Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1911)

Artikel: Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv
Autor: Truninger, Ernst
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319218

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: 11.12.2025

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

Ernst Truninger.

Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv.

VORWORT.

Die vorliegende Arbeit ist das Resultat einer Reihe von Exkursionen und Untersuchungen im Gebiete des Gasterenmassivs, die sich in der Hauptsache auf kurzfristige Herbstferien während der Jahre 1906—1909 verteilen.

Für die Bearbeitung des ziemlich umfangreichen Dünnschliffmaterials stand mir neben meiner amtlichen Tätigkeit nur wenig Zeit zur Verfügung, so dass innert den Grenzen meines Arbeitsgebietes noch manche interessante Frage ihrer Lösung harrt. Aus dem gleichen Grunde sah ich mich denn auch veranlasst, die anfangs gehegte Absicht einer monographischen Behandlung des Gasterenmassivs fallen zu lassen und mich vorläufig auf die Durchführung einiger wichtigerer Untersuchungen zu beschränken, die sich während der Bearbeitung, als besonderer Behandlung wert, erwiesen. Infolgedessen verlegte sich der Schwerpunkt dieser Ausführungen mehr und mehr auf die mikroskopisch-petrographische Untersuchung der interessanten und bisher gänzlich unbekannt gebliebenen Kontakterscheinungen am Kanderfirnabsturz. Ich kann dies um so eher verantworten, als die geologisch-petrographische Bearbeitung der Ergebnisse des Lötschbergdurchstichs durch Herrn *Privatdozent Dr. E. Hugi* und den *Verfasser* später vielfach Gelegenheit geben wird, Versäumtes nachzuholen und flüchtig Gestreiftes eingehender zu behandeln. Auch ist für die gleiche Arbeit die Herausgabe einer geologischen Karte im Masstab 1 : 50,000 in Aussicht genommen, die das hier untersuchte Gebiet umfassen soll.

Eine vorläufige Publikation über die Tektonik des Aufnahmegebietes von Herrn *Privatdozent Dr. Aug. Burtorf* und dem *Verfasser* ist unter dem Titel: „Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs," in den Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, Bd. XX, H. 2, 1909 erschienen.

Während der ganzen Dauer dieser Arbeit ist mir in stets hilfsbereiter Weise an Stelle des leider erkrankten Herrn *Prof. Dr. A. Baltzers,* mein lieber Freund, Herr *Privatdozent Dr. E. Hugi*, zur Seite gestanden. Manche Anregung und Belehrung verdanke ich seiner Begleitung auf meinen Exkursionen. Auch wurden die der Arbeit beigegebenen Photographien von ihm aufgenommen. Für alles sei ihm hier herzlich gedankt. Dank schulde ich auch Herrn *Dr. Ed. Gerber*, Konservator der naturhistorischen Sammlungen am hiesigen Museum, für seine mir allzeit bewiesene Bereitwilligkeit und Herrn cand. phil. *E. Barth*, für die Ausführung der chemischen Analysen. Und in diesem Dankeswort will ich auch gerne der Freunde gedenken, die mich auf meinen Wanderungen in jener herrlichen, einsamen Bergwelt begleiteten.

Bern, im Dezember 1909.

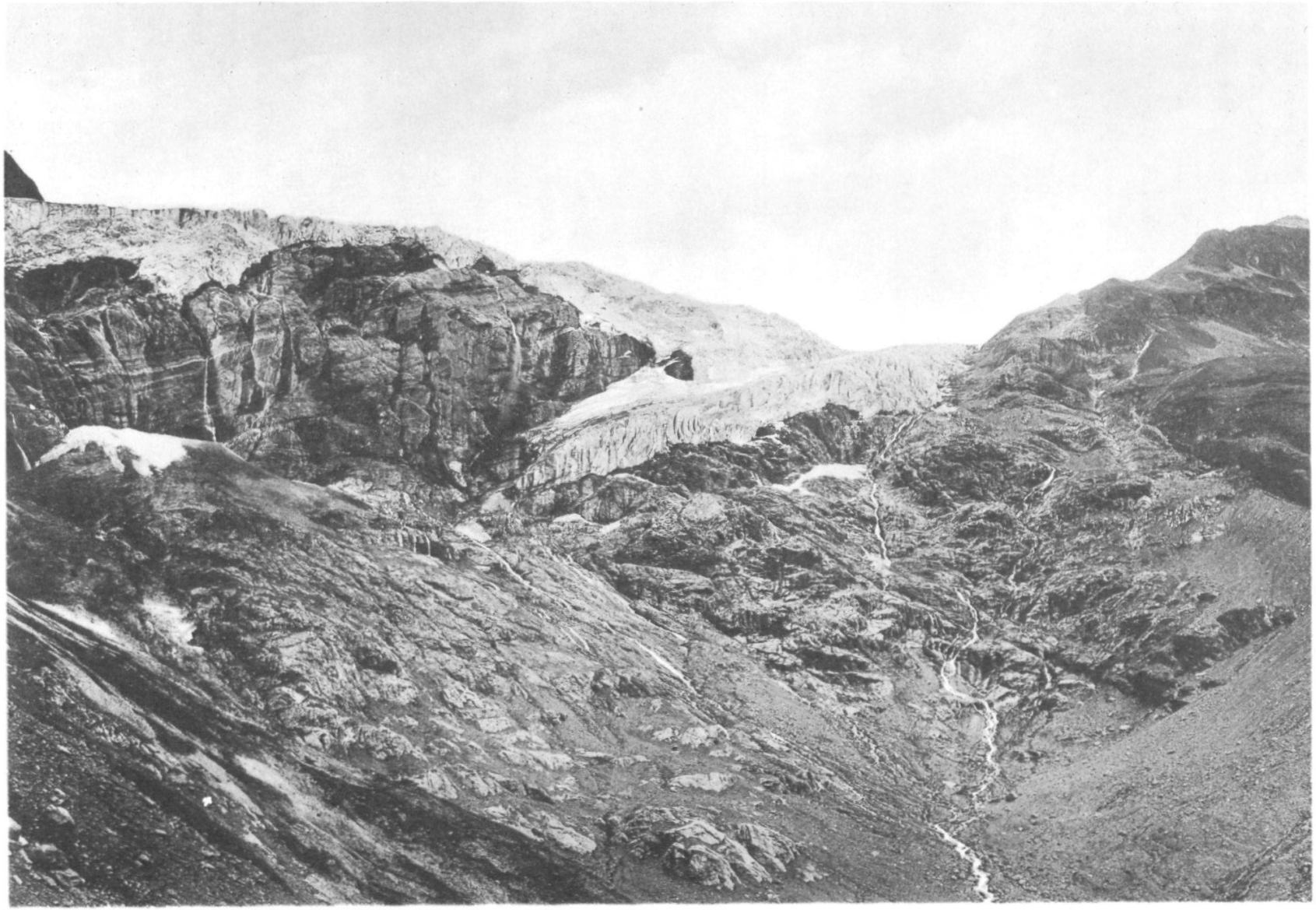
Der Verfasser.

Topographie des Aufnahmegebietes.

Das Aufnahmegebiet vorliegender petrographisch-geologischer Studien umfasst den westlichsten Teil des Aarmassivs, ein gut abgeschlossenes, zum Teil wohlcharakterisiertes System krystalliner Bildungen.

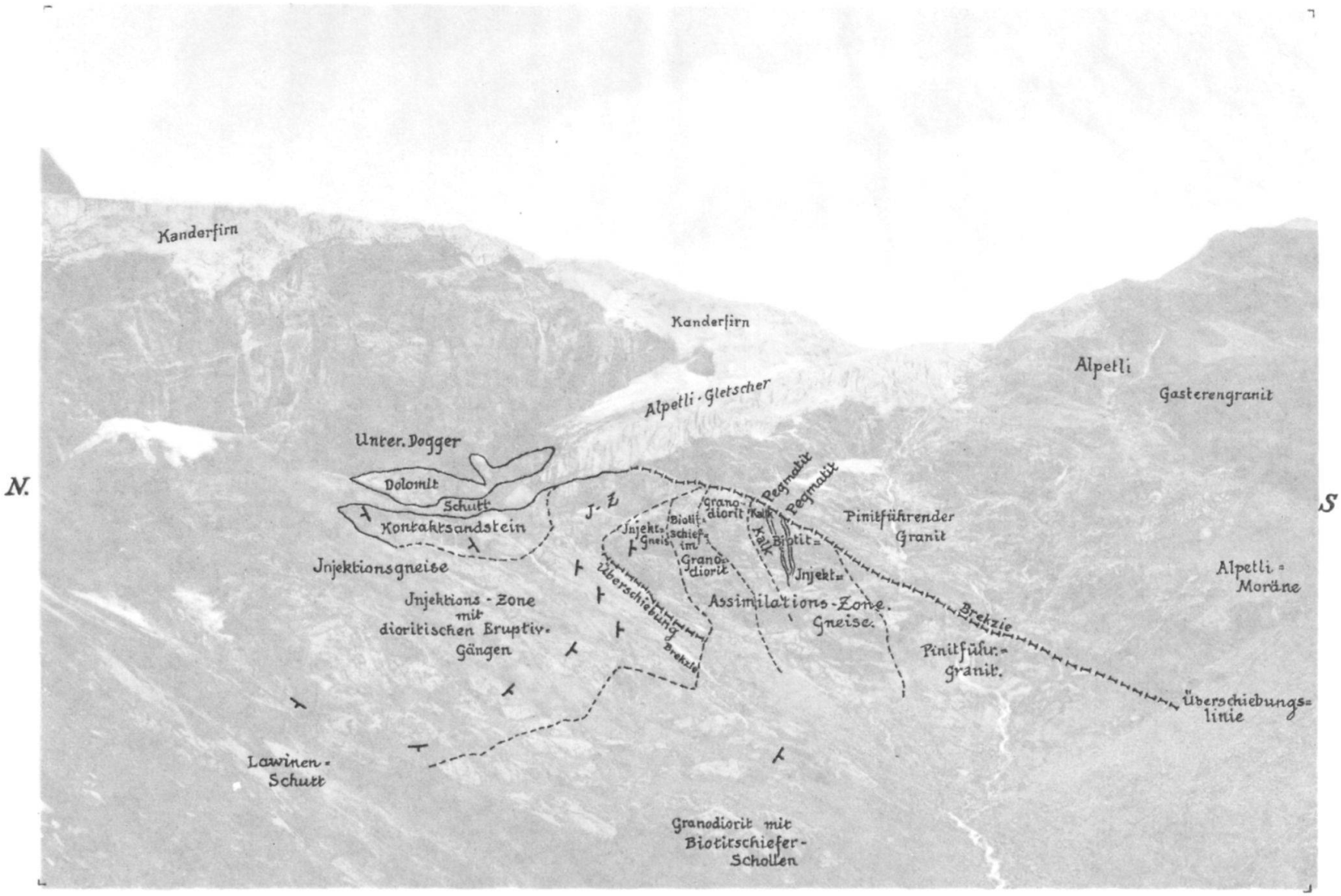
Deutlich aus der Einheit des übrigen Massivs heraustretend, bildet es ein Rechteck von 14 km Länge und 8 km Breite; es liegt mit seiner Längsrichtung im Streichen des Alpenzuges. Auf der nördlichen Längsseite bilden die Steilabstürze der Doldenhörner und der Blümlisalpgruppe die natürliche Grenze, während im Süden das in die krystallinen Schiefer eingesenkte Tal der Lonza das Gebiet abschliesst. Ebenso scharf wie im Norden ist die Grenze im Westen durch die imposante reich modellierte Felswand des Balmhorns und durch das tektonisch interessante Ferdenrothhorn markiert; auf der Ostseite dagegen stellen die nur wenig über den mächtigen Firn des Petersgrates emporragenden Schieferspitzen des Mutthorns und Tschingelhorns und die gewaltige Pyramide des Lauterbrunner Breithorns die Grenzsteine des Rechtecks dar.

Fast ausschliesslich aus einem wenig zerklüfteten Granit, dem sogenannten Gasterengranit und den ihm auf der Südseite aufruhenden krystallinen Schiefern aufgebaut, vermögen die nur ganz untergeordnet auftretenden sedimentären Zwischenlagerungen nirgends den eigentümlichen Habitus granitener Gebirgsformen zu stören oder den schroffen Gegensatz ihrer sedimentären Umgebung im Norden und Westen zu mildern. Dieser höchst markante Unterschied tritt uns besonders scharf beim Überschreiten des Lötschenpasses vor Augen. Die gewaltigen Kalkmassen des Balmhorns und Altels, der Doldenhörner und der Blümlisalp weisen in der Richtung der Schichtenlage breite pultförmige Abhänge auf und stürzen auf der Seite der Schicht-



Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.

V. Westen gesehen.



Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.

V. Westen gesehen.

sein, wie ein Handstück aus den Sammlungen des hiesigen naturhistorischen Museums vermuten lässt, das als „Gasterengranit“ etiquettiert und mit der Jahrzahl 1802 versehen ist.

Die geologische Erschliessung begann aber doch erst mit den Arbeiten *Edm. v. Fellenbergs*, der, von der Schweiz. geologischen Kommission mit der Aufnahme und Kartierung des krystallinen Teils des Finsteraarhornmassivs betraut, die ersten grundlegenden Untersuchungen in diesem Gebiete durchführte. Er veröffentlichte erstmals im Jahre 1873 das Ergebnis seiner Arbeiten unter dem Titel: „Geologische Wanderungen in Gasteren und Lötschen“ in Form anregend geschriebener Reiseberichte.[1])

Im Anschluss an die umfangreichen Aufnahmen der Kontaktverhältnisse von Kalk und Gneis im Gebiet der nördlichen Gneiszone durch *A. Baltzer*[2]) versuchte im Jahre 1880 *v. Fellenberg*, diese Beobachtungen auch auf das von ihm untersuchte Gebiet des Gasterengranites zu übertragen. In seiner Abhandlung: „Die Kalkkeile am Nord- und Südrande des westlichen Teiles des Finsteraarhornmassivs“,[3]) in der er bestrebt ist, sich von allen theoretischen Erklärungen fernzuhalten, kommt er zum Schlusse, dass die Kontaktverhältnisse zwischen Gneis und Kalk, die bis dahin gewissermassen eine Ausnahme bildeten, nicht nur auf der Nordseite des Aarmassivs, sondern auch auf der Südseite des Westendes, wo die sedimentären Zwischenlagen auskeilen, sich nachweisen lassen.

Die bisherigen Beobachtungen und Untersuchungen zusammenfassend, publizierte derselbe Autor noch im gleichen Jahre sein „Itinerarium für das Exkursionsgebiet des S. A. C. für die Jahre 1882—1883—1884“,[4]) worin er das Gebiet von Lötschenpass bis zur Lötschenlücke — topographisch, geologisch und touristisch — behandelt.

Mit der Vollendung seiner Arbeit, der im Jahre 1893 erschienenen „Beiträge zur geologischen Karte der

---

[1]) Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft in Bern. 1873.

[2]) Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. XX. Lfg. 1880.

[3]) Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft in Bern. 1880.

[4]) Bern 1882.

Schweiz", Lfg. XXI, schloss *Edm. v. Fellenberg* seine an der Auffindung neuer und wichtiger Tatsachen so fruchtbare geologische Tätigkeit im westlichen Teil des Aarmassivs ab. Diesem Werk hat der Verfasser auch ein vollständiges Verzeichnis derjenigen Literatur beigegeben, die auf das bearbeitete Gebiet Bezug nimmt, so dass der Kürze halber und um nicht alle die meist geologisch unwichtigen Publikationen hier anführen zu müssen, auf jene Angaben verwiesen werden kann.

Im Jahre 1903 erschien eine Arbeit von *A. Baltzer* [1]: „Die granitischen lakkolithenartigen Intrusivmassen des Aarmassivs", in der zum ersten Male die Ansicht von der Lakkolithennatur der zentralalpinen Massive aufgestellt wurde. *Baltzer* zog auch das Gebiet des Gasterengranites in den Bereich seiner Schlüsse, vornehmlich auf den erwähnten Beobachtungen *v. Fellenbergs* basierend. Nach seinen Ausführungen ist das Gasterenmassiv als gefalteter Lakkolith oder gefaltete intrusive Lagermasse zu bezeichnen. Die Ansicht *Baltzers* von der Lakkolithennatur der zentralalpinen Granitkerne, die für die Auffassung der krystallinen Massive grundlegend geworden ist, suchte sein Schüler *V. Turnau* [2]) durch weitere Untersuchungen, speziell im Gebiete des Gasterenlakkolithen, zu stützen und soweit möglich Anhaltspunkte für eine Altersbestimmung der Intrusion zu gewinnen.

Die Beobachtungsergebnisse *Turnaus*, die, soweit solche für die Altersbestimmung des Gasterengranites in Betracht kommen, in direktem Widerspruche zu der Auffassung *Baltzers* stehen, dann vor allem die vielen Anregungen der *v. Fellenberg*'schen Arbeit über dieses interessante Gebiet veranlassten mich, diese Untersuchungen ergänzend fortzusetzen. Es war meine Absicht, die Hypothese von der Lakkolithennatur des Gasterenmassivs durch Verwendung neuer Beobachtungsresultate fester zu begründen.

Dabei soll es sich nicht um eine erweiterte Darstellung der orographischen und topographischen Verhältnisse des Aufnahmegebietes handeln, weil diese Seite von *Edm. v. Fellenberg*

---

[1]) Comptes Rendus IX. Congr. géol. internat. de Vienne 1903.

[2]) Beiträge zur Geologie der Berner Alpen. Inaug. Diss. Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft in Bern. 1906.

genügend hervorgehoben worden ist und seine Aufzeichnungen und Beobachtungen in der Hauptsache mit denen des Verfassers sich decken.

Vornehmlich sind es die petrographischen Verhältnisse des Aufnahmegebietes, auf die bei den vorliegenden Untersuchungen das Hauptgewicht gelegt worden ist. Was wir bis heute über die petrographische Beschaffenheit der Gesteine dieses Gebietes kannten, beschränkt sich in der Hauptsache auf einige Gesteinsdiagnosen, speziell auf die Definition des Gasterengranites und des zugehörigen Quarzporphyrs durch *C. Schmidt*, [1]) die *Edm. v. Fellenberg* in seiner letzten Arbeit verwendet hat. Zudem hat es sich gerade in den letzten Jahren gezeigt, wie viele neue Gesichtspunkte und interessante Ergebnisse sich aus der systematischen petrographischen Untersuchung solcher lakkolithenartiger Intrusionsmassen und ihrer Umgebung für die Vorgänge bei der Gebirgserhebung ableiten lassen.

A. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Gasterenmassivs.

Der Granit des Gasterenmassivs ist in seiner am meisten verbreiteten Ausbildungsart trotz mannigfacher Abweichungen ein Gestein von ziemlich einheitlichem Charakter. Abänderungen von diesem Haupttypus ergeben sich durch Verschiedenheiten im innern und äussern Aufbau, die vor, bezw. nach der Verfestigung des Gesteins zur Entwicklung kamen. Nach diesen strukturellen Unterschieden lassen sich alle Abweichungen vom Haupttypus in zwei Gruppen zusammenfassen, die jedoch infolge Übergreifens dynamischer Vorgänge über die primären Zustände nicht immer einwandfrei von einander zu trennen sind.

I. Gasterengranit (Haupttypus)

II. Primärstrukturelle (z. T. konstitutionelle Abweichungen):

1. Granitporphyr.
2. Quarzporphyr.
3. Hornblendeporphyrit.

[1]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lfg. XXI.

III. Sekundärstrukturelle Abweichungen:
1. Gasterengranit mit gneisiger Struktur.
2. Durch Gebirgsdruck veränderte Gesteine der heutigen Randzone des Gasterengranites.

I. Der Gasterengranit.

Haupttypus.

In den ältesten Berichten, die den Gasterengranit erwähnen, finden wir begreiflicherweise nur kurze Angaben über sein Vorkommen und seine Zusammensetzung.

Die erste mikroskopisch-petrographische Untersuchung verdanken wir *C. Schmidt*, der uns in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz, Lfg. XXI, 1893, S. 40 und 41 auf Veranlassung *Edm. v. Fellenbergs* eine kurze Charakterisierung dieses Gesteins gibt. Da die Resultate seiner Untersuchungen in den wesentlichsten Punkten mit meinen Beobachtungen übereinstimmen, so glaube ich hier nicht weiter auf seine kurz gefassten Gesteinsdiagnosen eintreten zu müssen.

Der Gasterengranit gibt sich durch die hypidiomorphe, richtungslos körnige Ausbildung seiner Gemengteile als ein gut charakterisierter, nicht veränderter Granit zu erkennen. Nach seiner mineralischen Zusammensetzung lässt er sich kurz definieren als ein mittel- bis feinkörniges Gemenge von vorherrschendem, verschiedentlich gefärbtem Plagioklas, weissem Orthoklas, farblosem Quarz und einem krystallographisch gut ausgebildeten, dunkelbraunen Biotit. Abgesehen von den durch sekundäre Veränderungen erworbenen Gesteinsverfärbungen bleibt seine Grundfarbe meist eine weisse bis graue. Als einzige, besonders charakteristische Ausnahme mag das Vorkommen einer Varietät mit pfirsichblütrotem Feldspat und dunkelgrünem Glimmer erwähnt werden, die ihrer auffallenden Erscheinung wegen schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen hat. Bereits *Bernh. Studer* [1]) beschreibt diesen roten Granit:

„Eine damit verwachsene Abänderung enthält, wie auf der Südwestseite der Aiguilles Rouges rosenroten bis dunkelroten Feldspat und dunkelgrünen Talk“.

[1]) Geologie der Schweiz, Bd. I, S. 182.

Diese Rotfärbung beruht nach den Untersuchungen von *C. Schmidt*[1]) auf einer Imprägnierung des Feldspates, vornehmlich des Plagioklases, mit einem ferritischen Pigment. Dass es sich dabei nur um ganz geringe Spuren des färbenden Bestandteiles handeln kann, ergibt sich aus einer chemischen Analyse, ausgeführt von *Duparc*,[2]) die für den weissen Gasterengranit einen höheren Gehalt, sowohl an Ferro- wie Ferriverbindungen aufweist. Im übrigen unterscheidet sich dieser rote Granit in seinem mineralischen Bestande nicht vom normalen Typus, und auch sein beschränktes Vorkommen in vereinzelten unscharf begrenzten Partien (Nordseite des Birghorns, Tellital, Südseite des Sackhorns) vermag ihm nur eine ganz untergeordnete Bedeutung zu geben.

Der eigentliche Gasterengranit unterscheidet sich von dem östlich angrenzenden Gneis im allgemeinen durch seinen gut ausgebildeten Glimmer. Dieser, ein tiefbraunschwarzer Biotit zeigt ausgezeichnet die 6seitige Tafelform mit basaler Spaltbarkeit. Die Grösse der Glimmerblättchen schwankt wenig und hält sich meist innert dem Rahmen der übrigen Gesteinsgemengteile. Im polarisierten Lichte äussern die frischen Individuen kräftigen Pleochroismus; $\mathfrak{c}$ u. $\mathfrak{b}$ dunkelkastanienbraun, $\mathfrak{a}$ hellgelb. Absorption $\mathfrak{c} = \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Mit beginnender Ausbleichung verliert sich dieser Farbenwechsel mehr und mehr bis zum völligen Verschwinden. Hellbraune, streifig begrenzte Partien vermischen sich allmählich mit hellern und farblosen Stellen, die in ihren optischen Eigenschaften schon dem Muskovit nahe stehen. Die „pfauenschweifig bunten“ Interferenzfarben der letztern leuchten lebhaft zwischen den ausgeschiedenen trüben Zersetzungsprodukten des Biotits hindurch. Und schliesslich können nur noch die massenhaften Umsetzungsprodukte und die Verschiedenheit der optischen Axenwinkel den nunmehr farblosen Glimmer vor einer Verwechslung mit Muskovit schützen.

Eine nicht weniger häufige Pseudomorphose ist die Umwandlung des Biotits in Chlorit, wobei die braunen Farbentöne des Magnesiaglimmers unter gleichzeitiger Abschwächung in grünliche übergehen. Der optische Charakter des neu-

[1]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lfg. XXI, S. 41.
[2]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lfg. XXI, S. 45.

gebildeten Chlorits bleibt insofern dem des frühern Biotits gleich, als die Richtung des stärksten und schwächsten Pleochroismus gegenüber der Lage der Spaltrisse keine Änderung erfährt; dagegen werden die Absorptionsunterschiede beider Schwingungsrichtungen geringer. Der Verlauf der Chloritisierung folgt den Spaltrissen parallel und von den Rändern gegen die Krystallmitte zu bis zur völligen Verdrängung der ursprünglichen Substanz. Die Zersetzungsprodukte des Biotits, vorwiegend Titan-, seltener Epidotmineralien, konzentrieren sich als lose Körner auf den Spaltrissen oder gruppieren sich um die bereits im Glimmer vorhandenen Einschlüsse. In ungestörten Glimmerblättchen ordnen sich feine Rutilnädelchen nach der Schlagfigur des Biotits als sog. „Sagenitgewebe“ an. Deformierte Biotite zeigen diese Erscheinung nicht, auch konstatierte ich in keinem Falle eine Störung dieser feinmaschigen Gebilde.

Im Biotit reichern sich als Einschlüsse hauptsächlich die krystallographisch gut ausgebildeten Krystalle der ersten Ausscheidungen an, so dass er von solchen häufig wie durchlöchert erscheint. In erster Linie ist Apatit zu erwähnen, in quergegliederten Prismen und basaler Endigung oder sechsseitigen, tafeligen Querschnitten. Ferner zählen Zirkonkörner, von pleochroitischen Höfen umrandet, zu den häufigsten Interpositionen des Biotits.

Als Hauptbestandteil des Gasterengranites hat normaler Weise der Feldspat zu gelten, doch ist sein Mengenverhältnis gegenüber Quarz etwas schwankend. Plagioklas herrscht gegenüber Orthoklas vor, bleibt aber hinsichtlich seiner Krystallgrösse hinter letzterm zurück. Als ältere Ausscheidung behauptet Plagioklas gegenüber dem Kalifeldspat stets seine idiomorphe Begrenzung.

Der trikline Kalknatronfeldspat wird meist durch Mineralpigmente oder Zersetzungsprodukte grau, rötlich oder grünlich gefärbt. Die genauere optische Untersuchung, soweit als möglich nach den Feldspatbestimmungsmethoden von *Becke* und *Fouqué* ausgeführt, ergab fast ausnahmslos seine Zugehörigkeit zum Albit oder einem sauern Oligoklasalbit. Die Auslöschung beträgt mit auffallender Gleichmässigkeit:

$\perp$ a $73^0 - 75^0$

$\perp$ c $18^0 - 21^0$

Basischere Glieder konnte ich trotz der vielen Bestimmungen nicht konstatieren. Meist trüben den Plagioklas Einschlüsse von feinen, farblosen oder schwach hellgrünen Sericitschüppchen. Selbst in scheinbar ganz frischem Gestein kann diese Zersetzung bis zur völligen Verdrängung der Feldspatsubstanz führen. Die Pseudomorphose markiert dabei durch ihre Begrenzungsformen den ursprünglichen Feldspatkrystall und häufig zeigt sich in der Lage der Sericitschüppchen noch der einstige Aufbau des Mutterminerals. Auch die frühere Zonarstruktur des umgewandelten Feldspates lässt sich an einer konzentrischen Gruppierung hellerer und dunklerer sericitischer Partien noch deutlich verfolgen.

Die meisten Plagioklase sind polysynthetisch verzwillingt, weit vorwiegend nach dem Albitgesetz, seltener nach dem Periklin-od. Karlsbadergesetz. In letzterem Falle findet meist eine Kombination einer der beiden andern Verwachsungen mit dem Albitgesetz statt.

Verwachsungen mit Quarz sind weit seltener wie beim Orthoklas, doch bleiben im allgemeinen myrmekitische und mikropegmatitische Strukturen auf porphyrartige (saurere) Granitvarietäten beschränkt.

Der Orthoklas zeigt gegenüber dem Plagioklas hellere, meist milchweisse Färbung und ein frischeres Aussehen. Reiner Kalifeldspat, wie er sich aus der Homogenität seiner Polarisationstöne ergibt, ist nur ausnahmsweise vorhanden; gewöhnlich durchadern netzartig oder geradlinig angeordnete und unter sich parallele, hellere Albitschnüre den Krystall. Ebenso häufig wie diese „perthitischen Durchwachsungen“ sind lichtere, wolkig verschwommene Partien, die inselartig dem Orthoklas eingelagert erscheinen und die nach neuern Untersuchungen [1]) wahrscheinlich als Mikroklinsubstanz mit submikroskopischer Zwillingslamellierung zu deuten sind (Mikroklinmikroperthit). Eigentlicher Mikroklin mit ausgeprägter Gitterstruktur wird nur selten angetroffen. Myrmekitische Durchwachsungen von Orthoklas mit Quarz sind im allgemeinen im normalen Granit nicht häufig; verbreiteter sind peripherische Durchwachsungen

[1]) F. Weber, Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lfg. XIV, S. 14.

mit Albit. Von Einschlüssen, soweit es sich nicht um eigene Zersetzungsprodukte handelt, bleibt der Orthoklas nahezu frei; hie und da trifft man auf scharfumrandete, mit Sericit erfüllte Hohlräume, die nach Form und Füllmaterial auf das einstige Vorhandensein von Plagioklas schliessen lassen.

Der Quarz tritt als letzt ausgeschiedener Gemengteil in Form kleiner, fettigglasglänzender, meist farbloser oder rauchgrauer Körner oder Körneraggregate nur wenig aus dem frischen Gestein heraus; erst durch eine stärkere Zersetzung der Feldspäte in randlichen Partien des Massivs wird er zum vorherrschenden Bestandteil des verwitternden Granites. Besser als von blossem Auge zeigt der Dünnschliff die Rolle des Quarzes als Füllmaterial in den von ältern Ausscheidungen gebildeten Zwischenräumen. Seine Begrenzung ist stets eine allotriomorphe. Die Einschlüsse im Quarz wechseln nach Menge wie nach Grösse ziemlich stark. Am zahlreichsten sind Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse zu beobachten, welche die Krystalle in schnurförmiger Anordnung durchziehen und sehr oft die eigenartige Erscheinung der „tanzenden Libellen“ bieten. Eine äusserst feinfleckige, wolkige Trübung vieler Quarze dürfte auf der Einlagerung ultramikroskopischer Substanzen begründet sein. Die feine Riefung, die vielen Quarzen eigen ist und die schon öfters als eine Art Zwillingsstreifung erklärt worden ist, scheint ihre Ursache in dynamischen Störungen des Quarzkornes zu haben, da ihm diese Eigenschaft stets nur in Verbindung mit schwach undulierender Auslöschung zukommt. Beachtenswert ist, dass mit dem Verlauf dieser Striemung auch die Anordnung der Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse übereinstimmt. Optische Anomalie, soweit solche durch undulöse Auslöschung bewirkt wird, ist eine häufige Erscheinung. Von Einlagerungen älterer Ausscheidungen sind in erster Linie intensiv pleochroitische Biotitschüppchen und wohlausgebildete, aber meist schon sericitisierte Plagioklase zu erwähnen. Seltener umschliesst der Quarz farblose Blättchen eines muskovitartigen Glimmers, der sich in einem Falle pegmatitisch mit diesem verwachsen zeigt. Möglicherweise liegt hier eine nachträgliche Ausfüllung der Hohlräume des skeletartig ausgebildeten Muskovits vor. Zirkon und Apatit sind unter den Einschlüssen im Quarz ebenfalls reichlich vertreten.

Farbloser Kaliglimmer, als akzessorischer Gemengteil, bleibt auf die kieselsäurereichern Granitvarietäten beschränkt. Die optische Analyse ergibt einen auffallend kleinen Axenwinkel von $2E = 5^0 - 10^0$; die übrigen Charaktermerkmale stimmen mit Muskovit überein (Sericit?).

Apatit erreicht niemals makroskopische Sichtbarkeit. Seine Ausbildung als Prisma mit Basis oder aufgesetzter Pyramide, dicksäulig oder von schlanknadeligem Habitus, ist stets idiomorph. Charakteristisch für den Apatit ist die häufig zu beobachtende Quergliederung in lose Stücke. So liegt beispielsweise in einem ungestörten Glimmerblättchen ein Apatitprisma in 19 Teilglieder auseinandergerissen. Nach *Rosenbusch*[1]) trägt nicht eine früh auftretende Protoklase die Schuld an einer solchen Gliederung, sondern es liegt diese vielmehr in einer Querabsonderung begründet. Ausgesprochene Spaltbarkeit ist beim Apatit selten, grössere Individuen zeigen eine solche nach ∞ P (1010) und oP. (0001). Von trübenden Einschlüssen konnten nur kleine Nädelchen mit einiger Sicherheit als Zirkon bestimmt werden. In einem Falle wird Apatit von Zirkon teilweise umwachsen; die Ausscheidungsfolge der erstkrystallisierten Gemengteile dürfte sich also nicht immer absolut gleich bleiben.

Gegenüber der Häufigkeit des Apatits im Granit zurücktretend, findet sich Zirkon in farblosen, seltener etwas braunrötlichen Krystallen. Zonarer Aufbau gehört zu den Ausnahmen. In einem einzigen Falle konnte Zwillingsverwachsung nach P ∞ (101) konstatiert werden.

Anatas, den *C. Schmidt*[2]) als Zersetzungsprodukt von Biotit neben Chlorit und Rutil als gelbliche, stark lichtbrechende Körner beschreibt, konnte in keinem einzigen der zahlreichen Dünnschliffe aufgefunden werden.

Unregelmässige Körner von Titanit werden häufig von opaken Ausscheidungen von Titaneisen begleitet. Rutil weist ganz selten an grössern Individuen Krystallform auf; vorwiegend bildet er gerundete, goldgelbe Körner oder baut die zierlichen

---

[1]) Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. der Gesteine, Bd. II, S 106. IV. Aufl., 1905.

[2]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lfg. XXI, S. 41.

sternförmigen Sagenitgewebe auf. Kalkspat konnte ich als primären Bestandteil des Granites nicht nachweisen, dagegen findet er sich häufig als Zersetzungsprodukt des Plagioklases und ist in Spaltrisse und Hohlräume infiltriert. Pyrit, in Würfelform ausgebildet, ist allgemein im Granit verbreitet, teils primären, teils sekundären Ursprungs. Durch den Einfluss der Atmosphärilien wird er leicht in braunroten Eisenglanz umgewandelt, der oft auf grössere Strecken dem Gestein eine rostrote Verwitterungsfarbe verleiht.

II. Primärstrukturelle (z. T. konstitutionelle) Abweichungen vom Haupttypus.

1. Granitporphyr.

In den trümmerübersäten „Simmeln" und „Gändern" und weiter ostwärts am Südhang des Massivs nimmt stellenweise der Granit durch das Zurücktreten des dunkeln Glimmers und stärkeres Vorwalten des Quarzes saureren Charakter an. Die Struktur wird im allgemeinen feinkörniger. Zwischen die Krystalle der Hauptgemengteile eingeklemmt, stellt sich in spärlicher Menge eine Art Grundmasse ein, die dem unbewaffneten Auge leicht verborgen bleibt. Das Porphyrartige des Gefüges tritt erst im mikroskopischen Bilde deutlicher hervor.

Das hellgraue, öfters etwas violett-graue Gestein lässt ohne grosse Mühe das Vorhandensein sämtlicher Hauptgemengteile des Granites erkennen.

Der Biotit tritt nach Zahl und Grösse seiner Blättchen stark zurück, behält aber seine streng idiomorphe Umgrenzung in Form hexagonaler Tafeln bei und stimmt auch sonst in den übrigen Charaktereigenschaften mit seinem Vorkommen im Granit überein. Besonders hervorzuheben ist seine intensive Chloritisierung in Verbindung mit reichlicher Erzausscheidung und Epidotisierung des Gesteins.

Der Plagioklas, nach seiner optischen Bestimmung, wie beim Granit, der Reihe der Albite oder Albitoligoklase angehörend, ist dicktafelig oder langprismatisch ausgebildet. Die Zahl der für eine optische Untersuchung noch tauglichen Plagioklase ist infolge weitgehender Zersetzung gewöhnlich eine geringe. Der Verlauf der Zersetzung ist kein gleichartiger, die

serizitisierten Stellen verteilen sich vielmehr unregelmässig fleckig im Krystall. Zwillingslamellierung findet sich weit spärlicher als beim Plagioklas des Granites. An Einschlüssen treffen wir die bereits beim Granit als solche angeführten Mineralien an (Quarz, Biotit, Apatit, Zirkon, etc.).

Fast ebenso häufig wie Plagioklas vertritt Orthoklas die Gruppe der Feldspäte im Granitporphyr. Sein Idiomorphismus kann als vollkommen gelten, soweit er nicht bei stärkerem Zurücktreten der Grundmasse von benachbarten ältern Ausscheidungen in seinem Wachstum gestört wird. Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz, wie sie sonst in diesen Gesteinen ungemein häufig auftreten, fehlen hier merkwürdigerweise nahezu ganz. Perthitische Durchwachsung mit Albitschnüren ist um so allgemeiner verbreitet.

Die Quarzeinsprenglinge sind charakterisiert, wie beim Quarzporphyr, durch ihre Ausbildung als Dihexaeder. In den Übergangstypen zum Granit verliert sich mehr und mehr seine idiomorphe Begrenzung, und zugleich trübt sich der vorher nahezu einschlussfreie Krystall durch Einlagerung schnurartig angeordneter Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse.

Die Ausbildung der Grundmasse verleiht dem mikroskopischen Bilde des Gesteins ein ganz eigenartiges Gepräge. Feldspat und Quarz durchdringen sich gegenseitig gesetzmässig in selten schöner ausgebildeter schriftgranitischer Durchwachsung. („Granophyre".) — (siehe Taf. I, Fig. 1.) Eine sehr anschauliche und für die vorliegenden Verhältnisse gut zutreffende Beschreibung dieser eigenartigen Strukturform gibt *Zirkel* in seinem Lehrbuch der Petrographie, II. Aufl. 1893, Bd. I, S. 469, auf die hier verwiesen werden soll. Man kann sich fragen, ob es nicht richtiger wäre, diese Gesteine mit pegmatitisch struierter Grundmasse den Quarzporphyren zuzuzählen. Doch zeigt ihr makroskopischer Habitus viel mehr Ähnlichkeit mit dem der eigentlichen Granite, weil die grössern Krystallindividuen gegenüber der Grundmasse stark vorherrschen. Auf der beigegebenen Abbildung ist absichtlich eine Stelle mit vorwaltender Grundmasse hervorgehoben, um die Pegmatitstruktur und die vereinzelt auftretenden korrodierten Quarze besser erkennen zu lassen. Wo die Mikropegmatitdurchwach-

sungen besonders fein zur Ausbildung gelangt sind, beobachtet man eine völlige Zersetzung der Feldspateinsprenglinge, während der Feldspat der Grundmasse intakt geblieben ist. Das umgekehrte Verhältnis erscheint in grobkörnigeren Varietäten, wo auffallenderweise die durchwachsenen Feldspatindividuen stärker serizitisiert sind, als die Einsprenglinge.

Die akzessorischen Gemengteile spielen im Granitporphyr eine geringe Rolle. In erster Linie ist Chlorit zu erwähnen, der als Zersetzungsprodukt mit dem in gleicher Weise entstandenen Epidot- und Kalkspatkörnern zu Nestern vereinigt in den Glimmerblättchen und auf Zwischenräumen sich anhäuft. Als primärer Bestandteil erscheint er in wurmförmigen Gebilden meist in Quarz eingeschlossen. (Helminth.) Kleine gutausgebildete Zirkonprismen mit beidseitig aufgesetzter Pyramide und Apatite in quergegliederten Säulchen und rundlichen Körnern sind stetige, untergeordnete Bestandteile des Granitporphyrs.

2. Quarzporphyr.

In dem schon oft zitierten Bande der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz macht *v. Fellenberg* die ersten Angaben über das Auftreten von Quarzporphyr auf dem Lötschenpass. Auf *v. Fellenbergs* Wunsch untersuchte *Graeff*[1]) dieses Vorkommen und berichtete ihm hierüber folgendes:

„Etwas unterhalb der Passhöhe, auf der Westseite, fand ich den Porphyr gangförmig den Granit durchsetzend, ebenso wenige Meter höher direkt unter der Passhöhe. Ich fand denselben daselbst stets scharf gegen den Granit absetzend. Geht man nach der Satellegi zuerst möglichst in gleicher Höhe hinüber, so häufen sich die Porphyrgänge derart, dass Porphyr das herrschende Gestein wird. Es ist dasselbe schwer (und würde mehr Zeit in Anspruch nehmen, als mir zur Verfügung stand), wollte man dieselben einzeln verfolgen. Es scheint mir die natürlichste Auffassung zu sein, anzunehmen, dass es sich um eine den Granit umgebende Porphyrhülle oder um eine demselben oben aufliegende Decke handelt, deren Verbindungskanäle die Gänge sind. Es dürfte die Struktur eine granitporphyrische in den mächtigeren Gängen und tiefer liegenden Teilen des

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lfg. XXI, S. 94 u. 95.

Vorkommnisses sein (so unterhalb der Passhöhe auf der Nordseite), sie wird der felsitischen Ausbildung Platz machen in den äussern Teilen der Hülle und in weniger mächtigen Gängen, (wie in dem schönen Punkt oberhalb der Satellegi)".

C. Schmidt [1]) bezeichnet dieses Gestein auf Grund seiner mikroskopischen Untersuchung als quarzarmen Granitporphyr. Wie *C. Schmidt* bemerkt, dürfte es sich, nach der meist scharfen Trennung von Granit und Porphyr zu schliessen, heute nur mehr noch um Gänge als um eine eigentliche porphyrische Granitfazies handeln, obwohl „häufig auch in solchen Fällen, wo nach dem geologischen Auftreten Porphyr unbedingt als Fazies von Granit aufgefasst werden muss, eine ähnliche scharfe Trennung und nicht ein allmähliches Ineinandergehen körniger und porphyrischer Varietäten" beobachtet werden kann. Die Decken, sofern solche vorhanden waren, sind längstens abgetragen, und nur mehr deren mehr oder weniger breite Zufuhrkanäle sind geblieben.

Als Verbreitungsgebiet dieses Quarzporphyrs ist hauptsächlich die Gegend „in den Simmeln" und „in den Platten" zu nennen; auch andernorts sind kleinere, vereinzelte Gänge zu beobachten. In sämtlichen nördlichen Seitentälern des obern Lötschentales, mit Ausnahme des Jägitales, am Nordfuss des Birg- und Sackhorns, unterhalb der „Dolden" beim Heimritz u. s. w.; an allen diesen Punkten wurde der Quarzporphyr ebenfalls konstatiert.

Der Gesteinscharakter bietet wenig Abwechslung. Stets zeigt der frische Bruch ein schmutzig graugrünes Gestein, das durch Verwitterung eine milchweisse oder schwachrötliche Farbe annimmt. Als einzige Abweichung von diesem gewöhnlichen Aussehen des Gesteins fand sich unterhalb des Birghorns ein Sturzblock mit blutroten Feldspäten und grünlich verfärbten Partien. Die verwitterte Oberfläche verrät beim Anhauchen starken Tongeruch. Infolge seiner ziemlich gleichartigen dichten Beschaffenheit bricht das Gestein in scharfkantigen, muscheligen Flächen, die kleine Grübchen und Knötchen erkennen lassen. Neben einer vorwiegend plattigen kann auch eine säulige Absonderung beobachtet werden.

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lfg. XXI, S. 44.

In die makroskopisch völlig dichte Grundmasse liegen regellos eingebettet die nicht über einige Millimeter grossen Einsprenglinge von Feldspat und Quarz und wenig häufigem Biotit. Nicht selten fehlen solche ganz und es bleibt nur eine feinkörnige oder meist ganz dichte Grundmasse übrig („Felsitporphyr"). Unter den Einsprenglingen wechseln Quarz und Feldspat quantitativ stark in ihrem gegenseitigen Auftreten, doch überwiegt in der Regel Feldspat. Orthoklas ist häufiger als Plagioklas.

Der Orthoklas, der zumeist in einfachen kantengerundeten Formen auftritt, lässt folgende Krystallflächen erkennen:

$$oP\,(001),\ \infty P\infty\,(010),\ P\infty\,(101),\ \infty P\,(110).$$

Die Rundung der Kanten kann bis zur Ausbildung eigentlicher Korrosionsformen fortschreiten und sackartige Einbuchtungen entstehen lassen, die von Grundmasse erfüllt werden und durch einen mehr oder weniger schmalen Gang nach aussen in Verbindung stehen. Oder es können Fälle beobachtet werden, wo der Feldspat durch die Korrosion in einzelne nicht mehr zusammenhängende, aber im polarisierten Licht gleichzeitig auslöschende, gerundete Lappen zerlegt wird. Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz ist eine häufige Erscheinung; die Verwachsungsflächen sind dabei öfters schwach gebogen. Im Gegensatz zum häufigen Auftreten perthitischer Durchwachsungen im Granit konnte ich solche im Quarzporphyr nicht konstatieren. Höchstens dürften hellere, wolkige Partien als Stellen beginnender Entmischung aufgefasst werden. Eine Auflösung dieser Flecken gelang mir auch bei Anwendung stärkster Vergrösserung nicht.

Mikroklin mit Gitterstruktur war nur als vereinzeltes Individuum zu konstatieren.

Besondere Erwähnung verdienen noch Orthoklaseinsprenglinge, die in ihrem Innern von Quarzeinschlüssen durchwachsen werden und die ich hier etwas eingehender charakterisieren möchte (siehe Tafel, I, Fig. 2). Quarz tritt in wurmartigen Gebilden, ähnlich den myrmekitischen Durchwachsungen oder in strahligen, einander parallel gelagerten Stengeln oder als kantengerundete, grössere und kleinere Körner, auf. Speziell ein langgestreckter Orthoklaszwilling zeigt diese verschiedenen Ausbildungsformen des eingeschlossenen Quarzes in sehr

schöner Weise. Beide Krystalle sind in unmittelbarer Nähe der Zwillingsnaht völlig frei von Einschlüssen. Von dieser Zone strahlen garbenfömig nach beiden Krystallenden hin die langgezogenen Quarzstengel, in ihrer Längsrichtung beiderseits scharf begrenzt. Da nicht beide Zwillingshälften ganz genau zu gleicher Zeit auslöschen, macht sich auch eine analoge Abweichung in der Anordnung und optischen Orientierung der Quarzstengel beider Einzelindividuen bemerkbar. Sonst löschen alle Quarzeinschlüsse einer Zwillingshälfte gleichzeitig aus, bilden also unter sich einen einheitlichen Krystall. Das Quarzbündel reicht nicht bis zum Rande des Feldspatkrystalls, sondern lässt einen der Aussenfläche parallel verlaufenden Streifen frei, der von anders geformten, mehr rundlichen, grössern Quarzkörnern durchlöchert wird. Nach den beiden Krystallenden des Zwillings hin kommunizieren diese Einschlüsse mit den auf sie zulaufenden Quarzstengeln, während die Quarzeinschlüsse auf dem Längsrand des Krystalls eine Längsstreckung senkrecht zum Verlauf der Quarzstengel erlitten haben und mit diesen nicht in Verbindung stehen. Dabei scheinen auch diese seitlich gerichteten Quarze wie auf einer gemeinsamen Ebene zu sprossen. Die Ausbildung der dünnen Quarzstengel, wie der randlich eingelagerten gröbern Körner steht offenbar im Zusammenhang mit dem Wachstum des einschliessenden Feldspatkrystalls, resp. der im Krystall während seiner Erstarrung herrschenden, verschiedenen Wachstumsgeschwindigkeiten. An diesen Orthoklaszwilling sind noch einige weitere Feldspäte angelagert, in die zum Teil Quarzeinschlüsse hinübergreifen und so deren gleichzeitige Entstehung mit dem Zwilling zu beweisen scheinen.

Ähnliche Erscheinungen an Kalifeldspäten eines Granitporphyrs von Småland beschreibt *O. Nordenskjöld.* [1]) *H. Borgström* [2]) erwähnt solche aus einem Granitporphyr von Östersundom. Während aber *Nordenskjöld* diese Erscheinung auf eine Umwandlung des Feldspates im Zusammenhang mit der Korrosion zurückführen will, nimmt *Borgström* zur Erklärung,

---

[1]) O. Nordenskjöld, Geolog. För. Forh. Stockholm 1893. Bd. 15, S. 183.

[2]) L. H. Borgström, Bull. d. l. Commission Géol. de Finnlande. Nr. 22, S. 8. Helsingfors Juni 1907.

analog wie für die mikropegmatitische Durchwachsung, Erstarrung einer eutektischen Mischung an.

Der Plagioklas ist auch als Einsprengling vor dem Orthoklas zur Ausscheidung gelangt, wie idiomorph ausgebildete Einschlüsse von Plagioklas im Kalifeldspat anzeigen. Die Ausbildung des Plagioklas ist meist eine dicktafelige. Die nähere optische Untersuchung wird durch die Sericitisierung sehr erschwert, die, wie im Granit, auch hier den Plagioklas stärker befallen hat als den Orthoklas. Wo eine solche durchgeführt werden konnte, ergab die Bestimmung Zugehörigkeit zur Albit-Albitoligoklasreihe, nur selten lag reiner Albit vor. Bei einigen Individuen ist Zonarstruktur angedeutet. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz findet sich sehr häufig, seltener tritt Kombination mit dem Karlsbadergesetz auf. Einige Plagioklase werden durch nachträglich entstandene Anwachsstreifen umrandet.

Der Quarz nimmt häufig die den Porphyrquarzen charakteristische pyramidale Dihexaederform an. Zumeist ist er farblos und fettglänzend, in wenigen Fällen durch ein ferritisches Pigment rot gefärbt. Zum Unterschied vom Granitquarz beherbergt er weniger Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, obgleich ihm solche nirgends gänzlich fehlen. Korrosionserscheinungen sind beim Quarz noch häufiger wie beim Orthoklas. Die Korrosion befällt vorerst die Ecken und Kanten, greift dann in das Krystallinnere ein und teilt schliesslich das Quarzindividuum in mehrere rundliche, aber unter sich optisch gleich orientierte Körner. Hohlräume im Quarz, die dem krystallographischen Aufbau folgen oder aber unregelmässig verteilt und von schlauchförmiger Gestalt sind, werden durch Grundmasse, weniger häufig durch Infiltrationsprodukte wiederum ausgeheilt. Undulöse Auslöschung ist bei diesen Porphyrquarzen eine ganz seltene Erscheinung, doch lassen Quarze bei gekreuzten Nikols Parallelstreifung sichtbar werden, die sich wie eine Zwillingsbildung ausnimmt. Unregelmässige, hie und da treppenartig verlaufende Sprünge können häufig beobachtet werden; auch scheinen eigentliche Zerberstungen von Quarzkrystallen stattgefunden zu haben.

Unter den Einsprenglingen gelangt Biotit, am schwächsten vertreten, nur selten in gut begrenzten Blättchen zur Aus-

bildung. Trotz seiner gleichfalls idiomorphen Krystallform erscheint er in schmalen, häufig verschwommen umgrenzten oder korrodierten Blättchen, deren Umrandung mancherorts von Quarz oder Feldspat bestimmt zu werden scheint. Sein Pleochroismus, wenn auch gewöhnlich durch Chloritisierung erheblich zurückgedrängt, zeigt die dem Granitbiotit normalen Farbennüancen von hellbraun zu dunkelgraubraun. Das Endprodukt des Chloritisierungsprozesses, ein hellgrüner Chlorit, ist an den stahlblauen anomalen Interferenzfarben leicht kenntlich. Er enthält als weitere Produkte dieser Umwandlung opake Erzkörner und stark lichtbrechende Titanmineralien, letztere oft in auffallender Menge in Streifen oder formlosen Körneraggregaten den Spaltrissen des ursprünglichen Biotits eingelagert. Neben Chlorit kann auch ein völlig farbloser Glimmer mit den lebhaften Interferenzfarben des Muskovits aus dem Biotit hervorgehen. Ob tatsächlich ein solcher sich bildet, wie z. B. *Kaech* [1]) in den Quarzporphyren zwischen Lago maggiore und Val Sesia beobachtet haben will, konnte ich wegen der vollständigen Überladung mit Eisenerzen nicht entscheiden. Hie und da beobachtet man auch eine gleichzeitige Zersetzung im Sericit und Chlorit, wobei die Mitte vorwiegend aus Sericit, der Aussenrand dagegen aus Chlorit besteht.

An Einschlüssen fehlt es dem Biotit selten, oft erscheint er von solchen wie durchlöchert. In einem Quarzporphyr nördlich vom Tennbachhorn hüllt er auffallend grosse rundliche Apatitkrystalle ein. Manchmal verleiht eine dichte Bestäubung mit dunkelrotbraunen Eisenglanzkörnchen dem Biotit ein nahezu schwarzes Aussehen. Seltener, wie im Granit, trifft man in diesem Biotit idiomorph ausgebildete Zirkonkrystalle an, die später bei der Umwandlung in Chlorit in diesem die pleochroitischen Höfe entstehen lassen.

Bemerkenswert ist ein akzessorisch auftretendes grünes Glimmermineral, das in rektangulären, aber doch nur skelettartig ausgebildeten Blättchen auftritt. Einschlüsse titanhaltiger, farbloser Körner, die kleine pleochroitische Höfe im Mineral hervorrufen, aber nur in sehr geringer Menge vertreten

[1]) M. Kaech, Das Porphyrgebiet der Südalpen. Eclog. Helv. VIII. 1. 1903.

sind, lassen dieses als ein chloritisches Umwandlungsprodukt des Biotits erscheinen. Möglicherweise kann auch ein grüner Biotit vorliegen. Charakteristisch ist vor allem ein sehr ausgeprägter Pleochroismus, parallel der Hauptzone grasgrün, senkrecht dazu hellgrünlichgelb. Die Absorption stimmt mit der des Biotits überein, ebenso die Lichtbrechung und der optische Axenwinkel. Die Doppelbrechung ist bedeutend niedriger und gibt zur Entstehung blaugrüner, anomaler Interferenzfarben Veranlassung. Der optische Charakter ist positiv. Die Spaltbarkeit wird nur durch vereinzelte kurze Risse angedeutet.

Häufiger, wie das soeben beschriebene Mineral ist ein farbloser, manchmal etwas hellgrünlich gefärbter Sericit, der indes nie eine idiomorphe Krystallform aufweist, sondern nur in formlosen Blättchen und Fetzen erscheint. Dieser Umstand weist auf sekundäre Bildung hin.

Als ein weiterer, häufiger Nebengemengteil tritt Apatit, meist in nadelförmigen, quergegliederten Prismen oder gerundeten Körnern auf. Ferner sind zugegen:

Zirkon in farblosen, rundlichen Körnern, Titanit und Rutil als Zersetzungsprodukte des Biotits, Kalkspat, teils ein Zersetzungsprodukt des Plagioklases, teils von aussen infiltriert.

An Erzen sind vorwiegend Pyrit, seltener Titaneisen und Magnetkies vertreten.

Die Grundmasse stellt ein Gemenge von Quarz, Feldspat und einem feinschuppigen, schwach gelblichgrünen Sericit dar. Quarz und Feldspat stehen in wechselndem Mengenverhältnis zu einander, doch überwiegt in der Regel der Feldspat. Die Ausbildung der Grundmasse ist entweder eine mikrogranitische oder eine sphärolithisch-granophyrische. Im erstern Falle liegen schmale, rektanguläre Leistchen von Feldspat, nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt, in einer allotriomorph ausgebildeten Quarzmasse. Häufiger ist dagegen, wie bei der sphärolithisch-granophyrischen Struktur die Verwachsung von Quarz und Feldspat zu radialstrahligen büschel- oder federförmigen Gebilden. („Sphärolithporphyre"). Auch die Sericitschüppchen der Grundmasse neigen häufig in solchen Varietäten zu radial-faseriger Anordnung hin.

Zwischen den einzelnen Strukturformen der Grundmasse entwickeln sich mannigfache Übergänge, so dass nicht selten in ein und demselben Dünnschliff beide Ausbildungsformen auftreten. Oder es bedingt eine grobkrystalline Ausbildung der Grundmasse Annäherung an Granitporphyrstruktur. Erlangt dagegen die Grundmasse durch raschere Erstarrung, wie z. B. an den Salbändern der Porphyrgänge, ein nahezu dichtes Gefüge, so pflegen gewöhnlich auch die Einsprenglinge zu fehlen. („Felsitporphyre"). Als selbständige Gesteinstypen konnte ich Felsitporphyre nicht beobachten.

3. Hornblendeporphyrit.

Nach den mündlichen Angaben *V. Turnaus* findet sich am Südfusse des Birghorns ein Eruptivgang, von dem er mir ein Handstück zur nähern Untersuchung überliess. Leider gelang es mir nicht, im Anstehenden das Gestein aufzufinden und nähere Untersuchungen über sein Vorkommen zu machen. Da aber seine mineralische Zusammensetzung eines gewissen Interesses nicht entbehrt, so möchte ich in Kürze das Wichtigste hierüber anführen.

Das Gestein hat ein entschieden porphyrisches Aussehen. In einer hellgrünlichgrauen Grundmasse liegen unregelmässig verteilt vereinzelte, milchweisse, krystallographisch gut begrenzte Feldspäte. Die Feldspäte zeigen sich im Dünnschliff vollkommen in ein feinblätteriges, sericitartiges Zersetzungsprodukt umgewandelt, das in scharfen Umrissen die frühere Gestalt des Mutterminerals aus der dunkeln Grundmasse hervortreten lässt. Die Krystalle der Feldspäte waren demnach von meist dicktafeligem Habitus; langprismatische Formen kamen weniger zur Ausbildung. Krystallflächen konnten noch folgende konstatiert werden:

$\infty P \infty$ (010); oP (001); ∞P (110); P (111).

Durch die Anordnung des sericitischen Glimmers in hellern und dunklern konzentrischen Schalen wird öfters die frühere Zonarstruktur des Feldspates dokumentiert; in andern Fällen kommt auf ähnliche Weise die einstige Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz zum Ausdruck.

Grüne, etwas verschwommene Flecken im Gestein bestehen grösstenteils aus Chlorit, der durch seine anomalen stahlblauen Interferenzfarben leicht kenntlich ist. Sein Pleochroismus ist

nur ganz schwach und kaum zu beobachten. Zweifellos ist der Chlorit ein sekundäres Umwandlungsprodukt, wie sich aus nachfolgendem ergeben wird:

An der Umrandung der Chloritaggregate liegen rhombenförmige Schüppchen von dunkelbrauner Farbe, die alle einander parallel gelagert, im polarisierten Licht bei gekreuzten Nikols gleichzeitig auslöschen, sich somit als Reste eines ursprünglich einheitlichen Krystalles zu erkennen geben. Der vordere Prismenwinkel dieser kleinen Rhomben wurde mit 124° bestimmt. Spaltbarkeit ist angedeutet, aber nicht genau bestimmbar. Der Pleochroismus bewegt sich zwischen hell- bis dunkelbraun. Die Auslöschungsschiefe c:c beträgt im Mittel 10°. Die Lichtbrechung ist etwas grösser als die der gemeinen Hornblende. Alle die Merkmale identifizieren dieses Mineral als basaltische Hornblende. Gewöhnlich werden die kleinen Rhomben von einer hellern Zone umsäumt, die entweder scharf gegen den innern dunklern Kern begrenzt ist, oder aber, und zwar vorwiegend, ganz allmählich in diesen übergeht. Die scharfe Begrenzung der einzelnen Zonen spricht für einen zonaren Aufbau des Krystalls, ein allmählicher Übergang vom dunklern Kern zum hellern Saum lässt eine randliche Ausbleichung vermuten. Als ein Zwischenprodukt im Chloritisierungsprozess der basaltischen Hornblende erscheint Aktinolith in farblosen Blättchen, die nach den Spaltrissen in schmale, an den Längsenden stark ausgefranste Lamellen zerlegt sind.

Als weitere Umsetzungsprodukte der Hornblende sind noch anzuführen:

Titanit, Titaneisen, Kalzit, Quarz und Epidotmineralien. Vor allem ist der auffallend hohe Gehalt des Gesteins an Titanmineralien bemerkenswert. Das Gestein ist ganz durchsetzt von opaken Titaneisenkörnern, die vielleicht den färbenden Bestandteil der zersetzten braunen Hornblende ausmachten. Weniger häufig im Gestein vertreten sind Körner von Apatit und Turmalin, die sich indes durch keine besondern Merkmale auszeichnen. Pyrit ist als solcher nicht erhalten geblieben, die Atmosphärilien haben ihn zu braunrot durchscheinendem Eisenglanz umgewandelt.

Der Aufbau der Grundmasse wird durch die massenhaften mikrolithischen Erzstäubchen und die kleinen Ilmenit- und Epidotkörnchen stark verhüllt. Sie besteht nahezu ganz aus ungewöhnlich langen, stark zersetzen Plagioklasleistchen, die sich gegenseitig zu durchwachsen scheinen. Die etwas grössern, unregelmässig begrenzten Quarzkörner in der Grundmasse möchte ich nicht als primäre Bestandteile der Grundmasse ansprechen, diese vielmehr als sekundäre Bildungen auffassen.

Nach Struktur und Mineralbestand können wir das Gestein als einen Hornblendeporphyrit definieren.

Nähere Angaben über das offenbar ziemlich isolierte Auftreten dieses Gesteins, ev. über seine Beziehungen zum Quarzporphyr können aus dem eingangs erwähnten Grunde nicht gemacht werden.

III. Sekundärstrukturelle Abweichungen vom Haupttypus.

1. Gasterengranit mit gneisiger Struktur.

Am Südostrand des Gasterenmassivs, im Hintergrund der beiden Faflertäler und des Jägitals, nimmt der Gasterengranit mehr und mehr die strukturellen Charaktereigentümlichkeiten des benachbarten nördlichen Gneises an; teilweise erfährt er auch im Mineralbestand gewisse Veränderungen. Der Übergang erstreckt sich nicht gleichzeitig über das ganze Massiv und erfolgt nicht lückenlos; es kann vielmehr in vorwiegend gneisig struierten Partien wiederum richtungsloskörniger Granit beobachtet werden. Die gneisige Ausbildung des Gasterengranites bleibt aber im Südosten des Massivs die vorherrschende und unterscheidet sich in den extremsten Fällen nicht mehr von der des eigentlichen nördlichen Gneises.

Der Biotit, durch Chloritisierung schwärzlich grün gefärbt, tritt stark zurück. Die wohlumgrenzten Glimmerblättchen des Granites sind verschwunden; an ihre Stelle sind fleckenartige Anhäufungen zerrissener und zerdrückter Lamellen getreten, die in den von Quarz und Feldspat freigelassenen Zwischenräumen zusammengestaucht sind. An Menge mit dem Biotit rivalisierend, oft streifig mit diesem verwachsen, erscheint Muskovit, dessen Blättchen ebenfalls starke Störungen aufweisen.

Die Plagioklase zeichnen sich durch eine ganz besonders feinlamellierte Zwillingsbildung aus, trotzdem sich nach der optischen Bestimmung ihre chemische Konstitution nicht verändert hat. (Albit-Albitoligoklas.)

Im Orthoklas tritt die perthitische Durchwachsung viel stärker hervor als beim Orthoklas des normalen Gasterengranites.

Charakteristisch ist das Verhalten des Quarzes, der entweder in grösseren, stark undulösen und zerrissenen Körnern auftritt oder aber als ein feines Gereibsel in Adern und Spaltrissen der grössern Quarz- und Feldspatkrystalle erscheint (Sandquarz). Ziemlich häufig sind pegmatitische Durchwachsungen von Quarz mit Orthoklas, besonders in Gesteinsvarietäten, die panidiomorphkörniger Ausbildung zuneigen.

Als neue akzessorische Gemengteile, die bisher in keinem der Dünnschliffe von Gasterengranit zu beobachten waren, erkennt man unregelmässige Körner eines stark pleochroitischen Orthits und stark gerundete, zerrissene Granate, beides nicht seltene Erscheinungen des angrenzenden Gneises.

Diese kurzen petrographischen Notizen und die vorläufig allerdings noch sehr lückenhaften Beobachtungen im Felde lassen es immerhin kaum als zweifelhaft erscheinen, dass zwischen Gasterengranit und nördlichem Gneis ein genetischer Zusammenhang besteht. Nach dieser Auffassung bedeutet der nördliche Gneis die flaserig struierte Modifikation des Gasterengranites.

Welchen Faktoren der nördliche Gneis seine strukturelle Eigentümlichkeit verdankt, soll hier nicht näher erörtert werden. Es dürfte sich jedoch kaum um ein ausschliessliches Produkt der Protoklase, noch der Kataklase handeln, sondern es scheint vielmehr die gneisige Facies aus einer kombinierten Wirkung beider Druckerscheinungen hervorgegangen zu sein.

2. Durch Gebirgsdruck veränderte Gesteine der heutigen Randzone des Gasterengranites.

Auf dem breiten Rücken des Lötschenpasses und auf dem flachgewölbten Kamme, der von dort zum Hockenhorn hinaufsteigt, dehnt sich ein weites steriles Trümmerfeld aus. Überall tritt der Fuss auf dürrklingendes, feinplattiges Schiefergestein.

Ruinenhaft muten uns die zerbröckelnden Überreste der wallartig aufgetürmten und zusammengepressten Sedimentschollen an. Ihr einstiger Zusammenhang und ihre Lagerung werden vielerorts nur noch durch schmale Streifen und breitere Zonen mit gleicher Verwitterungsfarbe der Gesteinstrümmer bezeichnet.

Ebenso sehr wie die Sedimente erlitt auch das darunter liegende Eruptivgestein in seinen oberflächlichen Partien eine weitgehende mechanische Umwandlung. Die Grenzen zwischen Granit, Granitporphyr und Quarzporphyr wurden stark verwischt und die Endformen solcher dynamisch veränderter Gesteine ähneln dem Habitus krystalliner Schiefer. Auch die Lagerungsverhältnisse sind nicht geeignet, uns ohne weiteres über die Natur und Herkunft dieser Gesteine Auskunft zu geben, da stellenweise der randlich geschieferte und abgeschuppte Granit den marmorisierten Malmschiefer überlagert, der seinerseits wiederum direkt auf krystalliner Unterlage aufruht.

Auch andernorts, am Alpetli (Gasterental), im Hintergrund der südwärts sich öffnenden Seitentäler der Lonza, vom Hockenhorn ostwärts zum Birg- und Sackhorn und auf der Nordbegrenzung des Massivs lassen sich Störungserscheinungen von wechselnder Intensität im Granit erkennen. Sie zeigen sich also überall da, wo Sedimente die randlichen Massivpartien vor tiefergehendem Abtrag zu schützen vermochten.

Betrachten wir solche Gesteine, z. B. vom Lötschenpass im Handstück, so erscheint ihre Struktur flaserig-knotig, selten flachschiefrig. Quarz- und Kalkspatadern heilen die zahlreichen Risse aus. Bei der Verwitterung, die naturgemäss durch die Beschaffenheit des Gesteins sehr begünstigt wird, zerfällt dieses in grössere und kleinere flachgedrückte Linsen und Tafeln von braunroter bis grauweisser Anwitterungsfarbe. Dabei treten vereinzelte Krystalle, besonders Quarz- und Orthoklaseinsprenglinge des Granitporphyrs, knauerartig aus der rascher verwitternden, feinkörnigeren Gesteinsmasse heraus und rufen so bei oberflächlicher Betrachtung den Eindruck eines Konglomerates hervor.

Nur ausnahmsweise äussert sich die gesteinsumformende Kraft der tektonischen Vorgänge in der Ausbildung eigentlicher Dislokationsbreccien; doch erlangen solche nirgends grössere Verbreitung.

Zumeist kleinere nur wenige cm mächtige Aplitgänge, die sich manchmal nur schwer von den sekundären Spaltenausfüllungen unterscheiden lassen, durchschwärmen zahlreich diese Randzone. Auch sie wurden von den Störungen mitbetroffen, wenn auch ihr nahezu dichtes Gefüge sie einigermasssen gegen diese zu schützen vermochte.

Makroskopisch sind im Querbruch des Gesteins nur Quarz- und Feldspatkörner deutlicher sichtbar, während Glimmer, ausgenommen Sericit, zu den selteneren Bestandteilen gehört. Auf der Schieferungsfläche überkleidet ein filzigschuppiger, mattglänzender Sericitbelag die kantengerundeten, gröbern Gesteinskomponenten und mildert die knotige Beschaffenheit der Bruchfläche.

Das Mengenverhältnis zwischen Einsprenglingen und Zwischenmasse wechselt stark, je nach der Natur des umgewandelten Muttergesteins. Auch in den stärkst gepressten Granitvarietäten konnte ich niemals ein so starkes Vorwiegen der Zwischenmasse gegenüber den Einsprenglingen konstatieren, wie dies z. B. bei den geschieferten Quarzporphyren der Fall ist, bei denen die primäre Grundmasse sich fast völlig in die quarz-sericitische Zwischenmasse umwandelt.

Das Bild des Dünnschliffs erinnert in vielen Fällen — es sind dies vornehmlich die gepressten Quarzporphyre — in auffallender Weise an die von *K. Futterer*[1]) untersuchten und detailliert beschriebenen Ganggranite von Grossachsen und die Quarzporphyre von Thal.

Vorwiegender Hauptbestandteil ist Quarz in meist langgestreckten, seltener gerundeten Formen. In gepressten Quarzporphyren sind Anklänge an krystallographische Begrenzung nicht zu erkennen. Konkave, randliche Resorptions- (?) einbuchtungen an den zur Streckungsrichtung parallelen Rändern verleihen dem Quarz öfters ein skelettartiges Aussehen. Im polarisierten Lichte zeigt er in verschiedenem Masse mechanische Beeinflussung: Als erstes Sympton solcher Deformationen er-

---

[1]) Die Ganggranite von Grossachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald. Inaug.-Diss. Heidelberg 1890. Die Originalschliffe Futterers befinden sich im Besitze des Berner geolog. Institutes und standen mir für die obigen Untersuchungen zur Verfügung.

scheint schwach undulierende Auslöschung; bei stärkerer Pressung teilen sich die Quarzindividuen in einzelne verschieden orientierte Felder, die aber selbst wieder undulös auslöschen, und zuletzt zerfällt der Quarzkrystall in ein feines Körnermosaik. Ein etwas abweichendes Verhalten zeigt er bei stärkerem Vorwalten der sericitischen Zwischenmasse, wie z. B. bei den gepressten Quarzporphyren, wo er häufig ohne Lösung seiner Kontinuität zu langgezogenen Striemen ausgewalzt werden kann oder aber zu eigentümlich zellenartiger Zersprengung hinneigt (Wabenquarz.) In letzterem Falle löschen die einzelnen Bruchstücke auffallenderweise nie undulierend aus, eine Tatsache, auf die schon *Zirkel*[1]) in seiner Petrographie hinweist.

Viel resistenter gegen deformierende Einflüsse verhalten sich die Feldspäte. Wenn aber zertrümmerte Feldspäte viel seltener anzutreffen sind, als zerbrochene Quarze, so sind sie dafür — und zwar ganz besonders die Plagioklase — einer nahezu völligen Sericitisierung anheimgefallen. Die genauere optische Analyse des triklinen Kalknatronfeldspates, soweit diese noch durchführbar war, ergab in allen Fällen Übereinstimmung in seiner chemischen Konstitution mit dem Plagioklas des Granites. (Albit-Albitoligoklas).

Die Zersetzung des Orthoklas, vorwiegend in Sericit und Quarz, geht in der Regel nicht über eine mehr oder weniger starke Trübung des Krystalls hinaus, verbunden mit einer geringfügigen Korrosion der Umrisse. Der Orthoklas verrät sich meist durch seine niedern Polarisationsfarben, durch seine gerade Auslöschung auf (100) in Verbindung mit der charakteristischen präcisen Spaltbarkeit. Perthitische Durchwachsung mit Albitschnüren ist auffallend schwach vertreten. Am widerstandsfähigsten erscheint auch hier, wie schon früher beobachtet, der Mikroklin, der durch sein frisches Aussehen geradezu auffällt. Sein seltenes Vorkommen in diesen gepressten Graniten und Granitporphyren scheint nicht gerade für die Annahme einer Bildung auf dynamometamorphem Wege zu sprechen. Als vereinzeltes Vorkommnis möchte ich noch die Ausheilung einer Spalte durch typisch gegitterten Mikroklin erwähnen.

---

[1]) Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. Aufl. 1894, Bd. II. S. 200.

Die Zwischenmasse besteht der Hauptsache nach aus einem sehr feinschuppigen Sericit, untermischt mit etwas Quarz, der aber, selbst bei stärkerer Vergrösserung, in vielen Fällen nur schwer herauszufinden ist. Die Sericitschüppchen sind von hellgrüner Farbe, durchsichtig und ganz unregelmässig begrenzt. In den wichtigsten optischen Eigenschaften stimmt er mit Muskovit überein, dagegen ist der optische Axenwinkel nahezu 0^0.[1])

Von dem einstigen Vorhandensein des Biotits geben nur die weniger gestörten Partien noch Zeugnis. Doch auch hier ist er stark zerdrückt und verbogen und zum grössten Teil chloritisiert. In letzterem Falle, wie auch bei der oft zu beobachtenden Ausbleichung des Biotits, erscheinen die ausgeschiedenen Nebenprodukte in Form kleiner stark lichtbrechender Körnchen (Titanmineralien?), die auch bei vollständiger Pseudomorphose noch das Ursprungsmineral verraten.

Von den übrigen, weniger häufig auftretenden Nebengemengteilen, wie Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil und Pyrit gilt das beim normalen Granit angeführte. Während aber die übrigen Akzessoria in der Randzone schwächer vertreten sind, nimmt der Pyritgehalt oft merklich zu und bedingt häufig intensive Rostbildung und stärkern Zerfall des Gesteins.

Das gequälte Aussehen des Gesteins in Verbindung mit den tektonischen Verhältnissen lassen die Schieferstruktur dieser Gesteine kaum anders deuten als ein Produkt der Druckwirkung auf das bereits verfestigte Gestein. Und zwar muss bei diesem Vorgange neben einer einfachen Quetschung eine Auswalzung des Gesteins, hervorgerufen durch ungleiche Bewegung bei sich fortpflanzendem Drucke, mitgewirkt haben. Neben einer mechanischen Beeinflussung der einzelnen Gesteinsbestandteile fand in noch höherem Grade eine Veränderung ihrer gegenseitigen Lage statt. Dafür spricht zunächst die grosse Inkonstanz der Struktur, das Auftreten eigentlicher Quetschzonen, die ohne Rücksicht auf den mineralischen Bestand das Gestein durchziehen, die Ausfüllung der entstandenen Risse

[1]) Die petrographischen Lehrbücher von Rosenbusch, Zirkel und Weinschenk geben für Sericit und Muskovit den gleichen optischen Axenwinkel an oder machen hierüber keine speziellern Angaben.

durch Quarz und Kalkspat, seltener durch sericitische Zwischenmasse, die Parallellagerung der Glimmerschüppchen und ihre besonders starke Anhäufung auf Zonen und Punkten intensiverer Pressung, ferner die Deformationen der Gesteinsbestandteile und die undulöse Auslöschung der Quarze. Das in solchen druckgeschieferten Gesteinen öfters als besonders charakteristisch hervorgehobene Auftreten sog. „toter Räume“ oder „Streckungshöfe“, scheint dagegen nicht eine stete Erscheinung in diesem Strukturbild zu bedeuten, da ich es nur in wenigen Fällen, zum Teil nicht einmal in stark gepressten Quarzporphyren konstatieren konnte. Ihre Bildung wird vielmehr mit der Primärstruktur des Gesteins in einem gewissen Zusammenhang stehen.

Die in diesem Kapitel behandelten Druckwirkungen auf die oberflächlichen Granitpartien stellen nun aber keineswegs die extremsten Fälle der Gesteinsumwandlung durch Druck dar. Die mechanische Zertrümmerung des Granites kann vielmehr bis zur fast gleichmässigen Zerreibung aller Gesteinskomponenten führen, aus der ein homogenes tonschieferartiges Gestein resultiert, ähnlich jenem Typus, wie er sich uns in den bekannten Pfahlschiefern des bayrischen Waldes zeigt.

Etwa in der Mitte zwischen der Häusergruppe von Selden und der Heimritzhütte mündet von den Doldenschaflägern her eine schluchtartige Wildbachrunse rechtsseitig in die Kander. Der schmale Pfad, der zu den hochliegenden Schafweiden führt, steigt in seiner untern Hälfte in dieser Runse (Schneebachgraben) rasch empor, um erst weiter oben in kurzem Zickzack in den Wald einzutreten. Bald nach dem Eintritt in die Runse quert der Weg auf eine Breite von 1,7 m ein makroskopisch völlig dichtes, graugrünes Gestein, das in glattflächigen, parallelepipedischen Stücken sich bricht. Kleinere Stücke zeigen beim Zerschlagen etwas schiefrigen Bruch. Die Verwitterung zeichnet eigenartige Ringe auf die Gesteinsoberfläche. Beidseitig dieser Zone geht das Gestein lückenlos in den ungestörten Granit über und verrät so deutlich seine Entstehung.

Im Dünnschliff erkennen wir eine feinkörnige, von kleinsten Sericitschüppchen durchsetzte Zwischenmasse, in der regellos eckige Quarz- und Feldspattrümmer eingebettet liegen. Vom Glimmer fehlt jede Spur. Er muss völlig zerrieben und in der

Zwischenmasse aufgegangen sein. Die Schieferung wird durch die Parallellagerung der Sericitschüppchen angedeutet, der sich übrigens auch mehr oder weniger die grössern Bruchstücke einzuordnen scheinen. Die Zwischenmasse und die gröbern Bruchstücke werden durch alle Übergänge mit einander verbunden. Es ist das Ganze das Strukturbild einer Mikrobreccie, entstanden durch Zerreibung granitischen Materials.

Ein etwas dunkler grün gefärbtes Gestein, das aber sonst in seinem Habitus völlig mit der eben beschriebenen Gesteinsprobe übereinstimmt, fand ich als ganz unregelmässig verlaufenden Gang im Granit des Innerfaflertales, etwas unterhalb der Gletschergrenze des Innertalgletschers. Der Gang kann auf eine Distanz von ca. 20 m beobachtet werden und erreicht 10—20 cm Mächtigkeit. Seine Salbänder sind zum Unterschied vom vorhin erwähnten Vorkommnis scharf gegen den Granit hin begrenzt. In seinem Verlaufe keilt er mehrmals aus und teilt sich schliesslich in zwei Arme, die beide gleichzeitig von einer Verwerfungsspalte durchkreuzt und um einen Betrag von 20 cm verworfen werden. Ein bis 45 cm mächtiger Quarzporphyrgang begleitet die oben erwähnte graugrüne Ader und keilt stets aus, wo er mit dieser in Kontakt tritt. An der Verwerfungsspalte wird dieser Quarzporphyrgang in gleicher Weise von dieser durchsetzt und verworfen, wie die beiden Arme des grünen Ganges.

Das Mikroskop gibt uns in diesem Falle nur wenig Anhaltspunkte über die Herkunft und Entstehung dieses Gesteins. Es erscheint als ein psammitisch struiertes, stark mit Sericit beladenes Quarz- und Feldspatgereibsel, das durch die Parallelstellung der Sericitschüppchen ein etwas schiefriges Gefüge erhält. Nur ganz vereinzelte, gröbere Quarztrümmer finden sich in der geschliffenen Probe. Es fehlten wegen der Feinheit des Materials sichere Merkmale einer Breccienstruktur, auch solche einer eruptiven Gangbildung. Wahrscheinlich liegt in diesem Gestein ein völlig zerriebener Granit (Quarzporphyrgang?) vor, der wohl eine sehr intensive mechanische, nicht aber eine chemische Umwandlung erlitten hat. Leider fehlt mir zur Zeit eine chemische Analyse dieser Gesteinsprobe, die eine solche Auffassung unterstützen könnte. Störend wirkt vor allem bei Annahme einer Mikrobreccie der eigenartige Verlauf des Ganges

und die scharfe Begrenzung seiner Salbänder durch den unveränderten Granit. *Rosenbusch* [1]) beschreibt indes ähnliche Verhältnisse, die mich mangels einer befriedigenderen Erklärungsweise zur Annahme dieser Auffassung bestimmten.

Ich möchte diese Untersuchungen über den Mineralbestand und die Struktur der heutigen Oberfläche des Gasterenmassivs nicht abschliessen, ohne noch mit einigen Worten auf die Arbeit von *v. Fellenbergs*[2]) einzugehen, in der eine wesentlich andere Auffassung über die Natur dieser Gesteine vertreten wird.

Aus der Darstellung *v. Fellenbergs* in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz und der Kartierung des betreffenden Gebietes auf Blatt XVIII geht deutlich hervor, dass er die dem eigentlichen Granit auflagernde Decke nicht als Granit, sondern als Sediment auffasst und sie dem Verrukano resp. Verrukanokonglomerat zuweist.

Vorerst einige allgemeine Bemerkungen über den Begriff „Verrukano".

Der Name „Verrukano", hergeleitet von einem Konglomerat am Hügel Verruca bei Pisa, wurde zum ersten Male von *Bernhard Studer* auf Gesteine der Zentralalpen übertragen, zuerst allerdings nur auf das Melserkonglomerat oder den Sernifit des Kantons Glarus, auf einige Vorkommnisse in Bünden, bei Argentière und Outre-Rhône, später auch auf Gesteine des Aarmassivs. In seiner Geologie der Schweiz, Bd. II, S. 428 bezeichnet *Studer* die dem Gneis unmittelbar aufruhende Arkose im Hintergrund des Lauterbrunnentales als Aequivalente des Verrukano.

„Auf dem Gneis liegt 3 m mächtig eine grobkörnige Arkose aus stark glänzenden Quarzkörnern, weissen, grünen, roten Feldspatkörnern und specksteinartigem Talk fest verwachsen. Die äussere Oberfläche sieht derjenigen des Gneises so gleich, dass nur das Anschlagen die Steinart erkennen lässt. Ein ähnlicher Sandstein kommt in gleicher Lage in Oisans, oberhalb Villard d'Areine vor, und man darf ihn vielleicht als Aequivalent von Valorsine und Servoz erkennen".

---

[1]) *Rosenbusch.* Physiogr. d. Gest. IV. Aufl. 1907, Bd. II, S. 97.

[2]) *Edm. v. Fellenberg.* Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lfg. XXI.

Trotz dieser vorsichtig geäusserten Ansicht *B. Studers* benannte man in der Folge alle irgendwie konglomeratähnlichen und in den stratigraphischen Verhältnissen mit dem Konglomerat von Verruca vergleichbaren Sandsteine, Quarzite, Schiefer und selbst ächte Eruptivgesteine als Verrukano.

Baltzer [1]) betont deshalb mit Recht, dass der Begriff „Verrukano" ein petrographischer Sammelbegriff geworden sei, „welcher, da man immer mehr in ihn einbezieht, wertlos zu werden droht". Dieser Einwand galt in erster Linie einer Bemerkung *A. Heims* in der Arbeit: „Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe", worin dieser Forscher die Verrukanogesteine in die Gesteine der Zentralmassive durch Zwischenglieder und auch durch stellenweise gleiche Lagerung übergehen lässt. *Baltzer* findet es unrichtig, nachweisbar ächte Eruptivgesteine, als das sie *Heims* Angaben selbst bezeichnen, mit klastischen Sedimenten in genetische Beziehung zu bringen. Aber auch ihm war es bei der unklaren Bezeichnung nicht unmöglich, den Begriff genau zu präzisieren. So reiht *Baltzer* eine Gruppe krystalliner Gesteine der Randzone des Aarmassivs dem Verrukano ein, obwohl deren sedimentäre Natur nicht bewiesen ist, noch viel weniger ein genetischer Zusammenhang mit dem eigentlichen Verrukanokonglomerat des Kantons Glarus sich finden lässt.

Wie verschieden der Begriff „Verrukano" in petrographischer und stratigraphischer Hinsicht im Laufe der Zeit durch die Alpengeologen gedeutet wurde, darüber gibt uns *Milch* [2]) in seinen Beiträgen zur Kenntnis des Verrukano eine übersichtliche Darstellung. Leider hat *Milch* seine interessante Arbeit abgeschlossen, ohne dem Wunsche *v. Fellenbergs* [3]) nachzukommen und „in seiner fernern Behandlung des Verrukano auch dem hochinteressanten Auftreten dieses Gesteins auf dem Lötschenpass und dessen ausgezeichneten petrographischen Varietäten, sowie dessen Verhältnis zu dem Decken- und Gangporphyr und Ga-

---

[1]) Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XX. Lfg. 1880.

[2]) Breslau 1896.

[3]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXI. Lfg., S. 350.

sterengranit die gebührende Aufmerksamkeit zuzuwenden". Die Resultate einer solchen Bearbeitung hätten zweifellos der Auffassung *v. Fellenbergs* nicht entsprochen.

In der Spezialbeschreibung der einzelnen orographischen Abschnitte des Aufnahmegebietes erwähnt *v. Fellenberg*[1]) den „Verrukano" und dessen Konglomerat mit folgenden Worten:

„In einer grauen-schiefrig-körnigen Grundmasse von (Talk (?) Helvetan-ähnlichem) Sericit, gemengt mit Quarzkörnern, Glimmerblättchen und Feldspatkörnern, liegen Gerölle von Quarz und Einschlüsse von Gasterengranit von Haselnussgrösse bis zur Grösse kleiner Aepfel. Das Konglomerat ist sehr ungleich gemengt, einzelne Stellen dicht erfüllt mit Einschlüssen, einzelne mehr brecciös und eine wahre Trümmerbreccie bildend. Es wechseln graue Varietäten des Konglomerates mit bräunlichroten bis schokoladebraunen, in deren brauner sericitisch-quarziger Grundmasse wohlerhaltene Einschlüsse von rotem und weissem Gasterengranit liegen. Beim „Kreuz" auf der Wasserscheide des Lötschenpasses wird der Verrukano wiederum glimmerig und gneisartig und man schwankt, ob man noch den klastischen Verrukano oder schon einen krystallinen Schiefer vor sich hat. Der Verrukano bedeckt also die Höhe des Lötschenpasses in Form eines sehr flachen antiklinalen Gewölbes. Gegen das Hockenhorn (3297 m) zieht sich der Verrukano in wenig gegen Südost geneigten, plattigen Schichten. Er geht dort auf weite Strecken in einen dichten, schiefrigen Quarzit über, der von talkähnlichem Sericit (Helvetan) durchzogen ist, wodurch das Gestein einen eigenen seidenartigen Fettglanz erhält. Es wechseln schiefrige mit mehr plattigen Partien ab".

Ich glaube von einer eingehenderen Widerlegung der *v. Fellenberg'schen* Ausführungen Umgang nehmen zu können, da eine solche schliesslich doch nur einer Wiederholung der im Anfange dieses Kapitels niedergelegten eigenen Beobachtungen gleichkommen müsste, die ja ohne weiteres die Annahme einer sedimentären Entstehung dieser Mantelgesteine völlig ausschliessen. Auch in den Beobachtungen *v. Fellenbergs* selbst verrät sich eine gewisse Unsicherheit in der Stellung des Verrukano, indem ihm das glimmerige und gneisartige Aussehen

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXI. Lfg., S. 88.

dieses Gesteins auf der Höhe des Lötschenpasses keine scharfe Grenze gegen die krystallinen Schiefer hin zu ziehen gestattet. Noch an einigen andern Stellen weist er auf diese Erscheinung hin.

Im Anschluss an die *v. Fellenberg*'schen Untersuchungen erwähnen *Baltzer*[1]) und *Turnau*[2]) den Verrukano und sein Konglomerat auf dem Lötschenpass, ohne indes auf petrographische Untersuchungen einzutreten;[3]) sie richteten ihr Augenmerk vornehmlich auf seine Lagerungsverhältnisse und seine Beziehungen zum Granit, um über das Alter des Gasterenmassivs Aufschluss zu erhalten. Daher ist es auch erklärlich, dass beide Autoren sich ohne Bedenken der *v. Fellenberg*'schen Auffassung von einer primären sedimentären Verrukanodecke über dem Gasterengranit anschliessen.

Noch unbeantwortet bleibt die Frage nach den Einschlüssen von rotem und weissem Gasterengranit im „Verrukano", die *v. Fellenberg*[4]) aufstellt. Ganz abgesehen davon, dass es weder *Turnau* noch mir gelang, solche Einschlüsse aufzufinden, spricht auch schon der Verlauf der Aplitgänge gegen die Richtigkeit dieser Beobachtung. Die Aplitgänge lassen sich nach den Beobachtungen *Turnaus* bis in den „Verrukano" hinein verfolgen. Meine Beobachtungen bestätigen diese Wahrnehmung, sofern der Begriff „Verrukano" bei *Turnau* mit der äussern Randzone des Gasterengranites identifiziert werden kann. Es ergäbe sich somit aus den Untersuchungen *Turnaus* der Schluss, dass der „Verrukano" aus dem Detritus des liegenden Granites sich gebildet haben müsste, und dass erst nach dessen Entstehung die Aplitgänge eingedrungen wären. In Anbetracht der geringen Mächtigkeit dieser Aplite aber, die ein so langes Zeitintervall zwischen der Granitintrusion und dem Durchbruch der Aplitgänge nicht zulässt, erscheint die Existenz solcher Einschlüsse und der darauf basierenden Theorie der Verrukanobildung

---

[1]) Die granitischen lakkolithenartigen Intrusivmassen des Aarmassivs Compt. Rend. IX. Congr. géol. de Vienne 1903.

[2]) Beitr. z. Geologie der Berneralpen. Mittlgen. der Naturf. Gesellsch. in Bern 1906.

[3]) Das Dünnschliffmaterial *Turnaus* wurde in verdankenswerter Weise dem Verfasser zur Bearbeitung überlassen.

[4]) Leider fehlen in der ziemlich umfangreichen Gesteinssammlung *v. Fellenbergs* die Belegstücke für solche Graniteinschlüsse.

im Gebiete des Gasterenmassivs auch nach den Beobachtungen *Turnaus* ganz unhaltbar.

Es bleibt weitern, speziell mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen vorbehalten, zu prüfen, inwiefern die hier niedergelegten Beobachtungen auch für „Verrukano-Vorkommnisse" anderer Massive zutreffend sind. Die mikroskopische Untersuchung weniger Gesteinsproben aus dem westlichen Teil des Aarmassivs, speziell der nördlichen Gneiszone, durch den Verfasser scheinen auch hier der Ansicht von der eruptiven Entstehung des „Verrukano" Recht zu geben.

Es sei hier auch auf neuere Untersuchungen im Gebiet des Aarmassivs verwiesen.

E. Hugi[1]) schreibt in einer vorläufigen Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs:

„Es ist für unsere Zwischenbildungen ferner charakteristisch das Vorhandensein des in seiner Beschaffenheit sehr wechselnden Verrukano und der Arkosen, deren Struktur und Mineralbestand bisweilen durchaus an die Merkmale der Aplite erinnern".

Weitere, mir leider nur durch die Literatur bekannt gewordene sogenannte „Verrukano"-Vorkommnisse dürften mit aller Wahrscheinlichkeit bei etwas kritischer Bearbeitung ebenfalls aus der Reihe der Sedimente verschwinden.

J. Königsberger,[2]) der in seiner unlängst erschienenen inhaltsreichen Abhandlung über: „Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-Gotthard- und Tessinermassiv" dieses Kapitel ebenfalls kurz streift, bemerkt in einer Fussnote: „ . . . . . denn der „Verrukano" des Rheintals und der Glarneralpen existiert im ganzen Aarmassiv nicht; er gehört zum Gotthardmassiv".

Es bleibt nur zu wünschen, dass endlich einmal dieser petrographisch, wie stratigraphisch unrichtige Sammelname „Verrukano" aus der Literatur des Aarmassivs verschwinde und präcisere Bezeichnungen an seine Stelle treten mögen.

---

[1]) Eclog. geol. Helv. 1907. Vol. IX. 4. S. 447.
[2]) Eclog. geol. Helv. 1909. Vol. X. 6. S. 881.

IV. Spaltungsgesteine.

Während seiner Erstarrung äussert das granitische Magma die Tendenz, sich unter der Einwirkung chemisch-physikalischer Gesetze in zwei extreme Spaltungsprodukte zu teilen. Durch Konzentration der Kieselsäure und Alkalien bilden sich einerseits vorwiegend helle, quarzfeldspatreiche (leukokrate) Spaltungsprodukte von saurem Charakter; durch Anreicherung der an basischen dreiwertigen Metallen reichen Bestandteile entstehen anderseits dunkelgefärbte (melanokrate) Gesteinstypen. Diese Differenziationsprodukte begegnen uns am schärfsten ausgeprägt in den letzten Nachschüben, die auf den Kontraktionsspalten des erstarrenden Magmas empordrangen. Während aber im allgemeinen die hellen, kieselsäurereichen Teilgesteine (aplitisch-pegmatitische Ganggesteine) durch ihren Gehalt an mineralbildenden Agentien einen hohen Grad der Beweglichkeit besitzen und bis in die feinsten Gesteinsrisse einzudringen vermögen, verlaufen die basischen, melanokraten Spaltungsprodukte (lamprophyrische Ganggesteine) meist in stumpfendigenden, einfachen Gangspalten.

Im Gebiet des Aarmassivs ist das Vorkommen der sauren Ganggesteine seit längerer Zeit bekannt und beschrieben worden, während die Existenz der basischen Glieder erst durch die neueren Untersuchungen von *F. Weber* [1]) und *O. Fischer* [2]) im mittleren und östlichen Teil festgestellt wurde. Leider waren bis jetzt die Bemühungen, diese basischen Gangbildungen auch im westlichen Teil, im Gasterengebiete, aufzufinden, nicht von Erfolg begleitet. Möglicherweise füllen spätere Untersuchungen diese Lücke in der Ganggefolgschaft des Gasterengranites aus. [3])

---

[1]) Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. XIV.

[2]) Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung d. Sustenhörner. (Mittl. Aarmassiv) Tschermaks Mineral. und petrogr. Mitteilungen, XXIV. Bd., 1/2 Heft.

[3]) Anlässlich einer Exkursion mit Herrn *W. Staub* ins Aufnahmegebiet machte mich mein Begleiter in der Nähe des Heimritz auf mehrere grössere Sturzblöcke im Kanderbette aufmerksam, die möglicherweise basischen Eruptivgängen entstammen. Nach ihrer Verteilung und ihrem gleichzeitigen Auftreten in einer kleinen Wildbachrunse auf der rechten Talseite muss das Gestein in den Felsen unterhalb der Dolden-Schafläger anstehend sein. Der Abschluss der Arbeit erlaubte eine nähere Gesteinsuntersuchung nicht mehr.

Aplitisch-pegmatitische Ganggesteine.

Aplite und Pegmatite stimmen in ihrer stofflichen Zusammensetzung überein; in ihrer strukturellen Ausbildung und Korngrösse der Gemengteile weisen sie dagegen Verschiedenheiten auf, die eine mehr oder weniger scharfe Trennung ermöglichen.

1. Aplite.

In überwiegender Mehrzahl erlangen die Aplitgänge geringe Mächtigkeit; nur selten überschreiten sie den Betrag von 5 - 10 cm.

Bereits *Bernh. Studer* [1]) und *Edm. v. Fellenberg* [2]) erwähnen solche Gänge; später hat *Turnau* [3]) ihren Verlauf näher untersucht.

Im Gegensatze zum Nebengestein lassen die Aplite nur geringe Zersetzungserscheinungen und schwächere dynamische Beeinflussung erkennen. Dagegen werden Gänge nicht selten von Absonderungsklüften durchzogen, die ausschliesslich auf die Aplite beschränkt bleiben und an den Salbändern aussetzen.

Im grossen und ganzen ist, makroskopisch betrachtet, die feinzuckerkörnige Ausbildung der Gemengteile die vorherrschende; dichte, ebenso porphyrisch ausgebildete Aplite sind seltener. (Alsbachite auf dem Lötschenpass). Die panidiomorphkörnige Struktur, die sonst als Charakteristikum aplitischer Gesteine zu gelten hat („Aplitstruktur"), wurde nicht in allen untersuchten Dünnschliffen in gleich ausgeprägter Weise angetroffen. Öfters ist die Ausscheidungsfolge der Gemengteile durch die allotriomorphe Begrenzung des Quarzes noch bis zu einem gewissen Grade erkennbar. Im Gange schwankt meist die Korngrösse der einzelnen Bestandteile derart, dass von der Mitte aus gegen die Salbänder eine geringe Abnahme zu konstatieren ist. *Turnau* [4]) macht von einem Gange folgende Angaben: Struktur in der Mitte aplitisch mit einzelnen Einsprenglingen, an den Salbändern mikropegmatitische Ausbildung.

Der Mineralbestand ist ziemlich einförmig. Als vorherrschende Bestandteile sind Quarz und Feldspat zu nennen. Kalifeldspat und Plagioklas (Albit-Albitoligoklas, Albit) halten

[1]) Geologie d. Schweiz. I. Bd., S. 182.

[2]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XXI. Lfg.

[3]) Mitteilungen d. Naturforsch. Gesellsch. in Bern 1906.

[4]) Mitteilungen der Naturforsch. Gesellsch. in Bern 1906. S. 37.

sich ungefähr das Gleichgewicht. Das verschiedentlich betonte starke Vorherrschen des Kalifeldspates gegenüber Plagioklas trifft für die untersuchten Aplite nicht zu; das umgekehrte Verhältnis kann eher beobachtet werden. Dagegen ist das Mengenverhältnis zwischen Quarz und Feldspat grossen Schwankungen unterworfen. Während in einem Falle das Gestein fast ausschliesslich aus Feldspat gebildet wird, herrscht in einem andern Quarz stark vor, so dass der Aplit nahezu in einen reinen Quarzgang übergeht.

Der Quarz stimmt in den mineralischen Eigenschaften, abgesehen von seiner mehr rundlichkörnigen Ausbildung mit seinem Vorkommen im Granit überein.

Der Orthoklas wird stets von hellern Albitschnüren oder wolkigen Flecken durchsetzt (Mikroperthit resp. Mikroklinmikroperthit). Gegitterter Mikroklin wird in vereinzelten kleinern Körnern angetroffen und findet sich, wenn auch selten, als Ausfüllmasse breiter Risse im Orthoklas.

Der Plagioklas ist durch eine feine, vielfach unterbrochene Zwillingslamellierung charakterisiert. Vorherrschend ist das Albitzwillingsgesetz, doch fehlen auch Periklin- und Karlsbaderverwachsungen nicht, wenn die letztern auch bedeutend seltener und dann gewöhnlich in Kombination mit dem ersterwähnten auftreten. Kleine unbestimmbare, starklichtbrechende Körnchen (Epidotmineralien?), die sich besonders in den zentrischen Partien der Plagioklase anreichern, mögen als Zersetzungsprodukte des Feldspates gedeutet werden. Plagioklas selbst findet sich häufig mit gutentwickelten Krystallflächen in Quarz, seltener in Orthoklas eingeschlossen.

Biotit, in vereinzelten Blättchen mit schlecht entwickelten Krystallformen, zeigt die bekannten Zersetzungserscheinungen, die bereits beim Granit erwähnt wurden.

Ziemlich häufig bemerkt man einen farblosen muskovitartigen Glimmer, der in rosettenartigen Blätteraggregaten oder als Einzelindividuen sich auf Spaltrissen oder miarolithischen Hohlräumen einzustellen pflegt und als ein Produkt pneumatolytisch-hydatogener Prozesse zu gelten hat. Seine optischen Eigenschaften, vor allem der kleine Axenwinkel ($5^0 - 10^0$), lassen Sericit vermuten.

In einem Aplitgang („aus den Simmeln"), der völlig feldspatfrei, nur aus unverzahnten kleinern und grössern einsprenglingsartigen Quarzkörnern besteht, liegen in fluidaler Anordnung massenhaft feine, breitstenglige, scharfumgrenzte Muskovitkrystalle. Sie sind alle nahezu von gleicher Grösse und scheinen nach der Art ihres Auftretens primärer Natur zu sein. (Muskovitaplit).

Auffallend ist das Vorkommen einer malachitgrünen, chloritischen Substanz in den Aplitgängen zwischen Lötschenpass und Hockenhorn. Die Verfärbung des Gesteins ist eine ganz intensive, besonders an den Salbändern, wie schon aus einer Beschreibung *Edm. v. Fellenbergs* [1]) hervorgeht:

„Was uns hier (auf dem Lötschenpass) am meisten auffällt, ist auf weite Strecken hin die Verfärbung des Gesteins in Form von Flecken und Streifen von dunkelsmaragd- bis lauchgrüner Farbe. Auf den ersten Blick musste man an eine Verfärbung durch Kupfersalze glauben, dann wieder eher an Chrom- oder Nikelverbindungen. *Dr. Schmidt*, der von diesen dunkelsmaragdgrünen Partien chemisch untersucht hat, fand nur Eisenoxydul als farbgebenden Bestandteil".

Die Schwierigkeit dieses Mineral zu diagnostizieren, beruht auf seinem äusserst feinschuppigen Vorkommen und seiner ganz unscharfen Ausbildung. Die optischen Eigenschaften, soweit solche noch erkennbar sind, stimmen im grossen und ganzen mit Chlorit überein, dagegen ist die Doppelbrechung etwas stärker; an Stelle der stahlblauen, anomalen Interferenzfarben treten mehr hellblaugrüne Töne. Eine nähere Bestimmung gelang nicht.

Ein eigenartiges Aplitvorkommen betrifft einen Gang nördlich des Tennbachhorns. Der Gang besteht vorwiegend aus Quarz; der spärliche Feldspat ist grösstenteils sericitisiert und nicht mehr näher bestimmbar. Die Quarzkörner werden durchwachsen von langstengeligen, an den Kanten schartig ausgebildeten Leisten eines ziemlich starklichtbrechenden, farblosen Minerals. Das Grössenverhältnis zwischen Länge und Breite dieser Krystalle beträgt im Mittel 10 : 1, kann aber auch noch weit bedeutendere Unterschiede aufweisen. Die einzelnen Stengel stehen öfters

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lfg. XXI, S. 89.

miteinander im Zusammenhang, auch eine Art gesetzmässiger Verwachsung scheint vorzukommen. Spaltbarkeit paralel der Hauptzone ist durch wenige kurze Spaltrisse angedeutet; noch weniger hervortretend ist eine solche senkrecht zu dieser. Die Doppelbrechung ist normal, dagegen zeigen die niedern Interferenzfarben — meist Grau I. Ordg. — ein etwas fleckiges Aussehen. Die Ebene der optischen Axen liegt senkrecht zur ersten Spaltbarkeit und Hauptzone und die erste positive Bisektrix halbiert einen kleinen Axenwinkel. Optischer Charakter positiv. Soweit stimmt das Mineral gut mit Zoisit β überein, dagegen besteht ein deutlicher Unterschied in der Auslöschungsschiefe, die zu den Spaltrissen der Hauptzone gegen 10° beträgt. Ob wir es hier mit einem neuen selbständigen Glied der Epidotreihe zu tun haben, das dem triklinen Krystallsystem zuzurechnen wäre, muss vorläufig dahingestellt bleiben. *P. Termier*, der nach *Rosenbusch*[1]) ebenfalls geringe Winkeldifferenzen zwischen Auslöschrichtungen und den Krystallaxen auf den pinakoidalen Hauptschnitten fand, folgerte daraus die Zugehörigkeit des Zoisites zum triklinen Krystallsystem.

Als weitere akzessorische Gemengteile der Aplite dieses Gebietes bleiben noch Pyrit, Kalkspat und Epidot zu erwähnen, die indes, vielleicht mit Ausnahme des erstangeführten, als sekundäre Bildungen zu betrachten sind und stets nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen.

2. Pegmatite.

Die Pegmatite, die in struktureller Hinsicht das entgegengesetzte Extrem der Aplite vertreten, sind grobkörnig ausgebildet und durch eine Inkonstanz in der Anordnung ihrer Bestandteile ausgezeichnet. Sie gehören im Gebiete des Gasterengranites zu den seltenen Erscheinungen, wenigstens bin ich nicht in der Lage, auch nur ein Vorkommnis eines typischen Pegmatitganges hier anzuführen, der mir als anstehend bekannt geworden ist. Meist handelt es sich um lokale pegmatoide Ausbildung aplitischer Gänge. Dass höchst wahrscheinlich dieser Typus leukokrater Spaltungsgesteine in unserm Gebiete auftritt, scheint ein Sturzblock „in den Simmeln“ zu beweisen, der von grossblättrigen,

[1]) Physiogr. der petrogr. wicht. Mineralien. IV. Aufl. 1905. S. 171.

silberglänzenden Muskovittafeln durchspickt ist, im übrigen aus Feldspat und Quarz besteht. Als Feldspat ist in überwiegender Menge Orthoklas in blaugrauen, etwas rosafarben verwitternden Krystallen zugegen, während die mehr milchweissen Albitkrystalle bedeutend kleiner sind und stark im Gestein zurücktreten.

Leider blieb das Anstehende dieses Gesteins unauffindbar; ich will auch die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass dieser Sturzblock als Erratikum den krystallinen Schiefern entstammen kann. Nähere Angaben zu geben ist deshalb nicht möglich.

B. Kontakterscheinungen am Gasterenmassiv.

Die Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.

Es muss als eine auffallende Tatsache erscheinen, dass trotz den umfassenden Untersuchungen *Edm. v. Fellenbergs* und den späteren Aufnahmen *V. Turnaus* bisher keine untrüglichen Zeichen kontaktmetamorpher Bildungen im Gebiete des Gasterengranites bekannt geworden sind. *V. Turnau* [1]) hat für diese Tatsache eine, allerdings wenig glückliche, Begründung zu geben versucht.

„Dass hier alle Merkmale einer Kontaktmetamorphose fehlen, kann gerade in den vorliegenden Fällen nicht zur Negierung einer Intrusion führen; denn erstlich fanden hier nur aplitische Nachschübe in das bereits im Erkalten begriffene Magma statt, sodann handelt es sich um Einwirkung auf ein der Metamorphose wenig zugängliches Konglomerat; endlich ist nicht ausgeschlossen, dass bei mikroskopischer Untersuchung noch Spuren von Kontaktwirkung hervortreten würden".

Meine Bemühungen, Erscheinungen der Kontaktmetamorphose in diesem Gebiete aufzufinden, waren anfänglich ebenfalls von negativem Erfolge begleitet. Einzig „schollenartige" Partien biotitreicher „Injektionsgneise" im Granit unterhalb „den Gändern", nördlich der Kummenalp (Lötschental) waren, abgesehen von strukturellen Merkmalen im Granit und neben den zahlreichen Gangbildungen die einzigen auffindbaren Zeugen der eruptiven Natur des Gasterengranites.

[1]) Mitteilungen der Naturforsch. Gesellsch. in Bern 1906. S. 45.

Endlich gelang es mir im Spätherbst 1907, durch Rollstücke im Kanderbette aufmerksam gemacht, ganz im Hintergrunde des Gasterentales, am Absturz des überhängenden Kanderfirns, die Kontaktzone des Gasterengranites aufzufinden (siehe Titelbild).

Das ganze Kontaktgebiet ist in einer selten schönen und übersichtlichen Weise aufgeschlossen. Die einzelnen, nur wenig aus dem Hang hervortretenden kahlen Felsbuckel sind vom Gletscher glatt poliert, Schutt- und Schneehalden hindern nur in ganz geringem Masse die Beobachtung. Vegetation fehlt vollständig.[1])

Die ganze Kontaktzone besitzt eine Mächtigkeit von ca. 450—500 m und ist parallel ihrem Streichen auf eine Länge von ungefähr gleicher Distanz aufgeschlossen. Mehrere Verwerfungslinien durchqueren nordnordost-südsüdwest verlaufend das Gebiet und zerlegen es in einzelne schuppenförmige Abschnitte, die sich teilweise schon durch ihre Oberflächengestaltung von einander abheben. Besonders scharf zeichnet sich die südlichste, die Hauptverwerfungszone (siehe Titelbild) als weithin sichtbares dunkles Band vom hellern Nebengestein ab. Die Dislokationslinie nimmt ihren Anfang am rechten Fuss der mächtigen Alpetlimoräne, und steigt mit 60° Südfallen geradlinig gegen die Steilwand an. Bei der untersten Gletscherzunge verschwindet sie unter der Eisbedeckung. Die ganze sichtbare Länge der Störungslinie beträgt 750—800 m.

Der Verlauf dieser Verwerfung kann parallel ihrem Streichen nicht weiter verfolgt werden, da der Aufschluss östlich unter dem Eisfeld des Kanderfirns verborgen bleibt, westlich aber im Talschutt sich verliert.

Eine zweite grössere Überschiebung verläuft ca. 120 m weiter nördlich der erstgenannten. Ihr Verlauf tritt ebenfalls, wie aus dem Titelbilde ersichtlich ist, deutlich in der Oberflächengestaltung hervor, wenigstens im mittleren Teil, wo sie auf eine grössere Strecke mit der Hauptverwerfung parallel geht.

---

[1]) Ich möchte an dieser Stelle nicht unterlassen, auf die Gefahr der häufig wiederkehrenden Gletscherabbrüche hinzuweisen, die stellenweise die Kontaktzone bedrohen. Es ist deshalb bei einer Begehung des Gebietes Vorsicht geboten.

Durch Verwitterung der stark gestörten überliegenden Granitpartien sind auf der Überschiebungsfläche Harnische und Dislokationsbreccien freigelegt worden.

Andere Störungslinien verlaufen in Form schmaler Ruschelzonen mehr oder weniger senkrecht zu den eben bezeichneten.

Die tektonische Bedeutung dieser Verwerfungen ist der Kürze ihres sichtbaren Verlaufes wegen nicht klar gestellt, doch dürfte es sich im allgemeinen nur um ein lokales Übereinandergreifen einzelner peripherischer Partien handeln. Einen etwas grössern Betrag mag einzig der Hauptverwerfung zukommen, wie aus dem stellenweise abrupten Gesteinswechsel beidseitig dieser Linie geschlossen werden muss.

Wirkungen der Hauptverwerfung am anstehenden Gestein.

Die Wirkungen der Dislokationsvorgänge auf das Gestein äussern sich im untersuchten Gebiete in verschiedener Weise und in ganz verschiedenem Masse. In der Hauptsache — es betrifft dies vor allem die untere Hälfte der Überschiebungslinie — ist es nur zur Bildung einer verhältnismässig schmalen Breccien- und Ruschelzone gekommen, die leichter wie das übrige Gestein verwitternd, zur Entstehung einer Bachrunse Veranlassung gegeben hat. Etwa in der Mitte ihres sichtbaren Verlaufs ist die Auslösung der dislozierenden Kräfte hauptsächlich auf einem Pegmatitgang erfolgt. Interessanter gestalten sich die Verhältnisse in der obern Hälfte, wo die Verwerfungslinie auf die verschiedenartigsten Gesteinsschichten (Aplite und Pegmatite, Kalkeinlagerungen und Schieferschollen im Granit) trifft. Sie schneidet diese unter einem Winkel von 30°—40°, biegt sie vorerst flexurartig um und quetscht die ganze, ca. 6 m breite Zone, nach kurzer Distanz vollständig aus. Der überschobene Granit setzt scharf als eine 2 ½—3 m hohe Mauer an dieser Quetschzone ab.

Im hangenden Granit bilden sich zuerst faustgrosse, etwas schiefrig struierte, konglomeratähnliche Granitknollen, die von einer fast dichten, flaserigen, schmutziggrünen Zwischenmasse wie umflossen erscheinen. Unter dem Mikroskop zeigt diese Zwischenmasse das Strukturbild einer von Chlorit und Epidot durchsetzten granitischen Mikrobreccie. Mit der Annäherung an die Überschiebungslinie werden die Granitbrocken zusehends

kleiner, während um den gleichen Betrag die Zwischenmasse wächst. Eine intensive Verwitterung zerlegt einzelne Partien des stark gelockerten Gesteins in ein schmutzigweisses oder grünlichgelbes, talkiges Pulver. In unmittelbarer Nähe der Störungslinie verschwindet der granitische Gesteinshabitus ganz; der Granit wird zu einem unregelmässig geflammten Schiefer von felsitischem Aussehen zusammengepresst, der im Querbruch dunkelgraublau und grauweiss erscheint. Stücke dieses Gesteins brechen scharfkantig mit etwas muscheligem Bruch. Zudem macht das Gestein den Eindruck intensiver Verkieselung und ist stellenweise in auffallend reichlichem Masse von gutausgebildeten Pyritwürfelchen durchsetzt, die besonders auf den Schieferflächen zu stark glänzenden, zentrisch angeordneten Aggregaten sich vereinigen. Dem blossen Auge erscheint dieses Gestein völlig dicht, nur hie und da kann man noch vereinzelte, nicht über stecknadelkopfgrosse rundliche Quarzkörner erkennen.

Im mikroskopischen Bilde kommt die Breccienstruktur sehr prägnant zum Ausdruck. In einer Art Grundmasse, die von einem kohligen (?) Pigment dunkel gefärbt erscheint, liegen einsprenglingsartig die Trümmer der Granitmineralien in formlosen, meist etwas gerundeten oder auch längsgestreckten Körnern. Selbst der Biotit, dessen Lamellen zerrissen, zerdrückt und ineinandergestaucht sind, fehlt nie ganz, wenn er auch an Menge gegenüber seinem Vorkommen im ungestörten Granit stark zurücktritt. Zwischen „Grundmasse“ und „Einsprenglingen“ bestehen alle Übergänge. Nicht selten können auch Granitbrocken in ihrem ursprünglichen Mineralverband beobachtet werden. Es ist bezeichnend für die klastische Natur solcher Trümmerbrocken, dass die Gestalt ihrer Komponenten jeder krystallographischen Begrenzung entbehrt. Ihre innere Struktur hat also trotz des scheinbar ungestörten Zusammenhanges, doch eine durchgreifende Umgestaltung erfahren.

Die schiebenden und pressenden Kräfte haben zur Ausbildung einer Art „Pseudofluidalstruktur“ geführt, indem die plastische, tonige Zwischenmasse die Körner völlig umfliesst. An den zur Streckungsrichtung parallelen Seiten der Mineraltrümmer sind schwarzgefärbte, tonige Häute entstanden, die sich mit analogen Sericitanhäufungen in den gepressten Quarzporphyren vergleichen lassen.

Herr *Prof. H. Bücking* in Strassburg, der in den Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen Bd. IV, 1898, S. LXXXVII bis XC ganz ähnliche Vorkommnisse aus dem „Gneisgebiet von Markirch" beschreibt, hatte die grosse Freundlichkeit, meine Dünnschliffe und Handstücke einer Durchsicht zu unterziehen. Ich möchte Herrn *Prof. Bücking* an dieser Stelle für seine Bemühungen meinen besten Dank aussprechen. Das Resultat seiner Untersuchungen will ich hier auszugsweise wiedergeben: [1])

Das Gestein ist zweifellos als Überschiebungsbreccie zu bezeichnen. Es ist ein psammitisch struiertes Gestein und besitzt eine deutliche Kataklasstruktur. „Porphyroidisch" ist es dadurch, dass grössere Körner und gepresste Krystalle und Krystallaggregate in einem feinkörnigen Grundgewebe liegen, das aus denselben Komponenten sich aufbaut, wie sie als Einsprenglinge beobachtet werden. Chemische Analysen würden sicherlich zeigen, dass ein wesentlicher Unterschied (ausser Kieselsäurezuführung) gegenüber dem unveränderten Granit nicht besteht.

Wörtlich schreibt Herr *Prof. Bücking:*

„Wenn ich dies alles so bestimmt behaupte, so liegt das daran, dass ich Gesteine, wie Sie mir solche zugeschickt haben, fast zum Verwechseln ähnlich, aus den Vogesen kenne und früher genauer untersucht habe. Das Granit- und Gneisgebiet von Markirch in den Vogesen wird von mehreren starken Verwerfungen durchsetzt, längs welcher eine sehr starke Quetschung des Granites (und auch des Gneises) stattgefunden hat. Die längs dieser Verwerfungen (die zum Teil auch Überschiebungsflächen sind) auftretenden zermalmten Granite sind früher zum Teil als „Leberauer Grauwacke" von *Groth* [2]) beschrieben worden.

Zwei chemische Analysen, ausgeführt von Herrn *E. Barth* cand. phil. (I. Überschiebungsbreccie) und dem Verfasser (II. Granit) bestätigen die Resultate der optischen Untersuchung.

---

[1]) Briefliche Mitteilung vom 18. II. 1910.

[2]) Abhandlungen zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. I, H. 3. das Gneisgebiet von Markirch, 1877, S. 475—483 und S. 398.

	I. Überschiebungsbreccie Spez. Gew. 2.77	II. Granit 2.67
SiO_2	67.76	67.62
Al_2O_3	15.44	15.60
Fe_2O_3	1.18	1.42
FeO	4.03	2.68
P_2O_5	Spuren	—
TiO_2	0.56	—
SO_3	0.23	—
CaO	0.70	1.86
MgO	1.03	1.02
K_2O	5.25	3.86
Na_2O	0.01[1])	3.12
H_2O (bei 120° C)	0.36	0.28
Glühverlust	3.61	1.50
	100.16	99.28

Anschliessend an diese Mikrobreccie folgt wiederum eine 2—3 dm mächtige Zone gröberer Granitbreccie, deren einzelne Komponenten bis Wallnussgrösse erreichen können. Von hier ab beginnt eine gegen 4 m breite Quetschzone, in der in regelloser Wechsellagerung saure Eruptivgänge, Hornfelse, Injektionsgneise und Kalkschollen folgen. Alle die genannten Gesteine sind stark gepresst und grösstenteils weitgehend zersetzt (serpentinisiert, epidotisiert und limonitisiert). Die Aplite zeigen in einigen Fällen Fluidalstruktur.

Weiter nördlich geht die Überschiebungszone in die ungestörte eigentliche Kontaktzone über.

Die maximale Mächtigkeit der gesamten Quetschzone beträgt gegen 10 m, kann aber stellenweise bis auf weniger als 1 m heruntersinken.

Profil durch die Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.

Steigt man vom Alpetli (P. 2420 m) in nordwestlicher Richtung gegen das heutige Gletscherende[2]) hinunter, so überschreitet man abwechslungsweise schmale Zonen gneisig ausgebildeten, ge-

[1]) Wurde doppelt bestimmt.

[2]) Die Zunge des Alpetligletschers ist gegenüber dem im topographischen Atlas der Schweiz eingezeichneten Stande um ca. 300 m rückwärts zu verlegen.

pressten, nahezu schiefrigen Granites und breitere Partien, in denen das Gestein ohne jegliche Kataklase in seiner typischen Ausbildung zu erkennen ist. Die Gänge im Granit, Aplite und Quarzporphyre, sind im Bereiche der Druckzonen in gleicher Weise dynamisch verändert. Diese Quetschzonen stellen sämtlich Dislokationsflächen dar, auf denen unter gleichzeitiger Pressung und Zerreibung des Gesteinsmaterials eine meist geringe Verschiebung einzelner Granitpartien zur Auslösung kam.

Folgt man weiter der Profillinie, die man von hier weg in der Richtung gegen das Fründenjoch bis zum jenseitigen Talgehänge sich gelegt denkt, so ändert sich ca. 100 m vor der Überschiebung (siehe voriges Kapitel) das Aussehen des Granites durch ein immer reichlicheres Auftreten dunkelgrüner und braunroter, unregelmässig begrenzter Flecken. Die dunkelgrünen Partien setzen sich, wie eine nähere Untersuchung ergibt, aus verschieden grossen Pinitkörnern zusammen, denen sich untergeordnet kleine Muskovitschüppchen, Granatkörner und Chlorit beigesellen. Ebenso häufig verteilt sich Pinit in Einzelindividuen als kurzsäulige Prismen über das Gestein. Die braunroten „Putzen" dagegen entsprechen biotitreichen, basischen Ausscheidungen („Schlierenknödel"), die auf Differentiationsvorgänge im Magma hinweisen. Schollenartige, verschwommen begrenzte biotitreiche Partien, die wenige Meter vor der Überschiebungslinie im Granit sich bemerkbar machen, sind als nahezu verdaute Überreste von Schiefereinschlüssen zu deuten. Ein etwas streifiges Aussehen des Granites ist auch in dieser Zone zu beobachten. Als scharfe Grenzlinie scheidet die Überschiebung die Zone des pinitführenden Granites von der eigentlichen Kontaktzone.

Je nach dem Umwandlungsstadium der vom Tiefengestein veränderten Sedimente und dem allgemeinen Vorherrschen des einen oder andern dieser beiden Gesteine, lässt sich die gesamte Kontaktzone gliedern in eine

Innere Assimilationszone und eine
Äussere Injektionszone.[1])

[1]) Obige Einteilung des Kontaktgebietes und die Begrenzung der einzelnen Zonen habe ich gemeinschaftlich mit Herrn *W. Staub*, z. Zt. Assistent am geologischen Institut der Universität Zürich, aufgestellt,

Die Assimilationszone setzt unmittelbar nach der Überschiebung ein. Drei grössere 10—20 m mächtige, stark injizierte Schieferpakete („Injektionsgneise") werden, Ost-West streichend, unter einem Winkel von 30—40° von der Nordnordost-Südsüdwest verlaufenden Überschiebung geschnitten, am Kontakt mit dieser flexurartig abgebogen und nach wenigen Metern ausgequetscht. In der Mitte dieser Injektionsgneise liegen jeweils schwächer injizierte, 2—4 m mächtige Schieferhornfelszonen eingeschaltet, die noch deutlicher wie die ersterwähnten „Gneise" ihren sedimentären Charakter bewahrt haben. Es sind dunkle, feinkrystalline, äusserst zähe Biotitschiefer, die fast ausschliesslich aus Biotit und Quarz (selten mit Hornblende vermischt) bestehen. Die Schieferflächen fallen mit 60—65° südwärts ein. Die Injektion dieser Schiefereinlagerungen mit aplitischem Material ist an den Rändern der Injektionsgneise oft bis gegen deren Mitte zu eine so intensive, dass eine förmliche Aufblätterung und Zertrümmerung des ganzen Schieferkomplexes in einzelne Schollen stattfindet. Die aplitischen Intrusionen, soweit es sich nicht um grössere Gänge handelt, die richtungslos das Gestein durchsetzen, erfolgen mit Vorliebe in die Schieferungsfugen und verleihen dem Gestein ein gebändertes, durch knotige Anschwellungen der Aplitadern oft augengneisartiges Aussehen[1]).

Vereinzelte Schollen, deren Intrusionsadern eine bis ins feinste gehende Fältelung aufweisen, im übrigen aber keinerlei besondere mechanische Beeinflussung erfahren haben („Injektionsfältelung") müssen als bereits vor der Injektion gefaltete Schieferpartien angesehen werden. Auch in diesem Falle ist die Intrusion auf den stark gewundenen Schieferungsflächen vor sich gegangen. Diese Auffassung ergibt sich besonders aus dem unter sich mehr oder weniger parallelen Verlauf der feinen Aplitäderchen in den einzelnen Schollen. Ebenso grosse Wahrscheinlichkeit dürfte auch die Annahme haben, dass diese eingeschlossenen Schieferschollen unter dem Einfluss der kontaktmetamorphisierenden Agentien in einen viskosen Zustand übergeführt wurden und die Fältelung als eine Äusserung der während

[1]) Nach einer mündlichen Mitteilung des Herrn *W. Staub* weisen diese Injektionsgneise grosse Ähnlichkeit mit den stärkst injizierten „Erstfeldergneisen" auf.

der Intrusion tätigen, pressenden und schiebenden Kräfte zu deuten wäre (siehe S. 89).

Breite, bis mehrere Meter mächtige Pegmatitgänge trennen die Injektionsgneiszonen von einander. Spitzwinklig nach oben von diesen abzweigend, wie die Äste von einem Stamme, durchbrechen Aplitgänge als die wichtigsten Träger der mineralbildenden Agentien mit scharfer Begrenzung das sedimentäre Nebengestein. Mit den Pegmatit- und Aplitgängen in innigstem Kontakte, vielfach von letztern durchbrochen, verlaufen im Streichen der Injektionsgneise, linsen- und bandförmige Kalkeinlagerungen. Kleine Kalkschollen finden sich auch in den Pegmatitgängen eingeschlossen. Durch die direkte Berührung mit diesen Intrusivgängen sind die Kalke in hohem Grade metamorphisiert, in weissliche, graue oder grüne, grobkörnige Marmore, buntfarbige Kalksilikatfelse und streifige, dichte Hornfelse umgewandelt.

Kalke, wie Injektionsgneise werden im weitern Verlauf des Profils wiederum von einer Granitzone eingeschlossen, so dass der ganze Komplex dieser sedimentären Einlagerungen wie eine im Granit schwimmende grosse, noch unverdaute Scholle sich ausnimmt.

Der nun folgende Granit ist mittelkörnig, im frischen Bruche von schneeweisser Farbe und auffallend reichlich mit grobblätterigem Biotit und daneben spärlichen Hornblendeschüppchen durchsetzt, so dass er den Habitus eines hornblendearmen Tonalites (Granodiorit) annimmt. Auch dieser Granodiorit umschliesst noch kleinere und grössere, oft bis meterlange Schieferschollen, die aber durch die Intrusionen stärker zerlegt und weiter von einander getrennt liegen, wie die vorerwähnten Schiefereinschlüsse.

Eine in der Oberflächengestaltung deutlich hervortretende Verwerfung (siehe voriges Kapitel, S. 63) schneidet den Granodiorit und damit die Assimilationszone von der nun folgenden Injektionszone ab. Wenn auch eine solche rein tektonische Linie nicht der eigentlichen Grenze zwischen Assimilation und Injektion entsprechen kann und wie überhaupt eine scharfe Sondierung beider Zonen nicht möglich ist, so gibt doch der starke Wechsel im Gesteinscharakter eine gewisse Berechtigung für die proponierte Grenzlinie.

Der ganze Gesteinskomplex bis gegen die Massivumrandung hin nimmt eine vorwiegend dunkle, meist graugrüne Färbung an.

Die fortschreitende Differenzierung des granitischen Magmas führt zur Bildung von Quarzglimmerdioriten und Glimmerdioriten in unregelmässig schlierigem Wechsel. Grössere Aplite treten fast ganz zurück, nur als feine Adern imprägnieren sie das Gestein mit aplitischem Material. Um so zahlreicher und mächtiger durchbrechen dunkler gefärbte dioritische Gänge diese Zone. Durch die nahezu gleiche Färbung von Eruptivgestein und Sediment wird ihre gegenseitige Begrenzung stark verwischt, aber auch durch Übergänge und durch einen vielfachen Wechsel wird deren Trennung sehr erschwert. Die Injektionsgneise dieser Zone zeigen oft rasch wechselnden Habitus; im allgemeinen sind es ziemlich feinkörnige, oft hornfelsartig dichte, chlorit-(biotit-)reiche Schiefer.

Wie in der Assimilationszone weisen auch hier die Injektionsgneise unmittelbar nach der Überschiebung Südfallen und gleiches Verhalten in Bezug auf die Streichrichtung auf. Der Betrag des Fallwinkels wird allerdings geringer (26—28° S). Im Profil weiter fortschreitend, tritt sowohl im Fallen wie im Streichen der Injektionsgneise eine Änderung ein; ihre Schichtenlage wird unbestimmter und zeigt raschen und unregelmässigen Wechsel. Dann wird der Schichtenverlauf wiederum einheitlicher, aber an Stelle des Südfallens ist ausgesprochenes Nordfallen getreten, und wenn wir mehr die peripherischer gelegenen Partien der Injektionszone beobachten, so können wir auch ein gleichzeitiges Drehen der Streichrichtung um nahezu 180° konstatieren. Es ist dieses tektonische Verhalten der Injektionszone um so interessanter, als ihr dadurch eine gewisse Selbständigkeit gegenüber der Assimilationszone und auch gegenüber dem übrigen Massiv zukommt.

Den obersten Teil der Injektionszone, der zugleich den Abschluss des krystallinen Massivs gegenüber den Triassedimenten darstellt, bilden quarzreiche Kontaktsandsteine. Es sind vorwiegend grünliche oder graugrüne, in höherem Niveau mehr braunrote, feinkörnige Glimmerquarzite, die gegen unten ohne scharfe Grenze durch Feldspataufnahme in gneisartige Ge-

steine, Chlorit-(Biotit-)gneise, übergehen. Sie zeichnen sich, besonders in den mittlern Lagen, durch einen reichlichen Turmalingehalt aus. Der Turmalin ist entweder in Form einzelner Körner oder Nester oder als russigschwarze Adern im Sandstein verbreitet. Das Sandsteinzement hat in den stärkst kontaktmetamorphen Partien eine vollständige Umwandlung in Biotit erfahren.

In den randlichen, mechanisch gelockerten Partien der Kontaktsandsteinzone zeigt das Gestein bis auf mehrere Meter Tiefe intensive Verwitterungserscheinungen. Zahlreiche Spalten und Risse, oft haarfein die einzelnen Krystallkörner durchadernd, sind durch limonitischen Dolomit und Kalk wiederum ausgeheilt. Die Feldspäte haben sich unter Ausscheidung von Eisenglanz braunrot gefärbt. Die dunkelbraunen Biotitblättchen bleichen aus oder färben sich grün unter Bildung chloritischer Substanz. Das ganze Gestein nimmt ein grün- und rotfleckiges Aussehen an. Zahlreich stellen sich grössere und kleinere pisolithenartige Dolomitknauern ein, die als Infiltrationsprodukte aus den überliegenden Sedimenten sich gebildet haben. Weiter nach oben verschwindet der Glimmer vollständig und es bleibt zur Hauptsache ein gelblich- oder grünlichweisses Quarzgestein übrig.

Vergleichen wir nun die eben beschriebenen Kontakterscheinungen am Kanderfirnabsturz mit den schon seit längerer Zeit bekannten und von *E. Hugi* [1]) näher untersuchten und beschriebenen „Kontaktschollen" der nördlichen Gneiszone, so wird uns sofort klar, dass wir es hier mit ganz analogen Erscheinungen zu tun haben.

Gleich da, wo das krystalline Massiv im Osten, am Untersteinenberg, wiederum unter der Gletscherbedeckung hervortritt, begegnen uns die Injektionsgneise in gleicher Ausbildung wieder. Möglicherweise sind in jener Gegend auch die übrigen Kontaktbildungen vertreten; meine dortigen Untersuchungen hatten vorläufig lediglich kursorischen Charakter. Nicht nur in petrographischer Beziehung muss die Gleichartigkeit überraschen, ebenso deutlich ergibt sich ein genetischer Zu-

[1]) Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Eclog. geol. Helv. IX. Nr. 4.

sammenhang dieser Kontaktgebiete auch aus dem Verlauf ihrer Streichrichtung, die als eine gerade Linie vom Kanderfirnabsturz, dem Rande der nördlichen Gneiszone entlang, über den Zäsenberg, die Stieregg gegen das Gstellihorn (Laucherlialp) nach der äussern Urweid bis gegen die Wendenalp und den Sustenpass sich hinzieht.

Gestützt auf diese Tatsachen darf trotz dem Fehlen eines sichtbaren direkten Zusammenhanges von nördlichem Gneis und Gasterengranit mit grösster Wahrscheinlichkeit auf eine einheitliche Entstehung beider Tiefengesteinsmassive geschlossen werden. Damit in Übereinstimmung stehen auch, wie bereits früher (S. 25) erwähnt, die Beobachtungen auf der Südseite des Massivs, wo ebenfalls die Resultate der petrographischen Untersuchung auf einen Zusammenhang von nördlichem Gneis und Gasterengranit hinweisen. Dadurch bestätigt sich auch die längst geäusserte Vermutung *Baltzers*,[1]) der den Granit der nördlichen Gneiszone (Innertkirchnergranit) hypothetisch als ein Aequivalent des Gasterengranites aufgefasst hatte.

C. Petrographische Beschreibung der Gesteine der Kontaktzone.

I. Die granitischen Gesteine der Kontaktzone.

(Randfacies des Gasterengranites.)

Die im grossen und ganzen stoffliche Einförmigkeit des Gasterengranites macht im Gebiete der Kontaktzone einem verhältnismässig raschen Wechsel Platz. Auf eine Distanz von ca. 500 m folgen sich der Reihe nach alle Übergangsglieder vom normalen Granit bis zu einem quarzfreien Glimmerdiorit. Es liegt nahe, eine Erklärung für diesen Wechsel der stofflichen Zusammensetzung des Granites in der Resorption von basischen Sediment- und Schieferschollen zu suchen. Mit einer solchen Auffassung stimmen die tatsächlichen Beobachtungen nur teilweise überein. In der Assimilationszone, in der gerade die Kalkschollen und die zahlreichen Pegmatit- und Aplitgänge

[1]) Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Palaeont. Beilageb. XVI. 1903. S. 323. Compte rendu, IX. intern. geol. Congress, Wien 1904. S. 456.

sich finden, wo naturgemäss infolge der extremen chemischen Verschiedenheit von Eruptiv- und eingeschlossenem Sedimentgestein die Resorption besonders ausgeprägt zur Geltung kommen sollte, ist ein solcher Einfluss der Sedimente auf den Granit nicht zu beobachten. Eine Aufschmelzung und Assimilation, wie eine solche bei den Schiefereinschlüssen zu konstatieren ist, kann bei den Kalkschollen nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Der Granit hat hier allerdings basischeren Charakter angenommen und entspricht seiner mineralischen Zusammensetzung nach einem Granodiorit, behält aber im allgemeinen über die ganze Zone hin bis in unmittelbare Nähe der Kalkeinschlüsse ein gleichförmiges Aussehen bei. Erst weiter gegen die Peripherie hin, im Kontakt mit den quarzreichen Sandsteinen, tritt der Gegensatz gegenüber dem normalen Granit stärker hervor und bilden sich basischere dioritische Gesteine von rasch wechselnder chemischer Zusammensetzung. Es scheint deshalb die Annahme berechtigt, dass in diesem speziellen Falle die Resorption basischen sedimentären Materials nicht der ausschlaggebende Faktor für die magmatischen Spaltungsvorgänge gewesen sein kann, dass vielmehr schon primär ein Gegensatz zwischen dem normalen Granit und seiner Randfacies zur Ausbildung kam.

Die ersten Anzeichen einer Veränderung des Granites machen sich bereits unmittelbar südlich der Überschiebungslinie bemerkbar durch den Eintritt von akzessorischem Pinit in den Mineralbestand.

Pinitführender Granit.

Das Gestein verrät Anklänge an porphyrartige Ausbildung, indem vereinzelte grössere Feldspäte aus dem übrigen Gesteinsverband heraustreten. Zweifellos ist der Pinit durch Pseudomorphose aus Kordierit hervorgegangen, der in den kurzstengeligen Prismen mit den guterhaltenen Krystallflächen noch deutlich zu erkennen ist. Im Dünnschliff zeigt sich denn auch ein Teil des ursprünglichen Kordierits noch erhalten. Er ist nahezu farblos oder schwach gelblich, schwach licht- und doppelbrechend. Die Spaltrisse verlaufen unregelmässig. Pleochroismus und pleochroitische Höfe, zwei häufig als besonders charakteristisch für Kordierit hervorgehobene Merkmale gehen

ihm hier vollständig ab. Die Umwandlung in Pinit erfolgt von den Rändern aus oder dringt auf stumpfendigenden Spaltrissen in die zentralen Teile des Kordieritkrystalls ein. Im gewöhnlichen Lichte heben sich die Pinitstränge durch ihre ölgrüne Farbe deutlich von der Kordieritsubstanz ab. Bei vollendeter Umwandlung besteht das ganze Mineral, im polarisierten Lichte betrachtet, aus einem glimmerartigen, eisblumenähnlichen Aggregat. Stengelige Muskovitschüppchen, die häufig in solchen Pseudomorphosen auftreten, scheinen ebenfalls ein Umwandlungsprodukt des Kordierits zu bedeuten. Eigenartige Gebilde, deren Herkunft nicht festzustellen war, finden sich in Form öltropfenähnlicher, farbloser Globulite, vereinzelt oder in Gruppen vereinigt. Wo zwei solcher kugeliger Gebilde aneinanderstossen, begrenzen sie sich geradlinig, ähnlich wie zwei verwachsene Hefezellen.

Der Charakter der Hauptgemengteile entspricht ihrem Auftreten im gewöhnlichen Gasterengranit und bedarf deshalb keiner besondern Erwähnung. Häufig sind pegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, eine charakteristische Begleiterscheinung der Pinitführung vieler Granite.

Weiter wird dieser Granit durch das Auftreten kleiner, meist wallnussgrosser biotitreicher basischer Ausscheidungen ausgezeichnet, die ganz unregelmässig im Gestein verteilt liegen und diesem stellenweise ein fleckiges Aussehen verleihen.

Die pinitführenden Granite lassen sich nach den Untersuchungen von *E. Hugi*[1]) in der nördlichen Gneiszone weiter verfolgen. Sie erscheinen in etwas abweichender Modifikation am Eingang ins Urbachtal und an der äussern Urweid, in vollständig gleichartiger Ausbildung wiederum an der Wendenalp.

Mit dem Überschreiten der Verwerfungslinie und dem Eintritt in die eigentliche Kontaktzone ändert sich der Charakter des Granites. Vor allem fällt in dem weissen zuckerkörnigen Gestein der hohe Biotitgehalt auf, der schon makroskopisch den basischeren Charakter des Gesteins dokumentiert. Der vorwiegend grobblätterige Magnesiaglimmer erscheint in frischen Bruchstücken

[1]) Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Eclog. geol. Helv. IX. Nr. 4. S. 450, und nach mündlicher Mitteilung.

in pechglänzenden Schuppen. Die dunkle Färbung tritt im Dünnschliff als ein tiefes Braunrot hervor, das im polarisierten Lichte (Beobachtung mit einem Nikol) durch starken pleochroitischen Farbenwechsel in ein Hellbraungelb übergehen kann. Im übrigen entspricht der Biotit in seinen Eigenschaften und den Erscheinungen seiner Umbildung und Verwitterung seinem Vorkommen im normalen Gasterengranit.

Unter den Feldspäten herrscht Plagioklas gegenüber Orthoklas weit vor. Leider war in allen Dünnschliffen der Plagioklas so weit zersetzt, dass eine nähere optische Bestimmung nicht ausgeführt werden konnte. Der Gehalt an Orthoklas ist starken Schwankungen unterworfen, indem er mit steigender Basizität rasch abnimmt.

Quarz zeigt das gewöhnliche Aussehen und die Interpositionen, die ihm auch im normalen Granit nie fehlen; er sinkt jedoch in einzelnen Varietäten auf die Stufe eines Nebengemengteils herab.

Zirkon konnte in mehreren ziemlich grossen, rundlichen Körnern nachgewiesen werden. Krystallformen sind nur bei kleineren Individuen anzutreffen.

Apatit tritt überall, aber nirgends häufiger in den mehrfach beschriebenen, unregelmässig begrenzten Körnern, seltener in langnadeligen Prismen auf.

Den soeben beschriebenen Granittypus führt das Auftreten von akzessorischer Hornblende in einen amphibolführenden Granit über.

Amphibolführender Granit (Granodiorit).

Die Hornblende erscheint krystallographisch gut begrenzt in dicktafeligen Prismen ausgebildet, an denen folgende Krystallflächen gut zu bestimmen sind:

∞ P (110); P ∞ (011); oP (001); ∞ P ∞ (010); ∞ P ∞ (100).

Zwillingsbildung nach ∞ P ∞ (100) ist häufig zu konstatieren; oft findet polysynthetische Zwillingsverwachsung nach dem gleichen Gesetze statt. Im gewöhnlichen Lichte treten bei wechselnder Schnittlage und Orientierung pleochroitische Farbenveränderungen von hellgelblichgrün bis grünlichbraun auf (a gelblichgrün, b hellbraun, c grünlichbraun). Verschwommene inten-

siver gefärbte Partien, mehr auf die Krystallmitte beschränkt, geben sich in Querschnitten als eine Art Zonarstruktur zu erkennen. Die Auslöschungsschiefe beträgt c : c = 15°—18°. Die Ausscheidung der Hornblende muss noch vor beendigter Krystallisation des Biotits begonnen haben, wie Einschlüsse von Biotit in Hornblende und umgekehrt von Hornblende in Biotit feststellen lassen. Eingeschlossene oder angrenzende Zirkon- und Orthitkrystalle erzeugen in der Hornblende schmutziggraugrüne, pleochroitische Höfe. Einschlüsse (Ausscheidungen?) von Titanit lassen einen ursprünglichen Titangehalt der Hornblende vermuten.

Einen auffallenden Gemengteil erhält das Gestein in vereinzelten grösseren, dunkelrotbraunen Orthitkrystallen. Der Orthit äussert eine ausgesprochene Tendenz, ältere Ausscheidungen in sich einzuschliessen. Einzig Quarz, der nach ihm zur Ausscheidung gelangte, fehlt unter seinen Einschlüssen. Nach rückwärts greift die Ausscheidungsfolge des Orthits teilweise noch in die des Feldspates hinein, wie ein kleiner Orthitkrystall in einem Feldspat zu beweisen scheint. Die grössern Orthite bekunden durch einen auffallenden Wechsel hellerer und dunklerer Schalen zonaren Aufbau. Die dunkleren Stellen werden von Anhäufungen kleinster, getrübt erscheinender Mikrolithe erfüllt. Diesem schaligen Aufbau ordnen sich teilweise auch die übrigen Einschlüsse unter. So stellen sich lange quergegliederte Apatitnadeln stets parallel den Schalenrändern ein. Der intensive Pleochroismus bewirkt einen Farbenwechsel von gelbbraun zu dunkelrotbraun. In Berührung mit Hornblende ändert sich die Farbe der stärksten Absorption im Orthit von rotbraun zu braun bis violettrötlich, während gleichzeitig, wie bei der Hornblende bereits erwähnt, auch diese an der betreffenden Stelle eine Veränderung ihrer Farbe erfährt. Ein gleiches Verhalten äussert Orthit am Kontakt mit Biotit, wobei die Braunfärbung des Glimmers an der Berührungsstelle in eine grünliche Nüance umschlägt. Der optische Charakter des Orthits ist in allen untersuchten Individuen optisch negativ.

Die chemische Analyse eines Granodiorits mit sehr reichlichem Biotitgehalt ergab folgende Zusammensetzung: (Vom Verfasser analysiert.)

SiO_2	62 59 %
Al_2O_3	17.94
Fe_2O_3 / FeO	3.18
MnO	Spuren
CaO	3.19
MgO	6.62
P_2O_5	0.23
TiO_2	0.42
K_2O	2.38
Na_2O	2.66
Glühverlust	1.52
Wasser (b. 120° C)	0.17
	100.90

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	Reihe
Granodiorit . . .	68.61	4.44	6.66	12.11	4.0	5.5	11.5	11.82	1.32	α
Hornblende biotit-diorit Red Mt. Mont.	62.16	5.25	6.07	14.97	4.0	4.5	11.5	6.5	1.08	β
Granodiorit Donnerpass Placer Co, Cal.	65.83	5.31	5.79	11.82	4.5	5.0	10.5	7.0	1.19	β

Wie aus Fig. 9 zu ersehen ist, fällt der berechnete Projektionspunkt des Gesteins in das dioritische Feld des Osann'schen Dreiecks. Die Gesteinsformel entspricht annähernd den beiden Vergleichstypen. Wir hätten darnach, die Osann'sche Klassifizierung zu Grunde gelegt, das Gestein als Diorit zu bezeichnen. Berücksichtigen wir die für die Unterscheidung von Diorit und Granodiorit massgebenden Werte a und k, so entscheidet a (4.0),

$$\left(\begin{array}{ll} \text{für Diorite} & a = 5.0—2.5 \\ \text{für Granodiorite} & a = 4.5—7.0 \end{array}\right)$$

wenn auch nicht so bestimmt, für die Bezeichnung Diorit, während dagegen k (1.32)

$$\left(\begin{array}{ll} \text{für Diorite} & k = 1.17—0.92 \\ \text{für Granodiorite} & k = 1.47—1.18 \end{array}\right)$$

um so entschiedener die Einteilung unter die Granodiorite rechtfertigt.

Weiterhin entwickeln sich aus dem amphibolführenden Granit durch anhaltendes Zurückweichen des Quarz- und Orthoklasgehaltes und zunehmenden Plagioklas in ununterbrochener Folge alle Übergänge bis zum

Quarzglimmerdiorit und Glimmerdiorit.

Beide Gesteinstypen unterscheiden sich nur in der quantitativen Verteilung der einzelnen Gemengteile und sollen deshalb in der folgenden Beschreibung nicht weiter getrennt werden.

Ihre Farbe ist wechselnd zwischen weiss und dunkelgrün. Weiss ist sie vorzugsweise in den frischern Varietäten, dunkelgrün in den stärker zersetzten Partien, in denen ein grüner Plagioklas und ein völlig chloritisierter Biotit die Färbung bedingen.

In überwiegender Menge gelangt ein basischer Plagioklas der Oligoklas-Andesinreihe von idiomorph-dicktafeligem Habitus zur Ausscheidung. Die Plagioklastafeln zeigen sehr häufig eine nach dem Albitgesetz zwillingsgestreifte Basisfläche; ebenso ist das Karlsbadergesetz mit oder ohne Kombination mit dem Albitgesetz vielfach anzutreffen. Zonarstruktur kommt nicht deutlich zum Ausdruck.

Eine starke Rundung der Kanten und Ecken des Feldspates bewirkt in den basischsten Varietäten gabbroähnliche Struktur; gleichzeitig wird die Ausscheidungsfolge der einzelnen Gemengteile eine unscharfe.

Orthoklas ist nur ganz akzessorisch vertreten und umrahmt nicht selten dünnrandig den Plagioklas.

Nächst Plagioklas ist ein dunkler Magnesiaglimmer der hauptsächlichste Bestandteil dieser Gesteine. Entweder bildet er unregelmässig lappige Blätter oder rektanguläre Tafeln, die senkrecht zur Spaltbarkeit geschnitten, den bekannten intensiven Pleochroismus erkennen lassen. Was seine weitern mineralischen Eigenschaften und seine Zersetzungserscheinungen anbetrifft, so kann auf bereits früher Gesagtes verwiesen werden.

Lichtgrüne Blättchen von Hornblende erscheinen zumeist stark chloritisiert und in einzelne Schüppchen aufgelöst. Dem fortgeschrittenen Zersetzungsstadium entspricht ein äusserst schwacher Pleochroismus.

Quarz fehlt beiden Gesteinstypen selten ganz, wenn er auch stets nur eine untergeordnete Rolle spielt. Im Quarzglimmerdiorit ist seine Anwesenheit immerhin schon makroskopisch festzustellen. Die allotriomorphe Umgrenzung kennzeichnet ihn auch in diesen Gesteinen als jüngst ausgeschiedenen Gemengteil. Durch reichliche, staubförmig verteilte Flüssigkeitseinschlüsse wird er stark getrübt.

Als sekundär gebildeter Gemengteil kommt Chlorit in Betracht, der, wie bereits erwähnt, aus Hornblende, dann in noch grösserer Menge aus Biotit hervorgeht. Seine Eigenschaften sind bekannt. Als weitere Umsetzungsprodukte finden sich zahlreiche formlose Körneranhäufungen von Epidot, Titanit und Kalkspat.

Eine eingehendere Einteilung dieser Zone dioritischer Gesteine ist nicht durchzuführen. Grenzen zwischen den einzelnen Varietäten lassen sich der vielen Übergänge und Modifikationen wegen nicht ziehen.

Die Grenze gegen die Kontaktsandsteine im Hangenden ist gleichfalls ganz unscharf und durch gleiche Färbung beider Gesteine noch mehr verwischt.

Die chemischen Analysen, ausgeführt von Herrn cand. phil. *E. Barth,* ergaben folgende Resultate:

	Quarzglimmerdiorit	Glimmerdiorit
SiO_2	64.27 %	59.83
Al_2O_3	16.85	20.14
Fe_2O_3	1.39	2.64
FeO	3.94	4.35
P_2O_5	Spuren	Spuren
TiO_2	0 52 %	0.57 %
MnO	weniger als 0.01 %	weniger als 0.01 %
SO_3	1.31	0.44
CaO	1.43	1.54
MgO	1.64	2.04
K_2O	4.43	4.29
Na_2O	2.06	1.34
H_2O (bei 120° C)	0.17	0.26
Glühverlust	2.84	3.09
	100.85	100.53
Spez. Gew.	2.70	2 82

Anmerkung. TiO_2 und MnO wurden kolorimetrisch bestimmt.

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	Reihe
Quarzglimmer-diorit	74.17	5.22	6.04	7.22	5.5	6.5	8.0	4.31	1.45	δ
Banatit Dognacska .	70.47	4.71	6.07	8.02	5.0	6.5	8.5	8.5	1.45	α
Quarzglimmerdiorit Val Moya, Adamello	74.05	5.03	5 35	5.19	6.5	7.0	6.5	7.2	1.39	β
Glimmerdiorit . .	72.41	4.35	8.53	8.36	4.0	8.0	8.0	3.49	1.40	δ
Gabbro Whiteface Mt. NY	59.30	4.87	10.28	10.36	4.0	8.0	8.0	8.7	0.98	α
Gabbro Torfhaus bei Harzburg	60.04	5.76	8.91	12.62	3.5	7.0	9.5	7.6	0.90	α

Beide Gesteinstypen projizieren sich in den IV. Sextanten des Osann'schen Dreieckes, der hauptsächlich von den Dioriten und Gabbros eingenommen wird (siehe Fig. 9).

Beide Gesteine erscheinen mit Tonerde übersättigt, und zwar in einem Betrage, der sich nicht leicht durch eine Zersetzung der Feldspäte oder durch einen hohen Gehalt an farbigen Gemengteilen erklären lässt. Es scheint die Tonerde zu hoch, oder was wahrscheinlicher ist, der Kalk zu niedrig bestimmt worden zu sein.

Die Übereinstimmung mit den angeführten Vergleichstypen ist eine befriedigende. Während aber die Bezeichnung „Quarzglimmerdiorit" auch durch die chemische Klassifikation ihre Bestätigung erhält, gehören die dem Glimmerdiorit beigegebenen Vergleichstypen bereits der Gabbroreihe an. Auch in diesem Falle entscheiden die Werte a und k, wie bei Granodiorit und Diorit für die Zuteilung zum Gabbro einerseits oder Diorit anderseits. Bei den Dioriten liegt der Betrag von a zwischen 5.0 bis 2.5; bei den Gabbro zwischen 4—0.5. Da in unserm Falle a = 4 beträgt, fällt er nicht entscheidend in Betracht. Um so gewichtiger spricht der Kieselsäurefaktor k = 1.40 für die Zugehörigkeit des Gesteins zu den Dioriten, da der betreffende Wert bei den Gabbro im Mittel nicht über 0.91 steigt (einzig bei dem Typus Whiteface k = 0.98), bei den Dioriten dagegen 1.17—0.92 beträgt. Demnach kann unser Glimmerdiorit bereits

als Übergangsglied vom Diorit zum Gabbro bezeichnet werden, dabei allerdings der Familie der Diorite noch etwas näherstehend.

II. Spaltungsgesteine der Kontaktzone.

Aplite.

Das Interesse, das wir den aplitisch-pegmatitischen Ganggesteinen des Gasterengranites entgegenbringen, kann sich nur auf ihre petrographischen Verhältnisse erstrecken, da sie ausnahmslos im Eruptivgestein selbst verlaufen, wo sie keine umwandelnde Tätigkeit zu entfalten imstande waren. Ganz anders dagegen bei den gespaltenen Ganggesteinen der Kontaktzone. Nicht nur, dass wir hier eine viel reichlichere und mannigfaltigere Entwicklung dieser Gesteinstypen vorfinden, entsprechend ihrer Verbreitung in der Peripherie des Massivs, ganz besondere Bedeutung kommt ihnen auch als Träger metamorphisierender Prozesse zu.

Die Mächtigkeit der Aplitgänge ist unbedeutend, beträgt im Mittel 5—10 cm, sofern wir nur die auffälligeren Gangbildungen in Betracht ziehen und von den zahllosen kleineren und kleinsten Aplitäderchen absehen.

Die Aplite zeigen im grossen und ganzen als Hauptgemengteile, wie bei ihrer einförmigen stofflichen Zusammensetzung nicht anders zu erwarten ist, Feldspat und Quarz in wechselndem Mengenverhältnis und vorwiegend panidiomorphkörniger Ausbildung Von den Feldspäten ist sowohl Kalifeldspat (monokliner Orthoklas und trikliner Mikroklin), wie der trikline Kalknatronfeldspat (meist Albit-Albitoligoklas) vertreten; ein bestimmtes Vorherrschen des einen gegenüber dem andern, wie dies oft von Orthoklas gegenüber Plagioklas in der Literatur angeführt wird, kann nicht konstatiert werden

Kleine braunschwarze Biotitblättchen, die seltener von Muskovit begleitet werden, sind in den reinen Apliten nur ganz spärlich vertreten (Biotitaplite). Durch reichlichere Entwicklung des Glimmergehaltes bilden sich bereits Übergänge zu den Ganggraniten, die auch in ihrer strukturellen Ausbildung mehr den eigentlichen Graniten sich nähern und deshalb nicht den Spaltungsgesteinen beigezählt werden sollten.

Neben dem primär vorgebildeten Biotitgehalt ist häufig ein sekundär erworbener nicht zu verkennen. Ganz besonders trifft diese Beobachtung für jene Gänge zu, welche die biotitreichen Schieferschollen durchsetzen und durch teilweise Aufschmelzung des Nebengesteins sich mit dessen Glimmergehalt beladen. Dass in der Tat eine solche substanzielle Beeinflussung des Ganggesteines durch das Nebengestein vor sich geht, kann ebenso gut im Anstehenden, wie an Hand des Dünnschliffs nachgewiesen werden. Häufig vergrössern sich die randlich vom Nebengestein losgelösten und von aplitischem Material umschlossenen Biotitschüppchen, unter gleichzeitiger Vervollkommnung ihrer krystallographischen Begrenzung. Es ist augenscheinlich, dass die Ausbildung des Biotits auf die Resorption tonerde- und magnesiahaltiger Nebengesteinssubstanz zurückzuführen ist und dass im gasreichern aplitischen Magma die Krystallisation des Glimmers unter besonders günstigen Verhältnissen vor sich gehen konnte. Als ein Beweis ihres sekundären Wachstums darf die Tatsache gelten, dass die Biotitblättchen in den randlichen Partien der Aplitgänge kleine Quarz- und Feldspatkörner umschliessen. Doch treffen diese Beobachtungen nicht überall zu, sie scheinen vielmehr an einen gewissen Grad von Basizität des Ganggesteines gebunden zu sein und bleiben meist auf die grössern Gänge beschränkt. Die saurere Gangmitte erscheint gewöhnlich glimmerfrei; der allfällig vorhandene Biotit wird in dieser Zone mehr und mehr chloritisiert unter starker Störung seiner frühern Begrenzungsformen.

Ob dagegen ein Teil des Feldspatgehaltes solcher Aplitintrusionen gleichen Vorgängen seine Entstehung verdankt, kann nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Staubartige Häufchen starklichtbrechender Mineralien (Epidotmineralien?), die im Kerne einzelner Feldspäte vorkommen, gehören vielleicht der ursprünglichen Feldspatsubstanz des Aplites an. Der von Einschlüssen frei gebliebene Krystallsaum dagegen wäre als sekundäre Ansatzzone zu betrachten.

An akzessorischen Gemengteilen ist neben Glimmer Turmalin zu nennen, der in vielen Aplitgängen wiederkehrt (Turmalinaplite). Selten erreichen die Turmalinkrystalle eine makroskopisch sichtbare Krystallform; gewöhnlich finden sie sich

als Einzelindividuen gleichmässig eingestreut oder als mehr oder weniger radialstrahlige, von rundlichen Quarzen vielfach durchlöcherte Aggregate, die auf dem lichten Grunde wie Tintenflecken sich ausnehmen. In den meisten Fällen beschränkt sich ihre Verbreitung im Gestein nur auf die zentralern Gangpartien; seltener finden sie sich an den Salbändern.

Wo Aplitgänge die grüngefärbten dioritischen Randpartien durchsetzen, zeigen sie oft einen reichlichen Epidotgehalt, der sich namentlich an den Salbändern anreichert und eine olivgrüne Verfärbung des Gesteins bedingt (Epidotaplite). Sehr schmale, kaum über cm breite Gänge werden dagegen ziemlich gleichmässig von Epidot imprägniert. An beiden Berührungsflächen mit dem Nebengestein ist in der Umgebung des Ganges sowohl der Glimmer- wie der Hornblendegehalt stark reduziert, wohl eine Folge ihrer Umwandlung in Epidot. Im Dünnschliff überwuchern die, trotz ihrer Kleinheit noch intensiv zitronengelb gefärbten Epidotkrystalle förmlich die übrigen Bestandteile des Aplites. Die grössern erscheinen als formlose, etwas längliche Körner, die kleinen, die bis zu mikrolithenartiger Feinheit herabsinken können, zeigen scharfe krystallographische Begrenzung von prismatischem Habitus. Bei schwächerer Vergrösserung ist nach ihrer Anordnung in mehrfach gewundenen Adern und Strängen eine Art Fluidalstruktur erkennbar. Unregelmässig vielfach zackig begrenzte Quarz- und Feldspatkrystalle, die sowohl durch ihre Grösse, wie durch den absoluten Mangel an Epidoteinschlüssen scharf aus der übrigen Gangmasse heraustreten, dürften als losgerissene Bestandteile des Nebengesteins zu deuten sein.

An Stelle des eigentlichen Epidots kann wohl auch teilweise Zoisit treten, der dann in Form langstengliger Prismen erscheint (Epidot-Zoisitaplite).

Hornblende ist ein seltener akzessorischer Gemengteil dieser Aplite, sie fand sich nur ganz vereinzelt vor. Ihre Formentwicklung ist durchwegs eine mangelhafte; bald tritt sie in unregelmässigen Blättern auf oder findet sich in langfaserigen Stengeln. In letzterm Falle zeigen sich die Hornblendenadeln randlich in eine schwächer lichtbrechende, feinfaserige Substanz zersetzt und quer zu ihrer Längsrichtung in einzelne kurze Glieder zerrissen.

Kataklastische Erscheinungen sind nicht an bestimmte Vorkommnisse oder Zonen gebunden, wenn solche auch an Apliten in der Nähe der Störungslinien stärker hervortreten und zur Ausbildung parallel struierter Gänge führen. Trotzdem überrascht bei der mikroskopischen Untersuchung die geringe mechanische Beeinflussung dieser Gesteine. Die Quarze sind wohl stark längsgestreckt, verraten aber kaum oder nur schwache undulöse Auslöschung. Es mag diese Tatsache sich auf eine teilweise Rekrystallisation des Quarzes zurückführen lassen. Häufig werden die Quarzstengel von feinen Querrissen durchsetzt und auf den Längsseiten von dünnen Lagen Sandquarz begleitet. Die Verzahnung der Körner ist mehr oder weniger gut entwickelt. Die Feldspäte sind nur selten in merklicher Weise von kataklastischen Störungen beeinflusst.

Es darf aber nicht unerwähnt bleiben, dass auch in diesen parallelstruierten Apliten nicht alle Druckphänomene ohne weiteres auf Rechnung der Kataklase zu setzen sind. Es wäre z. B. die gleichgerichtete Lage der Hornblendefasern mit den Quarzstengeln in einem solchen parallelstruierten Aplit nicht recht durch eine nachträglich im festen Gestein erfolgte Lageveränderung erklärbar, ohne dass zugleich weitgehende mechanische Deformationen der leicht biegsamen Hornblendekrystalle eintreten müssten. Ausser den bereits erwähnten feinen Querrissen sind jedoch keine weitern Störungen zu beobachten, so dass wenigstens für diesen Fall ein Einfluss der Protoklase auf die spätere Ausbildung des Gesteins nicht verneint werden darf.

Pegmatite.

Gegenüber den zahlreichen Aplitgängen des Gebietes stehen die Pegmatitvorkommnisse an Zahl stark zurück. Sie beschränken sich so zu sagen auf die Assimilationszone, in der sie allerdings eine mächtige Entwicklung erlangen. Besonders treten hier zwei, bis mehrere Meter breite, Pegmatitgänge hervor, die auf eine kurze Strecke in einander verfliessen und dann sich wieder gabelnd, zur Dreiteilung der durchbrochenen Schieferscholle führen. Auch die übrigen hier noch in Frage kommenden Pegmatite sind, wenn auch ihr Zusammenhang nicht direkt sichtbar ist, als kleinere Äste dieser beiden Gänge aufzufassen.

Der Habitus dieser Pegmatite ist ein wechselnder; oft gelangt im gleichen Gang neben der typisch grosskörnigen Pegmatitstruktur die feinkörnige Beschaffenheit der Aplite zur Ausbildung. Eine weitere Verschiedenheit ergibt sich aus dem Auftreten von miarolithischen Hohlräumen, die in den aplitisch struierten Partien seltener zu beobachten sind.

Einförmigkeit in Bezug auf die Hauptgemengteile charakterisiert die mineralische Zusammensetzung der Pegmatite. Feldspat und Quarz sind häufig die einzigen Bestandteile dieser Gesteine. Dabei durchdringen sie sich gegenseitig derart (besonders in den grobkörnigeren Partien), dass auf Durchschnitten solcher Verwachsungen scharfeckige, winkel- oder hakenförmige Gebilde entstehen (schriftgranitische Verwachsung) (Taf. I, Fig. 3).

Quarz ist neben den mit Feldspat verwachsenen Individuen noch in selbständigen Körnern entwickelt, die grosslappig in einandergreifen.

Aus der Feldspatreihe sind in der Regel mehrere Glieder vertreten; der grösste Teil gehört dem Orthoklas bezw. Mikroklin an. Mikroperthitische Struktur tritt besonders deutlich bei den von Quarz durchwachsenen Orthoklasen hervor. Gegitterter Mikroklin ist verhältnismässig selten anzutreffen.

Plagioklas liess sich der starken Sericitisierung wegen nur in einem einzigen Vorkommnis mit Sicherheit, und zwar als Andesin bestimmen. Er zeigte dicktafelige Ausbildung und Verzwillingung nach dem Albitgesetz.

In einem grosskörnigen Pegmatitgang, der in der Nähe der Hauptüberschiebungslinie mit dieser auf kurze Strecke parallel verläuft, findet sich bronceglänzender Biotit in auffallend reichlicher Menge. Bemerkenswert ist die Form seiner Ausbildung in langen Stengeln parallel zur Basis, die geradlinig die übrigen Gemengteile durchschneiden. Die Länge der Krystalle übertrifft deren Breite nicht selten um das 10—20 fache. Chloritisierung des Biotits ist nicht zu beobachten, wohl aber eine schwache Ausbleichung seiner Farbe.

Muskovit dürfte keinem Pegmatitgang gänzlich fehlen, doch ist seine Menge nie bedeutend. Er reichert sich haupt-

sächlich in der Nähe der „Turmalinsonnen“ an und bildet blättrige Aggregate von unbestimmter Form.

Als ein charakteristischer Nebengemengteil der meisten Pegmatite ist Turmalin zu erwähnen, dessen dunkelgefärbte Krystalle sehr auffällig aus dem hellen Gestein heraustreten. Man findet die manchmal mehrere cm langen Nadeln zu garbenförmigen Büscheln vereinigt zwischen Gangsalband und Nebengestein lose eingebettet oder mehr in der Gangmitte zu radialstrahligen Aggregaten („Turmalinsonnen“) angeordnet.

Fast ebenso häufig wie Turmalin tritt in den Pegmatitgängen ein dunkelgrüner Pinit auf, dessen kurzsäulige Prismen entweder als Einzelindividuen regellos im Gestein verteilt oder zu fleckenförmigen Aggregationen vereinigt sind.

Kleinere gelbliche, im Dünnschliff farblose Körner wurden nach Licht- und Doppelbrechung, wie nach ihrem sonstigen optischen Charakter als Topas bestimmt. Leider sind die wenigen Individuen ausnahmslos senkrecht zur positiven Bisektrix getroffen, so dass sie im konvergenten Licht bei gekreuzten Nikols stets die Interferenzfigur zweiaxiger Medien geben, aber dafür jegliche Spaltbarkeit vermissen lassen. Auffallend stark ist die Dispersion der optischen Axen ($\varrho > v$). Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse von ganz unregelmässigen Umrissen, zum Teil in scharflinig verlaufenden Schnüren angeordnet, fehlen als charakteristische Begleiter des Topases nicht.

In dem bereits oben näher bezeichneten grosskörnigen Pegmatitgang bei der Überschiebungszone ist blaugrüner Pyroxen ein nicht unwesentlicher Nebengemengteil. Er kommt in vereinzelten, stark zersetzten Krystallen vor, die längs Spaltrissen im Gestein verteilt liegen. Die Zersetzung ist in der Regel so weit fortgeschritten, dass die skelettartigen Krystalle oder losen Körner von einer schmutzigbraungrünen, chloritischen Substanz und hornblendeähnlichen, feinfaserigen Aggregaten umhüllt werden. Der einstige Titangehalt des Pyroxens hat sich dabei in Form grösserer und kleinerer Titanitkörner ausgeschieden.

Von weitern Akzessoria wurden noch Apatit, Kalkspat und Pyrit beobachtet. Apatit in rundlichen Körnern, weniger in prismatischer Ausbildung, Kalkspat als sekundäres Verkit-

tungsmaterial der Gesteinsrisse oder als Umsetzungsprodukt von Feldspat und Pyroxen. Pyritwürfelchen in Gesellschaft mit Turmalin und Muskovit sind sehr wahrscheinlich primärer Entstehung.

Zwischen den Aplitgängen bestehen, soweit beobachtet werden konnte, nur geringe gegenseitige Altersunterschiede. Wo sich Aplite durchbrechen, tritt eine so innige Verschmelzung beider Magmen auf, dass ein höheres Alter des einen oder andern sich nicht mit Sicherheit feststellen lässt. Es konnte auch die Beobachtung gemacht werden, dass ein turmalinführender Aplitgang, der auf einen zweiten trifft, diesen nicht durchkreuzt, sondern von der Einmündungsstelle aus sein etwas dunklergefärbtes Material deltaförmig in den andern Gang ergiesst. Dabei muss die Bewegung der Gangmasse des zweiten bereits zum Stillstand gekommen sein, da keinerlei Beeinflussung bezw. Ablenkung des eingebrochenen Gangmaterials durch eine Strömung wahrzunehmen ist.

Die Pegmatite sind, wie fast allgemein die Erfahrung lehrt, auch hier meist jünger wie die Aplite, die von diesen mit scharfer Begrenzung durchbrochen werden. Während die Aplite aufs Vollkommenste mit dem durchbrochenen Eruptivgestein verschweisst erscheinen, ist dies bei den Pegmatiten, vorab bei den grosskörnigen, nicht in gleichem Masse der Fall. Man kann nicht selten zwischen Gang- und Nebengestein eine kleine Ablösungsspalte wahrnehmen, die auf ein schon weit vorgerücktes Erstarrungstadium des Eruptivgesteins zur Zeit der Pegmatitbildung schliessen lässt. Altersbestimmungen der Pegmatite lassen sich nicht aufstellen, da jegliche Anhaltspunkte hiefür fehlen.

III. Kontaktmetamorphe Karbonatgesteine.

Unter dem Einfluss der metamorphosierenden Agentien des Magmas vollzieht sich in karbonatreichen Sedimenten eine innere molekulare Umlagerung. Es kann eine Neukrystallisation der Substanz stattfinden ohne wesentlich neue Stoffzufuhr. So haben sich graue, weisse oder graublaue, grobkörnige Kalke gebildet. Aber noch eine zweite Möglichkeit ist gegeben und in sehr vielen Fällen realisiert worden: Es kann ein teilweiser chemischer Ausgleich stattfinden zwischen dem kieselsäurereichen Magma und

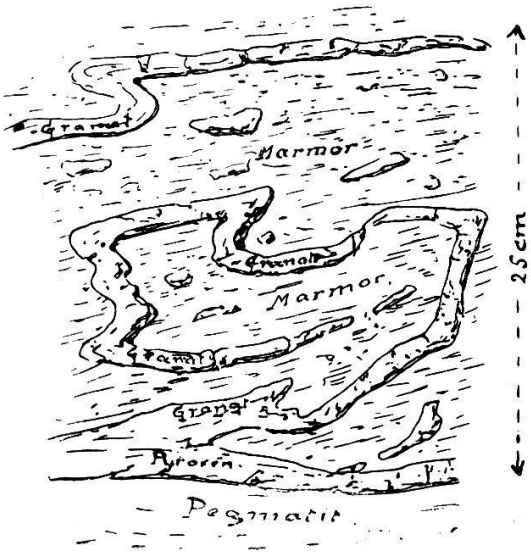
dem basischen Sedimentgestein und wieder funktionieren die gasförmigen Substanzen, die mit dem Schmelzfluss in die Höhe steigen, als Krystallisatoren und begünstigen die Umlagerung und Neugruppierung der Moleküle und Atome. Wo dieser stoffliche Ausgleich sich vollzieht, haben wir es zu tun mit der eigentlichen Kontaktmetamorphose, mit Kontaktwirkungen im engern Sinne des Wortes. Es ist selbstredend, dass entsprechend dem schon vor der Metamorphose gegebenen, substanziellen Wechsel des Sedimentgesteins, auch nach der Umwandlung eine zonare Anordnung der verschiedenen Kontaktmineralien bestehen bleiben kann. So müssen die verschiedenen Typen der Kontaktgesteine durch mannigfache Übergänge und Zwischenformen eng mit einander verknüpft bleiben. Trotzdem lassen sich diese hier näher untersuchten Kontaktgesteine, wenn auch ohne scharfe Abgrenzung, in drei Gruppen vereinigen, die man nach ihrer vorwaltenden stofflichen Zusammensetzung, zum Teil auch nach ihrer strukturellen Ausbildung (Hornfelse) bezeichnen kann als:

1. Silikatführende Kalkgesteine (Marmore).
2. Kalkführende Silikatgesteine (Kalksilikatfelse).
3. Kalksilikathornfelse.

Die erste Gruppe der silikatführenden Kalke ist ausgezeichnet durch Kalkspat als führenden Gesteinsbestandteil; dem krystallinen Karbonatgestein ordnen sich eigentliche Kontaktmineralien nur als akzessorische Gesteinskomponenten bei. Die Vertreter dieser Gruppe bilden weitaus die Hauptmasse der hier auftretenden Kontaktbildungen. Es sind diese Gesteine zumeist grobkörnige, hellgefärbte, nur bei geringerer Umwandlung feinkrystalline und dann dunkler gefärbte Kalke von ziemlich gleichmässiger Zusammensetzung.

In den kalkführenden Silikatgesteinen, oder wie man sie heute mit dem gebräuchlichsten Namen als „Kalksilikatfelse“ bezeichnet, wird der Kalkspat durch das Überhandnehmen der neugebildeten Kalksilikatverbindungen auf die Stufe eines Nebengemengteils zurückgedrängt. Ihre mineralische Zusammensetzung ist infolgedessen eine sehr mannigfaltige und wechselnde, so dass sie nach ihrem führenden Hauptgemengteil als Granat-Vesuvian-Wollastonit-Pyroxenfelse oder Kombi-

nationen solcher zu bezeichnen sind. Sie erscheinen meist in grossen und kleinen linsenförmigen Nieren innerhalb der Marmore ausgeschieden, können auch ganz eigenartig gewundene Adern bilden, deren Verlauf auf eine Faltung während der Umkrystallisation des Marmors hinzuweisen scheint. Dass diese Biegung, Zerreissung und Verknetung der spröden Kalksilikatbänder im Marmor zu einer Zeit vor sich gegangen sein muss, als das umhüllende Gestein in einer Art Schmelzzustand sich befand, geht aus dem mechanisch nicht veränderten Kalkstein hervor (siehe untenstehende Figur 1).



Figur 1.

Die eigentlichen Kalksilikathornfelse unterscheiden sich nach ihrer mineralischen Zusammensetzung wenig oder nicht von den Kalksilikatfelsen, weisen dagegen, wie schon ihr Name andeutet, ein mikrokrystallines, oft nahezu dichtes Gefüge auf im Gegensatz zur meist grobkörnigen Ausbildung der vorerwähnten Gruppe. Sie vermitteln als schmale, nicht über wenige dm breite, oft buntstreifige Bänder den Übergang vom körnigen Kalk zum Eruptivgestein oder erscheinen als untergeordnete Partien mit den Kalksilikatfelsen verbunden.

Die Verbreitung der kontaktmetamorphen Karbonatgesteine beschränkt sich in der Hauptsache auf drei (?) nicht über meterbreite Kalkbänder, die in viele einzelne gang- und linsenförmige Stücke aufgelöst erscheinen und die auf eine Zone von 100—120 m in horizontaler Erstreckung sich verteilen. Sie liegen in der Assimilationszone, parallel den Injektionsgneisen eingelagert und stehen sowohl mit diesen, wie mit den vielen Aplit- und Pegmatitgängen in engstem Kontakte. Kleinere Aplitgänge greifen häufig in das Kalkband über (Tafel III), während die mächtigern Pegmatitgänge bis faustgrosse Kalksilikatschollen in sich eingeschlossen enthalten. Die bleigraue, eigenartig rauhe Verwitte-

rungsoberfläche, die oft mit buntfarbigen knauerartigen Kalksilikataggregationen wie übersät erscheint, lässt das Marmorband gut vom Nebengestein sich abheben. Im tiefer gelegenen Teil dieser Kalkbänder, weiter vom Gletscher entfernt, ist vorwiegend ein hellgrauer, oft etwas rötlicher, grobkörniger Kalk zur Ausscheidung gelangt; im mittlern Teile walten Kalksilikatfelse und Kalksilikathornfelse vor, während unmittelbar vor seinem obern Ende der Kalk nur noch einen geringen Grad der Umwandlung anzeigt. Seine Korngrösse sinkt hier rasch, die Farbe wird gleichzeitig dunkler, so dass das Gestein dem blossen Auge als ein kaum veränderter, etwas kieseliger Kalk erscheint.

Etwas unterhalb der vordersten Gletscherzunge trifft das Kalkband in einem Winkel von 30—40° auf die Überschiebungslinie, wird mit den übrigen Einlagerungen vorerst flexurartig von der Hauptstreichrichtung abgebogen und nach wenigen Metern vollständig ausgequetscht.

1. Silikatführende Kalke (Marmore).

Verfolgen wir den Gang der Umwandlung dieser Kalke am Handstück und im mikroskopischen Dünnschliff, dabei von den wenig veränderten, obersten Partien ausgehend, so treten uns vorerst malmgraue, im frischen Bruche etwas fleckige, feinkrystalline Karbonatgesteine entgegen. Auf der Oberfläche wittern die silikatreichern Stellen in braunen, formlosen Gebilden heraus. Die feinkrystalline Ausbildung des Gesteins lässt auch im Dünnschliff nur schwer eine Trennung in die einzelnen Kalkspatindividuen zu, so innig sind diese unter sich verzahnt und verwachsen. Spaltbarkeit oder Zwillingslamellierung sind nur in vereinzelten grössern Individuen zu beobachten. Wenn auch Druckphänomene nicht mehr direkt wahrnehmbar sind, so geht doch aus einer Betrachtung der örtlichen Verhältnisse mit aller Deutlichkeit hervor, dass dieser Kalk im höchsten Grade den bei der Überschiebung wirkenden Druckkräften ausgesetzt sein musste. Auflösung und Wiederauskrystallisierung eines Teils des Kalkes scheinen alle Spuren dieser Vorgänge verwischt zu haben.

Neben Kalkspat, der, nach einem geringen Magnesiagehalt zu schliessen, auch von Dolomit begleitet sein dürfte, treten ganz

spärlich rundliche Körner eines schwach licht- und doppelbrechenden Minerals auf. Mangels besonderer Eigenschaften kann dieses Mineral nicht mit Sicherheit bestimmt werden; sehr wahrscheinlich liegt Quarz vor.

Als erstes Anzeichen kontaktmetamorpher Beeinflussung erscheinen, reichlich im Gestein verteilt, formlose, opake Graphitblättchen und kleine Erzflitterchen von Magnetkies (auch Magnetit?). Gleichzeitig ist eine Hellerfärbung des Gesteins nicht zu verkennen, was den Eindruck erwecken muss, als habe sich das färbende, organische Pigment des Kalkes in Form der Graphitblättchen aus dem Gestein ausgeschieden.

Stellenweise sind grüne Adern und Nester eines schwach lichtbrechenden Serpentinaggregates zu beobachten. Nach den wenigen noch vorhandenen körnigen Einlagerungen handelt es sich um eine Pseudomorphose nach einem lichtbraunen Pyroxen. Maschenstruktur ist schön sichtbar und wird noch deutlicher durch eine nachträgliche Kalkspatinfiltration in die einzelnen Serpentinadern zum Ausdruck gebracht.

Mit steigender Intensität der Umwandlung wird der Kalk grobkörniger; die Grösse der einzelnen Kalkspatkrystalle kann bis gegen 1 cm erreichen und Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung dem blossen Auge leicht sichtbar werden lassen. Ihre gegenseitige Begrenzung wird eine mehr rundlicheckige oder gelappte (Pflasterstruktur, Taf. I, Fig. 4); Verzahnung tritt ganz zurück. Druckwirkungen machen sich nur durch schwache Verbiegung einzelner Lamellen geltend. Die neugebildeten Kalksilikate vereinigen sich zu grössern und kleinern Nieren, die von einer, bis $^1/_2$ cm breiten, hellern Krystallisationszone umsäumt werden.

Vorwiegende Kontaktmineralien dieser hellgrauen bis rötlichweissen Marmore sind tropfenförmige, metallisch reflektierende Graphitblättchen und etwas grössere, grünlich-braune bis hellbroncefarbene Phlogopitschüppchen. Gewöhnlich verteilen sich beide Neubildungen ziemlich gleichmässig im Gestein, seltener ordnen sie sich zu einzelnen schlierenartigen Zonen an, in denen dann auch charakteristischer Weise die Korngrösse des Kalkspates sinkt. Die Anreicherungszonen entsprechen in ihrem Verlauf nur selten der ursprünglichen Gesteinsschichtung, eine solche wird

vielmehr durch schnurartige Kalksilikatausscheidungen zum Ausdruck gebracht.

Die Phlogopitblättchen erscheinen etwas länglich elliptisch. Ihre Lichtbrechung ist schwächer wie beim Muskovit. Basale Schnittflächen ergeben das Axenkreuz eines einaxigen Krystalls, das sich beim Drehen des Tisches nur um einen ganz geringen Betrag öffnet. Die Spaltbarkeit ∞ P (001) wird durch kurze, scharf akzentuierte Risse angedeutet. Der Pleochroismus beschränkt sich auf einen Wechsel in der Intensität, eine Änderung der Farbennüance tritt nicht ein. Vereinzelte dieser Glimmerblättchen, die in ihrer bräunlich-grünen Farbe und Ausbildung noch genau mit einander übereinstimmen, sind in ein nahezu isotropes, serpentinähnliches Aggregat umgewandelt worden. Magnetkies tritt in diesen grobkörnigen Varietäten seiner Verbreitung nach zurück. Pyrit ist selten.

Monokliner, hellgrüner Pyroxen, gut charakterisiert durch seine nahezu rechtwinklige Spaltbarkeit, gelangt nur in den grüngefärbten Marmoren zu reichlicherer Entwicklung, wenn er auch, selbst in den fast reinweissen Varietäten nie ganz zu fehlen pflegt. Er liegt bald als vereinzelte, gerundete Krystalle in Kalkspatkörner eingebettet, bald konzentriert er sich in Nestern und Putzen auf den Zwischenräumen. Die nähere optische Untersuchung ergibt die Anwesenheit von mindestens 2, wahrscheinlich 3 Gliedern der Diopsid-Augitreihe. Ihre Verschiedenheit beschränkt sich hauptsächlich auf die wechselnde Auslöschungsschiefe; die übrigen optischen Eigenschaften bleiben sich im grossen und ganzen gleich.

An erster Stelle folgt ein Pyroxen mit der Auslöschungsschiefe $c : c = 44^0 — 45^0$. Derselbe entspricht somit dem als Salit oder Malakolith bezeichneten Gliede dieser Mineralgruppe. Möglicherweise liegt auch ein eisen- oder manganreicher Diopsid vor, der ebenfalls eine Auslöschungsschiefe bis zu diesem Betrage aufweisen kann. Neben diesem Gliede der Augitgruppe findet sich aber auch ein normaler Diopsid mit der Auslöschungsschiefe $39^0 - 40^0$ vor. Es bestehen aber keinerlei Übergänge von diesem zum ersterwähnten Pyroxen. In vereinzelten Fällen liegt Diallag vor, wie sich aus der charakteristischen Absonderung und Lamellierung nach dem Orthopinakoid ergibt. Nächst dem

Pyroxen erscheint Granat als häufigster Gemengteil in gelblichroten, seltener rosaroten Krystallen. Er beteiligt sich in hervorragendstem Masse an der Bildung der rundlichen Kalksilikatknauern, erfüllt wohl auch kleinere Spalten und Hohlräume oder bekleidet die Salbänder der Aplitintrusionen. Nicht selten erlangen seine Krystalle makroskopische Sichtbarkeit und lassen dann als vorwiegende Form das Rhombendodekaeder, ∞ O (110), in einigen Fällen mit Ikositetraeder $_2O_2$ (211) kombiniert, erkennen.

Im Dünnschliff ist der Granat farblos, höchstens in dickern Schliffen etwas gelblich. Im polarisierten Lichte erscheint er meist völlig isotrop, Stellen mit anormalen Interferenzfarben werden selten beobachtet. Die netzartig verlaufenden Spaltrisse lassen keine vorherrschende Richtung wahrnehmen. Dicht gescharte winzige Einschlüsse trüben ihn stark. Daneben sind besonders grössere Einschlüsse von Pyroxen massenhaft vertreten, die enge genetische Beziehungen zwischen beiden Mineralien vermuten lassen. Wahrscheinlich ist der Granat, nach dem schlechten Erhaltungszustand des Pyroxens und seiner wenig scharfen Umgrenzung zu schliessen, aus diesem hervorgegangen und nicht umgekehrt.

Rotbrauner Vesuvian erscheint in formlosen, stark zerrissenen Körnern, die meist mit Granat vergesellschaftet, sich leicht mit diesem verwechseln lassen; das Mineral zeigt aber eine verhältnismässig gut entwickelte Spaltbarkeit nach ∞ P ∞ (100), die man sonst bei Vesuvian nicht anzutreffen gewohnt ist. Die Doppelbrechung ist schwach und erzeugt graubraune, anormale Interferenzfarben, die vielfach durch Abstufungen in hellere und dunklere Töne zur Zonarstruktur sich anordnen. Der optische Charakter ist in den meisten Individuen negativ, seltener positiv.

Sehr häufig besitzt der Vesuvian zahlreiche Einschlüsse von Pyroxen, deren vielfach ganz unscharfe Begrenzung gegenüber dem Wirt die Vermutung erwecken muss, dass sie durch Umsetzung aus Vesuvian sich gebildet haben, wie auch der umgekehrte Vorgang beobachtet werden kann.

Rundliche gelappte Körner, etwas schwächer lichtbrechend wie Vesuvian, aber in der Doppelbrechung der des Quarzes gleichkommend, wurden als Gehlenit bestimmt.

Sechsseitige Tafeln, seltener kantengerundete, stumpfe Prismen von Apatit sind häufige Erscheinungen in diesen Kontakterscheinungen. Sehr oft beherbergt Apatit kleine opake Körner (Magnetkies?).

Kalkführende Silikatgesteine.
(Kalksilikatfelse.)

Dieser Gruppe gehören in erster Linie aus dem grobkörnigen Kalke ausgeschiedene, bis faustgrosse, rundliche und elliptische Nieren und eigenartig gewundene Adern an. Die Hauptgesteinsfarbe wechselt zwischen den Farben der vorwaltenden Gesteinsbestandteile von weiss, rot bis grün. Neben der Pflasterstruktur kommt ebenso häufig Siebstruktur (siehe Taf. I, Fig. 3 u. 4) mit skelettförmigem Wachstum oder siebartiger Durchlöcherung der grössern Krystallindividuen zur Ausbildung.

Graphit und Magnetkies treten stark zurück, Phlogopit verschwindet gänzlich. Zu vorherrschenden Bestandteilen werden: Granat, Vesuvian, Pyroxen und Wollastonit. Granat erscheint ausschliesslich in der kaneelsteinfarbenen Varietät in Form gutausgebildeter Krystalle ∞ O (211) oder in derben Körnern zu rundlichen Nestern vereinigt. Nicht selten bildet er das ausschliessliche Füllmaterial stumpf endigender Adern im Kalk. Auch in diesem Falle ergibt sich seine Bildung aus Pyroxen, indem die Adern oft ganz allmählich mit dem Eindringen in den Kalk sich in Granat umwandeln. In anderer Form erscheint Granat auch in Form breiter Stengel, die eine Pseudomorphose nach einem idiomorph ausgebildeten unbekannten Mineral erkennen lassen.

Vesuvian ist in zwei Modifikationen vertreten:

1. Dunkelbraunroter Vesuvian (Egeran), häufig in langstrahligen, garbenförmigen Krystallbüscheln oder als rundliche Körneraggregate mit Granat vergesellschaftet.

2. Gelblichgrüner, epidotähnlicher Vesuvian, in vereinzelten, längsgerieften, kurzprismatischen Krystallen. In dieser Art tritt er vorwiegend mit Wollastonit vereint auf.

Besondere Erwähnung verdienen kleine, prismatisch ausgebildete, intensiv braunrot gefärbte Krystalle, die als Einschlüsse im Wollastonit auftreten. In Durchschnitten dieser Krystalle sind

zwei tetragonale Prismen ∞ P (110) und ∞ P ∞ (100) zu erkennen. Auffallend ist vor allem der zonare Aufbau mit einem rundlichen, mikrolithenreichen Kerne. Nach der Interferenzfigur im polarisierten Lichte zu schliessen, sind diese Individuen einaxig. Die Doppelbrechung ist verhältnismässig stark, ihr Charakter stets negativ. Trotz der unvollständigen Übereinstimmung mit den optischen Angaben über Vesuvian glaube ich dieses Mineral doch als solchen bezeichnen zu müssen.

Einschlüsse von Pyroxen erfüllen manchmal beinahe das ganze Krystallinnere grösserer Vesuviankörner, die auf eine Pseudomorphose von Vesuvian nach Pyroxen oder auf einen umgekehrten Bildungsvorgang hinweisen.

Die Diopsid-Augitreihe ist auch in den Kalksilikatfelsen durch einen blassgrünen salitartigen Diopsid und vereinzelte Körner von Diallag vertreten.

Als neuer Gemengteil erscheint Wollastonit in eisblumenähnlichen, bis 4 cm langen, weissseidenglänzenden Faserbündeln. Die langstengligen Prismen sind häufig nach ∞ P ∞ (100) verzwillingt und an ihren Längsenden zu sillimanitähnlichen Fasern ausgefranst. Spaltbarkeit ∞ P ∞ (100) ist gut ausgebildet; eine solche nach oP (001) durch kurze schwache Risse angedeutet. Grössern Krystallen sind parallel zu ihrer Spaltbarkeit oft Subindividuen in Menge eingelagert, nicht selten baut sich der ganze Krystall aus solchen auf.

Hornblende hat in diesen Kalksilikatfelsen als ein meist ganz untergeordneter Bestandteil zu gelten, wenigstens wurde solche nur in einem einzigen Vorkommnis in der strahlig-blättrigen Modifikation des Tremolits aufgefunden. Die Bestimmung als Tremolit ist nicht einwandfrei, da sie sich, neben allgemeinen Merkmalen, die für Hornblende sprechen, nur auf die unregelmässig breitblätterige Ausbildung der einzelnen Krystalle stützt. Eine Spaltbarkeit ist nicht sichtbar. In ausgezeichneter Weise kommt bei diesem Mineral die Siebstruktur zur Geltung, indem die Blätter von zahllosen kleinen Körnern eines stark lichtbrechenden, grüngefärbten Minerals durchbrochen werden (Pyroxen?).

Feldspat ist als solcher in den Kalksilikatfelsen nicht aufzufinden, dagegen scheint Saussuritbildung in einer

Kalksilikatscholle eines Aplitganges dessen frühere Existenz zu beweisen. Der ursprüngliche Feldspatkrystall ist bei diesem Zersetzungsprozess in ein wirres feinschuppig-filziges Aggregat der gewöhnlichen Saussuritmineralien zerlegt worden.

Länglich rhomboidisch geformte Titanitkörner sind in diesen Kontaktgesteinen allgemein verbreitet. Auffallend ist, besonders in dickern Schliffen, starker pleochroitischer Farbenwechsel von blasshellgrün zu hyazintrot. Titanit ist der stete Begleiter opaker Körner von Ilmenit.

Apatit kann nicht als allgemein verbreiteter Bestandteil der Silikatfelse bezeichnet werden, häufig fehlt er ganz. Wo er auftritt, zeigt er sich vereinzelt in den bekannten rundlichen oder eiförmigen Körnern.

Als weitere akzessorische Gemengteile sind noch Kalkspat, Quarz, Magnetkies und Pyrit zu erwähnen, deren Eigenschaften aus vorigem genügend bekannt geworden sind, als dass sie hier noch besonders angeführt werden müssten.

Eine Erscheinung, die nicht unerwähnt bleiben soll, betrifft die Serpentinisierung dieser pyroxenhaltigen Kalksilikatfelse unter dem Einfluss säkulärer Verwitterung.

Wo das Band der Kalksilikatfelse durch die Überschiebung eine intensive Pressung und Zertrümmerung erfahren hat, nimmt das Gestein ein dunkelgrünes, serpentinartiges Aussehen an. Es wird für das blosse Auge fast dicht, erlangt eine auffallende Zähigkeit und bricht mit splittrigem Bruche.

Das Mikroskop gibt über die frühere Gesteinsbeschaffenheit nur wenig Aufschluss. Die Hauptmasse wird jetzt gebildet von einem schuppigen Aggregat talk- oder sericitähnlicher Substanz, in dem ein feines Netzwerk hellgrüner Serpentinadern sich ausbreitet. Spärliche Überreste des ursprünglichen Gesteins sind soweit erhalten geblieben, dass eine Bestimmung der Gemengteile, wenigstens bis zu einem gewissen Grade, möglich wird. Vorwiegender Bestandteil war Pyroxen, der aber bis auf geringe Spuren in Serpentin übergegangen ist. Immerhin sind bei diesem Umwandlungsprozess noch vielfach Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung erhalten geblieben; in einzelnen Partien gelangt Maschenstruktur zur Ausbildung. Als Nebenprodukte dieser Pseudomorphose sind ausser Talk noch Chlorit, Quarz

und Kalkspat zu nennen. Ein Teil der talkigen Substanz wird der Feldspatzersetzung seine Entstehung verdanken. Titanit und der mit ihm vergesellschaftete Ilmenit müssen nach ihrem häufigen Auftreten in den Kalksilikatfelsen als primäre Gesteinsbestandteile bezeichnet werden, wenn auch nicht ausgeschlossen ist, dass ein geringer Teil durch den Serpentinisierungsprozess aus dem Pyroxen zur Ausscheidung kam.

3. Kalksilikathornfelse.

Die Bezeichnung Hornfels deutet bereits den äussern Habitus dieser Gesteinsgruppe an; es sind spezifisch schwere, dabei zähe und harte, splittrig brechende Gesteine von mikrokrystalliner, oft nahezu dichter Struktur. Das Mikroskop lässt in der Hauptsache wieder die Mineralkombination der grobkörnigeren Kalksilikatfelse erkennen, allerdings in einer Art und Weise gegenseitiger Durchdringung und Verflechtung, dass eine Bestimmung der einzelnen Gemengteile oft schwer fällt. Die Kontaktstrukturen gelangen in extremster Weise zur Ausbildung; bald sind grössere Individuen von kleinern rundlichen Körnern anderer Mineralien siebartig durchlöchert und erscheinen nur mehr als schwammig-zellige Gebilde, bald aggregieren sich die mehr oder weniger geradlinig konturierten Körner der Gemengteile zu einem pflasterförmigen Mosaik. Wollastonit und Vesuvian treten gegenüber ihrem Vorkommen in den Kalksilikatfelsen etwas zurück, Hornblende, die Mineralien der Epidotgruppe, auch Quarz rücken etwas mehr in den Vordergrund. Viele dieser Hornfelse erlangen durch einen mehrfachen zonenweisen Wechsel ihres Mineralbestandes ein streifiges Aussehen. Die einzelnen Streifen verlaufen unter sich parallel und geradlinig; ihre Abgrenzung gegenüber dem körnigen Kalk ist ziemlich scharf. Nach den einzelnen Zonen geordnet, verteilt sich der Mineralbestand dieser Hornfelsbänder folgendermassen:

Grüne Zone:	Vorwiegend Augit der Diopsidreihe, untergeordnet blättrigstrahlige Hornblende (Tremolit).
Rote Zone:	Granat in Aggregaten kleiner, teilweise idiomorph ausgebildeter Körner, Vesuvian und Augit.

Rotbraune Zone: Granat, von Augitkörnern durchwachsen.
Weisse Zone: Kalkspat und Quarz, möglicherweise beide durch Umwandlung aus Augit entstanden.

Die Trennung der einzelnen Bänder unter sich ist niemals eine präzise; Übergänge sind stets vorhanden. Die Komponenten der einzelnen Streifen bieten keine besondern Eigentümlichkeiten und rechtfertigen deshalb eine ausführlichere Beschreibung nicht; nur das Wichtigste sei hier kurz angeführt:

Der im Dünnschliff schwach grünliche, monokline Augit ergibt in Längsschnitten gegen die vollkommene Spaltbarkeit Auslöschungsschiefen bis gegen 45°, gehört somit einem salitartigen Pyroxen an. Vereinzelte Diallagkörner unterscheiden sich durch die Absonderungsfläche parallel dem Orthopinakoid; die Auslöschungsschiefe beträgt ca. 40°.

Der Granat tritt in diesen dichtern Hornfelsen weniger hervor, die Individuen bleiben meist klein und zeigen, wenn auch selten, eine Art Zonarstruktur. Interpositionen beschränken sich auf staubartige Trübung der Granatkrystalle.

Lappig begrenzte Individuen eines schwach braunrötlichen Vesuvians werden von feinen Adern schwarzer Mikrolithe durchzogen. Daneben fehlen ihm auch die bereits erwähnten Einlagerungen von Diopsid, Diallag und Kalkspat nicht.

Hornblende, meist in radialstrahligblättriger Ausbildung (Tremolit), scheint nach ihrer steten Vergesellschaftung und engen Verwachsung mit monoklinem Pyroxen ein Umwandlungsprodukt dieses letztern zu sein. Da weder das eine noch das andere Mineral besonders hervortretende Zersetzungserscheinungen aufweist, so kann die Umwandlung auch in entgegengesetztem Sinne verlaufen sein und sich Pyroxen durch Zerfall des Hornblendemoleküls gebildet haben.[1]).

Ein farbloses, wenig licht- und doppelbrechendes Mineral von positivem Charakter, das mit zweifelhafter Sicherheit als Quarz bestimmt werden konnte, besitzt kurzstengelige Ausbildung ohne bestimmtere Umgrenzung. Spaltbarkeit ist keine zu beob-

[1]) Vergleiche *K. v. Kraatz-Koschlau* und *v. Hackman,* Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitteilungen. Bd. XVI, H 3/4 S. 216.

achten. Flüssigkeitseinschlüsse sind in reichlicher Menge vorhanden.

Ein anderer Fall von Bänderung in einem Hornfels beruht auf einem Wechsel feiner Aplitintrusionen mit dem durchbrochenen Amphibolpyroxenfels. Zwar sind nur die randlichen Partien von einer solchen Aufblätterung und Injizierung betroffen worden; die zentralern, kompaktern Teile dagegen wurden durch das Ganggestein in eckige Bruchstücke zerlegt und zeigen hier eher das Bild einer Eruptivbreccie.

Den hauptsächlichsten Gemengteil dieses Hornfelses bildet ein lichtgrüner Diopsid, daneben machen sich vereinzelte Diallagkörner bemerkbar. In den saureren Partien vertritt eine blätterige, von rundlichen (Pyroxen?) Körnern reichlich durchwachsene Hornblende den Augit. Ausser dieser blättrigen Varietät (Tremolit?) erscheint als ein weiteres Glied der Hornblendegruppe hellgrüner Pargasit in isolierten, idiomorph begrenzten, kurzsäuligen Prismen mit folgenden Krystallflächen:

$\infty P \infty$ (010); $\infty P \infty$ (100); ∞P (110); oP (001).

Charakteristisch ist ferner der positive Charakter der Doppelbrechung, der den Pargasit von der gemeinen Hornblende trennt.

Feine, schwach grünliche Faserbündel, die als Einschlüsse in Quarzkörnern auftreten, dürfen mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls der Hornblende zugezählt werden (schilfige Hornblende).

Tafelig ausgebildeter Klinozoisit mit den gelb- und dunkelblaufleckigen Dispersionsfarben begleitet stellenweise die blätterige Hornblende; auch kleinere Epidotkörner fehlen in dieser Kombination nicht.

Apatit in kleinen Körnern gehört zu den allgemein verbreiteten akzessorischen Bestandteilen dieser Hornfelse. Im übrigen zeigt das Mineral keine besondern Merkmale.

Eine Hornfelsscholle, deren direkte Nachbarschaft zu den Injektionsgneisen und Schieferhornfelsen diese vielleicht eher den letztern zuteilen lässt, besteht aus einer violettgrauen Grundmasse mit injektionsartig verlaufenden blaugrünen oder grüngelben Adern und Streifen. Stellenweise glaubt man eine bis ins feinste gehende Aufblätterung der Grundmasse durch die

vielfach gewundenen und ineinander verfliessenden hellern Adern erkennen zu können. In seinem ganzen Habitus erinnert dieses Gestein an den seiner Zeit von *Edm. v. Fellenberg*[1]) aufgefundenen Schieferhornfels vom Spizzeggelti im untern Lonzatal, den *C. Schmidt*[1]) mikroskopisch und *A. Polikier*[2]) chemisch näher untersucht haben. Gleichfalls als ein Bestandteil der krystallinen Schiefer findet sich dieses Gestein am Jäggiknubel im obern Lötschental.

Die Grundmasse setzt sich in der Hauptsache aus Klinozoisit und Epidot zusammen, die durch eine reichliche Imprägnierung mit Titaneisen die dunkle Färbung erlangt. Klinozoisit wie Epidot durchwachsen sich gegenseitig in unregelmässig skelettartig ausgebildeten Körnern. Die opaken, formlosen Titaneisenkörner sind gewöhnlich mit Titanit verwachsen, oft von diesen schmal umrandet Die Anreicherung von Titanit ist überhaupt in diesen Kontaktgesteinen eine charakteristische Erscheinung.

Die hellern Streifen und Adern bestehen vorwiegend aus hellgrünen rundlich-eckigen Körnern eines salitartigen Diopsids. Bemerkenswert bei diesem Diopsid ist das häufige Auftreten von Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100). Ob diese Pyroxenadern als eigentliche Injektionsgänge zu bezeichnen sind, wie ihr Verlauf vermuten lässt, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Ein dunkelgrüner Amphibolhornfels, der in nächster Nähe des eben beschriebenen ansteht, führt neben einer kleinschuppigen, lichtgrünen Hornblende noch Chlorit als Hauptkomponenten. Die Hornblende ist gewöhnlich lappig konturiert, nur vereinzelte Blättchen scheinen idiomorphe Begrenzung aufzuweisen. Auffallend ist die hohe Auslöschungsschiefe, die bis 24° erreichen kann. Chlorit verdankt seine Entstehung einer Zersetzung der Hornblende. Die Chloritblättchen zeichnen sich durch gute Spaltbarkeit und ziemlich intensiven Pleochroismus aus. Die Doppelbrechung ergibt zum Unterschied von den gewöhnlich anomal stahlblauen Interferenzfarben des Chlorits ein Grau I Ordnung.

---

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XXI. Lfg. S. 177.

[2]) Chemisch-mineralogische Untersuchungen einiger oberhalb Gampel (Kt. Wallis) vorkommender Gesteine und Mineralien. Inaug. Diss. Bern. 1891.

Farblose, sericitartige Glimmerblättchen verteilen sich als einzelne Schüppchen oder zu Rosetten vereinigt im ganzen Gestein. Zahlreiche formlose Titanit und Titaneisenkörner ordnen sich auf schmalen Zonen an. Kleine einschlussreiche Quarzkörner finden sich überall zwischen die übrigen Gemengteile eingelagert. Kalkspat und Zoisit, als Ausscheidungsprodukte der Chloritbildung erlangen hauptsächlich in den stärker zersetzten Partien grössere Verbreitung.

Ohne Zweifel liesse sich bei weiterer Untersuchung die Reihe dieser Kalksilikathornfelse noch um manches Beispiel vermehren, wenn damit auch nicht gesagt sein soll, dass dadurch die Liste der Kontaktmineralien eine Bereicherung erfahren würde. Die Mannigfaltigkeit dieser Kontaktbildungen besteht weniger in ihrem spezifischen Mineralreichtum, als in einem vielgestaltigen Wechsel der Mineralkombinationen.

IV. Schiefereinschlüsse im Gasterengranit.

(„Injektionsgneise".)

Die Biotitschiefereinschlüsse oder Injektionsgneise, deren Auftreten bereits im Profil durch die Kontaktzone kurz skizziert worden ist, zeigen im grossen und ganzen überall die gleichen Injektionserscheinungen. Die einzelnen Injektionsgneispakete setzen sich aus einer zentralen Partie dunkler schiefriger Hornfelse zusammen, die beidseitig mit der Annäherung an die Pegmatite oder den Granit sich in einzelne stärker injizierte Schollen von ganz verschiedener Form und Grösse auflösen. Die Begrenzung dieser Schollen ist meist scharfrandig, seltener sind die Bruchstücke soweit durch das Magma resorbiert, dass nur noch eine dunklere, biotitreiche Zone die verschwommenen Umrisse der Schieferscholle erkennen lässt.

Die Injektion durch das Intrusivgestein erfolgt vorwiegend parallel zur Schieferung, so dass durch den Wechsel heller, quarzfeldspatreicher Lagen, mit dunklern, biotitreichern der Eindruck eines gebänderten Gesteins erweckt wird („Bändergneise"). Nur da, wo die eingeschlossenen Schollen grössere Kompaktheit zeigen oder ihre Injektion bereits so weit fortgeschritten ist, dass das aplitische Material vorwiegt, wird die Durchaderung eine mehr richtungslose. Mit der Aufblätterung

des Schiefers in solchen Schollen geht gleichzeitig Hand in Hand eine Resorption des basischeren Schiefermaterials durch den Aplit, Pegmatit oder Granit. Die Resorption selbst löst Differentiationsvorgänge aus. So umsäumen vielfach saure, nahezu biotitfreie schmale Ränder die dunklern Schieferschollen oder es bilden sich im Gegensatz hiezu bis kopfgrosse linsenförmige basische Ausscheidungen, die ganz aus Biotit zu bestehen scheinen. In diesen basischen Schlieren kommen Quarz und Feldspat, obgleich quantitativ fast ebenso stark vertreten wie der Biotit, makroskopisch kaum zur Geltung.

Der Biotit der „Injektionsgneise" zeigt je nach seinem Auftreten in basischeren oder saureren Partien ein verschiedenes Verhalten. Während er an quarzreichern Stellen meist stark zersetzt ist, zeichnet er sich in den biotitreichern Lagen durch auffallende Frische aus. Er ist dabei frei von jeglichen Zersetzungsprodukten und seine Farbe nähert sich einem tiefen Braunrot. Desgleichen ist der Pleochroismus stark entwickelt. Staubförmige, stark lichtbrechende Körnchen, die sich allenthalben an die Glimmerblättchen anlagern und diese gleichsam umsäumen, möchte ich als ehemalige Interpositionen auffassen, deren sich der Biotit durch eine Art Regeneration wiederum entledigt hat. Die Ausscheidungsfolge des Glimmers ist, dem basischen Charakter solcher Partien entsprechend, eine ziemlich unbestimmte; es finden sich sowohl Einschlüsse von Biotit in Feldspat, wie auch umgekehrt solche von Feldspat in Biotit.

Der Feldspat tritt in rundlichen oder polygonalen, meist stark zersetzten Körnern auf. Nach der Lichtbrechung besteht er aus einem sauren Oligoklas, seltener aus Orthoklas.

Die Menge an Quarz entspricht ungefähr derjenigen des Feldspates; auch in der äussern Form stimmen beide Gemengteile miteinander überein. Quarz bietet im weitern keine besondern neuen Eigentümlichkeiten.

Lappig begrenzte, feinschuppige Gebilde von lichtgrüner Farbe und lebhafter Aggregatpolarisation entsprechen in ihrer Erscheinung pinitähnlichen Umwandlungsprodukten von Kordierit. Grössere Verbreitung erlangt Pinit auf einzelnen schmalen Zonen dieser Biotitinjektionsgneise, in denen die bis erbsengrossen Krystalle augengneisartig von Biotit umfasert er-

scheinen. Wie bereits früher erwähnt (S. 73), dürfte auch in diesem Falle Kordierit das Ausgangsmaterial für die Pinitbildung gewesen sein. Hellrote Granatkörner erscheinen häufig diesen Pinitkrystallen eingelagert.

In den zentralern Partien dieser Schiefereinlagerungen verschwindet infolge Fehlens der Aplitintrusionen der gneisartige Charakter; das Gestein entspricht der Bezeichnung „Schieferhornfels". Der Mineralbestand bleibt ungefähr der gleiche, nur ändert sich das relative Mengenverhältnis der einzelnen Bestandteile zu einander. Feldspat tritt stark zurück, verschwindet nicht selten ganz; der Quarzgehalt nimmt entsprechend zu.

Als einziges Beispiel einer etwas abweichenden Mineralkombination dieser Schieferhornfelse möchte ich folgendes erwähnen:

Das fragliche Gestein ist von einer sehr feinkrystallinen Beschaffenheit, so dass von blossem Auge die Gemengteile nicht zu erkennen sind. Nur auf der braun anwitternden Oberfläche werden stecknadelkopfgrosse, dunkelgrüne Punkte sichtbar, die regellos über das Gestein verteilt liegen. Unterm Mikroskop betrachtet bilden Quarz und Biotit (resp. Chlorit) die Hauptbestandteile des Gesteins. Feldspat ist nicht zugegen. In der Masse der nach ihrer Grösse mehr oder weniger übereinstimmenden rundlichen oder polygonalen Quarzkörner machen sich vereinzelte grössere Quarze bemerkbar, die sich zudem durch randlich angeordnete Einschlüsse gut ausgebildeter (Zoisit?-) Krystalle auszeichnen. Besonders charakteristisch sind kugelige oder flachlinsenförmige Hornblendeaggregationen, welche die Erscheinung der grünen Punkte hervorrufen. Infolge Epidotisierung kann die Hornblende auch durch Nester von Klinozoisit und Chlorit vertreten sein.

Die Schiefer der eigentlichen Injektionszone entbehren noch einer eingehenderen mikroskopischen Bearbeitung.

Nach den bereits vorliegenden Resultaten unterscheiden sie sich wesentlich von den eben beschriebenen Biotitgneisen, indem der Glimmer meist in Form von Chlorit oder Muskovit vorhanden ist. Einzelne, meist dichtere Varietäten führen vorwiegend Hornblende als farbigen Bestandteil.

Von einer Beschreibung petrographischer Details muss aus oben erwähntem Grunde noch abgesehen werden.

Ein Erklärungsversuch über die Herkunft dieser Schiefereinschlüsse kann sich leider auf keine übereinstimmenden Vorkommnisse im Bereich des untersuchten Gebietes stützen. Es muss uns als das Nächstliegende erscheinen, die Schollen als von einer ursprünglichen Schieferdecke am Nordrand des Massivs herstammend zu denken. Der ganze Schollenkomplex mag ursprünglich als zusammenhängende Masse von seinem einstigen Verbande sich losgelöst haben und durch Einsinken in den Schmelzfluss und durch Aplitintrusionen in einzelne Schollen geteilt worden sein. Heute fehlt auf der Nordseite des Massivs eine solche Schieferhülle vollständig, wenigstens soweit die Abtragung den krystallinen Kern blossgelegt und der Beobachtung zugänglich gemacht hat. Die höher gelegenen Partien dieser einstigen Massivbedeckung mögen denudiert worden sein, der Rest liegt unter dem nordwärts überfalteten und überschobenen Nordrand des Aarmassivs begraben.

Die Schieferzone der Südflanke des Massivs kann uns auch keine sichern Anhaltspunkte für die Beantwortung der obigen Frage bieten, wenn auch zugegeben werden muss, dass einzelne der dort auftretenden Gesteine sich ziemlich gut mit den Schiefereinschlüssen beim Kanderfirnabsturz in Parallele setzen lassen. Doch repräsentieren gerade diese Schiefergesteine keineswegs stratigraphisch gleichwertige Schichten und es ist sehr fraglich, wie weit die Schiefer der Südseite dem primären Sedimentmantel des Gasterengranites angehören. Die Dislokationen der letzten Alpenfaltung haben in diesem Gebiete die einstigen Lagerungsverhältnisse, teilweise auch die Gesteine selbst, so weit umgestaltet, dass der Versuch, die Aequivalente der Schiefereinschlüsse im Granit der Nordseite auf der Südseite nachweisen zu können, als ganz aussichtslos erscheinen muss.

V. Kontaktmetamorphe Sandsteine.
(Kontaktsandsteine).

Die kontaktmetamorphen Sandsteine bilden den Abschluss des Granitmassivs gegenüber der jetzigen Bedeckung durch triasische und jurassische Sedimente. Ihre stratigraphische

Stellung ist in Bezug auf die bereits besprochenen schollenartigen Kalk- und Biotitschiefereinlagerungen im Granit insofern eine etwas andere, als sie vermutlich einen in situ verbliebenen Rest der ehemaligen Sedimentkruste repräsentieren. Dafür spricht ihre Lagerungsweise, die mit schwachem Nordfallen (20—25°) sich mehr wie die übrigen kontaktmetamorphen Sedimente der Massivumrandung anzupassen sucht und, soweit beobachtet werden kann, in den obersten Schichten konkordant den überlagernden Triassedimenten verlaufen. Auch scheinen die Kontaktsandsteine mit dem Quarzitband[1]) (Trias?) im Hangenden in einem gewissen genetischen Zusammenhang zu stehen, indem sie nach oben hin durch mechanische Auflockerung und Verwitterung gleichfalls quarzitisches Aussehen erlangen. Ob der Quarzit tatsächlich das Residuum des Sandsteines darstellt oder ob vielmehr dieser Übergang auf einer mehr zufälligen Gleichartigkeit des Quarzites mit dem oberflächlich verwitternden Sandsteine beruht, kann ich nicht mit Sicherheit beantworten.

Die Mächtigkeit der gesamten Kontaktsandsteinzone lässt sich nicht mit Bestimmtheit ermitteln; die Grenze im Liegenden ist zu unscharf. Auch ist es fraglich, ob nicht die injizierten Biotit- (Chlorit-) gneise im Liegenden als „feldspatisierte" Glimmerquarzite, bezw. Kontaktsandsteine aufzufassen sind. Vorläufig schätze ich die Mächtigkeit der Kontaktsandsteinzone auf ca. 20 m.

Durchschreiten wir die Zone der Kontaktsandsteine von aussen nach innen, so treffen wir vorerst im Liegenden des Quarzitbandes auf einen braunroten, glimmerhaltigen Quarzsandstein. (Wir sehen dabei ab von den durch Zersetzung veränderten obersten Partien, die meist mit ihrem Glimmergehalt auch ihre braunrote Farbe vollständig eingebüsst haben.)

[1]) Fälschlicherweise wird für diesen grobkörnigen Quarzit oder Quarzsandstein häufig der Ausdruck „Arkose" angewendet. Nach der übereinstimmenden Definition von Rosenbusch, Zirkel, Weinschenk u. a. bedeutet „Arkose" einen feldspatreichen Sandstein von granitischem Aussehen, dessen Feldspat meistens stark in Kaolin oder Muskovit umgewandelt ist. Dem gegenüber besteht aber der erwähnte Quarzit fast ausschliesslich aus einem mehr oder weniger klastischen Quarz mit schwach entwickelten sericitischen Zwischenlagen.

Das Gestein ist etwas gedrückt, häufig von rundlichen, rostbraunen Dolomitknauern und -adern durchsetzt. Wie im Handstück, so zeigt sich auch im Dünnschliff der Sandsteincharakter noch gut erhalten. In der sericitischen Zwischenmasse (Sandsteinzement) liegen überall rundliche oder ovale Glimmer- (Biotit-) schüppchen verteilt. Die Anordnung des Glimmers ist vorerst noch keine parallele, wie nach dem Aussehen des Gesteins geschlossen werden könnte; die Blättchen liegen vielmehr regellos durcheinander und sind häufig durch beginnende Zersetzung nach ihrer Spaltbarkeit fein zerzupft und an den Längsenden ausgefranst. Besonders grössere Biotitkrystalle, die von Dolomitsubstanz durchsetzt werden, bieten ein ganz eigenartiges Bild der Aufblätterung (siehe Taf. II, Fig. 6).

Der dem Biotit eigentümliche Pleochroismus ist durch starke Bestäubung mit ferritischem Pigment verdeckt oder durch Chloritisierung und Ausbleichung verloren gegangen. Das Pigment besteht teilweise aus Limonit, zum andern Teil, nach Färbung und Metallglanz zu schliessen, aus Eisenglanz.

Mehr und mehr wird nach der Tiefe zu die tonige Zementsubstanz zwischen den einzelnen Quarzkörnern „biotitisiert". Dabei schreitet dieser Umsetzungsprozess nicht zonenweise vorwärts, sondern ziemlich unregelmässig, auf einzelnen Partien rascher, auf andern langsamer. Während stellenweise der Biotitisierungsprozess bis zur völligen Verdrängung der Zwischenmasse führen kann, bleiben dicht benachbarte Zonen von sichtbaren Veränderungen nahezu verschont. Gleichzeitig mit der Umsetzung der Zementmasse vergrössern sich die Quarzkörner durch randliche Anlagerung von Quarzsubstanz oder die kleinern Körner gruppieren sich zu rundlichen Nestern. Der Quarz der Anwachsstreifen zeigt gleiche optische Orientierung, wie das ursprüngliche Quarzkorn. Ist somit im polarisierten Lichte der Betrag der Vergrösserung der einzelnen Körner nicht mehr erkennbar, so sind dagegen im gewöhnlichen Lichte bei schiefer Beleuchtung die Anwachsstreifen in Form ungleich dicker Wülste sehr schön zu beobachten (besonders an den Rändern des mikroskopischen Gesichtsfeldes, siehe auch Taf. II, Fig. 7). Dabei umschliessen die grössern Quarzindividuen nicht selten eiförmige, stark pigmentierte Biotitschüppchen, ein weiterer Beweis ihres

Wachstums durch Aggregation und homogene Vereinigung. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse fehlen charakteristischerweise diesem Quarz völlig, ganz im Gegensatz zum Quarz des überliegenden Quarzitbandes, der reichlich von solchen Interpositionen durchzogen wird. Dynamische Störungen sind keine zu beobachten.

Indem der klardurchsichtige, vorwiegend polygonal begrenzte Quarz scharf vom dunkelgefärbten, stark pigmentierten Biotit der einstigen Zwischenmasse sich abhebt, entsteht ein ganz eigenartiges Strukturbild, das als „Bienenwabenstruktur" oder zutreffender noch nach *Salomon*[1]) als „pflasterähnliche Kontaktstruktur" zu bezeichnen ist (siehe Taf. II, Fig. 7).

Besonders auffallend wird der Gegensatz zwischen Quarz und Biotit durch die einseitige Verteilung des ferritischen Pigmentes, das ursprünglich ein Bestandteil des tonigen Bindemittels, sich jetzt in Form von Eisenglanz ausschliesslich in den neugebildeten Glimmerblättchen anreichert. Dass der bereits im Sandstein vorgebildete Quarz von einer solchen Imprägnierung frei blieb, spricht sehr für die Richtigkeit der eben geäusserten Auffassung.

Vergleicht man diese Gesteine mit ähnlichen, in der Literatur als kontaktmetamorphe Sandsteine und Grauwacken beschriebenen Vorkommnissen, so ergibt sich nach Struktur und Mineralbestand eine auffallende Übereinstimmung.

Die grundlegenden Arbeiten in dieser Richtung verdanken wir *Ch. Barrois*,[2]) der die kontaktmetamorph veränderten bretonischen, untersilurischen Skolithensandsteine von Guéméné (Morbihan) und von Rostrenen (Côtes du Nord) zum Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen machte. Seine Ausführungen über die Glimmerquarzite, als die Repräsentanten der äussersten Kontaktzone der umgewandelten Sandsteine, lassen sich fast ohne weiteres auch auf die hier behandelten Kontaktsandsteine übertragen.

---

[1]) Über einige Einschlüsse metamorpher Gesteine in Tonalit. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. Beilageband VII, 1891, S. 482 u. 483.

[2]) Mémoire sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné. Annal. Soc. géol. du Nord. Lille 1884.

Ferner erwähnen *K. v. Kraatz-Koschlau* und *v. Hackman*[1]) unter den kontaktmetamorphen Sedimenten des Elaeolithsyenits der Serra de Monchique Glimmerquarzite, die ebenfalls in ihren hauptsächlichsten Charaktermerkmalen mit den Glimmerquarziten der Gasterenkontaktzone eine völlig befriedigende Übereinstimmung aufweisen. Nach ihren Beobachtungen ist dagegen nicht Sandstein, sondern eine feinkörnige Grauwacke als das Ausgangsgestein dieser Kontaktgesteine zu betrachten.

Aus der westlichen Lausitz beschreiben *O. Herrmann* und *E. Weber*[2]) Glimmerfelse oder Glimmerquarzite, die nach ihren Angaben gleichfalls auf kontaktmetamorphem Wege aus Grauwacken hervorgegangen sind.

Die nahen chemischen und mineralischen Beziehungen zwischen Sandstein und Grauwacke machen es erklärlich, dass Glimmerquarzite durch Kontaktmetamorphose des einen wie des andern Gesteins entstehen können.

Gleichzeitig mit der Biotitbildung in der Sandsteinmasse, zum Teil schon früher, erfolgte die Zufuhr von Turmalin. Die Turmalinkörner erlangen als solche nur in vereinzelten Fällen makroskopische Sichtbarkeit; sie vereinigen sich meistens zu unregelmässig begrenzten Flecken und Adern, die durch ihre russigschwarze Farbe im Gestein leicht wahrzunehmen sind. Besonders reichlich von Turmalin durchsetzt ist der Quarzsandstein in nächster Nähe der Gletscherzunge. Die betreffende Stelle ist leider häufig von Eisblöcken bedeckt und ganz besonders von Gletscherabstürzen bedroht. Hier sind förmliche Turmalinintrusionen in den völlig glimmerfreien Sandstein erfolgt. Injektionsfältelung ist teilweise noch gut sichtbar. Andere Partien sind schwarz punktiert von zahlreich eingestreuten Turmalinkrystallen. Der Turmalin verbreitet sich auch mit Vorliebe an den Salbändern der Intrusivgänge und zeichnet dadurch diese etwas schärfer gegenüber dem Nebengestein ab. Die Turmalinanreicherung an einzelnen Stellen geschieht auf Kosten des Biotits, der mit steigendem Turmalingehalt mehr und mehr zurückgedrängt wird. Wo hauptsächlich Turmalin an Stelle des Sand-

[1]) Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitteilungen. Bd. XVI. H 3/4.

[2]) Kontakthof des Lausitzer Granits. Neues Jahrb. 1892. Bd. I, S. 533.

steinbindemittels getreten ist oder wo dieses überhaupt schon vorher fehlte, haben die Quarzkörner ihre eckig-zackige Begrenzung beibehalten; stellenweise erwecken deren eigenartige Konturen den Anschein, als wären sie durch die fluorhaltigen, mineralbildenden Agentien korrodiert worden (siehe Taf. II, Fig. 8).

Die Ausbildung der Turmalinkörner ist in der Regel eine kurz-prismatisch-hexagonale; die Begrenzungsflächen verlaufen eben oder nur wenig gekrümmt. Die Kanten sind selten scharf, sondern fast immer etwas gerundet. Allgemein kann die Beobachtung gemacht werden, dass je grösser die einzelnen Turmalinkrystalle zur Ausbildung gelangen, um so kleiner ist ihre Individuenzahl und umgekehrt. Wo der Turmalin zum vorherrschenden Bestandteil wird, liegen die Turmalinkörnchen in „fischrogenartigen" Nestern beisammen, in denen vereinzelte Quarzkörner sich eingebettet finden. Grössere Turmalinkrystalle nehmen skelettartige Ausbildung an und beherbergen kleinere, optisch anders orientierte Körner ihrer Art.

Der Pleochroismus schwankt zwischen hellgelbbraun und sepiabraun mit stärkster Absorption senkrecht zur Hauptzone.

In Bezug auf die Bildung des Minerals ist charakteristisch, dass dasselbe gegenüber dem Biotit stets seine idiomorphe Begrenzung bewahrt, diesen oft siebartig durchlöchert und somit vorher entstanden sein muss. Sofern wir den Turmalin als ein Produkt postvulkanischer Tätigkeit auffassen — die Art seines Auftretens im Gestein spricht entschieden dafür — müssen wir auch den Biotit auf gleiche Weise uns entstanden denken.

Die siebartig löcherige Ausbildung („Siebstruktur") der grössern neugebildeten Krystallindividuen, wie sie im vorliegenden Falle am Biotit und Turmalin zu beobachten ist, kennzeichnet neben der Pflasterstruktur eine charakteristische Wachstumsform einzelner Gemengteile auch in diesen kontaktmetamorphen Sandsteinen.

Als ein weiterer akzessorischer Bestandteil dieses turmalinführenden Glimmerquarzites kann ein ziemlich stark lichtbrechendes und schwach doppelbrechendes Mineral beobachtet werden, dessen rundliche farblose Körner sich ebenfalls zu kleinen Nestern zusammenschliessen. Die Lichtbrechung entspricht ungefähr der des Apatits; die Doppelbrechung erzeugt

zwischen gekreuzten Nikols eine graublaue Interferenzfarbe. Spaltrisse fehlen oder sind nur schwach angedeutet. Auch sonst sind keine Charaktermerkmale dieses Minerals hervortretend, die dessen sichere Bestimmung gestattet hätten. Möglicherweise handelt es sich um Apatit oder um Kordierit, welch letzterer ebenfalls häufig in solchen Glimmerquarziten anzutreffen ist.

Opake Körnchen von Magnetit finden sich überall eingestreut, besonders häufig in der Nähe turmalinreicher Zonen. Vereinzelt tritt, als prismatische Kryställchen in Turmalin und Biotit eingeschlossen, Zirkon auf.

Barrois[1]) trennt die Turmalinglimmerquarzite als selbständige Zone des nächstfolgenden Umwandlungsstadiums von den turmalinfreien Glimmerquarziten. Eine solche Klassifizierung gestatten die Kontaktverhältnisse am Kanderfirnabsturz nicht. Der Turmalin ist, seiner Bildungsweise entsprechend, stets unregelmässig über die ganze Zone der Glimmerquarzite verteilt; die Anreicherung an Turmalin auf besondern Zonen geschieht mehr in vertikalem als in horizontalem Sinne. Eine Grenze zwischen den beiden Glimmerquarziten zu ziehen, ist ganz unmöglich.

Kleinere Einlagerungen dichter, fast hornfelsartiger Partien zeigen im Dünnschliff das Bild wenig umgewandelter Tonmergel. Die kontaktmetamorphe Einwirkung beschränkt sich auf die Bildung ovaler Biotitschüppchen in der tonig-sericitischen Zwischenmasse. Diese erscheinen randlich chloritisiert und mit zierlichen Sagenitgeweben beladen. Der sedimentäre Charakter des Gesteins spricht noch deutlich aus einer Wechsellagerung toniger Partien mit körnigen quarzreichen Zonen.

In tieferem Horizonte tritt, infolge einer substanziellen Beeinflussung durch das granitische Magma, sowohl Plagioklas, wie Orthoklas in den Glimmerquarzit ein (Feldspatglimmerquarzitzone nach *Barrois*). Das sandsteinartige Aussehen verschwindet, Feldspat wiegt gegenüber Quarz vor. Aus dem Glimmerquarzit resultiert ein eigentlicher Injektionsgneis. Deutlich dokumentiert sich diese stoffliche Zufuhr in dem verschiedenen Verhalten des Biotits. Bisher haben wir die Be-

[1]) Annal. Soc. géol. du Nord. Lille 1884.

grenzung dieses Minerals in den Glimmerquarziten als eine ausschliesslich xenomorphe kennen gelernt, entsprechend seiner Rolle als Ausfüllmaterial. Wo dagegen das Strukturbild mehr ein aplitisch-körniges Aussehen annimmt, stellen sich neben der erstern Ausbildungsart kleinere idiomorph begrenzte Biotitblättchen ein, deren Färbung und Pleochroismus viel intensiver zum Ausdruck kommen.

Den feinlamellierten Plagioklas trübt fast stets beginnende Sericitisierung; Orthoklas hat sein frisches Aussehen bewahrt. Quarz und Feldspat begrenzen sich in rundlich gelappten Formen.

Turmalin in fleckenartigen Anhäufungen oder als winzig kleine schwarze Einzelkrystalle treffen wir auch in dieser Zone häufig an, jedoch mit abnehmender Menge gegen die tiefern Horizonte zu.

Zu erwähnen bleiben noch vereinzelte, nicht über handgrosse Gesteinspartien, deren Feldspat vollständig zu einem weissen talkigen Pulver (Kaolin?) zerfallen ist. Die Abgrenzung gegenüber dem unzersetzten Gestein ist eine deutliche. Die Ursache dieser Erscheinung blieb mir unbekannt.

D. Alter und Lagerungsform des Gasterengranites.

Aus den vorliegenden Untersuchungen lassen sich keine neuen entscheidenden Anhaltspunkte zur Sicherstellung des Alters des Gasterengranites gewinnen. Der heutige Stand der Kenntnisse der aarmassivischen Gesteine erlaubt uns nicht, eine Altersbestimmung der im Granit eingeschlossenen Schieferschollen aufzustellen. Nicht günstigere Auskunft geben uns die Kalkeinlagerungen, solange darin keine bestimmbaren Fossilien gefunden werden können. Die gleiche Bemerkung gilt auch für die Kontaktsandsteine. Die intensiven Gesteinsumwandlungen dynamischer und kontaktmetamorpher Natur machen es wenig wahrscheinlich, dass die Altersfrage des Granites einst auf diesem Wege gelöst werden kann.

Die Annahme einer primären Verrukanodecke über dem Granit, wie sie *Baltzer*[1]) und *Turnau*[2]) ihrer Altersbestimmung

[1]) Compte rendu, IX internat. geol. Congress, Wien 1904.

[2]) Mitteilungen d. Naturforsch. Gesellsch. v. Bern 1906.

des Granites zu Grunde legten, hat sich als irrtümlich erwiesen. Auf der ganzen Massivumrandung, mit Ausnahme der „Kontaktzone“ und vielleicht eines Teils des südöstlichen Schiefermantels, fehlt der primäre Eruptivkontakt. Der grösste Teil der heutigen Sedimentbedeckung ist durch die Dislokationsvorgänge der tertiären Gebirgsbildung auf den Granit überschoben worden. Nur an wenigen Stellen der Massivoberfläche sind die autochtonen, aber in Berührung mit dem Granit unveränderten Triasbildungen intakt geblieben, die einen Schluss auf das vortriasische Alter des Granites zu ziehen gestatten. Für eine weitergehende Altersbestimmung des Gasterengranites am Massive selbst fehlen alle Anhaltspunkte; dagegen gestattet der genetische Zusammenhang mit dem nördlichen Gneis, die dort in dieser Richtung gemachten Beobachtungen auch auf das Gasterenmassiv zu übertragen. Neben den ältern Ansichten von *Studer, Heim* und *Baltzer* haben namentlich die neuern umfangreichen und gründlichen Untersuchungen von *F. Weber*[1]) und *J. Königsberger*,[2]) die der Frage nach dem Alter und der Entstehung der aarmassivischen Eruptiva näher getreten sind, neues Licht auf die komplizierten Vorgänge bei der Bildung des Aarmassivs geworfen. Nach ihren Ausführungen erfolgte die Hauptintrusion des Granites zur Zeit der variskischen Faltung am Ende des Karbons, während ihre erste Anlage bereits praekarbonisch mit der kaledonischen Faltung vorausgegangen sein soll.

Die spättertiäre Gebirgsstauung beschränkte sich in der nördlichen Gneiszone auf eine nordwärts gerichtete Überfaltung, teilweise Faltenüberschiebung (Keilbildung), die allerdings im Gasterenmassiv nur sehr undeutlich zur Geltung kommt. Eine embryonale Keilbildung, die als eine Verdoppelung des Dolomitbandes (mit eingelagertem Granit) beobachtet werden kann, findet sich unterhalb des Fründenjoches auf der Nordseite des Gasterentales. In den mechanisch schwächern Randzonen der Nord- und Südseite lösten die tangentialen Schubkräfte schuppenartige Überschiebungen aus.

---

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XIV. Lfg. 1904.

[2]) Eclog. Geol. Helv. Vol. X. Nr. 6. 1909.

So wenig Positives sich über das Alter des Gasterengranites sagen lässt, so unbestimmt sind auch die Beobachtungen über seine Lagerungsform. Die heutige Oberflächengestaltung des Granitmassivs und ihre Beziehungen zum einhüllenden Sediment- und Schiefermantel erlauben keinen Schluss auf die ursprüngliche Erstarrungsform des Tiefengesteins zu ziehen. Mit der Annahme der genetischen Einheit von nördlichem Gneis und Gasterengranit muss die von *Baltzer* aufgestellte Hypothese eines selbständigen Gasterenlakkolithen fallen gelassen werden, ganz abgesehen davon, dass die dafür angeführten Beweisgründe ohnehin nicht als bestimmend für die Lakkolithennatur angesehen werden können.[1])

Die Ergebnisse der petrographischen und geologischen Untersuchung am Kanderfirnabsturz in Verbindung mit analogen Erscheinungen am ganzen Aussenrand der nördlichen Gneiszone lehren vielmehr, dass das granitische Magma als „mise en place" unter Aufschmelzung und teilweiser Assimilation der Salbänder batholithenartig in die Sedimentdecke (Tonschiefer, Kalke, Sandsteine(eingedrungen ist.

Eine primäre Unterlage, wie sie die Definition des Begriffes „Lakkolith" verlangt, und wie sie für die amerikanischen Lakkolithen nachgewiesen, für andere wenigstens als existierend vorausgesetzt wird, kann nirgends im Gebiete der nördlichen Gneiszone als auch nur einigermassen berechtigt angenommen werden.

---

[1]) Wie mir Herr Prof. *Baltzer* mitteilt, hat er sich in zwei jüngst gehaltenen Vorträgen (Internationaler Geologenkongress in Stockholm August 1910 und Sitzung der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, Geologische Gesellschaft September 1910) dahin ausgesprochen, dass er heute den Begriff der lakkolithenartigen Intrusivmassen in einem weitern Sinne aufgefasst wissen möchte, der sich mit der neuern *Suess*'schen Definition des Begriffes „Batholith" im grossen und ganzen deckt.

E. Zusammenfassung.

Die wichtigsten Resultate der vorliegenden geologisch-petrographischen Arbeit im Gebiet des Gasterengranites sind folgende:

Der Gasterengranit bildet trotz seinem ausgeprägten petrographischen Charakter kein selbständiges Massiv; er hat vielmehr als die direkte westliche Fortsetzung des nördlichen Gneises zu gelten, mit dem ihn auf der Nord- und Südseite petrographische Übergänge verbinden.

Die Zone der „Kontaktschollen" am Nordrand des Gneises (Assimilationszone) findet ihre Fortsetzung im Gebiet des Gasterengranites, wo sie durch schollenartige Injektionsgneise und band- oder linsenförmige Einlagerungen körniger Kalke repräsentiert wird. Mächtige turmalin- und pinitführende Pegmatitgänge mit seitlich ausschwärmenden Aplitintrusionen durchsetzen in der Streichrichtung diesen Gesteinskomplex. Auf der Südgrenze wird diese Kontaktzone durch eine mit 60° südfallende Verwerfung abgeschnitten, nördlich wird das Kontaktprofil durch Hinzutreten der Injektionszone (Biotit- [Chlorit-] Injektionsgneise, Schieferhornfelse, Kontaktsandsteine) vervollständigt. Mit den vorwiegend pneumatolytisch veränderten Kontaktsandsteinen (turmalinführenden Glimmerquarziten) schliesst das Massiv gegenüber den auflagernden, nicht veränderten Triassedimenten ab.

Differentations- und Resorptionsvorgänge bedingen im Magma einen Zerfall und schlierige Veränderung des Granites. Mit unscharfer Abgrenzung entwickeln sich nach dem Rande hin sukzessive basischere Varietäten, vom pinit- und hornblendeführenden Granit bis zum quarzfreien Glimmerdiorit.

Ausser dieser Kontaktzone am Kanderfirnabsturz fehlen sowohl auf dem übrigen Teil der Nordseite, wie der ganzen Südseite, mit Ausnahme weniger, unscharf begrenzter Schieferschollen oberhalb Kummenalp, Kontakterscheinungen.

In einem gewissen Gegensatze zu den dioritischen Randvarietäten der Kontaktzone der Nordseite steht die reichliche Entwicklung von Granitporphyr- und Quarzporphyr-

gängen auf der Südseite unterhalb des Hockenhorns und Lötschenpasses, die in diesem Teil auf eine saurere Randfacies hinweisen.

Für eine Altersbestimmung der Granitintrusion ergeben die vorliegenden Untersuchungen keine neuen oder sichern Anhaltspunkte. Im Gegenteil muss die Annahme einer primären Verrukanodecke über dem Granit, wie eine solche die frühern Altersbestimmungen voraussetzten, fallen gelassen werden. Das bis anhin in diesem Gebiete mit «Verrukano», resp. Verrukanokonglomerat, bezeichnete Gestein entspricht der mechanisch durch Dislokationsvorgänge und Verwitterung veränderten Granitoberfläche. Nach der direkten Überlagerung des Massivs mit kontaktmetamorph unveränderten Triassedimenten kann für den Granit nur ein vortriasisches Alter in Betracht kommen, das sich jedoch an Hand der gewonnenen Resultate nicht weiter präzisieren lässt. Die tertiäre Gebirgsbewegung beschränkte sich auf eine passive Hebung und Faltung des Massivs. In den mechanisch schwächern Randzonen lösten die Schubkräfte weiterhin schuppenartige Überschiebungen aus, die auf einzelnen Zonen zu einer gneisig flaserigen Ausbildung des Granites führten, in den extremsten Fällen eigentliche Reibungsbreccien erzeugten.

Über die ursprüngliche Lagerungsform konnten ebenso wenig wie über das Alter entscheidende, Anhaltspunkte gewonnen werden. Das Fehlen eines Primärkontaktes fast auf der ganzen Massivumrandung gestattet keinen Schluss auf die frühern Lagerungsverhältnisse. Für die Annahme einer lakkolithenartigen Intrusion fehlt der Nachweis einer sedimentären Unterlage, wie eine solche nach der Definition des Begriffes «Lakkolith» vorausgesetzt werden muss, auch wenn man von einer gewissen Regelmässigkeit in der Form absieht. Ein Parallelismus zwischen der Grenzfläche der Intrusivmasse und den Schichtflächen der eingeschlossenen Schiefer besteht nicht; während die Granitoberfläche sich nordwärts abdacht, fallen die Schichtflächen der eingeschlossenen Schieferzonen mit 60° südwärts ein.

Dagegen lassen die Beobachtungen in der Kontaktzone erkennen, dass das eruptive Magma unter teilweiser Aufschmelzung und Assimilation in die überlagernden Sedimente einge-

drungen ist, dabei grössere und kleinere Partien von ihrem Schichtenverbande loslösend und sie umschliessend. Gestützt auf diese Wahrnehmungen erscheint die Auffassung als „Batholith“ berechtigter, da sie in keiner Weise weder von der Form der Eruptivmasse, noch von deren Beziehungen zu den Schichtflächen des durchbrochenen Nebengesteins abhängig ist.

Schlussbemerkungen.

Verschiedene Umstände haben mich zu einem Abschlusse dieser Arbeit gedrängt. Ich will nicht verhehlen, wie sehr ich mir der vielen Mängel und Unvollkommenheiten dieser Ausführungen bewusst bin, wie wenig das überaus reiche und interessante Tatsachenmaterial dieses Gebietes, besonders der Kontaktzone, hier die gebührende Berücksichtigung gefunden hat.

Die Veränderung der Arbeitsrichtung während den Aufnahmen selbst durch die Auffindung des Kontaktgebietes, hat zu einer ganz ungleichen Behandlung des Beobachtungsmaterials geführt, deren Ausführlichkeit oder Kürze sich nicht immer mit der tatsächlichen Bedeutung der gefundenen Resultate deckt.

Leider musste ich auch wegen Zeitmangel die notwendigen vergleichenden Studien im Gebiete der nördlichen Gneiszone auf kursorische Begehungen beschränken, so dass auch nach dieser Richtung hin noch manches zu tun übrig bleibt. Die weitere, speziell petrographische Bearbeitung dieses Gebietes durch Herrn *Privatdozent Dr. E. Hugi,* im Anschluss an die Ergebnisse des Lötschbergdurchstichs wird hier manche Lücke auszufüllen vermögen.

Nur das eine möchte ich noch am Schlusse dieser Arbeit wünschen, dass es mir gelingen möge, die Aufmerksamkeit weiterer Kreise auf dieses unstreitig schönste Kontaktgebiet im Aarmassiv zu lenken.

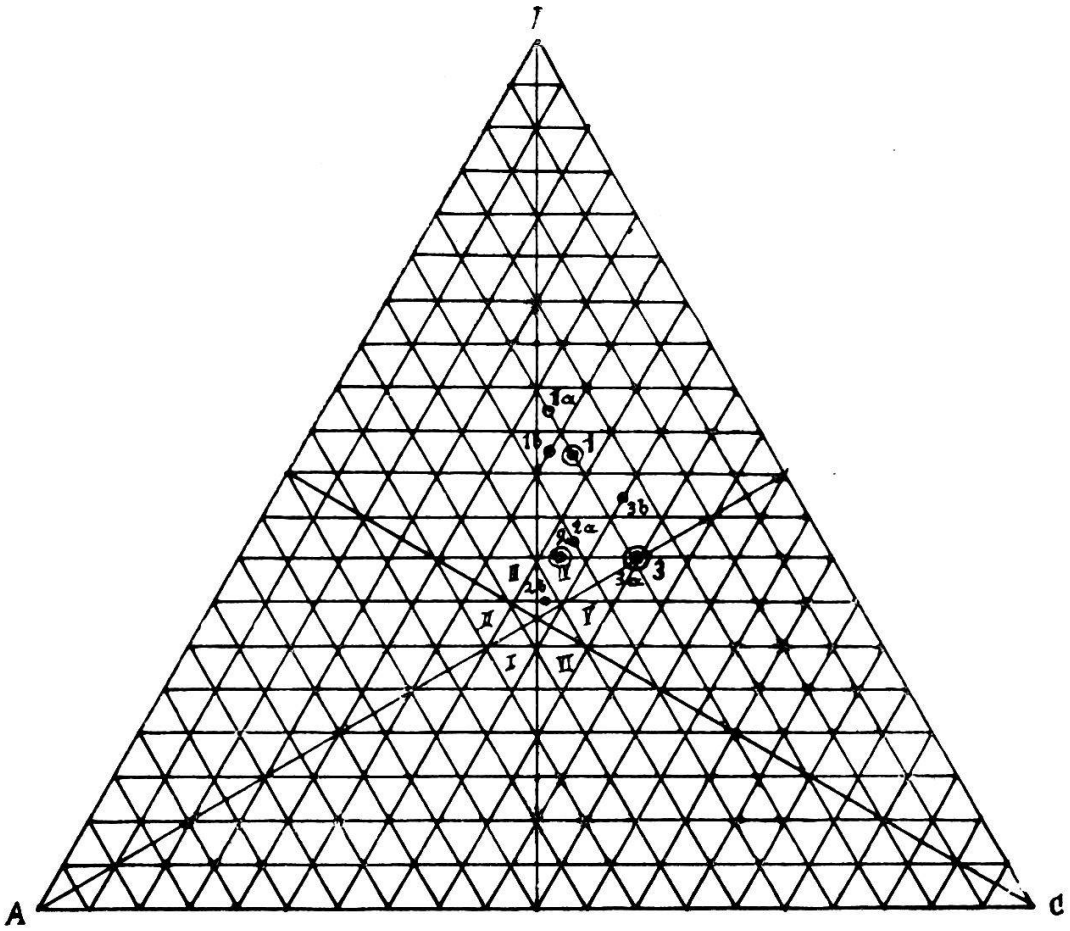


Fig. 9.

1. *Granodiorit.*
   s = 68.61, A = 4.44, C = 6.66, F = 12.11; a = 4.0, c = 5.5, f = 11.5
   n = 11.82, k = 1.32 (α Reihe).
   a) Hornblendebiotitdiorit Red Mt., Mont.
   s = 62.16, A = 5.25, C = 6.07, F = 14.97; a = 4, c = 4.5, f = 11.5; n = 6.5,
   k = 1.08 (β Reihe).
   b) Granodiorit, Donnerpass, Placer Co, Cal.
   s = 65.83, A = 5.31, C = 5.79, F = 11.82; a = 4.5, c = 5, f = 10.5;
   n = 7.0, k = 1.19 (β Reihe).
2. *Quarzglimmerdiorit.*
   s = 74.17, A = 5.22, C = 6.04, F = 7.22; a = 5.5, c = 6.5, f = 8.0;
   n = 4.31, k = 1.45 (δ Reihe).
   a) Banatit Dognacska.
   s = 70.47, A = 4.71, C = 6.07, F = 8.02; a = 5, c = 6.5, f = 8.5; n = 8.5,
   k = 1.35 (α Reihe).
   b) Quarzglimmerdiorit Val Moja, Adamello.
   s = 74.05, A = 5.03, C = 5.35, F = 5.19; a = 6.5, c = 7, f = 6.5; n = 7.2,
   k = 1.39 (β Reihe).
3. *Glimmerdiorit.*
   s = 72.41, A = 4.35, C = 8.53, F = 8.36; a = 4.0, c = 8.0, f = 8.0; n = 3.49,
   k = 1.40 (δ Reihe).
   a) Gabbro Whiteface Mt. NY.
   s = 39.30, A = 4.87, C = 10.28, F = 10.36; a = 4, c = 8, f = 8; n = 8.7,
   k = 0.98 (α Reihe).
   b) Gabbro Torfhaus bei Harzburg.
   s = 60.04. A = 5.76, C = 8.91, F = 12.62; a = 3.5, c = 7, f = 9.5; n = 7.6,
   k = 0.90 (α Reihe).

Erklärung zu Tafel I.

Fig. 1. *Granitporphyr,* „Simmeln".
Die Photographie gibt absichtlich eine Stelle wieder, in der die pegmatitisch struierte Grundmasse stärker vorwaltet und die korrodierten Quarze den Übergang zu den eigentlichen Quarzporphyren erkennen lassen.
Polar. Licht. Vergr. 18 fach.

Fig. 2. *Quarzporphyr,* „Simmeln".
Orthoklaszwilling, pegmatitisch mit Quarz durchwachsen.
Polar. Licht. Vergr. 30 fach.

Fig. 3. *Pegmatit,* Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.
Mikroperthit und Quarz in pegmatitischer Durchwachsung.
Polar. Licht. Vergr. 18 fach.

Fig. 4. *Kontaktkalk,* Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.
Pflasterstruktur. Kalkspat mit Pyroxen, Phlogopit und Apatit.
Polar. Licht. Vergr. 18 fach.

Fig. 1.

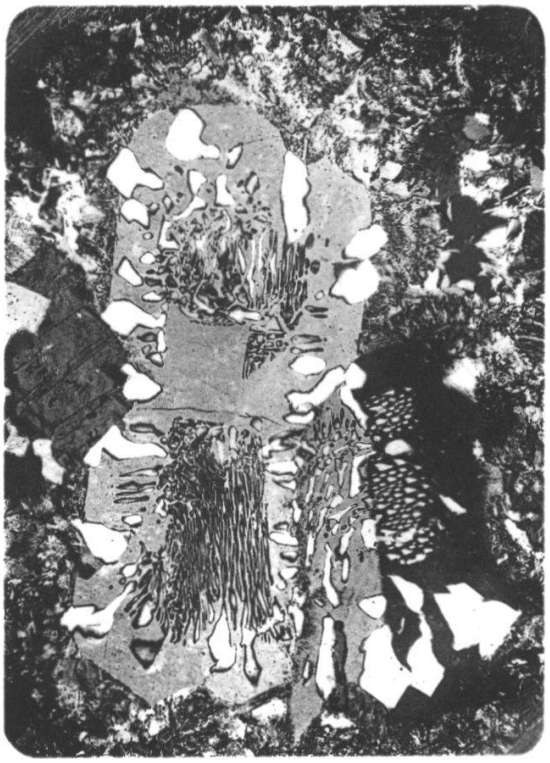


Fig. 2.

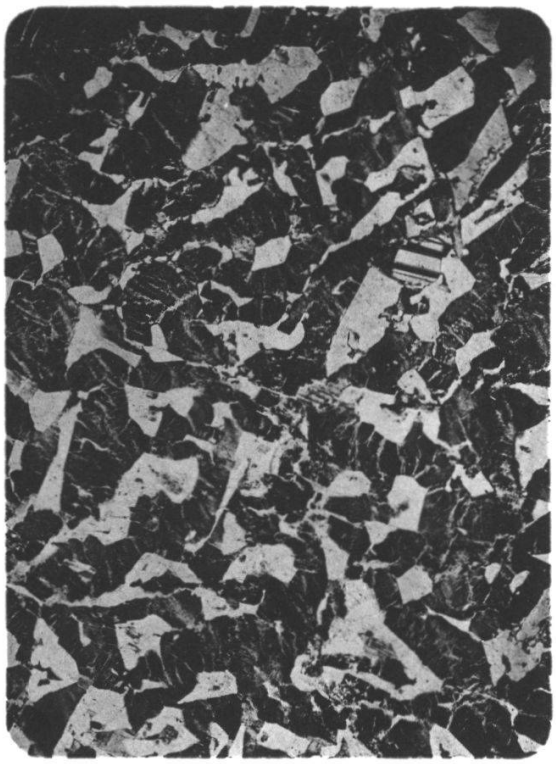


Fig. 3.

Fig. 4.

Erklärung zu Tafel II.

Fig. 5. *Wollastonitfels,* Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.
Siebstruktur. Wollastonit von Pyroxen, Vesuvian und Granat durchwachsen.
Polar. Licht. Vergr. 18 fach.

Fig. 6. *Aufgeblätterter Biotit,* aus der Kontaktsandsteinzone am Kanderfirnabsturz.
Gewöhnl. Licht. Vergr. 12 fach.

Fig. 7. *Glimmerquarzit,* Kontaktsandstein am Kanderfirnabsturz.
Wabenstruktur. Zwischenmasse im obern Teil des Bildes gänzlich „biotitisiert". Die Turmaline heben sich wegen ihrer Dunkelheit wenig vom Biotit ab. Anwachsstreifen der Quarze stellenweise (oben) deutlich sichtbar.
Gewöhnl. Licht. Vergr. 12 fach.

Fig. 8. *Turmalinquarzit,* Kontaktsandstein am Kanderfirnabsturz. Die feinkörnige Zwischenmasse besteht ausschliesslich aus Turmalin. Polar. Licht. Vergr. 12 fach.

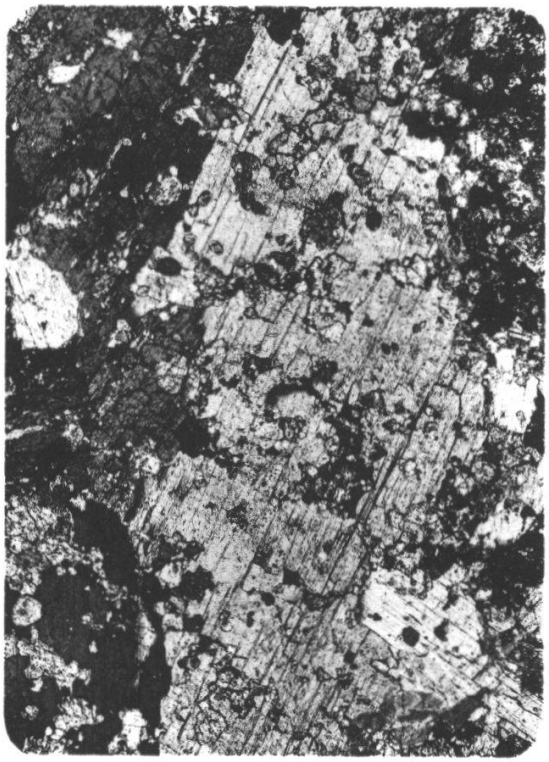


Fig. 5.

Fig. 6.

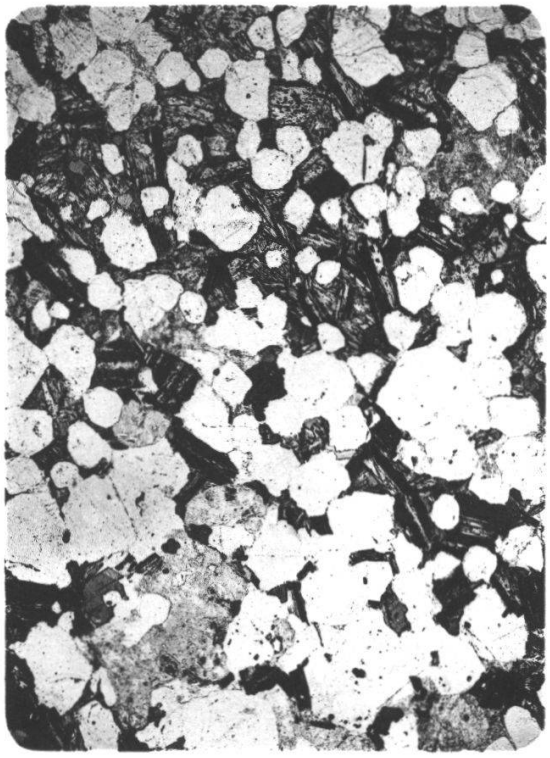
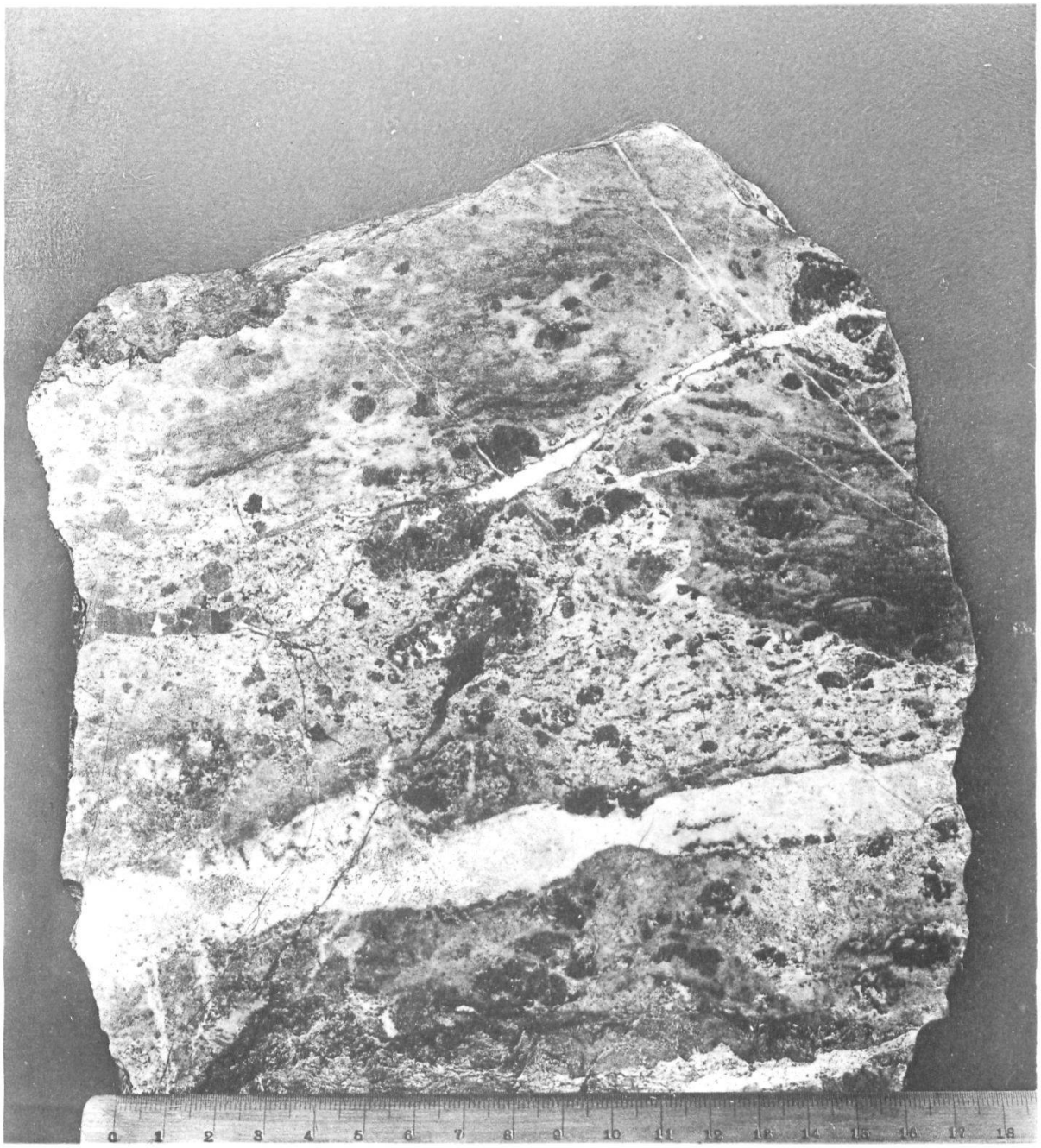
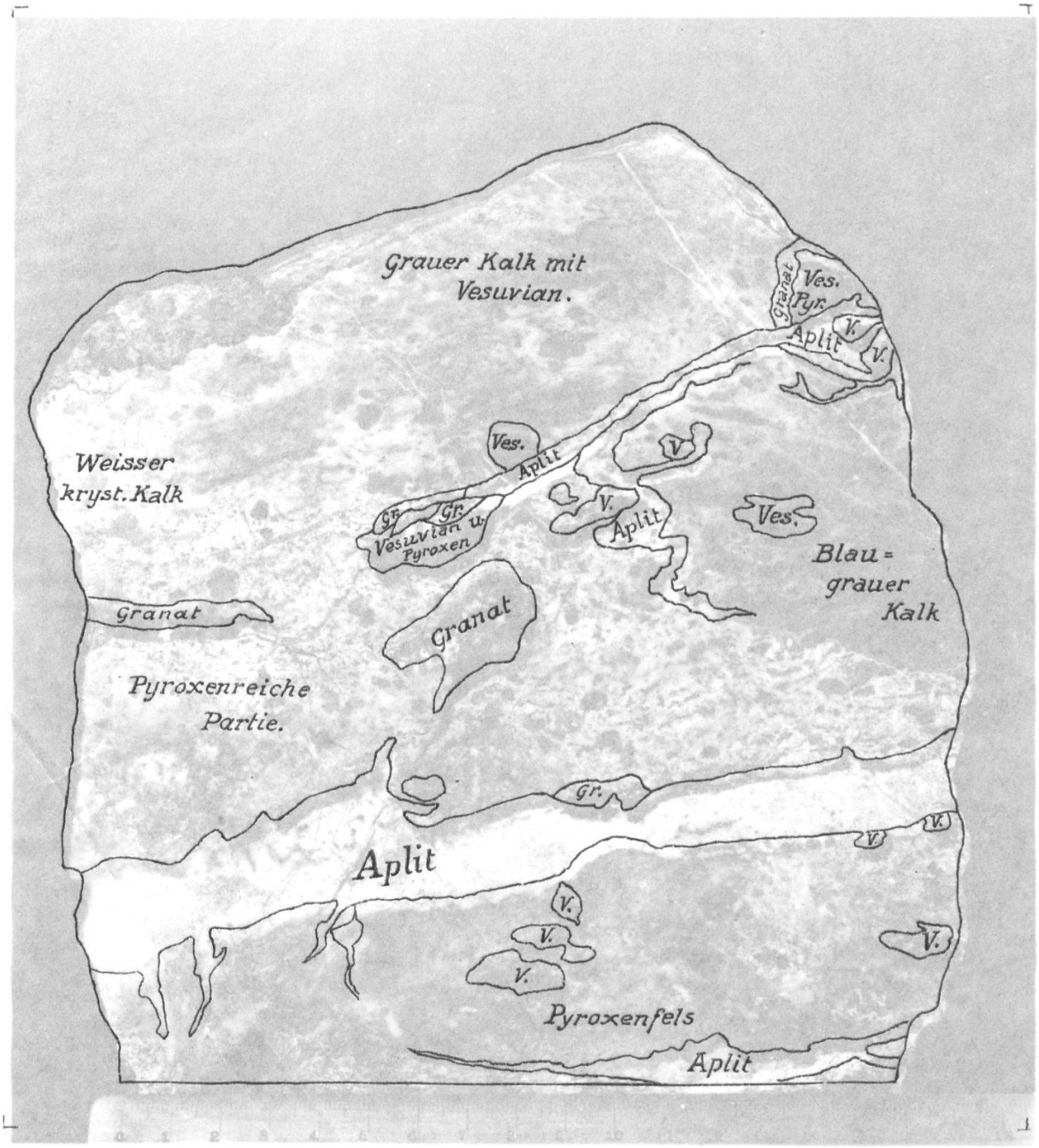


Fig. 7.

Fig. 8.



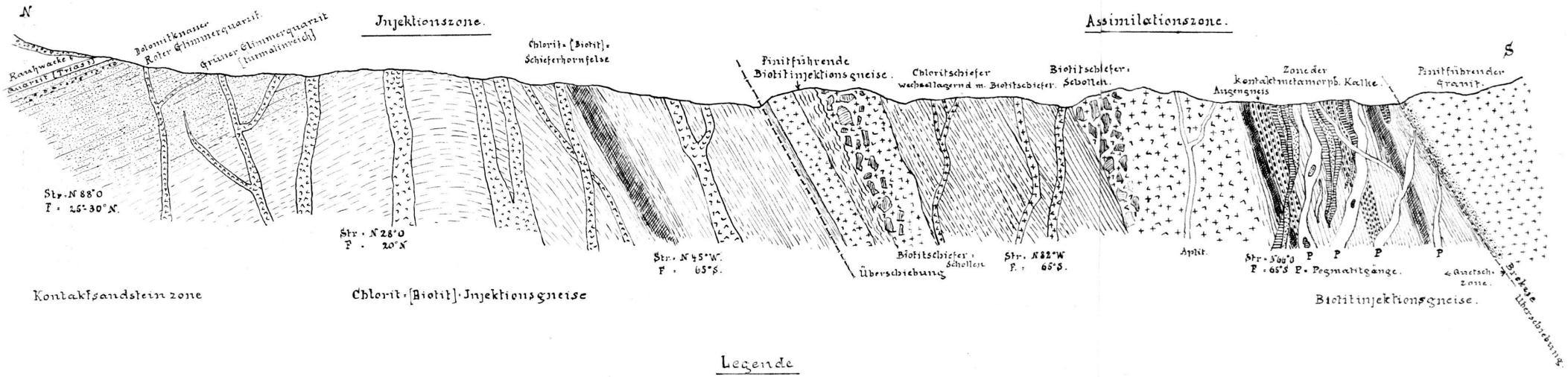
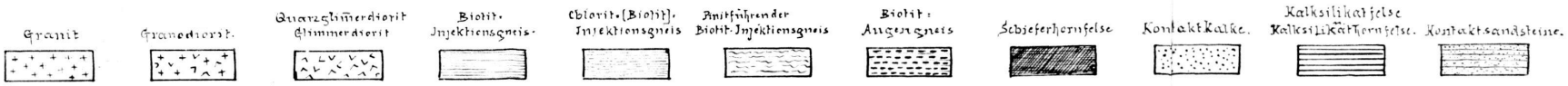
Kontaktkalk mit Aplitintrusionen; Kanderfirnabsturz.



Kontaktkalk mit Aplitintrusionen; Kanderfirnabsturz.

Profil durch die Kontaktzone am Kandersfirnabsturz.

Massstab ca 1:100



Legende