der dritte Weg, am Fusse des Abhanges im Rhoneta bei Miéville in einer Meereshöhe von 450 bis 500 m liegt dem Ende des Ganges wesentlich näher. Die Mächtigkeit des Granites beträgt nur noch etwa 200 m. Von Südosten kommend begegnet man ihm zuerst an der fast senkrechten, glatten Felswand am Fusse des Têti. Da erscheint er als ein ausgewalztes, graugrünliches, dichtes, schiefriges Gestein, dessen Hauptbruchflächen NO streichen und steil SO fallen, das aber stellenweise eine schmutzigbraune Farbe annimmt. Diese braunen Mylonite dürften aus einer glimmerreichen Granitart mit vielen Hornfelseinschlüssen entstanden sein, wie sie im Kastanienwäldchen hinter Miéville ansteht.

Sobald wir nämlich die Zone der stärksten Auswalzung überschritten haben, treffen wir, in immerhin noch starkgepresstem Granit, fast dichte Hornfelseinschlüsse. Das glimmerreiche Gestein zeigt hier dieselbe schmutzigschwarzbraune Farbe, wie sie einzelnen Teilen in der Zone der stärksten Zertrümmerung eigen ist, was die oben geäusserte Vermutung begründet.

Wenn auch die Hornfels- und Schiefereinschlüsse an Zahl und Grösse gegen den Steinbruch oberhalb des Kastanienwäldchens hinter dem Dorfe bald abnehmen und schliesslich verschwinden, so macht sich doch noch eine grössere Strecke weit die schmutzige Farbe und der Reichtum an Biotit im Granit bemerkbar. Im fernern treten wieder vereinzelt oder scharenweise bis 7 cm lange und 2 cm dicke Feldspateinsprenglinge auf, die auch meist der Schieferung annähernd parallel gerichtet sind, und die Hornfelseinschlüsse erscheinen durch rundliche, glimmerreiche Putzen ersetzt, die im südlichen Teile des Steinbruches gut anstehend zu beobachten sind. Dann wechselt der Gesteinscharakter nochmals. Die

grossen Einsprenglinge und die basischen Putzen verschwinden. Der Granit wird grobkörnig. Es treten in ihm zahlreiche Körner, ja selbst kleine Knauer von Pinit auf. Die durch Gebirgsdruck bewirkte Paralleltextur jedoch bleibt. Am Felskopf oberhalb des Steinbruches durchsetzt ein 4 dm mächtiger, pinitführender Aplitgang den Granit, was deshalb bemerkenswert ist, weil der Granit in der Nähe des Aplites von heller Farbe, glimmerarm, feinkörnig, von beinahe massiger Textur ist und Andalusit führt.

Der nordwestliche Kontakt befindet sich am Fusse der Fluh oberhalb der Rebberge von Miéville. Der in der Nähe des Nebengesteins wieder etwas stärker gepresste Granit ist feinkörnig und bricht beinahe splittrig. Sein graubläulicher Feldspat verleiht als vorherrschender Hauptgemengteil dem Gestein dieselbe Farbe. In den braunen Biotithornfelsen und injizierten Schiefern in der Schlucht oberhalb Miéville treten noch eine Anzahl wenig mächtiger Granitgänge parallel dem Hauptgang auf. Ihr Gestein zeichnet sich namentlich an den Salbändern durch feines Korn und bläuliche Farbe aus. In den kleinsten Gängen gehen die Ganggranite von massigem Aussehen in glimmerfreie, feldspatreiche, durch kleine Pinitkörner dunkel punktierte, graublaue, feinkörnige Aplite über, die auch an der Felsecke bei La Balmaz anstehen.

Obschon die Zertrümmerung des Granits gegen Nordwesten abnimmt, trifft man doch selbst noch in den Ganggraniten vollständig zerruschelte Partien. Dass auch die Aplite unter der Gebirgsbewegung litten, zeigen die zu Linsen zerdrückten Pinite und zerrissenen Hornfelseinschlüsse in ihnen.

Die Fläche der besten Spaltfähigkeit geht dem Streichen und Fallen der Mylonitschiefer ungefähr parallel, was beweist, dass die Parallelstruktur des Granits zur Hauptsache eine Folge des Gebirgsdruckes ist.

Die Absonderung in dicke Platten ist meist durch unregelmässige Zerklüftung unkenntlich gemacht.

Bei Van nun tritt in braunen Biotithornfelsen und injizierten Schiefern in kleinern und grössern Abständen parallel dem Hauptgang des Granites eine Schar von 1 bis 30 m mächtigen Gängen und Linsen von feinkörnigem Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr und Aplit auf und zwar in der Reihenfolge, dass die Granitgänge dem Hauptgang am nächsten liegen, die Quarzporphyre von diesem am weitesten entfernt sind. Während diese Gänge bei Van steil südöstlich einfallen, neigen sich diejenigen oberhalb Miéville und La Balmaz, die ihre Fortsetzung bilden, nordwestwärts. Das

liegt darin begründet, dass sich die Nebengänge bei Miéville dem keilförmigen Ende des Hauptganges parallel stellen. Scharf abgegrenzte Aplitgänge treten nordwestlich von Van d'en bas selten mehr auf. Dagegen wechseln Zonen dichter Hornfelse mit Zonen stark injizierter Schiefer, die zuweilen wundervoll gefältelt sind, so

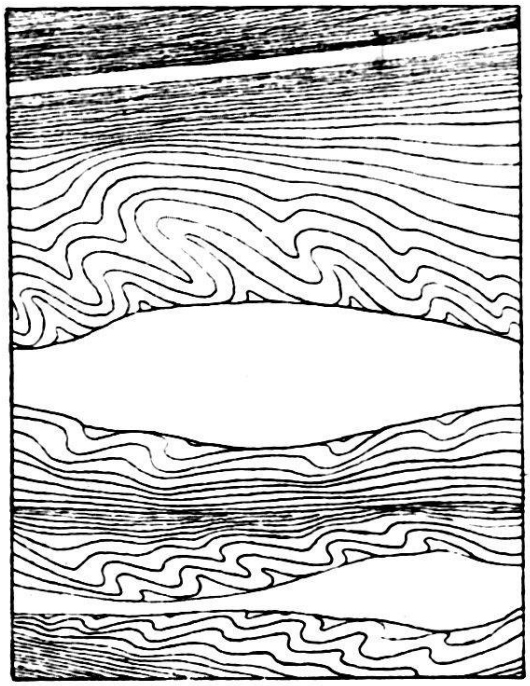


Fig. 1. — Gefältelter injizierter Schiefer an einem Aplitgang.

z. B. zwischen Van 'd'en haut und Van d'en bas, in der Schlucht ob Miéville, im Cône du Chable (Fig. 1) und an einer senkrechten Felswand ob der Strasse bei La Balmaz (Fig. 2).

Nicht selten geht dann die Mitte einer stark injizierten Zone in massigen Aplit mit richtungslosen Relikten des Hornfelses über. Welcher Art die Injektionen sind, sieht man am besten an der genannten Felswand bei La Balmaz, wo in den stärkst injizierten Schiefern Gänge und Linsen von turmalin führenden Pegmatiten erscheinen. Die Länge der Falten in den Hornfelsen und injizierten Schiefern

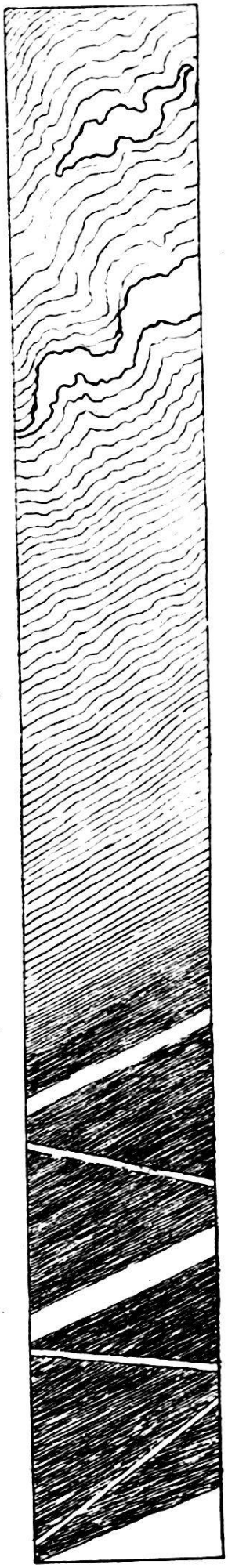


Fig. 2. — Von Aplitgängen durchsetzter Hornfels übergehend in injizierten Schiefer La Balmaz.

schwankt zwischen wenigen Millimetern und einigen Metern. Dass die Faltung bruchlos ist, bemerkt man unter dem Mikroskop und dass sie sich während der Injektion vollzogen hat, zeigen uns diejenigen Stellen, wo gefalteter injizierter Schiefer allmälig in ungefalteten Hornfels übergeht (Fig. 1).

Gegen den Riegel hin, der die Alpweiden von Van und Salanfe trennt, hört der ausgeprägte Wechsel der braunen Biotithornfelse mit den stark injizierten Schiefern auf. Die Injektion nimmt ab und wird für alle Teile der Gesteinsmasse beinahe gleichmässig. Nur schmale, weisse aplitische Adern durchziehen da und dort parallel der Schieferung die feinkörnigen Schieferhornfelse.

In der Mitte und auf der Höhe des Riegels ist die Injektion etwas kräftiger und führt zur Bildung injizierter Schiefer mit dünnen Pegmatitlinsen oder zu feldspatreichen, glimmerarmen, aplitischen Stellen ohne scharfe Abgrenzung gegenüber dem Nebengestein. Die injizierten Schiefer zeigen hier in Mineralbestand und Struktur grosse Verwandschaft mit den Schieferhornfelsen beim Elektrizitätswerk, während die Gesteine am Fusse des Riegels den dichten Hornfelsen am Pissevache ähnlich sind.

Ihre Schieferflächen streichen NNO und fallen OSO. An der Salanfe sind sie in drei Richtungen zerklüftet, parallel der Schieferung, wagrecht und in der Richtung O-W mit 70° Südfallen. Dadurch werden im Flussbett natürliche Stufen gebildet, über die die Salanfe schäumend niederstürzt.

Die Riegelgesteine zeichnen sich stellenweise durch den Besitz zahlreicher, kleiner, linsenförmiger Feldspataugen aus, wodurch sie das Aussehen schiefriger Porphyre erhalten. Dieses Merkmal bewahren sie in ihrer Ausdehnung nach Süden und Norden.

Der Saumpfad, dem wir von Van her folgten, führt oberhalb des Riegels dem rechten Ufer der Salanfe entlang durch ein schluchtartiges Tal nach dem Talboden von Salanfe. Auf diesem Wege geht man an mehr oder weniger mittelkörnigen Biotitschieferhornfelsen vorüber, die streichen und fallen wie die Gesteine am Riegel. Halbwegs kreuzt ein 20 m mächtiger, den Hornfelsen gleichgelagerter Porphyrgang Pfad und Fluss und tritt auf dem steilen Abhang des linken Ufers als breites Band hervor.

Einen gründlicheren Einblick in den Aufbau des Grundgebirges westlich des Riegels erlangen wir aber auf einigen Kreuz- und Quergängen am Nordabhang des Petit Perron und des Luisin. Einer einfachen Darstellung zuliebe sollen die gemachten Beobachtungen auf ein Profil bezogen werden,

das vom Sattel zwischen dem Luisin und dem Petit Perron, genannt La Goletta, quer zum Streichen der Gneisse in nordwestlicher Richtung auf die Weide hinunterführt.

Auf La Goletta wie auf dem Petit Perron finden wir den feinkörnigen, injizierten Schieferhornfels mit Feldspataugen, wie er am Riegel vorkommt. Wie hier, so gibt es aber in der Felsmasse des Petit Perron noch linsenförmige, rote, aplitische Einlagerungen, in deren Umgebung die Schieferhornfelse selbst rötlich gefärbt sind. Die massigen feinkörnigen Aplite, die oft schon grössere, einsprenglingsartige Feldspatkörner einschliessen, werden stellenweise durch grobkörnige, löcherige Aggregate von tiefrotem Feldspat ersetzt. Die Hohlräume sind indessen nicht primärer Natur, sondern die Spuren der ausgelaugten, vom pegmatitischen Magma resorbierten basischen Bestandteile des Nebengesteins.

Die turmalin- und granatführenden Aplite gehen randlich nur allmälig in feinkörnige, rötliche, injizierte Schiefer und Hornfelse über, die je nach dem Verhältnis der salischen zu den basischen Bestandteilen entweder blassrötlichen, parallelstruierten, glimmerführenden Apliten ähnlich sind, oder schmutzigbraunrote, unfrische, dichte Gesteine darstellen. Unter den mittleren Abarten befinden sich auch solche mit einsprenglingsartigen, linsenförmigen, tiefroten Feldspataugen.

Das Auftreten der roten Feldspataggregate und -Augen macht uns klar, dass die Rotfärbung der Gneise am Nordabhang des Petit Perron auf Injektion beruht. Aus der mikroskopischen Untersuchung geht dann hervor, dass der Träger des roten Pigments, das aus feinzerteiltem Hämatit besteht, der Feldspat, in erster Linie der Kalifeldspat ist.

Einige hundert Meter unterhalb der Passhöhe folgen auf die feinkörnigen nun mittelkörnige Schieferhornfelse, die wie jene streichen und sowohl auf dem Westgrat des Luisin als an der Salanfe zu treffen sind. Diese im frischen Zustande schönen Gesteine besitzen bald vollkommene Schieferung, bald nur unvollkommene Paralleltextur, wenn sich die Haufwerke des Glimmers um kleinere und grössere Quarz- und Feldspatkörner herum winden müssen. Da stellen sich oft 2 cm lange, beinahe idiomorphe Feldspatzwillinge senkrecht zur Schieferung und anderwärts treten Quarzlinsen und Knauer von 10 m Länge und mehr als 1 m Dicke auf.

Im weitern Verlaufe des Profils erfahren die Schieferhornfelse noch bedeutendere Veränderungen durch das Auftreten von Porphyren, als wir von den Apliten beschrieben haben.

Zuerst trifft man auf eine etwa 50 m lange und 5 m mächtige Porphyrlinse mit hellem Rand und rotem Kern, und erst genau nördlich vom Gipfel des Luisin stösst man auf einen 20 m mächtigen Porphyrgang mit heller, dichter Randfazies und granitporphyrischer, roter Gangmitte. Verfolgt man aber den Gang in beiden Richtungen seines Streichens, so findet man jenseits der nächsten verschneiten Runsen statt Porphyr, rötliche, aplitisch injizierte Schieferhornfelse, deren Verwitterungsoberfläche mit grössern hervorstehenden Quarzkörnern einen gepressten Quarzporphyr vortäuscht. Das durch Gebirgsdruck etwas gequetschte Gestein ist fein- bis mittelkörnig. Sein unebener Hauptbruch erhält durch den hellen Quarz, den roten Feldspat und den schmutzigbraunen oder chloritisierten Glimmer ein buntes Aussehen. Frisch ist dieses Gestein nur in seinen sauersten Abarten. Wo glimmerreiche Hornfelse vorwiegend durch Feldspat injiziert worden sind, ist ein oberflächlich vollständig vermodertes, schmutzig dunkelbraunes Gestein entstanden, das infolge nachträglicher innerer Zertrümmerung unregelmässig bricht.

Es ist als eine bezeichnende Erscheinung hervorzuheben, dass die Schieferhornfelse an den auskeilenden Enden der Porphyrgänge aplitisch injiziert und rot verfärbt worden sind, während sich zu beiden Seiten der Gänge eine Injektion nur durch eine schwache rote Verfärbung der Feldspäte kundgibt. Es lässt sich daraus ohne weiteres der Schluss ziehen, dass die Injektion in viel kräftigerem und ausgedehnterem Masse mit dem Streichen der Schieferung als senkrecht darauf erfolgt.

Obschon nun in unserem Falle die Rotfärbung als ein Beweis der Injektion gelten kann, so ist damit nicht gesagt, dass die Injektion nur soweit reicht wie die Rotfärbung. Das ergibt sich aus den Spaltungserscheinungen in den Porphyrgängen, wo das Pigment als basischer Bestandteil des Magmas sich meist in der Gangmitte konzentriert hat und nur in geringer Menge in den Randteilen auftritt. Von da konnte es nur zu einem nicht nennenswerten Teil ins Nebengestein abwandern. Aehnlich verhält es sich in den roten Apliten. Da trifft man das Pigment wohl noch in den Feldspäten, aber es ist nicht mit dem sauersten Spaltungsprodukt des Aplits, dem Quarz weiter in die Hornfelse eingedrungen, und darum sind in diesen auch alle Quarzlinsen frei von färbenden Einschlüssen. Aus diesen Gründen dürfen wir Schieferhornfelse, die weit von Porphyren und Apliten entfernt sind, noch als injiziert betrachten.

Die nächste aplitischinjizierte Zone roter Schieferhornfelse geht gegen NO in einen 10 m mächtigen Porphyrgang über. Es ist der gleiche Gang, der die Salanfe durchquert und sich auf der linken Seite des Flusses über die Gletscherschliffe von Séyère bis unter den Col du Jorat verfolgen lässt. Er streicht wie übrigens alle andern parallel den Schieferhornfelsen NO-SW oder NNO-SSW und fällt steil südöstlich. In ihm ist der strukturelle Unterschied zwischen Salband und Gangmitte besonders ausgeprägt, am Salband tritt ein weisser oder grünlicher, selten roter Hornsteinporphyr mit wenig und kleinen Einsprenglingen auf, gegen die Gangmitte hin lässt sich ein Zunehmen der Zahl und Grösse der Einsprenglinge und ein Körnigwerden der Grundmasse bis zur Ausbildung eines grobkörnigen Granitporphyrs mit tiefroter Farbe wahrnehmen. Der Schieferhornfels ist unmittelbar am Salband in ein graugrünliches, beinahe dichtes, zähes, unregelmässig brechendes Gestein verwandelt. Die Begrenzungsflächen des Ganges sind eben. Nur selten springt eine Scholle des Nebengesteins gegen das Innere vor. Der Gang kann nicht durch Aufschmelzung entstanden sein. Das porphyrische Magma ist in eine Spalte eingedrungen, die sich zur Zeit gebirgsbildender Vorgänge geöffnet hat. Parallelstruktur verrät nur das Salband.

Dem Profil weiter folgend trifft man auf eine Gesteinszone, die durch zahlreiche, linsenförmige Einschlüsse von kristallinem Kalk, durch granatführende, injizierte Schieferhornfelse und durch graugelbe, dichte, schmale Bänder graugrünlicher Kontaktbildungen gegenüber dem Biotithornfels gekennzeichnet ist. An das Vorkommen des Kalkes sind Erzkonzentrationen gebunden, die zum bergmännischen Abbau geführt haben. Diese Zone mit der Erzlagerstätte ist so interessant, dass sie verdient, für sich behandelt zu werden.

Den Rest des Profils nehmen wieder rote Gneise ein, die z. T. westwärts fallen. A. Favre (6) hat sie Protogine rose genannt. Da der Name « Protogine » heute aber nur noch gewissen Eruptivgesteinen beigelegt wird, so geht es nicht mehr an, die roten Mischgesteine am Nordabhang des Luisin so zu nennen.

Das kristalline Grundgebirge ist vom Bergwerk weg talwärts und gegen den Col d'Emaney hin von triasischen Resten des ehemaligen Sedimentmantels, d. h. von einer mehr als 1 m mächtigen Sandsteinbank (Arkose), von einer 2 bis 3 m dicken Lage von Schistes violacés, schwarzen, grauen, grünlichen oder rötlichen tonigen Schiefern, und löcheriger

Rauhwacke, die Punkt 2174 bildet, diskordant überlagert. Diese Sedimentschichten streichen NO und fallen mit 30° gegen NW unter den aluvialen Gletscherschutt von Salanfe. Gegen den Col du Jorat hin tauchen sie in gleicher Lagerung wieder auf.

Die Arkose ist wie auf dem Untergrunde aufgebacken. Ihr unterster Teil ist löcherig verwittert und enthält Brocken des einstigen Verwitterungsschuttes der kristallinen Unterlage. Im übrigen besteht sie aus einem festen, grauen, mittelkörnigen, klastischen Aggregat von abgerundeten Quarz- und Feldspatkörnern, die durch ein feinschuppiges Zement fest miteinander verkittet sind.

Die Arkose und die Schistes violacés bedecken auf dem Westgrat des Luisin das Grundgebirge selbst noch in einer Höhe von 2500 m.

II. Petrographischer Teil.

A. Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges.

1. *Der Granit.*

Die mannigfaltige Beschaffenheit des Granits von Van und Miéville beruht auf konstitutionellen und primär- und sekundärstrukturellen Verschiedenheiten. Die stofflichen Unterschiede ergeben sich allerdings weniger aus einem wechselnden Mineralbestand als aus einem Wechsel der Menge des Glimmers, des Plagioklases, des Kalifeldspats und des Quarzes. Hiebei zeigen der Biotit und der Kalknatronfeldspat schwankende Eigenschaften. Der Biotit ändert seine Farbe vom Tiefbraun zum Hellbraun oder Grün. Der Plagioklas zeigt ein wechselndes Verhältnis von Kalk zu Natron, und der Kalifeldspat entwickelt stellenweise mehrere zentimeterlange Karlsbaderzwillinge.

Der Mineralbestand erhält ferner durch das Auftreten charakteristischer Nebengemengteile wie Kordierit, Andalusit und Turmalin ein besonderes Gepräge.

Soweit die ursprüngliche Struktur nicht zerstört worden ist, erkennt man neben dem granitischen Gefüge in der aplitischen Randfazies oder da, wo der Granit nachträglich von Aplit injiziert worden ist, auch aplitische Struktur. Im Granit der kleinen Gänge dagegen erscheinen Anklänge an Porphyrstruktur.

Die auffälligsten Abweichungen vom Normalgranit erzeugten die gebirgsbildenden Kräfte, die die ursprüngliche Struktur des Granits beinahe überall mehr oder weniger zertrümmerten.

Um einer Beschreibung aller Granitarten gerecht zu werden, erscheint es angezeigt, jede einzeln zu behandeln.

Die Einteilung in verschiedene Arten kann hier aber nicht im Sinne einer gründlichen Systematik, nach konstitutionellen oder strukturellen Eigenschaften erfolgen, sondern einzig nach dem Gesichtspunkt einer übersichtlichen Behandlung, für welche die am meisten in die Augen springenden Merkmale in Betracht kommen. Pinit führt z. B. der Granit fast ausnahmslos überall. Als Pinitgranit scheiden wir hier aber jene Granitart aus, die sich allein durch Pinitgehalt vom Normalgranit unterscheidet und bei der alle Merkmale zurücktreten, die für die andern Arten charakteristisch sind.

Deshalb beschreiben wir nacheinander :

a) Pinitgranit,
b) Andalusitgranit,
c) Granit der aplitischen Randfazies,
d) Granit mit Scholleneinschlüssen,
e) Mylonit,
f) Granit der kleinen Gänge.

Um Wiederholungen zu vermeiden, senden wir die Beschreibung der Gemengteile voraus.

Die Gemengteile des Granites.

Hauptgemengteile :

Kalifeldspat, Kalknatronfeldspat, Quarz, Biotit.

Nebengemengteile :

Zirkon, Xenotim, Apatit, Magnetit, Ilmenit.
Kordierit (Pinit), Andalusit, Sillimanit, Turmalin.
Chlorit, Muskowit, Serizit, Titanit, Rutil, Pyrit, Calcit.

Der **Kalifeldspat** kommt als Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit vor. Gegenüber dem Plagioklas ist er leicht an seiner niedrigen Lichtbrechung zu erkennen. Unter sich aber sind seine verschiedenen Formen schwer zu unterscheiden, da die oben erwähnte Zertrümmerung des Gefüges auch ihn so stark beeinflusst hat, dass genaue optische Bestimmungen in vielen Fällen nicht mehr möglich sind. Die äussere Umgrenzung weist keine kristallographischen Flächen auf. Die Spaltbarkeit, auch

die nach 001, ist meist verschwunden. Zwillingsverwachsungen nach dem Karlsbadergesetz sind zahlreich.

Der Orthoklas zeichnet sich durch homogene Auslöschung aus, die an den Spaltrissen noch gemessen werden kann. Er ist aber ebenso spärlich wie der Mikroklin, der unter den Abscherungsprodukten mit unveränderter Gitterlamellierung auftaucht.

Gewöhnlich sind Orthoklas und Mikroklin durch Kataklase in Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit verwandelt. Diese Perthite sind aber nicht gesetzmässige parallele Durchwachsungen von Orthoklas und Plagioklas, die sich bei gleichzeitiger Ausscheidung beider Feldspatarten aus dem Magma entwickeln. Hier handelt es sich um Durchwachsungen von zufälligen, oft recht seltsamen Formen.

Durch die lange nach der vollständigen Verfestigung des Granits eintretenden Gebirgsbewegungen wurde die bei der Kristallisation des Magmas geschaffene Lage der Gemengteile verändert. Weitaus der grösste Teil der Mineralien mit Hauptzone musste sich den neuen Druckverhältnissen anpassen. Das gelang aber den meisten Gemengteilen wegen ihrer geringen Elastizität und wegen des verzahnten Gefüges nicht, ohne dass sie äusserlich und innerlich deformiert wurden. Der Grad der Veränderung richtet sich aber nicht nur nach der Stärke des einseitigen Druckes, sondern auch nach der Stellung, unter der ein Mineral von demselben betroffen wird, und nach der Elastizität des nächstliegenden Minerals.

Der Kalifeldspat findet sich gewöhnlich in unregelmässig begrenzten Fragmenten, die zum Teil zerstreut im Schliffe liegen oder nur durch enge Spalten getrennt sind und dann durch parallele optische Orientierung ihrer Zusammengehörigkeit verraten. Laterale Verschiebungen zusammengehöriger Bruchstücke von Karlsbadern sind an der gebrochenen Zwillingsnaht zu erkennen. Nun treten aber innerhalb der meisten Kalifeldspäte und ihrer Fragmente feine, mehr oder weniger gerade Risse in grösserer Zahl und paralleler Stellung auf, die gewöhnlich auskeilen, bevor sie den Rand erreicht haben. Sie sind mit Albit ausgeheilt, der in allen Rissen desselben Wirts optisch gleich orientiert ist. Es wurde nun untersucht, ob die mit Albit ausgeheilten, unter dem Namen Spindeln bekannten Risse in den Kalifeldspäten einer kristallographischen Richtung parallel seien; jedoch ohne positives Resultat. Nach eingehender Beobachtung entdeckte man Spindeln, die in einem Teile des Wirts einfach waren, an einer andern Stelle sich gabelten oder abbogen. Oft traf man zwei gleiche, sich

unter spitzen Winkeln schneidende Systeme von Spindeln. In einem Korn geht ein solches Netz von Spindeln vom Rande aus, wo der Feldspat ein Quarzkorn berührt. In der Nähe des Randes sind die Spindeln breit, scharf und eng geschart, gegen das Innere des Kornes werden sie feiner und folgen einander in grössern Abständen. Recht häufig stehen feine, enggescharte, zu besenförmigen Büscheln vereinigte Spindeln senkrecht auf der Umgrenzungslinie, wo diese Quarz berührt. Sind die Risse von der Schliffebene schief geschnitten, so erscheinen sie breit und bekommen eine unscharfe Grenze. Wo die Schliffebene in der Ebene eines Risses liegt, bemerkt man natürlich keine Risse mehr; das betreffende Korn zeigt aber zwischen gekreuzten Nicols eine fleckige Auslöschung, die verschwommener Gitterstruktur des Mikroklins sehr ähnlich sieht. Ihre Unterscheidung gelingt aber in manchen Fällen noch sicher durch die Beobachtung der Lichtbrechung solcher Partien. Der niedrigste Grad der mechanischen Beeinflussung äussert sich in undulöser Auslöschung, die ihre Ursache in einer schwachen Biegung des Kristalls haben mag. Wo Quarz seitlich in Orthoklas eingreift, rotiert in diesem die Auslöschung um den Quarz als Zentrum.

In gestörten Partien ist die Spaltbarkeit verschwunden. Teile, die direkt an Bruchspalten grenzen, zeigen oft noch Spaltrisse und homogene Auslöschung, während die inneren Teile des Kornes undulös löschen und keine Spaltrisse aufweisen. Ebenso trifft man zwischen regelmässigen, scharfen Spindeln homogene Auslöschung, was darauf deutet, dass durch Spindel- und Spaltenbildung submikroskopische Zertrümmerung verhütet wurde. Einzelne Feldspäte sind an Stellen undulöser Auslöschung durch staubfeine Partikel getrübt. Drucklinien werden oft durch feinste Schüppchen und Körnchen mit hohen Interferenzfarben angedeutet. Es lässt sich nicht von der Hand weisen, dass diese beiden Erscheinungen wie die Spindelbildung mit der Kataklase in ursächlichem Zusammenhang stehen.

Zum Schluss sei noch bemerkt, dass es unter den Trümmern der Kalifeldspäte auch echte Perthite mit Albitlamellen gibt.

Trotzdem der **Plagioklas** von der Kataklase nicht verschont worden ist, zeigt er doch in der Regel eine bessere Ausbildung als der Kalifeldspat. Rhombische Schnitte und Schnitte mit den Flächen 001, 101, 010, 110 sind nicht selten. Die Zertrümmerung durch die gebirgsbildenden Kräfte beschränkt sich meist auf eine Zerstückelung in wenige Fragmente; die in-

nere Struktur bleibt unverändert. Die Spaltbarkeit ist indessen nur ausnahmsweise bemerkbar, weshalb die Fouquet'sche Bestimmungsmethode hier keine vollständige Verwendung finden konnte. Die Bestimmung der maximalen symmetrischen Auslöschung der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, die sehr zahlreich und fein sind, schwankte in den verschiedenen Granitarten zwischen 8° und 14°. Die Lichtbrechungsmethode von Becke ergab entsprechende Werte: $\omega > \gamma, \beta, \alpha$. Nur in wenigen Arten war $\omega = \gamma$. Danach gehören sämtliche Plagioklase der Gruppe der Albit-Oligoklase an, bald näher dem Albit, bald näher dem Oligoklas stehend. Neben der Verzwillingung nach dem Albitgesetz kommt auch diejenige nach dem Periklingesetz vor. Zonarstruktur ist selten. Der Kern der zonaren Feldspäte ist immer mit serizitähnlichen Mikrolithen vollgespickt und scheint ein Oligoklas zu sein, während der vollständig frische, schmale Saum dem Albit nahe steht. Brüche und Spalten durchsetzen Kern und Saum. Die sauren Arten sind in der Regel frischer als die basischen. Die Serizitisierung nimmt mit der stärkern Zertrümmerung des Gesteins zu. Auf den feinen Spältchen tritt dann auch Kalzit als Zersetzungsprodukt auf. Die Serizitschüppchen stellen sich in die Richtung der Lamellen. In Zwillingen nach dem Albit- und Periklingesetz kreuzen sie sich.

Der **Quarz** ist entsprechend der allgemein zu beobachtenden Zertrümmerung des Granits nicht mehr in grössern, einheitlich auslöschenden Körnern zu bemerken. Selbst undulöse Auslöschung an grössern Körnern oder Zerfall in ungleichzeitig löschende Felder kommen selten vor. Die gewöhnliche Erscheinungsform ist der Sandquarz, der zu langen Streifen und Linsen ausgezogen, öfters auch mit den feinen Abscherungsprodukten der Feldspäte, der Glimmer und des Pinits vermischt ist. Immerhin ist er als das zuletzt verfestigte Mineral noch erkennbar, wenn er auch in zahlreichen, rundlichen Einschlüssen in den Feldspäten auftritt.

Der **Biotit** tritt in drei Varietäten auf, einer tiefbraunen, einer hellbraunen und einer grünen, von denen jede einer besondern Ausbildung des Granites eigen ist. Kristallographische Begrenzung zeigt er nur da, wo er in Feldspat oder Quarz eingeschlossen ist. Im übrigen ist er durch Kataklase verbogen, zerdrückt, aufgeblättert, gestaucht, randlich zerfranst, öfter sogar in ein feines Zerreibsel verwandelt.

Die tiefbraune Art ist die allgemeine. Sie besitzt kräftigen Pleochroismus, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ kastanienbraun, $\mathfrak{a}$ = hellstrohgelb, und ist öfter in Chloritisierung begriffen. Die Zersetzung dringt

längs den Spaltrissen ins Innere und entspricht immer dem Grade der Zertrümmerung des Gesteins. Die Chloritisierung erscheint daher hier als eine Folge sowohl der Kataklase als auch der Zersetzung.

Die hellbraune Art unterscheidet sich von der vorigen durch schwächern Pleochroismus, durch grössere Frische und geringere mechanische Störung. An ihr treten Erscheinungen in den Vordergrund, die beim tiefbraunen Glimmer nur selten zu beobachten sind, randliche Ausgrünung, Muskowitisierung, Korrosion. An basalen Schnitten geht das Hellbraun der Mitte gegen den Rand in ein Blassgrün über; der äusserste Saum ist oft farblos und ausgefranst oder umgeben von radialgestellten, kleinen, farblosen Glimmerschüppchen, die durch kurze Schnürchen von Erz voneinander getrennt sind. Der muskowitähnliche, farblose Glimmer tritt auch in selbständigen Schüppchen mit eingestreuten Erzpartikeln auf.

Der grüne Biotit bildet in einer Granitart auch grössere, selbständige Individuen. Im selben Schliffe tritt er aber auch als deutlich erkennbare sekundäre Bildung in den Randteilen brauner Biotite auf. Der Pleochroismus ist in beiden Vorkommen derselbe: $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ intensiv blaugrün, $\mathfrak{a}$ braungelb. Der Axenwinkel ist wie in den andern Varietäten $= 0^0$. Auch der grüne Glimmer bleicht randlich aus. In der Regel ist er aber von wenigen Zersetzungsprodukten begleitet. Die Biotite zeigen in Bezug auf die Doppelbrechung keinen Unterschied. Dagegen werden bei der Umwandlung in Chlorit aus der tiefbraunen Art mehr Zersetzungsprodukte ausgeschieden als aus der hellbraunen und der grünen. Ausgebleichte Biotite widerstehen wie Muskowit der Chloritisierung.

Als primäre Einschlüsse findet man in allen Biotiten Apatit, Zirkon, vereinzelt auch Anatas, Magnetit und feine Rutilnädelchen als Sagenit. Durch Zertrümmerung des Biotits wird gewöhnlich auch das zarte Gewebe des Sagenits zerstört.

Aehnliche Erscheinungen der Ausgrünung, Ausbleichung und Korrosion beschreibt E. Gutzwiller (**32**) von Biotiten in den Injektionsgneissen des Kantons Tessin. Er findet sie immer in Gesteinen, die durch den Besitz zahlreicher Myrmekite und stark verzahnter, pegmatitischer Quarzkörner eine durch pneumatolytische Prozesse erlittene Umwandlung verraten. Auch für die Veränderung des dunkelbraunen Biotites im Granit bei Miéville müssen pneumatolytische Agentien verantwortlich gemacht werden. Der Beweis für diese Behauptung ist hier um so leichter, als die Modifikationen des Biotits nur in der Nähe von Aplitgängen im Granit auftreten.

Man darf annehmen, dass der Granit von Miéville durchwegs denselben kastanienbraunen Glimmer besass, dass aber zur Zeit der aplitisch-pegmatitischen Nachschübe das Nebengestein in der Nähe der Aplitgänge ebenfalls durchgast wurde, worauf die Umwandlung namentlich der basischen Gemengteile begann. Der dunkelbraune Biotit wurde durch Ausscheidung von Erz zunächst hellbraun, und dann folgten die Veränderungen, die schon oben beschrieben wurden. Dabei nahm die Ausbleichung einen ähnlichen Verlauf wie die Chloritisierung. Sie drang auf den Spaltflächen vor und stellte Gebilde her, die oft Parallelverwachsungen von Biotit mit Muskowit zu sein scheinen. Es ist auch anzunehmen, dass während der Nachschübe das Gefüge des Granites gelockert, manches Biotitblättchen zerstückelt und dadurch der Muskowitisierung des Glimmers vorgearbeitet wurde. In der Regel sind die kleinen Fragmente vollständig muskowitisiert.

Der **Cordierit** fehlt keiner Granitvarietät. Er bildet bald kleine rundliche oder linsenförmige, leicht zu übersehende Körner, bald runde Knauer oder Linsen von mehreren Kubikzentimetern Inhalt. In ganz frischem Zustande ist er nirgends zu treffen und erscheint daher makroskopisch immer in der dunkelgrünen Farbe des Pinits. U. d. M. lassen noch viele der kleinen Körner kurzprismatische Ausbildung mit den Flächen des Cordierits erkennen. Die Knauer scheinen nicht oder nur zum Teil aus einheitlichen Individuen zu bestehen. Sie zeigen Siebstruktur und schliessen viel Quarz ein. Einzelne Individuen sind trotz einer feinen Trübung noch farblos und besitzen die ursprüngliche Doppelbrechung. Mit zunehmender Zersetzung bekommt er gelbliche oder gelblich grüne Farbe; seine Interferenzfarben steigen, und das Enderzeugnis der Umwandlung ist ein feinschuppiges Aggregat von farblosem Glimmer, dem untergeordnet Chloritschüppchen beigemengt sind. Die Muskowitblättchen sind bald verhältnismässig gross und parallel orientiert, bald sind sie winzig klein und erzeugen Aggregatpolarisation. Intensive pleochroitische Höfe um Zirkon sind sowohl im Kordierit als auch in seinem Umwandlungsprodukt, dem Pinit zu beobachten. Als primäre, idiomorphe Einschlüsse treten Zirkon, Apatit, Magnetit, Biotit und Sillimanit auf.

Tschermak (41) erwähnt allerdings Biotit unter den Zersetzungsprodukten des Cordierits. Biotit tritt aber idiomorph im Cordierit auf und grenzt idiomorph an ihn, zeigt im fernern als Einschluss in ihm oder in Berührung mit ihm dieselben Erscheinungen der Ausbleichung und Ausgrünung wie in den

übrigen Gemengteilen, was zu dem Schlusse veranlasst, dass der Biotit im Cordierit in der gleichen Eigenschaft als Einschluss auftritt wie z. B. im Plagioklas, d. h. als früher ausgeschiedener Gesteinsgemengteil.

Bonard (**18**) zitiert Cordierit unter den sekundären Gesteinsgemengteilen. Das widerspricht aber der Tatsache, dass sich trotz der Kataklase für den Cordierit in der Ausscheidungsreihenfolge der Gemengteile ein bestimmter Rang feststellen lässt, dass dieses Mineral in streng gleichmässiger Verteilung vorkommt und dass es ähnlich wie der Plagioklas von der Kataklase beeinflusst worden ist.

Der **Sillimanit** tritt in der Form von feinen, farblosen Schüppchen und Nadeln nur im unzersetzten Innern grösserer Cordieritknauer auf. Die Schüppchen stellen basale Schnitte dar mit den für Sillimanit so charakteristischen Umrissen, den Flächen 100 und 110 und den scharfen Spaltrissen nach 100. Sie zeigen ein deutliches Axenbild. Optischer Charakter und Hauptzone sind positiv. Ebenso stimmen Licht- und Doppelbrechung mit den Angaben Weinschenks (**42**) für Sillimanit überein.

Der **Andalusit** tritt in mehreren Schliffen in verschieden orientierten Schnitten auf, so dass er leicht zu bestimmen ist. Er bildet durchwegs kurze, gerundete Prismen mit deutlich sichtbarer Spaltbarkeit nach 110. Meist liegen mehrere Individuen divergentstrahlig in einem Haufwerk von farblosem und braunem Glimmer eingebetett (Fig. 3 u. Tafel I, Fig. 1). Einzelne Bündel von Andalusitprismen durchbrechen einheitliche Biotittafeln (Fig. 4). Der feinschuppige Muskowit muss als das Zersetzungsprodukt aus Biotit und Andalusit betrachtet werden. An manchen Prismen sind die rosarote Farbe und der Pleochroismus deutlich zu bemerken : $\mathfrak{a}$ = rosa, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = farblos. Die Auslöschung ist gerade. Hauptzone und optischer Charakter sind negativ. Die Lichtbrechung ist bedeutend, die Doppelbrechung nur wenig höher als beim Quarz. In seltenen Fällen macht sich Zonarstruktur durch tiefere Farbe des Kernes bemerkbar. Durch Kataklase sind viele Prismen zerdrückt und zerbrochen worden.

Der **Turmalin** wurde nur einmal in der Form gelbbrauner, zerdrückter Körner in Sandquarz eingebettet gefunden. Die optische Bestimmung ergab folgendes Resultat : Einaxig, optisch negativ, Absorption kräftig, $\omega > \varepsilon$, ω = tief gelbbraun, ε fast farblos ; Licht- und Doppelbrechung mittelhoch. Ein einziges Fragment enthielt einen bläulichen Kern und deutete damit die bei Turmalin häufig beobachtete Zonarstruktur an.

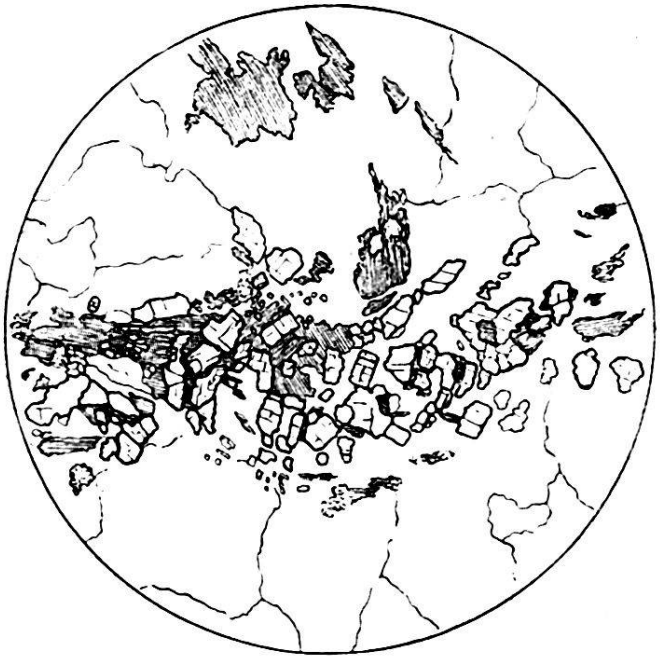


FIG. 3. — Andalusit in Granit.

FIG. 4. — Andalusit in Granit. A *Andalusit*, B *Biotit*.

Ein grösseres Korn von Zirkon ruft in ihm einen pleochroitischen Hof hervor.

Der **Apatit** kommt häufig idiomorph in kleinern und grössern Prismen vor, die aber nie makroskopisch sichtbar sind. Sie zeigen meist die charakteristische Quergliederung und schliessen oft Dutzende von Zirkonmikrolithen ein. In Ruschelzonen sind sie zerbrochen und abgerollt.

Den **Zirkon** trifft man häufig in kurzen Prismen mit aufgesetzter Pyramide und deren quadratischen basalen Schnitten mit den Prismenflächen 100 und 110 und scharfen Spaltrissen nach 110. In Bezug auf die Grösse und die Anzahl der Individuen steht er dem Apatit gegenüber etwas zurück. Einzelne zirkonähnliche, aber schwächer lichtbrechende und stärker doppelbrechende Körner sind wahrscheinlich Xenotim.

Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz, Titanit, Rutil, Pyrit. — Alle diese Mineralien stellen meist Zersetzungsprodukte dar. Sie verdanken in diesem Falle ihre Entstehung der Zersetzung des Biotits durch pneumatolytische Prozesse oder Verwitterung und treten nie in gleichmässiger Verteilung und selten in idiomorpher Ausbildung auf. Daher sind sie gewöhnlich in Gesellschaft des zersetzten Glimmers oder in diesem eingeschlossen zu treffen. Nur da, wo der Magnetit in scharf sechseckiger Begrenzung erscheint, dürfte er primärer Natur sein, desgleichen der Rutil in der Form des Sagenites.

Dem **Kalkspat** begegnet man nur in dynamisch stark beeinflussten, in Verwitterung begriffenen Varietäten, wo er in zersetzten Plagioklasen eingeschlossen oder in feinen Spalten des Gesteins auftritt.

Ueber die Entstehung des **Muskowits** war schon bei der Besprechung des Biotits die Rede. Hier sei nur erwähnt, dass der durch Pneumatolyse aus dem Biotit hervorgegangene helle Glimmer in seinen optischen Eigenschaften mit Muskowit vollständig übereinstimmt, dass er aber seine sekundäre Natur durch den Mangel jeglicher kristallographischen Begrenzungselemente und durch den Besitz zahlreicher sekundärer Mineralien wie Titaneisen, Titanit verrät.

Der **Serizit** bildet nur feine Schüppchen, die niedrigere Interferenzfarben als der Muskowit aufweisen. Er entwickelt sich innerhalb der Plagioklase oder an ihren Säumen in allen Graniten mit stark dynamisch beeinflusstem Gefüge.

Der **Chlorit** stimmt in Bezug auf die Ausbildung und die optische Orientierung mit dem Biotit, aus dem er entstanden ist, überein. Der Pleochroismus ist schwach, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ blass blaugrün, $\mathfrak{a}$ fast farblos. Die Doppelbrechung ist niedrig, die Interferenzfarben sind anormal indigoblau. Der Axenwinkel ist 0^0. Unter den sekundären Einschlüssen herrscht der Titanit vor.

Ausscheidungsreihenfolge. — Wie aus der Beschreibung der einzelnen Mineralien hervorgeht, lässt sich unter den primären Gemengteilen des Granits trotz ihrer weitgehenden Zertrümmerung die gewöhnliche Ausscheidungsreihenfolge feststellen. Die Bestimmung der Kristallisationsperiode gelang

auch für die charakteristischen Uebergemengteile Cordierit und Andalusit. Die Kristallisation des Cordierits beginnt nach derjenigen des Plagioklases und hört vor derjenigen des Kalifeldspates auf, während sich der Andalusit unzweifelhaft unmittelbar vor dem Biotit gebildet hat. Die Kristallisationsfolge der Gemengteile des Granits ist demnach folgende:

Zirkon, Apatit, Xenotim, Magnetit.

Andalusit, Biotit, Plagioklas, Cordierit, Kalifeldspat, Quarz, Turmalin.

a) Der Pinitgranit.

Der Pinitgranit aus dem Steinbruch bei Miéville, aus der Daleyschlucht und vom Weg ob Van unterscheidet sich von einem normalen Granit nur durch den Besitz von Pinit und mässige Kataklase. Der Pinitgehalt ist wechselnd. Im Handstück beobachtet man eine gleichmässige Verteilung der Pinitkörner, die je nach der Herkunft der Probe sehr klein sind, aber auch bis 0,5 cm im Durchmesser messen können. Pinitknauer treten in unregelmässiger Verteilung auf. In einem solchen, dessen Inneres noch aus beinahe frischem Kordierit bestund, wurden, wie oben erwähnt, feine Sillimaniteinschlüsse gefunden.

Es scheint, dass der Pinit namentlich an Granit mit vorherrschendem Kalifeldspalt und Albitoligoklas gebunden ist und dass er deshalb im glimmerreichen Granit mit Scholleneinschlüssen und in diesen selbst nur spärlich oder gar nicht vorkommt.

Die Pressung durch den Gebirgsdruck hat im Pinitgranit Parallelstruktur erzeugt. Der schwarze Biotit, u. d. M. dunkelbraun, ist selten noch idiomorph. Meist ist er zu einem schmutzigbraunen Schuppwerk ausgequetscht und bekleidet als solches die Flächen des Hauptbruches. Die Feldspäte sind z. T. annähernd parallel gerichtet und oft zu Linsen zerdrückt. Der Quarz ist im Handstück schwer zu erkennen und erscheint u. d. M. als Sandquarz in Linsen und Schlieren, vermischt mit den Abscherungserzeugnissen der übrigen Hauptgemengteile. Der grauweisse Albitoligoklas herrscht gegenüber dem bläulichen Orthoklas oft vor. Letzterer bildet auch grosse Karlsbaderzwillinge und verwandelt stellenweise den Pinitgranit in einen Porphyrgranit. Die Pressung ist nirgends so stark, dass man den Pinitgranit nicht sofort als einen durch Druck veränderten massigen Granit erkennte. Als Nebengemengteile erscheinen die gewöhnlichen.

Ueber die chemische Analyse siehe beim Mylonit!

b) Der Andalusitgranit.

Der Andalusitgranit, vom Felskopf oberhalb des Steinbruchs von Miéville bis zum Kontakt mit den Hornfelsen, zeichnet sich dort durch helle, hier durch graublaue Farbe, feines Korn und massige Textur aus. Sein Bruch ist allerdings nur an der Felsecke massig, am Kontakt aber splitterig, was auf stärkerer Kataklase beruht. Die helle Abart hat nur wenig Glimmer und lässt bei aufmerksamer Betrachtung rötliche Flecken erkennen, die von Andalusit herrühren. Grosse Feldspateinsprenglinge fehlen ganz. Das Gestein scheint einem glimmerführenden Aplit fast so nahe zu stehen als einem Granit.

U. d. M. ist der Biotit hellbraun, frisch, randlich oft ausgegrünt und korrodiert. Der Kalifeldspat herrscht gegenüber einem sauren Plagioklas stellenweise vor und ist mit vielen Myrmekiten besetzt. Der Quarz ist in Menge vorhanden und weniger zertrümmert und ausgewalzt als in andern Granitarten. Der Andalusit selbst ist z. T. in einen hellen Glimmer zersetzt. Seine Gegenwart findet ihre Erklärung im grossen Tonerdeüberschuss, der durch die noch zu besprechende chemische Analyse des Granites von Van nachgewiesen ist.

Allerlei Anzeichen führen zu der Annahme, dass der Andalusitgranit nachträglich aplitisch injiziert worden ist oder vielleicht einen Uebergang zur aplitischen Randfazies darstellt ; z. B. der Quarzreichtum, der vorherrschende Kalifeldspat, die Myrmekit-Albitsäume an den Plagioklaskörnern, die Ausgrünung des Biotits und die Zersetzung des Andalusits und nicht zum mindesten die Anwesenheit eines 4 dm mächtigen Aplitganges, der den Felskopf durchsetzt und schliesslich die Nähe aplitischer oder verquarzter Stellen im Granit. Es mag hier übrigens wiederholt werden, dass sich der Andalusitgranit im Streichen der aplitischen Randfazies des Granites von Van befindet.

c) Der Granit der aplitischen Randfazies.

Dieser wird gegen den Kontakt mit den Hornfelsen immer feinkörniger und glimmerärmer. In der Nähe des Salbandes ist der Biotit sogar vollständig durch feine Pinitkörnchen ersetzt. Das helle, massige Gestein ist am Kontakt stark gepresst und bricht splitterig. Einsprenglinge fehlen.

d) Der Granit mit Hornfelseinschlüssen.

Vom Pinitgranit unterscheidet sich dieser durch einen grösseren Reichtum an Biotit, durch einen etwas basischeren Plagioklas (Oligoklas) und durch einen geringern Gehalt an

Kalifeldspat, Quarz und Pinit. Der schwarze Biotit sammelt sich oft zu linsenförmigen Knauern an. Die Parallelstruktur ist wie im Pinitgranit, jedoch infolge des Glimmerreichtums bedeutend ausgesprochener. Der Biotit bildete während der Pressung des Gesteins ein vorzügliches Schmiermittel auf den Gleitflächen. Das Texturbild gleicht auf dem Querbruch demjenigen gewisser Zentralgneise. Es ist wohl dieser Granit, den GERLACH Gneisgranit genannt und mit dem Montblancgranit verglichen hat.

Man fragt sich, ob die Parallelstruktur nicht auch durch Piezokristallisation oder Kristallisationsschieferung aus einem massigen Granit entstanden sein könnte oder am Ende als Reliktstruktur aufzufassen sei. Denn hier ist der Ort, wo der Granit mächtige Schollen des aufgesprengten Nebengesteins resorbiert haben könnte. Dafür liefert uns aber die mikroskopische Untersuchung keine Beweise. Erinnern wir uns noch der zahlreichen Züge annähernd parallelgestellter Feldspateinsprenglinge hier und anderwärts im Granit, so darf man allerdings die Vermutung nicht von der Hand weisen, dass ein Teil des Biotits an Stellen im Granit, wo dieser grössere Schollen aufgelöst hat, in Parallelstellung ausgeschieden worden sein kann.

Dagegen spricht jedoch wieder die Tatsache, dass in scharf abgegrenzten kleinen Schollen, die der Resorption durch das Magma beinahe vollständig erlegen sind, also dem Granit in Mineralbestand und Struktur nahe stehen, die Biotite nicht gleich gerichtet sind. Man findet sogar Schollen vom Charakter injizierter Schiefer, deren Schieferung diejenige des Granits schneidet, ein nicht anzuzweifelnder Beweis, dass die Parallelstruktur des Granits nicht Reliktstruktur, sondern eine Folge nachträglicher Gebirgsbewegung ist.

In der Beschreibung des Profils wurde auf Scholleneinschlüsse im Granit hingewiesen, die an der Südostseite des Tèti, in der Schlucht der Salanfe und im Steinbruch bei Miéville zu beobachten sind. Makroskopisch gleicht das Gestein der grössten Scholle, deren Fläche im Anstehenden mehrere Quadrameter misst, vollständig den dichten braunen Biotithornfelsen von Van und La Balmaz. In kleineren Schollen ist die Struktur weniger feinkörnig. Zwischen feinen Biotitschüppchen bemerkt man von blossem Auge die hellen Gemengteile. Zugleich treten in regelmässiger Verteilung grössere Feldspatkörner einsprenglingsartig hervor, unter denen einzelne zu grossen Leisten ausgewachsen sind. Auch in dieser Ausbildung ist eine Aehnlichkeit der Schollen mit den Hornfelsen am Nordwestkontakt nicht zu verkennen, da man

z. B. am Cône du Chable in der Nähe von Granitgängen gleiche Gesteine entdeckt. Erst wenn die grossen Einsprenglinge in vermehrter Zahl auftreten, bekommen die Scholleneinschlüsse einen nur ihnen zukommenden Charakter. Aus den Uebergängen lassen sich aber auch diese als umgewandelte, injizierte Reste des Schiefermantels deuten. Kleine, linsenförmige Einschlüsse zeichnen sich durch Reichtum an grossblättrigem Biotit aus. Einschlüsse mit schiefriger Textur sind selten.

U. d. M. wurden an zwei Schollen von Miéville folgende Feststellungen gemacht :

Mineralbestand :

Oligoklas bis Oligoklas-Andesin, Quarz, Biotit.
Zoisit, Apatit, Zirkon, Magnetit, Pyrit.

Der Plagioklas ist gewöhnlich von schlechter Ausbildung. 010, 001, 101 sind die einzigen erkennbaren kristallographischen Begrenzungselemente. Die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist unscharf. Häufig sind recht komplizierte Zwillingsverwachsungen nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz. Da weder die Spaltbarkeit noch die Zwillings lamellierung Anhaltspunkte für die Bestimmung lieferten, war diese ziemlich schwierig. Doch gelang sie mit Hülfe der Becke'schen Methode und den zonaren Verwachsungen, die recht häufig sind. Ein zonares Feldspatkorn zeigte folgende Merkmale :

Schnitt $\perp$ $\mathfrak{a}$:

Auslöschung des Randes 85°.

Auslöschung des Kernes 77°.

γ des Randes $= \omega$. Der Lichtschein rückt beim Heben des Tubus vom Rand in den Kern. Dieser ist in der Mitte durch unbestimmbare Mikrolithe getrübt. Der Rand ist Oligoklas, der Kern Oligoklas-Andesin.

Alle an andern Feldspatkörnern angestellten Beobachtungen bestätigen dieses Resultat. Die Lichtbrechung der Feldspäte ist durchwegs etwas weniges niedriger als die des Quarzes.

Der Biotit weicht in Farbe, Pleochroismus und Umgrenzung nicht von demjenigen in seiner Umgebung im Granit ab. Als Einschluss in den Feldspäten bildet er hexagonale Täfelchen. In seiner Begleitung findet sich überall eine Menge schlecht begrenzter Körner von Magnetit und Pyrit.

Der Quarz erscheint als der zuletzt ausgeschiedene Gemengteil in Aggregaten feiner, verzahnter Körner.

Ein struktureller Unterschied gegenüber dem Granit besteht nicht. Die intensive Kataklase hat auch sämtliche Gemengteile in gleicher Weise wie im Granit beeinflusst.

Verschiedenheiten zeigen sich nur im Mineralbestand. Kordierit und Orthoklas fehlen. Der Plagioklas ist basischer als im Granit und der Biotit ist reichlicher vorhanden.

Gegenüber den injizierten Hornfelsen von Van fällt vor allem auf das Fehlen des Orthoklases, der charakteristischen Kontaktmineralien Granat, Sillimanit und Cordierit, der Mangel an Resorptionserscheinungen (Muskowitisierung), wenn man von der Trübung der Feldspäte absieht, und die Ungleichheit der Struktur, die bei den Hornfelsen von der typischen Hornfelsstruktur in die Aplitstruktur übergeht.

Die Umwandlungserscheinungen im Kontaktgestein und in den Scholleneinschlüssen sind nur bis zur Bildung reiner Hornfelse die gleichen. Dann nimmt in den Einschlüssen die Beweglichkeit der Molekel zu, so dass dort Biotit und Plagioklas idiomorph weiterwachsen. Wenn nicht vollkommene Assimilation eintritt, bleiben die Plagioklase der Scholle basischer als die des Granits. Eine Injektion durch granitisches Magma kann dann immer noch beginnen, namentlich durch seine sauern Bestandteile, aber meist nur in die randlichen Teile, wie ERDMANNSDÖRFER (**33**) an den Schollen im Brockengranit nachgewiesen hat. Es entwickeln sich dann zonare Plagioklase mit saurerem Rand, Kalifeldspate und in weitester Verbreitung ein Netz von Quarz.

Dass der Granit mit Scholleneinschlüssen viel Biotit und vorwiegend Plagioklas enthält, der sogar basischer ist als der Kalknatronfeldspat der andern Granitarten, erscheint uns nun nicht mehr als etwas Zufälliges, sondern als die natürliche Folge der Aufschmelzung zahlreicher vom Nebengestein losgelöster Schollen durch ein normales granitisches Magma.

e) **Der Mylonit.**

Die Mylonite zeigen alle Uebergänge vom beinahe normalen Granit bis zum dichten Serizitschiefer. Sie sind gewöhnlich von graugrünlicher Farbe und haben das Aussehen verwitterter Gesteine. Der Bruch ist bald mehr massig, bald mehr schiefrig. Der Hauptbruch zeigt matten Glanz, der von einem Belag von zerriebenem, chloritisiertem Biotit und von Serizit, der aus Plagioklas entstanden ist, herrührt. Der frische Biotit ist meist verschwunden. Auf dem Querbruch sieht man manchmal eckige Bruchstücke der Feldspäte in dichte, chloritisch-serizitische Partien eingebettet. Selten beobachtet man kleine Pyritwürfel, die sekundären Ursprungs sein dürften.

U. d. M. erkennt man in den wenigen zertrümmerten Arten alle Gesteinsgemengteile des Granits wieder. In den schief-

rigen Myloniten liegen grössere abgerundete oder eckige Bruchstücke in fluidalen Streifen von Sandquarz oder den mit ihm vermischten Abscherungserzeugnissen der Feldspäte und des Biotits eingebettet, während in den mehr massigen Myloniten die Parallelstruktur nur im grossen zum Ausdruck kommt und viele Einzelpartien Haufwerke richtungsloser, kleinerer und grösserer Trümmer darstellen.

Die eigentlichen Serizitschiefer bestehen aus dünnen Lagen von feinsten Serizitschüppchen, die mit ebenso dünnen Linsen von niedrig polarisierendem Trümmermaterial von Quarz und Kalifeldspat wechsellagern.

Mehr als in andern Granitarten findet sich im Mylonit Kalzit als Erzeugnis der Verwitterung und Infiltration.

Im biotitreichen Granit bei Miéville bewirkte die Gebirgsbewegung infolge der grossen Gleitfähigkeit des Biotits und der Umwandlung des Plagioklas in Serizit eine besonders ausgeprägte schiefrige Textur des Mylonits. Der Hauptbruch ist mehr oder weniger vollständig mit dem schmutzig schwarzbraunen Zerreibsel des zertrümmerten Biotits belegt, aus dem sich zerstreut immer noch fast unversehrt gebliebene, lebhaft glänzende Täfelchen des dunklen Glimmers abheben, der nicht chloritisiert ist. Die grossen Feldspäte sind zu Linsen zerdrückt. In der Nähe der Felsecke hinter dem Dorfe werden die braunen Häute auf dem Hauptbruche des schiefrigen Granites immer dicker, da mit dem Zerreibsel des Glimmers auch das Trümmermaterial der übrigen Gemengteile vermischt wird. Sie wiegen schliesslich gegenüber den Lagen mit gröbern Bruchstücken vor, indem sie in immer zahlreicheren, dickeren, dunklen Schmitzen und Linsen auftreten und an manchen Stellen in 1 dm dicke, schwarzbraune tonschieferähnliche Lagen übergehen. An der Felsecke selbst erreicht eine solche Lage eine Mächtigkeit von mehreren Metern.

U. d. M. Durch zunehmende Kataklase ist nicht nur der Quarz in ein feines Zerreibsel verwandelt und zu langen Schnüren ausgezogen, sondern auch der Biotit, dessen ausgebleichte oder chloritisierte Trümmer bald dünne Gleitflasern bilden, bald mit dem Sandquarz vermischt sind oder auch Spalten in Feldspäten ausfüllen. Die Plagioklase sind serizitisiert und bilden in den Serizitschiefern mit dem zerriebenen Biotit Streifen feinster Schüppchen von Serizit, die die makroskopisch nicht bemerkbaren dünnen Linsen von Sandquarz und zerriebenem Kalifeldspat umfliessen.

Von den grünlichen Myloniten unterscheidet sich diese Art nur durch ihre dunkelbraune Farbe, die sie ihrem Reichtum

an Biotit und Scholleneinschlüssen verdankt. Als charakteristischen Nebengemengteil weist sie Turmalin auf.

Dass selbst der Serizitschiefer an der Felsecke nichts anderes als einen zermalmten Granit darstellt, beweisen die beiden Analysen, die vom Granit ob Van (I.) und vom Serizitschiefer an der Felsecke bei Miéville (II.) ausgeführt wurden.

	I.		II.	
		Mol. %		Mol. %
H_2O bei 120° . . .	0,23	—	0,22	—
Glühverlust . . .	0,96	—	0,91	—
SiO_2.	71,63	80.03	67,82	75.62
Al_2O_3	14,61	9.62	16,29	10.67
Fe_2O_3	1,38	—	1,71	—
FeO	1,84	2.30	4,17	4.61
P_2O_5	0,75	—	0,42	—
TiO_2.	Sp.	—	Sp.	—
MnO.	0,04	0,04	Sp.	—
CaO	0,66	0,80	2,01	2.37
MgO.	0,60	1,00	1,36	2.25
K_2O.	5,96	4,22	3,65	2.57
Na_2O	1,83	1,99	1,81	1.91
SO_3	Sp.	—	—	—
	100,52	100.00	100,37	100.00

Die Werte für die Osann'sche Klassifikation (Fig. 5) ausgerechnet lauten:

I.	$S=80,03$	$A=6,21$	$C=0,80$	$F=3,34$	$T=2,61$
	$s=80,03$	$a=12$	$c=1,5$	$f=6,5$	$n=3,2$
II.	$S=75,62$	$A=4,48$	$C=2,37$	$F=6,86$	$T=3,82$
	$s=75,62$	$a=6,54$	$c=3,46$	$f=10$	$n=4,25$

Daraus ergibt sich, dass beide Gesteine Granite sind, das erste vom Typ Hauzenberg, das zweite ähnlich dem Typ Upham, speziell der glimmerreichen Varietät Strontian von Schottland. Bemerkenswert ist vor allem der hohe Tonerdeüberschuss, der einerseits den Gehalt an Pinit, Andalusit und Sillimanit erklärt, andererseits aber auch die durch die geologische und mikroskopische Untersuchung gewonnene Anschauung gutheisst, dass der Granit bei Miéville und Van bedeutende Massen des durchbrochenen Sediments eingeschmolzen hat.

Die Unterschiede der beiden Analysen können aber auf verschiedenen Ursachen beruhen. Die erste Probe entstammt einer etwas hellen, nicht glimmerreichen, pinitführenden Stelle an der Strasse ob Van. In der Nähe, wo die zweite Probe,

der Serizitschiefer, geschlagen wurde, lassen sich dagegen in einem glimmerreichen Granit Hornfelseinschlüsse beobachten, und es ist gestattet, für die Zunahme von T, c und f und die Abnahme von a und s in der Analyse II. eine beträchtlichere Einschmelzung von Nebengestein verantwortlich zu machen.

Auf Grund anderwärts gemachter Beobachtungen lässt sich aber nicht bestreiten, dass die Unterschiede der Analysen wenigstens z. T. der chemischen Veränderung des Granits durch seine Zertrümmerung zuzuschreiben sind. Einen trefflichen Beleg hiefür bildet der Vergleich mit Analysen, die Backlund (34) von einem argentinischen granitischen Gestein und dessen Mylonit geliefert hat.

Setzen wir zum Vergleich die Analysen von Van und Miéville (I., II.) und die von Backlund (I*a*., II*a*.) mit den Projektionswerten für das Osann'sche Dreieck nebeneinander!

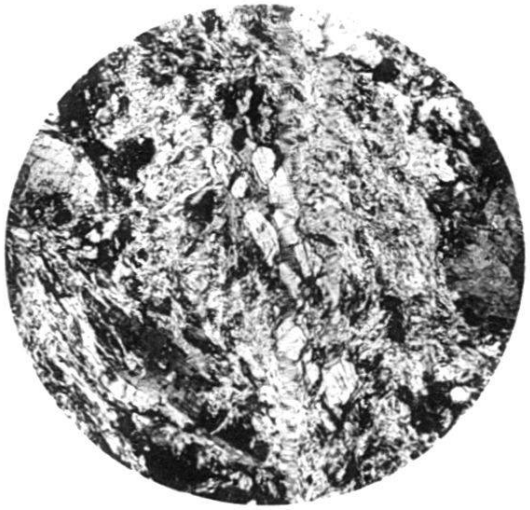
	I.	II.	I*a*.	II*a*.
SiO_2	71,63	67,82	72,93	65,99
TiO_2	Sp.	Sp.	0,54	0,66
P_2O_5	0,75	0,42	0,11	0,06
Al_2O_3	14,61	16,29	12,67	15,56
Fe_2O_3	1,38	1,71	0,00	0,64
FeO	1,84	4,17	2,08	3,30
MnO	0,04	Sp.	0,03	0,07
MgO	0,60	1,36	0,62	1,77
CaO	0,66	2,01	1,91	3,75
Na_2O	1,83	1,81	3,19	3,11
K_2O	5,96	3,65	4,55	4,11

I.	$s=80,03$	$a=12$	$c=1,5$	$f=6,5$	$n=3,2$	$T=2,61$
II.	75,62	6,5	3,5	10	4,2	3,82
I*a*.	80,02	11,1	2,7	6,2	5,2	—
II*a*.	72,97	7,3	4,6	8,4	5,4	—

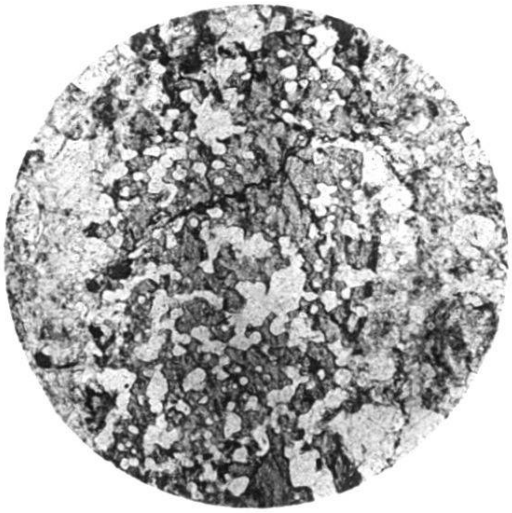
In beiden Myloniten sehen wir ein Ansteigen von Al_2O_3, FeO, MgO und CaO und ein Abnehmen von SiO_2 und K_2O, während der Gehalt an Na_2O ungefähr gleich bleibt.

Tragen wir die Projektionswerte aller Analysen in das Osann'sche Dreieck (Fig. 5) ein, so bemerken wir die auffällige Tatsache, dass die Projektionspunkte der unveränderten Gesteine nahe beieinander im granitischen Felde stehen, während die Punkte ihrer Mylonite in paralleler Richtung nach dem dioritischen Felde verschoben sind.

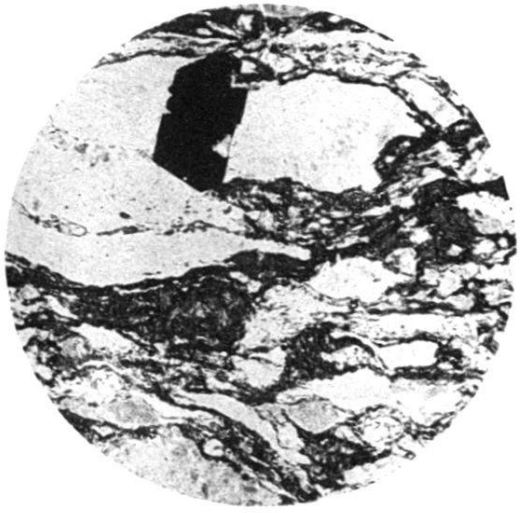
Die Analysen stützen demnach beide Annahmen.



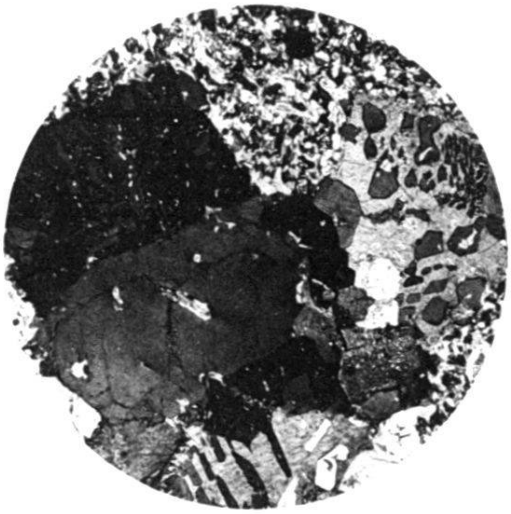
1



2

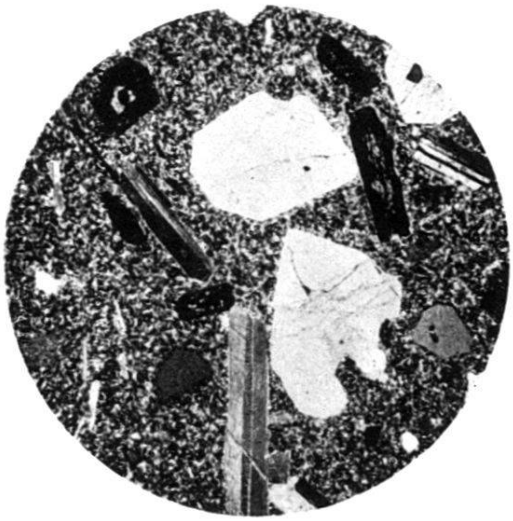


3



4

5



6

Polygraphisches Institut A.-G., Zürich

f) Der Ganggranit.

Der Granit der wenig mächtigen Abzweigungen vom Hauptgang nordwestlich von Miéville ist wesentlich weniger dynamisch beeinflusst als das Gestein des Hauptganges. In seiner mittelkörnigen Varietät, die ihrem Aussehen nach dem Granit des Hauptganges am nächsten steht und auch grössere Feldspateinsprenglinge enthält, beobachtet man zahlreiche idiomorphe Biotite. Die Textur ist massig. An den Salbändern der

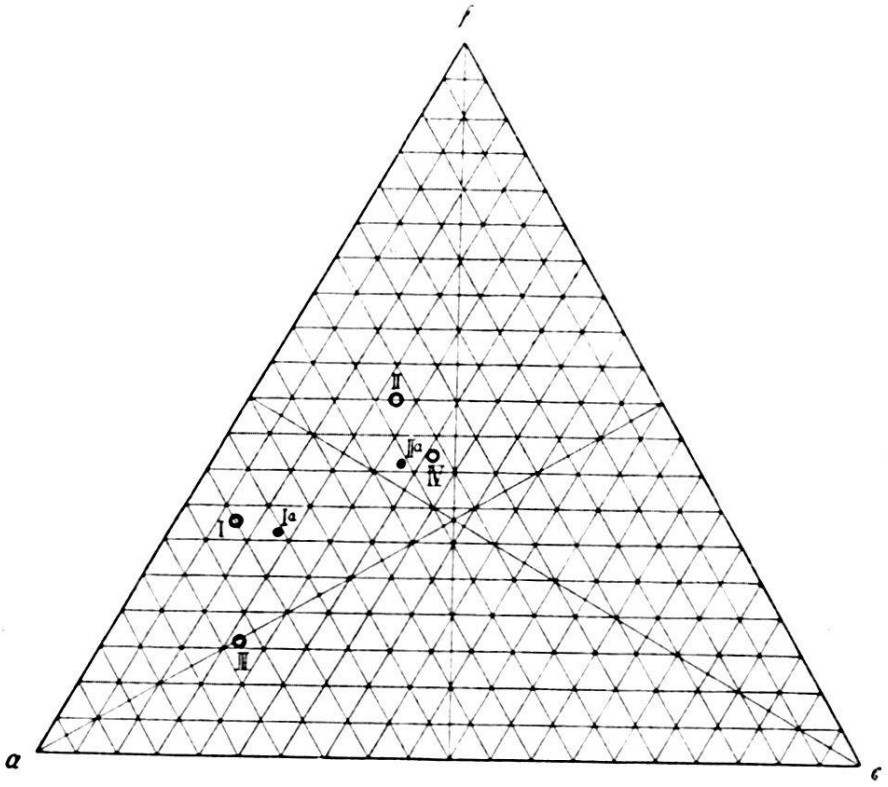


FIG. 5.

I. Granit von Van. — I*a*. Granitisches Gestein aus Argentinien. — II. Granitmylonit von Miéville [Serizitschiefer]. — II*a*. Mylonit von I*a*. — III. Granitporphyr von Salanfe. — IV. Amphibolit [Diorit], Plan du Sourd.

grössern Gänge und in deren Abzweigungen wird das Gestein feinkörnig. Ueberall führt es Pinit.

Der Mineralbestand entspricht dem des Hauptgranits. Ein Teil der Plagioklase ist jedoch zonar. Der Kern steht dem Oligoklas nahe, die Schale zeigt grössere Verwandtschaft mit dem Albit. Grössere Feldspäte, auch Kalifeldspäte, von der Form rhombischer Schnitte liegen an manchen Stellen in einem feinkörnigen Quarzfeldspataggregat eingebettet. Solche Partien leiten strukturell zu den Granitporphyren über.

Zerstreut trifft man im Ganggranit auch auf grüne Schlieren und Schnüre von dichter Struktur, die nicht selten Fragmente des Granits umschliessen. Sie deuten Ruschelzonen an, in

denen Mineralbestand wie Struktur des Granits in derselben Weise wie in den grünlichen Myloniten beeinflusst worden sind.

2. *Porphyrische Gesteine.*

a) **Die Porphyre von Van.**

In der ältern Literatur sind die Porphyre von Van und La Balmaz nicht als solche bezeichnet. GERLACH (7) betrachtete die kleinen und grossen Blöcke, die von den Porphyrgängen am Djoit auf die Weiden von Van gefallen sind als feinkörnigen Granit. Ebenso RENEVIER (11). Dagegen hat BONARD (18) die Porphyre am Nordabhang des Salentin, die die Fortsetzung derjenigen von Van bilden, richtig bestimmt. Er hat sich aber in seiner Arbeit auf eine rein petrographische Beschreibung beschränkt, weshalb ich die Porphyre von Van nicht von meinen Untersuchungen ausschliessen darf.

Vom Porphyr von Salanfe erwähnt A. FAVRE (6) zuerst « un filon de roches porphyroïdes et pétrosilicieuses » auf dem linken Ufer der Salanfe. Die Fortsetzung dieses Ganges gegen den Luisin hin entdeckte GERLACH, der das Vorkommen auf der geologischen Karte der Schweiz eintrug. Er, wie C. SCHMID (9), der den Porphyr an der Salanfe mikroskopisch untersucht hat, nahmen schon die auffälligen strukturellen Unterschiede zwischen Salband und Gangmitte wahr, die hier nochmals Gegenstand der Untersuchung sein sollen.

In der Absicht, eine Darstellung der Einzelerscheinungen und der Entstehungsweise der Porphyrgänge zu geben, wählen wir zur Beschreibung der verschiedenen mineralischen und strukturellen Verhältnisse eine Anzahl dazu besonders geeigneter Gänge aus.

1. *Granitporphyr.* Mächtigkeit des Ganges 30 m.

Das braunrötlich angewitterte Gestein besitzt in der Gangmitte das Aussehen eines feinkörnigen, massigen Granites mit rauhem Bruch. Mit unbewaffnetem Auge erkennt man darauf glashelle, runde Quarzkörner mit bis 1 cm Durchmesser, kleine, aber zerstreut auch grössere, einsprenglingsartige, weissgraue Feldspäte und eine verhältnismässig grosse Zahl kleiner schwarzglänzender, idiomorpher Biotitblättchen, während die dichte grauweisse Grundmasse zwischen den sich beinahe berührenden grössern Gemengteilen schwer zu erkennen ist. Nur selten konzentrieren sich auf kleinen Flecken vom Aussehen der basischen Putzen in den Graniten die Biotite, so dass sie mit hellen Gemengteilen Aggregate darstellen. Ebenso selten bemerkt man makroskopisch Pinit.

Gegen das Salband nimmt die Zahl und Grösse der Einsprenglinge ab, die Grundmasse zu. Das Gestein hat hier einen fast muscheligen Bruch.

U. d. M. löst sich die **Grundmasse** in ein sehr feinkörniges, richtungsloses Aggregat grauweiss polarisierender, unscharf begrenzter Körner und feinster, fetzenartiger Muskowitschüppchen auf. Ihre Gemengteile werden jedoch erst in der Gangmitte so gross und so scharf begrenzt, dass sie an Hand der Lichtbrechung, der Interferenzfarben, der Zwillingsbildung und der Zersetzungserscheinungen mit einiger Sicherheit als Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Muskowit unterschieden werden können. Während der Idiomorphismus der Muskowitleistchen vielfältig beobachtet werden kann, lässt sich unter den übrigen Komponenten der Grundmasse eine Ausscheidungsfolge nicht sicher feststellen.

Die Einsprenglinge. — Die grossen Feldspateinsprenglinge sind dicktaflig nach 010 und nach der *a*-Axe gestreckt. Die Dicke erreicht 1 cm, die Länge 4 cm. Verzwillingung nach dem Karlsbadergesetz ist nicht selten. Von einem einfachen Individuum wurde parallel 001 ein Schliff hergestellt. Neben krummen Rissen nach 110 heben sich die geraden Spaltrisse nach 010 deutlich ab. Die Auslöschung ist gerade. Der Kristall ist ein Orthoklas. Ueber die ganze Fläche hinweg bemerkt man feine, fetzenartige, stellenweise nach den Syste men der Spaltrisse etwas gestreckte Einlagerungen eines höher licht- und doppel brechenden Feldspats, dessen Auslöschungswinkel mit 010 des Orthoklas 2^0 bis 3^0 beträgt und danach ein Albit bis Albitoligoklas ist. Zwillingslamellierung wurde darin nicht beobachtet. Der grosse Einsprengling, der auch als Perthit betrachtet werden kann, enthält übrigens noch eine Menge anderer Einschlüsse:

Biotit, in mehreren hexagonalen, tiefbraunen Blättchen, parallel 001 des Perthits eingewachsen. Ein solches Blättchen besitzt eine tiefe Bucht, in der der Biotit durch Muskowit ersetzt ist.

Quarz in kleinen abgerundeten Körnern.

Plagioklas, meist idiomorph, Auslöschung $\perp c = 18^0$. Er ist nahezu Albit.

Pinit, mit rechteckförmigen Umrissen, ein feinschuppiges Aggregat von Muskowit und braungrünem Chlorit.

Grundmasse, d. h. feinkörnige Aggregate von Quarz, Feldspat, Muskowit, dieser öfters in radialstrahligen Büscheln, und mikropegmatitische Durchwachsungen von Quarz und Orthoklas.

Die Ausbildung des grossen Einsprenglings ist unvollkommen. Scharf sind die Flächen $\bar{1}10$, $1\bar{1}0$, 010. $0\bar{1}0$ ist durch pegmatitartige Verwachsung mit der Grundmasse gestört. Breite Lappen greifen in diese hinaus und umschliessen halb oder ganz kleinere und grössere Mengen derselben, unter anderm aber auch einen grössern idiomorphen Kristall von Orthoklas. Die mikropegmatitische Durchwachsung ist nicht in ihrer ganzen Verbreitung gleich intensiv. Sie flaut gegen das Innere des Einsprenglings ab. Die scharfen und geraden Prismenflächen sind mit Myrmekiten besetzt, deren Quarzwürmer an vereinzelten Stellen in grosser Zahl schwach und dünn am Einsprengling beginnen, nach der Grundmasse hin divergieren, immer dicker werden und so die Form kleiner Büschel erhalten. An 010 sind die Myrmekite spärlicher; hier berühren die Gemengteile der Grundmasse meist unmittelbar den Einsprengling. Der feine Serizitfilz, der an der letztgenannten Fläche auftritt, verdankt seine Entstehung wohl einer feinen Reibung oder Verschiebung der Grundmasse auf der glatten Ebene.

Die Kalifeldspäte von der Grösse der übrigen Einsprenglinge sind auch selten reine Orthoklase. Immerhin sind die Albiteinlagerungen in denjenigen des Salbandes so spärlich, dass sie kaum mit Recht Perthit genannt werden können. Hier sind sie gewöhnlich vollkommen idiomorph, prismatisch nach der *a*-Axe und erscheinen im Schliffe zahlreich in rhombischen Schnitten. An gut ausgebildeten Flächen erkennt man 001, 110, 101, 201, 011. Die Spaltrisse nach 001, 010 und 110 sind leicht bemerkbar. Zwillingsverwachsung kommt vor nach dem Karlsbadergesetz und nach der Basis, dem Manebachergesetz.

Die Perthite treten selbständig in der kristallographischen Form des Orthoklases auf. Die des Salbandes besitzen oft einen Rand von reinem Orthoklas. Oft aber haben sie Plagioklase in der Weise umwachsen, dass ihre eingelagerten albitischen Zwillingslamellen mit denjenigen des grossen, umschlossenen Plagioklases gleichzeitig auslöschen. Diese Gebilde gleichen zonaren Feldspäten und führen zum Schluss, dass ein Teil des Plagioklases vor dem Perthit zur Ausscheidung gelangte.

In der gröber struierten Grundmasse sind die Kalifeldspäte nicht selten randlich von Quarz durchwachsen.

Der Plagioklas erscheint in der gleichen Ausbildung wie der Orthoklas und besitzt polysynthetische Zwillingsverwachsungen nach dem Albit- und Periklingesetz. Messungen der symmetrischen Auslöschungen ergaben :

10°	10°	11°	11°	11°	11°	12°	13°	14°
10°	10°	11°	11°	12°	12°	12°	14°	14°

Der Plagioklas ist also nahezu ein reiner Albit. Die Umwachsungen von Perthit treten in der Gangmitte auf. Während der Kalifeldspat immer vollkommen frisch ist, erscheint der Plagioklas schwach getrübt.

Der Quarz tritt in gewohnter Ausbildung auf: Hexagonale Umrisse, die durch Korrosion etwas beschädigt sind, Flüssigkeitseinschlüsse, schwach undulöse Auslöschung, rissige Beschaffenheit.

Der Biotit ist überall idiomorph und kräftig pleochroitisch:
In der Gangmitte $\mathfrak{a}$ = strohgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = dunkelbraun. $\mathfrak{b} = \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.
Am Salband $\mathfrak{a}$ = strohgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = hellbraun.
Axenwinkel = 0°. Gesetzmässige Einwachsungen von feinen Rutilnädelchen in der Form der Sagenitgewebe und pleochroitische Höfe um Zirkon sind in ihm allgemein. Ein Biotiteinschluss in einem Quarzkorn des Salbandes besitzt die gleiche dunkle Farbe wie der Biotit der Gangmitte. Das ist ein Zeugnis, dass der Biotit erst nachträglich durch Resorption ausgebleicht worden ist. Korrosionserscheinungen treten an ihm namentlich in der Nähe von mikropegmatitischer Grundmasse und am Salband auf. Die Biotitblättchen sind hier randlich mit Ausscheidungen von Magnetit besetzt, ausgebleicht, zerfranst, manchmal zerfressen, in mehrere Fragmente getrennt und muskowitisiert, die Zwischenräume mit einem feinkörnigen Aggregat von Quarz ausgefüllt.

Der Pinit besitzt nur im grossen Einsprengling kristallographische Begrenzung. In der Grundmasse stellt er rundliche Körner dar. Reste des Cordierits sind nirgends vorhanden.

An Akzessorien findet man die gleichen wie im Granit und in ähnlicher Ausbildung:

Apatit, in hexagonalen Prismen mit scharfen Querrissen.

Zirkon, verhältnismässig selten.

Rutil, in gelbroten, schlechtbegrenzten Körnern in der Grundmasse.

Titanit, als Zersetzungsprodukt des Biotits, meist in Leukoxen verwandelt.

Magnetit und Ilmenit, auch sekundär als Produkt pneumatolytischer Prozesse.

2. *Mikrogranitischer Quarzporphyr.* Gang 10 m mächtig.

Das Gestein dieses Ganges südlich von Collonges unterscheidet sich vom vorigen durch seine hellere Farbe, das Vor-

herrschen einer dichten Grundmasse und das Zurücktreten der Einsprenglinge. Am Salband erreichen diese selten einen Durchmesser von 1 mm ; in der Gangmitte sind sie etwas zahlreicher, aber immerhin noch dünn gesät und werden nur bis 3 mm dick. Das Gestein des Salbandes zerfällt beim Zerschlagen in scharfkantige, spitzeckige Stücke mit muscheligem Bruch. In der Gangmitte wird der Bruch etwas rauher. Unter den Einsprenglingen herrscht der Quarz vor, die basischen Elemente sind spärlich.

U. d. M. zeigt sich in Mineralbestand und Struktur grösste Aehnlichkeit mit dem Granitporphyr.

Die Einsprenglinge :

Am Plagioklas wurde folgende symmetrische Auslöschung gemessen :

4°	5°	6°	10°	12°	13°	13°	16°	16°
5°	6°	8°	11°	12°	13°	14°	16°	16°

Er ist demnach Albit.

Der Kalifeldspat ist selten als Orthoklas, meist als Perthit ausgebildet, dessen albitische Einwachsungen Zwillingslamellierung erkennen lassen. Er umwächst den Plagioklas, ist häufiger als dieser und bildet mit ihm und mit Quarz hypidiomorphe Aggregate.

Der Quarz zeigt namentlich am Salband wundervolle Korrosionsformen und die nächsten Teile der ihn umgebenden Grundmasse sind frei von Muskowit.

Der Biotit weist auch hier in der Gangmitte kräftigeren Pleochroismus auf als am Salband und ist z. T. muskowitisiert oder chloritisiert.

Der Pinit bildet sehr spärlich rundliche Körner.

Unter den Akzessorien trifft man hier auch kleine Körner von Anatas und Pyrit.

Die Grundmasse stellt wieder ein sehr feinkörniges Aggregat von Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Muskowitleistchen dar, welch letztere aber am Salband parallel orientiert sind. Auch der Plagioklas der Grundmasse ist öfters von Kalifeldspat umwachsen. Der Quarz scheint vorzuherrschen.

Zu bemerken ist noch, dass sich nicht nur in der Grundmasse mikropegmatitische Durchwachsungen von Quarz und Kalifeldspat finden, sondern dass auch unter den Einsprenglingen kristallographisch wohlbegrenzte Perthite mit schriftgranitischen Einschlüssen von Quarz zu treffen sind, woraus geschlossen werden kann, dass, wenn Mikropegmatite wirklich in einem eutektischen Gemisch von Quarz und Kalifeld-

spat ausgeschieden werden, solche Gemische sich örtlich verhältnismässig recht frühe während der Kristallisation des Magmas bilden, d. h. noch vor der Endausbildung des Plagioklases (Tafel I, Fig. 4).

3. *Felsitischer Quarzporphyr.* Gang 6 m mächtig.

Diesen Gang trifft man am Fusswege auf dem linken Ufer der Sallenche von Van-d'en-haut nach Van-d'en-bas, wo er im Flusse einen Wasserfall verursacht. Das graue, dichte Gestein bricht am Salband schiefrig, parallel den Begrenzungsflächen des Ganges. Auf dem ebenen Hauptbruch bemerkt man bis 1 cm lange, dunkle Flatschen ausgewalzter Biotite, in deren Kern der Glimmer oft noch frisch ist. Auf dem Querbruch deutet eine äusserst feine Streifung auf eine vollkommene Paralleltextur des Gesteins.

U. d. M. ist diese durch eine streifenweise Lagerung von schwach pleochroitischem gelblichbraunem Biotitzerreibsel, farblosen bis schwach gelblichgrünen Muskowit- oder Serizitschüppchen und breitern oder schmälern Streifen von feinkörnigen Quarzfeldspataggregaten ausgeprägt. Unter diesen trifft man nur selten idiomorphe Perthite oder Plagioklase als Einsprenglinge, während grössere Quarzkörner nie kristallographische Begrenzung aufweisen. Charakteristisch ist das Auftreten kleiner, z. T. idiomorpher braungelber Körnchen von Turmalin.

Das Gestein der Gangmitte trägt eine weniger scharf ausgeprägte Paralleltextur. Die graue, dichte Grundmasse wiegt immer noch sehr vor; doch sind unter den regellos eingestreuten kleinen Einsprenglingen die Biotite schon recht auffällig. Das mikroskopische Bild unterscheidet sich von dem des Salbandes dadurch, dass die Streifen der verschiedenen Komponenten der Grundmasse weniger straff gerade und parallel verlaufen und dass die Einsprenglinge etwas zahlreicher sind.

4. *Granitporphyr* aus einem Gang mit Schollen.

Auf dem Wege von Van nach dem Têti trifft man auf dem Grat, der vom Salentin nach dem Têti abfällt, in injizierten Schiefern einen Granitporphyrgang mit Scholleneinschlüssen. Das Ganggestein besitzt zahlreiche, aber durchwegs kleine Einsprenglinge von frischem, schwarzem Glimmer, Feldspat und Quarz, die in einer hellgrauweissen feinkörnigen bis dichten Grundmasse eingebettet sind. Beim Zerschlagen des Gesteins verrät sich eine bessere Spaltfähigkeit in einer Ebene.

Auf der Bruchfläche senkrecht zur Spaltrichtung beobachtet man, dass die Einsprenglinge annähernd parallel orientiert sind. Dies und die hellere Grundfarbe, der spärlichere Glimmer und das Fehlen grösserer Einsprenglinge unterscheiden diesen Porphyr vom Granitporphyr an der Salanfe bei Van-d'enbas.

U. d. M. sieht man nie idiomorphen Biotit als Einsprengling, wie er sonst den Porphyren von Van eigen ist. Vereinzelte grössere Blättchen sind randlich ausgebuchtet, ausgefranst, durchlöchert und zeigen in basalen Schnitten oft eine gelbgrüne Farbe, auf Schnitten ⊥ zur Spaltbarkeit ein schönes Hellbraun mit mittlerem Pleochroismus : $\mathfrak{a}$ = fast farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = braun. Oefters legen sich kleinere Biotitblättchen über grössere und entwickeln am gleichen Zirkoneinschluss pleochroitische Höfe. Als Einschluss findet sich der Biotit nur in grössern Plagioklasen und Perthiten und ist dort korrodiert und oft fast vollständig muskowitisiert. Stellenweise beobachtet man auch Ausgrünung.

Die Feldspateinsprenglinge unterscheiden sich von denjenigen der andern besprochenen Porphyrvarietäten nur durch schlechte Ausbildung. Rhombische Schnitte treten allerdings untergeordnet auch auf. Aber die meisten Feldspäte zeigen beliebige Umgrenzung, sind mit den nächsten Feldspatkörnern der Grundmasse verwachsen und schliessen daher randlich viele Quarzkörner ein. Der Plagioklas ist ein Albitoligoklaş, enthält im Kern aber öfters Mikrolithe, die wohl Entmischungsprodukte darstellen. Unter diesen sind nur feine farblose Leistchen, die nach den Zwillingslamellen orientiert sind, als Muskowit zu bestimmen. Der Kalifeldspat erscheint in der Varietät des Orthoklases und Perthits. Grössere Körner umschliessen viele kleinere Plagioklase oder sind randlich mit Myrmekitzapfen besetzt.

Der Quarz kommt nie in idiomorphen Kristallen vor, sondern bildet immer rundliche oder linsenförmige Aggregate von feinen, mehr oder weniger verzahnten, etwas undulös löschenden, verschieden orientierten, rissigen Körnern. Oft mischen sich in diese Aggregate auch andere Gesteinsgemengteile.

Schliesslich trifft man in der Grundmasse zerstreut noch kleinere Haufwerke von Muskowit, die Reste von ausgebleichtem oder auch chloritisiertem Biotit enthalten. Sie dürften das Zersetzungsprodukt von Kordierit darstellen.

Die Grundmasse besteht auch hier aus einem Aggregat von Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Muskowit. Unter diesen

Gemengteilen zeigen nur die feinen Muskowitleistchen kristallographische Begrenzung. Sie umfliessen, parallel gerichtet, die Einsprenglinge und stellen so in der Grundmasse deutliche fluidale Struktur her (Tafel I, Fig. 5).

Das Ungewöhnliche dieses Porphyrs mag verschiedenen Ursachen zugeschrieben werden. Es lässt sich nicht leugnen, dass er wie der Granit durch eine lange nach seiner Verfestigung eingetretene Gebirgsbewegung so gepresst wurde, dass sich in ihm Paralleltextur herausbildete. Es ist aber möglich, dass ein seitlicher Druck schon während der Kristallisation auftrat und die hübsche Fluidialstruktur der Grundmasse hervorrief. Dann müssten allerdings alle andern Porphyre auch parallel struiert sein. Darum hat die Annahme am meisten für sich, dass dieser Porphyr aus einem allmälig aufgeschmolzenen, mit porphyrischem Magma injizierten Schieferhornfels hervorgegangen ist und nach seiner Verfestigung noch seitlich gepresst wurde. Dafür sprechen die Scholleneinschlüsse, die Plagioklase mit den Entmischungserzeugnissen und die schlechte Ausbildung der Einsprenglinge mit ihrer geflechtartigen Verwachsung mit der Grundmasse, die parallelstruiert ist. Die Kristallisationsbedingungen mussten in diesem Gang von Anfang an durch die Reste des Hornfelses sehr beeinträchtigt worden sein, und günstig waren sie nur an den vereinzelten Stellen, wo sich idiomorphe Feldspäte entwickelten.

b) **Die Porphyre von Salanfe.**

Nach einer Vergleichung sämtlicher Ausbildungsarten des Porphyrs von Salanfe im grossen Gang und in den Linsen kann man nach Farbe, Mineralbestand und Struktur sechs Arten unterscheiden, von denen sich je zwei nur durch ihre rote und weisse Farbe unterscheiden und daher hier für die Beschreibung vereinigt werden.

Die erste Varietät, Hornsteinporphyr, bekleidet immer das Salband. Im grössten Gang erreicht sie kaum eine Mächtigkeit von 1 m. Je dünner der Gang wird, desto mächtiger wird sie und in kleinen Linsen nimmt sie den ganzen Raum ein.

Die zweite Art, ein Quarzporphyr mit zahlreichen kleinen Einsprenglingen, geht gegen die Gang- oder Linsenmitte allmählich aus der Salbandfazies hervor. Im grossen Gang ist sie wiederum nicht besonders mächtig, gewinnt aber umsomehr an Ausdehnung, je weniger mächtig der Gang oder die Linse wird. In mittleren Linsen bildet sie den Kern.

Die dritte Art, ein Granitporphyr mit zurücktretender Grundmasse und zahlreichen grossen Einsprenglingen, bildet den Hauptteil der grössern Gänge.

Die beigegebenen Skizzen (Fig. 6) sollen das Vorkommen der drei Arten im Schema veranschaulichen. Die erste Skizze (Fig. 6*a*) ist ein Vertikalschnitt durch einen nach oben auskeilenden Gang. Die wagrechten Striche bedeuten Abtragungsstufen. Bei *a* ist nur die Salbandfazies angeschnitten, bei *b* diese und die zweite Varietät und bei *c* kommen alle drei Porphyrarten zum Vorschein. Diese Abtragungsfläche ist inder zweiten Skizze (Fig. 6*b*) schematisch dargestellt. Allerdings müssen die Bilder um ein Vielfaches gestreckt gedacht werden, damit sie der Wirklichkeit entsprechen.

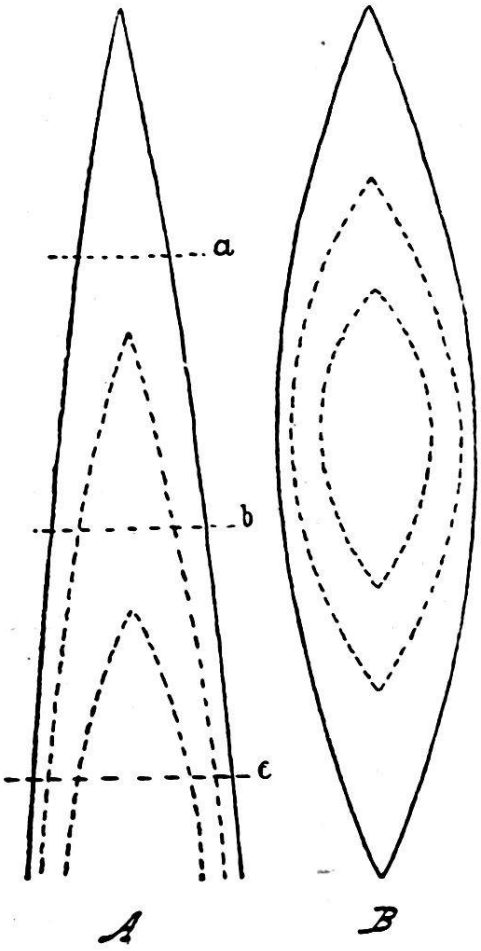


Fig. 6.

1. *Hornsteinporphyr.*

Der weisse Hornsteinporphyr zeigt im Handstück eine dichte, splitterigbrechende Grundmasse, in der nur wenige Einsprenglinge von Muskowit, Feldspat und Quarz eingestreut liegen, die nicht über 1 mm messen. Der Muskowit macht sich durch seine silberweissen, lebhaftglänzenden, gut begrenzten Blättchen besonders bemerkbar, während die blassfleischroten Feldspäte und der glashelle, farblose Quarz mit seinen hexagonalen Umrissen wenig hervortreten. In der roten Abart mit tiefroter Grundmasse scheinen die Einsprenglinge weniger gross und zahlreich zu sein; aber der splitterig bis schiefrige Bruch und die mikroskopische Untersuchung zeigen mit aller Deutlichkeit, dass wir es hier mit einem gepressten Gestein zu tun haben. Denn fast alle Einsprenglinge sind soweit zertrümmert, dass man ihre Bruchstücke makroskopisch kaum noch bemerkt.

Die hellen Glimmereinsprenglinge weisen u. d. M. alle Eigenschaften des Muskowits auf und zeichnen sich durch eine allgemein verteilte Zwillingslamellierung nach der Basis aus.

Unter den Feldspateinsprenglingen herrscht der Plagioklas vor und bildet ausgezeichnet begrenzte, frische Leisten mit Prisma und Längsfläche, Basis und Querdoma. Er ist ein Albit mit feiner Zwillingslamellierung und schliesst winzige Serizitschüppchen in feiner Verteilung ein. Der Orthoklas übertrifft den Plagioklas beinahe noch in der guten Ausbildung. Er ist nach der *a*-Axe gestreckt und häufig mit dem Albit verwachsen. Oft umschliesst er Plagioklas. In allen Feldspäten, aber im Orthoklas zahlreicher als im Albit, treten in gleichmässiger Verteilung staubfeine, rot durchscheinende oder opake, im reflektierten Licht metallglänzende Körnchen von Hämatit auf, der die Rotfärbung verursacht.

Der Quarz bildet als Einsprengling bald scharf geradlinig begrenzte, bald kantengerundete hexagonale Bipyramiden oder auch vollständig abgerundete Körner. Die Korrosion ist oft so kräftig, dass sie zur Trennung in einzelne Stücke führt. Grössere Körner besitzen Risse. Stellenweise vereinigen sich mehrere zu einem Aggregat. Gegenüber allen andern Vorkommnissen zeichnet sich hier der Quarz durch eine Streifung aus, die bei parallelen und gekreuzten Nicol bemerkbar ist. Sie verläuft in der Regel $\perp$ *c*, und die Streifen löschen zu gleicher Zeit wie die übrigen Teile des Quarzes aus. In Schnitten $\perp$ zur *c*-Axe treten sie erst nach Einschieben des Gipsblättchens hervor. Neben ungleich verteilten Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglichen Libellen findet man noch Einschlüsse von Muskowit, Plagioklas, Grundmasse, Apatit und feine Sillimanitnädelchen.

Die Gemengteile der sehr feinkörnigen Grundmasse lassen sich nur in der wenig gepressten weissen Abart als Muskowit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz bestimmen. Isotrope, glasige Stellen wurden nirgends bemerkt. In der roten, gepressten Abart sind die Feldspäte der Grundmasse z. T. serizitisiert und in dem dichten, parallelstruierten Quarzserizitaggregat liegen parallele Streifen der Abscherungsbrocken der Einsprenglinge. Die Rotfärbung wird auch durch Hämatit verursacht.

Als Akzessorien trifft man Anatas, Apatit und sechseitig begrenzte Erzkörner mit Leukoxenrand, wahrscheinlich Titaneisen.

Besonderes Interesse erwecken einige feine Spältchen, die in gleicher Richtung einen Schliff durchsetzen und Muskowit, Quarz, Albit und Grundmasse trennen. Das Muskowitblättchen ist zerrissen und zerfetzt. Von einem abgerundeten Quarzkorn wurde ein Teil abgetrennt, die Wunde aber mit

Quarz ausgeheilt, sodass das ganze Korn wieder homogen löscht. Die ausgeheilte Stelle fällt aber durch zahlreiche, grosse Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen auf. Ein gespaltener Albit ist auch wieder durch Albit ergänzt worden; aber an der Stelle der Kluft ist die Zwillingslamellierung zerstört oder verzogen. Im Bereich der Grundmasse sind die Spältchen mit Quarz, dessen Korngrösse die der Grundmasse übertrifft, ausgefüllt. Feine Einschlüsse fehlen auch hier nicht. Die Spältchen erscheinen als eine Folge der Abkühlung und Zusammenziehung des Porphyrs während seiner Verfestigung. Von der Gangmitte her drangen saure Bestandteile des Magmas in die Klüftchen der schon verfestigten Randfazies und heilten sie aus.

2. *Der Quarzporphyr.*

In dieser Varietät sind die Abstände zwischen den Einsprenglingen, die 1 bis 3 mm messen, kleiner als ihre Durchmesser. Die Grundmasse tritt daher etwas zurück, erscheint aber makroskopisch noch ebenso dicht wie im Hornsteinporphyr. Der Bruch ist rauh und uneben. Unter den Einsprenglingen bemerkt man neben Muskowit, Feldspat und Quarz kleine, grünliche, im Handstück nicht zu deutende Leistchen und Flecken. Die Feldspäte sind bald milchig trüb, bald glasglänzend (Tafel I, Fig. 6).

U. d. M. weisen einzelne Muskowitlamellen Biegung, unregelmässige Umrisse und undulierende Auslöschung auf. Eine Leiste ist in vier Stücke zerrissen.

Auch der Plagioklas, wieder ein Albit, ist nicht so gut begrenzt wie am Salband. Leistenförmige Körner sind zerbrochen.

Der Orthoklas tritt noch in vollkommen idiomorphen Körnern, manchmal in Karlsbaderzwillingen auf. Dem Quarz gegenüber bewahrt er seine kristallographische Form, dem Albit gegenüber nicht. Als Einschlüsse findet man Muskowit, Albit, Quarz, Apatit und einige gelbliche Körner, wahrscheinlich Epidot und dazu als Pigment Hämatit. In noch feinerer Verteilung als den Hämatit bemerkt man im reflektierten Licht eine diamantglänzende Substanz, vielleicht ein Zersetzungsprodukt primärer Einschlüsse von Titaneisen.

Der Quarz bietet, die häufige Rissigkeit ausgenommen, nichts Neues. Die Auslöschung ist trotz der Risse homogen. Ausgeheilte Brüche enthalten viele Flüssigkeitseinschlüsse. Auch die Streifung, Korrosionsränder und Sillimaniteinschlüsse fehlen nicht. Bisweilen kommt er auch als Einschluss in Plagioklas vor.

U. d. M. entpuppen sich die grünlichen, leistenförmigen Einsprenglinge als chloritisierten oder muskowitisierten Biotit. Seltener als in Chlorit sind sie in ein feines Aggregat farbloser Schüppchen mit hohen Interferenzfarben umgewandelt, vermengt mit Trümmern ursprünglicher Einschlüsse wie Apatit und Titanmineralien. Oft sind diese Haufwerke feiner Schuppen zu Sammelplätzen des Erzes und undurchsichtig geworden. Frisch findet sich der Biotit nur als idiomorpher Einschluss von braungrüner Farbe in einem grössern Muskowitblättchen in paralleler Verwachsung. Er wurde also vor dem Muskowit ausgeschieden.

Stellenweise häufen sich die Einsprenglinge zu kleinen Aggregaten mit Aplitstruktur.

Die Grundmasse stellt immer noch ein feinkörniges Aggregat von schlechtbegrenzten Muskowitschüppchen und verzahnten Quarz- und Feldspatkörnchen dar. Dabei weisen die Feldspäte der Grundmasse sowohl in der hellen als in der roten Abart nebst dem roten Pigment die in den Orthoklaseinsprenglingen bemerkte diamantglänzende Substanz auf, nur dass die Erscheinung in der roten Varietät viel kräftiger ist. Da findet man quadratische und rechteckige Schnitte von Erz, die entweder randlich oder zentral braunrot durchscheinen, im übrigen opak sind und im reflektierten Licht schwarzblau glänzen.

Verschiedene Anzeichen deuten darauf, dass auch in dieser Porphyrart alle Missbildungen an den Gemengteilen auf Protoklase beruhen, so die mit Albit ausgeheilten, zerbrochenen Feldspate und die Albitsäume sowohl um Orthoklas als um Plagioklas. Als ein weiterer Beweis mag hier eine Spaltenausfüllung in einem Quarz und einem anliegenden Plagioklas angeführt werden (Fig. 7). Der Albit wurde mit Albit, der Quarz mit Quarz ausgeheilt. Die Quarzfüllung ist wieder durch zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse gekennzeichnet.

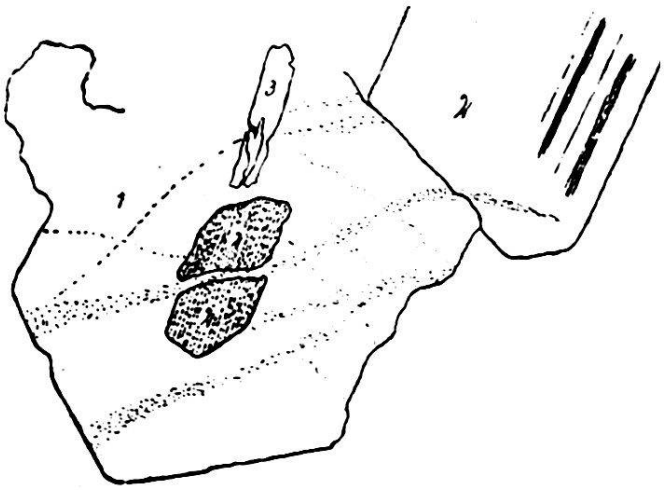


FIG. 7. — 1 Quarz, 2 Albit, 3 Muskowit.

Am Quarzkorn konnte man aber weiter beobachten, dass verschiedene Felder, die von Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen umgrenzt sind, nicht genau miteinander auslös-

chen. Es scheint daher gestattet, die Entstehung der Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen im Quarz auf ausgeheilte, submikroskopische, durch Protoklase verursachte Brüche zurückzuführen; denn nur bei innerer Zertrümmerung eines Quarzkornes können einzelne Teile so verschoben werden, dass sie optisch nicht mehr parallel orientiert sind.

3. *Der Granitporphyr.*

Die Einsprenglinge dieses massigen, rauh brechenden Porphyrs haben ein mittleres Mass von $^1/_2$ cm und sind dicht gedrängt. Einzelne der roten oder milchweissen Feldspäte werden über 2 cm lang. Der Quarz bildet nur noch unregelmässige Körner und an Stelle des Muskowits treten dunkelgrüne Blättchen von Chlorit. Die feinkörnige, helle oder rote Grundmasse wird in den kleinen Räumen zwischen den sich berührenden Einsprenglingen kaum bemerkt.

U. d. M. zeigen noch vereinzelte Quarzkörner kristallographische Umgrenzung. Grössere Körner sind in mehrere Stücke geteilt, aber es lässt sich nicht überall unterscheiden, ob dies eine Folge der Protoklase oder der Korrosion ist. Denn Korrosionsbuchten trifft man nicht mehr und sämtliche Quarzkörner haben lappige oder gezackte Ränder, die durch die Verwachsung der Quarzeinsprenglinge mit Quarzkörnern der Grundmasse entstanden sind. Um Körner, an denen dieses Wachstum weit in die Grundmasse hinausreicht, entstehen durch Umwachsung von Feldspatkörnern Quarzskelette. Erst ausserhalb dieser, mit dem Quarzeinsprengling auslöschenden Skelette tritt dann die eigentliche Grundmasse auf. Wo am Rande der Skelette die Feldspatkörner der Grundmasse sich durch besondere Grösse auszeichnen, bilden sie um die Quarze hübsche Höfe.

Die Auslöschung des Quarzes ist bald homogen, bald undulös. Stellenweise lässt sich auch Felderteilung erkennen, und es ist bemerkenswert, dass auch hier die Felder durch sich kreuzende Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen begrenzt werden. Die Streifung tritt in verschiedener Stärke auf. Gewisse Spalten und Risse deuten auf schwache Kataklase.

Unter den Einschlüssen befinden sich stark pleochroitische Biotitschüppchen ($\mathfrak{a}$ = gelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = braun), Chlorit, Muskowit, Zirkon, Sillimanit, Grundmasse und untergeordnet auch Plagioklas. Manche Flüssigkeitseinschlüsse besitzen quadratische oder rhombische Umgrenzung und Libellen. Selten kommt der Quarz in Plagioklas eingeschlossen oder mit ihm

verwachsen vor. Dagegen bilden mehrere Quarzkörner oft unter sich Aggregate.

Der Plagioklas ist wieder ein Albit und erscheint als Einschluss in Orthoklas vollständig idiomorph. Zu Aggregaten vereinigt hat er allotriomorphe Begrenzung. Mit den Plagioklaskörnern der Grundmasse verwächst er vor allem an Flächen ohne Spaltbarkeit in ähnlicher Weise wie die Quarzeinsprenglinge mit den kleinen Quarzkörnern zu randlichen Skeletten, die Quarz und Orthoklas umschliessen. In manchen Plagioklasleisten sind die Zwillingslamellen verbogen. An den Biegungen ist der Feldspat serizitisiert. Dass an den serizitisierten Stellen kein Kalk ausgeschieden wurde, ist wohl ein sicherer Beweis für den sauren Charakter des Plagioklases. Immerhin deutet ein schmaler, frischer Saum an einem zonaren Plagioklas darauf hin, dass neben den optisch als Albit bestimmbaren Plagioklaskörnern auch solche mit etwas Kalkgehalt vorkommen, die sich durch einen weniger frischen Zustand auszeichnen.

Der Kalifeldspat tritt in der Form des Perthits oft in Karlsbaderzwillingen auf. Manches Albitkorn ist randlich als Perthit fortgewachsen. Auf Schnitten $\perp$ 010 unterbricht eine Schar parallel gestellter, meist kurzer Albitlamellen dann das sonst homogene Feld des Orthoklases und löscht gleichzeitig mit dem grossen Albitkorn aus. Die Ausbildung des Kalifeldspats ist ebensowenig vollkommen wie die des Plagioklases. Seine randliche Skelettbildung gleicht beinahe pegmatitischer Verwachsung mit dem Quarz der Grundmasse. Wie in den andern Varietäten so ist auch hier vor allem der Perthit reichlich mit Pigment beladen.

Der Biotit ist z. T. noch in idiomorphen Täfelchen erhalten. Frisch und mit kräftigem Pleochroismus ($\mathfrak{a}$ = gelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = braun) findet er sich nur als Einschluss im Quarz. In der Grundmasse und in den Feldspäten ist er zersetzt. Im hellen Porphyr besitzt er chloritgrüne Farbe. Die Leisten sind kräftig pleochroitisch, $\parallel c$ lichtgelb, $\perp c$ grün. Die Interferenzfarben sind graublau, der Axenwinkel = 0^0 und der optische Charakter negativ, $c = \mathfrak{a}$. Alle Chloritblättchen sind mit zahlreichen, sehr stark licht- und doppelbrechenden, farblosen bis gelblichen Körnchen von negativem optischem Charakter vollgespickt, die z. T. in Leukoxen verwandelt sind. Es ist Anatas.

Im roten Porphyr ist der Biotit randlich und auf Spaltrissen in Muskowit verwandelt, während der Rest chloritisiert ist. Als Einschlüsse findet man neben Anatas auch noch Zirkon

und Apatit, zu denen allerdings an vielen Stellen Erz tritt, das Chlorit wie Muskowit stellenweise ganz verhüllt.

Charakteristisch für diesen Porphyr sind Pseudomorphosen, die nach ihren Umrissen von einem kurzprismatischen Mineral stammen. Sie bestehen aus einem feinschuppigen Aggregat von Muskowit und Chlorit und treten im Perthit und in der Grundmasse auf. In ersterem trifft man Schnitte, die für Cordierit typisch sind. Parallel der *c*-Axe bemerkt man sogar eine feine Streifung, die von der Spaltbarkeit des ursprünglichen Minerals nach 010 herrühren könnte. Berücksichtigt man noch den durch die chemische Analyse erwiesenen Ueberschuss an Tonerde im roten Porphyr von Salanfe, so braucht man nicht mehr daran zu zweifeln, dass die Pseudomorphosen Pinit nach Cordierit darstellen. Schliesslich deuten die Einschlüsse von Grundmasse und Quarz in den in der Grundmasse liegenden Pseudomorphosen auf Siebstruktur des primären Minerals, ein Merkmal des Cordierits.

Die Grundmasse dieses Porphyrs ist bedeutend weniger feinkörnig als die der andern Varietäten. Ihre Gemengteile sind leicht als Muskowit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz zu erkennen. Obschon der Muskowit nicht idiomorph ist, tritt er doch in der Weise der erstausgeschiedenen Bestandteile unter dem allotriomorphen Aggregat der andern Gemengteile der Grundmasse auf. Stellenweise sammelt er sich zu kleinen Nestern an, in deren Nähe die Grundmasse dann muskowitfrei ist.

Im roten Porphyr ist das Pigment wieder reichlich vertreten.

Eine chemische Analyse des roten Porphyrs aus der Mitte des grossen Ganges an der Salanfe ergab folgendes Resultat:

		Mol. %
H_2O bei 120°	0,29	—
Glühverlust	1,39	—
SiO_2	73,66	81,73
Al_2O_3	14,51	9,46
Fe_2O_3	0,94	—
FeO	1,09	1,40
P_2O_5	0,56	—
TiO_2	Sp.	—
MgO	—	—
CaO	1,23	1,44
Na_2O	2,31	2,52
K_2O	4,86	3,52
	100,50	100,00

$S = 81{,}73$ $A = 6{,}04$ $C = 1{,}47$ $F = 1{,}40$ $T = 1{,}95$
$a = 13{,}6$ $c = 3{,}3$ $f = 3{,}1$ $n = 4{,}2$
$K = 2:1$, also viel freier Quarz, was mit der petrographischen Untersuchung übereinstimmt (Fig. 5 III).

Es wurde schon hervorgehoben, dass die Porphyrgänge von Van Apophysen des mächtigen Granitganges im Massiv der Aiguilles-Rouges darstellen. Das granitische Magma drang gleichzeitig in den Hauptgang und in die zahlreichen Nebengänge und ist hier wie dort in der Tiefe erstarrt, in klaffenden Spalten, die während einer gewaltigen Gebirgsbewegung entstanden sind. Seltener quoll das Magma auf Ruschelzonen empor, wo es sich durch Aufschmelzung des gelockerten Gesteins Bahn schaffte. Die strukturellen Uebergänge von der Granitstruktur des Hauptganges bis zur Felsitstruktur der kleinsten Abzweigungen erscheinen als eine Folge verschiedenrascher Abkühlung des Magmas. Die helle Farbe des Gesteins der kleinen Gänge und der Salbandfazies der grossen, die durch das Vorherrschen der sauren Gemengteile Quarz und Muskowit hervorgerufen ist, und die Anreicherung der basischen Bestandteile wie Biotit, Pinit und Erz in der Gangmitte und in der Nähe des Granits deuten darauf, dass während der Kristallisation eine Spaltung des Magmas stattgefunden hat. Auch diese Erscheinung muss ihre Ursache in der raschern Abkühlung am Kontakt mit dem Nebengestein haben, wo sich die vornehmlich mit salischen Stoffen beladenen Mineralbildner konzentrierten. Durch die Ansammlung der Gase an dieser Stelle lassen sich die zahlreichen Resorptions- und Korrosionserscheinungen am Quarz wie am Biotit und Cordierit erklären.

Über die Entstehung der Granitstruktur.

Wenn man die Annahme, dass sich das Magma am Salband oder in den kleinen Gängen rascher abgekühlt habe als in der Gangmitte und in mächtigeren Gängen als richtig betrachtet, so folgt daraus, dass sich die Kristallisation an Stellen rascher Abkühlung schneller vollzogen hat als anderwärts. In diesem Falle stellt uns dann das verschiedenartige Porphyrgestein vom Salband zur Gangmitte, bezw. vom auskeilenden Gangende zur Gangwurzel am Hauptgang Bildungsstufen mit verschiedenen Strukturen dar. Es lässt sich annehmen, dass die ganze Porphyrmasse einmal die unverfestigte Phase des Salbandes durchlaufen habe, dass sie sich strukturell aber solange weiterentwickelte, als ihre Temperatur die Gleitfähigkeit der Kristallmikrolithe ermöglichte. Da die Abkühlung

von aussen nach innen fortschritt, so folgen sich die Bildungsstufen auch von aussen nach innen, und deshalb ist die Granitstruktur als die Vollkommenheit und das Ziel der Entwicklung zu betrachten. In diesem Sinne stellt die Porphyrstruktur nur eine nicht fertig entwickelte Granitstruktur dar. Denn keine Anzeichen deuten darauf, dass die Kristallisationsprozesse bei kurzer Kristallisationsdauer grundsätzlich und in ihren Erzeugnissen andere wären als bei langer.

Schon am Anfang der Kristallisation, bezw. in der Salbandfazies des Porphyrs treten unter den Einsprenglingen alle Hauptgemengteile des Granits auf, also Biotit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Allerdings ist der Biotit infolge Spaltung des Magmas oder durch nachträgliche Resorption meist durch Muskowit ersetzt. Nach der Gangmitte werden alle Einsprenglinge grösser und nehmen nach dem Hauptgang hin allmählich das Aussehen der Gemengteile im Granit an. Sie werden miteinander gross, und es erscheint deshalb unrichtig, den Biotit als den zuerst ausgeschiedenen Hauptgemengteil im Granit zu betrachten. Die Ausscheidung des einen Gemengteils scheint die Bildung eines andern oder aller andern zu bedingen. Mikropegmatitische Durchwachsungen von Quarz in idiomorphen Orthoklaseinsprenglingen deuten ferner an, dass entektische Gemische nicht erst am Schlusse der Kristallisation des granitischen Magmas entstehen, sondern dass Quarz und Orthoklas schon frühzeitig miteinander kristallisieren.

Solange der Magmarest, aus dem sich die Grundmasse entwickelt, nicht erstarrt ist, können sich die darin befindlichen, beweglichen Kristallkeime den Einsprenglingen anschliessen und gleichrichten, sodass die Einsprenglinge weiterwachsen, während der nicht verfestigte Teil des Magmas beständig an Raum verliert. Bis die Einsprenglinge miteinander in Berührung treten, können sie sich idiomorph ausbilden. Dann aber beginnt sowohl der Kampf um den Raum als um die kristallographische Ausbildung.

Da nun der Biotit oder auch der Muskowit als dessen Stellvertreter gegenüber dem Quarz sowohl im Granit als in den Porphyren immer idiomorph ist und als Einschluss im Quarz auftritt, so ist anzunehmen, dass der Biotit gegenüber dem Quarz während allen Kristallisationsperioden die grössere Kristallisationskraft besass, ebenso gegenüber den Feldspäten.

Anders verhält es sich zwischen den Feldspäten und Quarz. Die Tatsache, dass der Quarz im Feldspat in gut begrenzten Einschlüssen erscheint, dass aber anderwärts die Feld-

späte am Quarz gut ausgebildet sind und selbst als Einschlüsse in ihm auftreten und dass weiter Quarz mit Feldspäten in den Porphyren lokal allotriomorphe Aggregate bildet, führt zu der Annahme, dass die Kristallisationsbedingungen für den Quarz nicht während der ganzen Dauer der Kristallisation gleich günstig waren. Im ersten Stadium behauptet er seine Form. Wenn aber mit dem Freiwerden der Mineralisatoren an ihm Resorptionserscheinungen auftreten, unterliegt er im Wettstreit um den Raum auch gegenüber den Feldspäten, und es ist deshalb klar, dass seine Ausbildung um so weniger gut ist und um so mehr derjenigen des Quarzes im Granit gleicht, je grösser die Einsprenglinge werden, je mehr er in den sich anreichernden Mineralisatoren wieder in Lösung geht.

Da in der Grundmasse aller Porphyrarten die gleichen Gemengteile wie unter den Einsprenglingen erscheinen (ausgenommen im Granitporphyr und im Granit der kleinen Gänge, wo der Glimmer in der feinkörnigen Grundmasse stellenweise oder überall fehlt), dürfen wir schliessen, dass auch in der Grundmasse von Anbeginn der Kristallisation alle Gemengteile miteinander ausgeschieden werden. Je langsamer die Abkühlung erfolgt, desto länger dauert die Vereinigung der gleichartigen Kristallkeime, desto grobkörniger wird die Grundmasse.

Während der Kristallisation der Grundmasse wachsen die Einsprenglinge noch weiter, indem sie sich die nächsten gleichartigen Körner der Grundmasse einverleiben und die fremdartigen abstossen. Wo letzteres nicht mehr gelingt, bilden sich Einsprenglinge mit randlicher Siebstruktur. Im Granitporphyr, im Granit der kleinen Gänge und vor allem im Hauptgranit tritt eine Beeinträchtigung in der Beweglichkeit der Kristallkeime im Magmarest spät auf, so dass die Mineralien mit der stärksten Anziehungs- und Richtkraft, z. B. der Biotit Zeit finden, alle oder fast alle Kristallpartikel ihrer Art dem Magmarest zu entziehen. Gelingt dies auch den Feldspäten, so entsteht Granitstruktur; gelingt es nur dem Plagioklas, so entsteht ein Granitporphyr mit mikropegmatitischer Grundmasse.

Es ginge über den Rahmen dieser Arbeit hinaus, die obigen, nur kurz angedeuteten Beobachtungen und Schlüsse hier eingehend zu belegen und sie an Hand der sämtlichen Literatur über Kristallisation und Entstehung der Strukturen gründlich nachzuprüfen. Dies möchte sich der Verfasser noch vorbehalten. Trotzdem glaubt er seine neu gewonnene Ueberzeugung an dieser Stelle ausdrücken zu dürfen, nämlich,

dass die Granitstruktur nicht durch die aufeinanderfolgende Ausscheidung von Biotit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz entsteht, sondern dass sich diese Gemengteile während der längsten Zeit der Abkühlung des Magmas gleichzeitig entwickeln und dass nur die Beendigung ihrer Ausbildung in der oben erwähnten Reihenfolge geschieht.

3. *Spaltungsgesteine.*

Von diesen wurden nur solche von salischem Charakter gefunden. Sie bilden zahlreiche Gänge, die bis zu 40 m mächtig sind. Doch ist ihre mineralische und strukturelle Beschaffenheit nicht überall dieselbe. Es mögen nachfolgend vier verschiedene Arten besprochen werden.

a) **Muskowitaplit.**

Wenn man sich von der Station Vernayaz auf dem kürzesten Wege an den linken Rhonetalabhang begibt, so kommt man an den Fuss eines Felsvorsprunges, in dem eine Schar meist parallellaufender, bis 5 m mächtiger Gänge dieses Gesteins einen stellenweise verworrengewundenen Muskowitgneis durchsetzt. Manche Gänge schwellen mächtig an, werden wieder dünner und keilen oft ganz aus.

Der Muskowitaplit ist ein massiges, grauweisses Gestein, in dem der Muskowit hohe Säulchen bildet, die zuweilen einen Durchmesser von mehreren Zentimetern erlangen. Kleine, zersetzte Schüppchen von Biotit, Relikte des Nebengesteins, enthält er selten. Makroskopisch erkennt man als weitere Gemengteile glasglänzenden Quarz und mattweisen Feldspat.

Mikroskopisch wurde ein reiner Muskowitaplit mit grossen Muskowitblättern aus einer 2 m langen und 3 dm mächtigen Linse untersucht. Er stellt ein Aggregat von Muskowit, Plagioklas und Quarz dar. Akzessorisch fand sich Eisenglanz.

Der Muskowit besitzt idiomorphe Basisflächen. An basalen Schnitten erkennt man randlich mikropegmatitische Verwachsungen mit Plagioklas und Quarz.

Der Plagioklas zeigte eine symmetrische Auslöschung von

	10^0	11^0	12^0	12^0	13^0	13^0	15^0
	10^0	12^0	12^0	12^0	13^0	13^0	15^0.

$\omega > \alpha, \beta, \gamma$.

Er ist ein Albit und besitzt regelmässige Zwillingslamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz und wird durch dunkle, staubförmige Partikel leicht getrübt.

Der Quarz bildet unter sich Aggregate von schwach verzahnten oder gelappten, undulös löschenden Körnern mit Felderteilung. Der Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglichen Libellen ist auffällig. Die Aplitstruktur zeichnet sich durch einfache Begrenzungslinien der Gemengteile aus.

b) Aplit bei der Trientschlucht.

Dieser Aplit ist ein blaugraues, fein- bis mittelkörniges Aggregat von Feldspat und Quarz, dem aber reichlich kleine chloritisierte Biotite beigemischt sind. Die parallele Orientierung des dunklen Gemengteils verrät eine schwache Paralleltextur des sonst massig aussehenden Gesteins.

Mineralbestand:
Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Apatit, Zirkon;
Chloritisierter Biotit, Muskowit, Epidot, Kalzit.

Der Plagioklas hat dasselbe Aussehen wie in Varietät 1. Die Messung der symmetrischen Auslöschung ergab

9°	10°	12°	12°	13°	15°	15°	15°
9°	10°	13°	13°	14°	15°	15°	16°

Er ist demnach Albit.

Der Orthoklas bildet nur unregelmässige Körner mit scharfen Spaltrissen nach 001, 010, mit Einschlüssen von Zirkon, Plagioklas, Biotit, und hat wolkige Auslöschung. Er besitzt selten feine Perthitspindeln und ist randlich mit Myrmekitzapfen besetzt.

Der chloritisierte, z. T. auch muskowitisierte Biotit tritt in allen Hauptgemengteilen in schlechtbegrenzten, oft zerfetzten Blättchen auf. Um Zirkoneinschlüsse zeigt er pleochroitische Höfe. Er hat vollständig die gleichen Eigenschaften wie der Glimmer der injizierten Schiefer und Hornfelse, die das Nebengestein des Aplits bilden.

Der Muskowit kommt nur in feinen, schlechtbegrenzten Schüppchen vor, die oft noch Zersetzungsprodukte des Biotits umschliessen.

Zirkon ist selten. Er kommt auch in Mikrolithen in den hexagonalen oder prismatischen Schnitten des Apatits vor.

In den weniger mächtigen Gängen sind der Biotit und mit ihm Muskowit, Zirkon und Apatit spärlicher. Dafür nehmen die Orthoklase, die in ihrem Aussehen an diejenigen in den Graniten erinnern, an Zahl und Grösse sehr zu. Sie bilden Karlsbaderzwillinge und umschliessen Plagioklase mit rhombischem Querschnitte und kleine Quarzkörner mit sechsseitigem Umriss.

c) Pinitaplit.

Der Pinitaplit tritt sowohl im Granit oberhalb Miéville als auch in den Hornfelsen und injizierten Schiefern nordwestlich davon in Gängen, Adern und Linsen auf, deren Mächtigkeit zwischen 1 cm und einigen Metern schwankt.

Neben den kurzprismatischen, kantengerundeten schwarzgrünen Piniten liegen in dem weissen, feinkörnigen Gestein zuweilen kleinere oder grössere Schollen des Nebengesteins mit einem dunkelgrünen Saum von Pinit.

In der splittrig brechenden Abart des Ganges oberhalb des Steinbruches von Miévielle sind die Pinite zu dünnen Linsen ausgequetscht und liegen als grüne Flammen auf dem weissen Grunde des Gesteins.

Mineralbestand:

Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin, Perthit, Quarz.
Apatit, Zirkon, Titanit, Magnetit.
Pinit, Granat, Andalusit, Biotit, Muskowit, Chlorit.

Der Plagioklas ist ein Albitoligoklas mit feiner Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Symmetrische Auslöschung $= \begin{matrix} 10^0 & 10^0 & 9^0 & 7^0 \\ 10^0 & 10^0 & 9^0 & 8^0 \end{matrix}$ $\omega > \gamma$. Begrenzung schlecht.

Der Kalifeldspat besitzt im allgemeinen die gleiche Ausbildung wie in dem Aplit am Trient. Doch erkennt man nur selten schöne Spaltrisse. Die Auslöschung ist meist undulös, wolkig. An einigen Körnern lässt sich Mikroklingitterung feststellen. Perthitbildungen mit Spindeln oder Lamellen sind häufig. Einzelne Perthite sind von Plagioklas umwachsen. Diese Erscheinung deutet darauf, dass während der Kristallisation auf eine Periode der Perthitbildung eine solche der Ausscheidung von reinem Plagioklas folgte, eine Erscheinung, die durch einen Nachschub erklärt werden kann.

Gewisse Kalifeldspatkörner sind randlich in der Weise von runden Quarzeinschlüssen durchsetzt, dass der einschlussfreie Raum eine rhombische Form erhält.

Vom Quarz ist nichts Neues zu sagen.

Der Pinit hat das gleiche Aussehen wie im Granit. In guter Ausbildung erscheint er nur als Einschluss im Feldspat. Die makroskopisch so auffälligen Körner stellen im Mikroskop ein Geflecht dar, dessen Maschen mit Quarz ausgefüllt sind (Tafel I. Fig. 2).

Der Granat ist von rötlicher Farbe und zeigt dieselbe Siebstruktur wie der Pinit. Nach den scharfen Winkeln seines unzusammenhängenden Umrisses zu schliessen besitzt er die

Form des Ikositetraeders. Seine tiefen Risse sind mit einem gelblichgrünen, ziemlich stark doppelbrechenden Epidotmineral ausgefüllt.

Der Andalusit ist in den Feldspäten gut ausgebildet. Er erscheint hier in quadratischen oder rechteckförmigen Schnitten mit dem charakteristischen Pleochroismus farblos-rot, mit stärker gefärbtem Kern. Ueberall ist er von Muskowit umsäumt.

Der Biotit ist sehr spärlich und randlich zerfressen, muskowitisiert. $\mathfrak{a}$ = fast farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = braun. Wo er in Chloritisierung begriffen ist, enthält er die charakteristischen Zersetzungsmineralien.

Der Muskowit erscheint immer als Umwandlungsprodukt aus Biotit, Kordierit oder Andalusit.

Dieser Aplit zeigt im Dünnschliff Merkmale der Pegmatitstruktur, z. B. Durchwachsung von Quarz und Kalifeldspat, Umwachsung des Kalifeldspats durch Plagioklas, und wechselndes Strukturbild. Die Hauptgemengteile bilden grössere, einsprenglingsartige Körner, die in einem Quarzfeldspataggregat von viel feinerem Korn eingebettet liegen. Diese porphyrähnliche Struktur ist aber nicht nur primärer Natur. Manche feinkörnige Partien bestehen aus einem durch die Kataklase entstandenen Zerreibsel von zertrümmerten Feldspat und Quarzkörnern.

d) **Pegmatite.**

Die Pegmatite erlangen in zwei Zonen typische Ausbildung. Die eine lässt sich in geringer Entfernung vom Granitgang vom Südende des Dorfes La Balmaz im Streichen der Hornfelse und injizierten Schiefer über den Têti hinüber bis nach Van verfolgen, wo sie in die 70 m mächtige aplitische Randfazies des Granits übergeht.

Die andere Zone ist an der Bahnlinie von Vernayaz nach Salvan auf der Strecke zwischen den zwei Tunneln in vielen 2 bis 10 m mächtigen Gängen aufgeschlossen.

Die nahe Verwandschaft der Pegmatite zu den Apliten wird auch hier nicht durch ihr örtliches Beisammensein dargetan, sondern durch ihren gleichen Mineralbestand und die Uebergänge in der Struktur. Makroskopisch unterscheiden sich die Pegmatite von den Apliten durch den Besitz riesenkörniger, bläulicher Feldspäte, die oft in Gängen von nur 1 dm Mächtigkeit nicht fehlen.

Der Pegmatit bei Vernayaz besteht abgesehen von jenen riesenkörnigen Partien aus einem Aggregat von bläulichem Feldspat und weissem Quarz, in dem eine grosse Zahl kleiner

roter nach dem Ikositetraeder ausgebildeter Granate eingestreut liegen. Der fein lamellierte Plagioklas zeigt u. d. M. eine symmetrische Auslöschung von

$$\begin{array}{cccccc} 5^0 & 9^0 & 10^0 & 12^0 & 14^0 & 14^0 \\ 5^0 & 9^0 & 10^0 & 12^0 & 14^0 & 15^0 \end{array} \quad \omega > \gamma, \beta, \gamma$$

und bildet stellenweise Aggregate von gleichmässiger Korngrösse. Vereinzelt entwickelt er auch grosse Individuen, die im Innern von einem Geflecht von Kalifeldspat durchsetzt sind. Der Kalifeldspat löscht wolkig aus und besitzt wenig Albitspindeln. Grössere Körner sind mit zahlreichen Einschlüssen von Plagioklas, Quarz, Granat, Muskowit vollgespickt und stark verzahnt mit Plagioklas verwachsen.

Der Quarz, der die gewöhnlichen Eigenschaften des Pegmatitquarzes trägt, löscht undulös und ist von Rissen durchsetzt, die von einem grünlichen, stark doppelbrechenden Mineral, vielleicht Serizit, besetzt sind.

Die Akzessorien Apatit, Zirkon, Granat, Muskowit, Chlorit und Erze besitzen dieselben Eigenschaften wie in den Apliten.

Myrmekite sind selten. Grössere Plagioklase zeigen randlich oft Quarz vermiculé.

Die echte Pegmatitnatur auch des feinkörnigen Gesteins wird im Dünnschliffe durch die schwankende Korngrösse und ungleiche Verteilung der Hauptgemengteile, durch die Durchwachsungen von Kali- und Kalknatronfeldspäten und durch die innigen Verwachsungen des Quarzes mit den Feldspäten, bestätigt.

Die ungleichmässige Struktur dürfte z. T. auch der Resorption von Bestandteilen des Nebengesteins (Chlorit) zuzuschreiben sein.

Die Pegmatite der nordwestlichen Zone zeichnen sich durch den Besitz von Turmalin aus. Dieser bildet hier schwarze, bis 1 cm dicke Prismen.

Im Steinbruch bei Miéville befinden sich weisse turmalin- und pinitführende Blöcke, die den Pegmatitgängen der Zone Van-La Balmaz entstammen dürften. Das weisse Gestein ist ausgewalzt, was die dünnen, bis 1 cm langen Pinitlinsen und das Netzwerk dünner, aber oft bis 1 cm anschwellender, schmutzigschwarzer Adern eines dichten, zerriebenen Turmalinaggregats beweisen. Im hellen, dichten Quarzfeldspataggregat lassen sich makroskopisch nur selten Bruchstücke von Feldspäten unterscheiden.

U. d. M. treten an allen Gemengteilen die gewöhnlichen Erscheinungen der Kataklase auf. Grössere Trümmer eines frischen, mikroklinähnlichen Kalifeldspats und eines etwas

serizitisierten Albitoligoklases liegen in Streifen des zu Mehl zerriebenen Turmalins und Quarzes eingebettet. Die ursprüngliche Struktur ist ganz verwischt (Tafel I, Fig. 3).

Von den Akzessorien Apatit, Zirkon und Hämatit fällt das letzte durch seine idiomorphe Umgrenzung auf.

4. *Hornfelse und injizierte Schiefer.*

a) **Von Van und La Balmaz.**

Wie schon in den vorigen Abschnitten bemerkt, tritt auf der Nordwestseite des Granitganges zwischen La Balmaz und Van ein überall gleichartiger, dunkelbrauner, feinkörniger Biotithornfels, der stellenweise in injizierten Schiefer übergeht, mit dem Granit in Kontakt. Doch ist es nicht dieser Kontakt im engern Sinne, der im Hornfels interessante Verschiedenheiten hervorgerufen hat, sondern es sind die Spaltungsprodukte des Granites, die Aplite und Pegmatite, durch die der Hornfels injiziert worden ist. Im Folgenden soll nun an Hand einer Reihe besonders gewählter Handstücke und Dünnschliffe die fortschreitende mineralische und strukturelle Umwandlung des Hornfelses bei wachsender Injektion veranschaulicht werden.

1. *Der Biotithornfels.*

Das scheinbar massige Gestein lässt beim Zerschlagen doch meist Haupt-, Längs- und Querbruch unterscheiden. Die feinen Glimmerschüppchen verleihen dem Hauptbruch einen matten Glanz. Auf dem Längsbruch erkennt man eine schwache Streifung.

Mineralbestand:

Oligoklas bis Labrador, Biotit.

Apatit, Zirkon, Erze.

Die Messungen der symmetrischen Auslöschung des Plagioklases ergaben

5°	7°	10°	13°	15°	18°	18°	20°	22°	23°	24°	25°	30°
5°	8°	10°	13°	15°	18°	19°	20°	22°	23°	24°	25°	30°

$\gamma > \varepsilon$. Meist waren auch α und $\beta > \varepsilon$. Er zeigt ausgezeichnete Frische und nicht selten scharfe Spaltrisse nach 001. Meist ist er nach dem Albitgesetz, manchmal auch nach dem Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt, und zwar sind die Zwillingslamellen bald schmal und zahlreich, bald abwechselnd schmal und breit und gering an Zahl.

Der Biotit ist stark pleochroitisch, $\mathfrak{a}$ = fast farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ kastanienbraun. Axenwinkel 0°. Er tritt in schlecht begrenz-

ten Leisten oder Schuppen auf und ist in der Nähe des Aplits unter Ausscheidung von Titanmineralien und Erzen in einen beinahe farblosen, sehr schwach blassgrünlichen Chlorit mit dunkelindigoblauer Interferenzfarbe umgewandelt.

Der Apatit bildet wenige rundliche oder hexagonal begrenzte Körner. Der Zirkon ist spärlich in kurzen Prismen vorhanden. Pyrit, Magnetit und Eisenglanz bilden unregelmässige Körner.

Die fast isometrischen Plagioklase bilden eine Art Pflasterstruktur. Die Biotite legen sich zwischen sie hinein. Die meisten sind annähernd parallel orientiert.

2. *Gefaltete Quarzader im Hornfels.*

Diese Ader von 3 bis 5 mm Dicke ist durch eine dünne, dunkle Einlagerung in der Mitte in zwei nicht über 1 mm dicke Aederchen zerlegt, die zweimal energisch gefaltet sind. Die Schliffebene liegt parallel dem Querbruch des Gesteins, das ein typischer Hornfels ist.

U. d. M. findet man keine kompakte Quarzader vor. Zwischen kleinen, oft stark gelappten, undulös löschenden Quarzkörnern, die sich nur zu kleinen Aggregaten vereinigen, entdeckt man Reste des Hornfelsens oder dessen Umwandlungsprodukte.

Die Feldspäte sind durch Korrosion in kleine, unförmliche Körner zerlegt und liegen, meist zu feinschuppigen, farblosen Aggregaten eines muskowitähnlichen Minerals zersetzt, in der Quarzader zerstreut. Die Reste des Biotits sind spärlich. Als Neubildungen aber, die aus der Mischung von injiziertem Material und aufgelösten Bestandteilen des Hornfelses entstanden sein dürften, sind die zahlreichen farblosen, rundlichen, vollständig isotropen Granate, unregelmässige, gelbliche Körner von Epidot und nicht mit Sicherheit bestimmbare zoisitähnliche Körnchen zu betrachten.

Auch in den Teilen des Hornfelses, die die Quarzader berühren, sind die Feldspäte zersetzt. Die Zersetzung verbreitet sich aber nur so weit, als im Feldspataggregat zerstreute Quarzkörner in angemessener Häufigkeit auftreten.

Der Biotit zeigt hier keine Veränderung der optischen Eigenschaften. Seine Leisten richten sich im allgemeinen parallel der Fältelung der Quarzader. In den Mulden- und Gewölbekernen ist er häufiger und bildet grössere Individuen. Man dürfte dies damit erklären, dass die Fältelung während der Injektion stattgefunden hat und dass während des plastischen Zustandes des Gesteins nach Auflösung des Feldspats der

Biotit in den Mulden geschart wurde und dessen gleichgerichtete Individuen sich vereinigten.

Typisch zeigt die Wirkungen der Injektion jener dunkle Streifen mitten in der Quarzader, der übrigens denselben Mineralbestand wie die Quarzader aufweist, nur dass hier die zersetzten Feldspäte vorwiegen. Er stellt eine dünne Schicht von Hornfels dar, die zu beiden Seiten von metamorphosierenden Agentien angegriffen wurde.

3. *Aufgeblätterte Schiefer, von Aplit injiziert.*

In der Nähe der aplitischen Randfazies bei Van wurde der ursprüngliche Schiefer während der Injektion des Aplits in der Weise aufgeblättert, dass sich eine wiederholte Wechsellagerung von $^1/_2$ bis 2 cm dicken Lagen von Hornfels und Aplit entwickelte. In den Aplitlagen beobachtet man parallel den wechselnden Schichten dünne, dunkelgrüne Schmitzen von hornfelsähnlicher Natur, die sich indessen bei der mikroskopischen Untersuchung als Aggregate verschiedener Kontaktmineralien erweisen.

U. d. M. zeigte ein Dünnschliff durch eine solche aplitische Lage grösste Aehnlichkeit mit dem beschriebenen Pinitaplit.

Mineralbestand :

Quarz, Kalifeldspat, Albitoligoklas.
Biotit, Chlorit, Muskowit.
Granat, Pinit (Cordierit), Sillimanit.
Apatit, Zirkon.

Der Quarz erscheint in einfachen, aber unregelmässig gelappten Körnern oder in linsenförmigen Aggregaten stark verzahnter Individuen mit Felderteilung, undulöser Auslöschung, oft auch in runden Einschlüssen im Kalifeldspat. Dieser löscht meist undulös, wird von krummen oder geraden Perthitspindeln durchsetzt, zeigt hin und wieder Gitterlamellierung des Mikroklins und ist randlich mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen.

Der Plagioklas erhält durch gleichmässig verteilte Einschlüsse von unbestimmbaren Mikrolithen ein etwas unfrisches Aussehen. Die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist undeutlich. $\alpha, \beta, \gamma < \omega$. Die einfache Umgrenzung, die derjenigen des Plagioklases im Hornfels entspricht, lässt vermuten, dass dieser Feldspat ein Relikt des Hornfelses darstellt. Dieselbe Rolle spielt der Biotit. Seine unregelmässigen, zerfetzten Schuppen sind meist ausgebleicht, muskowitisiert oder chloritisiert. Sein Pleochroismus ist schwach : $\mathfrak{a}$ = fast farblos oder blassbraun, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = grünlichbraun.

Der Granat bildet kleine unregelmässige, rissige, fast farblose Körner. Oefters legen sich an ihn kleine Biotitblättchen.

Die farblosen Nadeln oder Schuppen des Sillimanits scharen sich entweder zu filzigen Aggregaten, die auch den Kordierit durchsetzen oder treten vereinzelt im Quarz auf.

Der schwachgelblichgrüne bis farblose Cordierit ist wie in den schon beschriebenen Gesteinen mehr oder weniger pinitisiert. Er besitzt aber nie idiomorphe Gestalt, sondern ist randlich zerfranst und im Quarz verteilt.

Die Struktur der reinsten aplitischen Partien entspricht vollkommen derjenigen des Pinitaplits, nur dass die einsprenglingsartigen Kalifeldspäte hier etwas seltener sind. Spärliche Reste von Biotit oder einige wenige gestrekte Quarzkörner verraten Parallelstruktur. Doch kommt diese erst in den parallelen Streifen der Aggregate von Sillimanit, Kordierit und Granat zum Ausdruck, wo die Mineralien mit Hauptzone parallel gerichtet und lange, dünne Linsen pegmatitischen Quarzes zwischengelagert sind.

Ohne Zweifel stellen die Kontaktmineralien Produkte vollständiger Assimilation dünner Splitter der vom Aplit injizierten Schiefer dar.

4. *Hornfels am Kontakt eines Aplitganges.*

Der feinkörnige, fast dichte, dunkelbraune Biotithornfels ist parallel dem Kontakt schwach gestreift. Im Aplit selbst bemerkt man linsenförmige Einschlüsse von Hornfels.

Mineralbestand:

Oligoklas bis Oligoklas-Andesin, Biotit.
Quarz, Zirkon, Apatit.

Am Plagioklas konnte folgende symmetrische Auslöschung gemessen werden: $\begin{matrix} 3^0 & 6^0 & 8^0 & 10^0 \\ 4^0 & 6^0 & 8^0 & 10^0 \end{matrix}$. $\gamma > \omega$ bis $\gamma = \varepsilon$.

Während stellenweise Mineralbestand und Struktur des Hornfelses fast unverändert erhalten sind, drängt sicha nderwärts der pegmatitische Quarz in solcher Menge zwischen die Gemengteile des Hornfelses, dass er die Berührung derselben unter sich ganz aufhebt. Da werden die Biotite ausgegrünt oder ausgebleicht und parallel orientiert, so dass sie an Stellen kräftiger Injektion in Verbindung mit dem hier in Linsen und dünnen Lagen auftretenden Quarz Parallelstruktur erzeugen. Der Plagioklas erfährt eine leichte Trübung oder wird, wie am beschriebenen Quarzäderchen, auch vollständig in ein Aggregat eines muskowitähnlichen Minerals verwandelt.

5. *Schwach injizierter, schiefriger Hornfels.*

Der Bruch dieses Gesteins ist noch nicht vollkommen schiefrig. Der Längsbruch erhält durch den Besitz heller, dünner, immer auskeilender Lagen deutliche Streifung. Der Querbruch hat das Aussehen eines Gemisches von Salz und Pfeffer. Der Biotit erscheint in etwas grössern Schüppchen als im gewöhnlichen Hornfels.

Mineralbestand :

Oligoklas bis Andesin, Biotit.
Quarz, Granat, Apatit, Zirkon, Xenotim, Erze.

Am Plagioklas, dessen Ausbildung diejenige im Hornfels ist, wurde folgende symmetrische Auslöschung gemessen :

5°	7°	8°	9°	13°	14°	18°	19°	19°
5°	7°	8°	10°	14°	15°	18°	19°	20°

$\gamma > \omega$, oft auch $\gamma > \varepsilon$. Trübung durch körnige oder schuppige Mikrolite ist selten.

Die allotriomorphen Biotite sind kräftig pleochroitisch : $\mathfrak{a}$ = strohgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ schwarzbraun.

Der Quarz, von pegmatitischer Natur und äusserst regelmässig verteilt, ist in der Form rundlicher Körner im Plagioklas eingeschlossen oder bildet körnige, stark verzahnte Aggregate mit unregelmässig linsenförmigen Umrissen, die die schiefrige Textur des Gesteins bedingen.

Der blassrötliche, rissige Granat findet sich inmitten der Haufwerke von Biotiten.

Die etwas getrübten Prismen des Xenotims zeigen die Flächen 100 und 110 und scharfe Spaltrisse nach 110. Seine Individuen sind etwas grösser als die des Zirkons.

Eisenglanz und Pyrit bilden nur unregelmässige, kleine Körner.

In quarzfreien Teilen des Schliffes entspricht die Struktur immer noch derjenigen des gewöhnlichen Hornfelses.

6. *Injizierter Schiefer.*

Das Gestein besteht aus wechselnden dünnen Lagen von Biotit und salischen Gemengteilen. Die Aplitlagen schwellen zuweilen zu dickern Linsen an. Der wellige Hauptbruch ist mit Biotit besetzt.

Mineralbestand :

Oligoklas bis Oligoklas-Andesin, Biotit.
Kalifeldspat, Quarz.
Granat, Muskowit.
Apatit, Zirkon, Erz.

Die symmetrische Auslöschung des Plagioklases misst $\begin{matrix} 6^0 & 10^0 & 11^0 \\ 6^0 & 10^0 & 11^0 \end{matrix}$, wobei $\gamma > \omega$ oder $\gamma = \varepsilon$ ist.

Der Kalifeldspat tritt gegenüber dem Plagioklas an Menge noch wesentlich zurück. Er löscht wolkig aus und zeigt oft typische Gitterung des Mikroklins. Unter seinen Einschlüssen befinden sich auch feine Albitspindeln.

Der pegmatische Quarz bildet nebst rundlichen Einschlüssen streifenförmige Aggregate stark verzahnter Körner.

Granat ist spärlich und Muskowit erscheint als Umwandlungsprodukt aus Biotit.

Strukturell unterscheidet sich das mikroskopische Bild vom vorigen dadurch, dass die Partien mit reiner Hornfelsstruktur beinahe verschwunden sind, d. h. dass sie nur aus Gruppen von Plagioklas und Biotit bestehen, die nicht ein halbes Dutzend Individuen zählen. Sämtliche Gesteinsgemengteile erscheinen in der Regel gemischt, allerdings in der Weise, dass die Längsaxe eines jeden Mineralkorns parallel gerichtet ist, wodurch auch innerhalb der salischen Lagen Parallelstruktur entsteht. Nur da, wo die salischen Streifen breiter werden, entwickeln sich reine Aggregate von Kalifeldspat und Quarz mit den Merkmalen der aplitischen Struktur, ein Zeichen, dass die Injektion der sauersten Spaltungsprodukte in den Hornfels die Bänderung des Gesteins hervorgerufen hat.

Durch Kataklase wurde das ursprüngliche Strukturbild des injizierten Schiefers stellenweise verwischt. Der Quarz ist zu Sandquarz zerrieben, der Mikroklin zerbrochen oder von krummen, mit Albit ausgeheilten Rissen durchsetzt, der Biotit in ein feines Zerreibsel verwandelt.

7. *Stark injizierter Schiefer.*

Die basischen Lagen, die aus feinen, schwarzgrünen Biotitschuppen gebildet werden, folgen sich in Abständen von 1 bis 10 mm. Der Bruch des feinkörnigen, in seiner Hauptmasse hellen Gesteins ist beinahe massig.

Mineralbestand:

Albit-Oligoklas, Biotit.
Kalifeldspat, Quarz.
Granat, Sillimanit.
Apatit, Zirkon, Xenotim, Erz.

Am Plagioklas ergaben die Messungen der symmetrischen Auslöschung $\begin{matrix} 6^0 & 11^0 & 14^0 \\ 6^0 & 12^0 & 14^0 \end{matrix}$. $\omega > \alpha, \beta, \gamma$. Wenn auch im we-

niger stark injizierten Schiefer Trübung des Plagioklases vorkam, so ist diese hier beinahe vollkommen. Sie wird auch hier durch unbestimmbare körnige und schuppige Mikrolithe verursacht. Die Zwillingslamellierung ist fast überall zerstört und die lappigen oder gebuchteten Ränder erwecken den Eindruck, als ob sie durch Korrosion bedingt worden wären. An Stellen vermehrten injizierten Materials sind die Individuen des Plagioklases besonders klein und veranlassen in erhöhtem Masse zu der Vermutung, dass der Plagioklas mit zunehmender Injektion aufgelöst worden ist.

Merkmale der Korrosion zeigt auch der Biotit, dessen braungrüne Blättchen z. T. zerfressen, zerfranst, randlich ausgebleicht oder vollkommen muskowitisiert sind.

Der Kalifeldspat löscht zum Teil homogen wie der Orthoklas, z. T. ähnlich wie der Mikroklin. Er zeigt oft schöne Spaltbarkeit nach 001 und 010 und ist randlich mit Myrmekitzapfen besetzt. Seine Begrenzung ist eine rein zufällige wie in den Apliten. Spindelförmige, perthitische Einwachsungen sind nicht selten.

Der Quarz unterscheidet sich nur darin von demjenigen in den oben beschriebenen injizierten Schiefern, dass er nicht mehr linsenförmige, sondern isometrische Körner und Aggregate bildet.

Die Risse des Granats sind in dieser Gesteinsart von einem gelben Mineral mit anormalen Interferenzfarben, vielleicht Epidot, ausgefüllt.

Der Sillimanit bildet feinschuppige oder faserige Gewebe.

Strukturell steht dieser stark injizierte Schiefer dem Aplit näher als dem Hornfels. Partien mit reiner Hornfelsstruktur treten keine mehr auf. Die Individuen aller salischen Gemengteile sind isometrisch. Unter den Mineralrelikten des Hornfelses deuten nur dünne Streifen gleichgerichteter Biotitleisten die Parallelstruktur des Hornfelses an. Immerhin gibt es eine grosse Zahl Biotitindividuen, die während der Injektion ihre ursprüngliche Orientierung verloren haben und nun auch richtungslos unter den salischen Gemengteilen liegen.

5. *Schieferhornfelse am Pissevache.*

Die kristallinen Gesteine, die dem Granit im Südosten aufliegen, unterscheiden sich von den Hornfelsen und injizierten Schiefern bei La Balmaz und lassen Aplitgänge in der Nähe des Granitkontaktes vermissen. Sie übertreffen, namentlich am Fusse des Tête du Daley, alle andern Gesteinsarten des Grundgebirges an Sedimentähnlichkeit. Andererseits zeigen

texturell ausgeprägte Schieferhornfelse grosse mineralische und strukturelle Verwandschaft mit dem beschriebenen Muskowitaplit, und schliesslich gewahrt man an denselben Schieferhornfelsen nicht minder starke Wirkungen gebirgsbildender Kräfte als am Granitmylonit.

1. *Schieferhornfels beim Elektrizitätswerk.*

Dieser steht mit der schiefrigen Mylonitfazies des Granits in Kontakt. Er lässt sich im Streichen seiner Schichten vom Fusse des Drahtseilaufzuges zum Elektrizitätswerk und über dieses hinaus bis in den Sattel zwischen dem Tête du Daley und dem Sex des Granges verfolgen. Die frischesten Aufschlüsse finden sich da, wo das Elektrizitätswerk in die Felsen eingesprengt ist.

Das Gestein zeigt auf rauhem, unebenem Hauptbruch einen Belag von silberglänzendem Muskowit, von graugrünen, oft noch schwarzglänzenden Schuppen von Biotit oder Chlorit und Serizit. Auf dem Längs- und Querbruch wechseln 1 bis 3 mm dicke salische Lagen mit dünnen Lagen von Glimmern. Die normale Lagentextur des Gesteins ist mancherorts durch dieselben Gebirgsbewegungen, die den Granit zertrümmerten, gestört worden. Meist ist es unmöglich, regelmässige Handstücke mit Haupt-, Längs- und Querbruch zu schlagen. Geringere dynamische Beeinflussung erkennt man am Serizitbelag auf den Schieferungsflächen und am krummen Verlauf der salischen Lagen, die bald ausgequetscht, bald zu Linsen aufgestaucht sind. Energische Zertrümmerung führt zur Bildung eines brekziösen Gesteins. Grössere abgerundete oder eckige Brocken, in denen die Lagentextur noch erhalten ist, liegen neben kleinern Fragmenten in einem schmutziggrauen, serizitischen Zerreibsel. Einem Unerfahrenen dürfte dieses Gestein ein archaeisches Konglomerat vortäuschen.

Mineralbestand :

Albit bis Albitoligoklas, Orthoklas, Quarz.
Muskowit, Biotit, Chlorit.
Apatit, Zirkon, Pyrit, Calcit.

Der Plagioklas ist selten vollkommen frisch. Meist ist er in der Umwandlung in Serizit begriffen. In einzelnen grössern Individuen liegen idiomorphe Muskowitblättchen richtungslos eingestreut. Die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist nicht allgemein. Bald zeigen die Viellinge nur wenige breite, bald zahlreiche schmale Lamellen, bald ist ein Teil einheitlich, ein anderer Teil aus vielen Lamellen zusammen-

gesetzt. Die Messung der symmetrischen Auslöschung ergab

7°	8°	9°	10°	10°	12°	13°	14°	15°	16°
7°	8°	10°	10°	11°	12°	13°	14°	15°	16°

$\omega\ \alpha, > \beta, \gamma$. Doch ist der Unterschied zwischen ω und γ schwankend. Es handelt sich um Albit bis Albitoligoklas. Randlich ist er mitunter myrmekitisch von Quarz durchwachsen.

Der stets frische Orthoklas löscht meist homogen aus und zeigt schöne Spaltbarkeit. Undulöse Auslöschung und fleckige oder spindelförmige Einschlüsse von Albit erscheinen als Folgen der Kataklase. Einige Individuen enthalten auch leistenförmige Einschlüsse von Muskowit.

Der Quarz bildet seltener vereinzelte, wenig gelappte Körner als unregelmässig linsenförmige Aggregate, deren Individuen unter sich oder mit den Feldspäten wie in Apliten verzahnt sind. Flüssigkeitseinschlüsse sind zahlreich und unregelmässig verteilt.

Der Muskowit schliesst zuweilen Apatit und Zirkon ein und dürfte aus Biotit hervorgegangen sein. Idiomorph ist er nur selten in Aggregaten von Plagioklas.

Der schlecht ausgebildete Biotit mit Pleochroismus von fast farblos zu braun ist oft zerrissen, aufgeblättert, öfters in Chlorit verwandelt oder auch muskowitisiert.

Der Chlorit ist blassgrün und schwach pleochroitisch. Die Interferenzfarbe ist ein helles Graublau.

Apatit und Zirkon sind durch Kataklase zertrümmert. Ihre Fragmente verraten immer vollkommen kristallographische Begrenzung der ganzen Individuen.

Pyrit und Kalzit treten nur als Zersetzungsprodukte auf und sind um so zahlreicher, je stärker die Kataklase das Gestein beeinflusst hat.

Strukturell besteht zwischen diesem Schieferhornfels und dem Muskowitaplit, der im Abschnitt über die Spaltungsgesteine beschrieben worden ist, die grösste Verwandschaft. Dies hat mich zu folgenden Schlüssen veranlasst: Die erste Kontaktwirkung infolge erhöhter Temperatur und Durchgasung entwickelte aus den Tonschiefern oder feldspat- und glimmerführenden Sandsteinen, die die Gesteinsmasse des Tête du Daley vordem bilden mochten, einen dichten oder feinkörnigen, beinahe massigen Biotithornfels, wie er nachfolgend unter N° 3 beschrieben wird. In diesen erfolgte nachher die Injektion salischer Bestandteile des granitischen Magmas in flüssiger oder gasförmiger Lösung, wodurch bei erhöhter Temperatur im injizierten Gestein die Umlagerungs-

fähigkeit der Molekel eingeleitet wurde. Durch Vereinigung mehrerer kleiner Individuen bildete sich ein Gestein von gröberem Korn. Wo indes die Beimischung eruptiver Bestandteile einen bemerkenswerten Grad erreichte, d. h., wo man u. d. M. zwischen den Gemengteilen des Hornfelses, Biotit, Plagioklas und Quarz, Kalifeldspat und viel Quarz erblickt, traten Reaktionen ein, die an den Resorptions- und Korrosionserscheinungen am Biotit und Plagioklas zu erkennen sind. Je weiter Korrosion und Resorption fortschritten, desto ähnlicher wurde das Mischgestein dem Aplit. Der Biotit wurde zu Muskowit; der Plagioklas, der anfänglich den mittlern Gliedern der Plagioklasreihe angehörte, wurde entmischt und näherte sich in seiner Zusammensetzung dem Albit. Diese Erscheinungen finden sich auch da, wo nur Quarz als eruptive Beimischung auftritt. Die schiefrige Textur und die Parallelstruktur, die man am Hornfels nur u. d. M. wahrnimmt, treten in den ausgesprochenen Mischgesteinen nun auch makroskopisch hervor, verschwinden allerdings wieder in dem Grade, wie die eruptiven Gemengteile vorzuherrschen beginnen.

Die Erscheinungen der Kataklase zeigen gegenüber denjenigen im Granit keine grundsätzlichen Unterschiede. Die Glimmerlagen dienen als Gleitflächen.

2. *Stark gepresster Schieferhornfels.*

In der Nähe des Kontaktes des Schieferhornfelses mit dem Karbon ist das Gestein stark gepresst und zeigt grosse Spaltfähigkeit nach dem Hauptbruch. Dieser ist mit hellglänzenden Glimmerschüppchen belegt und besitzt beinahe ein fettiges Anfühlen. Durch den serizitisierten Feldspat erhält der Schiefer eine schmutziggraugrüne Farbe.

Mineralbestand und Struktur sind wie im gewöhnlichen Schieferhornfels beim Elektrizitätswerk.

3. *Hornfels am Pissevache.*

Am Wasserfall schlägt man ein graues, dichtes, splitterig brechendes Gestein, dessen schwache Schiefrigkeit man leicht übersieht.

U. d. M. erkennt man ein parallelstruiertes, feinkörniges Aggregat von Quarz, ausgebleichtem und chloritisiertem Biotit, serizitiserten Feldspäten, reich besetzt mit den sekundären Mineralien Pyrit und Kalzit. Neu erscheint ein kurzprismatisches, pleochroitisches Mineral. ω = gelbbraun, ε = blassgelb; $\omega > \varepsilon$. Hauptzone negativ, Doppelbrechung mittel;

einaxig; optischer Charakter negativ; basale Schnitte von der Form sphärischer Dreiecke; Zonarstruktur nur schwach angedeutet. Es ist Turmalin. Alle Gemengteile zeichnen sich durch einfache Umgrenzung aus. Die Injektion bestund an dieser Stelle wahrscheinlich nur in pneumatolytischen Agentien.

Dr. SAUSSURE (1) zu Ehren sei hier die chemische Analyse des *Petrosilex* am Pissevache angeführt:

Silice	67,46
Alumine	23,15
Chaux carbonique	1,80
Magnésie carbonique	1,28
Oxyde de fer	2,06
Perte	4,25
	100,00

4. *Hornfels am Fusse des Tête du Daley.*

Dieser grau- oder braungrüne, braunrot anwitternde, feinkörnige, splittrig brechende Hornfels sieht einem Quarzit ähnlich.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt denn auch, dass der Quarz der weit vorherrschende Gemengteil dieses Gesteins ist, das sich im übrigen in Mineralbestand und Struktur nur unwesentlich vom Hornfels am Pissevache unterscheidet.

Die ovalen Quarzkörner sind am Rande gekräuselt, löschen undulös und mit Felderteilung. Die sauren Plagioklase sind fast vollständig zersetzt und die Biotite sind auch ausgebleicht und zersetzt. Als weitere Gemengteile sind Apatit, Zirkon, Pyrit und Kalzit zu nennen.

Es ist wohl möglich, dass der hohe Gehalt an Quarz schon dem Sediment, aus dem der Hornfels hervorgegangen ist, eigen war und dass er nur zum Teil der Injektion zugeschrieben werden muss.

c) **Die Schieferhornfelse am Riegel.**

Wie schon erwähnt zeichnen sich die Gesteine auf der Strecke von der schönen Injektionszone bei Van bis auf die Höhe des Riegels durch grosse Einförmigkeit aus. Man trifft fast überall dieselben feinkörnigen, zähen Biotitschieferhornfelse, die sich mancherorts ähnlich den Hornfelsen von Van im Bruch wie richtungslose Gesteine verhalten, u. d. M. aber noch eine deutliche Parallelstruktur verraten. Ihre helle Farbe ist durch das Zurücktreten des Biotits und das Auftreten des

Quarzes als Hauptgemengteil bedingt. Zudem ist der Biotit stellenweise z. T. durch Muskowit ersetzt oder ausgebleicht und in der Verwitterungszone chloritisiert, weshalb sich diese Hornfelse von andern verwandten Gesteinen durch ihre grünliche Farbe unterscheiden. Dass auch sie injiziert sind, beweisen die feinen Aplit- oder Quarzadern, von denen sie da und dort parallel der Schieferungsfläche durchsetzt werden, und die Uebergänge in echte injizierte Schiefer, in denen sich salische und basische Lagen von einander abheben. Besondere Beweiskraft besitzen jene roten Aplitadern oder Feldspataugen, die sich schon durch ihre Farbe als Spaltungsprodukte des Magmas verraten, das die roten Porphyre von Salanfe gebildet hat. Aber die Injektion hat meist nicht lagenweise stattgefunden, sondern in regelmässiger, feiner Verteilung, was nicht nur aus der Struktur, sondern auch aus der Anordnung der Feldspataugen und der Turmalinkörner sofort zu ersehen ist. Gleichmässig, aber kräftig injizierte Schieferhornfelse werden glimmerarm. Trotzdem kommt u. d. M. die Parallelstruktur noch deutlich zum Ausdruck, weil selbst eine kräftige, das Gestein gleichmässig durchsetzende Injektion die ursprüngliche Struktur nicht zu verwischen vermag, wenn sie langsam wirkt und nicht zur Einschmelzung führt. In reichlich mit Feldspat injizierten Hornfelsen entwickelten sich meist regelmässig verteilte, linsenförmige Feldspataugen, die dem Gestein das Aussehen eines schiefrigen Porphyrs verleihen.

Mineralbestand :

Albit bis Albitoligoklas, Orthoklas, Mikroklin, Perthit, Quarz.

Biotit, Muskowit, Chlorit.

Sillimanit, Granat, Turmalin.

Apatit, Zirkon, Xenotim, Magnetit, Kalzit.

Der Plagioklas erreicht nur in den stärker injizierten Hornfelsen gewöhnliche Korngrösse mit den Eigenschaften wie in den Apliten am Riegel. Symmetrische Auslöschung :

$$\begin{matrix} 13^0 & 15^0 & 16^0 & 16^0 \\ 13^0 & 16^0 & 16^0 & 16^0 \end{matrix} \cdot \alpha, \beta, \gamma < \omega.$$

Es ist ein Albit, der während der Injektion entstanden ist. Dagegen gibt es in der gleichen Zone auch noch untergeordnet Plagioklase mit geringerer symmetrischer Auslöschung und etwas höherer Lichtbrechung, Albitoligoklas bis Oligoklas, die meist zersetzt sind. Ihre Umrisse lassen sie als teilweise resorbierte Bestandteile des Hornfelses erkennen. In den

feinkörnigen Hornfelsen ist er nur durch die von der Resorption herbeigeführte Trübung vom Orthoklas zu unterscheiden. In gewissen Varietäten stehen die zersetzten Körner stellenweise noch in streifenförmigen Parketten mit Pflasterstruktur beieinander.

Der Kalifeldspat erscheint wie die andern Hauptgemengteile in feiner Verteilung, bildet aber mit seltenen Ausnahmen die Feldspataugen. Diese sind u. d. M. oval oder linsenförmig und schliessen in ihrer Randzone Reste von korrodiertem Plagioklas und rundliche Quarzkörner ein. Sie greifen mit Lappen in das feinkörnige Aggregat der Umgebung hinaus. In den stark injizierten Schieferhornfelsen hat der Kalifeldspat das gleiche Aussehen wie in den Schieferhornfelsen beim Elektrizitätswerk oder am Trient. Wie seine Gitterstruktur und die undulöse Auslöschung andeuten, gehört er dem Mikroklin an. Spindelförmige Einlagerungen von Albit sind nicht selten.

Der Quarz trägt die Merkmale des Pegmatitquarzes. Entweder bildet er Aggregate stark verzahnter Körner, die selbst mit den Feldspäten stark verzahnt sind und oft in langgestreckten Linsen die Feldspataugen vertreten, oder er erscheint in mikropegmatitischer Verwachsung mit Albit in den Myrmekitzapfen, die in die Kalifeldspatkörner eintauchen; schliesslich tritt er auch in kleinen Zwickeln zwischen den übrigen Gesteinsmengteilen auf.

Der tiefbraune Biotit ist in kleinen, gleichgerichteten Leistchen regelmässig verteilt. Wo pneumatolytische Agentien kräftig wirkten, ist er ausgebleicht, manchmal vollkommen muskowitisiert. Dass der Muskowit hier infolge der aplitischen Injektion entstanden ist, erkennt man an seinen Einschlüssen von Titanmineralien. Ob die teilweise Chloritisierung des Biotits allein durch die Verwitterung herbeigeführt worden oder ob sie eine Begleiterscheinung der Injektion ist, konnte nicht entschieden werden.

Der Sillimanit tritt in feinfaserigen Geweben in quarzreichen Arten auf. Der rote Granat ist selten.

Das Kennmineral pneumatolytischer Injektion, der Turmalin, fehlt keinem Hornfels mit Feldspataugen. Er bildet manchmal bis 1 cm dicke, kurze, schwarze Prismen. U. d. M. zeigt er die gleichen Eigenschaften wie im Hornfels am Pissevache.

Von den übrigen Akzessorien ist nichts von Bedeutung zu bemerken.

Die feinkörnige Grundmasse des porphyrähnlichen Horn-

felses wie die feinkörnigen Schieferhornfelse überhaupt besitzen im allgemeinen sowohl in der parallelen Orientierung der einzelnen Gemengteile als auch in deren streifenweisen Anordnung Parallelstruktur. Nur untergeordnet stellen sich Aggregate richtungsloser Körner von Quarz und Feldspat ein.

Wie die feldspatreichen Aplite am Riegel andeuten, die fast ausschliesslich aus Albit und Mikroklin bestehen, sind die Hornfelse am Riegel vorwiegend mit Feldspatsubstanz durchtränkt worden. Diese konzentrierte sich bei der vollständigen Verfestigung des eingedrungenen Magmas in den Feldspataugen. Man darf deshalb von den Schieferhornfelsen vom Riegel ohne Bedenken als von « schistes feldspatisés » sprechen.

d) Schieferhornfelse am Nordabhang des Petit Perron.

Die schönen mittelkörnigen Schieferhornfelse am Nordabhang des Petit Perron und Luisin mit ihrer mehr oder weniger vollkommenen schiefrigen Textur zeigen u. d. M. die gleichen Hauptgemengteile wie die Schieferhornfelse am Trient, d. h. Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz.

Der frische, aber xenomorphe Biotit besitzt kräftigen Pleochroismus; $\mathfrak{a}$ = blassbraun, $\mathfrak{b}$ = kastanienbraun, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c} \geqq \mathfrak{a}$. In Berührung mit Quarz ist er randlich oft ausgegrünt, in Ruschelzonen chloritisiert.

Der Plagioklas, ein Albitoligoklas bis Andesin, herrscht gegenüber dem Kalifeldspat vor und bildet mit dem Biotit oft quarz- und kalifeldspatfreie allotriomorphe Aggregate.

Die undulös löschenden, lappig verzweigten Körner des Kalifeldspats halten sich mehr an die Nähe des Quarzes, der in breitlinsenförmigen Aggregaten von stark verzahnten, oft etwas undulös löschenden Körnern das Feld der Kalknatronfeldspäte unterbricht. Einzelne Quarzkörner sind gestreift wie die Quarzeinsprenglinge im roten Porphyr.

Als Nebengemengteile findet man nur Apatit und Zirkon.

In unmittelbarer Berührung mit dem Salband des grossen Porphyrganges in Salanfe zeigt das Gestein im Dünnschliff kräftige Kataklase. Alle Gemengteile sind zertrümmert. Der Biotit ist chloritisiert, der Plagioklas serizitisiert, und der Quarz zeigt Mörtelstruktur. Aus dem Plagioklas wurde noch Kalk ausgeschieden und auf Spalten erscheinen Neubildungen von Chlorit, die sich durch anormale indigoblaue Interferenzfarben, das Fehlen von Zersetzungsprodukten und primären Einschlüssen des Biotits und durch lichtgrüne Farbe mit schwachem Pleochroismus auszeichnen.

Es ist nicht Zufall, dass diese Biotithornfelse gerade am grossen Porphyrgang die stärkste Zertrümmerung aufweisen. Wie der Granit bei Miéville, so bot auch der massige Porphyr bei der Aufrichtung des Gebirges einer Verrückung grössern Widerstand als die ihn berührenden Schiefer. Daraus ergaben sich Verschiebungen am Kontakt, die je nach dem Ausmass der Bewegung und des herrschenden Druckes eine mehr oder weniger starke Zermalmung sowohl des einen wie des andern Gesteins zur Folge hatten. In der Beschreibung des Porphyrs von Salanfe wurde auf die durch Auzwalzung entstandene Parallelstruktur der Salbandfazies hingewiesen.

Von den roten Schieferhornfelsen, *Protogine rose* von Favre (6), wurden zur mikroskopischen Untersuchung nur zwei ziemlich stark injizierte frische Abarten ausgewählt. Beide sind feinkörnig und haben einen massigen Bruch, verraten aber durch parallele, jedoch unterbrochene Streifen eines feinschuppigen, dunklen Minerals schwache Parallelstruktur.

Die eine Abart erweist sich u. d. M. als ein quarzfreies Feldspataggregat von beinahe aplitischer Struktur, die unter Kataklase etwas gelitten hat. Der Plagioklas, ein Albitoligoklas, herrscht gegenüber dem Kalifeldspat sehr vor. Die Risse und Sprünge des Orthoklases sind mit Albit ausgeheilt. Das rote Pigment ist sowohl in den grössern Feldspatkörnern als in ihrem Zerreibsel enthalten. Als charakteristischer Nebengemengteil tritt ein feinschuppiger Chloritauf, der aber nicht wie sonst sich auch als Einschluss im Feldspat befindet und als Erzeugnis der Umwandlung aus Biotit sofort zu erkennen ist. Wohl erscheinen auch grössere Blättchen mit homogener Auslöschung und pleochroitischen Höfen und Zersetzungsprodukten des Biotits. Aber meist ist er in Zwickeln zwischen den Feldspäten oder in deren Zerreibsel und bildet grüne Aggregate feiner Schüppchen mit sechsseitigen Umrissen. Sie sind optisch negativ und beinahe einaxig. Die Interferenzfarbe ist anormal tiefblau, der Pleochroismus schwach.

In der andern, hellern Abart sind der Quarz und ein mikroklinähnlicher Kalifeldspat die vorherrschenden Hauptgemengteile, während der Plagioklas, auch ein Albitoligoklas, sehr zurücktritt und oft vom grössern Mikroklin umwachsen ist. Die Umrisse des Kalknatronfeldspats lassen keinen Zweifel mehr aufkommen, dass der Plagioklas während der Injektion korrodiert, d. h. zum Teil aufgelöst worden ist. Der Kalifeldspat schliesst sowohl Spindeln als Lamellen von Albit ein und

umfliesst amöbenartig die übrigen Gemengteile. Oefters sind seine Ränder mit Myrmekiten besetzt. Der Quarz bildet stark verzahnte Körner. Ein Teil des Biotits des Schieferhornfelses ist während der Injektion muskowitisiert, ein anderer Teil nachträglich durch die Verwitterung chloritisiert worden. Das rote Pigment ist spärlich. Strukturell ist diese Abart den stärkst injizierten Schiefern von Van und La Balmaz an die Seite zu stellen.

e) **Schieferhornfelse und Amphibolite am Trient.**

Das kristalline Grundgebirge zwischen der Karbonmulde von Salvan und dem Trient besteht aus Schieferhornfelsen mit Einlagerungen von Amphiboliten, die von zahlreichen Aplitgängen durchsetzt sind. Die Injektionsmetamorphose lässt sich daher auch hier in mannigfaltigen Erscheinungen beobachten. Sie zeichnet sich besonders an den Amphiboliten durch Klarheit und leichte Deutbarkeit aus.

1. *Schieferhornfelse.*

Diese besitzen Lagentextur, die bei der Verwitterung noch besser hervortritt, da die salischen Lagen in Splitter zerfallen. In dunklen, glimmerreichen Arten ist der Hauptbruch vollständig mit schwarzbraunem Biotit belegt. In saureren und kataklastisch beeinflussten Schiefern liegen die zerdrückten Biotite in einem chloritischen und serizitischen Belage. Auch feinkörnige helle Abarten erhalten durch kleine, parallel orientierte, ausgebleichte oder chloritisierte Biotitschüppchen eine ausgesprochene Parallelstruktur.

Mineralbestand:

Albit-Oligoklas, Orthoklas, Quarz.
Biotit, Chlorit, Muskowit, Kordierit (Pinit), Sillimanit.
Apatit, Zirkon, Titaneisen mit Leukoxen, Kalkspat.

Der Plagioklas ist xenomorph; Zwillingslamellierung nicht hervorragend; zahlreiche Einschlüsse von Biotit und Quarz; auf Druckflächen serizitisiert. Myrmekite treten nur in stärker injizierten Arten auf und sind Bestandteile der Injektion.

Der Orthoklas tritt nur auf, wo auch Myrmekite vorhanden sind. Manche Körner umwachsen den Plagioklas und sind randlich von Quarz und Myrmekiten mikropegmatitisch durchwachsen wie im Pinitaplit. Mikropegmatitische Durchwachsung bildet überhaupt die Regel.

Der Quarz erscheint in drei Formen: 1. Scheinbar als Relikt in rundlichen Körnern, 2. als pegmatitischer Quarz in

den Feldspäten oder deren Rändern oder 3. als letzte Ausfüllungsmasse an Gleitflächen in Sandquarz verwandelt.

Der Biotit ist von rötlichbrauner Farbe und zeigt dieselben Erscheinungen der Chloritisierung und Ausbleichung wie in andern Hornfelsen.

Der Kordierit bildet nur schlecht begrenzte Körner und ist teilweise in Pinit verwandelt. Er kommt mit einigen Sillimanitnädelchen nur in kräftig injizierten Hornfelsen vor.

Struktur: Dunkle, glimmerreiche Hornfelse bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Biotit. Quarz ist untergeordnet. Demnach gleicht auch deren Strukturbild dem gewöhnlicher Hornfelse mit mittelstarker Schieferung.

In helleren Abarten wird mit dem Eintritt des pegmatitischen Quarzes die Struktur wesentlich ungleichmässiger. Es wechseln injektionsfreie mit injizierten Streifen. In diesen verfallen die Relikte durch die Korrosion der Zerkleinerung und Zerteilung. Schieben sich schliesslich auch die Orthoklase mit ihrer pegmatitischen Durchwachsung in das Strukturbild ein, so erreicht dessen Ungleichmässigkeit den Höhepunkt. Es entsteht ein sonderbares Gemisch von Hornfels- und Aplitstruktur, durch das ein Mischgestein vorzüglich charakterisiert wird.

Leider ist diese Struktur mancherorts durch Kataklase gestört. Die Mischgesteine mit viel Eruptionsmaterial treten immer zwischen zwei benachbarten Aplitgängen auf.

2. *Amphibolite.*

Unter den Amphiboliten oder den Gesteinen, die jenen genetisch an die Seite zu stellen sind, verdient der Plagioklasamphibolit auf dem Plan du Sourd in erster Linie erwähnt zu werden, der in einer linsenförmigen Fläche von mehr als 1 ha Inhalt ansteht. Ein Handstück aus der Mitte derselben gleicht einem mittel- bis grobkörnigen Diorit mit Paralleltextur. Die Randzone dieses Vorkommens ist sehr hornblendereich und wie viele Gabbromassen gebändert.

Eine kleinere Linse von 5 m Länge und 1 m Breite besitzt einen dunklen, basischen, scharfumgrenzten Kern von 1 m Länge und 0,6 m Breite, der makroskopisch betrachtet aus schwarzer Hornblende und etwas Quarz zu bestehen scheint und von einem injizierten Glimmerhornfels umgeben wird.

Lagerartig erscheint ein Vorkommen am Fussweg von Salvan nach der Schlucht. Hier wechseln in verschiedenen, dicken Lagen Plagioklasamphibolit, injizierter feinkörniger, glimmer-

reicher Biotithornfels und Hornblendeschiefer. Die ganze Mächtigkeit beträgt etwas über 10 m.

Auf dem Plan du Sourd trifft man an mehreren Stellen in der Nähe von Aplitgängen massige, feinkörnige Biotithornfelse, die in Mineralbestand und Struktur vollkommen Gesteinen gleichen, deren Verwandtschaft mit den Amphiboliten ausser Zweifel steht. Sie sollen daher, wie auch die dunkelfarbenen, schiefrigen, braun- und grüngefleckten Biotit- und Hornblendefelse bei Vernayaz, mit den Amphiboliten behandelt werden.

1. Der Plagioklasamphibolit aus der grossen Linse ist ein mittel- bis grobkörniges Aggregat von weissem Feldspat und schwarzglänzender, kurzprismatischer Hornblende mit Paralleltextur.

Mineralbestand:

Andesin bis Labrador, grüne Hornblende.
Biotit, Chlorit, Apatit, Titanit, Titaneisen, Orthit.

Der Plagioklas ist allotriomorph und besitzt, wo er nicht zersetzt ist, scharfe Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Symmetrische Auslöschung:

$$\begin{matrix} 19^0 & 23^0 & 25^0 \\ 20^0 & 24^0 & 26^0 \end{matrix} \cdot \alpha, \beta, \gamma > 1{,}54.$$

Die Hornblende: kurzprismatisch, nur selten nach dem Prisma und 010 gut begrenzt, meist randlich gebuchtet; Spaltwinkel nach 110 = 124°; pleochroitisch: $\mathfrak{a}$ = blassgelbgrünlich, $\mathfrak{b}$ = bräunlich, $\mathfrak{c}$ = bläulichgrün; Auslöschung auf 010 = c : $\mathfrak{c}$ = 18° bis 20°; positive Hauptzone, optischer Charakter negativ.

Der Biotit: sehr spärlich, als Einschluss in Hornblenden, schlecht begrenzt; braun, $\mathfrak{a}$ = fast farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = hellbraun, Titanmineralien auf Spaltrissen.

Der Chlorit: In Verwachsung mit Biotit, aus letzterem entstanden. $\mathfrak{a}$ = farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = schwach grünlich. Interferenzfarben anormal dunkelviolett.

Der Apatit bildet kurze Prismen mit vollkommen hexagonalen Querschnitten. Der Titanit ist idiomorph, vollkommen spaltbar nach 110; seine zahlreichen, spitzrhombischen Schnitte mit bräunlicher Farbe und deutlichem Pleochroismus, $\mathfrak{c} > \mathfrak{b}$, messen bis zu 1 mm. Die unregelmässigen Körner des Titaneisens werden von Leukoxen begleitet. Der Orthit erscheint in braunen Prismen.

Struktur: Die schlechte Ausbildung der Hauptgemengteile bedingt ein beinahe xenomorphes Gefüge. Die Plagioklase stossen unter sich in einfachen Linien zusammen wie die

Feldspäte der Gabbro, während die Hornblenden, die selten unter sich in Berührung treten und durch ihre Gleichrichtung die Parallelstruktur des Gesteins verursachen, sich durch alle möglichen Korrosionsformen auszeichnen.

Chemisch stimmt dieser Amphibolit vollständig mit einem Diorit überein :

		Mol. %.
H_2O bei 120°	0,25	—
Glühverlust	1,13	—
SiO_2	51,46	59,69
TiO_2	0,12	—
P_2O_5	0,93	—
Al_2O_3	21,59	14,70
Fe_2O_3	3,28	—
FeO	5,64	6,84
MnO	Sp.	—
CaO	7,92	9,83
MgO	0,44	0,75
K_2O	3,09	2,30
Na_2O	5,23	5,89
	100,54	100,00

Die Osann'schen Werte : (Fig. 5, IV).

$S = 59,69$ $A = 8,19$ $C = 6,51$ $F = 10,91$ $M = 3,32$
$a = 6,4$ $c = 5,1$ $f = 8,5$ $n = 7,2$

Die Art des geologischen Auftretens, der Mineralbestand, die Struktur und das Ergebnis der Analyse dieses Gesteins hätten erlaubt, es als Diorit mit den Eruptivgesteinen zu besprechen. Seine geringe Verbreitung sowie die fast überall an ihm beobachteten Umwandlungserscheinungen aber empfahlen seine Behandlung im Verein mit seinen Umwandlungsprodukten.

2. Hornblendeschiefer am Rande der grossen Linse, durch aplitische Injektion gebändert.

Das Gestein ist parallel der Bänderung und Schieferung leicht spaltbar. Auf dem ebenen Hauptbruch liegen die basischen Gemengteile Hornblende und Biotit, der auch in den grauweissen Aplitlagen noch in feinsten Schüppchen vorkommt und durch seine parallele Orientierung die Paralleltextur des Aplits makroskopisch bemerkbar macht.

Mineralbestand :

Albit-Oligoklas, grüne Hornblende, Biotit (Chlorit); Orthoklas, Quarz.

Zirkon, Apatit, Orthit, Titanit, Titaneisen.

Plagioklas: $\alpha, \beta, \gamma < \omega$. $\beta = 1{,}54$ des Kanadabalsams. Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung sind beinahe vollständig verschwunden. Trübung durch serizitähnliche Schüppchen. Mit Korrosionsrändern, aber auch mit Myrmekiten und mikropegmatitischen Durchwachsungen.

Orthoklas: Mit vorzüglicher Spaltbarkeit nach 001 und 010, schwach undulös auslöschend, in ausgebuchteten und gelappten Körnern.

Grüne Hornblende: Wie im Plagioklasamphibolit, aber spärlicher und in kleinern Körnern. Pleochroismus kräftiger: $\mathfrak{a}$ = blassgelb, $\mathfrak{b}$ = braungrün, $\mathfrak{c}$ = blaugrün.

Biotit: Stark pleochroitisch, $\mathfrak{a}$ = strohgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = kastanienbraun. Interferenzfarben normal. Einschlüsse von Orthit mit pleochroitischen Höfen. Nur selten randlich ausgebleicht und in einen Chlorit mit blauen Interferenzfarben umgewandelt.

Quarz: Eruptiv, in rundlichen Körnern in den andern Hauptgemengteilen oder in linsenförmigen Aggregaten mehr oder weniger verzahnter Körner.

Orthit: Ebenso zahlreich wie Apatit und Zirkon und in gleichen Dimensionen als rundliche, braunrote, pleochroitische Körner in allen Hauptgemengteilen.

Struktur: Der Dünnschliff bildet einen Querschnitt durch eine Anzahl aplitische Lagen von 1 bis 7 mm Dicke. Diese folgen sich in der Weise, dass sie von einem Ende des Schliffes nach dem andern an Breite zunehmen. Indem man den Schliff in dieser Richtung beobachtend durchquert, bemerkt man Folgendes:

a) Zunächst zeigen die Plagioklase dieselbe Grösse und Ausbildung wie im Plagioklasamphibolit. Mit der Zunahme der Injektion, die sich an der Menge des Quarzes abschätzen lässt, wird ihr Korn immer kleiner. Die Injektion wirkt resorbierend, korrodierend. Zwischen die Fragmente des Hornblendeschiefers schiebt sich der Quarz und allmälig auch der Orthoklas, der oft deutlich perthitisch von Albit durchwachsen ist und mancherorts den Eindruck erweckt, als ob er während seines Wachstums Plagioklas resorbiert und sich an dessen Stelle gesetzt habe.

b) Die Hornblenden nehmen an Menge ab und werden durch Biotit ersetzt und zwar sowohl die zerstreuten Individuen als auch jene Körner, die die basischen Lagen bilden. Die Schicht basischer Gemengteile, die die zwei mächtigsten Aplitlagen trennt, besteht daher nur noch aus Biotit, und im breitesten Aplitband finden sich nur noch feine Fetzen eines zum Teil chloritisierten Biotits.

c) Mit der Abnahme der Hornblende und des Biotits nimmt die Menge des Orthits bedeutend zu.

d) Aus dem Strukturbild, das, abgesehen von dem Vorhandensein des Quarzes, ganz dem des Plagioklasamphibolits entspricht, entwickelt sich durch Injektion von Quarz und Orthoklas, durch teilweise Aufschmelzung und stoffliche Umlagerung eine Aplitstruktur, die nicht nur durch die Anwesenheit der Glimmerreste, des Orthits, sondern auch durch die eigenartige Erscheinung des Plagioklases, durch die verhältnismässig grossen Quarzlinsen, durch die parallele Orientierung aller Gemengteile an Strukturen von Mischgesteinen erinnert. Der Albit-Oligoklas ging durch den Einfluss der Injektion aus dem Andesin-Labrador hervor. Dafür sprechen vor allem die sonderbare Trübung des Feldspats durch unbestimmbare Mikrolithe, die man in den Feldspäten des nicht injizierten, quarzfreien Amphibolits vermisst und die in Feldspäten schwach injizierter Stellen nur spärlich vorkommen.

3. Feldspatarmer Plagioklasamphibolit, parallel der Schieferung in einer 2 bis 3 cm dicken Lage von Quarz injiziert.

Der von Quarz injizierte Streifen hebt sich durch seine hellere Färbung vom Nebengestein ab. Die dunklen Gemengteile sind darin jedoch noch zahlreich vorhanden und bilden oft dunkle Linien parallel der Schieferung. Zu ihnen gesellen sich rissige, braunrote, bis 5 mm im Durchmesser messende Granate.

Mineralbestand:

Grüne Hornblende, Andesin, Quarz.
Strahlstein, Biotit (Chlorit), Granat, Orthit.
Apatit, Zirkon, Magnetit, Titaneisen, Pyrit.

Die Hornblende ist wie in dem unter 2 beschriebenen Gestein, jedoch stark zerfressen und geht randlich oft in mikroskopisch farblos erscheinenden Strahlstein über, der allerdings ebenso oft einzeln in zerfetzten Körnern als in Gesellschaft des Biotits angetroffen wird, wo er mit Muskowit verwechselt werden könnte.

Der Plagioklas, der stofflich demjenigen des Amphibolits der grossen Linse gleich zu sein scheint, ist in seinen Umrissen reicher gegliedert und schliesst zahlreiche rundliche Quarzkörner ein.

Der injizierte Quarz erscheint zwischen den primären Hauptgemengteilen meist in einfach begrenzten, fast isometrischen Körnern mit Felderteilung und undulöser Auslöschung.

Die rissigen, schlecht umgrenzten, auch im Mikroskop blassrötlichen Granatkörner umschliessen alle übrigen Gemengteile. Die dunklen Erze sind in der Hornblende und im Plagioklas idiomorph.

Struktur: Die Struktur des gewöhnlichen Amphibolits ist durch die Injektion des Quarzes in der Weise verändert, dass dieser in das Parkett der primären Gemengteile eintritt, indem er sich in fast isometrischen Formen zwischen sie einschiebt oder sie durch Korrosion durchbricht und in ihnen als Einschluss erscheint. Die Begrenzung der Gesteinsgemengteile wird unregelmässiger, doch bleibt im allgemeinen der Charakter der ursprünglichen Struktur erhalten. Die Umwandlung der Hornblende ist nur eine mittelmässige und besteht in der Ausbleichung zu Strahlstein und der Neubildung von Biotit. Als neues Erzeugnis der Auflösung primärer Gemengteile und der Umkristallisation erscheint neben Orthit Granat. Die umlagernde Kraft der Injektion war nur an den basischen Gemengteilen erheblich wirksam. Dass die Injektion nicht stark war, geht aus dem Fehlen des Orthoklases und der linsenförmigen Quarzaggregate hervor.

4. Amphibolit aus dem dunklen Kern der kleinen Linse.

Makroskopisch ein grauschwarzes, glänzendes, mittelkörniges und massiges Aggregat von Hornblende und wenig Quarz.

Mineralbestand:

Braune Hornblende, Talk, Quarz.

Biotit (Chlorit), Apatit, Zirkon, Granat, Titanit, Titaneisen.

Die Hornblende: Pleochroismus $\mathfrak{a}$ = blassgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ braun; Auslöschung $\perp \mathfrak{b} = 14^0$, korrodiert.

Der Talk: Schuppig; Spaltrisse nach 001 fein, kaum bemerkbar; Lichtbrechung ähnlich wie Muskowit; verglichen mit Quarz ist $\omega > \alpha$, $\varepsilon \overset{=}{<} \gamma$; Doppelbrechung etwas höher als Muskowit; Auslöschung 0^0; Hauptzone positiv; optischer Charakter negativ; Axenwinkel sehr klein. Der Talk ist xenomorph; er füllt die Zwischenräume zwischen den Hornblendekörnern aus und tritt auch als Einschluss in diesen auf.

Der Quarz durchsetzt in xenomorphen, rundlichen, meist kleinen, seltener in grössern, linsenförmigen Körnern Hornblende und Talk.

Die Nebengemengteile sind mit Ausnahme des Titaneisens von gewöhnlichem Aussehen und spärlich vorhanden. Der Ilmenit ist nicht selten und wird auch von Quarz siebartig durchbrochen.

Struktur (Fig. 8) : Wie aus einem Dünnschliff eines Amphibolits, der am Fusswege von Salvan nach dem Trient geschlagen wurde und sich von der hier beschriebenen Art nur durch Paralleltextur unterscheidet, zu ersehen ist, stellt der Talk eine Pseudomorphose nach Plagioklas dar. Da er die Ausbildung des Feldspats bewahrt hat, darf er als struk-

FIG. 8. — Amphibolit.
H Hornblende. *Q* Quarz. *T* Talk.

turell stellvertretender Gemengteil betrachtet werden und die Struktur dieser Linse gleicht daher derjenigen des unter 3. genannten Gesteins, nur dass hier die Gemengteile entsprechend der massigen Textur regellos geordnet sind.

5. Hellfarbiger Biotithornfels mit schwacher Parallelstruktur aus dem Randteil der kleinen Linse.

Das Gestein ist feinkörnig. Die kleinen Biotitschüppchen sind von hellbrauner Farbe und glänzend. Spärlich liegen bis 1 cm messende, braunrote Granate eingestreut.

Mineralbestand:

Oligoklas-Andesin bis Andesin, Biotit, Quarz.
Apatit, Zirkon, Orthit, Granat, Titanit, Titaneisen.

Der Plagioklas zeigt eine symmetrische Auslöschung von

5°	8°	11°	15°	17°	18°	20°	22°	$\alpha = \omega$.
6°	9°	12°	15°	17°	19°	21°	23°.	$\gamma > \varepsilon$.

Seine Ausbildung ist dieselbe wie in allen Plagioklasamphiboliten.

Der Biotit tritt in xenomorphen, kräftig pleochroitischen, braunen Blättchen und Leisten auf, die nur selten randlich ausbleichen und dann manchmal in einen Chlorit mit anormalen blauen Interferenzfarben übergehen. Die Orientierung ist nur unvollkommen parallel. Er unterscheidet sich weder in der Ausbildung noch in seinen optischen Eigenschaften von demjenigen der unter 1 bis 3 beschriebenen Gesteine. Wie dort bildet er auch hier kleine Haufwerke oder Streifen.

Der Quarz dringt in linsenförmigen Aggregaten von mehr oder weniger verzahnten Körnern mit schwacher undulöser Auslöschung und Flüssigkeitseinschlüssen oder in ungestalten Einzelindividuen zwischen die übrigen Gemengteile ein. Rundliche Einschlüsse im Plagioklas sind hier selten.

Strukturell weist dieser Biotithornfels gegenüber den von Quarz injizierten Amphiboliten keine besondern Erscheinungen auf.

6. Massiger, feinkörniger Biotithornfels in Kontakt mit einem mächtigen Aplitgang auf dem Plan du Sourd, mit rauhem, unebenem Bruch.

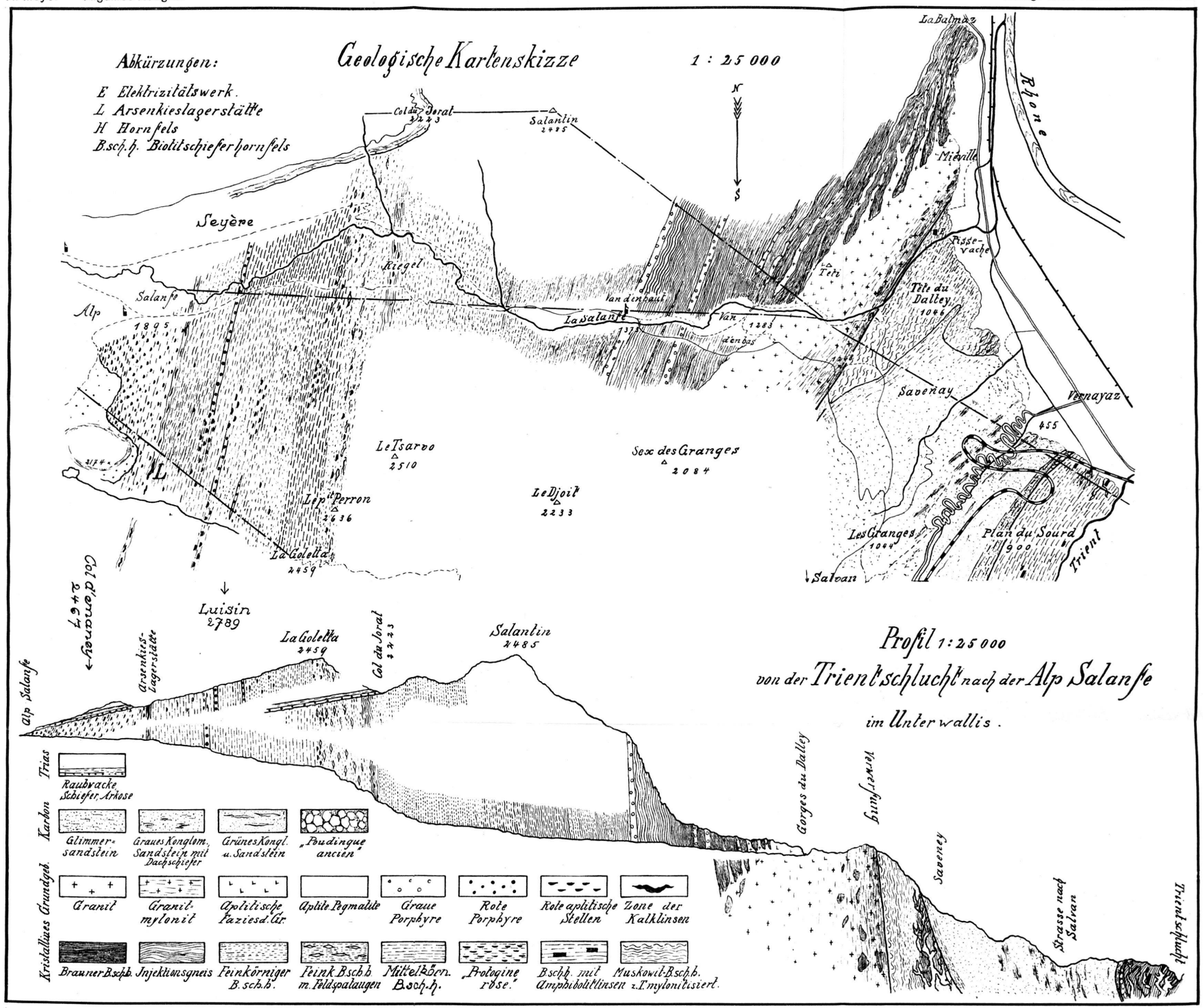
Mineralbestand:

Andesin-Labrador, Hornblende, Biotit, Orthoklas, Quarz.
Apatit, Titanit, Hämatit, Ilmenit, Zoisit.

Der Plagioklas ist vom gleichen Charakter wie in den Amphiboliten, bildet jedoch öfters grössere, einsprenglingsartige Individuen von der Form rhombischer Schnitte mit deutlicher Zonarstruktur. Die Zwillingslamellen des Kernes haben folgende symmetrische Auslöschung:

$$\begin{matrix}31^\circ \\ 32^\circ\end{matrix}, \text{ die der Schale } \begin{matrix}17^\circ \\ 18^\circ\end{matrix}.$$

Der Lichtschein rückt beim Heben des Tubus nach innen. Der Kern ist Labrador. Die Schale ist saurer, ein saurer Andesin. Während der Kern mit unbestimmbaren Mikrolithen gespickt ist und auch braune oder ausgebleichte Biotitschüppchen enthält, ist der Rand fast einschlussfrei.



Polygraphisches Institut A.-G., Zürich

Aehnliche Erscheinungen zeigen auch die kleinen Individuen. An ihnen mass man eine symmetrische Auslöschung von

18°	19°	22°
19°	19°	23°.

Sie stellen sich chemisch demnach zwischen Andesin und Labrador.

Der Orthoklas ist immer vollständig klar und zeigt zuweilen scharfe Spaltrisse und wolkige Auslöschung. Er resorbiert den Plagioklas, umschliesst daher viele Reste desselben sowie zahlreiche Biotitblättchen, von denen einzelne idiomorphe Umrisse aufweisen. Die Ränder des Kalifeldspates sind mannigfaltig gelappt, gebuchtet und ausgezackt. An ihnen oder in ihrer Nähe liegen Myrmekite, saure, mikropegmatitisch von Quarz durchwachsene Plagioklase. Charakteristisch sind zahlreiche farblose, schwach doppelbrechende Nädelchen mit negativer Hauptzone, wahrscheinlich Zoisit.

Der Quarz schiebt sich in sehr regelmässiger Verteilung in nur kleinen allotriomorphen Körnern mit undulöser Auslöschung und Felderteilung zwischen die andern Hauptgemengteile. Einzelne idiomorphe Plagioklase bewahren ihm gegenüber ihre Form. Unter seinen Einschlüssen findet man wieder die zoisitähnlichen Nädelchen, die im Orthoklas so zahlreich sind.

Die Hornblende ist beinahe farblos: $\mathfrak{a}$ = farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = blassgrünlichgelb. Sie bildet zerstreut feinkörnige Aggregate, denen gegenüber der Biotit weit vorherrscht.

Der Biotit ist derselbe wie in allen Gesteinen dieser Gruppe, weist aber, wie schon bemerkt, im Orthoklas in basalen und quer getroffenen Schnitten kristallographische Begrenzung auf.

Die Akzessorien, ausgenommen das zoisitähnliche Mineral, sind recht spärlich.

Strukturelle Eigentümlichkeiten dieses Gesteins sind der Idiomorphismus, die Zonarstruktur und die Trübung des Kerns einzelner Plagioklase sowie die kristallographische Begrenzung des Biotits im Kalifeldspat. Man geht wohl nicht fehl, wenn man aus dem Vorkommen einsprenglingsartiger Feldspäte auf porphyrische Struktur des ursprünglichen Gesteins schliesst. Dieses mag eine besondere strukturelle Fazies des Diorits, ein porphyrisches Plagioklasgestein, ein Dioritporphyrit gewesen sein. Ob die Zonarstruktur primär oder sekundär ist, lässt sich kaum mit Sicherheit entscheiden. Denn zonare Ausbildung der Feldspäte in Porphyren ist nichts Ausserordentliches, und die Abnahme des Kalkgehaltes vom Kern

zum Rand widerspricht auch nicht den Erscheinungen in Eruptivgesteinen. Dagegen haben wir in den Amphiboliten gesehen, dass die Plagioklase mit der Zunahme der Injektion albitreicher werden, dass der Labrador in Andesin, Oligoklas und selbst in Albitoligoklas übergeht. Die Zonarstruktur und die Trübung des Kerns stellten hier daher vielleicht auch nur besondere Erscheinungen der Umwandlung der Feldspäte dar. Temperaturerhöhung und Zufuhr von Mineralbildnern mit Quarz und Kalifeldspatsubstanz müssen so namhaft gewesen sein, dass einzelne Teile des injizierten Gesteins einschmolzen. Denn nur an solchen Stellen konnten sich idiomorphe Biotite bilden. Zeugen intensiver Assimilation und Neubildung sind neben Biotit auch die zahllosen zoisitähnlichen Nädelchen in den injizierten Gemengteilen Orthoklas und Quarz.

Dieselben Umwandlungserscheinungen, die wir in diesen sechs Beispielen angetroffen haben, treten in allen andern Vorkommnissen auf. Je nach der Basizität des ursprünglichen Gesteins oder nach dem Grade der Injektion machen sich bald diese, bald jene Prozesse mehr bemerkbar.

Mancherorts bedingen Verwitterung oder Gebirgsbewegung noch weitere Veränderungen. Glimmerreiche Hornfelse erscheinen braunrötlich angewittert. Kataklase verursacht auf dem unebenen Hauptbruch der feinkörnigen, dunklen, graugrünlich oder bräunlich fleckigen Hornblende- und Biotithornfelsen an den Hängen südlich von Vernayaz einen serizitischen Glanz. U. d. M. zeigen die Feldspäte wegen Serizitisierung ein unfrisches Aussehen. Die Spältchen sind mit Serizit, Kalkspat oder einem blassgrünlichen, chloritischen Mineral ausgefüllt. Die Biotitblättchen sind stark chloritisiert, die Hornblendeprismen zu dünnen Stengeln zerdrückt.

Zusammenfassung der Beobachtungen an den Schieferhornfelsen und Amphiboliten :

1. Der mehr oder weniger feinkörnige, stellenweise fast massige Biotithornfels mit Biotit und Andesin als Hauptgemengteilen ist das Gestein, das durch Regionalmetamorphose oder durch pneumatolytische Kontaktmetamorphose aus einem Sediment und zwar aus einem Tonschiefer hervorgegangen sein könnte.

2. Als Scholleneinschluss in einem glimmer- und plagioklasreichen Granit geht dieser Hornfels in ein mittelkörniges, massiges Gestein über, dessen Biotite bisweilen idiomorph sind. Der Plagioklas wird zu einem Oligoklas-Andesin, oft

mit basischem Kern und saurem Rand, ein Zeichen, dass die Schollen auch Kalknatronfeldspatsubstanz des granitischen Magmas aufgenommen haben und dass sie während ihrer Umwandlung der völligen Auflösung nahe standen. Als neuer eruptiver Gemengteil tritt Quarz hinzu.

3. Ein Weiterwachsen der Gemengteile des Hornfelses beobachtet man auch, wenn ein normaler Aplit auf den feinsten Schichtfugen vordringt. Der Andesin wird hier in der Regel assimiliert und mit der albitischen Substanz des Aplits als Oligoklas bis Oligoklas-Andesin auskristallisiert. Diese Mischung entspricht chemisch, mineralisch und strukturell beinahe einem Granit, nur dass in ihr die Glimmer meist parallel gerichtet sind. Man könnte eine solche Mischung vielleicht harmonisch nennen.

4. In Mischungen mit unvollkommener Auflösung der sedimentären Bestandteile treten an den Gemengteilen des Hornfelses Zersetzungs-, Resorptions- und Korrosionserscheinungen auf :

a) Dringt nur Quarz zwischen den Andesin, so wird dieser in ein Aggregat eines feinschuppigen, stark licht- und doppelbrechenden Minerals, Muskowit oder Talk, verwandelt.

b) Bei aplitischer Injektion wird der ursprünglich klare Andesin öfters durch körnige oder schuppige Mikrolithe, wohl Kalktonerdesilikate, getrübt und in einen saureren Plagioklas übergeführt. Entsteht schliesslich eine harmonische Mischung, so bekommen diese trüben Feldspäte noch einen klaren Rand.

c) Wenn in der Mischung die sauren Spaltungsprodukte des Granits vorwiegen, so werden die basischen Plagioklase der Hornfelse getrübt und kräftig korrodiert, bisweilen vollständig aufgelöst.

d) Der dunkelbraune Biotit wird hellbraun oder grünlich, manchmal randlich oder auch vollständig ausgebleicht und in Muskowit verwandelt. Diese Vorgänge werden oft von Korrosion begleitet.

5. Aus unharmonischen Mischungen entwickeln sich durch den Ueberschuss an Tonerde die bekannten Kontaktmineralien, durch Quarzinjektion Granat und Zoisit, bei aplitischer Injektion Granat und Sillimanit, beim Ueberwiegen der eruptiven Bestandteile neben Granat und Sillimanit auch Kordierit. Bei vollständiger Assimilation der Gemengteile des Hornfelses tritt in den Apliten noch Andalusit hinzu.

6. Es scheint, dass das Vorkommen des Kordierits und Andalusits an die Mischung eines tonerdereichen Hornfelses mit einem gasreichen Aplit gebunden ist, der eine grosse Auf-

lösungsfähigkeit besitzt. Im reinen Hornfels selbst treten diese Mineralien nicht auf.

7. In den Mischgesteinen finden sich Pflasterstruktur des Hornfelses und aplitische Struktur je nach dem Grade der Injektion in verschiedenen räumlichen Verhältnissen nebeneinander.

8. Die pegmatitische Injektion ist gekennzeichnet durch Myrmekit und Turmalin.

9. Während ihrer Entstehung sind die Mischgesteine in einem plastischen Zustande. Sie werden darum bei Gebirgsbewegungen oder durch den Druck der Nachschübe bruchlos gestaut und gefaltet.

10. Durch die Injektion des Diorits wird die braune Hornblende grün, bleicht sogar zu Strahlstein aus oder wird in einen braunen Biotit umgelagert. Die Feldspäte erfahren eine ähnliche Umwandlung wie in den injizierten Hornfelsen von Van. Als neues Erzeugnis der Assimilation kommt Orthit vor. Die gut ansgebildeten Biotite, die als Einschlüsse in den Kalifeldspäten auftreten, beweisen, dass sich einzelne Teile des Gesteins während der Umlagerung im Schmelzfluss befanden.

11. Als Kennzeichen der Injektion können danach gelten:

a) Quarz mit den Zersetzungserscheinungen an den ihn umgebenden Gemengteilen.

b) Kalifeldspat durch seine amöbenhafte Ausbildung und Umfliessung der andern Gemengteile. Feldspataugen.

c) Myrmekite.

d) Frischer Albit oder Albitoligoklas als der häufigste Plagioklas der injizierenden Aplite.

e) Turmalin als pneumatolytisches Mineral.

f) Zersetzungs- und Korrosionserscheinungen an den primären Mineralien der injizierten Gesteine.

g) Erzeugnisse der Assimilation: Granat, Sillimanit, Kordierit, Andalusit, Zoisit und Orthit.

h) Siebstrukturen.

i) Die unregelmässige Verteilung der Assimilationsprodukte im injizierten Gestein.

k) Die Mischung verschiedenartiger Strukturen.

B. Die Sedimente.

Das Karbon.

Als einzige sedimentäre Formation tritt innnerhalb des bearbeiteten Gebietes das Karbon auf, das an den Hängen süd-

westlich von Vernayaz an der Bahnlinie, an der Strasse nach Salvan und in den Schieferbrüchen vorzüglich aufgeschlossen ist. Dieses Vorkommen gehört zu der langen Karbonmulde, die sich vom Fusse der Dents de Morcles südwestwärts bis an die Schweizergrenze ausdehnt. Seine stratigraphische Bestimmung erfolgte auf Grund von Fossilien, die namentlich bei Haut d'Arbignon oberhalb Collonges und Moëde im Savoyischen gefunden wurden. Die ältern Funde wurden durch O. HEER, die neuern durch ZEILLER bestimmt. RENEVIER erwähnt 65 Pflanzenarten und zwei Insekten. MICHEL-LÉVY fand in Moëde:

Pecopteris Pluckeneti, Brongt.
Neuropteris flexuosa, Heer.
Annularia sphenophylloïdes, Zenker.
Asterophyllites equisetiformis, Schloth.
Sphenophyllum cf. emarginatum, Brongt.,

Arten, die auch von RENEVIER erwähnt werden. Nach ZEILLER gehören die Karbonschichten bei Vernayaz speziell den tiefern Zonen des Stephanien an und zeigen grosse Aehnlichkeit mit dem Karbon von Saint-Etienne.

Von Vernayaz und Salvan erwähnt RENEVIER sieben fossile Pflanzen. Es war mir nicht möglich, diese Funde zu vermehren, obschon ich an zwei Stellen im Anstehenden Pflanzenreste feststellte. Diese waren aber infolge starker dynamischer Beeinflussung des Gesteins unkenntlich gemacht.

Während der Sedimentation des Karbons wurde ein Teil des klastischen Materials nach der Grösse der Gemengteile sondiert. Es entstunden auf diese Weise Konglomerate, Sandsteine und Schiefer mit allen möglichen Uebergängen. Durch ein kohliges Pigment sind die einen grauschwarz gefärbt. Andere enthalten viel Chlorit und besitzen eine grünliche Farbe.

Die Konglomerate

DUPARC und RITTER (**16**) geben eine ausführliche Beschreibung der Konglomerate, zu denen auch diejenigen unseres Gebietes zu rechnen sind. Danach befinden sich unter ihren Geröllen Eruptivgesteine, kristalline Schiefer und selten klastische Gesteine.

Unter den Eruptivgesteinen werden erwähnt:

Zweiglimmergranit, Porphyrgranit, Biotitgranit von Valorcine und Beaufort, Pegmatite, Aplite.

Unter den kristallinen Schiefern :

Injizierte Schiefer, Biotitschiefer, Muskowitschiefer, Serizitschiefer, kompakte Glimmerschiefer.

Unter den Geröllen klastischer Gesteine befinden sich quarzreiche Sandsteine, die gewissen Karbonsandsteinen ähnlich sind und Tonschiefer.

Beide Autoren kommen zum Schluss, dass das Material der Konglomerate und natürlich auch der Sandsteine und Tonschiefer von den denudierten Gebirgsketten herrührt, die die Niederungen umgaben, in denen das Karbon abgelagert wurde.

Nach meinen Beobachtungen wiegen unter den Geröllen eruptiver Gesteine aplitische und pegmatitische sehr vor. Es scheint mir dies ein Beweis dafür, dass die Randteile einer intrusiven Masse, die naturgemäss zuerst der Denudation anheimfallen, in der Regel einen sauren Gesteinscharakter aufweisen.

Fräulein Fischer, die sich mit der Untersuchung und Bestimmung der Gerölle des Verrucano von Outre-Rhône beschäftigt hatte, war so gütig, mir eine Anzahl Dünnschliffe durch verschiedene Gerölle der schwarzgrauen Fazies des Konglomerats zu überlassen. Wie ein Vergleich ergab, stimmen ihre Handstücke von Dorénaz und Collonges mit den meinigen vom Bergsturz südwestlich von Vernayaz überein. Ich durfte daher ohne Bedenken die Herstellung eigener Schliffe unterlassen und diejenigen von Fräulein Fischer zur mikroskopischen Untersuchung verwenden. Es wurden folgende Gesteinsarten bestimmt :

Granit in aplitischer Fazies.

Aplite und Pegmatite, als reine Quarzfeldspataggregate oder mit Muskowit und Turmalin.

Quarzporphyr, mit dichter Grundmasse und wenig Einsprenglingen.

Parallelstruierte Aplite, überführend in Muskowitgneise, Quarzit, Hornstein.

In der Hauptsache stimmen meine Beobachtungen mit denjenigen von Duparc überein. Auch ich konnte eine auffallende Aehnlichkeit der Gerölle mit den Gesteinen des Grundgebirges feststellen.

Unter dem grünen Konglomerat, das südöstlich der Strasse nach Salvan in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen ist, herrschen Gerölle der sauersten Spaltungsprodukte und pneu-

matolytischen Bildungen einer granitischen Intrusivmasse noch mehr vor. Es befinden sich darin grosse, blendend weisse, eckige oder gerundete Gerölle von Quarzit, faustgrosse schwarze Knauer von Turmalin, schuppige oder blättrige Aggregate von Muskowit oder Chlorit oder Gerölle, die Aggregate aller genannten Mineralien darstellen. Beinahe möchte man vermuten, dieses Konglomerat sei kontaktmetamorph verändert oder vielleicht durch Infiltration von juvenilem Wasser umgewandelt worden. Doch weisen gerade die weissen Quarzitblöcke, die zuweilen Turmalinstengel einschliessen, mit grösster Deutlichkeit darauf hin, dass das Material der grünen Konglomerate einem besondern Denudationsgebiet mit vorwiegend pegmatitischen Ganggesteinen und quarzreichem Nebengestein entstammt. Turmalin und Muskowit müssen als primäre Gemengteile der Gesteine der Gerölle aufgefasst werden und befinden sich mit diesen auf sekundärer Lagerstätte. Während der intensiven Faltung der Karbonschichten sind auch die grünen Konglomerate stark gepresst und ausgewalzt worden. Namentlich die glimmerführenden Gerölle sind zu dünnen Linsen ausgequetscht. Die Kataklase tritt besonders an den Berührungsflächen, die zugleich die Gleitflächen der Gerölle sind, besonders stark hervor.

Die Sandsteine.

Unter den Sandsteinen bestehen, wie schon erwähnt, die gleichen Unterschiede in der Farbe wie bei den Konglomeraten. Während aber im allgemeinen die grünen Sandsteine eine einförmige Ausbildung besitzen, lassen sich bei den grauschwarzen eine glimmerreiche und eine glimmerarme Varietät unterscheiden. Erstere tritt vorwiegend an der Basis des Karbons auf. Quarz ist wieder vorwiegender Gemengteil. Zu ihm gesellen sich in wechselnden Mengen Feldspäte, Muskowit, Biotit, Turmalin, Erze. Das Zement ist ein Gemisch von Quarz und feinen serizitischen Schüppchen, von Kohlenstäubchen dunkel pigmentiert. Die Glimmersandsteine besitzen wenig Zement. Ihre klastische Struktur ist dennoch nicht zu verkennen. Der übermässige Gehalt an hellen und dunklen Glimmern findet seine Erklärung im Glimmerreichtum des denudierten Gebirges. Zementreiche Sandsteine zeigen ausgesprochene Schieferung, ein Werk des Gebirgsdruckes.

Die Schiefer.

Die schwarzen, technisch verwerteten Schiefer von Vernayaz und Salvan wechsellagern mit den grauschwarzen Konglo-

meraten und Sandsteinen. Sie enthalten nur feinstes, klastisches Material. Das tonige Zement herrscht in ihnen vor, weshalb sie auch die vollkommendste Schieferung besitzen und die einzigen fossilführenden Schichten sind.

III. Resultate.

A. Petrographische.

In dem bearbeiteten Profil von der Trientschlucht nach der Alp Salanfe wurden folgende Gesteine bestimmt:

a) Im Grundgebirge.

α) *Eruptivgesteine.*

1. Granit von Miévielle und Van, 200 bis 1000 m mächtig, ein fein- bis mittelkörniges Aggregat von Biotit, Kalifeldspat und Quarz und einem bedeutenden Gehalt an Plagioklas (Oligoklas oder Albitoligoklas), mit den charakteristischen Nebengemengteilen Pinit (Kordierit), Andalusit, Sillimanit und Turmalin, den gewöhnlichen Akzessorien Zirkon, Xenotim, Apatit, Magnetit und Ilmenit und den sekundären Mineralien Chlorit, Muskowit, Serizit, Titanit, Rutil, Pyrit, Kalzit. Der Kontakt mit dem Nebengestein, die Einschmelzung von Schieferschollen, saure Nachschübe, Spaltungsvorgänge erzeugten primäre, Gebirgsbewegungen sekundäre Verschiedenheiten im Granit. Die Mylonitisierung führte zur Bildung ausgeprägter Serizitschiefer.

2. Porphyre entwickeln sich in den Abzweigungen des Hauptganges bei Van aus dem Granit heraus und zwar vom Granit nach den Gangenden und von der Gangmitte nach den Salbändern aus einem Granitporphyr zu einem Quarzporphyr und schliesslich zu einem Hornsteinporphyr. Der Mineralbestand ist überall beinahe derselbe; nur die Korngrösse nimmt ab. Die Grundmasse besteht aus den gleichen Gemengteilen wie die Einsprenglinge, Quarz, Kalifeldspat, Albit und Biotit; letzterer ist in der Regel muskowitisiert.

In den roten Porphyren von Salanfe herrschen die gleichen mineralischen und strukturellen Verhältnisse, nur sind da auch die Biotiteinsprenglinge der Salbandfazies durch Muskowit ersetzt.

3. Aplite und Pegmatite gehen aus der aplitischen Randfazies des Granits bei Van hervor und durchsetzen sowohl den Granit als dessen Nebengestein in Gängen von

wechselnder Mächtigkeit. Sie sind von rein weisser Farbe und führen Pinit und Andalusit, die Pegmatite auch Turmalin. Aplite am Tête du Daley enthalten neben grossblättrigem Muskowit nur Albit und Quarz. Am Trient erkennt man in den Apliten Biotit, Muskowit, Pinit, Granat und gewisse Plagioklase leicht als Relikte oder Assimilationsprodukte aus eingeschmolzenem Nebengestein, und am Riegel oder auf der Alp Salanfe bestehen die Spaltungsgesteine oft nur aus Feldspat oder nur aus Quarz.

β) *Kontaktgesteine.*

1. Hornfelse und Schieferhornfelse, die in ihrer grössten Reinheit und ursprünglichen Ausbildung nur aus Biotit und Andesin bestehen, bilden nebst Amphiboliten und Marmorlinsen den übrigen Teil des Grundgebirges. Die Hornfelse, die aus Tonschiefern oder tonigen Sandsteinen hervorgegangen sein dürften, wurden beinahe durchwegs schon während oder kurz nach der Metamorphose aplitisch injiziert, so dass fast überall nun auch die aplitischen Gemengteile Quarz, Orthoklas und ein saurer Plagioklas unter ihrem Mineralbestand zu treffen sind. Dazu kommen oft noch Assimilations- und Resorptionsprodukte wie Granat, Sillimanit, Kordierit (Pinit), Orthit, Muskowit. Mit der Zunahme der Injektion geht die Pflasterstruktur des reinen Hornfelses in Aplitstruktur über. Die schönsten Injektionserscheinungen treten an den injizierten Schiefern von Van und La Balmaz auf.

2. Die Amphibolite auf dem Plan du Sourd entstunden durch Injektionsmetamorphose aus einem Diorit, der noch jetzt in einer Linse von ungefähr 1 ha Inhalt beinahe unverändert ansteht.

3. Marmorkeile wurden am Nordabhang des Djoit und des Luisin gefunden. Hier sind sie in einer langen Reihe unzusammenhängender, meist kleiner Linsen konkordant den Schieferhornfelsen eingelagert und haben im Kontakt mit erzführenden aplitischen Injektionen Anlass zur Bildung von Silikathornfelsen gegeben, die mit mächtigen Anhäufungen von goldhaltigem Pyrit und Arsenkies vergesellschaftet sind. Ein Bericht über die Untersuchung der interessanten Lagerstätte wird nächstens dem Druck übergeben werden.

b) **Sedimente.**

1. Die Konglomerate, Sandsteine und Schiefer des Karbons verraten keine Spuren von Kontaktmetamorphose.

Auch das Zement des von GOLLIEZ « Poudingue ancien » genannten und zum Grundgebirge gerechneten Riesenkonglomerats ist nicht kristallin.

2. Die triasische Arkose ist ein klastisches Aggregat von allerlei Quarz- und Feldspatkörnern und feinschuppigem Zement.

Alle Gesteine zeigen in ihrem Charakter die grösste Uebereinstimmung mit denjenigen des Gasternmassivs.

B. Tektonische.

In erster Linie überrascht der gewaltige Unterschied im petrographischen Charakter und tektonischen Bau der beiden Seiten des Granitganges; auf der Nordwestseite Verhältnisse, wie sie an Granitmassiven die Regel sind, auf der Südostseite zunächst ein mächtiger Komplex von Schieferhornfelsen, ohne irgendwelche Spuren von Abzweigungen vom Hauptgang des Granites und erst in grösserer Entfernung Aplit- und Quarzgänge in einem Gestein, das auf der Nordwestseite erst jenseits des Riegels zu treffen ist. Dann die enge Mulde sedimentärer, kontaktmetamorph nicht veränderter Gesteine.

Es wäre vielleicht übertrieben, zu behaupten, dass solche Assymmetrie in einem intrudierten Gebiet sich nicht schon während der Intrusion gebildet haben könnte. In unserm Fall müssen wir diese Möglichkeit verneinen und zwar aus folgenden Gründen :

Wir haben gesehen, dass der Granit des Hauptganges in seiner ganzen Mächtigkeit innerlich zertrümmert, in einer Breite von mehr als hundert Metern zu einem Serizitschiefer ausgewalzt worden ist, dass selbst die südöstlich angrenzenden Schieferhornfelse in einer Mächtigkeit von etwa 50 m demselben Schicksal anheimgefallen sind.

Das sind nicht die Folgen des seitlichen Druckes im engern Sinne des Wortes, das ist das Werk einer Ueberschiebung oder einer Längsverwerfung. Nach der Intensität und Ausdehnung der Zertrümmerungserscheinungen im Gestein muss die Sprunghöhe an dieser Verwerfung ausserordentlich gross sein. Die Verschiebung geschah in beinahe vertikaler Richtung, und es ist nicht zu bezweifeln, dass der Gesteinskomplex nordwestlich der Verwerfung relativ gehoben, derjenige südöstlich davon abgesunken ist. Daher zeigen die Schieferhornfelse beim Elektrizitätswerk ein Fallen gegen NW, weil sie während der Verschiebung an der Verwerfung

gestaut und gebogen wurden. Die grosse Sprunghöhe erklärt nun den verschiedenen petrographischen Charakter des Gesteins am nordwestlichen und südöstlichen Kontakt des Granites. Durch das Absinken des südöstlichen Komplexes rückten peripherische Teile der intrudierten Gesteinsmasse der Hauptmasse des Granits um einige hundert, vielleicht auch um mehr als tausend Meter näher. Deshalb wird man sich nicht mehr darüber verwundern, dass am südöstlichen Kontakt nicht die gleichen Hornfelse anstehen wie am nordwestlichen, und die Tatsache, dass nahe dem südöstlichen Kontakt im Granit Hornfelsschollen anzutreffen sind, die petrographisch mit den Hornfelsen am nordwestlichen Kontakt übereinstimmen, stützt sowohl die Annahme einer Verwerfung als auch die Voraussetzung ursprünglich gleicher Kontaktverhältnisse zu beiden Seiten des Granites.

Ueber das Alter der Verwerfung lassen sich keine bestimmten Angaben machen, da sie nirgends mit Sedimenten in Verbindung tritt. Obschon ich im Karbonkonglomerat keine mylonitischen Schiefer fand, ist es doch wahrscheinlich, dass sie präkarbonisch ist. Auf der abgesunkenen Scholle wurden die karbonischen Sedimente abgelagert. Die Dislokation dürfte aber während der herzynischen und alpinen Aufrichtung des Gebirges fortgedauert haben. Man darf dies aus der Diskordanz von Karbon und Trias und der Faltung und Hebung der mesozoischen, unmittelbar dem Grundgebirge aufliegenden Schichten schliessen.

Da durch die Zertrümmerung des Gesteins im Gebiet der Verwerfung der Verwitterung, der Denudation und Erosion durch das Wasser wesentlich vorgearbeitet wurde, so ist es begreiflich, dass sich die Salanfe in ihrem Unterlaufe in der Zone der Mylonite rasch eine tiefe Schlucht gebildet hat, die daher als z. T. durch die Tektonik vorbedingt angesehen werden darf.

Dem Kristallinen bei Vernayaz liegt ein grobes Konglomerat auf, das sich im Grunde von den übrigen Karbonkonglomeraten nur durch die ausserordentliche Grösse seiner Gerölle auszeichnet. Das gleiche Konglomerat entdeckt man auch auf der andern Talseite über der Brücke bei Dorénaz. Die Zusammengehörigkeit beider Ablagerungen kann nicht bezweifelt werden, zumal die allgemeine Streichrichtung der groben Konglomerate auf dem Plan du Sourd genau auf die Konglomerate oberhalb Dorénaz hinweist. Auch diese liegen direkt auf dem Kristallinen. In ihrem Hangenden folgen gleich wie auf der linken Rhonetalseite Sandsteine, die aber so ver-

wittert sind, dass sie, wie z. B. das Karbon am Tête du Daley, von verwitterten Schieferhornfelsen des Grundgebirges nicht wohl unterschieden werden können. Man darf daher nicht erstaunen, dass GOLLIEZ, dem die guten Aufschlüsse an der Bahn nach Salvan nicht zu Gebote standen, diese Schichten zum Grundgebirge gerechnet und aus ihnen eine Synklinale der Cornes vertes konstruiert hat. Das grobe Konglomerat bezeichnet er Poudingue ancien, dem Kristallinen angehörend. Demgegenüber müssen wir festlegen, dass es kein kontaktmetamorph beeinflusstes Sediment ist, und nicht dem Grundgebirge angehört, und dass angesichts des faziellen Wechsels in den Karbonablagerungen bei Vernayaz kein triftiger Grund vorliegt, es vom Karbon zu trennen und als ältere palaeozoische Ablagerung zu betrachten. Indem wir dieses Konglomerat mit dem Karbon vereinigen, bringen wir aber eine Zone der Cornes vertes von GOLLIEZ (14) in Wegfall.

Ich habe mich bemüht, nach dem Beispiel von GOLLIEZ auch auf dem linken Abhang des Rhonetals einen Zonenwechsel im Gestein herauszufinden. Nach meinen allseitigen Untersuchungen kam ich aber zum Schlusse, dass die petrographischen Verschiedenheiten im Raume meines Profils nicht mit einer regelmässigen, kaledonischen Faltung des Grundgebirges erklärt werden können. Sie beruhen hauptsächlich einerseits auf der Intrusion des granitischen Magmas, andererseits auf grossen Verwerfungen, wie z. B. bei Miéville. Damit bestreite ich nicht, dass das Grundgebirge noch vor der Steinkohlenzeit oder selbst vor der granitischen Intrusion gefaltet worden sei und dass Ungleichheiten des Gesteins auch darin ihre Ursache haben können. Nur scheint mir, dass die Erdbewegungen jener Perioden von grossem Stil und nicht weniger kompliziert als die Dislokationen in den mesozoischen und tertiären Schichten während der Aufrichtung der Alpen gewesen sein müssen. Da man in den Alpen und nun auch im Jura bei näherer Untersuchung unzählige zerrissene Falten, Verwerfungen und Ueberschiebungen antrifft, so ist man gezwungen, im Grundgebirge, das viele Faltungsperioden durchgemacht haben muss, die schwersten tektonischen Rätsel vorauszusetzen. Das tektonische Bild des kristallinen Untergrundes wird sich nur ausnahmsweise mit regelmässigen Falten darstellen lassen.

Deshalb kann ich auch nicht mit LUGEON und Mme JÉRÉMINE (36) die Kalklinsen im Grundgebirge ausnahmslos als Muldenkerne betrachten. Ich halte es für wahrscheinlicher, dass wenigstens einzelne Linsenreihen Faltenverwerfungen oder

Ueberschiebungen andeuten, die dann allerdings nicht mehr auf isoklinalen, sondern auf einen schuppenförmigen Bau des Grundgebirges schliessen liessen. Wie die kontaktmetamorph veränderten Kalke beweisen, die überall in den Rahmen der umgebenden injizierten Biotithornfelse und Schiefer passen und verhältnismässig geringe dynamische Beeinflussung zeigen, hat die erste Dislokation vor oder spätestens während der Intrusion stattgefunden. Dabei sind die elastischen Kalke von den Tonschiefern und Grauwacken als Gleithorizonte benutzt und so ausgewalzt worden, dass z. B. in der Linsenreihe beim Bergwerk einzelne Kalkkeile nicht 1 m messen. Bemerkenswert ist, dass die Schichtenstellung der Gneise beim Bergwerk nicht auf einen muldenförmigen Bau hinweist.

Für die Bestimmung des Alters des Granits und der intrudierten Gesteine ergaben meine Untersuchungen keine neuen Anhaltspunkte.

Das Karbon liegt diskordant auf den Gneisen.

Vor einem Jahr erschien in Freiburg eine Dissertation (39) über den Arpille und die Karbonmulde von Salvan, in der der Verfasser nachzuweisen versucht, dass die Mulde nicht einfach sei, sondern aus zwei Synklinalen bestehe. Seine Darlegungen konnten mich nicht überzeugen. Meine Untersuchungen ergaben, dass tatsächlich nur eine Mulde vorhanden ist. Dies bestätigt übrigens schon ein Blick auf die rechte Talseite, wo selbst einem ungeübten Auge die prächtige, breite, einfache Mulde, die von den Karbonschichten gebildet wird, auffallen muss. Bei Salvan-Vernayaz ist die Mulde enger. Die Muldenschenkel haben im Tal fast dasselbe Fallen. Im Muldenkern sind die Schichten, namentlich dunkle Schiefer und Sandsteine, infolge der energischen Faltung gestaucht, zerbrochen und öfters unregelmässig orientiert. Aber diese Erscheinung berechtigt nicht, Doppelmulden zu konstruieren, ebensowenig als der Fazieswechsel innerhalb eines Sedimentes zur Aufstellung besonderer Formationen oder Stufen dienen darf. Auf rein lokale Beobachtungen gestützt durfte ich mir auch nicht erlauben, die grünlichen Konglomerate und Sandsteine als permisch zu erklären. Tut man dies, so muss man den südöstlichen Schenkel des eigentlichen Karbons durch die dunklen Glimmersandsteinschichten und das Riesenkonglomerat vertreten denken, die entweder nie mächtiger waren oder bei der Faltung ausgewalzt wurden.

Nachwort.

Als meine Untersuchungen dem Abschluss entgegen rückten, — ich glaube anfangs 1913 — machte ich die angenehme Bekanntschaft des Herrn P. HARTMANN, damals cand. phil. in Freiburg in der Schweiz, nun Dr. und Prof. an der Stiftsschule in Engelberg, der das Substratum der Dents de Morcles neu bearbeitete. Ich erhielt seine Dissertation (40), als ich die meinige eben zum Druck fertig eestellt hatte. Mit Genugtuung nahm ich wahr, dass viele meiner Beobachtungen auf dem rechtsseitigen Rhoneufer bestätigt gefunden wurden, und ich konnte deshalb füglich von einer Besprechung der neuesten Erscheinung Umgang nehmen.

Literaturverzeichnis.

1. H.-B. DE SAUSSURE. Voyages dans les Alpes. Vol. II. 1786.

2. NECKER. Mémoires sur la vallée de Valorcine. *Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, t. IV. 1828.

3. B. STUDER. Geologie der westlichen Schweizeralpen. 1834.

4. FOURNET. Coupe géologique de Martigny à Evionnaz. *Annales des sc. phys. et nat. de Lyon*, t. IX, p. 1. 1846.

5. B. STUDER. Geologie der Schweiz. Bd. I. 1851.

6. ALPH. FAVRE. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, etc. voisines du Montblanc. Trois vol., avec atlas. 1867.

7. H. GERLACH. Das südwestliche Wallis. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, 9. Liefg. 1871.

8. WAGNON. Autour de Salvan. 1885.

9. C. SCHMIDT. Porphyre der Zentralalpen. *Neues Jahrbuch für Min.*, Beilage Bd. IV. 1886.

10. E. FAVRE et H. SCHARDT. Description géologique de la partie NE de la feuille XVII de la carte géologique de la Suisse. Matériel pour la *Carte géol. de la Suisse*, livre XXII. Porphyres de Van et du Luisin, p. 555-558 (avec diagnoses de M. C. Schmidt). 1887.

11. E. RENEVIER. Monographie géologique des Hautes-Alpes vaudoises. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, 16. Liefg. 1890.

12. MICHEL-LÉVY. Etudes sur les roches cristallines et éruptives des environs du Montblanc. *Bull. des serv. de la carte géol. de la France*, t. I, nº 9. 1891.

13. MICHEL-LÉVY. Notes sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges, etc. *Bull. des serv. de la carte géol. de la France*, vol. III. 1891-1892.

14. H. Golliez. Note sur le soubassement cristallin de la Dent de Morcles. *Soc. vaud. sc. nat.* 1893.

15. Livret-Guide. *Congrès geol. intern.*, Zürich. 1894.

16. L. Duparc et E. Ritter. Les formations du carbonifère et les quarzites du Trias dans les régions NW de la première zone alpine. *Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, t. XXXII, 1re partie, no 4. 1894.

17. L. Duparc et L. Mrazec. Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Montblanc. *Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, t. XXXIII, 1re partie. 1898.

18. A. Bonard. Etude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de Morcles — Dents du Midi. 1901.

19. E. Joukowski. Sur les Eclogites des Aiguilles-Rouges. 1902.

20. Haug, Lugeon et Corbin. Sur la découverte d'un nouveau massif granitique dans la vallée de l'Arve, entre Servoz et les Houches. *C.-R. des séances de l'Ac. des sc. de Paris.* 1902.

21. A. Baltzer. Das Berneroberland und Nachbargebiete. Ein geologischer Führer. 1906.

22. M. Reinhard. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. 1906.

23. P. Waindziok. Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. 1906.

24. E. Hugi. Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneisszone des zentralen Aarmassivs. *Ecl. geol. helv.*, vol. IX, No 34. 1907.

25. P. Termier. Sur les granits, les gneiss et les porphyres écrasés de l'île d'Elbe. *C.-R. des séances de l'Ac. de sc. de Paris*, t. CXLVIII, p. 1441. 1909.

26. U. Grubenmann. Ueber einige tiefe Gneisse aus den Schweizeralpen. *Extrait du C.-R. du 11e congrès géol. intern.* 1910.

27. L.-W. Collet. Les Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône. *Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, vol. XXXVI, fascicule 4. Décembre 1910.

28. W. von Seidlitz. Ueber Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung. *Geol. Rundschau*, Bd. I, Heft 4. 1910.

29. B. Baumgärtel. Eruptive Quarzgänge. *Zeitschrift der deutschen geol. Ges.* 1911.

30. B. G. Escher. Ueber die prätriasische Faltung in den Westalpen. 1911.

31. E. Truninger. Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. 1911.

32. E. Gutzwiller. Injektionsgneisse aus dem Kanton Tessin. 1912.

33. O. H. Erdmannsdörfer. Die Einschlüsse des Brockengranits. 1912.

34. H. Backlund. Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen. *Zentralbatt für Min., Geol. u. Pal.*, No 19/20. 1913.

35. U. Grubenmann. Zur Klassifikation der metamorphen Gesteine. *Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie*, Bd. III. 1913.

36. M. Lugeon et Mme E. Jérémine. Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles-Rouges. *Communications scientifiques de la soc. vaud. des sc. nat.*, no 11. 1913.

37. R. Lotze. Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfeldergneiss und Innertkirchnergranit. *Zeitschrift der deutschen geol. Ges.*, Bd. LXVI, Heft 2. 1914.

38. E. Hugi. Kontaktschollen im «Gneiss» des obern Lauterbrunnentales *Verhandl. der Schweiz. Naturf. Gesellschaft*, 1914 II. Teil.
Sektion für Geol. Min. u. Petrog., p. 154—161.

39. E. Ketterer. Der Massiv der Arpille und die Kohlenmulde von Salvan. 1912.

40. P. Hartmann. Zur Geologie des kristallinen Substratums der Dents de Morcles. Bern Verlag A. Franke, 1915.

41. G. Tschermak. Lehrbuch der Mineralogie. 1905.

42. E. Weinschenk. Die gesteinsbildenden Mineralien. 1907.

43. E. Weinschenk. Grundzüge der Gesteinskunde. 1906-1907.

44. U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. 1910.

45. A. Osann. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Tschermak's mineralog. und petrogr. Mitteilungen*, Bd. XIX, Heft 5/6. 1900.

46. J. Blaas. Petrographie. 3. Aufl. 1912.