

Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

philosophischen Fakultät (mathematisch-naturwissenschaftliche
Sektion) der Universität Zürich

von

Hans Peter Cornelius

aus München.

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. U. Grubenmann.



STUTTGART.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.

1912.

Separat-Abdruck aus dem Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. Beil.-Bd. XXV.

Druck von Carl Grüniger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Petrographische Untersuchungen
in den Bergen zwischen Septimer-
und Julierpass.

Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass.

Von

Hans Peter Cornelius aus München.

Mit 1 Textfigur und 1 Karte (Taf. XIX).

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	375
I. Tektonischer Überblick	380
II. Sedimentäre Gesteine	384
III. Die Gneise und Phyllite der Malojaserie	389
IV. Granitische Gesteine	396
V. Metamorpher Quarzporphyr (Nairporphyr)	407
VI. Ophiolithische Gesteine	415
a) Gabbro	420
b) Gesteine der Diabasfamilie	426
1. Die Augitchloritschiefer	429
2. Die typischen Epidotchloritschiefer	433
3. Die albitfreien Epidotchloritschiefer	436
c) Serpentin	440
VII. Erscheinungen der Kontaktmetamorphose, bewirkt durch die ophiolithischen Gesteine	442
a) Endomorphe Kontaktbildungen	442
b) Exomorphe Kontaktbildungen	443
1. Kontaktderivate der Gesteine der Malojaserie	444
2. Kontaktderivate der Kalksteine und Dolomite	457
α) Ophicalcit	468
β) Die Kontaktmarmore	474
γ) Die Kalksilikatfelse	477
Schluß	495

Einleitung.

Das Gebiet, über dessen petrographische Durchforschung im folgenden berichtet werden wird, zeigt auf der Karte ungefähr die Gestalt eines rechtwinkligen Dreiecks, dessen Hypotenuse durch die Strecke Silvaplana—Casaccia gebildet wird, während die Linie Bivio—Silvaplana die längere, die Septimerroute die kürzere Kathete darstellt. Auf allen drei Seiten ist es also von wichtigen Paßlinien begrenzt; und nach drei Seiten auch entsendet es seine Gewässer: Auf der Nordwestseite fließen sie durch das Oberhalbstein hinaus nach dem Rhein und zur Nordsee; die den Südost- und Ostabhängen entströmenden Bäche speisen den Inn, um schließlich das Schwarze Meer zu erreichen, und diejenigen des Südabfalls entführt die Maira zum Po und durch ihn zur Adria. Auf dem Longhinpaß treffen die drei Flußgebiete zusammen: es ist das hydrographisch wichtigste Zentrum der Alpen.

Der höchste Gipfel des untersuchten Gebietes ist der Piz Lagrev 3169 m, der prächtig wilde Geselle, der die Nordseite des Silsersees beherrscht und dessen nadelgeschmückte Grate jedem aufmerksamen Besucher von Maloja unvergeßlich sein dürften. Selbst der schimmernden Eiswelt der Bernina- und der gigantischen Felswildnis der Badile-Gruppe gegenüber verliert er seine Geltung nicht ganz, samt einigen seiner Trabanten. Aber trotzdem, und trotz der herrlichen Schau, welche sie gewähren auf jene noch großartigeren Nachbarn sowohl, als nach Westen und Norden hinaus in fast unermessliche Fernen, und auf das seengeschmückte Engadin zu Füßen — trotz alledem werden unsere Berge selten aufgesucht. Außer auf den großen und vielbegangenen Paßwegen ringsum sowie der Umgebung des Piz Longhin und des gleichnamigen Passes trifft man selten einen Menschen; ja einzelne Hochtälchen mögen Jahre hindurch unbetreten bleiben — ein ungestörter Tummelplatz einzelner Gemen und zahlloser Murmeltiere. Es ist dies auch ein Vorzug dieser Berge: sowie man die großen Heerstraßen verläßt, betritt man in der Regel die unberührte Wildnis.

Wie überhaupt, so wurde auch von Geologen und Petrographen unser Gebiet bisher nur wenig aufgesucht. Gleichwohl blickt dasselbe auf eine fast hundertjährige Erforschungsgeschichte zurück.

L. v. BUCH¹ ist es, dem wir die ältesten Nachrichten darüber verdanken. Der „Syenit“ des Julier mit seinen auffallenden grünen Feldspäten und der Serpentin waren die Gesteine, welche seine Aufmerksamkeit besonders erregten. Während v. BUCH das Gebiet nur flüchtig gestreift hatte, wurde dasselbe zweieinhalb Jahrzehnte später von A. ESCHER VON DER LINTH und B. STUDER² zum erstenmal einer eingehenden Untersuchung unterzogen. In ihrer Publikation darüber sind eine Menge treffliche Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse enthalten — so war ihnen die Auflagerung der Granitmasse des Piz Gravasalvas—Piz Materdell auf sedimentäre Schichten wohl bekannt, und die großen Züge des ganzen Aufbaus des Engadiner Abhangs sind recht treffend dargestellt; in petrographischer Beziehung dagegen herrscht ein unsicheres Tasten — wie das nicht weiter wundernehmen kann, da sich doch die geognostische Forschung jener Zeit fast als einzigen Hilfsmittels der makroskopischen Betrachtung zu bedienen genötigt war. Die makroskopische Beschaffenheit mancher Gesteine ist jedoch sehr charakteristisch wiedergegeben — so ist z. B. der später zu besprechende „Hyänenmarmor“ nach der Beschreibung (p. 65) sofort wieder zu erkennen, ein Gestein, das seitdem merkwürdigerweise in seiner Besonderheit von niemand mehr gewürdigt wurde.

Das Jahr 1857 bringt eine eingehende Arbeit von G. VOM RATH³, hauptsächlich petrographischen Inhalts. Dieselbe bezieht sich vorwiegend auf das nördlich angrenzende Gebiet des Piz d'Err, von dessen Gesteinen verschiedene Analysen angeführt werden. Das Hauptinteresse des Autors gilt einerseits den granitischen Gesteinen, deren verschiedene Varietäten ausführlich beschrieben werden, anderseits den „grünen Schiefen“, deren verschiedenartige Natur aus den mitgeteilten Analysen hervorgeht — man pflegte eben damals den Radiolarit mit den eruptiven Grünschiefern zusammenzuwerfen, und Analyse 4 bezieht sich jedenfalls auf einen solchen. Das Dunkel, das über der Genesis all dieser Gesteine

¹ L. v. BUCH, Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. Abh. d. Berl. Akad. 1814. p. 106.

² A. ESCHER und B. STUDER, Geologische Beschreibung von Mittelbünden. Neue Denkschr. d. schweizer. naturf. Ges. III. 1839.

³ G. VOM RATH, Geognostische Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1857. p. 211, u. Nachträge 1858. p. 199.

schwebte, wurde freilich auch nicht gelüftet: „Die Verknüpfungen, welche in unserem Gebiete die verschiedenen kristallinen Gesteine mit mannigfachen Schiefen und diese sämtlich unter sich zeigen, machen es wahrscheinlich, daß Granit, Syenit und Diorit zusammen mit Gneis und Schiefer nur verschiedene Modifikationen in der chemischen Zusammensetzung und im Gefüge eines Schichtsystems darstellen“ (p. 231).

1866 erschien sodann, nachdem eine kürzere Mitteilung des nämlichen Autors vorausgegangen war¹, im zweiten Teile von G. THEOBALD's² umfassender Arbeit dasjenige Werk, auf Grundlage dessen intensive Arbeit im südlichen Graubünden eigentlich erst möglich wurde. In unserem Gebiete fußt THEOBALD wesentlich auf den Beobachtungen von ESCHER und STUDER, welche in der Hauptsache bestätigt, doch auch in mancher Hinsicht erweitert und vertieft werden. In speziell petrographischer Beziehung freilich bietet THEOBALD für unser Gebiet sehr wenig Neues.

Erst 20 Jahre später fiel neues Licht auf letzteres. K. DALMER³ bewies durch Auffindung von Schiefereinschlüssen in den Oberengadiner Graniten deren eruptive Natur und durch Entdeckung von Bruchstücken derselben in dem Verukanokonglomerat des Piz Nair bei St. Moritz ihr vorpermisches Alter.

Die Arbeit von K. DIENER⁴ bringt in petrographischer Beziehung nichts von Bedeutung.

1889 tritt plötzlich unser sonst so wenig bearbeitetes Gebiet in den Vordergrund des Interesses, indem sich die Kunde verbreitete, es sei am Piz Longhin der in den Alpen so lange vergebens gesuchte Jadeit gefunden worden. Es entstanden mehrere Arbeiten⁵

¹ G. THEOBALD, Der Septimerpaß und dessen Umgebung. Jahresber. d. naturf. Ges. Graubünden IX. 1864. p. 66.

² G. THEOBALD, Geologische Beschreibung des südlichen Graubündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. III. 1866.

³ K. DALMER, Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1886. p. 139.

⁴ K. DIENER, Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien 1888. p. 606.

⁵ E. v. FELLEBERG, Über Jadeit vom Piz Longhin, Bergell. Dies. Jahrb. 1889. I. p. 103 ff.; Über ein neues Nephritoid aus dem Bergell, Mitt. naturf. Ges. Bern. 1889. p. 219. — C. RAMMELSBURG, Über den Vesuvianfels vom Piz Longhin, dies. Jahrb. 1889. I. p. 219. — F. BERWERTH, Vesuvian-Pyroxenfels des Piz Longhin. Ann. d. k. k. naturhist. Hofmuseums Wien. IV. 1890. p. 87. — U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910. p. 260.

über das fragliche Gestein, welche übereinstimmend zu dem Resultate führten, daß die auf der Südseite des Piz Longhin und im Flußbette der Maira gefundenen Blöcke desselben nicht aus Jadeit, sondern aus Vesuvian-Pyroxenfels bestehen. Auch daß derselbe am Kontakt von Serpentin und Kalk ansteht und ein kontakt-metamorphes Umwandlungsprodukt des letzteren darstellt, wurde als wahrscheinlich ausgesprochen.

In den letzten zwei Jahrzehnten wurde unser Gebiet von A. ROTHPLETZ¹ im Verlaufe seiner über den ganzen Westrand der Ostalpen sich erstreckenden Untersuchungen mehrfach kurz aufgesucht. Für diese Arbeiten waren fast ausschließlich tektonische Gesichtspunkte maßgebend, doch ist darin auch mancherlei enthalten, das uns an dieser Stelle interessiert, besonders über die geologischen Verbandsverhältnisse des Serpentin etc., worauf jeweils an den betreffenden Stellen Bezug genommen werden soll.

Seither erschien noch eine kurze Notiz von E. KÜNZLI², in welcher Angaben über die petrographische Zusammensetzung der Granitmasse des Piz Lagrev gemacht werden.

Das letzte Jahr endlich brachte noch eine Notiz von G. STEINMANN³, auf welche an späterer Stelle näher eingegangen werden soll.

Bei den großen Fortschritten, welche sowohl unsere Kenntnis vom Bau der Alpen als auch die Petrographie, speziell die Lehre von der Metamorphose, in den letzten Jahrzehnten zu verzeichnen hatte, war die Erwartung berechtigt, daß die Neuuntersuchung eines seit fast einem halben Jahrhundert nicht mehr eingehend bearbeiteten Gebietes eine Menge des Interessanten zutage fördern werde. Daher bin ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. ALBERT HEIM, sehr dankbar dafür, daß er meine Aufmerksamkeit auf diese Berge lenkte. Beabsichtigt war eine vollständige geologische Untersuchung und Kartierung mit starker Berück-

¹ A. ROTHPLETZ, Geologische Alpenforschungen. München. I. 1900. II. 1905; — Geologischer Führer durch die Alpen. BORNTÄGER'S Sammlung geologischer Führer X. Berlin 1902.

² E. KÜNZLI, Geologische Beobachtungen im Juliermassiv. Ecl. geol. helv. 1907.

³ G. STEINMANN, Über Serpentinkontakt am Longhinpaß. Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte 1911 zu Karlsruhe. I, 2. p. 377.

sichtigung der petrographischen Gesichtspunkte. Auf dieselbe verwendete ich insgesamt etwa dreizehn Wochen in den Sommern der Jahre 1910 und 1911. Die kolossalen Schneefälle Ende September und Anfang Oktober des letzteren, sonst so günstigen Jahres bereiteten leider der Arbeit im Felde ein vorzeitiges Ende. Solchermaßen war es mir nicht möglich, die Kartierung und die Aufnahme aller tektonischen Einzelheiten zum Abschluß zu bringen; indessen bot die petrographische Untersuchung so viele interessante Resultate, daß es wohl gerechtfertigt sein mag, wenn ich letztere hiermit der Öffentlichkeit übergebe.

Mein Hauptaugenmerk galt der Aufgabe die verschiedenen metamorphen Gesteine in die GRUBENMANN'sche Systematik der kristallinen Schiefer einzuordnen und zu untersuchen, in welcher Weise die verschiedenartigen Metamorphosen von dem tektonischen Bau des Gebirges abhängen. Deshalb schicke ich der Darstellung der petrographischen Ergebnisse voraus einen kurzen Überblick der tektonischen Verhältnisse, wie dieselben sich nach meinen Untersuchungen darstellen. Eine ausführliche Begründung wird freilich erst bei späterer Gelegenheit erfolgen können; doch ist eine Modifikation dieses tektonischen Bildes in seinen wesentlichen Zügen durch die noch ausstehenden Einzelheiten jedenfalls ausgeschlossen. Die geologische Spezialkarte wird ebenfalls erst später erscheinen; einstweilen mag die schematisch gehaltene Kartenskizze Taf. XIX zur Orientierung dienen. Zur rein topographischen Übersicht benütze man die SIEGFRIED-Blätter 517, 518, 520 und 521 in 1 : 50 000, oder den Überdruck Berninapaß des Topographischen Atlas der Schweiz.

Die mikroskopischen und chemischen Untersuchungen, auf welche die folgenden Ausführungen sich stützen, wurden ausgeführt im mineralogisch-petrographischen Institut der eidgenössischen Technischen Hochschule zu Zürich. Stets hatte ich mich dabei zu erfreuen der regen Anteilnahme und freundlichen Unterstützung von seiten meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. U. GRUBENMANN, welchem ich für alle mir gewidmete Mühe an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche. Desgleichen möchte ich Frl. Dr. L. HEZNER hier bestens danken für die Einführung in die quantitative Gesteinsanalyse, für die sorgfältige Ausführung dreier Analysen, sowie für mancherlei gute Ratschläge.

I. Tektonischer Überblick¹.

In dem untersuchten Gebiet lassen sich drei Decken unterscheiden. Die oberste derselben — ich will sie **Julierdecke** nennen — besteht, soweit dieselbe für uns in Betracht kommt, ausschließlich aus Granit (**Juliergranit**), sowie den mit diesem verknüpften syenitischen, dioritischen und quarzporphyrischen Gesteinen; auch Gneise kommen darin vor. Dahin gehört die hohe, gletschertragende Gebirgsmasse des Piz Lagrev, Piz Polaschin, Piz della Colonnas; westlich der Fuorela da Gravasalvas durch die Erosion eine Strecke weit abgetragen, findet sie noch eine Fortsetzung in der isolierten klippenartigen Masse des Piz Materdell und Piz Gravasalvas, deren Aufsitzen auf den Sedimenten der Unterlage schon 1839 von **ESCHER** und **STUDER** und seitdem wiederholt beschrieben wurde². Letzteres Stück der Julierdecke hat einen höchst komplizierten inneren Bau, indem dasselbe nicht nur von etlichen **Verwerfungen** durchsetzt wird, sondern auch seinerseits wieder aus mehreren — wenigstens zwei, wahrscheinlich drei — **Schuppen** besteht, welche flach übereinander weggeglitten und in die Unterlage hineingestoßen scheinen. Zonen von Gesteinen der letzteren, in höchst verworrener Lagerung und mit allen Anzeichen starker Pressung, markieren die Trennungsflächen der einzelnen Schuppen.

Die nächsttiefere Decke wurde vom Verfasser (a. a. O.) **Barde lladecke** genannt; sie ist identisch mit der **Errdecke** von **F. ZYNDEL**, welcher letzterer Name auch im folgenden für dieselbe gebraucht werden soll. Sie enthält an ihrer Basis ebenfalls Granit; darüber folgt ein mächtiger **Komplex von vortriadischem Alter**, bestehend aus grauen Phylliten und Glimmerschiefern, einem grünen diabasartigen Gestein, metamorphem Quarzporphyr, violetten sericitischen Schiefern, sowie mehr oder weniger veränderten Quarziten, Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern. Die **Trias** beginnt mit (nur stellenweise vor-

¹ Vergl. **H. P. CORNELIUS**, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich angrenzenden Gebieten. Centralbl. f. Min. etc. 1912. No. 20. p. 632. — **F. ZYNDEL**, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge. XLI. 1912.

² **ESCHER** und **STUDER**, a. a. O. p. 64 ff. — **G. THEOBALD**, a. a. O. p. 109 ff. — **K. DIENER**, a. a. O. p. 617. — **A. ROTHPLETZ**, Alpenführer. p. 178 f. Alpenforschungen. II. p. 108 ff.

handenem) Buntsandstein; darüber folgen mächtige Rauhwacken und Dolomit; der letztere ist meist nicht weiter zu gliedern, doch finden sich lokal rote Sandsteine (= Raibler Schichten?¹) knapp über seiner Basis eingelagert. Rhät ist in Form von grauen Kalken mit unbestimmbaren Bivalven, Lias in Gestalt von grauen kalkigen Schiefen, Echinodermenkalken und polygenen Breccien vorhanden; Radiolarienhornsteine und Schiefer (in Val d'Agnelli), wohl dem Malm zuzurechnen, bilden das jüngste Glied der Schichtreihe. Vollständig entwickelt ist letztere nur in den Bergen nördlich der Julierstraße²; die Gesamtmächtigkeit dortselbst mag 800—1000 m betragen. Dort liegt eben die Errdecke verhältnismäßig ruhig ihrer Unterlage auf; in unserem eigentlichen Untersuchungsgebiet dagegen erscheint sie der letzteren in Form mehrerer gewaltiger liegender Synklinalen eingefaltet; damit geht Hand in Hand eine enorme Reduktion der Mächtigkeit, verbunden mit Ausfall ganzer Schichtreihen. Unter der Juliergranitüberschiebung auf der Nordseite von Piz Materdell — Piz Gravasalvas trifft man noch in Linsen auseinandergerissen, Dolomit und vortriadische Gesteine, höchstens einige Meter mächtig, als letzte Spur der ausgewalzten Errdecke³.

Die beiden besprochenen Decken gehören dem ostalpinen System an; die dritte, tiefste, ist identisch mit der rhätischen Decke im Sinne von STEINMANN⁴. Sie setzt sich zusammen aus einem gewaltigen Komplex von Gneis und schwarzen Phylliten, welche unter dem Namen der Malojaserie zusammengefaßt seien; Quarzit, Rauhwacke und Dolomit der Trias, in im Vergleich zur Ausbildung in der Errdecke sehr reduzierter Mächtigkeit; grauen Kalk- und Tonschiefern, mit Einlagerungen von kompaktem Kalk (Bündnerschiefer-ähnliche Fazies), vermutlich dem Lias angehörig; eigentümlich gebänderten Marmoren („Hyänenmarmor“) und als jüngstem Glied auch hier wohl oberjurassischen, Radiolarien führenden Hornsteinen und Tonschiefern,

¹ F. ZYNDEL, a. a. O. p. 15.

² Hier und im folgenden, so oft von der Julierstraße die Rede ist, ist stets deren höchstgelegene Strecke zwischen Bivio und Silvaplana zu verstehen.

³ Die Selbständigkeit der Errdecke sowohl der Julierdecke als auch ihrer Unterlage gegenüber ist bereits auf THEOBALD'S Karte, in der Region nördlich des Julierpasses, wohl zu erkennen.

⁴ G. STEINMANN, Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. 16. 1906. p. 20.

welche bisher in der Regel als Verrukano oder Sernifit bezeichnet wurden. Dazu treten als besonders charakteristisch für diese Decke die ophiolithischen Eruptivgesteine, bezw. Umwandlungsprodukte von solchen: Serpentin, Gabbro, Diabas, „Grünschiefer“, sowie Kontaktprodukte derselben.

Was den inneren Bau der rhätischen Decke betrifft, so zerfällt dieselbe in drei, tektonisch von einander ziemlich unabhängige Komplexe. Der innerste besteht, als kristalliner Kern vorwiegend aus den vortriadischen Gesteinen der Malojaserie — es ist dies die gewaltige Gneis- und Phyllitmasse, welche den Abhang ob dem Silsersee von Crap da Chüern westwärts bis Maloja zusammensetzt, die ganze Südseite des Piz Longhin von Casaccia bis fast zum Gipfel aufbaut, gegen Westen den Septimerweg bei Sassello battuto erreicht, um über die Grenzen unseres Gebietes hinaus sich noch weiter fortzusetzen. Diese Gneismasse wird zerteilt durch mehrere Synklinalen von Trias und Lias, schon von weitem an der hellen Farbe ihrer Felswände kenntlich (Crap da Chüern, Motta radonda etc.). Dieselben zeigen zum großen Teil einen äußerst komplizierten Bau, indem der Triasdolomit in einzelne Linsen auseinandergerissen ist, zwischen welchen sich die dunkeln Liaskalke und -Schiefer hindurchwinden, während Gneis in teilweise kilometerlangen, aber nur wenige Meter mächtigen Bänken dazwischengreift. Wie ein Mantel legt sich um diesen Gneiskern, im allgemeinen ohne in dessen Teilsynklinalen einzutreten, der zweite Komplex, wesentlich aus Ophiolithen bestehend. Ansehnlich entwickelt vom Silsersee nordöstlich Crap da Chüern bis zur Ova del Mulin oberhalb Blaunca, geht er von dort bis zum Longhinsee auf ein schmales Band zusammen, um darauf am Piz Longhin und westlich davon wieder einen beträchtlichen Raum einzunehmen. Auf der Südwestseite der Motta da Sett ist die Umhüllung der nordwärts gerichteten Stirne der Gneisantiklinale durch die grünen Gesteine wahrzunehmen und letztere treten auch im Liegenden des Gneises bis wenig westlich von Casaccia zutage. Auf der Nordseite unseres Gebietes erscheinen sie als tiefstes aufgeschlossenes Glied bis hinab nach Bivio an vielen Stellen, und auch an der Julierstraße bis Boegia aufwärts. Der oberste Komplex endlich umfaßt die jurassischen Schiefer, Marmore und Hornsteine, mit Beteiligung einiger Lappen von Triasdolomit an der Basis. Er erscheint in vereinzelt auf-

schlüssen inmitten der gewaltigen Schutthalden auf der Südseite des Piz Lagrev, zusammenhängender südlich der Fuorela da Gravasalvas; von da bis zum Longhinsee, bei offenbar sehr reduzierter Mächtigkeit vollständig unter Schutt verborgen, gewinnt er weiter westlich (Fuorela da Longhin, Motta da Sett) wieder gewaltig an Ausdehnung. Auf der Nordseite gehören dazu die ganzen W.- und N.-Hänge der Kette Piz Materdell-Piz Gravasalvas unterhalb der granitischen Gipfel, sowie der südliche Teil und die Gipfel von Roccabella und Piz d'Emmat; endlich ein Zug von äußerst reduzierter Mächtigkeit auf der Alp al Lago und bis hinab nach Boegia, zwischen den liegenden Ophiolithen und der Errdecke im Hangenden. Verschiedene Keile dringen von dieser Schiefermasse aus in die hangende Errdecke nahezu horizontal ein: der unterste streicht dem W.- und N.-Fuß des Piz d'Emmat entlang aus und setzt sich fort bis südlich gegenüber der Alp Surganda; der zweite bildet das vom Gipfel des Piz d'Emmat nordwärts sich herabsenkende Plateau, der letzte endlich läßt sich von der Fuorela da Gravasalvas bis auf die Nordseite des gleichnamigen Sees unter den Granitwänden des Piz Lagrev verfolgen. — Schließlich sei noch erwähnt, daß auch im verkehrten Schenkel der rhätischen Decke, am Aufstieg von der Alp Maroz dura gegen den Septimer, die Gesteine unseres Schieferkomplexes wieder erscheinen.

Daß diese drei Komplexe tatsächlich Bestandteile einer einheitlichen Decke sind, erhellt aus der, besonders im Falle der beiden tieferen sehr innigen Verknüpfung derselben untereinander. Denn einerseits finden sich zahlreiche Schuppen von Gneis — z. T. ununterscheidbar vom typischen Malojagneis — innerhalb des ophiolithischen Komplexes; andererseits tritt an einer Stelle auch ein kleiner Serpentinstock mitten im Gneis auf; und daß diese Verbindung wirklich eine primäre ist bezeugen die Kontaktmetamorphosen, welche der Gneis sowohl wie die ihn begleitenden Kalke in Berührung mit dem Serpentin erlitten haben.

Im ganzen stellt also nach meiner Auffassung — um diese kurz zu rekapitulieren — die rhätische Decke eine große liegende bzw. flach nach Norden tauchende Gneisfalte dar; unbekümmert um deren Teilung durch mehrere enggepreßte Synklinalen legen sich darum die grünen

Gesteine an der Stelle, wo man die Trias erwarten sollte; die wirkliche Trias bleibt teils beim Gneis, teils geht sie mit den oberen schieferigen Partien, welche sich abgelöst und unabhängig von der Unterlage in Falten gelegt haben, in welche auch die nächsthöhere Decke mit einbezogen ist.

In der Streichrichtung der Faltenachsen herrscht in unserem Gebiete ein ziemlich regelmäßiges Gefälle gegen E, von durchschnittlich etwa 20°, doch lokal erheblich steiler; infolgedessen kommen gegen W immer tiefere tektonische Elemente zum Vorschein. Eine Störung dieser Regelmäßigkeit bringt nur die nochmalige Einsenkung der Julierdecke westlich von P 2928 mit sich, welcher die Klippe des Piz Materdell und Piz Gravalvas ihre Erhaltung verdankt. Die oberen Partien der rhätischen Decke sind dort fast vollständig ausgequetscht, deren kristalliner Kern bleibt jedoch gänzlich unbeeinflusst, so daß er mit dem Granit der Julierdecke östlich vom Longhinsee fast in direkte Berührung kommt.

Der Übersicht halber sei die Schichtfolge der verschiedenen Decken, soweit ich dieselbe bei meiner noch mangelhaften Bekanntschaft mit den Nachbargebieten, speziell dem Gebiete des Piz d'Err, übersehen kann, in der folgenden Tabelle (p. 385) nochmals zusammengestellt.

II. Sedimentäre Gesteine.

Die verschiedenen Sedimentgesteine sollen hier nur ganz kurz besprochen werden, soweit dieselben vom spezifisch petrographischen Standpunkte aus Interesse bieten, d. h. insbesondere soweit als sich an denselben Anzeichen von Metamorphose bemerklich machen.

In erster Linie ist hier zu nennen der Dolomit der Trias. In der rhätischen sowohl wie in der Errdecke ist er gleich ausgebildet: gelblichweiß, lokal auch ziemlich intensiv rot von Farbe, grobbankig, normalerweise dicht und vollkommen massig. Ein kleiner Kieselsäuregehalt findet sich in Form von mikroskopischen Quarzkörnchen beigemengt; außerdem ist stets Quarz als Ausfüllung von Klüften vorhanden und zwar manchmal in Gestalt eines das ganze Gestein durchziehenden Netzwerkes. Öfters ist auch ein geringer Tongehalt nachweisbar. Auf Druck-

	Julierdecke	Errdecke	Rhätische Decke
Malm	Sedimentäre Auflagerung bisher unbekannt.	Radiolarit	Radiolarit
Lias		Echinodermenkalke, Polygene Breccien, Graue Kalkschiefer	„Hyänenmarmor“ Graue Kalk- und Tonschiefer mit Kalkbänken (z. T. kristallin, reich an Glimmer)
Trias		Graue Rhätkalke Dolomit lokal mit roten Mergelschieferzwischenlagen Raibler Sandstein Dolomit	Dolomit, höchstens 80 m (z. T. marmorisiert)
		Rauhwanke mit Einlagerungen von Dolomit, sehr mächtig Buntsandstein	Rauhwanke, einige m; meist fehlend
Paläozoicum		Grüne und rote Tonschiefer, Sandsteine, Konglomerate Nairporphyr Tuffe? Diabas? Quarzit und phyllitische Schiefer	Quarzit
Kristalline Unterlage	Granit, Syenit, Diorit etc., Gneis	Granit	

Ophiolithische Intrusivgesteine: Gabbro, Serpentin, Diabas, „Grünschiefer“

einwirkung reagiert der Dolomit in der Regel durch einfaches Zerbrechen: nach verschiedenen Richtungen von ebenflächigen Klüften durchsetzt, zerfällt er beim Zerschlagen in ein Haufwerk polyedrischer Stücke. Wohl bei sämtlichen Dolomitvorkommnissen unseres Gebietes ist diese Erscheinung in stärkerem oder schwächerem Grade vorhanden. In Fällen besonders starker Pressung jedoch kann das Gestein deutlich schiefrig werden, indem dünne Sericithäute in Abständen von einigen Millimetern zur Ausbildung

gelangen; sowohl in den Quetschzonen unter der Überschiebung des Juliergranits und in enggepreßten Synklinalen der Err-decke (Lej da Gravalvas), als auch in solchen der rhätischen (Motta radonda etc.) läßt sich gelegentlich eine derartige Beobachtung machen. In den tiefsten Teilsynklinalen der rhätischen Decke endlich (Südseite des Piz Longhin; Crep blanc) begegnet man nicht selten einer vollständigen Umkristallisation zu feinkörnigem Dolomitmarmor; damit verbunden ist zuweilen die Ausbildung einzelner größerer Glimmerblättchen.

Während der Dolomit in den meisten Fällen eine eigentliche Metamorphose nicht erkennen läßt, haben die liasischen Kalkschiefer sowohl in der Err- als auch besonders in den oberen Partien der rhätischen Decke fast durchgehends einen Kalkphyllit-ähnlichen Habitus angenommen: dunkle feinblättrige sericitische mehr oder minder kalkreiche Schiefer wechseln mit scheinbar kompakten Kalkbänken von oft nicht unbedeutendem Quarzgehalt, welche indes beim Zerschlagen ebenfalls stets eine deutliche Schieferung erkennen lassen. Die Korngröße bleibt im allgemeinen so unbedeutend, daß man das Gestein als dicht bezeichnen muß. An Stellen besonders intensiver mechanischer Einwirkung (Quetschzonen unter Piz Materdell etc.) findet sich sehr reichliche Sericitenentwicklung, oft verbunden mit Ausbildung von Clivage nach verschiedenen Richtungen. In den tieferen Partien der rhätischen Decke — Teilsynklinalen der Motta radonda etc. — ändert sich der Charakter der Metamorphose: bedeutende Kornvergrößerung bedingt eine schon makroskopisch deutlich sichtbare Kristallinität; die Quarzkörner treten infolgedessen auch deutlich hervor und verleihen angewitterten Flächen ein eigentümlich sandiges Aussehen; heller Glimmer stellt sich in reichlicher Menge ein — teils in regelmäßig parallelen Lagen, wodurch das Gestein eine vollkommen schieferige Textur erhält, teils dasselbe in flaserig gewellten, enggescharten Häuten durchziehend. Übrigens scheint auch der Quarz an relativer Menge hier häufig zugenommen zu haben, dem weniger veränderten Gestein gegenüber — vielleicht infolge von Wegführung von gelöstem CaCO_3 bei der tektonischen Reduktion des Lias auf geringe Bruchteile seiner normalen Mächtigkeit? Dolomitkonglomerate oder -Breccien mit kalkigem Bindemittel, welche die Liasschiefer begleiten, sind in den Synklinalen der Motta radonda ebenfalls

vollkommen schieferig geworden, unter Auswalzung der Dolomitbruchstücke zu dünnen flachen Linsen.

Weiterhin finden sich in unserem Gebiet, und zwar der rhätischen Decke angehörig, eigentümlich gebänderte Marmore, welche stratigraphisch zwischen den eben besprochenen Liasschiefern und dem Radiolarit ihren Platz finden. Ich möchte für das Gestein wegen der charakteristischen Streifung seiner Anwitterungsflächen den Namen „Hyänenmarmor“ anwenden. Es ist ein normalerweise feinkörniger, makroskopisch noch eben als kristallin zu erkennender Kalk mit sehr geringfügigem Dolomitgehalt, bestehend aus abwechselnden, einige Millimeter mächtigen Lagen von rötlicher, gelblicher oder weißer Färbung einerseits, von blaßgrünlicher anderseits; die letzteren treten auf angewitterten Flächen als braune, rauhe Streifen erhoben hervor. Als Ursache dieser Erscheinung erkennt man im Dünnschliff einen wechselnden Gehalt an Quarz und Sericit, welcher in den rötlichen etc. Lagen sehr geringfügig, in den grünlichen zunimmt bis zur fast vollständigen Verdrängung des Calcits. Der Sericit tritt sowohl in Form winziger Schüppchen auf, regellos zwischen den anderen Gemengteilen verstreut, als auch zu parallelen Membranen vereinigt, welche die grünlichen Lagen transversal durchsetzen, an deren Grenzen aber plötzlich aufhören. Offenbar liegt der Bänderung eine primäre Substanzverschiedenheit zwischen den verschiedenartigen Lagen zugrunde und die Metamorphose ist in den oberen Partien der rhätischen Decke nicht stark genug gewesen, um dieselbe zu verwischen. Nur an Stellen besonders intensiver Pressung geschieht dies, und zwar durch Ausbildung von zahlreichen, mit Sericit bedeckten Clivageflächen, verbunden mit erheblicher Vergrößerung des Kornes. Substanzwanderungen müssen hierbei eine Rolle gespielt haben; und die Folge ist ein unregelmäßiges Sichdurchdringen des grünen und des hellen calcitischen Materials; die Anwitterungsflächen erhalten nun ein eigentümlich zerfressenes Aussehen. Suchen wir endlich in den tieferen Partien der rhätischen Decke nach Äquivalenten des Hyänenmarmors, so stoßen wir innerhalb der Liasschieferzüge vom Crap da Chüern bis zum Piz dal Sass verschiedentlich auf einen hellen, schieferigen kristallinen Kalk mit geringem Gehalt an Quarz und reichlichem an farblosem oder blaßgrünlichem Glimmer. Das Gestein schließt sich ungezwungen an das vorerwähnte Umwandlungsstadium des

Hyänenmarmors an und könnte sehr wohl aus letzterem durch Sammelkristallisation hervorgegangen sein. Einen Beweis für diese Annahme kann ich indessen leider nicht erbringen.

Der Radiolarit der rhätischen Decke bietet für den Petrographen ziemlich wenig Interesse. Es ist ein Komplex von roten, grünen, grauen und violetten Hornsteinen und Schiefen, welche in Schichten von einigen Zentimetern oder Dezimetern Mächtigkeit miteinander wechsellagern. Metamorphose läßt sich daran nur in schwachem Maße beobachten; sie kommt zum Ausdruck in der Entstehung minimaler Sericithäute auf den Schichtfugen und einer geringfügigen Umkristallisation der Hornsteine, welche die Schalenstruktur der — in Umrissen im Dünnschliff noch kenntlichen — Radiolarien verwischt, doch niemals so weit führt, daß man das Gestein nicht mehr als makroskopisch dicht bezeichnen müßte. In den tieferen Partien der rhätischen Decke habe ich keinen Radiolarit mehr gefunden. Interessant sind die Manganerze, welche dem Radiolarit stellenweise in großer Menge eingelagert sind. Es sind linsenförmige Massen von im Maximum vielleicht 1 m Länge und 10 cm Mächtigkeit; im Kern bestehen dieselben aus braungrauem Fe- und Mn-Carbonat, während an der Oberfläche stets Oxydation zu Braunstein und Limonit stattgefunden hat, wodurch eine dicke, braunschwarze Kruste entstanden ist. Die Mn-Erze von Roffna im Oberhalbstein, welche von TARNUZZER und BODMER-BEDER¹ untersucht und beschrieben wurden, treten offenbar in ganz analoger Weise auf. Ich kann mich aber nicht der Meinung des letztgenannten anschließen, daß das Erz das Umwandlungsprodukt eines „sehr feldspatarmen und erzreichen, mikrogranitischen Ganggesteins“ sei; eine derartige Deutung steht in vollkommenem Widerspruch mit den zu beobachtenden Lagerungsverhältnissen. Vielmehr bin ich der Ansicht, daß dasselbe syngenetischer Entstehung ist und ein Äquivalent der Mn-Erzkonkretionen in dem rezenten roten Tiefseeton darstellt.

Die Echinodermenkalke und polygenen Breccien des Lias kann ich an dieser Stelle füglich übergehen als für den Petrographen

¹ TARNUZZER und BODMER-BEDER, Die Manganerze bei Roffna im Oberhalbstein (Graubünden). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893. Heft 6. p. 234. TARNUZZER, NUSSBERGER, LORENZ, Notice sur quelques gisements métallifères du Canton des Grisons. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden 43. 1900. p. 22.

ohne wesentliches Interesse, ebenso die klastischen Gesteine des „Verrukano“.

Erwähnt werden mögen hier zum Schluß noch graue und grüne phyllitartige Schiefer, welche ich nur in den Quetschzonen unter der Juliergranitüberschiebung gefunden habe; eine stratigraphische Einreihung ist folglich unmöglich. Mikroskopisch lassen sich darin nur einzelne Quarzkörnchen erkennen inmitten einer undefinierbaren äußerst feinkörnigen „Grundmasse“. Möglicherweise handelt es sich gar nicht um ein normales Sediment, sondern um eine mylonitische Bildung.

III. Die Gneise und Phyllite der Malojaserie.

Unter dem Namen „Majolaserie“ fasse ich den gewaltigen Komplex von Gneisen und Phylliten zusammen, welcher, wie wir oben (p. 382) bereits sahen, den kristallinen Kern der rhätischen Decke zusammensetzt. Die Verbreitung der hierher gehörigen Gesteine innerhalb der Grenzen unseres Gebiets wurde im wesentlichen schon angegeben; hinzuzufügen wäre noch das Vorkommen auf der Halbinsel Chasté bei Sils.

Die Gesteine der Malojaserie erscheinen makroskopisch recht vielgestaltig. Der typische „Malojagneis“ — das schöne Gestein, welches in verschiedenen Steinbrüchen, z. B. unmittelbar neben dem Hotel Piz Longhin in Maloja abgebaut wird — ist charakterisiert durch eine vorzüglich ausgeprägte Paralleltexur. Sie wird hervorgebracht durch das regelmäßige Alternieren weißer Lagen von sehr feinkörniger bis dichter Beschaffenheit, etwa 1—2 mm mächtig, mit dünnen Häuten eines lichtgrünen bis blaßgrünlichgrauen Glimmers. Letztere bedingen die vollkommene Spaltbarkeit des Gesteins. Eine kleine Störung der Regelmäßigkeit wird nur hervorgebracht durch regellos eingestreute Individuen von Feldspat, von 2—3 mm Kantenlänge bei dicktafliger Ausbildung. Auf dem Querbruch fallen dieselben vermöge ihrer glänzenden Spaltflächen sofort in die Augen, wogegen sie sich auf dem Hauptbruch nur durch die von ihnen veranlaßten Ausbauchungen der Glimmerlagen bemerklich machen.

Beim Abstieg von Maloja ins Bergell konstatieren wir, daß das beschriebene Gestein rasch seinen Charakter ändert, indem die einsprenglingsartigen Feldspäte an Größe zunehmen bis zu einem Durchmesser von über 1 cm; gleichzeitig nehmen sie eine

die linsenförmige Gestalt an, so daß man das Gestein als Augengneis bezeichnen muß; die regelmäßige Paralleltexur bleibt dabei im wesentlichen erhalten. In anderen Fällen geht indes auch diese verloren, um einer unregelmäßig flaserigen Beschaffenheit Platz zu machen.

In entgegengesetzter Richtung führt eine andere Reihe von Übergängen von dem Ausgangsgestein zu einem feinblättrigen Sericitschiefer, indem die Feldspat-Porphroblasten an Größe abnehmen, zurücktreten und schließlich verschwinden, womit ein Überhandnehmen der grünen glimmerigen Lagen gegenüber den weißen Quarz-Feldspatmassen verbunden ist, bis endlich die letzteren für das unbewaffnete Auge vollständig unsichtbar werden. Das Resultat ist ein hellgrüner sericitischer Schiefer; wie alle ähnlichen Gesteine zeigt er häufig intensive Streckungs- und Fältelungserscheinungen. Auch tiefblaugrün gefärbte Gesteine finden sich, aus welchen bloß einzelne Partien von hellem Glimmer aufglänzen, während die Farbe auf eine starke Beteiligung chloritischer Mineralien an der Zusammensetzung hinweist.

Damit ist indessen die Reihe der verschiedenen Typen noch keineswegs erschöpft. Vielmehr entwickelt sich aus den verschiedenen Gliedern der Reihe vom normalen Malojagneis zum sericitischen Schiefer eine weitere Gesellschaft durch Aufnahme eines dunklen Pigments. Vor dem Lötrohr längere Zeit geglüht, verschwindet das letztere; es dürfte wohl als graphitische Substanz zu deuten sein. Es kommen damit einerseits Gesteine zustande, bestehend aus einem Wechsel von 1—2 mm mächtigen quarzitischen Lagen, grau bis graubraun gefärbt, mit schwarzgrauen sericitischen Häuten; andererseits glänzende, schwarzgraue Sericitphyllite von feinblättriger Textur. Letztere erinnern auffallend an manche karbonischen Phyllite der helvetischen und penninischen Alpen derart, daß ich nach Pflanzenabdrücken und Kohleschmitzen zu suchen veranlaßt war — jedoch bisher ohne Erfolg. Diese dunkeln Gesteine haben in meinem Gebiet ihren Verbreitungsbezirk ausschließlich in den oberen Partien der Majolaserie, woselbst sie mit den kohlefreien Gesteinen derselben vielfach wechsellagern; auch scheinen sie beschränkt auf die höchsten der Schuppen, in welche der Kern der rhätischen Decke sich zerlegen läßt (vergl. oben p. 382).

Endlich muß noch erwähnt werden, daß sich auch Übergänge finden von Gliedern der Malojaserie zu einem blaßgrünen bis weißen Quarzit, indem die Glimmerlagen zurücktreten, ohne indes jemals vollständig zu verschwinden. Dieser Quarzit ist von gleichmäßig feinkörniger Beschaffenheit, bricht nach den parallelen Glimmerlagen in Platten von einigen Zentimetern Dicke, welche ihrerseits nach zahlreichen, in den verschiedensten Richtungen sich schneidenden, auffallend ebenflächigen Querklüften in polyedrische Stücke zerfallen. Das Gestein tritt nur sehr sporadisch auf, besonders am Crep blanc (P 2394 der Siegfried-Karte); stets liegt es an der oberen Grenze der Malojaserie und wird von Triasdolomit überlagert, ist wohl auch selbst bereits in die Trias zu stellen.

Wie die Zusammengehörigkeit der sämtlichen hier erwähnten Gesteine makroskopisch durch vielfache Übergänge dokumentiert wird, so zeigt sie sich auch in einem ziemlich einheitlichen Charakter des mikroskopischen Bildes. Es erscheint daher tatsächlich angebracht, die ganze Serie der Malojagesteine als Einheit zu betrachten, wie solches an dieser Stelle geschieht.

Wir beginnen wieder mit dem typischen Gestein von der Malojapaßhöhe. Dasselbe zeigt unter dem Mikroskop vorzüglich ausgeprägte Kristallisationschieferung; die Struktur ist porphyroblastisch mit granoblastischem bis lepidoblastischem Grundgewebe — je nachdem man mehr die Quarz-Feldspat- oder die Glimmerlagen ins Auge faßt. Die letzteren bestehen ausschließlich aus *Muscovit*, und zwar in Form nicht von sericitischen Häuten, sondern von wohl individualisierten relativ großen Blättchen mit gut entwickelter Basisfläche. Die gute Spaltbarkeit nach letzterer, gerade Auslöschung, hohe Licht- und Doppelbrechung lassen Zweifel an der Glimmernatur des Minerals nicht aufkommen; insbesondere konnte in diesem Gestein kein Chlorit nachgewiesen werden. Die makroskopisch grünliche Färbung muß also ausschließlich durch den Glimmer bedingt sein, an welchem man auch im Dünnschliff einen ganz blaßgrünen Ton bemerkt, verbunden mit Absorption $c > a$; um Einschlüsse von Zirkon herum erscheinen pleochroitische Höfe von lebhaft wein- oder zitronengelber Farbe. Im konvergenten Lichte beobachtet man recht wechselnde Größe des Achsenwinkels, welche auf 0 herabsinken, anderseits aber auch nicht unbeträchtliche Werte erreichen kann. Das Mineral dürfte seiner Zusammensetzung nach vielleicht

in die Nähe des Phengits zu stellen sein. Die makroskopisch weiß erscheinenden Lagen bestehen aus einem Gemenge von Quarz, bei welchem das fast vollständige Fehlen kataklastischer Erscheinungen besonders zu betonen ist, und Albit in ungefähr gleichen Mengenverhältnissen. Beide lassen sich bei aufmerksamer Betrachtung nach dem Relief leicht unterscheiden, während Spaltbarkeit und Zwillingsbildung, wie so häufig, bei dem Albit meist nicht wahrnehmbar sind. Auch Kalifeldspat tritt auf, gewöhnlich durch Mikroklingitterung gut gekennzeichnet; wo letztere fehlt (anscheinend nur in solchen Fällen), sind seine Individuen nicht selten erfüllt von winzigen parasitischen Glimmerblättchen. Ohne scharfe Abgrenzung leiten diese Mikroklina des Grundgewebes zu den großen Feldspatporphyroblasten; diese zeigen die Gitterung gewöhnlich nur fleckenweise verteilt und sind häufig perthitisch durchwachsen mit saurem, Zwillingslamellierung zeigenden Plagioklas. Die äußere Umgrenzung ist bei ihnen ganz unregelmäßig, ja man beobachtet mitunter eine vollständige Zerstückelung des Porphyroblasten, hervorgebracht durch hindurchsetzende Partien des Grundgewebes — eine Erscheinung, die indessen mit Kataklase nichts zu tun hat. An Nebengemengteilen ist besonders Zirkon zu erwähnen: winzige, farblose Körnchen, optisch einachsig, welche fast stets im Glimmer eingeschlossen und durch pleochroitische Höfe in demselben, wie schon erwähnt, gekennzeichnet sind. Außerdem ist Apatit vorhanden in vereinzelt, relativ großen Körnern von unregelmäßiger Umgrenzung. Magnetit und Pyrit finden sich auch, jedoch sehr spärlich.

Die mehr unregelmäßig flaserigen Gesteine bieten dem eben beschriebenen gegenüber wenig Abweichendes. Hervorzuheben wäre nur eine Verwischung der schönen Paralleltexur, die auch im mikroskopischen Bilde einem mehr flaserigen Gefüge Platz macht, verbunden mit stärkerem Hervortreten kataklastischer Phänomene: Biegung von Glimmerblättern, undulöse Auslöschung von Quarzen und Feldspäten ist hier öfters zu konstatieren; diese Erscheinungen sind vielleicht auf Deformationen zurückzuführen, welchen das Gestein erst nach vollendeter Umkristallisation unterworfen wurde. Ferner fand ich in einem Schliff eines hierher gehörigen Gesteins sonst nicht beobachtete Übergemengteile: farblose, isotrope Körner von hoher Lichtbrechung (Granat?) und gleichfalls farblose und

stark lichtbrechende, aber zweiachsige und auch stark doppelbrechende Körnchen (Epidot?) von sehr geringer Größe; beide liegen gewöhnlich eingebettet in den großblättrigen Glimmermassen.

In dem hellgrünen sericitischen Schiefer sind alle erwähnten Hauptgemengteile in derselben Weise vorhanden wie selbige oben beschrieben wurden, mit Ausnahme des Mikroklin, welcher mit dem Verschwinden der porphyroblastischen Struktur ebenfalls ausbleibt. Dafür tritt als wesentlicher Gemengteil neu hinzu Chlorit mit kräftigem Pleochroismus ($\alpha = \beta$ blaugrün, $c =$ blaßgelbgrün), niederen, doch normalen Interferenzfarben, gerader Auslöschung. Er findet sich häufig in paralleler Verwachsung mit Muscovit. Das Mengenverhältnis von Quarz zu Albit erscheint nicht unwesentlich zuungunsten des letzteren verschoben; am Quarz sind kataklastische Spuren nicht ganz selten wahrzunehmen, doch stets nur schwach. Die Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Magnetit, Pyrit sind auch hier vorhanden; dazu kommen noch durch Leukoxen getrübe Anhäufungen eines nicht genau zu bestimmenden Titanminerals. — In struktureller Beziehung entspricht dies Gestein dem Grundgewebe der porphyroblastischen Typen, jedoch mit dem Unterschiede, daß eine scharfe Trennung von Muscovit-Chloritlagen einerseits und Quarz-Feldspatlagen andererseits nicht besteht; vielmehr sind den letzteren Glimmer- und Chloritblätter teils einzeln, teils in zusammenhängenden Massen sehr reichlich beigemischt. — Die Textur ist kristallisationsschieferig.

Die makroskopisch dunkelgrünen Gesteine entsprechen auch ziemlich gut dem eben beschriebenen mikroskopischen Bilde; erwähnt muß werden, daß Chlorit, dessen reichliches Vorhandensein die Färbung des Gesteins vermuten läßt, nur recht spärlich auftritt, wogegen der blaßgrünliche Glimmer ganze Partien allein zusammensetzt.

Nun fehlen uns noch die dunklen, phyllitischen Gesteine. Auch hier finden sich die Hauptgemengteile mit wenig veränderten Eigenschaften wieder. Muscovit, stets mit dem manchmal allerdings kaum wahrnehmbaren, blaßgrünlichen Farbton und Chlorit, hier mit anomalen, gelbgrauen Interferenzfarben, bilden parallele, oft flaserig-gewellte Züge. Sehr oft sind beide Mineralien parallel miteinander verwachsen; nicht selten finden sie sich zu Paketen von länglicher Form vereinigt, deren Längs-

richtung der Schieferung parallel orientiert ist, während die einzelnen Blättchen, woraus sie bestehen, dazu quer liegen. Quarz und Albit bilden, mit zahlreichen unregelmäßig eingestreuten Chloritblättchen zusammen, granoblastische Aggregate, worin der Albit sowohl der Menge als der Größe seiner Individuen nach ganz bedeutend zurücktritt. Von Nebengemengteilen sind wieder Apatit, Magnetit, Titanit zu nennen; an Übergemengteilen finden sich Epidotkörnchen, gelegentlich größere Anhäufungen bildend, sowie derjenige, welcher dem Gestein sein makroskopisch auffallendstes Kennzeichen verleiht: das dunkle Pigment. Letzteres tritt in staubfeiner Verteilung sowohl über das ganze Gestein verstreut auf, als besonders konzentriert in den Glimmerlagen. In einem hierher gehörigen Gestein fanden sich als Begleiter der letzteren opake, manchmal schön sechseckige, sonst unregelmäßige, mitunter stark „verschmierte“ Blättchen, welche im Schliff parallel zur Schieferungsebene sehr lebhaft blaugraue, metallische Reflexe geben. Unzweifelhaft handelt es sich hierbei um Graphit; ob derselbe jedoch als normaler Bestandteil des Gesteins angesehen werden darf oder einer Kontaktmetamorphose seine Entstehung verdankt — das einzige mir bekannte Vorkommen stammt aus der Nachbarschaft des Serpentin —, müßte erst durch ausgehntere Untersuchungen festgestellt werden. — Gegenüber den kohlefreien Gesteinen der Malojaserie ist in unserem Falle die Korngröße im Durchschnitt sehr beträchtlich gesunken, sowohl was die Glimmer- und Chloritblätter als auch was die Quarz- und Feldspatkörner anlangt. Bezüglich der Struktur gilt das oben Gesagte: sie ist lepidoblastisch, wenn man die Chloritglimmerlagen, granoblastisch, auch blastopsammitisch, wenn man die Quarz-albitmassen in erster Linie betrachtet. Je nachdem die einen oder die anderen vorherrschen, hat das Gestein mehr den Charakter eines Sericitphyllits oder den eines Quarzits mit phyllitischen Zwischenlagen.

Wie aus dieser Beschreibung hervorgehen dürfte, kann an der sedimentären Natur des zuletzt behandelten Gesteins nicht gezweifelt werden. Aber auch die übrigen Glieder der Malojaserie scheinen mir rein sedimentären Ursprungs zu sein; es spricht hierfür sowohl das mikroskopische Strukturbild als auch die Verknüpfung der verschiedenartigen Gesteine durch alle möglichen Übergänge. Speziell in den porphyroblastischen und augen-

gneisigen Varietäten glaubte ich auf Grund des makroskopisch gewonnenen Eindrucks eine aplitische Injektion erwarten zu sollen — die Untersuchung der Dünnschliffe bestätigte diese Erwartung keineswegs. Als einzige Stütze einer solchen Annahme könnte die Mikroklingitterung der Kalifeldspäte betrachtet werden. Doch ist diese Erscheinung nach GRUBENMANN¹ in Verbindung mit perthitischer Struktur (Entmischung!) bei kristallinen Schiefen der mittleren Zone überhaupt verbreitet und darf wohl als Druckwirkung angesehen werden.

Eine vollständige chemische Untersuchung der Gesteine der Malojaserie habe ich nicht durchgeführt; bloß von dem porphyroblastischen Hauptgestein von der Malojapahöhe habe ich eine Analyse angefertigt. Die rein sedimentäre Natur der mehr phyllitischen Typen steht ja ohnehin vollkommen fest. Das Resultat der Analyse war folgendes:

Analyse I.	Mol.-%	Werte nach OSANN-GRUBENMANN:	
SiO ₂ 75,09	} 82,1	S = 82,1	M = 0,0
TiO ₂ —		A = 7,2	T = 1,0
P ₂ O ₅ 0,17		C = 0,6	K = 1,8
Al ₂ O ₃ 13,62	8,8	F = 1,3	
Fe ₂ O ₃ —	—		
FeO 0,96	} 0,9		
MnO 0,02			
MgO 0,22	0,4	Projektionswerte:	
CaO 0,50	0,6	a = 15,5	
K ₂ O 4,91	3,4	c = 1,5	
Na ₂ O 3,61	3,8	f = 3,0	
H ₂ O unter 110° 0,06	—		
Glühverlust 1,05	—	Spez. Gew. 2,675	
	100,21	100,0	

Der vorliegende Chemismus stimmt zwar ziemlich überein mit dem eines Aplits, läßt sich jedoch auch mit demjenigen eines tonigen oder feldspatführenden Sandsteins in Einklang bringen. Der in dem reichlich vorhandenen Glimmer gebundene geringe Tonerdeüberschuß ist leider nicht bedeutend genug, um für die letztere Möglichkeit als beweisend gelten zu können. Das eine ergibt sich jedenfalls mit voller Sicherheit, daß das Gestein nach der GRUBENMANN'schen² Systematik der kristallinen Schiefer zu

¹ Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. 82. 150.

² U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910.

deren erster Gruppe, den Alkalifeldspatgneisen zu stellen ist — wie bereits das Resultat der mikroskopischen Untersuchung erwarten ließ.

Was die Zonenstellung der Malojagesteine betrifft, so können über die Zugehörigkeit der phyllitischen — und überhaupt der homöoblastischen — Typen zu der obersten Zone keine Zweifel bestehen; bezüglich der porphyroblastischen dagegen steht zunächst nur fest, daß dieselben wie im Terrain, so auch in bezug auf ihre Zonenzugehörigkeit eine tiefere Stellung einnehmen. Dagegen mag man schwanken, ob sie noch den tiefsten Partien der obersten oder bereits der mittleren Zone anzugliedern seien. Für die erstere Annahme würde sprechen die Anwesenheit des gleichen Glimmers, welchen die mehr phyllitischen Gesteine auch enthalten; das Fehlen von Kataklasten am Quarz, sowie die Beständigkeit des Kalifeldspats sind dagegen besser mit einer Zugehörigkeit zur mittleren Zone zu vereinbaren. Ich glaube also zu der Annahme berechtigt zu sein, daß die tieferen, vorzugsweise porphyroblastisch bzw. als Augengneise entwickelten Partien der Malojagesteine etwa an den Übergang von der obersten zur mittleren Zone zu stellen seien.

IV. Granitische Gesteine.

Eine eingehende Behandlung der Granite der Julierdecke und ihrer mannigfaltigen, syenitischen, dioritischen und porphyrischen Begleiter lag außerhalb des Rahmens meiner Aufgabe. Eine Untersuchung der Granitmasse des Piz Lagrev und Piz Polaschin ist ohnehin bereits von anderer Seite seit längerer Zeit in Angriff genommen worden¹. Nur auf bestimmte Umwandlungserscheinungen werde ich weiter unten ausführlich zu sprechen kommen.

Dagegen erfordert ein anderes Granitvorkommen unseres Gebietes eine eingehendere Betrachtung, weil dasselbe nämlich bisher überhaupt unbekannt geblieben war. Es befindet sich an der Roccabella. Die felsigen Gehänge auf der NW.- und N.-Seite dieses Berges, von etwa 2200 m an aufwärts, bestehen aus Granit; mit einer von 2600 m im Westen gegen E sinkenden

¹ Vergl. die vorläufige Mitteilung von E. KÜNZLI, *Eclogae geol. Helvetiae* 1907.

Kontaktfläche legen sich darauf die Hornsteine und Schiefer der rhätischen Decke. Im Westen wie im Norden wird der Granit unterlagert von dem später zu besprechenden metamorphen Quarzporphyr; gegen Osten taucht er unter Schutt, aus welchem in dem Roccabella und Piz d'Emmat trennenden Tale, sowie auf dem NW.-Hang des letzteren Berges (bei ca. 2150 m Höhe) nochmals kleine, aus Granit bestehende Felsköpfe auftauchen. Damit erreicht dieses Massiv eine Gesamtlänge von etwa $3\frac{1}{2}$ km; eine noch weitere Fortsetzung gegen Osten dürfte möglicherweise der schon lange bekannte¹ Granitporphyr von der Alp Surganda darstellen. Letzterer bildet einige Rundhöcker inmitten von Schutt und Alluvionen.

Die ursprüngliche Lagerungsform des Granites der Roccabella ist nicht mehr festzustellen, da dieselbe durch die Gebirgsfaltung bis zur Unkenntlichkeit verwischt wurde; jetzt bildet dieser Granit nur einen an der Basis der Errdecke mitgeschleppten Lappen. Da aber der Überschiebung der Errdecke eine intensive Verfaltung derselben mit der rhätischen Unterlage folgte, so herrscht in diesem Teil der ersteren verkehrte Lagerung: der Granit liegt zu oberst. Auch über dessen Alter sind sichere Angaben nicht zu machen; wahrscheinlich ist er vorpermisch, ebenso wie der Berninagranit, von welchem DALMER (a. a. O.) Gerölle in dem Verrukanokonglomerat des Piz Nair (bei St. Moritz) gefunden hat.

Was den inneren Bau dieses Granitmassivs betrifft, so läßt sich derselbe am besten studieren, wenn man etwa an der Nordwestecke der Roccabella direkt über die Felsen emporsteigt. Man beobachtet hierbei einen vielfachen Wechsel von massigem und schieferigem Gestein, welche, durch Übergänge miteinander verknüpft, unregelmäßig durcheinander geflochten scheinen. Vereinzelt findet man auch dunkle lamprophyrische Gänge, deren Gestein indessen stets aufs äußerste verwittert ist. Den zugehörigen Aplit fand ich nur ganz vereinzelt in losen Stücken.

Makroskopisch erscheint unser Granit sehr ähnlich dem Albula- und manchen Varietäten des Juliergranits. Wie diese ist auch er von lebhaft grüner Farbe, bedingt durch den grünen, matten Feldspat, welcher hier wie dort den wichtigsten Gemengteil darstellt;

¹ G. THEOBALD, Geologische Beschreibung des südl. Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. III. 1866. — A. ROTHPLETZ, Geolog. Führer durch die Alpen. p. 178.

rötlichen Orthoklas, wie er im typischen Juliergranit verbreitet ist, habe ich nie gefunden. Der zweite Hauptgemengteil ist Quarz in weißen bis bräunlichen, meist sandig erscheinenden Körnern. Dunkle Gemengteile erblickt man im allgemeinen äußerst spärlich; nur ganz vereinzelt sind Biotitblättchen zu erkennen; manchmal findet man auch schwarzgraue Flecken von Turmalin. Das Gestein macht somit äußerlich einen recht aplitartigen Eindruck. — Die Korngröße mag im allgemeinen etwa $\frac{1}{2}$ cm³ betragen; doch kommen auch recht feinkörnige Varietäten vor. Die Struktur ist holokristallin-granitisch, die Textur im nicht veränderten Gestein vollkommen massig.

Im Dünnschliff überrascht vor allem die vollständige Umwandlung, welche die Feldspäte betroffen hat. Sehr selten sind noch Reste der ursprünglichen Substanz erhalten geblieben, deren noch erkennbare Zwillingslamellierung auf einen ursprünglich vorhandenen Plagioklas schließen läßt; meist aber ist sie gänzlich verschwunden und ersetzt durch sehr feinschuppige Aggregate von hoher Doppelbrechung, welche hauptsächlich, wenn nicht ausschließlich, aus Sericit bestehen dürften — wenigstens ist dieser allein darin bestimmbar. Die äußere Form des Feldspats, die scharfe rektanguläre Begrenzung dem Quarz gegenüber ist dabei vollständig erhalten geblieben. Am Rande findet man hin und wieder einen schmalen Saum von durchaus frischem, klarem, neugebildetem Albit. — Orthoklas ist sehr spärlich vorhanden und relativ gut erhalten geblieben. — Der Quarz, nach dem Plagioklas der wichtigste Gemengteil, zeigt stets undulöse Auslöschung in höherem oder geringerem Grade, ohne daß es jedoch zunächst zu eigentlicher Zertrümmerung desselben käme. — Biotit tritt sehr in den Hintergrund; stets ist er ausgebleicht, unter Ausscheidung von opaker Substanz und Leukoxen. — An Nebengemengteilen findet sich Apatit sowie Magnetit, doch beide sehr spärlich; dazu kommt akzessorischer Turmalin in zerlappten, graubraun und blau gefleckten Individuen mit Absorption $c > a$, sowie Pyrit in regelmäßigen Oktaedern.

Die Struktur ist typisch hypidiomorphkörnig; die Ausscheidungsfolge: Akzessorien—Biotit—Feldspäte—Quarz sehr ausgeprägt, wobei besonders erwähnt zu werden verdient, daß die Bildungsperioden der beiden letztgenannten Mineralien nur sehr wenig übereinander zu greifen scheinen.

Wie wir schon oben sahen, geht das eben beschriebene vollkommen massige Gestein stellenweise über in geschieferte Bildungen. Das erste Stadium dieses Übergangs wird charakterisiert durch verstärkte Kataklyse des Quarzes, infolge deren derselbe in verwitterten Gesteinen durch Aufnahme humoser Substanzen eine makroskopisch stark bräunliche Farbe annimmt; die Beschaffenheit des Feldspats erleidet zunächst keine wesentliche Änderung. Gehen wir jedoch noch einen Schritt weiter, so kommen wir zu einem Gestein, das man am besten als *Granitmylonit*¹ bezeichnen wird. Makroskopisch sehen wir eine dunkelgrüne, dichte, fettglänzende Masse, gespickt mit zahlreichen bräunlichen Linsen von meist 1—3 mm Durchmesser, aus zermalmtem Quarz bestehend. Die Textur ist vollkommen flaserig-schieferig geworden; und ohne mikroskopische Prüfung würde man das Gestein am ehesten für einen Chloritschiefer ansehen. Das Mikroskop jedoch zeigt uns, daß der scheinbare Chlorit aus einer sehr feinschuppigen, farblosen Masse von hoher Doppelbrechung, jedenfalls zum überwiegenden Teil *Sericit*, besteht, welche nichts anderes ist als eben das Umwandlungsprodukt der bis zu den letzten Spuren verschwundenen Feldspate. Dieselben scheinen unter der Einwirkung des gewaltigen Druckes geradezu auseinandergeflossen zu sein — und infolgedessen ist eine Art von fluidaler Anordnung innerhalb der Sericitmassen nicht selten. Selbstverständlich ist der *Quarz* in weitgehendem Maße zertrümmert; die einzelnen größeren Bruchstücke löschen ihrerseits undulös aus und gehen mitunter randlich über in Anhäufungen von feinem Zerreibsel, welches sich linsen- und streifenförmig den Sericitmassen beimengt. Die *Biotit*-blätter allein haben — in *Muscovit* verwandelt — ihre äußere Form gewahrt, jedoch auch mancherlei Knickungen und Verbiegungen erlitten. An Akzessorien findet sich *Pyrit*, und zwar in wohl ausgebildeten Oktaedern, ohne Spuren von Kataklyse, welche man doch an dem spröden Mineral erwarten sollte. Es ist wohl eine sekundäre Bildung. — Die Struktur des Mylonits dürfte am besten als porphyroklastisch, die Textur als vorwiegend mechanisch-schieferig bezeichnet werden.

¹ Vergl. W. v. SEIDLITZ, Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung; Geol. Rundschau. I. 1910. Heft 9. p. 188 ff., sowie die dort zusammengestellte Literatur; außerdem P. TERMIER et J. BOUSSAC, Sur les mylonites de la région de Savone. Compt. rend. 6. Juin 1911. p. 1505.

Sowohl von einem normalen Granit als auch von einem sehr stark mylonitisierten wurden Analysen angefertigt; beide Stücke stammen von der Nordseite der Rocca bella. Das Resultat ist das folgende:

II. Normaler Granit		Mol.-%	III. Mylonitisierter Granit	Mol.-%
SiO ₂	69,56	78,5	66,29	76,0
TiO ₂	0,34		0,35	
P ₂ O ₅	0,14		0,06	
Al ₂ O ₃	15,47	10,3	16,08	10,9
Fe ₂ O ₃	0,85	1,4	—	3,5
FeO	0,69		3,60	
MnO	0,02		0,03	
MgO	0,34	0,6	0,86	1,45
CaO	1,69	2,1	1,42	1,75
K ₂ O	3,94	2,8	5,77	4,2
Na ₂ O	3,87	4,3	1,98	2,2
H ₂ O unter 110° . .	0,08	—	0,07	—
Glühverlust	2,21	—	3,06	—
	99,24	100,0	99,57	100,0

Werte nach OSANN¹-GRUBENMANN:

S = 78,9	M = 0,0	S = 76,0	M = 0,0
A = 7,1	T = 1,1	A = 6,4	T = 2,7
C = 2,1	k = 1,6	C = 1,7	K = 1,7
F = 2,0	m = 10,0	F = 5,0	m = 10,0
n = 6,1		n = 3,2	

Projektionswerte:

a = 13,0	a = 10,0
c = 3,5	c = 2,5
f = 3,5	f = 7,5
Spez. Gew. 2,72	Spez. Gew. 2,735

Wie man sieht entspricht der normale Granit dem OSANN-schen Typus Fichtelgebirge: $s_{79} a_{13,5} c_{3,5} f_3^2$, jedoch mit dem Unterschiede, daß dieser Gesteine mit K-Vormacht umfaßt, wogegen unser Gestein Na-Vormacht, wenn auch nicht sehr ausgeprägt, zeigt. — Die Verwandtschaft desselben mit dem Um-

¹ A. OSANN, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. TSCHERMAK's min. u. petr. Mitt. XIX. p. 351; XX. p. 399; XXI. p. 365; XXII. p. 322.

² A. OSANN, a. a. O.

wandlungsprodukt, dem Mylonit, kommt in den Prozentzahlen der Analyse viel besser zum Ausdruck als in den Gesteinswerten oder in der Projektion, da ein geringer Mehrgehalt an dunklen Gemengteilen in dem Mylonite ein unverhältnismäßiges Ansteigen des Wertes F (bezw. f) zur Folge hat.

Im übrigen möchte ich auf die einzelnen Werte kein allzugroßes Gewicht legen wegen der keineswegs tadellosen Frische der zu den Analysen verwendeten Gesteine — absolut frisches Material ist von dem Granit der Roccabella, besonders von dessen stark mylonitisierten Partien, überhaupt nicht zu bekommen. Nur auf einige Punkte sei hingewiesen. Da ist vor allem der T o n e r d e - ü b e r s c h u ß, bedingt durch die starke Sericitisierung der Feldspäte. Ich bin nicht der Ansicht, daß es sich bei derselben um eine Verwitterungsercheinung im eigentlichen Sinne des Wortes handelt: wir finden die grünen sericitisierten Feldspäte in allen, auch den frischesten Graniten des Julier- und Albulagebietes — besonders schön z. B. nach O. Züst¹ bei einem Gestein aus dem Albulatunnel, bei welchem von Verwitterungseinflüssen nicht wohl die Rede sein kann. Wir sehen aus den Analysen, daß der Tonerdeüberschuß von dem normalen Granit zum Mylonit zunimmt — zur besseren Verdeutlichung dieser Tatsache habe ich den von GRUBENMANN² für die Klassifikation der kristallinen Schiefer eingeführten Wert T auch für das wenig veränderte Eruptivgestein angewendet. Dieses analytische Ergebnis steht in vollem Einklang mit der mikroskopisch beobachteten Tatsache, daß bei II noch Reste von Feldspatsubstanz vorhanden sind, bei III jedoch nicht mehr: mit zunehmender Intensität der mechanischen Einwirkung nimmt auch das Maß der Sericitisierung zu. Ich glaube daher berechtigt zu sein zu der Annahme, daß die Umwandlung von Feldspat in Sericit wenigstens in der Art, wie dieselbe bei dem Albulagranit etc. sich findet, eine aus der Bestandunfähigkeit der Feldspäte (exkl. Albit) bei niederen Temperaturen resultierende Erscheinung ist. Ob man dieselbe nun in allen Fällen als Metamorphose oder dort, wo ein Schieferigwerden des Gesteins nicht damit verbunden, als säkuläre Verwitterung

¹ O. Züst, Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unterengadin. Diss. Zürich 1905. p. 15.

² U. GRUBENMANN, a. a. O.

bezeichnen will, dürfte für das Wesen der Sache ohne Bedeutung sein.

Noch ein weiterer Punkt verdient Beachtung. Die sericitisierten Feldspäte sind, wie die stellenweise noch erkennbaren Zwillinglamellen zeigen, sicherlich zum größeren, wenn nicht zum größten Teil Plagioklase gewesen. Man sollte demgemäß erwarten, daß bei der sehr geringfügigen Menge von sicherem Orthoklas sowie von Biotit Na ganz bedeutend über K vorherrschen werde. Dagegen sehen wir, daß bei II zwar eine Na-Vormacht existiert, jedoch von geringer Bedeutung ist, während bei III, mit stärkerer Sericitisierung sich das Verhältnis völlig umgekehrt hat: der Wert n ist von 6,1 auf 3,2 gesunken. Es scheint demnach auch hier bei der Umwandlung ein Austausch von Na gegen K stattgefunden zu haben und dürfte für dieselbe eine Mitwirkung von zirkulierenden Lösungen wohl in Betracht kommen.

Ganz analoge Umwandlungserscheinungen lassen sich auch am Granit der Julierdecke beobachten. Wo dessen Auflagerung auf die Sedimente der tieferen Decken aufgeschlossen — was ziemlich selten der Fall — beginnt der Granit sehr oft mit einer Mylonitlage von einigen Dezimetern Mächtigkeit, so z. B. nördlich von dem W.-Ende des Longhinsees. Sehr weit verbreitet sind mylonitische Gesteine natürlich in den tieferen, ausgewalzten Schuppen der Julierdecke (vergl. oben p. 380): so besteht die dünne Granitplatte, welche P 2928 fast horizontal durchsetzt, vollständig aus Mylonit, welcher westlich vom Piz Materdell mit zunehmender Mächtigkeit allmählich in normalen Granit übergeht; auch auf dem NW.-Vorbau des Piz Gravasalvas findet man sehr schöne Beispiele. Daß kleine, in den die einzelnen Schuppen trennenden Quetschzonen mit verarbeitete Granitlinsen stets stark mylonitisiert sind, braucht kaum besonders bemerkt zu werden. Endlich scheinen Mylonite weit verbreitet zu sein auf dem infolge starker Schuttbedeckung sehr schlecht zu übersehenden, doch sicher tektonisch sehr komplizierten Plateau südlich des Piz Materdell — doch ist dort ihre Abgrenzung gegenüber dem später zu besprechenden Nairporphyr der allgemein herrschenden hochgradigen Verwitterung halber kaum durchführbar. — In sämtlichen erwähnten Fällen sind die Mylonite an Stellen geknüpft, an welchen intensive mechanische Einwirkungen ohne weiteres verständlich

sind — speziell an die Überschiebungsflächen. Doch finden sich auch inmitten von einheitlichen Granitmassen gelegentlich Gesteine, welche als Übergänge von normalem Granit zu eigentlichem Mylonit angesehen werden müssen. So nimmt der Granit auf dem Plateau des Piz Gravasalvas nicht selten ein brecciöses Aussehen an, indem zahlreiche rundliche oder eckige Granitbrocken von sehr wechselnden Dimensionen in einer makroskopisch dicht erscheinenden, hellgrünen Zwischenmasse eingebettet liegen, ohne daß schieferige Textur ausgebildet wäre. Im allgemeinen aber äußert sich die Pressung, welcher die ganze Granitdecke ausgesetzt war, im Innern der letzteren nur durch Entwicklung zahlreicher, oft krummflächiger, manchmal wunderbar spiegelglänzender Rutschflächen; die schönsten Beispiele von solchen findet man auf dem Nordgrat des Piz Lagrev im Schutt.

Um zu den eigentlichen Myloniten zurückzukommen, so unterscheiden sich diejenigen des Juliergranits in ihrem äußeren Ansehen nicht wesentlich von den oben bei dem Roccabellagranit besprochenen, nur sind hier die Erscheinungen noch mannigfaltiger. Es sind hell- bis dunkelgrüne mehr oder minder vollkommen schieferige oder flaserige Gesteine, mitunter ausgezeichnet durch schöne flach-wellenförmige Fältelung; makroskopisch lassen sich sericitische und quarzige Partien darin unterscheiden. Die letzteren, bräunlich oder weiß von Farbe, bilden teils regelmäßige Lagen oder Linsen von einigen Millimetern Durchmesser, bald wachsen sie zu großen Flatschen von mehreren Zentimetern Durchmesser an, bald auch sind sie als unregelmäßige Brocken der grünen Sericitmasse eingesprengt. Die letztere kann ziemlich regellos verteilt sein oder sich in flaserigen Häuten zwischen den quarzigen Partien hindurchwinden. — Derartige Gesteine sind es wohl, welche THEOBALD¹ als „gneisartigen Quarzit“ oder „flaserig weißes grünlich-weißes Gestein“ bezeichnet, welche durch Übergänge mit dem Juliergranit verknüpft sein sollen.

Das Mikroskop gestattet unter den Myloniten des Juliergranits die Unterscheidung von zweierlei Typen, deren Verschiedenheit wohl auf einer solchen des Ausgangsmaterials beruhen dürfte. Es finden sich nämlich einmal Gesteine, welche den oben beschriebenen Myloniten von der Roccabella vollkommen gleichen: Mehr

¹ G. THEOBALD, a. a. O. p. 111.

oder weniger fluidal erscheinende, sericitische Massen mit einzelnen stark undulösen, meist randlich zerriebenen Quarzkörnern oder Aggregaten von solchen; stark zerzauste Anhäufungen von Chlorit oder von hellem Glimmer und Leukoxen lassen sich als umgewandelte Biotite deuten, wogegen sich Feldspat höchstens noch in kaum mehr erkennbaren Spuren findet, im allgemeinen aber ganz in Sericit übergegangen ist unter vollständigem Verschwinden der ursprünglichen Form. Ist hier somit keine für uns neue Erscheinung zu beobachten, so überraschen dagegen in den Myloniten des zweiten Typus schön lamellierte Plagioklase durch vollständiges Fehlen der Sericitisierung. Bestimmt man dieselben nach der BECKE'schen Methode, so ergibt sich, daß es sich um Albit handelt ($\alpha < \omega$, $\gamma < \omega$), womit das auf den ersten Blick Überraschende verschwindet, da derselbe ja in der obersten Zone bestandfähig ist. Die Lamellen lassen oft schöne Verschiebungen einzelner Teile eines Individuums gegeneinander erkennen; in anderen Fällen zeigen sie intensive Knickungen und Verbiegungen. Gelegentlich finden sich auch zonargebaute Feldspäte, deren unveränderte albitische Hülle einen stärker lichtbrechenden, offenbar basischeren und folglich stark sericitisierten Kern umschließt. In einem Schliff fand ich daneben auch reichlich perthitische Durchwachsungen von Albit und Orthoklas, an welchen ebenfalls starke Kataklyse, aber keine Sericitisierung zu beobachten war. Außerdem kommen manchmal auch vollständig sericitisierte Partien vor, aus deren äußerer Umgrenzung ein Rückschluß auf einen als Ausgangsmaterial zugrunde liegenden Feldspat gestattet ist; und zwar handelt es sich in diesen Fällen offenbar nicht um albitische Feldspäte. Von diesen Fällen abgesehen tritt Sericit in den fraglichen Gesteinen nur strichweise reichlich auf, in dünnen Lagen, welche sich zwischen den einzelnen Quarz- und Feldspatkörnern hindurchwinden, in manchen Teilen der Schriffe jedoch fast jedes dieser Körner von den benachbarten trennen. Der Quarz zeigt die üblichen kataklastischen Erscheinungen: undulöse Auslöschung, Mörtelkränze bis zu vollständiger Zerreibung. Anhäufungen von Chlorit, mit opaken Erzen und Leukoxen vergesellschaftet, weisen auf ursprünglich vorhandene dunkle Gemengteile hin; in manchen Fällen sind die äußeren Formen des Biotits noch erkennbar, in anderen jedoch nicht mehr, und könnte alsdann auch Hornblende das Ausgangsmaterial gewesen sein.

Die Struktur ist vorwiegend porphyroklastisch in den Myloniten der ersten Art, indem die Sericitmassen und das feine Zerreibsel eine scheinbare Grundmasse bilden, welche die größeren Quarzbrocken umgibt; bei denjenigen der zweiten Art dagegen ist die ursprüngliche granitische Struktur in manchen Partien wenig verwischt, während in anderen vollständige Zerreibung eintritt. — In textueller Beziehung herrscht durchgehends mechanische Schieferung in stärkerer oder schwächerer Ausbildung.

Was die Stellung der verschiedenen Mylonite unter den kristallinen Schieferungen betrifft, so gehören dieselben nach ihrem Mineralbestand, wie nach ihren Strukturen und Texturen ohne Ausnahme zu den typischen Vertretern der obersten Zone. Ihre Einreihung in die erste Gruppe (Alkalifeldspatgneise) läßt sich auch ohne quantitative Analyse nach der mineralischen Zusammensetzung wie nach dem geologischen Verband mit Graniten durchführen. Je nachdem, wie sich die erstere gestaltet, wären die besprochenen Gesteine als tonerdearme Sericitphyllite oder als Alkalifeldspatgneise¹ zu bezeichnen.

Sehr interessant ist der Vergleich unserer Mylonite mit einem anderen Gneise des Juliermassivs von wahrscheinlich ebenfalls granitischer Abkunft. Diesen, den man vielleicht passend als „Juliergneis“ bezeichnen dürfte, fand ich in zahlreichen Bruchstücken von z. T. recht frischem Erhaltungszustand in den Moränen des kleinen Gletschers, welcher sich von dem Ils Crutscharöls bezeichneten Kamme gegen den Lej della Tscheppa hinabsenkt. Das Anstehende dürfte in den Felsen der Crutscharöls zu suchen sein; doch befinden diese sich in einem derart verwitterten Zustande, daß ich auf ein Nachsuchen dortselbst verzichtete. — Ähnliche Gesteine finden sich auch auf dem Hochplateau Mutaun (westlich Silvaplana), dem Granit eingelagert.

Dieser Juliergneis ist ein ziemlich feinkörniges Gestein mit vollkommener Schieferung und prachtvoller Lagentextur. Letztere tritt makroskopisch vorzüglich in die Erscheinung, indem schmale Streifen von dunklem Biotit alternieren mit breiteren von heller Farbe, worin sich weißer Quarz und grünlicher Feldspat leicht unterscheiden lassen. Der Anblick erinnert an denjenigen mancher Injektionsgneise. U. d. M. jedoch sind keinerlei Anzeichen von

¹ GRUBENMANN, a. a. O. p. 155, 156.

Injektion zu erkennen; vielmehr ist die Struktur rein kristalloblastisch (vorwiegend lepidoblastisch); die Struktur ist eine höchst ausgeprägte Kristallisationsschieferung. Die Hauptgemengteile sind die nämlichen, welche bereits makroskopisch zu erkennen waren. Der Feldspat ist auch hier meist erfüllt von massenhaften Umwandlungsprodukten, besonders von regellos orientierten Sericit-schüppchen, welche eine exakte Bestimmung sehr erschweren. Stellenweise noch erkennbare Zwillinglamellen lassen auf Plagioklas — nach der Lichtbrechung anscheinend Oligoklas — schließen; doch scheint in anderen Fällen Orthoklas vorzuliegen. Manchmal finden sich Säume von frischem, von Umwandlungsprodukten freiem Albit um einen stark sericitisierten Kern; manche stets kleine Individuen bestehen ganz aus ebenfalls vollkommen unverändertem Albit. Die Feldspäte bilden rundliche Körner, meist klein im Verhältnis zu den Individuen des Quarzes. Von den letzteren werden sie oft mehr oder minder umschlossen; in anderen Fällen sind sie zusammengehäuft zu parallel der Schieferung gestreckten Schnüren und Platten. Der Quarz zeigt meist gerundete, lappige und gebuchtete Umrisse; sehr häufig sind seine Individuen parallel der Schieferungsebene plattenförmig entwickelt, ohne Rücksicht auf die Lage der kristallographischen Achsen¹; kataklastische Spuren fehlen vollständig. Seine Ausbildung erinnert sehr an die z. B. im Adulagneis zu beobachtende. Der dritte Hauptgemengteil, der Biotit, zeigt Pleochroismus a gelblich, $b = c$ tiefrotbraun und auch sonst normale optische Eigenschaften. Bei fast allen Individuen ist beginnende Umwandlung in Chlorit wahrzunehmen und manche sind vollkommen ersetzt durch blaßgrünen, anormal polarisierenden Pennin. Die gewöhnlich ziemlich gut ausgebildeten Biotittafeln sind meist zu längeren Zügen aneinandergereiht, z. T. aber liegen sie auch isoliert zwischen Quarz und Feldspat verstreut. — An Nebengemengteilen findet sich Apatit ziemlich reichlich, Magnetit und Zirkon in ganz vereinzeltten Körnern.

Seiner Struktur und Textur wie seinem Mineralbestand nach gehört der Juliergneis zu den Gesteinen der mittleren Zone. Den Angehörigen der tiefsten gegenüber unterscheidet er sich

¹ Wie dies auch von ERDMANNSDÖRFFER aus dem (kontaktmetamorphen) Eckergneis des Harzes beschrieben wurde. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. 1909. p. 355, 360.

vor allem durch die schöne Kristallisationsschieferung, von jenen der obersten Zone durch die Anwesenheit von Biotit und das Fehlen von Kataklyse. Und gleichwohl liegt der Juliergneis in den mir bekannten Vorkommnissen tektonisch erheblich höher (mindestens 500 m über der Basis der Julierdecke) als jene vorwiegend auf deren tiefste Partien beschränkten Mylonite, welche die Charaktere der obersten Zone in z. T. extremer Ausbildung zeigen! Dieser scheinbare Widerspruch löst sich jedoch, sowie wir annehmen, der Juliergneis habe seine jetzige Beschaffenheit bereits erlangt, bevor er infolge der Überschiebung der Julierdecke aus einem tieferen Niveau aufgeschürft und in sein jetziges gebracht wurde — mithin vor oder in einem sehr frühen Stadium der Alpenfaltung. Die Erscheinungen der Sericitisierung und Chloritisierung, welche wir an dem Feldspat bzw. Biotit beobachten, mögen als Ausfluß der Bestandunfähigkeit dieser beiden Mineralien in der neuen Situation des Gesteins betrachtet werden.

V. Metamorpher Quarzporphyr („Nairporphyr“).

Dieses Gestein, welchem ich nach dem Piz Nair nordöstlich von Bivio den obigen Namen beigelegt habe, ist eines der verbreitetsten unseres Gebietes. Dasselbe bildet fast allein den Boden der Alpen Al Lago, Suracqua, Surganda bis zur Veduta am Julierpaß; desgleichen ist es reichlich vertreten in dem Kessel des Lej da Gravasalvas, auf der dem Piz d'Emmat nördlich vorgelagerten Terrasse und auf dem Hochplateau südlich Piz Materdell—Fuorela da Gravasalvas. Kleinere Vorkommnisse finden sich von dem letztgenannten östlich, in mehreren kleinen Felspartien inmitten der ungeheuren Schuttströme, welche die Südabhänge des Piz Lagrev bedecken, bis hinab an den kleinen Lej Giazögl, ob welchem sich eine lange, aus Nairporphyr bestehende Felsmauer hinzieht. Ferner tritt letzterer auf an verschiedenen Punkten auf der Nordseite der Kette Piz Materdell—Piz Gravasalvas, unter der Überschiebung des Juliergranits oder in diesen mechanisch eingekeilt; endlich noch an dem Westabhang der Rocabella, oberhalb der Häusergruppe Cadval.

Die ursprüngliche Lagerungsform des Nairporphyrs läßt sich in unserem Gebiet der außerordentlichen tektonischen Störungen halber nicht wohl mehr ermitteln; viel besser eignen sich hierfür

die Berge nördlich der Julierstraße, wo derselbe noch verbreiteter ist und mehrere durch tiefgrüne Farbe und z. T. kühne Gestalten ausgezeichnete Gipfel aufbaut. Er wird dort von Rauhwaacke und Dolomit der Trias konkordant überlagert, stellenweise mit Zwischenschaltung von wenig mächtigen klastischen Bildungen, und liegt seinerseits ebenso konkordant auf den tieferen Gliedern des Verrukano. Es scheint also eine regelmäßig deckenförmige Lagerung zu bestehen. — Tektonisch gehört der Nairporphyr, wie oben erwähnt, der Errdecke an und bildet eines der charakteristischsten Glieder derselben.

In seiner normalen Ausbildung zeigt unser Gestein schon dem unbewaffneten Auge deutlich eine porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge treten auf farblose oder milchigweiße, fettglänzende Körner von Quarz; gelegentlich zeigen sie ungefähr quadratische Umriss, wie solche bei Längsschnitten durch die in Ergußgesteinen übliche Form des β -Quarzes zu erwarten sind; häufiger sind unregelmäßig polyedrische Begrenzungen. Der Durchmesser geht in der Regel nicht über 1—2 mm hinaus. Oft erkennt man auch schon makroskopisch intensive Zertrümmerungserscheinungen. Sehr selten sind auch Einsprenglinge von Feldspat zu erkennen — meist fehlen solche auffallenderweise gänzlich; wenn vorhanden können dieselben dem Quarz gegenüber erheblich überwiegen. Dieselben sind von weißer Farbe und dicktafeligem Habitus, etwa 3×4 mm Fläche; leider war in allen mir bekannt gewordenen Fällen die Verwitterung bereits zu weit vorgeschritten, um nähere Bestimmungen ausführen zu können. — Die *G r u n d - m a s s e* ist von lebhaft grüner Farbe und dichter Beschaffenheit; parallel liegende Sericithäute verleihen ihr eine schieferige Textur. Der Menge nach überwiegt sie stets bei weitem über die Einsprenglinge.

Von dem solchermaßen charakterisierten normalen Gestein führt eine Reihe von Übergangsgliedern zu einem stärker gepreßten Typus, den man als *Sericitschiefer* bezeichnen kann; in diesem ist, auf frischem Bruche wenigstens, von der porphyrischen Struktur makroskopisch keine Spur mehr zu entdecken. Derselbe zeigt einen Wechsel von hellgrünen sericitischen und weißen sehr feinkörnigen quarzigen Lagen; deren Dicke mag im allgemeinen nach Bruchteilen eines Millimeters messen. Ein derartiges Gestein findet sich z. B., mit Anzeichen intensiver

Streckung, in der Julierschlucht oberhalb Boegia, unter der dritten Kehre der Paßstraße. An anderen Stellen läßt sich eine flache Fältelung beobachten. Ob auch grüne feinkörnige sericitische Schiefer, wie solche am Westgrat von P 2928, sowie an anderen Stellen stärkster Pressung unter der Juliergranitüberschiebung vorkommen, hieher zu stellen sind, vermag ich angesichts vollständiger Verwitterung der betreffenden Vorkommnisse nicht mit Sicherheit zu entscheiden; sehr wahrscheinlich ist es mir immerhin.

Betrachten wir nun diesen Nairporphyr durch das Mikroskop, so springt auf den ersten Blick in die Augen die große Ähnlichkeit, welche denselben mit anderen gepreßten porphyrischen Gesteinen aus verschiedenen Teilen der Alpen verbindet; so besonders mit dem geschieferten Quarzporphyr von der Windgälle, demjenigen von Ardez im Unterengadin¹, auch manchen Varietäten des Rofnaporphyr². Wie in allen den genannten Fällen, so tragen auch in dem uns beschäftigenden die Quarzeinsprenglinge die intensivsten Spuren starker Pressung; fast stets sind sie in mehrere Stücke zerbrochen, welche ihrerseits undulöse Auslöschung zeigen. Ab und zu kann man sich aus den einzelnen Bruchstücken eine ursprünglich bipyramidale Gestalt rekonstruieren. Die durch die Zertrümmerung entstandenen Risse und Zwischenräume sind mit feinem Zerreibsel erfüllt, welches sich oft ohne scharfe Grenze aus den einzelnen größeren Bruchstücken entwickelt; oder aber es erscheint die Grundmasse in die Risse des Einsprenglings hineingepreßt. Derartige Einpressungen unterscheiden sich durch scharfeckigere Umrisse von ursprünglichen, durch magmatische Korrosion zustande gekommenen Einbuchtungen der Grundmasse, welche gelegentlich auch noch vorhanden zu sein scheinen. Sehr interessant ist der mehrfach vorkommende Fall einer Zerreißung der Quarzkristalle senkrecht zu der Richtung des Druckes; in den entstandenen Querrissen hat sich nicht selten Sericit, im Druckschatten, abgesetzt. In anderen Fällen sind die Einsprenglinge zerlegt in eine Reihe von unregelmäßigen, in der Richtung der Schieferung hintereinanderliegenden Brocken. — Auch femische

¹ O. Züst, a. a. O. p. 20. — TARNUZZER und GRUBENMANN, Beiträge zur Geologie des Unterengadins. 1909. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XXIII. Lief. p. 200 f.

² G. RÜETSCHI, Zur Kenntnis des Rofnagesteins. Züricher Diss. Ecl. geol. Helv. 8. No. 1. 1903.

Mineralien treten als Einsprenglinge auf, jedoch nur in Gestalt von Chloritpseudomorphosen. Nach den tafeligen Formen kann man auf ursprünglich vorhandenen Biotit schließen, der unter Ausscheidung von Eisenerz und Leukoxen in einheitliche Individuen von Chlorit verwandelt wurde. Mechanische Einflüsse äußern sich an ihnen auffallend wenig, bloß in Form leichter Verbiegungen und undulöser Auslöschung.

Die Grundmasse besteht aus einer gleichmäßigen Masse feinsten Quarzkörnchen — ob etwa auch noch Feldspat darin enthalten, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden — mit einzelnen eingestreuten Sericitblättchen. Letztere reichern sich lagenweise an bis zur alleinigen Herrschaft; die dermaßen zustande kommenden Sericithäute zeigen keinen vollkommenen Parallelismus untereinander, vielmehr machen sie auf dem Längsschliff den Eindruck eines einseitig in die Länge gezogenen engmaschigen Netzes. Jedenfalls ist dieser Sericit aus ursprünglich in dem Gestein vorhanden gewesenen Feldspäten hervorgegangen.

Wie die ursprüngliche Struktur war — ob holo- oder hemikristallinporphyrisch, und welche Beschaffenheit die Grundmasse hatte, entzieht sich völlig der Beurteilung. Die jetzt vorliegende Struktur dürfte am besten als blastoporphyrisch zu bezeichnen sein.

In dem oben erwähnten stärkst gepreßten, zu Sericitschiefer umgewandelten Gestein lassen sich bei mikroskopischer Betrachtung wohl noch Quarzeinsprenglinge erkennen, doch zeichnen sich dieselben aus durch relative Seltenheit und im allgemeinen geringe Größe — wohl infolge von weitgehender Zermahlung. Die farbigen Einsprenglinge dagegen sind vollständig verschwunden; vielleicht sind unregelmäßige Haufwerke von Sericit und Chlorit, welche man gelegentlich wahrnimmt, aus ihnen hervorgegangen. — Die Grundmasse erscheint hier wohl differenziert in Lagen von feinen Quarzkörnchen einerseits — wohl z. T. auch von zerriebenen Einsprenglingen herstammend — und anderseits solche von Sericit, beide ziemlich scharf gegeneinander abgegrenzt und von recht regelmäßigem Parallelismus. Im Vergleich zu dem normalen Gestein ist die Größe der einzelnen Sericitblättchen hier ziemlich bedeutend — die stärkere mechanische Einwirkung äußert sich eben an dem Quarz noch durch verstärkte Kataklyse, während der Sericit bereits durch Kornvergrößerung zu reagieren beginnt.

An Nebengemengteilen ist der Nairporphyr arm; vereinzelt finden sich stäbchenförmige Gebilde, aus Magnetit bestehend, sowie Körnchen von Titanmineralien, die bei ihrer winzigen Größe eine nähere Bestimmung nicht zulassen. An sekundären Mineralien findet sich Calcit naturgemäß häufig in dem meist stark verwitterten Gestein.

Von einem Nairporphyr des normalen Typus, herkommend von dem von der Alp Sur g a n d a nach dem Gravasalvassee ziehenden Berghang, wurde eine Analyse angefertigt. Das Resultat war folgendes:

Analyse IV.	Mol.-%	Werte nach OSANN-GRUBENMANN:	
SiO ₂ 69,92	} 80,8	S = 80,8	M = 0,0
TiO ₂ 0,41		A = 5,4	T = 4,4
P ₂ O ₅ 0,06		C = 0,3	K = 2,2
Al ₂ O ₃ 14,80	10,1	F = 3,4	m = 10,0
Fe ₂ O ₃ 1,22	} 2,9		n = 4,2
FeO 1,85			
MnO 0,08			
MgO 0,32	0,5	Projektionswerte:	
CaO 2,29	0,3	a = 12,0	
K ₂ O 4,13	3,1	c = 0,5	
Na ₂ O 1,94	2,3	f = 7,5	
H ₂ O unter 110° 0,09	—		
Glühverlust 1,92	—		
CO ₂ 1,58	—		Spez. Gew. 2,73.
	<hr/> 100,61	<hr/> 100,0	

Bei der ziemlich geringen Frische des zur Analyse verwendeten Materials — vollständig einwandfreies zu erhalten dürfte bei dem Nairporphyr recht schwierig sein — erscheint mir eine Klassifikation des Gesteins auf Grund der obenstehenden Werte von problematischem Nutzen; auch die Projektion dürfte ein etwas verschobenes Bild liefern. Der große Tonerdeüberschuß weist auf eine stattgehabte starke Wegfuhr von Alkalien hin; und bezüglich des CaCO₃, das in obiger Berechnung vollständig zum Abzug gebracht wurde, läßt sich nicht sicher sagen ob nicht ein Teil von dessen Kalkgehalt dem Gesteine selbst entstammt. So viel läßt sich jedoch immerhin aus der Analyse entnehmen, daß ein Gestein von granitischem Chemismus vorliegt; und es erscheint mir nicht unwahrscheinlich, daß derselbe sich bei Verwendung völlig frischen Materials als durchaus übereinstimmend mit dem-

jenigen der von RÜETSCH¹ untersuchten Rofnagesteine erweisen würde; die oben angegebenen Prozentzahlen für Si O_2 , Ti O_2 , $\text{Al}_2 \text{O}_3$ und Eisenoxyde zeigen die denkbar beste Übereinstimmung mit den von RÜETSCH¹ mitgeteilten. Dieser Autor zieht aus diesem Chemismus im Verein mit anderen Faktoren den Schluß, daß es sich im Falle des Rofnaporphyr's um einen deformierten und metamorphosierten, granitporphyrischen Gangkörper handelt². Ein solcher Schluß scheint mir in unserem Falle nicht gerechtfertigt. Die Lagerungsform des Nairporphyr's spricht zugunsten einer Ergußnatur desselben; auch habe ich begründete Hoffnung, beim Fortgang meiner Untersuchungen gegen Norden zugehörige Tuffe zu finden. Und der Chemismus spricht auch keineswegs gegen ein Ergußgestein (cf. ROSENBUSCH, Elemente, 3. Auflage. p. 315, Analyse No. 3, No. 6; p. 316 No. 8). Die strukturellen Verhältnisse können, da nicht mehr hinreichend entzifferbar, nicht als Beweismittel herangezogen werden.

Meiner Überzeugung nach liegt also im Nairporphyr das Produkt der Metamorphose eines Quarzporphyr's vor.

In der GRUBENMANN'schen Systematik der kristallinen Schiefer findet derselbe Platz bei der ersten Gruppe, den Alkalifeldspatgneisen; die sämtlichen Werte fallen in den für diese Gruppe charakteristischen Bereich, abgesehen von dem zu hohen T, worauf bereits hingewiesen wurde. Über die Zonenstellung kann ein Zweifel nicht bestehen: Neubildung von Sericit und Chlorit auf Kosten von Feldspat bzw. von dunklen Gemengteilen, welche vollständig verschwinden, verbunden mit kataklastischer Umformung des Quarzes, sowie die vorwiegend blastoporphyrische Struktur und mechanisch- bis kristallisationsschieferige Textur verweisen den Nairporphyr in die oberste Zone. Von diesem Standpunkte aus hätten wir denselben also als tonerdearmen Sericitphyllit zu bezeichnen³.

Im Anschluß an den Nairporphyr mag ein höchst eigentümliches Gestein besprochen werden, welches mit dem ersteren in nahen Beziehungen zu stehen scheint, wenigstens durch lithologische Übergänge mit ihm verknüpft ist. Dasselbe findet sich

¹ G. RÜETSCH, a. a. O. p. 19, 35, 38, 44.

² ibid. p. 22.

³ U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. p. 155.

in Gestalt ausgedehnter Linsen von einigen Metern Mächtigkeit sowohl an der Überschiebung auf der Ostseite des Piz d'Emmat, als auch an dem Westabhang dieses Berges, in dem in die rhätische Decke eingefalteten Keil von Nairporphyr, stets an des letzteren Basis unmittelbar über der Schubfläche; außerdem in einer Reihe von kleineren Vorkommnissen, doch nirgends in typischer Ausbildung, an dem von der Fuorela da Gravasalvas und dem Piz Lagrev südwärts hinabziehenden Hang, sowie auf der Nordseite der Rocabella und an verschiedenen Punkten im Kessel des Gravasalvassees; endlich auch auf dem Abhang südöstlich der Alp Surganda.

Das in Frage stehende Gestein zeigt sich makroskopisch als ein lichtgrauer Quarzit, aus dessen feinkörniger, etwas porös erscheinender Grundmasse sehr zahlreiche bis mehrere Millimeter Durchmesser erreichende Pyritkörner hervorglänzen; an Masse mögen die letzteren bis zu einem Viertel des Gesteins ausmachen. Durch die Einflüsse der Verwitterung werden dieselben naturgemäß leicht zerstört und ausgelaugt, so daß von dem Gestein nur ein schaumig-poröser Rückstand hinterbleibt, dem ursprünglichen quarzitäen Grundgewebe entsprechend. Das in Lösung gegangene und durch Oxydation an der Luft wieder abgeschiedene Eisen aber gibt Anlaß zur Entstehung von eigentümlichen grün-gelben und tiefbraunroten Verwitterungsrinden, durch deren Färbung unser Pyritquarzit, wie ich das Gestein nennen möchte, schon bei Betrachtung aus weiter Ferne seine Anwesenheit verrät.

U. d. M. ist die Erscheinung dieses Pyritquarzits äußerst merkwürdig. Im nicht polarisierten Licht fallen zunächst die massenhaften Pyritkörner auf; dieselben finden sich in allen Größenstufen von eben noch wahrnehmbaren bis zu sehr bedeutenden Dimensionen. Im letzteren Falle liegen indes keine einheitlichen Individuen vor; bei genauer Betrachtung kann man — im reflektierten Licht — häufig ihren Aufbau aus zahlreichen kleinen Kriställchen erkennen, indem mitten in dem Pyrit eine Kristallfläche aufblitzt mit der so charakteristischen Kombinationsstreifung. Kristallographische Umgrenzung einzelner Teile der großen Körner sowie Einschlüsse der Grundmasse inmitten derselben sind gelegentlich wahrnehmbar. Schieben wir jedoch einen Analysator ein, so wendet sich unser Hauptinteresse sogleich

der quarzigen Zwischenmasse zu. Jedes einigermaßen bedeutende Pyritkorn besitzt nämlich einen wahren Strahlenkranz von Quarz, indem lange, schmale Stengel dieses Minerals, ohne irgendwelche kristallographische Orientierung, manchmal gekrümmt und stärker oder schwächer miteinander verzahnt, von dem Pyrit radial nach allen Seiten ausstrahlen. Dabei läßt sich die Beobachtung machen, daß einerseits die Länge der Quarzstengel abhängig zu sein scheint von der Größe des zentralen Pyritkorns — je größer das letztere, desto ausgedehnter auch der Quarzkranz —, andererseits durch den ganzen Schliff hindurch eine bestimmte Richtung bevorzugt erscheint, so daß in jedem Quarzkranz eine Polarität zustande kommt. Auf diese Weise wird eine Schieferung angedeutet, von welcher indessen makroskopisch meist nichts zu sehen ist. Wo zwei benachbarte Strahlenkränze in Kontakt treten, zeigen sie eigentümliche Verzahnung oder Anhäufungen von kleinsten Körnern, welche gelegentlich mit Mörtelkränzen einige Ähnlichkeit aufweisen, ohne daß sie indessen mit solchen notwendigerweise zu identifizieren wären. Die zwischen den einzelnen Kränzen übrig bleibenden Ecken sind erfüllt von einem bunten Haufwerk kleiner und kleinster Pyritkörner, gemengt mit Quarzkörnchen sowie meist winzigen Sericit-schüppchen; wo größer ausgebildet, legen sich die letzteren gern der äußeren Umgrenzung eines Pyritkorns parallel an. Anderweitige Gemengteile scheinen dem Gestein vollständig zu fehlen; insbesondere konnte ich nicht die geringste Spur eines Feldspats auffinden. — Von Spuren mechanischer Einwirkung ist neben der bereits erwähnten Schieferung zu erwähnen undulöse Auslöschung des Quarzes, welche jedoch keine große Bedeutung erlangt. Der Pyrit zeigt sich nur sehr selten zerbrochen und verhalten sich alsdann die einzelnen Bruchstücke wie getrennte, selbständige Körner, indem jedes seinen eigenen Quarzkranz besitzt, woraus hervorgeht, daß letztere erst nach der Zerbrechung entstanden sein können.

Genetisch ist dieses Gestein ein vollständiges Rätsel. Eine Entstehung unter Druck ist sehr wahrscheinlich; und ein Zusammenhang mit dem Nairporphyr scheint nach den Lagerungsverhältnissen festzustehen. Für letzteres spricht auch die von ZÜST¹ und GRUBENMANN² mitgeteilte Beobachtung ähnlicher Quarzkränze

¹ a. a. O. p. 27.

² TARNUZZER und GRUBENMANN, a. a. O. p. 209.

um Pyritkörner in dem „Sericitphyllit“ von Ardez im Unterengadin, welcher ebenfalls aus einem Quarzporphyr bzw. einer Porphyrbreccie durch Metamorphose entstanden ist. Ich muß mich mit dieser Andeutung begnügen, denn eine befriedigende Erklärung für die Entstehung unseres Pyritquarzits zu geben bin ich bis jetzt nicht in der Lage.

VI. Ophiolithische Gesteine.

Die verschiedenen Glieder dieser Gruppe: Gabbro, Serpentin, Diabas, „Grünschiefer“ finden sich, wie überall in Graubünden soweit sie vorkommen, so auch in unserem Gebiete aufs engste untereinander vergesellschaftet, weshalb die geologischen Verhältnisse ihres Auftretens hier für alle gemeinsam besprochen seien.

Die Ophiolithe gehören zu den bezeichnendsten Gesteinen der rhätischen Decke, wie bereits im tektonischen Kapitel erwähnt wurde. Dort sahen wir auch, daß dieselben im ganzen die Stelle einnehmen, an welcher die Trias zu erwarten wäre — zwischen Malojagneis im Liegenden und liassischen Schiefern im Hangenden —, wobei die triadischen Sedimente teils mit dem Gneis, teils mit den Liasschiefern gehen, teils auch in kleinen Schollen innerhalb der Ophiolithe auftreten. Was nun die Einzelheiten der Lagerungsverhältnisse betrifft, so habe ich im großen durchgehends Konkordanz mit den begleitenden Sedimenten beobachtet; ein gangförmiges Auftreten konnte ich — von ganz untergeordneten Apophysen abgesehen — nirgends mit Sicherheit feststellen. Der von ROTHPLETZ¹ mehrfach erwähnte Serpentinegang zwischen Cavreccia und Pian Canfèr kann deshalb nicht als solcher bezeichnet werden, da das Nebengestein, dessen Durchbrechung doch für den Begriff des Ganges notwendig ist, nirgends aufgeschlossen ist; ferner ist eine 2—3 m mächtige Bank von grauem Kalkschiefer dem Serpentin eingelagert, welche konkordant der allgemeinen Schichtlage in dieser Gegend WNW. streicht und 20—30° N. fällt, so daß auch an dieser Stelle ein lagerförmiges Auftreten viel mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat. Den anderen, von ROTHPLETZ² angegebenen Gang auf dem Longhinpaß konnte ich überhaupt nicht finden — bloß

¹ A. ROTHPLETZ, Geologische Alpenforschungen. München. I. 1900. p. 59. Geologischer Führer durch die Alpen. Berlin 1901. p. 180.

² Alpenforschungen. I. Profil p. 141.

eine Anhäufung von Trümmern, welche wohl ebenfalls das Ausgehende eines Lagers anzeigt.

Über die Beziehungen der verschiedenartigen hierher gehörigen Gesteine untereinander läßt sich eine allgemeine Regel nicht aufstellen. Öfters herrscht eines derselben — Serpentin oder Diabas, bezw. Grünschiefer — über eine größere Fläche ausschließlich: ersterer z. B. am Piz dal Sass und auf Alpascllino, letzterer im verkehrten Schenkel der rhätischen Decke im Val Maroz oder auch an der Julia zwischen Bivio und Capalotta. Auf der Nordseite des Piz Longhin tritt Grünschiefer auf als Randbildung des Serpentin gegen den liegenden Malojagneis; der erstgenannte bildet eine $\frac{1}{2}$ bis 2 m mächtige Bank, in welche vom Serpentin aus kurze Apophysen des letzteren stellenweise eindringen. Ein ähnliches Verhältnis findet sich streckenweise längs des Kontaktes zwischen Ophiolithen und Gneis auf dem Westabhang des Kammes Motta da Sett—Crep blanc. Auch auf der Strecke von der Septimerpaßhöhe bis gegen Cavreccia scheint durchgehends Grünschiefer den Kontakt gegen die hangenden Sedimente zu begleiten; doch sind die Aufschlüsse dort sehr mangelhaft. In anderen Fällen dagegen stößt Serpentin an alle möglichen Sedimente, ohne daß eine derartige diabasische Randbildung vorhanden wäre. Sehr häufig endlich wechseln die beiden Gesteine miteinander scheinbar ganz unmotiviert, indem mitten im Serpentin eine unbedeutende Bank von Grünschiefer, oder in diesem hingegen eine linsenförmige Masse von Serpentin sich einstellt. — Man muß übrigens bei einem etwaigen Versuch, diese Verhältnisse zu deuten, auch die Tektonik berücksichtigen, welche gerade im Bereiche der Ophiolithe von ausgesuchter Komplikation ist, wie u. a. die zahlreichen darin eingebetteten Malojagneis- und Kalkschollen am Piz Longhin oder in der Umgegend von Gravasalvas zeigen. — Gabbro tritt in unserem Gebiete nur sehr sporadisch und unter z. T. ganz eigenartigen Umständen auf, welche später näher erörtert werden sollen.

Ich will gleich an dieser Stelle die Frage erörtern, ob wir es in den Ophiolithen mit Ergüssen oder aber mit Intrusionenmassen zu tun haben, wenschon ein großer Teil des einschlägigen Beweismaterials erst weiter unten besprochen werden kann. Für die letztere Deutung fällt wohl am stärksten ins Gewicht das häufige Vorkommen z. T. sehr intensiv kontaktmetamorphosierter Sedimentgesteine; der bekannte Vesuvianfels vom Piz Longhin gehört

hierher; doch hatte ich das Glück, an sehr zahlreichen anderen Punkten Ähnliches zu finden. Die petrographische Beschaffenheit der Ophiolithe selbst weist nach der gleichen Richtung: sichere Ergußgesteine oder Tuffe konnte ich unter ihnen nicht auffinden. Eine Deutung als solche scheint mir endlich auch unvereinbar mit den p. 418 skizzierten Lagerungsverhältnissen. Ich komme also zu der Ansicht, welche mit derjenigen STEINMANN's¹ über die Bündner Ophiolithe im allgemeinen im Einklang steht, daß auch in denjenigen unseres Gebiets eine gewaltige Intrusion vorliegt. Dieselbe ist vorwiegend dem gegen den hangenden Liaschiefer wie gegen den liegenden Gneis durch ausgesprochene Diskontinuitätsflächen begrenzten Triasdolomit gefolgt — in Form eines Lagerganges —, wobei der spröde und an sich wenig mächtige Triasdolomit zerstückelt wurde. Das Fehlen lokaler Durchbrüche durch die Unterlage darf uns in dieser Deutung nicht irre machen — es ist dies ja ein gemeinsamer Zug im Auftreten der Ophiolithe durch ganz Graubünden hindurch². Die Wurzeln der Intrusion müssen viel weiter südlich liegen.

Sehr schwierig ist es, die Frage nach dem Alter der Ophiolithe exakt zu beantworten³. In den letzten Jahren wurden darüber zwei Ansichten geäußert: diejenige STEINMANN's⁴, welcher die Intrusion in die obere Kreide, in eine dem Beginn der Alpenfaltung unmittelbar vorangehende Periode setzt, und die von ROTHPLETZ⁵, welcher Grünschiefer einerseits, Diabas und Serpentin andererseits zeitlich trennen will, die ersteren für paläozoisch, die letzteren für tertiär erklärt. Für unser Gebiet läßt sich zu dieser Frage zunächst nur sagen, daß diese Gesteine bei ihrer engen geologischen Verbindung auch zeitlich nicht wohl zu trennen sind, und zwar müssen dieselben jünger sein als Lias, da dessen Gesteine Kontaktmetamorphosen zeigen, aber jedenfalls älter als die letzte Phase der Alpenfaltung, da die Ophiolithe selbst die deutlichsten Spuren von über sie ergangenen gebirgsbildenden Prozessen an

¹ G. STEINMANN, Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie etc. p. 40. Bern. naturf. Ges. Freiburg i. B. 16. 1906.

² G. STEINMANN, a. a. O. p. 22.

³ Vergl. H. P. CORNELIUS, a. a. O.

⁴ a. a. O. p. 27 ff.

⁵ A. ROTHPLETZ, Alpenforschungen. I. p. 41, 58.

sich tragen. Gehen wir aber über die Grenzen unseres Gebietes hinaus, so finden wir bei Arosa noch die cenomane Breccie mit Serpentin injiziert¹; und da wir doch wohl annehmen dürfen, daß die in so einheitlicher Weise innerhalb der rhätischen Decke Graubündens auftretenden Ophiolithe auch von einheitlichem Alter sind, so würde derjenige der unsrigen ebenfalls frühestens obercretacisch sein können.

Es sind nun in den letzten Jahren Stimmen laut geworden, welche den Beginn der Überschiebungen innerhalb des ostalpinen Deckensystems bereits in die obere Kreide setzen wollen². Demnach würde die ophiolithische Intrusion mit dem Beginn der gebirgsbildenden Tätigkeit zeitlich außerordentlich nahe zusammenfallen, wenn nicht noch später als diese anzusetzen sein. Wenn nun auch das vortertiäre Alter der ersten alpinen Deckenschübe noch keineswegs feststeht, so kann ich doch andere Tatsachen anführen, welche dafür zu sprechen scheinen, daß die Intrusion jünger ist als der Beginn der faltenden Bewegung. Oben wurde gesagt, daß die Ophiolithe die Malojagneisantiklinale umhüllen, etwa an der Stelle, wo die Trias zu finden sein sollte. Dieser Satz hat seine Gültigkeit indessen nur so lange, als wir ausschließlich die großen Züge der Tektonik, als wir mithin die Malojagneisantiklinale als eine Einheit betrachten. Tatsächlich ist dieselbe ja, wie schon erwähnt (p. 382), durch eine ganze Reihe von Teilsynklinalen gespalten; und in letzteren findet man zwar Triasdolomit und Liasschiefer, vielleicht sogar noch Hyänenmarmor, nirgends jedoch Ophiolithe, vom Crep blanc bis zum Crap da Chüern. Die Stelle westlich von letzterem Punkte sowie eine weitere an dem Abhang nördlich Maloja bei ca. 2080 m Höhe, die einzigen Lokalitäten, von welchen ich Serpentin innerhalb der geschlossenen Masse des Malojagneises kenne, befinden sich gerade nicht innerhalb einer jener Synklinalen. Ich kann mir diese Verhältnisse nur erklären mit Hilfe der Annahme, daß der Malojagneis mitsamt den auflagernden Sedimenten bereits in enge Falte gelegt war,

¹ H. HOEK, Das zentrale Plessurgebirge. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. p. 32.

² Vergl. das Sammelreferat von O. WILCKENS, Über mesozoische Faltungen in den tertiären Kettengebirgen Europas. Geol. Rundschau. II. 1911. p. 251.

als die Intrusion erfolgte. Man wird hiergegen zwar einwenden können, daß ein unregelmäßiges Auftreten in der Natur der Eruptivgesteine liege; das ist ja zweifellos richtig. Allein wenn wir die gesamte Ophiolithmasse unseres Gebietes als eine einheitliche Intrusion auffassen, so wäre es doch mehr als wunderbar, wenn dieselbe als gewaltiger Lagergang zwar im allgemeinen der Grenzfläche zwischen Gneis und Trias gefolgt wäre, um nur gerade an den Stellen von dieser Fläche bis weit in den Lias hinauf (oder noch höher) abzuspringen, an welchen sich später tief eingreifende Synklinalen bilden sollten. Unter der Voraussetzung einer der Intrusion bereits vorausgegangenen heftigen Faltung jedoch werden die Lagerungsverhältnisse ganz leicht verständlich: die Intrusion hielt sich im wesentlichen an die erwähnte Grenzfläche, dort, wo noch keine oder nur flache Falten gebildet waren, während bereits vorhandene, eng zusammengepreßte Synklinalen quer durchbrochen werden konnten. Spätere Faltungsphasen haben sodann sowohl die Lagerungsstörungen bis zu der jetzt zu beobachtenden enormen Komplikation weiter ausgebildet, als auch die Metamorphose der Intrusivgesteine selbst hervorgebracht, von welcher unten die Rede sein soll, sowie auch endlich die rein passive Verschleppung der letzteren über die ganze Breite der Alpen bis an deren Nordrand besorgt.

Wir werden später, bei Besprechung der Kontaktprodukte der Ophiolithe, weitere Tatsachen kennen lernen, welche die hier versuchte Bestimmung des Alters der ophiolithischen Intrusion ebenfalls zu stützen geeignet sein dürften.

Wenn sich nach dem Gesagten die Wahrscheinlichkeit eines zeitlichen Zusammenfallens bezw. Ineinandergreifens des Faltungsvorgangs mit der ophiolithischen Intrusion ergibt, so dürfte auch die weitere Folgerung nicht von der Hand zu weisen sein, daß beide Vorgänge genetisch miteinander verknüpft sind. Zusammenhänge dieser Art sind ja bereits von E. P. SUSS¹ und STEINMANN² vermutet worden; ich würde einen solchen in der folgenden Weise suchen: Die gemeinsame Sohle der ostalpinen Decken ist bekanntlich die tiefstgreifende Bewegungsfläche der Alpen überhaupt — abgesehen vielleicht von der alpin-dinarischen Grenzdislokation,

¹ E. SUSS, Sur la nature des charriages. Compt. rend. Ac. de sc. 1904. p. 714.

² a. a. O. p. 27 ff.

deren Rolle ja überhaupt noch nicht genügend aufgeklärt ist. Mir erscheint es nun durchaus nicht unmöglich, daß die erstere bis in die Nachbarschaft der magmatischen Zone niedersetzt, daß von dieser ein Teil an der Basis der vorwärtsgleitenden Decke mitgeschleppt und im Verlauf des Überschiebungsvorgangs zum Abfließen in die — unter der Last der darüber bewegten Decke bereits in Falten gelegte — rhätische Unterlage genötigt worden wäre. Die ophiolithische Intrusion erschiene nach dieser Hypothese als direkte Folge der ostalpinen Deckenüberschiebung. Weitere Untersuchungen werden zeigen müssen, ob diese Deutung der Verhältnisse richtig ist.

Im folgenden wollen wir zur Beschreibung der einzelnen Typen der ophiolithischen Gesteine übergehen.

a) Gabbro. Dieses Gestein tritt in unserem Gebiete nur recht untergeordnet auf; mir ist dasselbe nur von zwei Lokalitäten bekannt geworden. Die eine befindet sich am Septimerpaß; dort ragt ca. 50 m südwestlich von den Ruinen des Hospizes ein kleiner — wenige Quadratmeter Oberfläche messender — Felskopf aus den Wiesen, bestehend aus einem grobkörnigen Diabas-Saussuritgabbro; derselbe findet sich bereits auf THEOBALD'S Karte verzeichnet. In seinem Habitus ähnelt das Gestein sehr dem unter dem Namen Oberhalbsteiner Gabbro bekannten Gestein von Val Natons bei Marmorera und von Val Faller; doch zeichnet sich unser Vorkommen unvorteilhaft aus durch sehr weit fortgeschrittene Verwitterung, weshalb ich auf eine spezielle Untersuchung desselben verzichtete.

Das andere, sehr viel interessantere Gabbrovorkommen befindet sich auf dem Engadiner Abhang meines Gebiets, bei Gravalvas. Östlich dieser Häusergruppe ragt eine imposante Felsmasse auf, mit wohl 80 m hohem, fast senkrechtem Abbruch. Dieselbe besteht zum größeren Teil aus Grünschiefer, doch findet sich demselben strichweise eingelagert Gabbro — nicht in zusammenhängenden Massen, sondern teils in Form von wenige Zentimeter mächtigen, doch weithin fortsetzenden Bändern, teils in knauer- und linsenförmigen Gebilden, bald faust- bis kopfgroß, bald auch noch bedeutend größer. Letztere liegen stets in größeren Anhäufungen beisammen, worin die einzelnen Gabbroknollen nur durch schmale Bänder von grünem Schiefer voneinander getrennt sind. Man gewinnt den Eindruck, als habe das Gestein, aus

welchem letzterer entstanden, als jüngerer Nachschub den bereits fertig gebildeten Gabbro durchbrochen und zerstückelt. Zwei Zonen von solchen Gabbromassen sind in der genannten Felsmasse zu unterscheiden, deren obere sich bis gegen die *Ova della Roda* verfolgen läßt. — Auch hier ist das anstehende Gestein fast überall sehr verwittert, doch kann man auf den Schutthalden gute Stücke erhalten.

Schon makroskopisch ist zu erkennen, daß dieser Gabbro der Einwirkung stärkster Druckkräfte ausgesetzt war. Auch diejenigen Stücke, deren ursprüngliche grobkristalline Beschaffenheit noch nicht verloren gegangen ist, zeigen stets lentikulare bis schieferige Textur in schwächerer oder stärkerer Ausbildung. Von dem Mineralbestand ist für das unbewaffnete Auge bloß der Augit mit Sicherheit bestimmbar; er bildet dunkle Kristalle bis zu 1 cm Länge — gelegentlich auch noch etwas darüber —, an welchen sich sehr häufig Zerbrechungserscheinungen konstatieren lassen; mitunter sind die Körner senkrecht auf ihre, der Schieferung parallel orientierte Längsrichtung in einzelne Stücke auseinandergerissen. Daneben sind einzelne formlose, weiße feldspatähnliche Partien zu erkennen, während die Hauptmenge des ursprünglich wohl vorhandenen Feldspats in eine undefinierbare, hellgrüne, stellenweise sericitisch glänzende Masse übergegangen ist.

Geht die dynamische Beeinflussung noch weiter, so ändert sich das Bild: die Schieferung wird naturgemäß noch deutlicher, die grüne Masse nimmt eine dunklere, chloritähnliche Färbung an, so daß das Gestein in seinem Aussehen an manche der oben beschriebenen Granitmylonite erinnert, nur mit dem Unterschiede, daß an die Stelle der dort vorhandenen Quarzkörner in unserem Falle die oft zu flachen Scheiben ausgewalzten Pyroxene treten; letztere sind in der Regel nur auf dem Querbruch wahrnehmbar. Das äußerste Stadium der Umwandlung endlich stellen hellgrüne, feinschuppige Gesteine dar, mit sehr vollkommener Schieferung, welche man nach dem äußeren Anblick ohne weiteres als Sericitschiefer bezeichnen würde. — Alle diese Varietäten bilden eine kontinuierliche Reihe. Wie zu erwarten, finden sich die weniger stark gepreßten in den mehr kompakten, rundlichen Massen, während die dünnen Lagen total ausgewalzte Gesteine enthalten.

U. d. M. fallen in erster Linie die großen Pyroxenkristalle auf. Es handelt sich um einen normalen Augit: farblos bis blaß-

bräunlich, ohne Pleochroismus, mit Interferenzfarben der ersten Ordnung und großer Auslöschungsschiefe. Stets tritt die Spaltbarkeit nach (110) deutlich in die Erscheinung; Zwillingsbildung konnte ich nicht beobachten. Die äußere Umgrenzung der meist isometrischen Individuen ist in der Regel ziemlich unregelmäßig; daß Zerbrechungserscheinungen sich auch u. d. M. deutlich bemerklich machen, ist selbstverständlich. Ganz gewöhnlich ist Uralitisierung des Pyroxens: derselbe zeigt meist vom Rand, seltener von irgendwelchen Partien des Innern aus beginnend, Umwandlung in einheitliche Individuen einer blaßgrünlichen, kaum pleochroitischen Hornblende mit deutlich wahrnehmbarer Spaltbarkeit; pinselförmige Fortwachsung über den Rand des ursprünglichen Augits hinaus kommt gelegentlich vor. Fast jedes Pyroxenkorn zeigt wenigstens den Beginn der Uralitisierung; der Grad der letzteren scheint in naher Beziehung zur Stärke der Pressung zu stehen, indem in stark schieferigen Gesteinen der Pyroxen vollständig oder bis auf geringe Reste verschwunden und durch Uralit ersetzt ist. — Als zweiter femischer Gemengteil, doch an Menge dem Pyroxen gegenüber zurücktretend, findet sich offenbar primäre Hornblende, durch ihre intensive Färbung und den starken Pleochroismus ($b = c > a$) von dem sekundär gebildeten Uralit wohl zu unterscheiden. Meist ist die Färbung rotbraun, seltener blaugrün; letztere herrscht zuweilen im Innern eines Kornes, während erstere auf die Randpartien beschränkt ist; häufiger aber sind die Farben fleckig verteilt oder bloß die rotbraune vorhanden. Diese Hornblende bildet z. T. gut idiomorph ausgebildete, größere Individuen — diese zeigen sehr häufig ganz schmale, vollständig farblose Randzonen, welche mit dem intensiv gefärbten Kern gleichzeitig auslöschen ($c : c = 20-25^\circ$), während die Doppelbrechung etwas schwächer ist —; zum andern Teil tritt sie innerhalb der Pyroxenkrystalle auf in Form von unregelmäßig gestalteten, rundlichen oder gebuchteten Einschlüssen. Lebhaft braun oder grün gefärbte Partien, welche man in vollständig umgewandelten Gesteinen inmitten des Uralits zuweilen antrifft, dürfen jedenfalls als solche erhalten gebliebene Hornblendeinschlüsse in ursprünglichem Pyroxen gedeutet werden. Zertrümmerungserscheinungen sind an der Hornblende natürlich auch zu beobachten; größere Individuen zeigen z. T. Zerfall in einzelne parallele Stengel nach der Spaltbarkeit.

Die bisher beschriebenen Mineralien zeichnen sich den weiteren Gemengteilen gegenüber aus durch erhebliche Größe — sie bilden gleichsam Einsprenglinge in einem feinkörnigen Grundgewebe, wofür letzteres hauptsächlich dem Feldspat des ursprünglichen Gesteins seine Entstehung zu danken haben dürfte. Bei relativ schwacher Umwandlung des letzteren sind stellenweise erkennbar linsenförmige Massen, bestehend aus zahlreichen kleinen, runden oder zackig ineinandergreifenden Körnern eines Feldspats, der in der Regel weder Spaltbarkeit noch Zwillinglamellierung zeigt, nach der Lichtbrechung jedoch — dieselbe übertrifft diejenige des Kanadabalsams um ein geringes — als dem Andesin nahestehend bestimmt werden kann. Offenbar handelt es sich um zerriebene größere Individuen. Je stärker die Pressung, desto mehr tritt aber an Stelle der mechanischen Zertrümmerung die bekannte Umwandlung in Albit und Epidot. Daneben findet sich stets reichlich Sericit, wohl stets ebenfalls auf Kosten des Feldspats entstanden, teils den übrigen Mineralien des Grundgewebes regellos beigemischt, teils in langen Bändern das letztere durchziehend; auf letztere Weise trägt er hauptsächlich bei zum Zustandekommen der Schieferung. In ähnlicher Weise tritt blaßgrünlicher Chlorit auf mit anomalen braunen Interferenzfarben: teils in langen, der Schieferung parallelen Zügen, teils in linsenförmigen, ziemlich wirrschuppigen Anhäufungen; oder er füllt auch die Risse von zerbrochenen Pyroxen- und Hornblendekristallen, als deren Umwandlungsprodukt er aufgefaßt werden dürfte. Besonders in stark gepreßten Gesteinen erscheint auch im Grundgewebe ein Hornblendemineral — farblose, kleine Nadelchen von tremolitähnlichen Eigenschaften, meist ebenfalls der Schieferung parallel orientiert.

Von Nebengemengteilen sind besonders auffallend große, unregelmäßig gestaltete Körper von brauner Farbe und im reflektierten Licht staubigem Aussehen, in welchen spärliche erhaltene gebliebene Reste einen umgewandelten Ilmenit vermuten lassen. Auch im Grundgewebe sind Anhäufungen von Leukoxen ziemlich verbreitet; Apatit dagegen, welcher nach dem Ergebnis der unten mitgeteilten Analyse ebenfalls vorhanden sein muß, konnte ich nicht auffinden; derselbe entzieht sich wohl infolge von geringer Größe der Wahrnehmung.

Was die strukturellen Verhältnisse betrifft, so läßt sich über diejenigen des ursprünglichen Gesteins kaum mehr etwas Sicheres

aussagen. In den jetzt vorliegenden Umwandlungsprodukten ist es zur Ausbildung von Strukturen gekommen, welche dort, wo die Umkristallisation der rein mechanischen Umformung gegenüber zurücktritt, als porphyroklastisch, in stärker umgewandelten Gesteinen hingegen als porphyroblastisch mit feingrano- bis lepidoblastischem Grundgewebe zu bezeichnen sind. Die Textur ist im allgemeinen lenticular, indem sich das Grundgewebe um die großen Augite bezw. Hornblenden oder auch um linsenförmig zertrümmerte Feldspäte flaserig herumschlingt.

Es bleiben noch einige Worte zu sagen über das Endprodukt der Umwandlung, welches als makroskopisch einem Sericitschiefer gleichend bereits erwähnt wurde. Bei mikroskopischer Betrachtung entpuppt sich dasselbe als feinschuppig-faseriges, filzig verworrenes Aggregat von Hornblende und Glimmer — beide farblos und bei der Kleinheit und schlechten Ausbildung der Individuen oft schlecht zu unterscheiden. Stellenweise macht das mikroskopische Bild einen durchaus nephritähnlichen Eindruck. Die einzige Erscheinung, welche zu den besprochenen minder intensiven Umwandlungsstadien eine Brücke schlägt, ist das Auftreten einzelner größerer, unregelmäßig begrenzter, zeretzter Individuen einer fast farblosen Hornblende, welche wenigstens noch die prismatische Spaltbarkeit zeigt, und in welcher, als letztes Relikt des ursprünglichen Gabbros, noch gelegentlich braune Flecken zu erkennen sind. Reste von Feldspat (Albit?) konnte ich nur ganz sporadisch erkennen; in der Hauptsache dürfte derselbe unter K-Zufuhr in Glimmer übergegangen sein. Außerdem treten, scharf gegen ihre Umgebung begrenzt, wirrschuppige Partien von einem grünlichen sehr feinschuppigen Chlorit auf. — Übrigens muß ich bemerken, daß es bei der außerordentlichen Brüchigkeit des mir von diesem letzten Gestein zur Verfügung stehenden (stark verwitterten) Materials nicht möglich war, hinreichend dünne Schriffe von demselben zu erhalten; es ist folglich wohl möglich, daß ich manche wichtige Erscheinung daran übersehen habe.

Bezüglich des Grünschiefers, welcher, wie oben erwähnt, die einzelnen Gabbromassen voneinander trennt, könnte man auf den Gedanken kommen, derselbe sei ebenfalls nichts weiter als ein Umwandlungsprodukt des Gabbros. Die mikroskopische Untersuchung bietet indessen dieser Ansicht keine Stütze, indem ein Hervorgehen des Grünschiefers aus dem gabbroiden Material

nirgends zu konstatieren ist; vielmehr erscheint die Grenze zwischen beiden Gesteinen recht scharf und ist der Grünschiefer ein ganz normaler, feinkörniger Epidotchloritschiefer — völlig übereinstimmend mit anderen derartigen Gesteinen, welche wir weiter unten kennen lernen werden und welche vermutlich umgewandelte Diabase darstellen. Ich bleibe also bei der Anschauung, daß ein solcher auch in unserem Falle das Ausgangsmaterial des Grünschiefers gebildet hat, daß er als jüngerer Nachschub den Gabbro durchbrochen und in allen Richtungen durchadert hat. Die jetzt vorliegenden Verbandsverhältnisse sind freilich auch vielfach durch tektonische Einflüsse modifiziert, wie man auch im Dünnschliff an der intensiven Zusammenfaltung längs der Gesteinsgrenze erkennen kann.

Die chemische Zusammensetzung unseres Gabbros wird durch folgende Analyse beleuchtet; dieselbe bezieht sich auf eine sehr stark gepreßte, vollkommen schieferige Gesteinsvarietät, deren sämtlicher Augit in Uralit übergegangen ist.

Analyse V.	Mol.-%	Werte nach OSANN-GRUBENMANN:
Si O ₂ 48,49	} 54,0	S = 54,0 M = 3,3
Ti O ₂ 1,39		A = 6,1 T = 0,0
P ₂ O ₅ 0,44		C = 3,5 K = 0,8
Al ₂ O ₃ 14,83	9,6	F = 25,7 m = 8,7
Fe ₂ O ₃ 3,38	} 8,4	n = 7,6
FeO 6,16		
MnO 0,22		
MgO 8,60	14,1	Projektionswerte:
CaO 6,54	7,8	a = 3,5
K ₂ O 2,28	1,6	c = 2,0
Na ₂ O 4,28	4,5	f = 14,5
H ₂ O unter 110° . 0,06	—	
Glühverlust . . . 3,69	—	
	<hr/> 100,36 100,0	Spez. Gew. 2,91.

Unter den von OSANN aufgestellten Typen gabbroider Gesteine findet unser Gabbro kein Analogon: allen gegenüber unterscheidet er sich durch den hohen Alkaligehalt. Derselbe ist einerseits gebunden in dem für einen Gabbro relativ sauren Plagioklas, andererseits in dem reichlich vorhandenen Glimmer. Ob letzterer bei der Metamorphose unter K-Zufuhr gebildet wurde, läßt sich bei dem Fehlen unveränderter Gesteine nicht entscheiden. Gute Übereinstimmung zeigt hingegen unser Gabbro mit dem (allerdings

auf Ergußgesteine sich beziehenden) Typus Cache Creek¹ $s_{56} a_3 c_2 f_{15}$ — mit dem Unterschiede jedoch, daß dieser absarokitische Typus sehr ausgeprägte K-Vormacht zeigt. Jedenfalls dürfte eine nahe Verwandtschaft unseres Gesteins mit Alkalmagmen feststehen. Die weiter unten mitgeteilten Analysen von Grünschiefern ergeben ganz übereinstimmende Resultate, so daß das Vorhandensein genetischer Beziehungen zwischen ihnen und dem Gabbro auch chemisch nachgewiesen sein dürfte.

Betrachtet man unseren Gabbro als kristallinen Schiefer, was angesichts der starken Metamorphose der meisten Varietäten wohl gerechtfertigt erscheint, so ergibt sich nach dem Chemismus die Zugehörigkeit desselben zur 4. Gruppe (Eklogite und Amphibolite) von GRUBENMANN (a. a. O. p. 194), wenschon der Wert von A etwas über die für diese Gruppe angegebene obere Grenze hinausgeht, der von C die untere nicht ganz erreicht. Sämtliche Typen reihen sich ohne Schwierigkeit der obersten Zone ein; und zwar dürften die mehr kataklastisch umgeformten als Flaserallalinite, die stärker umkristallisierten als porphyroblastische Albitamphibolite zu bezeichnen sein.

b) Gesteine der Diabasfamilie.

Hier sind zwei Gruppen zu unterscheiden: einmal wenig veränderte Diabase und -Porphyrite, und zweitens mehr oder minder stark metamorphosierte Gesteine, zu deren gemeinsamer Bezeichnung der Kürze halber der Name „Grünschiefer“ gebraucht sein möge.

Innerhalb der erstgenannten Gruppe lassen sich wiederum zwei Unterabteilungen auseinanderhalten. In der einen finden Platz die eigentlichen Diabase, welche recht untergeordnet an verschiedenen Punkten der ophiolithischen Zone, mit deren übrigen Gesteinen eng verknüpft, auftreten. Solche Vorkommnisse finden sich an verschiedenen Stellen des Abhanges südlich der Häusergruppen Capalotta und Mott an der Julierstraße, sowie an der Brücke der letzteren über die Julia unterhalb Boegia; ein einziges, von minimaler Ausdehnung, ist mir auf der Engadiner Seite bekannt geworden, in dem von Gravalvas nach dem Silsersee hinabziehenden Bachtobel.

Die Gesteine der angeführten Lokalitäten sind makroskopisch feinkörnig bis dicht, von ziemlich dunkelgraugrüner Färbung;

¹ OSANN, a. a. O. 20. p. 466.

gesonderte Gemengteile lassen sich nicht unterscheiden, gelbe Pyritkörner ausgenommen, welche gelegentlich hervorglänzen. Die Textur ist stets durchaus massig, jede Andeutung von Schieferung pflegt zu fehlen. Dagegen durchsetzen zahlreiche Klüfte in verschiedenen Richtungen das Gestein, nach welchen dasselbe, bei sonst sehr bedeutender Zähigkeit, beim Zerschlagen auseinanderbricht. Gute Handstücke sind folglich sehr schwer zu erhalten.

U. d. M. zeigen sich Plagioklas und Augit als Hauptgemengteile; beide sind in ungefähr gleicher Menge vorhanden. Der Plagioklas bildet leistenförmige Gestalten von z. T. gut entwickeltem Idiomorphismus. Spaltbarkeit und Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz sind gelegentlich noch zu erkennen, in der Regel jedoch infolge weitgehender Zersetzung kaum mehr wahrnehmbar. Die unfrische Beschaffenheit macht auch jeden Versuch, den vermutlich ziemlich basischen Plagioklas näher zu bestimmen, von vornherein aussichtslos. — Der Augit ist farblos bis blaßbräunlich, ohne Pleochroismus, von normaler Doppelbrechung und optischer Orientierung. Gewöhnlich ist er xenomorph begrenzt, bloß dem Ilmenit gegenüber findet sich zuweilen kristallographische Umgrenzung: (100), (010), (110). Der letztere ist ein sehr reichlich vorhandener Nebengemengteil, gewöhnlich größtenteils in Leukoxen verwandelt. An sekundären Mineralien findet sich Chlorit, in winzigen Schüppchen durch das ganze Gestein verstreut, sowie vereinzelte kleine Körnchen von Epidot, wohl den Beginn einer Umwandlung im Sinne der obersten Zone andeutend. Beide Mineralien treten übrigens auch als Kluftausfüllung auf.

Die Struktur des Gesteins ist die ophitische, an manchen Stellen in typischer Ausbildung, gewöhnlich jedoch mehr oder minder undeutlich. Bezüglich der Ausscheidung ergibt sich die Reihenfolge: Plagioklas—Augit—Ilmenit. Die Textur erscheint auch u. d. M. durchaus massig, ohne Spuren von Schieferung.

Das Gestein wäre demnach zu bezeichnen als ein Diabas, welcher höchstens den ersten Anfang einer Anpassung an die Verhältnisse der obersten Zone der Metamorphose zeigt.

Noch weit untergeordneter ist das Auftreten der Glieder der zweiten Unterabteilung. Das gemeinsame Kennzeichen der dieser zuzuzählenden Gesteine ist eine deutlich porphyrische Struktur. An erster Stelle sei hier genannt ein Gestein, das

ich nur in wenigen losen, stark verwitterten Stücken auf der Alp al Lago (Nordfuß der Roccabella) auffand; das Anstehende muß sich in der Nähe befinden, ist jedoch wahrscheinlich verschüttet. In einer dichten, hellgrünen Grundmasse liegen bis $\frac{1}{2}$ cm lange, dicktafelig ausgebildete Einsprenglinge von Plagioklas, ebenfalls hellgrün von Farbe, wohl infolge von Saussuritisierung, sowie kleine dunkle Körnchen von ? Augit. Die Textur ist vollkommen massig, keine Andeutung von Schieferung bemerklich. Wegen der geringen Frische und der sehr untergeordneten Bedeutung des Vorkommnisses wurde das Gestein einer näheren Untersuchung nicht unterzogen; dasselbe dürfte wohl als Diabasporphyrit zu betrachten sein.

Weiter gehören hierher Einschlüsse, welche ich in einem Dünnschliff des oben besprochenen Diabases, von einer Lokalität südöstlich Capalotta stammend, entdeckte. Scharf umgrenzt liegen dieselben innerhalb des ophitisch struierten, relativ grobkörnigen Gesteins. Sie zeigen Einsprenglinge von einem sehr unfrischen Plagioklas: leistenförmige Individuen mit sehr undeutlicher, fast verwischter Zwillingslamellierung. Dieselben liegen in einer äußerst feinkörnigen Grundmasse von panidiomorphkörniger Struktur, bestehend aus einem nicht näher bestimmbarern Feldspat und einem Pyroxen, welcher auch nur durch die hohe Licht- und Doppelbrechung, verbunden mit der bei den teilweise nadelförmigen Individuen etwa 40° betragenden Auslöschungsschiefe als solcher charakterisiert ist. An Akzessorien sind häufig runde Körner von Ilmenit, größtenteils in Leukoxen verwandelt; bei relativ bedeutender Größe spielen dieselben fast ebenfalls die Rolle von Einsprenglingen gegenüber der Grundmasse. Glas, das man in letzterer erwarten könnte, wurde nicht gefunden. Die Textur ist wie in dem umschließenden Diabas, so auch hier vollständig massig. — Man wird wohl annehmen dürfen, daß das eben beschriebene Gestein eine relativ rasch erstarrte Randzone bildete, welche im weiteren Fortgang der Intrusion wieder auseinandergesprengt wurde und nur in Gestalt derartiger Einschlüsse erhalten blieb. In makroskopisch sichtbaren Dimensionen habe ich letztere nicht beobachtet.

Für eine chemische Untersuchung der hierher gehörigen Gesteine erschien der Grad der Frische des ganzen mir zur Verfügung stehenden Materials nicht ausreichend.

Die zweite Gruppe unserer Diabasgesteine umfaßt, wie schon bemerkt, die mehr oder minder stark metamorphosierten, im allgemeinen als „Grünschiefer“ bezeichneten Glieder: Es ist zwar, wie wir sehen werden, streng genommen, nicht richtig, alle Grünschiefer als umgewandelte Diabase anzusprechen; indessen ist die geologische und genetische Verbindung der verschiedenartigen Typen derart, daß es wohl angängig ist, hier alle im Zusammenhang zu betrachten.

Es lassen sich unter den Grünschiefern wiederum drei Untergruppen unterscheiden. Die Gesteine der ersten sind ausgezeichnet durch das reichliche Auftreten von reliktischem Pyroxen; sie sollen hier als „Augitchloritschiefer“ bezeichnet werden. Diejenigen der zweiten sind typische albitreiche Epidotchloritschiefer, während für die dritte das vollständige Fehlen des Albits bezeichnend ist. Von vornherein sei bemerkt, daß die Gesteine der sämtlichen Untergruppen sich makroskopisch z. T. in außerordentlichem Maße gleichen, weshalb die Verbreitung mancher Typen innerhalb der ausgedehnten Grünschieferareale meines Gebietes kaum zu übersehen ist.

1. Die Augitchloritschiefer. Hierher zählt zunächst ein Gestein, das auf dem Wege vorwiegend mechanischer Umformung sein Gepräge erhalten haben dürfte. Dasselbe steht an in einer kleinen Felswand auf dem Abhang südlich der Häusergruppe Mott an der Julierstraße, nur durch wenige Meter aufliegender Sedimentgesteine von der großen Überschiebungsfläche der Errdecke getrennt. Das Gestein zeigt makroskopisch bei graugrüner Farbe und feinkörniger Beschaffenheit eine flaserigschieferige Textur; einzelne größere Augitkörner sind zu erkennen, zu Linsen zerquetscht und stark zerbrochen.

Im Dünnschliff sind diese Augite besonders auffallend. Es sind z. T. recht große, farblose Kristalle von normalen optischen Eigenschaften, doch stets mit intensivsten Zertrümmerungserscheinungen: in verschiedenen Richtungen von Rissen durchsetzt, erscheinen sie im Schliff parallel zur Schieferungsebene zerlegt in ein Nebeneinander von einzelnen, meist noch ziemlich einheitlich orientierten Bruchstücken, während letztere im Querschliff reihenförmig angeordnet sind. Man kommt zu dem Eindruck, als habe eine flächenförmige Ausbreitung der ursprünglich einheitlichen Augitindividuen stattgefunden. Die Zertrümmerung

ist verbunden mit Umwandlung in sehr blaßgrünlichen, fast farblosen und nicht merklich pleochroitischen Chlorit, mit kaum wahrnehmbarer Doppelbrechung; dessen feinblättrige Aggregate pflegen die Risse der Augite zu erfüllen und begleiten gelegentlich auch die äußeren Ränder der letzteren. Auch große, einsprenglingsartige Plagioklase mit breiter Zwillingslamellierung sind vorhanden, anscheinend ziemlich kalkreich, jedoch bei vorgeschrittener Zersetzung kaum näher zu bestimmen. Auch sie zeigen kataklastische Erscheinungen in auffälligem Maße, doch beschränken sich dieselben im Gegensatz zum Augit stets auf einzelne Zertrümmerungszonen im Innern und besonders auf die Ränder der Kristalle, um dort aber zu völliger Zermalmung, Auflösung in feines Gereißel zu führen. Auf diese Weise kommt eine scheinbare Grundmasse zustande; daneben aber finden sich teilweise sehr ausgedehnte Partien, bestehend aus winzigen Feldspatkörnchen, gemischt mit feinsten Chlorit- und Glimmerschüppchen, welche mir aus einer echten, ursprünglichen Grundmasse hervorgegangen zu sein scheinen, ohne daß indessen eine gegenseitige Abgrenzung beider durchführbar wäre. — An akzessorischen Mineralien ist Ilmenit sehr reichlich vorhanden, in z. T. recht großen, stets mit Leukoxen bedeckten und verrosteten Körnern; vereinzelt findet sich auch Pyrit. Eine beginnende Ummineralisation wird angezeigt — außer durch den bereits erwähnten Chlorit — durch Epidot, der in einzelnen kleinen Körnchen oder unregelmäßigen Haufwerken von solchen auftritt, jedoch ziemlich spärlich.

Mir scheint es am wahrscheinlichsten, daß wir es im vorliegenden Gestein zu tun haben mit einem vorwiegend kataklastisch umgeformten Augitporphyr.

Daran schließt sich ein Gestein an, das ich nur in Gestalt loser Bruchstücke an dem von Gravasalvas nach Blaunca führenden Wege gefunden habe. Doch ist die Verbreitung desselben möglicherweise gar keine unbeträchtliche, da es sehr verbreiteten Typen der folgenden Gruppe der Epidotchloritschiefer makroskopisch vollkommen gleich: feinkörnig bis dicht, graugrün von Farbe, zeigt es ziemlich regelmäßigen Wechsel von heller und dunkler gefärbten Lagen, zu welchen parallel eine ziemlich vollkommene Spaltung möglich ist.

U. d. M. läßt sich an diesem Gestein kein Zeichen mechanischer Umwandlung mehr beobachten — vielmehr ist die Struktur rein

granoblastisch. Unter den Hauptgemengteilen fällt in erster Linie in die Augen ein Augit von ganz blaß violettbräunlichem Farbton, Auslöschungsschiefe ca. $35-40^\circ$ ohne erkennbaren Pleochroismus, dessen weitere optische Eigenschaften keinen Anlaß zu besonderen Bemerkungen bieten. Es sind kleine, unregelmäßig umgrenzte Körner, gewöhnlich randlich umgewandelt in eine farblose bis blaßgrünliche Hornblende, welche sich, abgesehen von der Farbe, durch schwächere Doppelbrechung und geringere Auslöschungsschiefe ($10-15^\circ$) vom Augitkern wohl abhebt. Die gleiche Hornblende findet sich auch sonst recht reichlich in Form feiner Nadelchen, z. T. zu längeren, der Schieferung parallelen Zügen angeordnet. Begleitet wird erstere von nicht besonders reichlich vorhandenem Chlorit mit kaum wahrnehmbarer Doppelbrechung. Neben dem Augit der wichtigste Gemengteil ist Albit; er findet sich massenhaft in recht kleinen Individuen, ohne Zwillinglamellierung, meist fleckenweise zusammengehäuft. Auch Epidot findet sich in regellosen Haufwerken, wenn auch nur als Übergemengteil. Reichlich vorhandener Ilmenit, bzw. aus solchem hervorgegangener Titanit, etwas Apatit, sowie endlich Calcit vervollständigen den Mineralbestand. — In textureller Beziehung ist eine durch Parallelorientierung der Hornblendenadeln und Chloritblättchen bedingte schwache Schieferung zu bemerken, parallel der makroskopisch sichtbaren Bänderung, welche ihr Dasein einem Wechsel albitreicher und -ärmerer Lagen verdankt.

Ebenfalls nur im Schutt, und zwar unter den bei Besprechung des Gabbros erwähnten Felsen östlich Gravasalvas, fand ich ein anderes hierher gehöriges Gestein. Makroskopisch graugrün von Farbe, unterscheidet sich dasselbe von dem vorigen einerseits durch Fehlen der Bänderung — bei Betrachtung mit unbewaffnetem Auge erscheint die Bezeichnung als „Schiefer“ gar nicht gerechtfertigt —, andererseits durch bedeutendere Korngröße.

Mikroskopische Untersuchung läßt erkennen, daß in diesem Gestein der Augit nur mehr in Resten vorhanden ist; alle seine Individuen sind teilweise, und die meisten vollständig, umgewandelt in Uralit mit Pleochroismus $b = c$ grün, a blaßgrünlich bis gelblich. Daneben ist, wohl ebenfalls als Umwandlungsprodukt von Pyroxenen, sehr reichlich Chlorit vorhanden: ganz blaßgrünlich mit schwachem Pleochroismus und anomalen braunen Interferenzfarben, bildet derselbe sehr feinschuppige, aggregatpolarisierende

Massen. Dieselben sind oft in einer Weise angeordnet, daß ein Anblick zustande kommt, als ob sie von den Augit-Uralitindividuen wegflößen. Ebenfalls in sehr bedeutender Menge ist Albit vorhanden in kleinen rundlichen Körnern. Epidot ist ziemlich spärlich als Gesteinsgemengteil, dagegen auf Klüften in reichlichem Maße ausgeschieden; Muscovit erscheint in Gestalt von zahlreichen, jedoch winzigen Schüppchen. Massenhaft vorhanden ist Ilmenit, in mehr oder minder in Leukoxen verwandelten Körnern.

Die Struktur dieses Gesteins ist porphyroblastisch mit vorwiegend granoblastischem Grundgewebe; als Porphyroblasten funktionieren die großen Augit-Uralitindividuen. Irgend ein Hinweis auf die ursprüngliche Struktur ist hier so wenig als bei dem vorhergehenden Gestein erhalten geblieben. — Eine ganz schwach schieferige Textur ist durch Parallelorientierung der Muscovit- und Chloritblättchen des Grundgewebes angedeutet.

Über den chemischen Bestand der Augitchlorit-schiefer gibt eine Analyse Auskunft, welche von dem zwischen Blaunca und Gravasalvas gefundenen Gestein anzufertigen Fr. Dr. L. HEZNER die Freundlichkeit hatte. Das Resultat war:

Analyse VI.	Mol.-%	Werte nach OSANN-GRUBENMANN:
SiO ₂ 45,78	} 54,6	S = 54,6 T = 0,0
TiO ₂ 2,52		A = 5,0 K = 0,8
P ₂ O ₅ 0,39		C = 4,9 m = 7,1
Al ₂ O ₃ 14,69	9,9	F = 25,6 n = 8,4
Fe ₂ O ₃ 4,10	} 9,2	M = 7,5
FeO 5,65		
MnO 0,15		
MgO 6,13	8,9	Projektionswerte:
CaO 10,09	12,4	a = 3,0
K ₂ O 1,12	0,8	c = 2,5
Na ₂ O 3,83	4,2	f = 14,5
CO ₂ 2,65	—	
H ₂ O unter 110° 0,03	—	
Glühverlust 2,96	—	Spez. Gew. 2,93.
	100,09	100,0

Dem vorstehenden Analysenresultat nach läßt sich das Gestein gut dem OSANN'schen Typus Oroville $s_{57,5} a_3 c_3 f_{14}^1$ zuzählen.

¹ A. OSANN, a. a. O. 20. p. 447.

Da wir bei den typischen Epidotchloritschiefern zu demselben Ergebnis gelangen werden, mithin diese beiden mineralogisch recht verschiedenen Gesteinsgruppen sich chemisch vollständig entsprechen, so erscheint es recht auffallend, daß dieselben in enger geologischer Verbindung miteinander auftreten. Die Augitchloritschiefer sind ihrem Mineralbestand nach (vom Augit abgesehen) ebenso wie nach ihrem geologischen Auftreten ganz unzweifelhaft Angehörige der obersten Zone. Wie ist nun die Mineralkombination: Augit, Uralit, Chlorit zu erklären? Der Augit ist wohl mit Sicherheit als Relikt aufzufassen; und was das Verhältnis von Uralit und Chlorit betrifft, so scheint mir die Frage, welches dieser beiden Mineralien aus einem ursprünglich vorhandenen Augit bei der Metamorphose entsteht, dahin zu beantworten zu sein, daß dies in erster Linie eine Frage der bei der Umwandlung zur Verfügung stehenden Wassermenge ist. Die Chlorite bedürfen zu ihrer Bildung einer erheblich größeren Wassermenge als die Hornblendemineralien; ist diese nicht vorhanden, so ist die Entstehungsmöglichkeit für die ersteren nicht gegeben; es wird sich also Hornblende bilden müssen. Und da es nicht auf die absolute Menge des vorhandenen Wassers ankommt, sondern auf die relative, auf das Verhältnis zur Menge des umzuwandelnden Augits, so dürfte auch die Größe der Augitkörner von Einfluß sein. Große Individuen dieses Minerals werden uralitisiert werden (oder teilweise als Relikte erhalten bleiben) unter Verhältnissen, welche bei kleineren Körnern bereits zu vollständiger Umwandlung in Chlorit führen würden. Tatsächlich handelt es sich bei den Augit- bzw. Uralitindividuen der Augitchloritschiefer meist um solche von relativ bedeutender Größe; der Schluß dürfte gerechtfertigt sein, daß diese Gesteine von porphyrisch struierten oder grobkörnigen gabbroiden Bildungen abstammen, während normale feinkörnige Diabase bei der Umwandlung Gesteine der folgenden Gruppe lieferten.

2. Die typischen albitreichen Epidotchloritschiefer sind unter den diabasischen Gesteinen unseres Gebietes weitaus am verbreitetsten. Wo von Grünschiefer die Rede ist, sind im allgemeinen hierher gehörige Gesteine gemeint.

Es sind makroskopisch feinkörnige, fast dichte, heller oder dunkler grün gefärbte Gesteine von oft mehr massiger als schieferiger Textur, welche letztere meist nur durch einzelne sericitisch glänzende

Lagen zum Ausdruck kommt; in den meisten Fällen jedoch ist ihnen eine sehr deutliche Bänderung eigen, indem relativ dunkelgrüne oder graugrüne Lagen mit helleren, gelbgrünen oder weißen wechseln. Die verschiedenfarbigen Lagen sind dabei in der Regel keineswegs scharf gegeneinander abgegrenzt, vielmehr sei es durch allmähliche Übergänge, sei es durch Verzahnung und Ineinanderauskeilen verknüpft. Lokal kann die Bänderung einer unregelmäßig fleckigen Verteilung verschiedener Farbtöne Platz machen, doch ist dieser Fall selten; etwas häufiger sind ganz gleichförmig graugrün gefärbte Gesteine.

Die mikroskopische Untersuchung läßt als Hauptgemengteile Epidot, Chlorit und Albit erkennen. Der Epidot findet sich in der Regel in kleinen, unregelmäßig rundlichen Körnern, bezw. regellosen Zusammenhäufungen von solchen, welche im Dünnschliff manchmal größere Flächen gleichmäßig bedecken und sich durch äußerst buntscheckige Interferenzfarben auszeichnen. Vereinzelt trifft man indessen auch besser ausgebildete, idioblastische Individuen, längs entwickelt nach der b-Achse, z. T. auch durch relativ bedeutende Größe ausgezeichnet. Die Spaltbarkeit nach (001) ist zuweilen, Zwillingsbildung fast nie deutlich erkennbar. Die Farbe ist lichtgrüngelb bis farblos, mit dem normalen Pleochroismus; auch Licht- und Doppelbrechung halten sich in der gewöhnlichen Höhe. — Der Chlorit zeigt ziemlich wechselnde Eigenschaften. Stets freilich ist er durch bläulichgrüne Farbe, oft mit Pleochroismus nach gelb ($a = b > c$) charakterisiert; die Interferenzfarben jedoch sind bald normales Grau I. Ordnung, bald anomale schmutzige-braune oder indigoblaue Töne; auch die Auslöschung ist zwar in manchen Schliffen bei allen Schnitten gerade, während in anderen Schiefen bis zu 10° vorkommen. Offenbar haben wir es mit verschiedenen Gliedern der Chloritgruppe zu tun. — Der Albit ist meist nur in Form von sehr kleinen rundlichen Körnern vorhanden; selten trifft man einzelne größere Individuen, welche mitunter Zwillingslamellierung zeigen, nach der man im allgemeinen vergebens sucht.

An Nebengemengteilen findet sich stets massenhaft Titanit, meist in der charakteristischen Insekteneierform, oder auch als Leukoxen, der als feiner Staub oft ganze Partien der Schliffe erfüllt und trübt. Auch Apatit ist gelegentlich zu erkennen; doch sieht man seine stets kleinen Individuen sehr schwer und erst bei

starker Vergrößerung; nach den unten mitgeteilten Analysenresultaten zu schließen ist er in manchen Fällen offenbar viel reichlicher vorhanden, als dies das Mikroskop ahnen läßt. Pyrit findet sich manchmal in größeren, wohlausgebildeten Würfeln. Von Übergemengteilen ist Calcit wohl am häufigsten, mitunter in größeren Anhäufungen oder in einzelnen, nur dem Chlorit gegenüber automorph begrenzten Individuen. In manchen Schliften findet sich Muscovit ziemlich reichlich dem Chlorit in einzelnen Blättern beigemengt und mit demselben parallel verwachsen. Endlich scheint inmitten von albitischen Anhäufungen auch Quarz, aber selten, vorzukommen.

Die Struktur kann als granoblastisch oder als lepidoblastisch bezeichnet werden, je nachdem an der ins Auge gefaßten Stelle mehr der Albit oder Epidot oder aber der Chlorit das Bild beherrscht. Auffallend ist dagegen das vollständige Fehlen poikiloblastischer Varietäten, welche nach GRUBENMANN¹ bei der Gruppe der Epidotchloritschiefer sonst nicht selten sind. Die Verteilung der verschiedenen Komponenten ist derart, daß stets der Epidot in zusammenhängenden schuppigen Massen von Chlorit eingebettet liegt, ebenso die Titanmineralien, während der Albit, mit der Hauptmenge des Calcits und nur einzelnen Epidot- und Chloritindividuen gemengt, gesonderte zwischenliegende Partien zusammensetzt. Auf solche Weise kommt die makroskopisch so auffallende Bänderung zustande. — Die Textur ist eine ziemlich wenig ausgeprägte Kristallisationsschieferung.

Es muß noch erwähnt werden, daß die mittlere Korngröße von einem Vorkommnisse zum anderen nicht unerheblichen Schwankungen unterliegt. Das Mengenverhältnis der einzelnen Hauptgemengteile scheint im allgemeinen ziemlich konstant zu sein, doch kann gelegentlich der eine oder andere auffällig zurücktreten.

Analysen wurden von hierhergehörigen Gesteinen zwei ausgeführt. Die eine (No. VII) bezieht sich auf einen ganz normalen, feinkörnigen Epidotchloritschiefer von dem Gehänge südlich Capalotta, die andere (No. VIII), ausgeführt von Frl. Dr. L. HEZNER, auf eine besonders epidotarme, makroskopisch gleichmäßig grüne Varietät vom Piz Longhin.

¹ GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. p. 207.

Analyse VII.		Mol.-%	Analyse VIII.		Mol.-%
SiO ₂	46,12	53,2	SiO ₂	50,46	56,9
TiO ₂	2,09		TiO ₂	1,05	
P ₂ O ₅	1,47		P ₂ O ₅	0,35	
Al ₂ O ₃	16,15	10,7	Al ₂ O ₃	17,80	11,6
Fe ₂ O ₃	4,53	9,1	Fe ₂ O ₃	3,50	8,4
FeO	5,45		FeO	5,63	
MnO	0,16		MnO	0,20	
MgO	5,67	9,5	MgO	5,95	9,9
CaO	8,66	10,5	CaO	6,27	7,5
K ₂ O	0,89	0,6	K ₂ O	0,29	0,2
Na ₂ O	5,87	6,4	Na ₂ O	5,08	5,5
S	0,08	—	H ₂ O unter 110°	0,03	—
H ₂ O unter 110°	0,09	—	Glühverlust	3,13	—
Glüverlust	3,78	—			
	101,01	100,0		99,74	100,0

Werte nach OSANN-GRUBENMANN:

S = 53,2	M = 6,8	S = 56,9	M = 1,6
A = 7,0	T = 0,0	A = 5,7	T = 0,0
C = 3,7	K = 0,7	C = 5,9	K = 0,9
F = 25,4	m = 7,3	F = 19,9	m = 9,2
n = 9,1		n = 9,6	

Projektionswerte:

a = 3,5	a = 3,5
c = 2,5	c = 3,5
f = 14	f = 13
Spez. Gew. 2,91	Spez. Gew. 2,85

Wie man sieht, stehen auch diese Gesteine dem Typus Oroville $s_{57,5} a_3 c_3 f_{14}$ von OSANN recht nahe. Als kristalline Schiefer entsprechen sie vollkommen der Familie der Epidotchloritschiefer unter den Epigesteinen der 4. Gruppe von GRUBENMANN.

3. Von albitfreien Epidotchloritschiefern sind mir nur zwei Vorkommnisse bekannt geworden. Im einen Falle handelt es sich um ein Gestein, das am Nordfuß des Piz Longhin am Kontakt von Malojagneis und Serpentin — vermutlich als Randfazies des letzteren — ansteht, und zwar durch Übergänge verknüpft und makroskopisch ununterscheidbar von einem normalen albitreichen Epidotchloritschiefer. Es ist ein ganz feinkörniges, gleichmäßig graugrünes Gestein mit schwach ausgeprägter Schieferung, dergleichen unter den Grünschiefern meines Gebiets auch an anderen Stellen lokal vorkommen und möglicherweise auch der in Rede stehenden Gruppe angehören. — Mikroskopisch betrachtet zeigt

unser Gestein porphyroblastische Struktur; die Porphyroblasten bestehen aus einer stark doppelbrechenden, blaßgrünlichen Hornblende, oft an den Enden ausgefasert und mit Einschlüssen von Erz erfüllt; sie macht ganz den Eindruck von Uralit. Der Menge nach überwiegt ganz bedeutend das granolepidoblastische Grundgewebe. Der eine Hauptgemengteil desselben ist Chlorit, von ganz blaßgrünlicher Färbung und normalen grauen Interferenzfarben bei geringer Auslöschungsschiefe (Klinochlor); zwischen dessen teilweise flaserig-gewundenen Zügen liegen kompakte Anhäufungen von Epidotmineralien. Dieselben sind offenbar durchgehends sehr eisenarm, farblos oder ganz lichtbräunlich; den sehr niederen, anomal blaugrauen Interferenzfarben nach muß der größere Teil davon als Klinozoisit bezeichnet werden, während an anderen Stellen auch die hohen Interferenzfarben von eigentlichem Epidot auftreten. Auch eine farblose Hornblende beteiligt sich an der Zusammensetzung des Grundgewebes in spießigen, zerfetzten Individuen. Titanit ist recht häufig, Apatit gelegentlich zu erkennen.

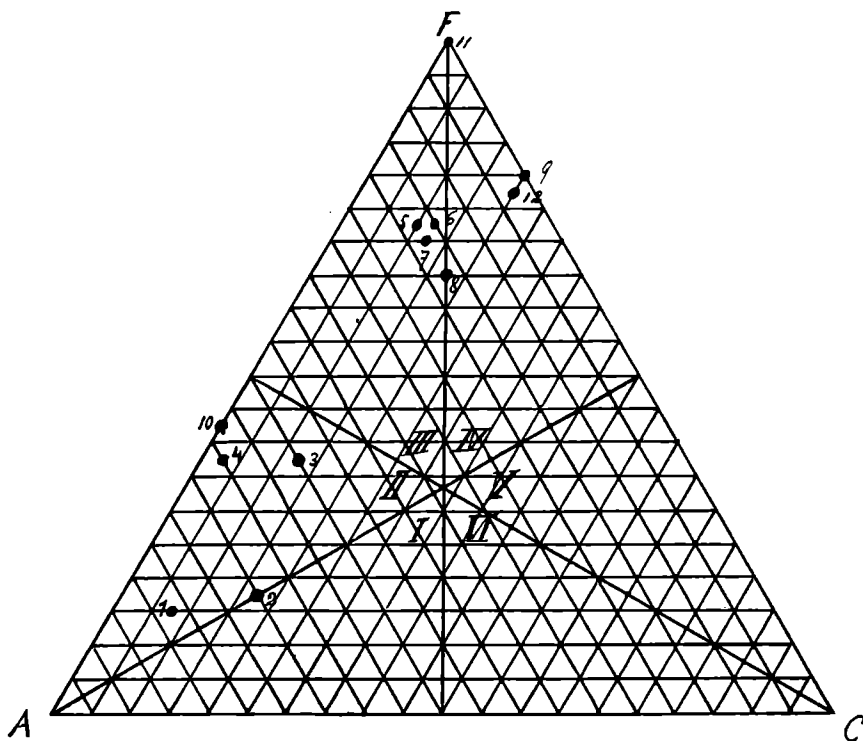
Das andere mir bekannte albitfreie Epidotchloritgestein findet sich als wenig bedeutende Einlagerung in der großen Grünschiefermasse nördlich von Gravasalvas. Es unterscheidet sich von dem vorigen Gestein makroskopisch durch gröberkörnige Beschaffenheit, lebhaft olivgrüne Färbung und Zurücktreten der Schieferung, mikroskopisch durch das Fehlen von porphyroblastischer Struktur, sowie von Hornblende. Die Hauptgemengteile sind Epidotmineralien und Chlorit; erstere sind hier wie oben teils Klinozoisit, teils eisenarmer Epidot. Der Chlorit zeigt in unserem Gestein mehr bläulichgrünen Farbton mit deutlichem Pleochroismus ($a > c$) und anomale, tiefbraune Interferenzfarben. Hornblende fehlt vollständig; dagegen findet sich als Übergemengteil etwas farbloser Glimmer dem Chlorit fleckenweise beigemengt. Titanit ist in z. T. sehr großen, oft bis zur Undurchsichtigkeit getrübten Individuen ganz außergewöhnlich reichlich vorhanden; auch Apatit zeichnet sich durch relativ bedeutende Menge aus. — Die Struktur ist wiederum granolepidoblastisch, die Textur selbst im Dünnschliff noch kaum als schieferig zu bezeichnen.

Das zuletzt besprochene Gestein wurde analysiert mit folgendem Resultat:

Analyse IX.	Mol.-%	Werte nach OSANN-GRUBENMANN:
SiO ₂ 31,73	} 40,1	S = 40,1 M = 7,2
TiO ₂ 4,39		A = 0,25 T = 0,0
P ₂ O ₅ 0,71		C = 8,5 K = 1,0
Al ₂ O ₃ 12,95	8,75	F = 32,4 m = 7,8
Fe ₂ O ₃ 13,92	} 18,0	n = 0,0
FeO 5,84		
MnO 0,35		
MgO 10,07	17,2	Projektionswerte:
CaO 12,77	15,7	a = 0,0
K ₂ O 0,37	0,25	c = 4,0
Na ₂ O —	—	f = 16,0
H ₂ O unter 110° 0,12	—	
Glühverlust 6,74	—	Spez. Gew. 3,12.
	99,96 100,00	

Unter den von OSANN aufgestellten Typen findet das Gestein kein Analogon. Meiner Ansicht nach liegt in demselben das Umwandlungsprodukt eines pyroxenitischen Spaltungsgesteins vor, dessen Zusammensetzung sich zu ca. 85 % eines an TSCHERMAK'schen Molekülen reichen Augits und 10—12 % Eisenerzen berechnen läßt, in Verbindung mit etwas Biotit, Apatit, vielleicht auch Anorthit; freilich ist der Chemismus für ein Erstarrungsgestein überhaupt etwas ungewöhnlich. Eine sedimentäre Natur dürfte jedoch ausgeschlossen sein — nicht nur wegen der Beziehungen zu den anderen sicher eruptiven Grünschiefern, sondern auch wegen des enorm hohen TiO₂-Gehalts. Möglicherweise ist das Gestein aufzufassen als Umwandlungsprodukt eines durch Einschmelzung von Kalkstein stofflich modifizierten Peridotits — eine Deutung, welche für das vorher erwähnte analoge Gestein vom Piz Longhin auch durch die Lagerungsverhältnisse gestützt werden könnte. Unter den kristallinen Schieferen findet es seinen Platz in der obersten Zone, und zwar als Mittelglied zwischen der IV. und V. Gruppe.

Wenn wir zum Schluß die Analysen der verschiedenen Grünschiefer sowie des Gabbros vergleichen, so ergibt sich zwischen sämtlichen — von dem zuletzt behandelten Gestein abgesehen — eine sehr nahe Übereinstimmung untereinander, welche auch in der Projektion sehr gut zum Ausdruck kommt. Über ihre Stellung als Zwischenglieder zwischen Kalkalkali- und Alkalimagmen, ihre Verwandtschaft mit den OSANN'schen Typen Cache Creek und



1. Malojagneis, Hotel Piz Longhin, Maloja.
2. Granit, normal, Roccabella.
3. Granit, mylonitisiert, Roccabella.
4. „Nairporphyr“, Hang zwischen Alp Surgonda und Lej da Gravasalvas.
5. Gabbro, stark geschiefert, Gravasalvas.
6. Augitchloritschiefer, Weg zwischen Blaunca und Gravasalvas (Schutt).
7. Epidotchloritschiefer, südlich Capalotta.
8. Epidotchloritschiefer, Piz Longhin.
9. Epidotchloritschiefer, feldspatfrei. Nördlich Gravasalvas.
10. Riebeckit-Garbenschiefer. Gravasalvas.
11. Ophicalcit, Canaletta (Schutt).
12. Vesuvianfels, Piz Longhin — Südseite (Schutt).

Oroville, könnte ich geradezu wiederholen, was GRUBENMANN¹ bezüglich der Diabase des Unterengadins ausgeführt hat. Die Übereinstimmung mit letzteren fällt ohne weiteres in die Augen; und es bestätigt also die chemische Untersuchung, was auf Grund

¹ TARNUZZER und GRUBENMANN, a. a. O. p. 243.

tektonischer Untersuchungsergebnisse schon lange¹ vermutet worden war: daß die „Grünschiefer“ des Oberhalbsteins und Oberengadins ein metamorphes Äquivalent darstellender Unterengadiner etc. Diabase. Die stoffliche Identität beider macht aber auch eine Gleichheit des Alters in hohem Grade wahrscheinlich — von anderweitigen Erwägungen, die zu demselben Ziele führen, ganz abgesehen. Damit dürfte der von ROTHPLETZ² vertretenen Hypothese eines paläozoischen Alters der „Grünschiefer“ (und der mit ihnen verknüpften „Bündnerschiefer“) die letzte Stütze entzogen sein.

e) Serpentin. Das Verbreitungsgebiet des Serpentin innerhalb der Berge zwischen Septimer- und Julierpaß deckt sich ungefähr mit dem oben für die Ophiolithe überhaupt angegebenen; über sein Auftreten wurde ebenfalls bereits (p. 415 f.) das Wesentliche gesagt.

Das Gestein unterscheidet sich nicht wesentlich von den Serpentinien anderer Gegenden. Makroskopisch dicht, feinsplitterig, auf frischem Bruch von tiefgrüner Farbe, zeigt es auf angewitterten Flächen alle möglichen Farbtöne von hellgrün bis rotbraun und beinahe schwarz. Nicht gerade selten treten einzelne hellgrüne, verwittert gelbweiße, scharf begrenzte Flecken von einigen Millimeter Durchmesser einsprenglingsartig hervor. Stets sind Klüfte und Rutschflächen in großer Menge vorhanden, manchmal mit glänzendem Belag von hellgrünem, durchscheinendem, „edlem Serpentin“. Manchmal laufen dieselben in allen möglichen Richtungen, häufiger jedoch annähernd parallel zueinander, so daß das normalerweise vollständig massige Gestein eine groblentikuläre Textur annimmt und bei der Verwitterung in scharfrandige, flachlinsenförmige Stücke zerfällt; beim Betreten einer derartigen Schutthalde hat man mitunter den Eindruck, über lauter Weinflaschenscherben zu wandeln. Gar nicht selten kommt sogar eine vollkommene, ziemlich dünnblättrige Schieferung zustande, an frischen Stücken erst beim Zerschlagen bemerklich, während verwitterte Partien gelegentlich in millimeterdicke Platten zerfallen, welche das Sonnenlicht mit olivgrüner Farbe durchscheinen lassen.

¹ G. STEINMANN, Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie etc.

² A. ROTHPLETZ, Alpenforschungen.

Sehr häufig ist der Serpentin von Adern durchsetzt, mit im Maximum etwa $\frac{1}{3}$ m Mächtigkeit, deren Füllung aus hell- bis dunkelgrünem Chrysotil-Asbest besteht. Besonders an den Grenzen gegen das Nebengestein pflegen solche entwickelt zu sein, setzen auch wohl in letzteres auf kurze Erstreckungen über. Seltener und höchstens einige Zentimeter mächtig sind mit Carbonaten erfüllte Adern.

Im Dünnschliff zeigen unsere Serpentine das normale Aussehen der Antigoritserpentine: teils wirrschuppige Aggregate von Antigorit, teils mehr oder minder ausgesprochen paralleltexturiert; von Gitterstruktur ist im allgemeinen nichts zu bemerken. Die oben erwähnten einsprenglingsartigen Gebilde erscheinen nun als braune Flecken innerhalb der farblosen Serpentinmasse, doch bestehen sie gleichfalls aus wirrschuppigem Antigorit. Eine ausgezeichnete Spaltbarkeit (oder Zwillingslamellierung?) ist darin erhalten geblieben; ich vermute, daß es sich um umgewandelten Enstatit handelt. Daneben findet sich monokliner Pyroxen in ganz unregelmäßigen, von Serpentinadern durchzogenen Individuen; wo dieselben eine Umwandlung in Serpentin zeigen, handelt es sich um den normalen farblosen; die Muttersubstanz der braunen Flecken kann dies Mineral also nicht gewesen sein, auch ist es im allgemeinen bemerkenswert frisch. Bestätigt sich meine Annahme bezüglich derselben, so wäre damit die von BALL¹, BONNEY² und GRUBENMANN³ an den Bündner Serpentinien festgestellte Regel, wonach rhombischer Pyroxen leichter serpentinisiert wird als monokliner, aufs neue bestätigt. Die Hauptmasse des Antigorits — in vielen Fällen die gesamte Menge desselben — dürfte hervorgegangen sein aus Olivin, wenn sich auch von diesem Mineral selbst nirgends mehr Reste erhalten haben. Sehr reichlich sind gewöhnlich opake Eisenerze, in erster Linie Magnetit, vorhanden; z. T. größere kompakte, unregelmäßig geformte Körner, wohl sicher primärer Natur; z. T. wahrscheinlich sekundär, bei dem Serpentinisierungsprozeß als Nebenprodukt gebildete Massen. Die letzteren sind entweder in Gestalt kleiner einzelner Körnchen

¹ J. BALL, The serpentine and associated rocks of Davos. Diss. Zürich 1897. p. 15.

² T. G. BONNEY, On some serpentines from the Rhaetian Alpes. Geol. Magazine. Dekade II. 7. 1880. p. 538.

³ TARNUZZER und GRUBENMANN, a. a. O. p. 246.

über größere Flächen des Schliffes gleichmäßig verteilt oder auf bestimmte, sich mannigfach kreuzende Linien konzentriert, welche wohl die Grenzen ehemaliger Olivinkristalle bezeichnen. Chromspinelle konnte ich nicht beobachten. — Auch im Dünnschliff gelangen gelegentlich mit Chrysotil in sehr feinfaserigen Aggregaten erfüllte, oft völlig geradlinige Adern zur Wahrnehmung.

Eine chemische Analyse von dem Serpentin habe ich nicht ausgeführt, da dessen Abstammung von peridotitischen Gesteinen ohnehin zweifellos sein dürfte. Der genetische Zusammenhang mit den Grünschiefern, Diabasen und Gabbros ist bei den engen Beziehungen, worin diese Gesteine durch ganz Graubünden hindurch untereinander stehen, ebenfalls kaum zu bezweifeln.

Soweit die Gebirgsbewegungen den Serpentin derartig beeinflusst haben, daß derselbe als kristalliner Schiefer bezeichnet werden kann, fügt sich derselbe — als Epi-Antigoritschiefer nach GRUBENMANN — naturgemäß den übrigen Gesteinen der obersten Zone an, was hier der Vollständigkeit halber bemerkt sei.

VII. Erscheinungen der Kontaktmetamorphose, bewirkt durch die ophiolithischen Gesteine.

a) **Endomorphe Kontaktbildungen.** Über dieselben kann ich mich kurz fassen, da solche in unserem Gebiete eine einigermaßen fragliche, auf jeden Fall aber sehr untergeordnete Rolle spielen.

Vielleicht darf man hierher einen pyritreichen Talk-schiefer stellen, welchen ich an einer Stelle im unteren Teile des Piz Longhin-Nordgrates als wenige Zentimeter mächtige Zwischenlage zwischen Serpentin einerseits, metamorphem Kalkstein andererseits auffand. Es ist ein makroskopisch grauweißes, glänzendes, sehr feinblättriges und ebenflächig spaltbares Gestein; die sehr geringe Härte — es ist leicht mit dem Fingernagel zu ritzen — und das stark fettige Anfühlen machen die Bestimmung als Talk zweifellos. Auffallend sind darin zahlreiche wohl ausgebildete Pyrithexaeder von bis 1 cm Kantenlänge; infolge von oberflächlicher Oxydation zu Limonit zeigen sie eine dunkelbraune Farbe. Dieselben finden sich so massenhaft, daß das Gestein förmlich damit gespickt erscheint.

U. d. M. zeigt sich das letztere fast aus reinem Talk bestehend. Seinen optischen Eigenschaften nach wäre derselbe von Muscovit schwer zu unterscheiden. Er bildet ein sehr feinschuppiges Gewebe; die einzelnen Blättchen liegen in manchen Partien des Dünnschliffs durchaus nicht so vollkommen parallel, wie man dies angesichts der makroskopisch so ausgezeichnet erscheinenden Schieferung erwarten sollte. In der Umgebung der großen, als Porphyroblasten auftretenden Pyritkristalle finden sich nicht selten Talkindividuen von relativ bedeutender Größe. Feinblättriger Antigorit bildet in wirrschuppigen Aggregaten einzelne Flecken in der Talkmasse.

Was die Genesis dieses Gesteins betrifft, so dürfte der reichliche Gehalt an Pyrit wohl auf eine lokale magmatische Konzentration dieses Minerals zurückzuführen sein. Den Talk kann man im Einklang mit dieser Deutung als thermales Umwandlungsprodukt des Peridotits ansehen¹ — vielleicht ist er auch aus letzterem nur unter Mitwirkung der normalen Prozesse der obersten Zone gebildet.

Möglicherweise sind auch, wie bereits p. 438 erwähnt, die albitfreien Epidotchloritschiefer z. T. als Produkte der endomorphen Kontaktmetamorphose anzusprechen bzw. als weitere Umbildungen von solchen, wenn es sich nämlich bewahrheitet, was oben als nicht unmöglich hingestellt wurde, daß diese Gesteine ihre eigenartige Zusammensetzung einer Resorption von Kalk durch ein peridotitisches Magma verdanken. Doch läßt sich hierüber einstweilen nichts Sicheres aussagen.

Die Chrysotilmassen, welche sich häufig am Kontakt des Serpentin gegen sein Nebengestein beobachten lassen, dürften kaum als endogene Kontaktbildung, vielmehr als späterer Absatz rein wässriger Entstehung zu deuten sein.

b) *Exomorphe Kontaktbildungen*. Im Gegensatz zu den endomorphen sind exomorphe Kontakterscheinungen in unserem Gebiete ausgezeichnet durch weiteste Verbreitung und große Mannigfaltigkeit. Sowohl die Gneise und Phyllite der Malojaserie als auch die Kalkschiefer des Lias und die Triasdolomite sind von der Kontaktmetamorphose ergriffen worden. Wir betrachten zunächst die

¹ E. WEINSCHENK, Grundzüge der Gesteinskunde. I. Freiburg i. B. 1902.

1. Kontaktderivate der Gesteine der Malojaserie.

Solche finden sich an ziemlich zahlreichen Punkten des untersuchten Gebietes, doch stets in räumlich sehr beschränkter Ausdehnung. Bei den ziemlich beträchtlichen Unterschieden, welche zwischen den verschiedenen Vorkommnissen bestehen, wollen wir jedes derselben für sich besprechen.

Da ist zunächst zu erwähnen die merkwürdige Stelle auf dem Südhang der Motta radonda bei etwa 2080 m Höhe; eine genaue Angabe von deren Lage ist wegen der Unzulänglichkeit der topographischen Karte in dieser wenig übersichtlichen Gegend nicht zu machen; sie mag sich vielleicht 600 m westlich von P 2024 befinden. An jener Stelle tritt inmitten von Gneis und schwarzem Phyllit eine im Maximum 5 cm mächtige, einige Meter lange, linsenartige Serpentinmasse auf. Der umgebende Gneis bietet z. T. nichts Auffälliges, z. T. aber zeigt er sich durchzogen von grünlichen parallelen Lagen, welche meist allerhand Krümmungen und Windungen zeigen. U. d. M. erkennt man, daß diese grünlichen Lagen aus blätterigem Antigorit bestehen; in ihrer Nachbarschaft erscheint das Gefüge des hier sehr psammitartigen, wesentlich aus Quarz und Albit bestehenden Gneises aufgelockert, einzelne Körner der genannten Mineralien in die Antigoritmasse eingebettet. — Als Kontaktmetamorphose im eigentlichen Sinne des Wortes dürfte die beschriebene Erscheinung kaum zu deuten sein. Ich erwähne sie hier überhaupt nur der Vollständigkeit halber, da es sich möglicherweise um eine Injektion von peridotitischem Material in den Gneis handelt; vielleicht aber liegt auch nur eine mechanische Verknetung der beiden Gesteine vor. Bei letzterer Deutung wäre indes auffallend der schwache Grad von Kataklyse, welchen die Quarzkörner des Gneises erkennen lassen.

Ebenfalls etwas zweifelhaft ist die Kontaktmetamorphose im nächsten Falle. Wenn wir den Weg von Maroz dura nach Alpascella hinaufsteigen, so treffen wir bei etwa 1950 m Höhe in dem durch den Weg (auf dessen linker Seite) angeschnittenen Grünschiefer nicht selten Schollen und Scherben von Malojagneis. Es sind meist langgezogene, nach den Seiten spitz auslaufende Flatschen, konkordant dem Grünschiefer eingelagert und manchmal in wirrer Weise mit diesem zusammengefaltet. Die Stelle befindet sich im obersten Teil der Grünschiefermasse des verkehrten Schenkels

der rhätischen Decke; wenig höher beginnt die zusammenhängende Masse des Malojagneises. Mir machen die erwähnten Gneiseinschlüsse im Grünschiefer den Eindruck von auf eruptivem Wege losgerissenen, später durch Auswalzung in ihre jetzige Gestalt gebrachten Schollen; indessen ist auch eine rein tektonische Einknetung denkbar, wenn schon sonst im verkehrten Schenkel der rhätischen Decke ruhige Lagerungsverhältnisse zu herrschen scheinen. Ein Dünnschliff, senkrecht auf die Grenzfläche beider Gesteine angefertigt, zeigt, daß dieselben mit scharfem Kontakt aneinanderstoßen; der Grünschiefer ist ein vollständig normaler Epidotchloritschiefer und auch der glimmerreiche, etwas Chlorit führende Gneis läßt nichts Auffallendes erkennen, abgesehen von einer Einlagerung zahlreicher kleiner, gelblicher Epidotkörnchen innerhalb seiner Glimmerlagen. Es scheint mir wohl möglich, daß dieser Epidot einer Zufuhr von Kalk, ausgegangen von dem anstoßenden umgewandelten Diabas, sein Dasein verdankt. Da indessen jenes Mineral, wenn auch als Seltenheit, in dem Malojagneis auch sonst gelegentlich vorkommt, muß die Frage unentschieden bleiben.

Blieb die Bedeutung der beiden besprochenen Fälle recht unsicher, so kommen wir nun zu einem der schönsten und interessantesten Gesteine meines Gebietes. Dasselbe ragt südöstlich der Häuser von Gravasalvas, auf dem Südufer des Baches Lavatèra oberhalb einer kleinen Stromschnelle des letzteren, in Gestalt einiger großer Platten aus den umgebenden Wiesen auf. Was den geologischen Verband des fraglichen Gesteins betrifft, so ist im Bache dessen Liegendes aufgeschlossen in Gestalt von dunklen Phylliten der Malojaserie, während der im Osten anstehende Serpentin das Hangende zu bilden scheint. — Ein ganz übereinstimmendes Gestein fand sich auch etwa in der Mitte zwischen den Bächen Ova del Mulin und Lavatèra, bei ca. 2250 m Höhe, in einem Wasseriß angeschnitten. Dort bildet es ein etwa $\frac{1}{2}$ —1 m mächtiges Lager im Serpentin, begleitet von einer linsenförmigen Dolomitmasse.

Das unbewaffnete Auge erkennt in dem fraglichen Gestein eine dunkelaschgraue, feinkörnige bis dichte, manchmal etwas porös erscheinende Grundmasse, in welcher nur bei verwittertem Zustande einzelne braunglänzende Glimmerschüppchen wahrzunehmen sind. Eine ausgeprägte Paralleltexur wird bedingt durch

das recht reichliche Vorhandensein von schwarzen, glänzenden, ebenflächigen Häutchen. Aus dieser Masse blinken in großer Anzahl schöne schwarzblaue Nadelchen auf — selten einzeln, gewöhnlich zu büschel- oder garbenförmigen Gebilden vereinigt, deren Länge etwa 1 cm erreichen kann; sie liegen mit ihren Längsachsen in der Regel, jedoch nicht durchgängig, der Schieferungsebene annähernd parallel.

Das Mikroskop zeigt, daß diese Nadeln einem Glied der Hornblendegruppe angehören, und zwar einem sehr eigenartigen. Zunächst fällt daran auf die intensive Färbung und der starke Pleochroismus: *a* leuchtend blaugrün, *b* tiefviolett, *c* blaßgelb; $b > a > c$. Die Doppelbrechung ist sehr schwach, die gewöhnliche Interferenzfarbe ein anomales Tiefblau; sehr häufig kommen auch die aus der starken Achsendispersion resultierenden rotbraunen, gelben und violetten Töne zum Vorschein. Schnitte, bei welchen letzteres der Fall, werden in keiner Stellung dunkel und auch sonst ist die Auslöschungsschiefe kaum genau meßbar; sie scheint auf (010) ungefähr $5^{\circ} a : c$ zu betragen — ob nach vorn oder hinten, läßt sich mangels ausgebildeter Endflächen nicht entscheiden. Stets sind nur die Flächen des Prismas (110) gut ausgebildet; auch die Spaltbarkeit nach diesem ist gewöhnlich deutlich erkennbar. In ganz vereinzelt Schnitten scheint auch (010) als sehr schmale Abstumpfung vorzuliegen. An den Enden dagegen erscheinen die Kristalle unregelmäßig zugespitzt oder ausgefranst, so daß die garbenförmigen Aggregate, zu welchen dieselben stets zusammentreten, an Fächerpalmbblätter oder Schilfbüschel erinnern. Die Kristalle sind vollkommen klar und frisch und so gut wie frei von Einschlüssen.

Bei dem Interesse, welches die Gegenwart dieser in ihren optischen Eigenschaften der Arfvedsonit-Riebeckitgruppe nahestehenden Hornblende bot, lag es nahe, dieselbe aus dem Gestein zu isolieren. Die Trennung wurde mit THOULET'scher Lösung ausgeführt und ging, dank der Abwesenheit von anderen im spezifischen Gewicht der Hornblende nahekommenden Mineralien, überraschend leicht und schnell von statten. Die gewonnene Probe (1,6 g) zeigte ein spezifisches Gewicht von 3,16 und erwies sich bei mikroskopischer Prüfung als von allen Anforderungen entsprechender Reinheit. Die mit diesem Material ausgeführte Analyse ergab folgendes Resultat:

		Gramm-Mol.
Si O ₂	53,63	90,90
Ti O ₂	0,30	0,39
Al ₂ O ₃	3,27	3,27
Fe ₂ O ₃	11,24	7,18
Fe O	7,14	9,94
Mn O	0,77	1,11
Mg O	9,71	24,58
Ca O	3,52	6,40
K ₂ O	1,88	2,04
Na ₂ O	6,59	10,85
H ₂ O unter 110° . .	—	—
Glühverlust	2,20	—
	100,25	

Unter Vernachlässigung des Wassergehalts und unter der Annahme, daß Fe O auf Kosten von Fe₂ O₃ zu hoch bestimmt ist, sowie bei Berechnung des Titans als Ti₂ O₃ und des Mangans als Mn₂ O₃ kommen wir für das Mineral zu folgender Formel:

33 Al, Na, Si ₄ O ₁₂	15,2
96 (Fe, Mn, Ti) ₂ (Na, K) ₂ Si ₄ O ₁₂	44,2
64 Ca Mg ₃ Si ₄ O ₁₂	29,5
24 (Mg, Fe) ₄ Si ₄ O ₁₂	11,1.

Dem bedeutenden Überwiegen des Riebeckitmoleküls über das Glaukophanmolekül dürften die riebeckitähnlichen optischen Eigenschaften, speziell die Orientierung der Hauptschwingungsrichtungen, ihr Dasein verdanken. Bemerkenswert ist der für ein Hornblendemineral recht beträchtliche Kaligehalt. — Wenn auch die optischen Eigenschaften nicht durchaus mit den für Riebeckit angegebenen übereinstimmen, so dürfte es gleichwohl gerechtfertigt sein, das Mineral als Riebeckit zu bezeichnen.

Neben dieser Hornblende wären in dem Gestein als Hauptgemengteile Quarz und Albit zu bezeichnen. Beide finden sich in Gestalt von sehr kleinen rundlichen Körnern innig miteinander gemengt und nur sehr schwierig zu unterscheiden. — Von Übergemengteilen ist vor allem das dunkle — bei anhaltendem Glühen vor dem Lötrohr verschwindende — Pigment zu nennen; u. d. M. erscheint dasselbe in Form einer sehr feinen, staubartigen Imprägnation einzelner Partien. Im Schliff parallel zur Schieferungsebene ist blättchenförmige Gestalt der einzelnen Partikelchen und metallische Reflexion deutlich wahrzunehmen, so daß deren Graphitnatur sichergestellt sein dürfte. Ferner kommt ein eigentümlich goldgelb gefärbter Biotit vor, wenn auch äußerst spärlich; derselbe soll bei einem der folgenden Gesteine, wo er zum Haupt-

gemengteil wird, näher beschrieben werden. Endlich finden sich noch an manchen Stellen in großer Anzahl winzige, z. T. sechseckige Täfelchen von gelber bis tiefbrauner Farbe mit grauem Metallglanz, sehr hoher Licht- und Doppelbrechung. Dieselben dürften einem bei der minimalen Größe der Individuen jedoch nicht näher bestimmbar Titanmineral angehören; die Blättchenform läßt ihre Identität mit Rutil, welchem sie sonst am meisten gleichen, jedenfalls ausgeschlossen erscheinen.

Die Struktur des Gesteins ist als porphyroblastisch zu bezeichnen. Als Porphyroblasten ausgebildet sind die großen Riebeckitgarben, doch sind dieselben durch Übergangsstufen verbunden mit kleineren und selbst winzigen, erst bei stärkster Vergrößerung sichtbaren Individuen desselben Minerals, so daß dieses auch einen wichtigen Bestandteil des Grundgewebes bildet. Letzteres besteht im übrigen aus den anderen oben genannten Mineralien, der Hauptsache nach aus Quarz und Albit, beide in recht kleinen, rundlich entwickelten Körnern, und zeigt granoblastische bis blastopsammitische Struktur. — Die Textur ist eine wohlentwickelte Kristallisationsschieferung, bedingt durch parallele Anordnung der Riebeckitnadelchen des Grundgewebes, sowie der flächenförmig ausgebreiteten Graphitmassen. Letztere setzen, wo die Riebeckitporphyroblasten, was nicht selten der Fall, die Schieferung schneiden, ohne Unterbrechung durch jene hindurch fort.

Über den chemischen Bestand dieses interessanten Gesteins gibt die folgende Analyse Auskunft:

Analyse X.	Mol.-%	Gesteinswerte nach GRUBENMANN:	
SiO ₂ 71,15	75,5	S = 75,5	M = 0,5
TiO ₂ 0,47		A = 8,5	T = 0,0
Al ₂ O ₃ 10,00	6,3	C = 0,0	K = 1,3
Fe ₂ O ₃ 3,97	5,1	F = 6,1	
FeO 2,03			
MnO 0,39			
MgO 1,71	4,3	Projektionswerte:	
CaO 0,47	0,5	a = 11,5	
K ₂ O 0,28	0,2	c = 0,0	
Na ₂ O 8,13	8,3	f = 8,5	
P ₂ O ₅ —	—		
C 0,26	1,4		
H ₂ O unter 110°. 0,02	—		
Glühverlust 0,91	—		Spez. Gew. 2,76.
	<hr/> 99,79		
	100,0		

Das Gestein ist mit Tonerde ungesättigt; es wurde also ein Teil des Eisens als an Alkalien gebundenes Oxyd in dem Werte A mitverrechnet. Der Chemismus des Gesteins findet unter den Eruptivgesteinen nur bei den kieselsäurereichen Gliedern der Alkalireihe seinesgleichen; indessen erscheint eine eruptive Abkunft auf Grund der strukturellen Verhältnisse sowie der Anwesenheit von Graphit in der beschriebenen Ausbildung so gut wie ausgeschlossen. Speziell der letztere Umstand weist auf ein Ausgangsmaterial von der Art der schwarzen Phyllite der Malojaserie hin. Nun enthält aber kein normales Sediment eine solche Natronmenge, wie sich für unseren Garbenschiefer aus obenstehender Analyse ergibt. Es muß also die Umwandlung unter Zufuhr einer recht beträchtlichen Quantität Na_2O vor sich gegangen sein. Demgemäß kann erstere nicht wohl in einer Dynamometamorphose¹ bestanden haben, vielmehr dürften wir in dem vorliegenden Gestein ein Kontaktprodukt zu sehen haben, hervorgegangen aus jenem Phyllit bzw. dessen tonig-sandigem Ausgangsmaterial. Das umwandelnde Agens kann nur in den Ophiolithen gesucht werden, und tatsächlich sahen wir ja oben, daß Serpentin in nächster Nähe ansteht.

Man hätte das Gestein also als einen Riebeckitgarbenschiefer kontaktmetamorpher Entstehung zu bezeichnen.

An das eben besprochene Gestein schließt sich eng an ein weiteres, dessen Vorkommen die hier gegebene genetische Deutung des ersteren ebenfalls zu unterstützen geeignet ist. Dasselbe ist gleichfalls ein Alkalihornblendeschiefer und findet sich anstehend am Gipfel des Piz dal Sass als etwa 1 m mächtige Bank, deren Hangendes wie Liegendes von Serpentin gebildet wird. Makroskopisch zeigt das Gestein große Ähnlichkeit mit dem Riebeckitgarbenschiefer von Gravasalvas: auch hier erkennt man schwarz-

¹ Es besteht ein empfindlicher Mangel an einem Wort zur Bezeichnung der Gesamtheit der physikalisch-chemischen Vorgänge, welche zur Bildung von kristallinen Schiefen führen. Die Bezeichnung derselben als „Metamorphose“ schlechthin dürfte jedenfalls zu farblos sein, speziell wenn es sich um den Gegensatz zur Kontaktmetamorphose handelt, welche eben doch auch eine Metamorphose ist. Wenn deshalb hier und im folgenden der — mit Recht etwas in Mißkredit geratene — Ausdruck „Dynamometamorphose“ gebraucht wird, so möchte ich mich von vornherein entschieden gegen das Mißverständnis verwahren, daß darunter eine ausschließlich durch Druck bewirkte Metamorphose gemeint sei.

blaue, einige Millimeter lange Hornblendenadeln — doch kleiner und weniger zahlreich als dort und auch nicht büschelförmig gruppiert; im allgemeinen liegen sie parallel zu der wohlausgeprägten Schieferung. Letztere wird vorzugsweise bedingt durch das reichliche Vorhandensein eines dunkelbraunen Glimmers in dem feinkörnigen, aschgrauen Grundgewebe.

U. d. M. erinnert das Gestein ebenfalls stark an dasjenige von Gravasalvas. Wie dort findet sich *porphyroblastische Struktur* mit Hornblende als Porphyroblast; doch ist letztere hier recht komplexer Natur. Stets zeigt sie nämlich zonaren Aufbau, wobei den Kern ein blaßgrünlicher Aktinolith bildet ($c > b = a$) mit normaler Orientierung $c : c = \text{ca. } 20^\circ$ und ca. 0,016 bis 0,020 betragender Doppelbrechung. Die gewöhnlich sehr schmale Randzone dagegen zeigt stets sehr niedere, anomale Interferenzfarben, oft auch die charakteristischen rotbraunen und violetten Töne an Stelle von Dunkelheit in den Auslöschungsstellungen, welche auf das Vorhandensein sehr starker Dispersion schließen lassen; der Pleochroismus schwankt zwischen a gelblich, b schmutziggiolettgrau, c blaugrün und a grünlichblau, b violett, c gelblich, womit ein Schwanken der optischen Orientierung von $c : c = \text{ca. } 30^\circ$ zu $a : c = \text{ca. } 10^\circ$ Hand in Hand geht. Bei letzterer Orientierung herrscht volle Übereinstimmung der optischen Eigenschaften mit denjenigen des Riebeckits von Gravasalvas. Sehr auffallend ist die manchmal zu beobachtende Erscheinung, daß von der blauen Randzone ausgehende Apophysen den Kern des Kristalls durchsetzen; man gewinnt den Eindruck, als seien die Kristalle vor Entstehung der Randzone zerbrochen und durch die sich weiterhin anlagernde Substanz wieder verkittet worden. Sollte diese Zerbrechung etwa auf die während der Kontaktmetamorphose weitergehende gebirgsbildende Tätigkeit zurückzuführen sein?

Die Hauptgemengteile des Grundgewebes sind auch hier wieder Quarz und Albit, welche zusammen sehr feinkörnige, granoblastisch bis blastopsammitisch struierte Aggregate bilden. Zu ihnen tritt hier jedoch in sehr beträchtlicher Menge der bereits oben erwähnte Biotit in feinen Blättchen von goldgelber Farbe. Dieselben sind teils zu parallelen Fasern, teils zu ziemlich wirrschuppigen Aggregaten zusammengehäuft. Graphit ist ebenfalls noch reichlicher vorhanden als in dem Gestein von Gravasalvas. Nicht nur ist

das Grundgewebe durchwirkt mit zahllosen parallelen Zügen dieses Minerals, sondern letzteres findet sich auch in den Hornblenden oft besonders angereichert, in welchem Falle dieselben meist von einer schmalen, graphitfreien Zone des Grundgewebes umgeben sind. Ganz vereinzelt vorhanden sind auch winzige farblose Körnchen mit hoher Licht- und Doppelbrechung; offenbar handelt es sich um Zirkon. — Die schieferige Textur des Gesteins ist hauptsächlich durch die Anordnung der Graphit- und Biotitblättchen, daneben auch durch die parallele Lage der Hornblenden bedingt.

Ein weiteres, wahrscheinlich zu den Kontaktbildungen zählendes Gestein steht an der tiefsten Scharte des Piz Longhin und Piz dal Sass verbindenden Grates an; dasselbe bildet eine 1—2 m mächtige, von Serpentin unter- wie überlagerte Masse. Es ist ein lichtbrauner Glimmerschiefer mit ausgezeichneter Linearstreckung. Auf dem Hauptbruch gleichmäßig und seidenglänzend, zeigt er auf dem Querbruch unregelmäßige Verteilung von langgestreckten braunen und weißen Partien. Ähnliche Gesteine finden sich auch südwestlich vom Longhinsee in einer in Serpentin eingebetteten Gneisschuppe; eine genauere Untersuchung dieses erst im Sommer 1912 entdeckten Vorkommens konnte noch nicht ausgeführt werden.

Das Mikroskop lehrt, daß dieser Glimmerschiefer in naher Beziehung steht zu den vorher beschriebenen Alkalihornblendeschiefen, wengleich der bezeichnendste Gemengteil der letzteren, die blaue Hornblende, fehlt. Dafür schlägt die Brücke von jenen herüber der schon erwähnte goldgelbe Biotit; dort war er in unbedeutender Menge vorhanden, hier wird er zum wichtigsten Gemengteil. Derselbe zeigt starken Pleöchromismus: a lichtgoldgelb, $b = c$ tiefbraun bis schwarzbraun, nahezu opak; die Höhe der Doppelbrechung ist wegen der intensiven Eigenfarbe nicht genau zu bestimmen, doch scheinen die Interferenzfarben über die erste Ordnung nicht hinauszugehen. Die Auslöschung ist vollkommen gerade; der Achsenwinkel sehr klein, die Öffnung des schwarzen Kreuzes meist überhaupt nur bei sehr genauem Zusehen zu bemerken. Das Mineral ist in der Regel zu radialstrahligen, sonnenartigen Gruppen, aus sehr dünnen Blättchen bestehend, vereinigt; dieselben sind ihrerseits lagenweise angeordnet, wodurch die Paralleltexur des Gesteins bedingt ist. — Die biotitarmen Zwischenlagen sowie der Unter-

grund der einzelnen Biotitsonnen bestehen aus einem Quarz-Albitaggregat ganz von derselben Art, wie wir ein solches oben als Grundgewebe der Alkali-Hornblendeschiefer kennen gelernt haben; nur ist hier die Korngröße eine etwas bedeutendere. Graphit fehlt diesmal vollständig; dagegen sind an Akzessorien vorhanden einzelne, z. T. wohlausgebildete Kriställchen von Apatit und solche von Pyrit, sowie winzige, farblose Körnchen von sehr hoher Licht- und Doppelbrechung (Zirkon?); die letzteren finden sich oft fleckenweise in bedeutender Anzahl zusammengehäuft.

Eine chemische Untersuchung dieses Biotitschiefers verdanke ich meinem lieben Kollegen A. KÜBLER, cand. geol., in Zürich. Dieselbe ergab folgendes Resultat:

Analyse Xa.	Mol.-%	Gesteinswerte nach GRUBENMANN:	
SiO ₂	68,27	} 74,6	S = 74,6
TiO ₂	0,35		M = 1,8
P ₂ O ₅	0,37		A = 6,3
Al ₂ O ₃	8,28	5,3	T = 0,0
Fe ₂ O ₃	5,70	} 8,2	C = 0,0
FeO	4,01		K = 1,3
MnO	0,11		F = 12,6
MgO	2,23	3,6	Projektionswerte:
CaO	1,56	1,8	a = 6,5
K ₂ O	2,65	1,8	c = 0,0
Na ₂ O	4,32	4,5	f = 13,5
H ₂ O unter 110°	0,42	—	Spez. Gew. 2,62.
Glühverlust	2,04	—	
	100,31	100,0	

Auch diese Analyse zeigt, wie die obige des Riebeckitgarbenschiefers, einen — wohl in dem Biotit gebundenen — Überschuß an Alkalien gegenüber der Tonerde, weshalb auch hier ein Teil des Fe in dem Werte A mitverrechnet ist. Demgemäß liegt der Projektionspunkt dieser Analyse wiederum auf der a- und f-Pol verbindenden Dreiecksseite¹. Wir werden also auch bei diesem Gestein mit einer bei der Umwandlung stattgehabten Zufuhr von Alkalien (speziell Na) zu rechnen haben. Davon abgesehen entspricht der Chemismus demjenigen eines Fe-reichen, sandig-tonigen Gesteins, dergleichen sich in der Malojaserie reichlich

¹ In der Figur p. 439 konnte die Projektion dieser erst während des Druckes aufgenommenen Analyse nicht mehr dargestellt werden.

vertreten finden — speziell die chloritführenden Sericitphyllite dürften ein substantielles Analogon unseres Biotitschiefers darstellen, und ist der Biotit des letzteren jedenfalls aus dem Chlorit des ersteren (bezw. beide aus dem gleichen Ausgangsmaterial) hervorgegangen.

Daß es sich auch in diesem Biotitschiefer um ein Kontaktgestein handelt, erscheint mir wahrscheinlich nicht nur auf Grund jener Na-Zufuhr, sowie der Lagerungsverhältnisse, sondern besonders eben wegen des Vorkommens jenes eigentümlichen Biotits, welches mir nur aus solchen Gesteinen bekannt ist, die man mit einiger Sicherheit als Kontaktprodukte betrachten darf. Überhaupt kommt Biotit sonst innerhalb des untersuchten Gebiets nur in Massengesteinen, sowie im Juliergneis vor. Wollte man das uns hier beschäftigende Gestein als Produkt der Dynamometamorphose auffassen, so stünde dessen mineralische Zusammensetzung nicht im Einklang mit der Zugehörigkeit zur obersten Zone, welche auf Grund seiner Umgebung auch für dies Gestein erforderlich wäre; und ebensowenig stünden damit in Einklang die strukturellen Verhältnisse: eine radialblättrige Anordnung von Biotittafeln, wobei die Mehrzahl derselben quer zur Schieferungsebene zu liegen kommen, ist in einem unter Streßwirkung entstandenen Gesteine kaum denkbar. Die Annahme einer Kontaktmetamorphose hat also große Wahrscheinlichkeit für sich.

Es bleibt nun noch ein Fall von Kontaktmetamorphose an Malojagesteinen zu besprechen; da derselbe zugleich die einzige Stelle meines Gebietes betrifft, an welcher ein zusammenhängendes Profil durch eine Kontaktzone von größerer Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit aufgeschlossen ist, so soll dieses hier etwas ausführlicher behandelt werden. Wenn wir von der Landstraße am Nordufer des Silsersees, etwa in der Mitte zwischen den Bächen Ova della Roda und Ova del Crot über die schwarzgrünen Serpentin-felsen aufwärts steigen, so gelangen wir oberhalb einer kleinen Waldwiese, bei etwa 1920 m Höhe an eine nicht hohe, etwas überhängende, ziemlich weit verfolgbare Felswand. An derselben läßt sich folgendes beobachten: Der normale schalige Serpentin, welcher am Fuße der Wand stellenweise ansteht, geht nach oben über in eine grobfaserige Chrysotilmasse von einigen Dezimeter Mächtigkeit; diese entsendet einzelne Apophysen in das Hangende, doch bleibt die Grenze gegen letzteres stets scharf. Dasselbe besteht aus

1. einem dunkelgrünen, dichten Diopsidfels, 10 cm bis ca. 2 m mächtig; darüber folgt

2. ein hellgelber, dichter Epidotfels, durchsetzt von zahlreichen querfaserigen, verästelten Adern von blaßgrünem Epidot. Dieses Gestein nimmt gegen oben eine gebänderte Beschaffenheit an: blaßgrünliche Lagen stellen sich ein und wechseln regelmäßig ab mit solchen, welche das Aussehen des vorigen Epidotfels beibehalten; die intensive Durchaderung hat in diesem

3. gebänderten Epidotgestein aufgehört. Entfernen wir uns noch weiter vom Kontakt, so sehen wir das letztere abermals allmählich übergehen in

4. ein Hornblende-Epidot-Albitgestein von äußerst buntscheckigem Anblick: blaue, grüne, gelbe, weiße Flecken und Streifen schlingen sich flaserig durcheinander oder spitzen und fasern sich gegenseitig aus. Gegen das Hangende ist wiederum keine scharfe Grenze zu konstatieren; dasselbe besteht aus

5. einem hellgrünen, feinschuppigen Gestein von eigentümlich fettigem Aussehen, worin man zahlreiche größere Quarz- und Feldspatkörner erkennen kann; es zeigt im Gegensatz zu den bisherigen Gliedern ziemlich bedeutende Mächtigkeit (10—20 m) und geht schließlich zu oberst in normalen Malojagneis über.

Gegen Osten setzt diese Kontaktzone mit kurzer Unterbrechung fort bis an die Ova del Crot und senkt sich dabei bis ca. 40 m oberhalb der Straße; doch sind dort die Glieder 2—5 sehr reduziert oder fallen ganz aus, so daß die westliche Partie zum Studium geeigneter erscheint. Ein erschwerender Umstand für die Untersuchung ist die geringe Frische der meisten Gesteine dieser bereits in der Waldregion befindlichen Aufschlüsse.

Betrachten wir nun diese verschiedenartigen Gesteine durch das Mikroskop!

(1) und (2) zeigen sich hierbei als ganz normaler Diopsid- bzw. Epidotfels — Gesteine, welche an anderer Stelle ihre Besprechung finden werden. (3) dagegen, das gebänderte Epidotgestein, enthält zwar als der Menge nach vorherrschenden Bestandteil farblosen oder blaßgelblichen Epidot mit ganz den nämlichen Eigenschaften wie in (2); wie dort, so bildet er auch hier Zusammenhäufungen kleiner, formloser Körner. Auch Diopsid findet sich in großen, langgestreckten, der Bänderung parallelgelagerten Säulen als untergeordneter Gemengteil genau in der Art, wie derselbe

in den aus Kalkstein hervorgegangenen Kontaktgesteinen verbreitet ist. Dagegen treten in unserem Gestein andere Mineralien auf in einer Weise, wie dieselben sonst in den Malojagesteinen vorzukommen pflegen. Das ist in erster Linie Albit, der kleine rundliche, selten zwillinglamellierte Körner bildet, und demselben untergeordnet Quarz; beide bilden zusammen, mit Beimengung von ein wenig Epidot, feinkörnige, granoblastisch struierte Aggregate. Durch allmähliches Überhandnehmen des Epidots gehen letztere über in vorwiegend aus diesem Mineral bestehende Massen; streifenweise wechseln beide miteinander und bringen solchermaßen die makroskopisch zu beobachtende Bänderung zustande.

In dem nächsten Gestein (4) finden sich diese Quarz-Albitaggregate wieder, und zwar haben sie einen bedeutend größeren Anteil an der Zusammensetzung desselben als bei (3); gleichzeitig hat sich das Mengenverhältnis beider Mineralien stark zugunsten des Quarzes verschoben. Albit tritt auch in Form großer, zwillinglamellierter Körner einsprenglingsartig auf. Epidot ist hier weniger reichlich vorhanden als in dem vorigen Gestein; auch ist er jedenfalls anders zusammengesetzt, eisenreicher als dort — wenigstens zeigt er stets intensiv gelbgrüne Färbung. Teils sind seine Individuen ziemlich groß und dann meist zu größeren Anhäufungen vereinigt, teils klein bis sehr klein und den Quarz-Albitmassen fleckenweise in mehr oder minder bedeutender Menge beigemischt. Der auffälligste Gemengteil indessen ist ein Mineral der Hornblendegruppe, dessen blaugrüne Färbung wiederum einen Alkaligehalt als wahrscheinlich erscheinen läßt. Im ganzen aber steht dasselbe nach Absorptionsunterschieden ($c > b = a$), Doppelbrechung (ca. 0,015) und optischer Orientierung ($c : c = \text{ca. } 20^\circ$) der gewöhnlichen grünen Hornblende nicht allzu ferne. Die einzelnen Individuen sind gewöhnlich sehr schlecht ausgebildet, von langnadeliger bis haarförmiger Gestalt; meist sind sie zu radialstrahligen, büschel- oder garbenförmigen Gruppen, oder auch zu ziemlich wirren Knäueln angeordnet. Solche Gebilde sind ihrerseits gern wieder zu größeren Anhäufungen vergesellschaftet; mitunter auch liegen sie in den Feldspatporphyroblasten teilweise eingeschlossen, so daß diese von einem randlich gelegenen Punkte ausgehend mit Hornblendefasern durchspießt erscheinen. Als untergeordneten Gemengteil finden wir den uns bereits bekannten

goldgelben Biotit in diesem Gestein wieder; er tritt auf in Gestalt einzelner Blättchen, den Quarz-Feldspataggregaten eingestreut. Von sonstigen Nebengemengteilen ist Titanit ziemlich reichlich vorhanden, auch Apatit und Pyrit gelegentlich zu erkennen.

Gehen wir noch einen Schritt weiter zu Gestein (5), so finden wir dort die meisten Eigentümlichkeiten der Malojagesteine ganz unverwischt erhalten: Die Quarz-Albitlagen, ebenso ausgebildet wie bei (4), wechseln mit breiten Zonen, welche in der Hauptsache aus Chlorit und hellem Glimmer bestehen; Pakete aus diesen beiden Mineralien mit senkrecht zur Schieferung gestellten Blättern bestehend finden sich ebenso wieder, wie dieselben p. 393 beschrieben wurden. Auch die großen Feldspatporphyroblasten fehlen nicht: neben den mikroperthitischen Durchschnitten, wie wir sie aus dem Gestein von Maloja kennen, finden sich hier einheitlich zwillingslamellierte, nach der Methode von BECKE als Albit zu bestimmen ($\alpha < \omega$; $\gamma < \omega$). Für gewöhnlich dem Malojagneis fremd sind dagegen die hier nicht seltenen und oft sehr großen, einsprenglingsartigen Quarze, meist mit stark undulöser Auslöschung; die häufig rundlichen Formen derselben lassen mir es nicht unwahrscheinlich erscheinen, daß wir in diesen Quarzen klastische Relikte vor uns haben. Von normalen Nebengemengteilen sind Apatit und Pyrit vorhanden. Dazu kommen nun noch als normalerweise den Malojagesteinen fehlend und in unserem Falle wohl infolge der Kontaktmetamorphose gebildet: Epidot, intensiv gelbgrün von Farbe, wie oben bei (4), jedoch in viel geringerer Quantität als dort vorhanden; einzelne Körner sehr groß, die meisten ganz klein, in der Regel den Glimmer-Chloritlagen des Gesteins eingestreut; ferner Titanit in Gestalt von z. T. recht ansehnlichen idiomorphen Individuen.

Es muß noch bemerkt werden, daß sowohl (4) wie (5) reichlich kataklastische Spuren zeigen — undulöse Auslöschung und Mörtelstruktur an Quarzen wie an Feldspäten.

Versuchen wir nun die vorstehend beschriebenen Gesteine genetisch zu deuten, so kann es fürs erste nicht zweifelhaft sein, daß der Diopsid- und Epidotfels (1) und (2), hier wie an anderen Lokalitäten, aus kalkigen Gesteinen durch Kontaktmetamorphose hervorgegangen sind. Ebenso fest steht aber auch die Malojagneisnatur von (5), wo als auffälligste Erscheinung der unter normalen Verhältnissen den Malojagesteinen fehlende Epidotgehalt

hervorgehoben wurde. Der letztere nimmt mit Annäherung an den Kontakt zu, bis wir das reine Epidotgestein (2) vor uns haben. Die Zwischenglieder (3) und (4) denke ich mir in der Weise entstanden, daß aus dem Kalkstein, welcher zu Diopsid- und Epidotfels (1) und (2) metamorphosiert wurde, im Verlaufe der Umwandlung Kalk in den anstoßenden Gneis weggeführt und dort zur Bildung von Epidot verbraucht wurde; die notwendige Kieselsäure, Tonerde und wohl auch Eisenoxyde hat der Glimmer und Chlorit des Gneises geliefert. So dürfte es zu erklären sein, daß der Epidot sich stets in besonders reichlicher Menge auf die Glimmerlagen des Gneises konzentriert bzw. dieselben vollständig ersetzt. Die Deutung der bei (4) erwähnten, blaugrünen Hornblende ist unsicher, entsprechend ihrer nicht näher bekannten Zusammensetzung; es ist nicht ausgeschlossen, daß in derselben auch hier vom Magma aus zugeführtes Na_2O enthalten ist. Sehr wahrscheinlich erscheint mir dagegen eine Zufuhr von TiO_2 , da ein so bedeutender Titanitgehalt wie in (4) und (5) in normalen Malojagesteinen nach meiner Erfahrung niemals vorhanden ist.

Im vorausgehenden habe ich des öfteren von „Gneis“ und „Phyllit“ gesprochen, welche der Kontaktmetamorphose unterworfen wurden. Es läßt sich freilich ein Beweis nicht erbringen dafür, daß diese Gesteine bereits als Gneis und Phyllit vorgelegen hätten, daß mithin die Kontaktmetamorphose jünger wäre als die Dynamometamorphose. Daß dies wenigstens teilweise der Fall ist, erscheint mir indessen sehr wohl möglich; gerade in dem zuletzt eingehend besprochenen Kontaktprofil scheint mir in der bedeutenden Mächtigkeit der magmatisch beeinflussten Gesteine ein Hinweis darauf zu liegen, daß die auch hier vorhandene tektonische Reduktion nicht in ihrem ganzen Umfange erst der Kontaktmetamorphose nachgefolgt sein kann. Die letzten Veränderungen, welche die Gesteine erlitten, sind jedenfalls die oben berührten kataklastischen Erscheinungen; sie dürften auf die jüngsten Bewegungen zurückzuführen sein.

2. Kontaktderivate der Kalksteine und Dolomite.

Kontaktmetamorphe Kalke finden sich an zahlreichen Punkten unseres Gebiets, man kann sagen, sie fehlen nirgends, wo Serpentin in größerer Ausdehnung auftritt. Die ausgedehntesten und mannig-

faltigsten Vorkommnisse weisen die Nordabdachung, die Gipfelgräte und der obere Teil der Südabstürze des Piz Longhin und Piz dal Sass auf, sowie der Westabfall des letzteren Gipfels; reich daran ist auch die Fortsetzung der dortigen Serpentinzone im Hochtälchen Alpasellino und im obersten Talkessel südlich der Septimerpaßhöhe. Weitere Fundpunkte sind die Schlucht, welche von Pian Canfèr nach Cavreccia hinabführt, sowie die Schlucht der Julia oberhalb von Boegia. Auf der Engadiner Seite findet man diese Kontaktgesteine: auf dem Sattel, welcher vom Longhinsee nach dem zwischen Piz Gravasalvas und Motta radonda eingebetteten Hochtälchen leitet, und in letzterem Hochtälchen selbst; zwischen den Bächen Ova del Mulin und Lavatèra, sowie einzeln an den Hügeln um Buera; an dem isolierten Serpentinsteck am Westende des Dolomitklotzes von Crap da Chüern; endlich in sehr guter Ausbildung und über eine größere Strecke zusammenhängend aufgeschlossen, am Fuße der Gneisfelsen, welche an der Ova del Crot etwa 50 m über deren Mündung in den Silsersee beginnend nach Westen ziehen, bis sie unweit der Ova della Roda unter der vom Piz Lagrev kommenden, gewaltigen Schutthalde verschwinden in eben dem Profil, welches im letzten Abschnitt eingehend besprochen wurde.

Was das geologische Auftreten der kontaktmetamorphen Kalke betrifft, so sei hier zunächst nur folgendes bemerkt: Es handelt sich dabei entweder um völlig isolierte linsenartige Massen von meist recht unbedeutenden Dimensionen — wenige Meter in jeder Richtung — inmitten des Serpentin; oder um dem letzteren anscheinend konkordant eingelagerte, über etwas weitere Erstreckung zu verfolgende Züge; oder endlich, es sind Kalkzwischenlagen zwischen Serpentin und Malojagneis, mit letzterem in normalem Verband, vom Serpentin aus auf größere oder geringere Erstreckung metamorphosiert. Der letztere Fall ist besonders häufig bei der Kalkumhüllung der nur wenige Meter mächtigen, in den Serpentin eingewalzten Gneisschuppen. — Die Breite der Kontaktzonen schwankt außerordentlich; in Ausnahmefällen kann dieselbe 20—30 m betragen (vergl. p. 453 f.); 1—3 m dürften das Normale sein; doch findet sich auch sehr häufig eine Kontaktzone von nur einigen Zentimetern, und nicht selten fehlt sie sogar gänzlich. Bis zu welchem Grade dieser Wechsel in deren Entwicklung durch tektonische Prozesse bedingt ist, muß dahingestellt bleiben;

daß letztere zu einem Teil dafür verantwortlich zu machen sind, dürfte sicher sein.

Für die petrographische Beschreibung der verschiedenen Kontaktgesteine dürfte es sich empfehlen, zunächst die einzelnen Mineralien zu behandeln, aus welchen die Gesteine sich zusammensetzen, da deren Eigenschaften in den verschiedenartigen Gesteinstypen im wesentlichen gleichbleiben. Wir beginnen mit dem weitaus verbreitetsten von unseren Kontaktmineralien, dem

1. *Diopsid*. Derselbe ist mikroskopisch stets farblos und zeigt in seinen optischen Eigenschaften keinerlei Abweichung von den allgemein bekannten, abgesehen von der Doppelbrechung, welche einem auffälligen Wechsel unterworfen ist. Dieselbe bewegt sich nämlich bald in recht bedeutenden Höhen, so daß im normalen Schliiff Interferenzfarben der zweiten Ordnung zum Vorschein kommen; bald dagegen ist sie überraschend niedrig, so daß in manchen Schliffen keine höhere Farbe als Gelb erster Ordnung sichtbar ist; doch gestatten die charakteristischen Basalschnitte stets eine sichere Bestimmung.

Die Ausbildung des Diopsids ist recht wechselvoll. Den sonst bei dem Mineral gewöhnlichen, gedrunen prismatischen Habitus trifft man relativ selten; weit häufiger sind langsäulige, nadelige, mitunter selbst haarförmige Individuen, deren Zugehörigkeit zum Diopsid in letzterem Falle nur mehr mit Hilfe der Auslöschungsschiefe festgestellt werden kann. Auch tafelige Ausbildung kommt vor. Idiomorphe Gestalten trifft man im allgemeinen nur im Falle poikilitischer Einwachsung in Calcit oder Feldspat, oder wenn es sich um Kluftausfüllungen handelt. Im Dünnschliff beobachtete ich die Flächen der Prismenzone, besonders (100) und (010); auch (110) kommt vor.

Makroskopisch lassen sich zwei Varietäten von Diopsid unterscheiden, welche man am besten nach der Farbe als grünen und weißen Diopsid bezeichnet. Als eigentlicher Gesteinsgemengteil gehört er stets zu der *grünen* Varietät. Seine Farbe schwankt zwischen hell apfelgrün und einem recht dunklen Lauchgrün. Auf Klüften bildet das Mineral faserige, seidenglänzende Massen, die mitunter sehr chrysotilähnlich erscheinen, oder aber frei ausgebildete, dünn nadelförmige Kristalle, welche einige Millimeter Länge erreichen können. Die oben erwähnten, niedrig doppelbrechenden Diopside gehören stets dieser Varietät an, doch ist

in anderen Vorkommnissen die Doppelbrechung durchaus normal. In einem der tiefstgrünen, fast aus reinem Diopsid bestehenden Gesteine (von dem Kontaktaufschluß zwischen Ova del Crot und Ova della Roda stammend) bestimmte ich den Eisengehalt und fand 2,72 % Fe. Die Beimischung des Hedenbergitmoleküls ist also auch hier noch recht gering.

Den weißen Diopsid kenne ich nicht als eigentlichen Gesteinsgemengteil. Sein Auftreten beschränkt sich auf die Randzonen mancher Vorkommnisse von Kontaktgesteinen sowie auf von denselben in den Serpentin hinein ausstrahlende aderförmige Gebilde, deren Entstehung ich mir nicht erklären kann. Er findet sich dort, meist kaum durch andere Mineralien verunreinigt, in faserigen oder langstengeligen, auch tafeligen Massen von rein weißer, seltener gelblich- oder bläulichweißer Farbe. Die Doppelbrechung ist stets hoch und gewährt folglich das Mineral im Dünnschliff zwischen gekreuzten Nicols stets einen äußerst farbenprächtigen Anblick. Ausgebildete Kristalle habe ich nicht gefunden.

Ein besonders interessantes Vorkommnis des weißen Diopsids befindet sich am Ostgrat des Piz dal Sass, nicht weit unterhalb des Gipfels. Es ist eine von den erwähnten aderartigen Bildungen inmitten von Serpentin; sie besteht aus einem Aggregat großer Tafeln von weißem, porzellanartig aussehendem Diopsid. Die einzelnen Tafeln sind oft in intensiver Weise verbogen. Eine Analyse dieses Vorkommens verdanke ich der Güte von Frl. Dr. HEZNER; sie fand:

	Gramm-Mol.
Si O ₂	52,52 86,95
Fe ₂ O ₃	1,16 0,73
Fe O	1,10 1,53
Mn O	0,11 0,15
Ca O	26,68 47,57
Mg O	17,59 43,62
Glühverlust (= C O ₂)	0,93 2,11
	<hr/>
	100,09 Spez. Gew. 3,19.

Das Material ist verunreinigt durch etwas Calcit und kleine Körnchen eines opaken Erzes (wohl Magnetit), welche nicht vollständig zu entfernen sind. Bringt man nun den ganzen Glühverlust als C O₂ in Abrechnung und zieht die äquivalente Menge Ca O von dem gefundenen Werte ab, berechnet man ferner die gesamte Menge von Fe₂ O₃ als Magnetit und schlägt den Rest des

Fe O sowie das Mn O zur Magnesia, so ergibt sich recht nahe Übereinstimmung mit der Formel $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$. Ein geringes Minus an Si O_2 (ca. $1\frac{1}{2}$ Mol.) findet keine Erklärung. Jedenfalls ersieht man aus der Analyse, daß ein recht reiner — fast eisenfreier — Diopsid vorliegt.

Endlich ist noch ein Vorkommnis von Chromdiopsid zu erwähnen. In Diopsidaggregaten aus einem kontaktmetamorphem Liaskalk von der Nordwestseite des Piz Longhin fallen schon makroskopisch einzelne Pünktchen von leuchtend smaragdgrüner Farbe auf. Im Dünnschliff erkennt man in denselben ein Mineral, das sich in Licht- und Doppelbrechung, Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe nicht merklich von dem umgebenden normalen Diopsid unterscheidet, dagegen ausgezeichnet ist durch lebhaft grüne Färbung und Pleochroismus: a gelbgrün, b bläulichgrün, c gelb; $a \geq b > c$. Die grüne Färbung tritt in scharf begrenzten Flecken inmitten der normalen Diopsidaggregate auf; gelegentlich kommt es vor, daß ein Individuum z. T. grün, z. T. farblos erscheint. — Ein Gehalt an Chrom, welchen die Farbe des Minerals vermuten ließ, wurde vermitteltst qualitativer Prüfung nachgewiesen, so daß die Bezeichnung als Chromdiopsid gerechtfertigt erscheint.

2. Mineralien der Hornblendegruppe. Dieselben sind weniger verbreitet als die Diopside und scheinen im Gegensatz zu diesen auf solche Gesteine beschränkt zu sein, in welchen Calcit eine bedeutende Rolle spielt — das sind vor allem die Ophicalcite. Dort findet sich nicht selten ein farbloses Hornblendemineral, das nach seinen optischen Eigenschaften als normaler Grammatit bezeichnet werden muß. Dessen Individuen zeigen säulige bis nadelförmige Gestalten, manchmal recht unregelmäßig begrenzt, während in anderen Fällen die Flächen (100), seltener auch (010) sehr schön ausgebildet erscheinen; Endflächen wurden nie beobachtet.

In sonst anscheinend ganz unveränderten, dunklen Liaskalkschiefern trifft man gelegentlich konkretionsartige, linsenförmige Gebilde — stets in der Nachbarschaft des Serpentinkontakts —, welche sich bereits dem unbewaffneten Auge als aus einem filzig verworrenen Aggregat farbloser Nadeln bestehend zu erkennen geben. Das Mikroskop zeigt, daß diese Nadeln ebenfalls zum Grammatit gehören.

Weiterhin dürfte hierher gehören ein sehr feinfaseriges, nephritähnliches Aggregat, welches ich nur in einem Schriff als Zwischenmasse zwischen Diopsidleisten fand. Die Bestimmung ist übrigens nur gestützt auf die im Durchschnitt etwa 10° betragende Auslöschungsschiefe ($c : c$) der einzelnen Fasern und auf die Lichtbrechung, welche etwas geringer ist als diejenige des Diopsids.

Endlich fand sich ganz vereinzelt — in einem einzigen Bruchstück eines Kontaktmarmors aus dem Hochtal zwischen Piz Gravalvas und Motta radonda — ein anderes, sehr merkwürdiges Mineral der Hornblendegruppe. Die charakteristischste Eigenschaft desselben ist der Pleochroismus: a lichtblau bis grünlichblau, b blauviolett, c blaßgelblich. Die Doppelbrechung ist sehr schwach, die (anomale) Interferenzfarbe in dem mir vorliegenden Schriff ein tiefes Indigoblau. Die Auslöschungsschiefe ($a : c$) ist sehr gering, läßt sich jedoch bei der durchgehends außerordentlich schlechten Ausbildung der stengligen Individuen und der schlecht sichtbaren Spaltbarkeit nicht genau bestimmen. Diese optischen Eigenschaften weisen auf eine Alkali hornblende aus der Verwandtschaft des Riebeckits¹ — ähnlich, wie wir sie oben in dem kontaktmetamorphen Malojagestein von Gravalvas in weit besserer Entwicklung gesehen haben.

3. Mineralien der Epidotgruppe sind nächst dem Diopsid die häufigsten Bestandteile unserer Kontaktgesteine. Es findet sich sowohl Klinozoisit als Epidot, häufiger der erstere; der Epidot ist offenbar sehr eisenarm, wie die Tatsache zeigt, daß derselbe im Dünnschliff stets farblos, niemals gelb erscheint — im Gegensatz zu dem Epidot der „Grünschiefer“. Auch die Doppelbrechung ist in sehr vielen Fällen recht niedrig; in manchen Schriffen gehen die Interferenzfarben nicht über Rot erster Ordnung hinaus. Die Interferenzfarben des Klinozoisits bewegen sich zwischen Blaugrau der ersten Ordnung und anomalem Tiefblau. Gewöhnlich finden sich beide Mineralien in demselben Gestein nebeneinander, nicht selten in zonarer Verwachsung, wobei die Doppelbrechung vom Kern nach dem Rande zu abnimmt. Die Ausbildung der

¹ STEINMANN (Das Alter der Bündnerschiefer. II. Jahresber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1897) erwähnt Krokydolith aus einem Ophicalcit des Plessurgebirges (p. 60). Vielleicht handelt es sich um ein mit dem hier erwähnten identisches Vorkommnis.

einzelnen Körner ist meist kurz säulenförmig; auf Klüften finden sich auch langnadelige Kristalle. Makroskopische Dimensionen erreichen dieselben meiner Erfahrung nach nirgends. Wie bei dem Diopsid, so gilt auch hier die Regel, daß sich idiomorphe Entwicklung im allgemeinen nur dort findet, wo die Kristalle in Calcit, Feldspat oder Chlorit eingewachsen oder auf Klüften frei ausgebildet sind.

4. *G r a n a t* ist in den untersuchten Kontaktgesteinen nicht sehr verbreitet. Am schönsten ausgebildet fand er sich in einem Diopsidfels von der Westseite des Piz del Sass. Das blaßgrüne Gestein wird durchschwärmt von zahllosen Adern, erfüllt mit einem rötlichen Granat, der auf größeren Hohlräumen öfters in schönen Rhombendodekaedern frei auskristallisiert vorkommt, deren Durchmesser bis etwa 1 mm betragen kann. U. d. M. machen sich optische Anomalien vielfach bemerklich, bei kleinen Individuen in Form einer schwachen, mehr oder minder einheitlichen Aufhellung, bei größeren in Verbindung mit Felderteilung und zonarem Aufbau parallel den Dodekaederflächen. — Auch auf dem Nörd-
abhang des Piz Longhin fanden sich Granatkristalle von gelbgrüner oder tiefgrüner Färbung auf Klüften von Kalksilikatfelsen. In all diesen Fällen dürfte es sich um Grossular handeln.

Wahrscheinlich ebenfalls hierher gehörig sind unregelmäßig zerlappte, einschlußreiche Körner von sehr hoher Lichtbrechung, welche in einigen Dünnschliffen zu erkennen waren. Sie sind vollkommen isotrop und von blaßgrünlicher oder bräunlicher Farbe; makroskopisch machen sich dieselben z. T. als gelbgrüne Punkte bemerklich. Den optischen Eigenschaften nach kann es sich nur um ein Glied der Spinell- oder Granatgruppe handeln; das Zusammenvorkommen mit Diopsid und Vesuvian macht die Zugehörigkeit zu letzterer weit wahrscheinlicher.

5. *V e s u v i a n* ist ebenfalls von relativ geringer Verbreitung. Schon lange kennt man ihn in Form dichter Aggregate von dunkelgrüner Farbe aus herabgestürzten Blöcken von der Südseite des Piz Longhin¹, deren Entdeckung seinerzeit einiges Aufsehen erregte. Ein Vorkommnis auf Alpacellino unterscheidet sich von dem ersteren durch sehr viel bedeutendere Korngröße — die braungrünen Vesuvianindividuen erreichen etwa $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser.

¹ Vergl. die p. 377 angegebene Literatur.

Auch in einem Diopsidgestein von der Nordseite des Piz Longhin beobachtete ich makroskopisch braungrüne Körner von Vesuvian. Endlich fand sich eine tiefbraunrote Varietät desselben in Gesteinstücken, welche beim Neubau der Septimerstraße (Sommer 1911) unterhalb Pian Canfè zutage gefördert wurden. Der Vesuvian tritt hier nicht nur als Gesteinsgemengteil auf, sondern auch in Form grobstengeligter Aggregate als Ausfüllung von Klüften.

U. d. M. zeigt das letzterwähnte Vorkommnis einen blaßrötlichen Farbenton; die übrigen sind durchaus farblos. Die Lichtbrechung ist recht hoch, nur wenig niedriger als die jenes wahrscheinlich der Granatgruppe angehörigen Minerals (vergl. oben), die Doppelbrechung stets sehr schwach; oft scheint das Mineral vollkommen isotrop, während in anderen Fällen anomale Interferenzfarben auftreten, und zwar konnte ich sowohl die blavioletten des positiven als auch die braungrünen des negativen Vesuvians konstatieren¹. Die äußere Umgrenzung der oft recht einschlußreichen Körner ist stets sehr unregelmäßig; buchtige, zerlappte, zerfressene Formen sind häufig.

6. Feldspat. In Diopsid- und Epidotfelsen beobachtet man nicht selten ein farbloses Mineral von schwacher Licht- und Doppelbrechung entweder als Zwischenmasse zwischen idiomorph ausgebildeten Körnern der übrigen Silikate in seltenen Fällen, oder auch häufiger als Ausfüllung von manchmal sehr feinen Klüften. Daß dieses Mineral der Feldspatgruppe angehört, zeigen die hin und wieder auftretenden Zwillinglamellen an. Indessen sind die letzteren sowie die Spaltbarkeit so selten wahrnehmbar, daß dieselben für eine exakte Bestimmung nicht in Betracht kommen. Eine solche zu versuchen, gestattet allein die Lichtbrechung, und zwar ergibt sich mittels derselben, daß in der Regel ein sehr saurer, albitähnlicher Feldspat vorliegt — in Übereinstimmung mit den von GOLDSCHMIDT² bei sehr kalkreichen Kontaktgesteinen gemachten Beobachtungen. Nur in einem Fall ergab sich eine höhere Lichtbrechung, etwa einem Andesin entsprechend. Wahrscheinlich ebenfalls hierher zu stellen ist ein Mineral, das ich nur in einem Kontaktmarmor vom Piz Longhin auffand; bei Besprechung jenes Gesteins soll darauf näher eingegangen werden.

¹ Vergl. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet. Kristiania 1911. p. 437.

² a. a. O. p. 140.

7. Chloritmineralien treten ebenfalls als Zwischenmasse zwischen anderen, idiomorph begrenzten Silikaten auf, desgleichen als Ausfüllung von Klüften und sonstigen Hohlräumen. In der Regel sind es äußerst feinschuppige, auch radialblättrige, meist aggregatpolarisierende Bildungen; gelegentlich zeigen sie im Dünnschliff noch eine blaßgrünliche oder blaßgelbliche Farbe: die Interferenzfarben sind teils normal (Grau I. Ordnung), teils stark anomal, leuchtend tiefblau und braungrün, teils auch ist die Doppelbrechung so schwach, daß überhaupt keine Aufhellung stattfindet. Auf Klüften beobachtet man das Mineral nicht selten auch makroskopisch, teils in großblättrigen Aggregaten von blau-grüner Farbe, teils, bei unvollständiger Ausfüllung, in wohlbegrenzten, schön sechsseitigen Tafeln.

Von einem eigenartigen Vorkommnis von Chlorit in einem Silikatmarmor soll weiter unten, bei Besprechung dieses Gesteins, die Rede sein.

8. Antigorit kommt ganz in derselben Weise vor wie Chlorit und ist die gegenseitige Abgrenzung beider Mineralien im Dünnschliff oft unmöglich, bei den bekanntlich äußerst ähnlichen optischen Eigenschaften, welche im übrigen zu keinerlei Bemerkungen Anlaß geben. Seine Hauptverbreitung innerhalb der Kontaktgesteine hat das Mineral in der Gruppe der Ophicalcite; über das Auftreten dortselbst soll später das Nähere gesagt werden.

9. Mineralien der Glimmergruppe. Helle Glimmer von sericitartigem Habitus sind in geschieferten, tonhaltigen Kalken naturgemäß weit verbreitet und auch vorhanden im Falle, daß das Gestein eine Kontaktmetamorphose durchzumachen hatte — wie nicht anders zu erwarten. Als Produkte der letzteren sind sie in diesem Fall natürlich nicht zu betrachten.

Dagegen ist wohl als spezifisches Kontaktmineral anzusehen ein eigenartiger Biotit, welchen ich nur in einem Phyllitmarmor vom Grate zwischen Piz Longhin und Piz dal Sass antraf. Für diesen Biotit charakteristisch ist die leuchtend goldgelbe Farbe des schwächer absorbierten Strahls, verbunden mit relativ schwacher Doppelbrechung. In weit besserer Ausbildung und größerer Verbreitung fanden wir das Mineral in Kontaktderivaten von Gesteinen der Malojaserie, weshalb bezüglich der eingehenden Beschreibung auf das dort Gesagte verwiesen sei (vergl. p. 451).

10. Titanit ist ein ziemlich seltener Gast in den kontakt-metamorphen Kalken; gelegentlich finden sich vereinzelt kleine Körnchen von unregelmäßiger Gestalt. Ein ganz alleinstehender Fall ist dessen reichliches Vorkommen in Form von idiomorph begrenzten, z. T. sehr großen Individuen in einem Diopsidgestein von Alpacellino.

11. Endlich finden sich in manchen Kontaktgesteinen noch Silikate von z. T. nicht näher bekannter Zugehörigkeit, deren gemeinsames Kennzeichen die leuchtend grüne Farbe, bedingt durch einen (in jedem Fall vermittelt der Boraxperle nachgewiesenen) Gehalt an Chrom, darstellt. Von dem Chromdiopsid war bereits oben die Rede. Innerhalb einer der oben erwähnten Hornblende-konkretionen aus Liaskalk finden sich dem unbewaffneten Auge dunkelblaugrün, glaukonitähnlich erscheinende Partien. Das Mikroskop zeigt, daß dieselben bestehen aus äußerst feinfaserigen Massen eines intensiv grünen Minerals; teils sind es wirre Anhäufungen einzelner Fasern, teils sind letztere regelmäßig radialstrahlig angeordnet und um opake Körner — wohl Chromit — herum zu Höfen gruppiert. Die einzelnen Fasern zeigen negative Hauptzone und anscheinend gerade Auslöschung; die Doppelbrechung ist sehr hoch, doch werden gewöhnlich die Interferenzfarben durch die sehr intensive Eigenfarbe vollständig übertönt. Die letztere zeigt in verschiedenen Richtungen geringe Unterschiede: α bläulichgrün, c gelblichgrün, bezw. in sehr dünnen Schichten bläulich und gelblich. — Die Natur dieses Minerals muß so lange unentschieden bleiben, bis eine quantitative Untersuchung desselben vorliegt, für welche das zurzeit vorhandene Material bei weitem nicht ausreicht.

Ein weiteres chromhaltiges Mineral entdeckte ich in dem bereits erwähnten, Alkalihornblende führenden Gestein. Auf angewitterten Flächen desselben erkennt man makroskopisch grasgrüne Hervorragungen. Bei mikroskopischer Prüfung zeigen sich dieselben zusammengesetzt aus schlecht ausgebildeten Individuen eines blätterigen Minerals von mäßig hoher Lichtbrechung (ca. 1,65) und ziemlich starker Doppelbrechung (Interferenzfarben II. Ordnung). Die Prüfung im konvergenten Licht ergibt, daß dasselbe zweiachsig mit sehr kleinem Achsenwinkel (oder einachsig mit anomaler Öffnung des Kreuzes?) und positiv ist. Die Auslöschung ist anscheinend gerade, der Pleochroismus α bläulichgrün, $b = c$

gelbgrün. Im ganzen macht das Mineral einen glimmerähnlichen Eindruck, seine optischen Eigenschaften stimmen jedoch nicht mit denjenigen des Fuchsites überein, für welchen ein großer Achsenwinkel ($2E = 68-70^\circ$) angegeben wird¹. Die Aggregate, zu welchen die einzelnen Blättchen in wirrer Anordnung gruppiert sind, zeigen eine scharfe, gemeinsame Begrenzung gegen außen, so daß man wohl zu der Ansicht kommen kann, es handle sich um Pseudomorphosen nach einem unbekanntem Muttermineral.

12. Erze. Von Eisenerzen sind Magnetit und Pyrit recht verbreitet. Der erstere ist häufig in kleinen, rundlichen, manchmal idiomorphen Kristallen; größere Individuen zeigen stets unregelmäßig gelappte und zerfetzte Gestalten. Im Gegensatz dazu besitzen die manchmal vorhandenen großen Pyritkristalle gewöhnlich kristallographische Umgrenzung.

In den Anhäufungen der oben beschriebenen Chromsilikate finden sich opake Körner, welche im Gegensatz zum Magnetit keinen eigentlichen Metallglanz aufweisen, auch gelegentlich am Rande mit tiefbrauner Farbe durchscheinend werden; wie schon erwähnt, dürfte es sich jedenfalls um Chromit handeln. Auch in einem normalen Diopsidgestein fand ich dies Mineral; dort ist dasselbe meist von Granat umrandet.

Größere Anhäufungen von Erzen, wie solche aus zahlreichen Kontaktzonen bekannt sind, finden sich in meinem Gebiete nirgends.

13. Calcit. Das ursprüngliche Material der kontaktmetamorphen Kalke ist in vielen Fällen noch erhalten geblieben und nur einer einfachen Umkristallisation unterlegen. In den Fällen, wo der Calcit noch die Hauptmasse des Gesteins ausmacht oder doch große Partien vorherrschend zusammensetzt, wie in den meisten Ophicalciten, bildet er meist richtungslos-körnige Aggregate von ungefähr isometrischen Individuen; in manchen, stark gestreckten Gesteinen nehmen sie auch plattige oder langsäulige Formen an, ohne Rücksicht auf die optische Orientierung. Erscheint das Mineral dagegen nur mehr als untergeordneter Gemengteil von Kalksilikatfelsen, so werden seine (oft recht großen) Individuen in der Regel von den übrigen Gesteinsgemengteilen, besonders Diopsid und Epidotmineralien, poikilitisch durchwachsen; mitunter sind solche ganz von Einschlüssen erfüllte Körner noch

¹ H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie. I, 2. 4. Aufl. Stuttgart 1905. p. 263.

makroskopisch an den glänzenden Spaltflächen kenntlich. Auch als Ausfüllung von Spalten und anderen Hohlräumen kommt Calcit natürlich vor. Idiomorphe Umgrenzung sieht man selten, nur dem Serpentin gegenüber in einzelnen Ophicalciten; die auftretenden Flächen sind nur diejenigen des Grundrhomboeders. Die Zwillingsbildung nach (0112) ist in den meisten Schlifften bei zahlreichen Individuen erkennbar.

14. Ebenfalls erhalten geblieben ist in vielen Fällen der Kohlegehalt des bituminösen Ausgangsmaterials. Gewöhnlich scheint derselbe in graphitische Substanzen übergegangen zu sein; solche recht dunkel erscheinende Gesteine werden bei anhaltendem Glühen vor dem Lötrohr erheblich heller. U. d. M. erkennt man ein schwarzes, staubfeines Pigment, dessen Graphitnatur gelegentlich an blätteriger Ausbildung und Metallglanz erkannt werden kann; in anderen Fällen mag es sich um Graphitoid handeln. Teils ist es in einzelnen Lagen angereichert, die mitunter helicitisch gewunden das Gestein durchziehen; teils als Trübung einzelner Mineralkörner, und zwar innerhalb sonst völlig gleichartiger Körner auf bestimmte Individuen beschränkt.

Wenn wir nun die verschiedenen, aus den vorstehend beschriebenen Mineralien zusammengesetzten Kontaktgesteine betrachten, so fällt es uns nicht schwer, dieselben in drei Gruppen einzuordnen: die Ophicalcite, die Kontaktmarmore und die Kalksilikatgesteine. Es muß indes von vornherein bemerkt werden, daß diese Gruppen durchaus nicht scharf gegeneinander abgegrenzt sind, vielmehr allerhand vermittelnde Zwischenstufen existieren.

α) Ophicalcit. Unter diesem Namen verstehe ich herkömmlicherweise alle Gesteine, welche durch innige Durchdringung von kalkigem und Serpentinmaterial ausgezeichnet sind. Sie wurden aus Graubünden bereits von STEINMANN¹ beschrieben und haben seither wiederholt Erwähnung gefunden.

Derartige Gesteine finden sich in unserem Gebiete, die Gehänge vom Silsersee bis zur Höhe von etwa 2000 m aufwärts ausgenommen, an allen Lokalitäten, von welchen oben das Vorkommen kontaktmetamorpher Kalke überhaupt angegeben wurde, weshalb die nochmalige Aufzählung derselben hier unterlassen werden mag.

¹ G. STEINMANN, Das Alter der Bündnerschiefer. II. Jahresber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1897. p. 60.

Meist handelt es sich um über kürzere Strecken zusammenhängend verfolgbare, in den Serpentin eingebettete Lager von einigen Metern Mächtigkeit; nicht selten läßt sich auch ein Auftreten am Kontakt selbst tatsächlich beobachten, indem dunkler, geschieferter Lias-kalk in einer Entfernung vom Serpentin, welche zwischen 1 cm und 1 m oder mehr variieren kann, seine dunkle Farbe in weiß oder blaßgrün ändert, die schieferige Beschaffenheit gegen eine ausgesprochen massige vertauscht bei erheblicher Vergrößerung des Kornes, und mehr oder minder reichlich Serpentinmaterial aufnimmt. Solche Fälle sind verschiedentlich zu beobachten am Piz Longhin und Piz dal Sass, besonders schön am Nordgrat des ersteren Gipfels, bei etwa 2550—2600 m Höhe.

Wie schon gesagt, handelt es sich bei den Ophicalciten um Gemenge von Calcit und Serpentin, und zwar in der Art, daß jedes der beiden Mineralien für sich größere makroskopisch deutlich unterscheidbare Aggregate allein zusammensetzt. Die Calcitaggregate sind sehr wechselvoll in der Farbe: man findet weiße, graue, grünliche, gelbe und intensiv rote Varietäten. Auch gebänderte Abänderungen kommen vor — etwa aus einige Millimeter mächtigen, ohne scharfe Abgrenzung alternierenden Lagen von grauer und weißer oder gelblicher Farbe bestehend; oder auch eine mehr unregelmäßig fleckige Beschaffenheit, indem besonders rote und graue Färbungen auf einige Zentimeter oder Millimeter Distanz ineinander übergehen. Nicht minder differieren die Gesteine in der Korngröße: von dem unbewaffneten Auge dicht erscheinenden Bildungen zu fein- und gröberkörnigen — Dimensionen von 1 cm Kantenlänge dürften etwa das von mir beobachtete Größenmaximum der Calcitindividuen darstellen; am häufigsten ist ein makroskopisch noch eben deutlich sichtbares Korn. Was das Gefüge des calcitischen Anteils betrifft, so ist dasselbe in der Regel durchaus richtungslos-körnig; doch sind auch schieferige, sowie stengelige und faserige Varietäten nicht eben selten.

In einer derartig beschaffenen Calcitmasse liegen nun die Serpentinpartien eingebettet, makroskopisch dicht und schwarzgrün oder tiefblaugrün von Farbe, in Gestalt bald von einzelnen Körnern von mehr oder weniger regelmäßig rundlicher Form, bald von flachen Linsen oder dünnen Häuten, bald endlich von unregelmäßigen Flatschen und wurmförmigen Gebilden; oder

aber der Serpentin bildet ein regellos verzweigtes, feinmaschiges Netzwerk und umschließt seinerseits die Calcitaggregate. Die Größe dieser Serpentinmassen unterliegt außerordentlichen Schwankungen; meist sind es nur Gebilde von einigen Millimeter Durchmesser, doch sind auch größere gar nicht selten, und am Piz dal Sass findet sich ein Gestein, bestehend aus faust- und kopfgroßen Serpentinbrocken, eingebettet in einer calcitischen Masse. Auch die Mengenverhältnisse der beiden Hauptgemengteile sind starkem Wechsel unterworfen: in dem zuletzt erwähnten Gestein z. B. bildet der Calcit nur schmale Streifen; viel häufiger dagegen ist der entgegengesetzte Fall, daß derselbe dem Serpentin gegenüber an Menge sehr erheblich vorherrscht. Was die Anordnung der Serpentinpartien betrifft, so ist dieselbe in der Mehrzahl der Fälle durchaus regellos; doch ist auch schichtweise Anreicherung, verbunden mit teilweisem oder vollständigem Fehlen in anderen Lagen gar nicht selten. In mechanisch stark mitgenommenen Gesteinen ordnen sie sich naturgemäß auch der entstandenen Parallelstruktur ein; man findet dieselben zu flachen Scheiben und zu blaßgrünen bis schwarzen, glänzenden Häuten ausgewalzt.

Akzessorische Mineralien sind makroskopisch sehr selten wahrnehmbar, gelegentlich finden sich farblose oder blaßgrünliche, seidenglänzende Nadelchen von Grammatit; auch Pyrit läßt sich manchmal beobachten.

Zu äußerst auffälligen Bildungen werden die Ophicalcite vermöge ihrer Anwitterungsfläche. Der Calcit wird durch die Verwitterung naturgemäß leicht weggeführt, während der schwerlösliche Serpentin stehen bleibt und auf der hellgefärbten, rauhen oder in kleinem Maßstab karrig ausgelaugten Oberfläche des ersteren allerhand dunkle, glatte, knopf-, buckel-, warzen-, gekröseförmige Hervorragungen bildet — ein höchst charakteristischer, mit keinem anderen zu verwechselnder Anblick.

Die Beobachtung im Dünnschliff bestätigt in der Regel den makroskopisch gewonnenen Eindruck einer scharfen Abgrenzung zwischen Calcit- und Serpentinpartien. Die letzteren, aus schuppigem Antigorit bestehend, machen vermöge ihrer gelegentlich annähernd rechteckigen, scharf geschlossenen Gestalten, mitunter den Eindruck von Pseudomorphosen; von dem Muttermineral, wohl Olivin, ist indessen hier so wenig als in dem als Gestein auftretenden Serpentin jemals der kleinste Rest erhalten geblieben.

In seltenen Fällen erscheinen Serpentin und Calcit partienweise innig miteinander gemischt, und zwar findet sich letzterer sowohl in feinen Körnchen dem ersteren beigemischt, als auch in Gestalt größerer wohlbegrenzter Rhomboeder darin eingewachsen. Ein wichtiger Übergangsteil in manchen Ophicalciten ist Tremolit in mehr oder minder gut ausgebildeten, säulen- bis nadelförmigen Kristallen. Gelegentlich finden sich dieselben in einheitlichen Calcitindividuen eingeschlossen; doch kommt in dem nämlichen Schlift auch der umgekehrte Fall vor, daß der Tremolit seinerseits wohlausgebildete Calcitrhoeder umschließt. Enstatit, welchen J. BALL (a. a. O. p. 26) aus einem ähnlichen Gestein von der Parsennfurka erwähnt, sah ich in den von mir untersuchten Schliffen nicht. Als Nebengemengteil ist Magnetit sehr verbreitet; z. T. wohl sicher als Nebenprodukt bei der Serpentinbildung entstanden, umsäumt er dessen knollenförmige Aggregate am Rande; in anderen Fällen dagegen dürfte er einem primären Fe-Gehalt des Kalkes entstammen, indem er, lagenweise der Calcitmasse beigemischt, zu der Entstehung von deren schon makroskopisch sichtbaren Bänderung Anlaß geben kann. Auch Pyrit findet sich gelegentlich. Die makroskopisch oft so auffällige, lebhaft rote Färbung ist nicht etwa, wie man wohl erwarten könnte, durch das Auftreten irgend eines Eisensilikats (z. B. eines Granats) bedingt, sondern ganz einfach durch Beimengung eines staubfein verteilten, intensiv roten Pigments, wohl Fe_2O_3 . Dasselbe ist jedenfalls auch als Nebenprodukt bei der Serpentinisierung zu betrachten; in unveränderten Kalken des Gebiets tritt es niemals auf.

Die Spuren von dynamischer Einwirkung sind an wohl den meisten Ophicalciten nicht wahrzunehmen; an anderen sind dieselben in geringem Maße vorhanden in Form einer schwach ausgeprägten Paralleltexur, hervorgebracht durch Parallelorientierung der länglich ausgebildeten Serpentinmassen oder von etwa vorhandenen Tremolitnadeln. Bei stärkerer Pressung werden zunächst die Serpentinaggregate zu dünnen, parallelblättrigen oder -faserigen Lagen ausgewalzt, während der Calcit noch ziemlich unbeeinflußt bleibt. Endlich aber ordnet sich auch dieser der entstandenen Kristallisationsschieferung unter, indem seine Individuen recht dünnplattige oder langsäulige Gestalten annehmen. Der Serpentin zeigt in diesem Stadium Auswalzung zu ganz dünnen, zwischen

den Calcitkörnern weit hinziehenden Häuten, welche sich infolge ihrer geringen Breite und der schwachen Lichtbrechung bei oberflächlicher Betrachtung des Schliffes leicht der Beobachtung entziehen.

Eine Analyse eines *Ophicalcits* vom *Piz Longhin* (aus dem Schutt der *Canaletta*, auf der Südseite jenes Berges) findet sich bei *GRUBENMANN* (*Krist. Schiefer*, Anal. X, 2. Aufl. p. 274). Das Gestein ist dort bezeichnet als „*Kata-Calcitmarmor* (Kontakt)“. Das Resultat sei hier nochmals wiedergegeben:

Analyse XI.		Mol.-%	Gesteinswerte nach GRUBENMANN:	
Si O ₂	5,93	8,8	S = 8,8	M = 74,3
C O ₂	39,13	—	A = 0,0	T = 0,0
Al ₂ O ₃	0,35	0,3	C = 0,3	K = 0,1
Fe O	2,27	2,9	F = 90,6	
Mn O	0,14		Projektionswerte:	
Ca O	46,76	74,5	a = 0	
Mg O	6,04	13,5	c = 0	
	100,62	100,0	f = 20	
			Spez. Gew. 2,70.	

Die Analyse zeigt, daß das Gestein seinem Chemismus nach der X. Gruppe (Marmore) von *GRUBENMANN* zugehört. Wie allgemein bei dieser Gruppe, so fällt auch für das vorliegende Gestein der Projektionspunkt in den F-Pol des *OSANN*'schen Dreiecks: die Projektion ist also zwecklos. — Faßt man die *Ophicalcite* als kristalline Schiefer auf — was für die stärker geschieferten unter ihnen wohl angeht —, so dürften dieselben, des *Serpentine*gehalts wegen, als *Epi-Marmore* zu bezeichnen sein.

Es muß nun noch der Nachweis erbracht werden, daß wir es im Falle der beschriebenen *Ophicalcite* tatsächlich mit *Kontaktprodukten* zu tun haben. Denn prinzipiell wären für ein derartiges Gestein folgende Entstehungsmöglichkeiten denkbar: 1. Rein mechanische Ineinanderknetung von *Kalk* und *Serpentin*; 2. Wässerige Infiltration des letzteren in Zusammenhang mit der *Serpentinisierung* des an den *Kalk* anstoßenden, ursprünglichen *Peridotits*; 3. *Sedimentation* von *Eruptivmaterial* in einen am *Meeresgrunde* sich absetzenden *Kalk*; 4. *Kontaktmetamorphose*. Hierzu ist folgendes zu bemerken: 1. Der Gedanke einer mechanischen Verknetung hat auf den ersten Blick in manchen Fällen viel Bestechendes, um so mehr, als sich ein großer Teil der *Ophi-*

calcite tatsächlich an tektonisch höchst komplizierten Stellen (Piz Longhin, Juliaschlucht bei Boegia etc.) findet. Doch sollte man in diesem Fall annehmen, daß doch wenigstens an einer Stelle ein Hervorgehen des Ophicalcits, sei es aus einer intensiven Zusammenfaltung, sei es aus einer Reibungsbrecce von Kalk und Serpentin, zu beobachten wäre, was in Wirklichkeit niemals zutrifft. Eine Bildung der rundlichen oder länglichen, allseitig scharf begrenzten, mitunter sogar eine noch wahrnehmbare Schichtung des Kalkes quer durchschneidenden Serpentin Körner auf rein mechanischem Wege erscheint mir vollends undenkbar, um so mehr, als, wie oben bemerkt, die betreffenden Gesteine vielfach auch im mikroskopischen Bilde keinerlei Spuren mechanischer Beeinflussung zeigen. 2. Eine sekundäre Infiltration auf rein wässerigem Wege müßte Klüften und Schichtfugen gefolgt sein. Ersteres ist indessen nie wahrnehmbar, letzteres nur in den erwähnten Fällen von intensiv gepreßten Gesteinen, wo Auswalzung bereits vorhandener Serpentinrollen einen viel einleuchtenderen Erklärungsgrund bietet. 3. Versucht man die Ophicalcite als Tuffe zu deuten, so erhebt sich folgende Schwierigkeit: dieselben bilden öfters Lagen von immerhin einigen Metern Mächtigkeit, in welchen die Serpentin Körper, an Menge hinter dem Kalk stark zurücktretend, ziemlich gleichmäßig verteilt sind. Wenn wir nun auch über die Zeit, welche ein derartiger Kalk zu seiner Bildung braucht, nichts Bestimmtes wissen, so kann dieselbe doch keineswegs eine ganz kurze gewesen sein. Ein Niederregnen von Olivinkristallen auf den Meeresgrund mit der erforderlichen gleichmäßigen Langsamkeit dürfte jedoch kaum möglich sein; und gegen eine Einschwemmung auf fluviatilem Wege spricht die bedeutende Größe der Serpentin Körper bei fast vollständiger Freiheit des Kalkes von anderen terrigenen Bestandteilen. Endlich wäre es auch gar nicht möglich, derartige Tuffe mit dem Serpentin unseres Gebietes in zeitliche Verbindung zu bringen, da der letztere, wie wir sahen, sicher jünger als Lias ist, die Ophicalcite aber mit Liaskalken in enger Verbindung stehen. Es bleibt also noch 4. die Möglichkeit einer Entstehung durch Kontaktmetamorphose. Sie läßt sich mit allen beobachteten Lagerungs- wie Strukturverhältnissen in Einklang bringen, und findet eine weitere Stütze in der engen Verknüpfung der Ophicalcite mit anderen vollständig unzweifelhaften Kontaktgesteinen. Die speziellen genetischen Verhältnisse

der ersteren bieten freilich der Erklärung noch mancherlei Schwierigkeiten; wir werden weiter unten nochmals darauf zurückkommen. Es muß übrigens bemerkt werden, daß die Bündner Ophicalcite bereits von anderer Seite, wenn auch ohne ausführende Begründung, als Kontaktprodukte angesprochen wurden¹.

β) Die Kontaktmarmore. Diesen Namen möchte ich hier der Einfachheit halber als zusammenfassende Bezeichnung für die zweite Gruppe unserer Kontaktgesteine gebrauchen, wenschon dieselbe eigentlich nur eine Sammelgruppe darstellt. Die gemeinsamen Kennzeichen der ihr angehörenden Gesteine sind einmal das Fehlen von Serpentin, wodurch sie von den Ophicalciten, und zweitens das Überwiegen von Calcit unter den Komponenten, wodurch sie von der folgenden Gruppe der Kalksilikatfelse geschieden wird. Gegenüber diesen beiden anderen Gruppen sind unsere Kontaktmarmore von recht untergeordneter Bedeutung; ihr Auftreten ist beschränkt auf wenige Lokalitäten von sehr geringfügiger räumlicher Ausdehnung; verschiedene sind auch nur in Gestalt von losen Stücken bekannt.

Da die einzelnen Vorkommnisse wenig Gemeinsames bieten, möge im folgenden jedes für sich besprochen sein.

Zunächst finden sich rein weiße Marmore von feinem, sehr gleichmäßigem Korn, ohne Beimengung von irgendwelchen anderen Mineralien, an verschiedenen Stellen auf der Nordseite des Piz Longhin und Piz dal Sass. Sie treten z. T. unter den nämlichen Umständen auf wie manche Ophicalcite, nämlich als schmale, einige Zentimeter mächtige Randzone des schwarzen Liaskalkes am Kontakt mit Serpentin, könnten deshalb vielleicht ebensogut als Ophicalcite bezeichnet werden, in welchen zufällig eine Strecke weit kein Serpentin zu sehen ist.

Des weiteren könnte man hierherzählen weiße Marmore mit einem Gehalt an grünlichem oder weißem Sericit, welcher eine schieferige Textur des Gesteins bedingt. Ein solches Gestein findet sich in der obersten Partie der Südwand des Piz Longhin, als unbedeutende Linse eingebettet in Serpentin, in welchen es möglicherweise auf rein tektonischem Wege gelangt sein kann.

Mehr Interesse bietet ein anderer Phyllitarmor, welcher an der tiefsten Scharte des Grates Piz Longhin—Piz dal

¹ G. STEINMANN, a. a. O. 1897.

Sass ein wenig mächtiges Lager im Serpentin bildet. Bei mikroskopischer Untersuchung des dunklen Gesteins erkennt man eine ziemlich starke Beimengung von Quarzkörnern zwischen vorherrschendem Calcit. Von Glimmern findet sich neben normalem Muscovit jener oben erwähnte, eigentümlich gefärbte Biotit. Beide Glimmer treten teils jeder für sich, teils in paralleler Verwachsung auf, bald zu größeren flaserigen oder wellig verbogenen Paketen vereinigt, bald in dünnen Häuten; in manchen Partien des Schliffes liegt zwischen je zwei benachbarten Calcitkörnern fast ohne Ausnahme ein Glimmerblatt. Das dunkle, kohlige Pigment findet sich hauptsächlich innerhalb des Glimmers fleckenweise verteilt. Außerdem ist noch ein geringer Gehalt an akzessorischem Magnetit zu erwähnen.

Wohl das bemerkenswerteste Gestein der in Rede stehenden Gruppe ist am Piz Longhin, etwa 20 Schritte südlich des Gipfels zu finden — leider nur in Gestalt einiger Blöcke, inmitten von Serpentinshutt. Das Gestein ist ein sehr zäher, feinkörniger Marmor von vorherrschend weißer Farbe, welche lagenweise in ein liches Grau ohne scharfe Grenze übergeht. Reichlich liegen darin, ohne Gesetzmäßigkeit durch das ganze Gestein verstreut, bis 1 mm Durchmesser erreichende Aggregate eines tiefgrünen Minerals, das wegen seiner blätterigen Beschaffenheit bereits mit der Lupe als Chlorit bestimmt werden kann. Besonders auf angewitterten Flächen tritt derselbe sehr deutlich hervor.

U. d. M. ist ein rosettenartiger Bau der ganz blaßgrünlichen, normale Interferenzfarben zeigenden Chloritaggregate zu beobachten; infolge der großen Feinheit der radialstrahlig angeordneten Blättchen ist Aggregatpolarisation häufig. Gegen den umgebenden Calcit sind die Rosetten scharf begrenzt; ihre Gestalt ist länglich, schwach gebuchtet; die Längsachsen sind parallel orientiert und zeigen damit eine schwache (innerhalb des Calcits nicht zum Ausdruck kommende) Schieferung an. Irgend ein Hinweis auf eine Entstehung des Chlorits als Pseudomorphose ist nirgends gegeben. — Als weiteren wichtigen, wenn auch spärlich vorhandenen Gemengteil lehrt das Mikroskop den Diopsid kennen. Er bildet kurze Säulchen, welche durch parallele Stellung ihrer Längsachsen ebenfalls die Schieferung zum Ausdruck bringen. Sein Vorkommen ist beschränkt auf bestimmte Lagen des Gesteins — eben die makroskopisch grau erscheinenden. Ausdrücklich

muß erwähnt werden die vollständige Frische des Diopsids, welcher also keineswegs etwa als Muttermineral des Chlorits betrachtet werden darf; vielmehr stehen sich beide Mineralien in ihrem Auftreten vollkommen unabhängig gegenüber.

Gleichfalls recht interessant ist ein anderes Gestein vom Piz Longhin; unmittelbar östlich unter dessen Gipfel steht dasselbe an, als etliche Kubikmeter umfassende Linse im Serpentin, eingeschlossen. Es ist ein zäher, makroskopisch fast dichter Kalk von lichtgrauer Farbe und schwacher Schieferung; seine angewitterte Oberfläche ist bedeckt mit zahlreichen, eigentümlich warzenförmigen Erhebungen.

Die Beobachtung im Dünnschliff zeigt eine an Menge vorherrschende Calcitmasse von granoblastischer Struktur, durchzogen von parallelen Lagen eines feinschuppigen, farblosen Minerals von glimmerähnlichen Eigenschaften, jedoch ausgezeichnet durch ziemlich geringe Doppelbrechung — die Interferenzfarben gehen im Schliff von normaler Dicke nicht über Gelb I. Ordnung hinaus. Stellenweise schwellen diese Lagen an zu breiten, ziemlich unregelmäßigen Verdickungen, welche die warzenartigen Gebilde der Anwitterungsflächen bedingen dürften. Ebenfalls sehr reichlich vorhanden sind unregelmäßig rundlich gestaltete, farblose Körner, deren Lichtbrechung gleich ist derjenigen des Kanadabalsams. Die Doppelbrechung liegt zwischen 0,010 und 0,015; an wenigen Schnitten wurde eine gute Spaltbarkeit beobachtet und ließ sich eine nicht unbedeutende Auslöschungsschiefe konstatieren. Das Mineral ist zweiachsig mit sehr großem, von 90° sehr wenig abweichendem Achsenwinkel. Obwohl nur gelegentlich einfache Zwillingbildung, Lamellierung niemals zu erkennen ist, halte ich es doch für nicht unwahrscheinlich, daß wir es in diesem Mineral mit einem andesinähnlichen Plagioklas zu tun haben. Seine Individuen liegen sowohl in den Calcitmassen als auch in den sericitischen Partien; neben kohligter Substanz enthalten sie als Einschluß im letzteren Falle einzelne Serieitblättchen, im ersteren Calcit, teils in Form wohlausgebildeter Rhomboeder, teils in unregelmäßigen Fetzen. Akzessorisch findet sich noch Titanit in unregelmäßigen Körnern, sowie einzelne Nadelchen von Tremolit.

Endlich ist noch hierher zu zählen ein Gestein, das ich leider nur in einem einzigen Bruchstück in dem Hochtälchen zwischen Motta radonda und Piz Gravasalvas gefunden habe. Dasselbe

zeigt dem unbewaffneten Auge bei feinem Korn blaugraue Farbe und stark schieferige Textur; letztere ist bedingt durch einen Wechsel von sehr feinen, tiefblauen Lagen, mit helleren, calcitischen, von geringer Resistenzfähigkeit — wie man dies leicht auf angewitterten Flächen erkennt. Auf solchen besonders treten sehr auffällig — als knopfartige Erhebungen, ähnlich den Serpentin knollen der Ophicalcite — hervor Anhäufungen eines gras- bis smaragdgrünen, blätterigen Minerals. U. d. M. zeigt letzteres die p. 466 angegebenen Eigenschaften; es dürfte ein chlorit- oder glimmerähnliches Chromsilikat sein. Die blaue Farbe verdankt das Gestein der Anwesenheit der p. 462 beschriebenen, wahrscheinlich beträchtliche Alkalimengen enthaltenden Hornblende. Durch Aneinanderreihung von deren säuligen, schlecht ausgebildeten Individuen zu parallelen Zügen innerhalb der umgebenden Calcitmasse kommt die schieferige Textur zustande. Daneben findet sich auch, aber äußerst selten, ein blaßgrünlicher Aktinolith, zonar umwachsen von dem blauen Mineral. — An akzessorischen Gemengteilen sind spärlich vorhandene Titanitkörnchen zu erwähnen, sowie Magnetit, dessen kleine Individuen fleckenweise in ziemlich reichlicher Menge über den Schriff verstreut sind.

Die drei zuletzt beschriebenen Gesteine dürfen wohl sicher als kontäktlich beeinflußt angesehen werden. Nirgends außerhalb des Bereiches der Ophiolithe habe ich ihnen Ähnliches gefunden. Außerdem finden sich aber als Einschlüsse im Serpentin noch sehr häufig Massen von Triasdolomit oder Liaskalk, welche rein äußerlich keinerlei Zeichen kontaktmetamorpher Umwandlung wahrnehmen lassen, während solche im Dünnschliff möglicherweise zu finden wären. Es ist also nicht ausgeschlossen, daß noch mehr Gesteinen meines Gebietes ein Platz in der Gruppe der Kontaktmarmore angewiesen werden müßte, doch halte ich einstweilen die betreffenden Vorkommnisse für nur auf tektonischem Wege in den Serpentin gelangte Massen.

γ) Die Kalksilikate bilden die interessanteste und weitaus mannigfaltigste Gruppe unter den kontaktmetamorphen Kalken. Nach der mineralischen Zusammensetzung können wir unter ihnen wieder verschiedene Typen unterscheiden, welche jedoch durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden sind.

Am verbreitetsten sind Diopsidfelse. Dieselben bestehen oft fast ausschließlich aus Diopsid, und zwar der grünen Varietät

mit den oben angegebenen Eigenschaften; oder derselbe überwiegt doch ganz bedeutend über alle anderen Gemengteile. Von solchen sind zu nennen: in erster Linie Epidot und Klinozoisit; weiterhin Vesuvian und Granat; an Menge meist ganz untergeordnet Feldspat, Calcit, Chlorit, Antigorit, Titanit, Chromit und Graphit. Durch lokales Überhandnehmen von Vesuvian oder Epidot (bezw. Klinozoisit) kommen Übergänge zustande zu Gesteinen, welche wesentlich aus diesen Mineralien bestehen. Den normalen Diopsidgesteinen verleiht der vorherrschende Bestandteil stets eine makroskopisch grüne Färbung in verschiedenen Nuancen von licht apfelgrün bis zu einem recht dunkeln Lauchgrün; mitunter finden sich auch gebänderte Abarten, in welchen lichtgrüne und blauviolettgraue, durch Graphit gefärbte Lagen miteinander wechseln; wo Chlorit oder Antigorit in größeren Mengen eintritt, sieht man dunkelgrüne, wo Albit oder Calcit, weißliche Flecken von unregelmäßiger Gestalt auf der Oberfläche des Gesteins verteilt. Der Korngröße nach müssen die Gesteine meist als dicht bezeichnet werden, doch finden sich auch deutlich feinkörnige Varietäten und solche, bei welchen die langnadelige Ausbildung des Diopsids bereits makroskopisch in Erscheinung tritt, indem deren Oberflächen mit meist büschelförmig oder radialstrahlig angeordneten, seidenglänzenden Nadelchen sich bedeckt zeigen. Häufig sind ziemlich parallellflächig begrenzte, in verschiedenen Richtungen das Gestein durchsetzende Adern, deren meist mattgrüne, faserig seidenglänzende Füllung ebenfalls aus Diopsid besteht; dasselbe Mineral findet sich auch gelegentlich auf Drusen frei auskristallisiert. In anderen Fällen durchziehen das Gestein dünne Adern von blaßrötlichem Granat, der auf Erweiterungen ebenfalls frei auskristallisiert vorkommt; bei einem Auseinanderbrechen nach diesen Adern kann der Eindruck entstehen, daß man es mit einem reinen Granatfels zu tun habe.

U. d. M. zeigt sich, je nach der kürzer oder länger prismatischen Ausbildung des Diopsids, grano- oder nematoblastische Struktur. Im letzteren Falle sind die Säulchen gelegentlich zu wellig gewundenen Zügen angeordnet, welche jedoch erst bei genauer Betrachtung in die Augen fallen; gewöhnlich aber ist die Textur durchaus massig, die Lagerung der einzelnen Diopsidstengel eine vollständig wirre. Die Korngröße ist sehr variabel: in einzelnen Schlifften ganz gleichmäßig fein- oder grobkörnig, in anderen liegen

in einer feinkörnigen Masse einzelne größere Individuen, und wieder in anderen vollzieht sich an bestimmten Stellen ein mehr oder minder plötzlicher Übergang von feinem zu größerem Korn. Während bezüglich dieser Verhältnisse irgend eine Gesetzmäßigkeit nicht zu erkennen ist, läßt sich mit einiger Bestimmtheit sagen, daß in der Nachbarschaft von Diopsidadern eine Zunahme der Korngröße häufig ist; die Füllung der Adern ist manchmal nicht scharf begrenzt gegenüber der umgebenden Gesteinsmasse. — Von den Übergemengteilen bildet Epidot, wo ganz untergeordnet vorhanden, gewöhnlich eine Art Zwischenklemmungsmasse zwischen den Diopsidindividuen; wo er sich in größerer Menge einstellt, in Übergangsgliedern gegen die eigentlichen Epidotfelse, bildet er gewöhnlich größere Partien für sich, welche mit reinen Diopsidmassen in fleckenförmiger Verteilung wechseln. — Albit, Calcit und Chlorit treten, wie schon bei Beschreibung der einzelnen Mineralien bemerkt, in Adern teils für sich allein auf, teils als letzte Bildung in den von den Diopsidindividuen gelassenen Zwischenräumen, wobei es vorkommt, daß die drei genannten Mineralien innerhalb ein und derselben Ader auf ganz kurze Entfernungen wechseln; oder eines dieser Mineralien bildet fleckenweise eine Art Grundmasse zwischen den Diopsidkörnern. In einem Diopsidgestein von Alpascellino findet sich Albit sehr reichlich in der letzterwähnten Weise und außerdem als Umsäumung von blasenartigen Räumen, deren Inneres von fein radialschuppigen Aggregaten von Chlorit erfüllt ist. Dem Auftreten der eben besprochenen Mineralien gleicht das des Antigorits in manchen Fällen, während in anderen derselbe linsenförmige Anhäufungen, in gebänderten Gesteinen der Bänderung parallel liegend, bildet, ähnlich wie in vielen Opicalciten. Am Kontakt mit dem Serpentin kann man auch beobachten, wie sich stellenweise Antigoritblättchen zwischen die einzelnen Diopsidkörner drängen. — Granat findet sich gelegentlich mit dem Antigorit vergesellschaftet; in anderen Fällen liegt er mitten im Diopsid und in einem Schliff fand ich ihn sowohl als Kranz um braunschwarze Körner von ? Chromeisen, als auch für sich in Adern, in letzterem Falle offenbar späterer Entstehung als der Diopsid, dessen z. T. idiomorphe Kristalle er umhüllt. Die übrigen oben aufgezählten Mineralien bieten keinen Anlaß zu besonderen Bemerkungen.

Außer den vorstehend beschriebenen normalen existieren noch

einige eigenartige Diopsidgesteine, welche eine besondere Besprechung verlangen. Hierher zählt einmal ein Gestein, das mir leider nur in Gestalt loser Stücke von der Nordseite des Piz Longhin bekannt geworden ist. Ganz unscheinbar, schwarzgrau von Farbe, scheint dasselbe zunächst kein besonderes Interesse zu bieten. Bereits auf angeschliffener Fläche jedoch erkennt man eine prachtvolle Fältelung und noch viel schöner erscheint dieselbe im mikroskopischen Bilde. Schwarze, vielfach gewundene Züge von sehr fein verteiltem Graphit durchziehen den Schriff einander sehr benachbart und in gutem Parallelismus; Hauptfalten mit sekundärer Faltung ihrer Schenkel, verdickte Umbiegungsstellen und reduzierte Mittelschenkel und andere tektonische Erscheinungen lassen sich hier in kleinstem Maßstab beobachten. Die sehr feinkörnige Diopsidmasse, welche den Untergrund des Ganzen bildet, macht die Fältelung ebenfalls mit, wie sich bei starker Vergrößerung erkennen läßt; dieselbe muß also jüngerer Entstehung sein als die kontaktmetamorphe Umwandlung.

Weiter dürfte hier der Ort sein zur Besprechung eines Diopsidaggregats, welches eigentlich nicht als Gestein zu bezeichnen ist, vielmehr nur als Bestandteil eines größeren Ganzen eine Rolle spielt. Es handelt sich um vielfach gewundene, wirrstengelige Lagen von grüner Farbe und einigen Millimetern Mächtigkeit innerhalb eines dunklen Liaskalkes von der Nordseite des Piz Longhin. U. d. M. erkennt man als Hauptbestandteil der grünen Lagen einen Diopsid von nadelförmiger bis nach der Symmetrieebene tafelig ausgebildet, stellenweise lückenlos zusammengehäuft — an solchen Stellen findet sich darin jener grüne Chromdiopsid, der auch makroskopisch schon in Form smaragdgrüner, der Verwitterung gegenüber besonders resistenzfähiger Körnchen sichtbar ist; an anderen Stellen hingegen liegen die Diopsidindividuen wirr verstreut in und idiomorph ausgebildet gegenüber einem sehr faserigen nephritähnlichen Grundgewebe, welches jedenfalls aus einem Hornblendemineral besteht; die einzelnen Fäserchen sind annähernd parallel gelagert. Es ist der einzige Fall, daß ich in einem Kontaktgestein einen Pyroxen und eine Hornblende nebeneinander getroffen habe; die letztere ist sicher eine jüngere Bildung als ersterer, doch fehlen alle Anzeichen, welche schließen lassen könnten, daß sie aus demselben hervorgegangen wäre. — Der spärlich vorhandene Albit ist jedenfalls noch jüngerer Entstehung, indem

derselbe seinerseits von Hornblendefäserchen durchwachsen wird. — Der anstoßende Kalk ist sehr reich an Albit; außerdem ist er mit staubförmig verteiltem, namentlich schichtweise angereichertem Graphit bis fast zur Undurchsichtigkeit erfüllt. Durch Aufnahme zuerst kleiner, dann größerer Pyroxennädelchen findet ein allmählicher Übergang in die Diopsidaggregate statt.

Während in allen bisher behandelten Gesteinen der Diopsid, wie schon erwähnt, der grünen Varietät angehört, ist mir der weiße Diopsid nur als Bestandteil von Mineralaggregaten bekannt geworden, welche die Bezeichnung als Gesteine nicht verdienen. Teils sind es grobstengelige Massen aus fast reinem Diopsid bestehend, über welche schon weiter oben (p. 460) das Notwendige gesagt wurde, teils feinfaserige Bildungen, in welchen bereits makroskopisch lebhaft grüne bezw. braungüne Körnchen von Vesuvian bezw. Granat auffallen. Im Dünnschliff erscheinen diese beiden Mineralien in relativ sehr großen, einsprenglingsartigen, unregelmäßig umgrenzten Körnern inmitten eines Aggregats von langstengeligem Diopsid; zwischen den einzelnen Individuen des letztgenannten stellt sich auch hier ein gelbliches, vermutlich chloritähnliches Mineral in der Art einer Grundmasse ein. — Auch in diesem Gestein ist intensive Fältelung sowie der oben erwähnte plötzliche Wechsel der Korngröße zu beobachten.

Eigentliche Hornblendegesteine kommen unter den Kontaktbildungen meines Gebietes anscheinend nicht vor; dagegen müssen hier die eigentümlichen konkretionsartigen Aggregate jenes Minerals Erwähnung finden, welche mehrfach innerhalb von scheinbar normalen Liaskalken am Piz Longhin und dessen Nachbarschaft auftreten. Es sind meist flach linsenförmige, parallel der Schichtung in den Kalk eingelagerte Gebilde, welche makroskopisch aus zahlreichen wirr gelagerten, farblosen, glänzenden Nadelchen zusammengesetzt erscheinen. U. d. M. erweisen dieselben sich als Grammatit; dessen regellose Anordnung macht gegen außen einer parallelen Platz, derart, daß sich die einzelnen Nadeln zur Grenze gegen den Kalk ungefähr senkrecht stellen. Weiterhin folgt eine erheblich feinerkörnige Zone mit einzelnen graphitführenden Lagen, durch welche ein Übergang hergestellt wird zu dem angrenzenden graphit- und feldspatreichen, in der Nähe der Grenze mit Tremolitnadelchen durchspickten Kalk. — Im Innern der Konkretionen finden sich stellenweise braunschwarze

Körner von Chromit, umgeben von radialstrahlig angeordneten Massen des p. 466 beschriebenen feinfaserigen Chromminerals.

Nächst den Diopsidfelsen sind in den Kontaktzonen meines Gebietes am meisten Epidot- und Klinozoisitfelse verbreitet. Mit den erstgenannten sind diese durch oft sehr rasch sich vollziehende Übergänge verbunden; man erkennt dieselben indessen oft erst u. d. M., indem beide Gesteine makroskopisch oft vollkommen gleiche grüne Färbung zeigen. Häufiger allerdings sind die Epidotfelse gelblich, manchmal auch hell- bis dunkelgrau gefärbt; streifige oder fleckige Verteilung verschiedener Farbtöne ist nicht selten. Stets erscheinen diese Gesteine dem bloßen Auge vollkommen dicht; höchstens leuchten daraus einzelne Spaltflächen großer Calcitkristalle auf. Quergefaserte, seidenglänzende Adern von blaßgrünlicher Farbe, ebenfalls von Epidot erfüllt, finden sich gelegentlich.

Im Dünnschliff zeigt der Hauptgemengteil, der Epidot (bzw. Klinozoisit, welche beiden Mineralien sich stets nebeneinander finden), fast stets kurzprismatische Entwicklung; im Gegensatz zum Diopsidfels ist die Korngröße recht gleichmäßig und infolge von paralleler Anordnung der einzelnen Epidotsäulchen nicht selten eine schieferige Textur schwächer oder stärker angedeutet. Die auf Klüften ausgeschiedenen Epidotkristalle zeigen gerne lang-säulige bis nadelige Gestalten; manchmal sind sie direkte Fortwachsungen der Epidotkörner des Gesteins. Klinozoisit habe ich auf Klüften nicht beobachtet, deren Füllung vielmehr auch dort, wo jener das ganze umgebende Gestein zusammensetzt, aus Epidot zu bestehen pflegt. — Von anderweitigen Gemengteilen ist Diopsid fast in allen Fällen vorhanden; dem Epidot gegenüber erreichen seine Individuen in der Regel recht bedeutende Dimensionen: wo in relativ geringer Menge vorhanden, sind sie gegen den letzteren meist xenomorph begrenzt — gerade das umgekehrte Verhältnis wie bei den Diopsidfelsen, wo wir Epidot in Form einer Zwischenklemmungsmasse fanden. Wo sich Diopsid in reichlicher Menge einstellt, findet er sich meist fleckenweise zusammengehäuft, oder es wechseln aus Diopsid bestehende Lagen mit solchen von Epidot in ziemlich regelmäßiger Weise ab. Genau dieselbe Rolle wie in den Diopsidgesteinen, spielen in den Epidotgesteinen Albit, Chlorit und Calcit; der letztgenannte kommt gelegentlich auch vor in Form sehr großer, von idiomorphen Epidotkörnern poikilitisch

durchlöcherter Individuen. — Das dunkle Pigment mancher hierhergehöriger Gesteine pflegt, wo vorhanden, in staubfeiner Verteilung die Epidotkörner zu imprägnieren; nach der Schwierigkeit zu schließen, mit welcher derartige Gesteine beim Glühen entfärbt werden, scheint es sich auch hier um Graphit zu handeln.

Relativ untergeordnet vertreten sind unter unseren Kontaktgesteinen *Vesuvianfelse*, und es ist ein merkwürdiger Zufall, daß Vertreter gerade dieser Gruppe die ersten aus meinem Gebiet bekannt gewordenen Kontaktgesteine sind. Das Anstehende der berühmten Blöcke von der Südseite des Piz Longhin aufzufinden, gelang auch mir nicht; dagegen glückte mir die Entdeckung eines anstehenden Vesuviangesteins auf Alpasellino: südlich von dem Ende der schwarzgrünen Serpentin Hügel inmitten dieses Hochtälchens, auf dem Südostufer des Baches, liegt dieses Gestein von Malojagneis unter- und vermutlich von Serpentin überlagert. Während der Vesuvianfels vom Piz Longhin makroskopisch grünlichgraue, gelbgrüne und bläulichgrüne Farben in fleckiger Verteilung zeigt, bei völlig dichter Beschaffenheit, ist das neue Vorkommen ziemlich grobkörnig — die einzelnen Körner erreichen 3—4 mm Durchmesser — und von einheitlich braungrüner bis olivgrüner Färbung. U. d. M. erkennt man, daß dasselbe zum weitaus überwiegenden Teil aus Vesuvian besteht; dessen große Körner greifen unregelmäßig buchtig ineinander oder es schieben sich Anhäufungen von kleineren dazwischen, welche z. T. den Eindruck von Mörtelzonen machen, wie denn auch sonst kataklastische Spuren hier in Gestalt von Zerbrechung einzelner Individuen und schwach undulöser Auslöschung auftreten. An einzelnen Vesuviankörnern beobachtete ich eine sehr auffallende Erscheinung: dieselben sind in bestimmten Richtungen durchzogen von aderähnlichen Streifen, welche zwischen gekreuzten Nicols durch dunklere Interferenzfarbe auffallen, doch mit ihrer Umgebung vollständig gleichzeitig auslöschen und sich auch sonst in keiner Weise von derselben unterscheiden. Zweifellos hat man es mit einer Differenzierungserscheinung innerhalb von einheitlichen Individuen zu tun; auf welche Ursache dieselbe indessen zurückzuführen ist, entzieht sich meiner Beurteilung. — An weiteren Gemengteilen ist nur Diopsid vorhanden; in Gestalt kleiner bis winziger, rundlicher oder eckiger Körnchen findet er sich schwarm- oder nesterweise im Vesuvian eingeschlossen. Selten treten seine

Individuen zu größeren Aggregaten zusammen; durch Überhandnehmen von solchen dürfte der Übergang in den ganz benachbart anstehenden, makroskopisch schwer zu unterscheidenden Diopsidfels stattfinden. — Bezüglich des Vesuvianfels vom Piz Longhin habe ich den bisherigen mikroskopischen Beobachtungen nichts Neues hinzuzufügen; ich möchte nur der Ansicht entgegen treten, wonach dort Diopsid auf Kosten des Vesuvians entstanden sei. Die Ausfaserung beider Mineralien ineinander, welche F. BERWERTH als Stütze dieser Annahme anführt, würde ich eher als primär bei dem „Kampf um den Raum“ zwischen den beiden Komponenten zustande gekommen betrachten.

Die verschiedenen Analysen des Gesteins vom Piz Longhin, welche ich in der Literatur gefunden habe, seien hier zusammengestellt. Es fanden

	C. RAMMELSBURG ¹	v. GÜMBEL ²	F. BERWERTH ³	L. HEZNER ⁴
Si O ₂	39,00	39,82	40,98	37,18
				Ti O ₂ Spur
Al ₂ O ₃	16,40	16,93	14,07	17,22
Fe ₂ O ₃	3,03	1,31	2,07	1,52
FeO	—	1,09	—	0,88
CaO	34,83	36,34	33,83	36,02
MgO	4,80	2,97	4,67	4,26
K ₂ O	—	—	0,12	—
Na ₂ O	—	—	0,72	—
H ₂ O unter 110° . }	2,18	2,01	2,34	0,07
Glühverlust . . . }				
	100,24	100,47	98,80	100,48
Mittel aus den Analysen (XII):		Mol.-%	Gesteins- werte:	Projektions- werte:
Si O ₂	39,24	41,0	S = 41,0	a = 0,5
Al ₂ O ₃	16,15	10,1	A = 0,8	c = 4,0
Fe ₂ O ₃	1,38	2,0	C = 9,3	f = 15,5
FeO	1,04		F = 39,0	
CaO	35,24	39,7	M = 30,6	
MgO	4,18	6,4	T = 0,0	
K ₂ O ₂	0,12	0,1	K = 0,7	
Na ₂ O	0,72	0,7		
H ₂ O	2,48	—		
	100,55	100,0		

¹ a. a. O.

² In: FELLEBERG, a. a. O.

³ a. a. O.

⁴ In: GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. p. 266.

Die von verschiedenen Autoren stammenden Analysen stimmen, wie man sieht, recht gut miteinander überein. Der Chemismus ist derjenige eines mergeligen Kalksteins, und als Umwandlungsprodukt eines solchen dürfte der Vesuvianfels auch aufzufassen sein.

Ein weiteres hierher zu stellendes Gestein hat STEINMANN¹ von der Ostseite des Longhinpasses beschrieben; mir ist dasselbe entgangen. Nach seiner Beschreibung handelt es sich um ein grobkörniges Gemenge von Vesuvian und Granat; auffallend ist daran vor allem die Erscheinung, daß auf den Granat durchsetzenden Verschiebungsflächen wiederum kleine Granatkristalle sich angesiedelt haben.

Endlich bleibt hier noch das eigentümliche Vesuviangranatgestein zu besprechen, welches bei dem Neubau der Septimerstraße in der Schlucht unterhalb Pian Canfèr zutage gefördert wurde; dasselbe bildet, kurz bevor man die genannte Talweitung erreicht, einige bis 1 m lange und 30—40 cm mächtige, linsenförmige Massen in dem durch die Straße angeschnittenen Serpentin. Das Gestein zeigt makroskopisch bei feinkörniger Beschaffenheit und massiger Textur eine recht bunt — grau, braun, braunrot, tiefgrün — gesprenkelte Oberfläche; Klüfte, ausgefüllt mit grobstengeligen Massen eines braunroten Vesuvians, setzen in verschiedenen Richtungen hindurch. — Im Dünnschliff macht das Gestein infolge der sehr niederen Doppelbrechung all seiner Gemengteile einen recht unscheinbaren Eindruck. Man erkennt eine Art Grundmasse, bestehend aus radialblättrigen Gebilden eines farblosen Minerals mit sehr niederen, anomal graugrünen Interferenzfarben; dasselbe gehört jedenfalls der Serpentin-Chloritgruppe an. Lokal finden sich auch faserige Züge mit normalen, grauweißen Interferenzfarben (Chrysotil?). In dieser Masse liegen eingestreut teils einzelne, unregelmäßig begrenzte Körner, teils zusammenhängende Partien von Vesuvian, blaßrötlich von Farbe, mit häufig undulöser Auslöschung. Dazu tritt, in meist relativ kleinen Individuen, Granat; derselbe ist optisch anscheinend normal, doch stets von braunem Staub fast bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt. Wo er als Einschluß in Vesuvian auftritt, ist idiomorphe Umgrenzung (110) häufig; dagegen finden sich stets unregelmäßig rundliche, zerfressene Umrisse der serpentintartigen

¹ G. STEINMANN, Über Serpentincontact am Longhinpaß. Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte 1911 zu Karlsruhe. p. 377.

Masse gegenüber. Die letztere herrscht in manchen Teilen des Schliffes fast ausschließlich; in anderen dagegen ist sie auf enge Zwickel zwischen den einzelnen Granat- und Vesuviankörnern beschränkt.

Mir macht dieses Gestein den Eindruck, als ob es sich um teilweise umgeschmolzene und resorbierte Einschlüsse von Kalksilikatfels im Serpentin handelte; besonders die zerfressenen Umgrenzungen der anderen Komponenten der serpentinähnlichen Zwischenmasse gegenüber scheinen mir auf eine derartige Entstehung hinzudeuten.

Ich bin noch den Nachweis schuldig, daß wir in den hier beschriebenen Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen tatsächlich Produkte der Kontaktmetamorphose vor uns haben. Der Mineralbestand allein ist noch nicht entscheidend: die meisten in unseren Gesteinen vorkommenden Mineralien finden sich auch in den kristallinen Schiefen, wengleich für die 9. Gruppe (Kalksilikatgesteine) der letzteren nach GRUBENMANN „die Kontaktmetamorphose öfters hineinzuspielen scheint“. Ähnliches gilt bezüglich der Strukturen, welche ja bekanntermaßen bei Kontaktgesteinen vielfach denjenigen von kristallinen Schiefen gleichen. Die Textur dagegen ist bei unseren Kalksilikatgesteinen vielfach durchaus massig, während man starke Schieferung erwarten sollte, wenn dieselben Produkte der Dynamometamorphose wären. Überhaupt kommt man bei einem Versuch, jene Gesteine als solche zu deuten, in Konflikt mit der Zonentheorie: Nach dieser müßten wir, nachdem alle Gesteine der Nachbarschaft der obersten Zone angehören, dies auch für die Kalksilikatfelse erwarten. In der Tat sind ja nun eine ganze Reihe der in letzteren auftretenden Mineralien auch in der obersten Zone möglich — besonders Epidot, Chlorit, Albit etc.; daneben aber findet sich ja fast stets der Diopsid, dessen Entstehung unter den Bedingungen der obersten Zone schwerlich, wohl aber unter denen der tiefsten möglich ist. Wir hätten also eine Vermischung der Charaktere der tiefsten und der obersten Zone, was den Mineralbestand betrifft; und ebenso bezüglich der Struktur und Textur. Eine solche Vermischung dürfte bei rein dynamometamorphen Gesteinen ausgeschlossen sein, im Falle daß

sich nicht eine Überprägung des einen Zonencharakters durch den anderen feststellen läßt — was indessen bei unseren Kalksilikatifelsen niemals möglich ist.

Ein weiterer Punkt, der nach meiner Ansicht ganz entschieden für die kontaktmetamorphe Entstehung dieser Gesteine spricht, ist die drusige, durchaderte Beschaffenheit von vielen derselben. Ein offener Hohlraum kann unter Druckeinwirkung niemals zustande kommen; und daß die Entstehung der Klüfte nicht jünger ist als die Umwandlung des Gesteins, beweist der Umstand, daß die Kristalle, welche jene auskleiden, oft nichts anderes sind als die freien Endigungen der das Gestein zusammensetzenden Körner. Es hat also die Ausfüllung der Hohlräume mit der Metamorphose gleichzeitig begonnen und ist nicht erst einer späteren Sekretion zuzuschreiben; und müssen mithin die ersteren zur Zeit der Metamorphose bereits vorhanden oder in Zusammenhang mit letzterer entstanden sein, was wohl im Fall einer Kontakt-, nicht aber in dem einer Dynamometamorphose denkbar ist.

Eine weitere Tatsache, welche zugunsten einer Kontaktmetamorphose ins Gewicht fällt, ist das häufige Vorkommen von unter Substanzzufuhr gebildeten Mineralien. Eine solche ist in der hier zu beobachtenden Weise nur bei Kontaktgesteinen möglich. Wir werden auf diesen Punkt später noch näher eingehen.

Endlich darf als Grund für die Annahme einer kontaktmetamorphen Natur dieser Kalksilikatifelse etc. auch deren Verbreitung betrachtet werden. Nirgends innerhalb meines Gebietes finden sich derartige Gesteine außerhalb des Bereichs der Ophiolithe; die Aufschlüsse lassen fast in jedem Falle den unmittelbaren Kontakt mit dem Serpentin erkennen. Wenn man nun nicht in dem peridotitischen Magma das umwandelnde Agens erblicken wollte, so wäre dies Gebundensein an den Serpentin ganz unverständlich; es wäre z. B. durchaus nicht einzusehen, weshalb in den Teil-synklinalen des Kerns der rhätischen Decke, welche unter dynamischen Bedingungen gestanden haben dürften, wie sie ganz übereinstimmend auch in der Serpentinzone geherrscht haben müssen, eine Metamorphose zu Diopsid- oder Epidotfels nirgends eingetreten ist.

Unsere Kalksilikatifelse und Silikatmarmore müssen also ebenso wie die Ophicalcite als kontaktmetamorphe Carbonatgesteine betrachtet werden; und es erhebt sich nun die Frage, wie die Genese

dieser Bildungen im einzelnen, wie besonders ihre große Verschiedenheit zu erklären ist.

Das erste Moment, welches für Beantwortung dieser Frage von Belang ist, ist die Beschaffenheit des Ausgangsmaterials. Doch haben wir in dieser Beziehung keinen großen Spielraum, indem uns nur zweierlei in Betracht kommende Ausgangsmaterialien zur Verfügung stehen: der Triasdolomit und der Liaskalkschiefer. Die Ophicalcite und Kontaktmarmore dürften wohl in allen Fällen auf letzteren zurückzuführen sein; auch ein Teil der Kalksilikatfelse (besonders Epidotgesteine); namentlich wo solche sich durch reichlichen Graphitgehalt auszeichnen, dürfte ihre Abkunft von dem dunklen, reichlich organische Pigmente enthaltenden Liaschiefer fast sicher sein. Dagegen scheint mir für einen anderen Teil der Kalksilikatfelse, speziell die meisten Diopsidgesteine, eine dolomitische Abstammung wahrscheinlich; aus einem normalen Dolomit muß bei vollständiger Verdrängung von CO_2 durch SiO_2 ein reiner Diopsidfels hervorgehen — und tatsächlich sind ja unsere Diopsidgesteine in der Regel nahezu frei von anderen Mineralien. Eine sichere Entscheidung über die Natur des Ausgangsmaterials ist indessen in den meisten Fällen nicht möglich.

Die Gesetze, nach welchen der Chemismus des letzteren den Mineralbestand des Umwandlungsprodukts bedingt, sind von V. M. GOLDSCHMIDT¹ aufgedeckt und an den Kontaktgesteinen des Kristianiagebietes erläutert werden. Diejenigen unseres Gebietes zeigen im wesentlichen die nämlichen Gesetzmäßigkeiten. Es besteht freilich ein Unterschied gegenüber den von GOLDSCHMIDT klassifizierten Gesteinen insofern, als, wie wir sehen werden, in unserem Falle mit der Wahrscheinlichkeit einer erheblichen Kieselsäurezufuhr zu rechnen ist. Es dürfte indessen für die Art der entstehenden Mineralkombinationen ohne Belang sein, ob man als Ausgangsmaterial einen kieselsäurereichen Kalk oder Kalk und zugeführte Kieselsäure anzunehmen hat; hier wie dort müssen die nämlichen Gesetze gelten. Entsprechend dem stets kalkreichen Ausgangsmaterial sind kalkarme oder -freie Mg- und Al-Silikate in unseren kontaktmetamorphen Kalken nirgends entstanden — solche wären neben den gleichzeitig gebildeten Kalksilikaten nicht existenzfähig. Nach der GOLDSCHMIDT'schen Systeme-

¹ V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.

matik gehören unsere Gesteine den Klassen 7 (Plagioklas-Diopsid-), 8 (Plagioklas-Grossular-), 9 (Diopsid-Grossular-) und 10 (Diopsid-Grossular-Vesuvian-Hornfelse) an, wobei indessen zu bemerken ist, daß an Stelle von Anorthit stets Epidot und Klinozoisit treten. Diese Mineralien können demgemäß neben Vesuvian nicht stabil existieren; und tatsächlich habe ich Vesuvian und Epidot in keinem Gestein nebeneinander gefunden. — Auch Wollastonit fehlt unseren Gesteinen gänzlich, was in der Weise zu erklären sein dürfte, daß die Gesteine, in welchen das Verhältnis $\text{Ca O} : \text{Al}_2 \text{O}_3 > 3 : 1$, also für die Bildung jenes Minerals ausreichend wäre, stets gleichzeitig eine große Menge Mg O enthalten, genügend, um den ganzen Kalküberschuß in Form von Diopsid zu binden.

Selbstverständlich müssen Kontaktgesteine eine verschiedene Beschaffenheit erlangen, je nach der Höhe der bei der Umwandlung herrschenden Temperatur. Diejenige Erscheinung, in welcher sich in normalen Kontaktzonen der Einfluß der Temperaturverschiedenheit meist am deutlichsten offenbart, ist die Möglichkeit, einen inneren und einen äußeren Kontakthof zu unterscheiden. Die Hauptdifferenzen im Mineralbestande zwischen beiden sind die Ersetzung der Pyroxene durch Hornblenden, sowie die Häufigkeit von Epidotmineralien im äußeren Kontakthof¹. Nun ist in meinem Gebiete diese Unterscheidung in der Regel gar nicht durchzuführen; eine einzige Lokalität ist mir bekannt, an welcher über einer 1—3 m mächtigen inneren Kontaktzone, aus Diopsidfels bestehend, eine äußere, Epidotgesteine enthaltende folgt; es ist dies das schon mehrfach erwähnte Kontaktprofil zwischen Ova della Roda und Ova del Crot. In zahlreichen anderen Fällen dagegen finden sich Epidotgesteine sowohl als hornblendeführende — letzteres besonders Opicalcite — in unmittelbarer Berührung mit dem Serpentin, so daß von einem äußeren Kontakthof jedenfalls nicht gesprochen werden kann. Ob man diese Erscheinung, zusammen mit der fast allgemein sehr geringen Mächtigkeit der Kontakthöfe, als eine Folge der bekanntlich überhaupt relativ schwachen Kontaktwirkung der basischen Magmen ansehen muß, oder ob zu ihrer Erklärung, sowie zu derjenigen der allgemeinen Ersetzung von Anorthit durch Epidot (cf. oben), die Annahme

¹ GOLDSCHMIDT, a. a. O. p. 111, 410.

eines den Gang der Umwandlung modifizierenden starken Druckes notwendig ist — das muß einstweilen dahingestellt bleiben.

Eine sehr bemerkenswerte Erscheinung ist die, daß sich für die Mineralien der Kontaktgesteine eine *Kristallisationsfolge* aufstellen läßt. Dieselbe geht hervor nicht etwa aus der mehr oder weniger idiomorphen Ausbildung der verschiedenen Mineralien, sondern ausschließlich aus deren gegenseitiger Umschließung oder dem Vorkommen des einen auf Klüften des anderen. Es handelt sich also in unserem Falle nicht um eine kristalloblastische Reihe, wie sie ERDMANNSDÖRFFER¹ in den Kontaktgesteinen des Harzes gefunden hat, sondern tatsächlich um eine Reihenfolge bezüglich der Entstehung. Zuerst kristallisiert sind Diopsid und Epidot: wo beide nebeneinander auftreten, läßt sich eine Altersfolge zwischen ihnen nicht feststellen, da die Individuen jedes von beiden Mineralien die des anderen umhüllen können; jedenfalls sind sie gleichzeitig gebildet. Sicher jünger als Diopsid ist dagegen der Granat, der den ersteren als Einschluß enthalten kann, oder sich auf Klüften von Diopsidgesteinen angesiedelt hat. Noch jünger ist Vesuvian, in welchem sowohl Diopsid als auch Granat als Einschlüsse zu beobachten sind. Albit findet sich außer in Art einer Grundmasse auch auf Rissen und Klüften, welche die übrigen Silikate durchsetzen, ist also noch späterer Entstehung als diese. Chlorit endlich hat sich noch der vom Albit freigelassenen Hohlräume bemächtigt, ist also jedenfalls die letzte Bildung; dies ist auch ganz leicht verständlich: das stark wasserhaltige Mineral wurde jedenfalls erst gebildet, als die Temperatur beträchtlich unter die für die Entstehung der anderen Silikate notwendige gesunken war. Calcit ist dort, wo er sich als letzte Ausfüllung auf Klüften findet, sicherlich eine ganz späte Infiltration; aus seinem sonstigen, häufig grundmassenähnlichen Auftreten jedoch darf man natürlich nicht auf eine besonders junge Bildung desselben schließen — vielmehr dürfte seine relativ geringe Kristallisationskraft dafür verantwortlich zu machen sein. An und für sich muß ja der Calcit schon vor allen Silikaten vorhanden gewesen sein, welche in einem wesentlich aus Calcit bestehenden Gestein zur Kristallisation gelangten; und tatsächlich ist er auch in solchen (Tremolit und ? Feldspat) als Einschluß zu beobachten.

¹ O. H. ERDMANNSDÖRFFER, a. a. O. p. 348 f.

Weshalb eine derartige Altersfolge bezüglich der Bildung der verschiedenen Kontaktmineralien besteht, ist auf den ersten Blick schwer einzusehen; man sollte meinen, daß bei der Kontaktmetamorphose gleichzeitige Bildung stattfinden müsse. Indessen läßt sich wenigstens für das höhere Alter des Diopsids gegenüber dem Granat und Vesuvian eine Ursache angeben. Aus dem Mengenverhältnis dieser drei Mineralien läßt sich ersehen, daß in all unseren Kontaktgesteinen, wo dieselben nebeneinander vorkommen, MgO in reichlicher Menge — im Verhältnis zur Tonerde — vorhanden ist. Nun wird bekanntlich bei der Kontaktmetamorphose von dolomitischen Gesteinen zuerst das Mg -Carbonat zersetzt; es wird also, da reines Mg -Silikat neben Kalk (bei Anwesenheit von genügend SiO_2) nicht bestandfähig, zuerst Diopsid entstehen müssen, und muß sich die Tonerde mit dem verbleibenden Reste des Kalks begnügen. In diopsidführenden Epidotgesteinen hingegen ist das Mengenverhältnis $MgO : Al_2O_3$ stark zuungunsten des ersteren verschoben; es ist also wohl möglich, daß die Tonerde gleich zu Beginn der Umwandlung mit dem Kalk in Reaktion tritt und folglich Diopsid und Epidot gleichzeitig nebeneinander, eventuell auch letzterer zuerst entsteht.

Endlich ist noch ein Punkt für die genetische Deutung unserer Kontaktgesteine von großer Wichtigkeit. Wir wissen, daß als Ausgangsmaterial für dieselben nur der Triasdolomit und der Liaskalkschiefer in Betracht kommen. Nun läßt sich aber auch ohne das Vorhandensein chemischer Analysen leicht zeigen, daß tatsächlich stoffliche Identität zwischen diesem Ausgangsmaterial und den Kontaktprodukten nicht besteht. Dies gilt vor allem für die Diopsidfelse. Denn der Triasdolomit enthält schätzungsweise im Maximum etwa 5 % SiO_2 in Form von freiem Quarz; ein reines Diopsidgestein jedoch erfordert 55 % SiO_2 . Es ist klar, daß der Mehrbetrag von 50 % irgendwoher gedeckt worden sein muß, und bleibt die einfachste Erklärung die Annahme einer Zufuhr aus dem Magma. Die in dem — oft stark quarz- und ton- bzw. glimmerhaltigen — Liasschiefer enthaltene Kieselsäuremenge erreicht zwar oft bedeutend höhere Beträge; ob sie indessen in allen Fällen für die Bildung von Kalksilikatgesteinen, wie solche oben beschrieben, ausreichen konnte, dürfte zum mindesten sehr zweifelhaft sein.

Ein weiterer Stoff, der vielfach bei der Kontaktmetamorphose zugeführt sein muß, ist Natron. Wir haben bei Besprechung der

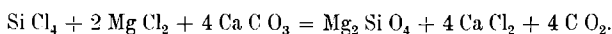
Kontaktderivate der Malojagesteine die blauen, alkalireichen Hornblenden verschiedentlich angetroffen; es wurde auch dort schon die Ansicht geäußert, daß dieses Mineral unter Na-Zufuhr gebildet sein müsse. Nun ist uns eine fast identische Hornblende, allerdings nur in einem Falle, auch in einem kontaktmetamorphen Kalke begegnet. Hier erscheint die Annahme einer Na-Zufuhr noch viel notwendiger; denn daß ein fast reiner Kalkstein eine größere Alkalimenge enthält, dürfte ziemlich ausgeschlossen sein. Auch Albit findet sich in manchen Kalksilikatfelsen in so bedeutender Menge, daß die Möglichkeit von dessen Bildung ohne Zuführung von Natron kaum denkbar ist.

Daß das Chromeisen, sowie die mehrfach erwähnten grünen, chromhaltigen Silikate nur unter Zufuhr von Chrom entstanden sein können, ist ohne weiteres klar; auch eine solche von Titansäure halte ich in einem Fall für wahrscheinlich, indem das betreffende Gestein (ein Diopsidfels) ziemlich reichlich große Titanitkristalle enthält, die Gegenwart von TiO_2 in größeren Mengen in einem Kalk oder Dolomit jedoch kaum anzunehmen ist. Sehr auffallend ist dagegen der fast vollständige Mangel von Verbindungen anderer Schwermetalle, welche sonst im pneumatolytischen Kontakt eine so große Rolle spielen; nur Fe mag gelegentlich, wenn auch in ganz unbedeutender Menge, zugeführt sein. THEOBALD¹ gibt das Vorkommen von Kupfererzen und Pyrit aus einem Tonschiefer an dessen Kontakt mit Serpentin an; doch war es mir nicht möglich, die betreffende Lokalität, welche in der Gegend der Ova della Roda zu suchen sein dürfte, wiederzufinden.

Endlich ist noch der Serpentinegehalt der Ophicalcite jedenfalls auf eine Zufuhr magmatischen Materials zurückzuführen. Serpentin kann zwar aus Forsterit und Monticellit sowohl, wie aus Humitmineralien hervorgehen, welche sämtlich normale Kontaktmineralien in dolomitischen Kalken sind. Nun läßt sich jedoch, wie wir sahen, in vielen Fällen nachweisen, daß unsere Ophicalcite von Liaskalk abstammen, und der ist gerade nicht dolomitisch oder höchstens in ganz schwachem Grade; ein Gestein, das zur Hälfte aus Serpentin besteht, kann von ihm keinesfalls hergeleitet werden, sofern man nicht die Annahme einer Zufuhr fremden Materials zu Hilfe nimmt. Letztere denke ich mir in ganz

¹ a. a. O. p. 102.

analoger Weise vor sich gegangen, wie die Bildung der pneumatolytischen Erze im Kristianiagebiet etc. nach GOLDSCHMIDT¹ zu erklären ist: daß nämlich Salzsäure, deren Gegenwart ja auch in dem peridotitischen Magma als wahrscheinlich gelten darf, bei der Erstarrung des letzteren frei geworden, die bereits erstarrten Partien desselben angegriffen und den — durch Salzsäure ja leicht aufschließbaren — Olivin zersetzt hat unter Bildung von Si Cl_4 und Mg Cl_2 (neben H_2O). Diese Stoffe mußten in gasförmigem Zustande ins Nebengestein entweichen, wo durch Umsetzung mit dem Ca CO_3 wieder Olivin — oder bei Anwesenheit von Fluor in den magmatischen Gasen auch Chondroit etc. — entstehen mußte:



Ca Cl_2 und CO_2 wurden weggeführt; der entstandene Olivin etc. mußte aber späterhin (ebenso wie das benachbarte peridotitische Gestein) der Serpentinisierung verfallen; und das Endresultat war die jetzt zu beobachtende Durchdringung von Kalk und Serpentin. — Daß bei diesem Prozeß keine anderen Silikate gebildet wurden als gerade Olivin, hat seinen Grund in den Mengenverhältnissen der zugeführten Stoffe: reine Ca-Mg-Silikate, in welchen ein höherer Prozentsatz der Basen enthalten wäre als im Orthosilikat, kommen bekanntlich nicht vor. Wurde mehr Si O_2 zugeführt, oder war solche schon in dem Gestein vorhanden, so konnte Kalk in die entstehenden Silikate aufgenommen werden und Tremolit entstehen, den wir tatsächlich in fast allen Ophicalciten in untergeordneter Menge finden.

Was hier von dem Serpentinegehalt der Ophicalcite gesagt wurde, mag natürlich in gleicher Weise für denjenigen der Kalksilikatfelse Geltung haben, soweit derselbe sich, was ja häufig der Fall, in derselben Form findet wie in jenen. Eine diffuse Verzahnung am Kontakt von Kalksilikatfels und Serpentin hingegen, welche auch manchmal zu beobachten, kann sehr wohl, wie STEINMANN² annimmt, eine Folge sein von der mit der Serpentinisierung verbundenen Volumzunahme.

Inwieweit die übrigen Substanzzufuhren auf analogen Vorgängen beruhen, wie sie hier für die Zufuhr von Serpentin angenommen wurden, läßt sich nicht mit Sicherheit angeben.

¹ a. a. O. p. 211 ff., 250 ff., 269, 273.

² Über Serpentincontact am Longhinpaß. Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte 1911 zu Karlsruhe. p. 377.

Es ist ja freilich höchst auffallend, wenn unter den von einem peridotitischen Magma aus zugeführten Stoffen Kieselsäure die erste und auch Natron eine wichtige Rolle spielt. Die letztere Erscheinung wenigstens verliert indessen einen Teil des Rätselhaften, wenn wir bedenken, daß der Serpentin und die Grünschiefer unseres Gebietes aus Spaltungsprodukten eines und desselben Magmas hervorgegangen sind, und daß die Grünschiefer sich durch z. T. außerordentlich hohen Na-Gehalt auszeichnen. Mehr als die Möglichkeit eines Zusammenhangs in dieser Richtung anzudeuten, bin ich jedoch nicht in der Lage.

Die Notwendigkeit, eine Kieselsäurezufuhr in den Kalksilikaten anzunehmen, läßt sich übrigens umgehen unter der Voraussetzung, daß bereits vor der Kontaktmetamorphose eine starke tektonische Reduktion der Kalkgesteine unter Wegfuhr von CaCO_3 in gelöster Form, wie dies p. 386 angedeutet, stattgefunden habe. Bei einem solchen Vorgange müßte sich der vorhandene freie Quarz anreichern, eventuell bis zu der für Bildung eines reinen Diopsidgesteins etc. erforderlichen Menge. Merkwürdig wäre jedoch, daß diese Anreicherung in keinem Fall noch weiter gegangen wäre — freier Quarz ist mir aus keinem Kalksilikatfels bekannt geworden. Unter jener Voraussetzung wäre auch wohl verständlich, weshalb die oft nur Bruchteile eines Meters mächtigen Kontaktgesteine — gegenüber einer sehr beträchtlichen normalen Mächtigkeit der Sedimente, woraus sie entstanden — so häufig gar keine als Streßwirkungen zu deutenden Erscheinungen zeigen; die Auswalzung wäre eben bereits vor der Kontaktmetamorphose erfolgt und diese hätte die Spuren der ersteren verwischt. In anderen Fällen freilich sind ja diese Spuren in Form starker Kristallisationsschieferung vorhanden (vergl. besonders manche Ophicalcite, p. 471). Es erscheint also auch auf Grund dieser Verhältnisse nicht unwahrscheinlich, daß die Kontaktmetamorphose zu einer Zeit stattgefunden hat, da ein Teil der Gebirgsbildung bereits vollzogen war, ein weiterer noch ausstand. Vor einer vollständigen Ummineralisation im Sinne der obersten Zone wurden die Kontaktgesteine vielleicht durch einen von der Intrusion her ihnen verbliebenen, höheren Wärmegehalt geschützt.

Doch das sind alles nur Kombinationen, über deren Wert man verschiedener Meinung sein mag. Jedenfalls sieht man, daß noch viele Probleme zu lösen sind betreffs unserer Kontaktgesteine.

Es wäre sehr wünschenswert, wenn dieselben einmal durch die ganze Serpentinzone Graubündens und der angrenzenden Gebiete verfolgt würden. Daß sie dort vorkommen, dürfte sicher sein — Ophicalcite sind ja schon lange von zahlreichen Punkten bekannt, aber auch die Kalksilikatfelse etc. sind keinesfalls nur auf die Umgebung des Piz Longhin beschränkt. Wenn einmal die Erfahrung auf eine breitere Grundlage gestellt sein wird, wird vielleicht auch manche Erscheinung ihre Erklärung finden, die jetzt noch als großes Fragezeichen dasteht.

Schluß.

Wir wollen nun nochmals kurz die Gesteine des untersuchten Gebietes zusammenstellen, uns die Metamorphosen vergegenwärtigen, welche dieselben erlitten haben, und uns die Frage vorlegen, inwiefern die Verteilung der letzteren auf die verschiedenen Decken mit der vom Standpunkte der Zonentheorie aus zu erwartenden übereinstimmt.

Von diesem Standpunkt aus hätten wir in den tektonisch höchst gelegenen Teilen des Gebirges rein kataklastische Umformung, in etwas tieferen die normale Umwandlung im Sinne der obersten Zone anzunehmen, während wir uns den Bedingungen der mittleren um so mehr nähern müssen, in je tiefere Elemente des tektonischen Baues wir hinabsteigen. Wir hätten also in den obersten Decken rein kataklastische Gesteine zu erwarten, in etwas tieferen die typischen Vertreter der obersten Zone, in noch tieferen solche der mittleren. Diese Erwartung kann indessen Bestätigung finden nur so lange, als wir sämtliche Metamorphosen ausschließlich als Werk der letzten Gebirgsfaltung betrachten dürfen. Bei früheren Gelegenheiten in der mittleren oder tiefsten Zone umgewandelte Gesteine können sich recht wohl auch in den höchsten Decken finden, ohne daß dieselben sich unter allen Umständen den Bedingungen der obersten Zone vollständig anpassen müßten — so wenig als letzteres bei granitischen und anderen Tiefengesteinen notwendig der Fall ist. Denn wir dürfen nicht vergessen, daß das wichtigste umwandelnde Agens der obersten Zone der Streß ist — und dieser wirkt in sehr verschiedener Stärke von einer Stelle zur anderen, je nach der speziellen tektonischen Situation; am stärksten in unmittelbarer Nachbarschaft der Schubflächen, in Mittelschenkeln oder eng gepreßten Synklinalen etc., am schwächsten

etwa in wenig ausgewalzten Gewölbekernen. Im letzteren Falle wird also z. B. ein Granit vielleicht von einzelnen Rutschflächen durchsetzt sein und schwache Kataklyse des Quarzes zeigen, während an einer nur wenig entfernten, aber tektonisch stark beanspruchten Stelle das nämliche Gestein in einen Sericitschiefer verwandelt sein kann. Natürlich ist auch die oft betonte verschiedene Umwandlungsfähigkeit verschiedenartiger Gesteine zu berücksichtigen: so wird ein Diabas oder ein vitrophyrischer Quarzporphyr durch seine ganze Masse hindurch Umkristallisation zeigen können in einer Situation, in welcher etwa ein Granit bloß an den stärkst gepreßten Stellen metamorphosiert wird. Die Bestandunfähigkeit zahlreicher Mineralien, z. B. der Plagioklase, Pyroxene etc. der niederen Temperatur und dem einwirkenden Wasser gegenüber bleibt natürlich auch an solchen Stellen, wo der Streß nicht die Kraft hat, dem Gestein als Ganzem seinen Stempel aufzudrücken. Eine Umwandlung wird also auch dort eintreten, welche zwar viel langsamer vor sich geht als die unter Streßwirkung erfolgte Metamorphose der obersten Zone, aber schließlich zu dem Mineralbestand nach sehr ähnlichen, nur strukturell und texturell abweichenden Produkten führen muß wie letztere. Die Sericitisierung der Feldspäte, Chloritisierung der dunklen Gemengteile, die Epidotbildung auf Kosten von Biotit usw. — kurz, die Erscheinungen der „säkulären Verwitterung“ scheinen mir solche auf Bestandunfähigkeit dieser Mineralien in der Erdoberfläche benachbarten Regionen zurückzuführende Erscheinungen zu sein.

Wenden wir uns nun wieder zu den Gesteinen meines Gebietes, so erkennen wir ohne weiteres, daß dieselben ein gewisses einheitliches Gepräge fast ausnahmslos an sich tragen. Rein äußerlich zeigt sich dasselbe in der grünen Farbe fast sämtlicher Gesteine. Diese kann ja bei den Ophiolithen nicht weiter wundernehmen, allein auch der Julier- und Rocabellagranit mit dem größten Teil ihrer Begleitgesteine, der „Nairporphyr“, die Gesteine der Malojaserie zum überwiegenden Teile, von den Sedimenten der „Hyänenmarmor“ und ein Teil des Radiolarits zeichnen sich durch grüne Färbung aus. Auch die tiefere Ursache dieser allgemeinen Grünfärbung ist gemeinsam: es ist die massenhafte Entwicklung von chloritischen und grünen phengitischen Mineralien. Speziell die letzteren stammen auch wieder zum größten Teil aus gemeinsamer Quelle, dem Zugrundegehen aller Feldspäte

mit Ausnahme des Albits. Nicht überall sind dieselben vollständig verschwunden, doch überall ist ihr Verschwinden wenigstens angebahnt bis hinab in die tieferen Partien des Malojagneises; dort erst werden sie resistenzfähig. Einen letzten gemeinsamen Zug endlich bildet die Häufigkeit kataklastischer Umformung besonders des Quarzes, welche ebenfalls überall auftritt bis hinab in den Malojagneis, um sich in dessen tieferen Partien ebenfalls zu verlieren.

Wir befinden uns eben in unserem Gebiete fast durchgehends im Bereiche der obersten Zone. In der Julierdecke findet sich die oben erwähnte Umwandlung ohne Streßwirkung in weiter Verbreitung an dem Granit und seinen Begleitern, auch am Juliergneis, der, hievon abgesehen, ein reines Produkt der mittleren Zone darstellt; seine Situation fand bereits eine Erklärung. Außerdem treten in den granitischen Myloniten typische Vertreter der obersten Zone auf. In der Errdecke gehören derselben an die Liasschiefer, -breccien und -kalke, die Dolomite und Rauhwacken der Trias und die klastischen Verrucanogesteine, soweit diese Gesteine überhaupt metamorphe Beeinflussung zeigen, ferner durchgehends der „Nairporphyr“ und die granitischen Mylonite, während für den Rest des Granits das eben vom Juliergranit Gesagte gilt. In den oberen Partien der rhätischen Decke, im Radiolarit, „Hyänenmarmor“, Liasschiefer, Triasdolomit ändert sich dies Verhältnis nicht wesentlich, wengleich die Metamorphose hier, wenigstens im „Hyänenmarmor“ und Liasschiefer, die ganze Gesteinsmasse ziemlich gleichmäßig ergreift. Die Ophiolithe bieten, soweit sie als Antigoritischefer, Gabbroschiefer, „Grünschiefer“ vorliegen, der Einordnung in die oberste Zone natürlich keinerlei Schwierigkeit; nicht metamorphosierte Reliktgesteine sind hier bereits sehr selten geworden. Auch der kristalline Kern der rhätischen Decke enthält in den Gesteinen der Malojaserie noch vorwiegend solche der obersten Zone; erst in dessen tieferen Partien nähern sich dieselben auf die schon angegebene Art dem Charakter von Mesogesteinen. An den eingekeilten Dolomitsynklinalen vollzieht sich dieser Übergang in derselben Region in der Weise, daß das Korn gleichmäßig größer wird, die mechanische Zertrümmerung verschwindet. Bei den Liasschiefern und dem „Hyänenmarmor“ haben wir eine plötzliche Veränderung des Charakters der Metamorphose bereits in höherer Lage, im Bereich der Ophiolithe, gesehen, welche sich darin äußert, daß das Korn

größer, die Glimmerentwicklung stärker und die ursprüngliche Schichtung durch sekundäre Schieferung verwischt wird; vielleicht darf man, entsprechend der leichteren Umwandelbarkeit dieser Gesteine, für sie die Grenze¹ zwischen mittlerer und oberer Zone bereits in jener etwas höheren Lage annehmen.

Wir gelangen also zu der Auffassung, daß der Übergang von der mittleren zur oberen Zone in den tieferen Partien der rhätischen Decke anzunehmen ist. Doch gilt dies nur für unser Gebiet; denn es scheint jetzt schon festzustehen, daß derselbe sowie die analogen anderen Zonengrenzen durchaus nicht an bestimmte tektonische Elemente gebunden sind. So sind z. B. die Ophiolithe der rhätischen Decke im Norden nicht metamorph, im Plessurgebirge oder im Unterengadin liegen die nämlichen Gesteine größtenteils als normale Diabase, Spilite, Variolite vor, deren Äquivalente im Gebiete des Septimer zu Epidotehloritshiefen etc. metamorphosiert wurden; noch weiter südlich entsprechen ihnen vielleicht die — wohl der mittleren Zone zuzurechnenden — Hornblendeschiefer des Disgrazia gebietes. Die Zonengrenzen scheinen die Decken schräg zu durchschneiden, derart, daß die Gesteine einer und derselben Decke um so tieferen Zonen angehören, je mehr man in derselben nach Süden geht. Es ist dies ja nur eine andere Ausdrucksweise für die schon lange bekannte Tatsache, daß die Kristallinität aller Gesteine in den Alpen gegen Süden zunimmt.

Worauf diese Erscheinung zurückzuführen ist, läßt sich zurzeit noch nicht sagen. Jedenfalls wird es eine interessante Aufgabe bei der Durchforschung der kristallinen Gebiete der Alpen sein, die Grenzen der einzelnen Zonen der Metamorphose über weitere Erstreckungen zusammenhängend zu verfolgen und ihre Beziehungen zu dem tektonischen Bau festzustellen.

¹ Selbstverständlich ist diese Grenze keine mathematische Fläche; vielmehr vollzieht sich ein ziemlich allmählicher Übergang.

Lebenslauf.

Ich, HANS PETER CORNELIUS, wurde geboren am 29. September 1888 zu München als Sohn des damaligen Chemikers Dr. HANS CORNELIUS, jetzigen Professors für Philosophie an der Akademie für Sozial- und Handelswissenschaften zu Frankfurt a. M. Bis zum Jahre 1901 wurde ich von seiten meiner Eltern zu Hause unterrichtet; im Herbst dieses Jahres trat ich in die VI. Klasse des K. Wilhelmsgymnasiums zu München ein und besuchte dasselbe bis zum Sommer 1905, in welchem ich die Maturitätsprüfung bestand. Im folgenden Herbst wurde ich an der K. Ludwigs-Maximilians-Universität München immatrikuliert, woselbst ich mich zunächst mit allgemein naturwissenschaftlichen sowie philosophisch historischen Studien befaßte, um mich vom Jahre 1907 ab speziell dem Studium der Mineralogie und Geologie zu widmen. Im Sommersemester 1909 besuchte ich die Universität Zürich, im Winter 1909/10 diejenige zu Freiburg i. B.; im Sommer 1910 wurde ich zum zweiten Male an der Universität Zürich immatrikuliert, um dort unter Leitung von Herrn Prof. Dr. U. GRUBENMANN und Prof. Dr. ALB. HEIM meine Studien zu vollenden. Im Juni 1912 bestand ich die Doktorprüfung.

