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

III. Geologische Vereinigung.

Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs.

Von **H. P. Cornelius.**

(Vorgetragen in der Hauptversammlung in Frankfurt a. M. am 9. Januar 1915.)

Vor zwei Jahren hat G. Steinmann[1]) als erster die Ansicht geäußert, daß die gewaltige granitische Masse des Albigna-Disgraziamassivs (zwischen dem Bergell und dem unteren Veltlin) tertiären Alters sei. Einige Beobachtungen, welche ich an der Nordostecke des genannten Massivs anstellen konnte, waren geeignet, diese Ansicht zu bestätigen[2]). In den beiden letztvergangenen Sommern habe ich sodann mit der Detailaufnahme dieses Massivs begonnen, und auf dessen Ost-, Süd- und Westseite eine Reihe von Begehungen ausgeführt, welche mir bereits zu einem ersten Überblick über die Erscheinungen an den Massivrändern verholfen haben. Im folgenden seien die wichtigeren meiner bisherigen Resultate kurz mitgeteilt.

Zunächst müssen wir einen Blick auf die Tektonik der weiteren Umgebung werfen, soweit dieselbe bereits bekannt ist. Das ist noch gar nicht der Fall im Westen, der Umgebung des Piano di Chiavenna; dagegen wenigstens in den Hauptzügen im Osten unseres Massivs, dank den Untersuchungen von R. Staub in der Berninagruppe[3]) und solchen des Verfassers in den südlich anschließenden Gegenden[4]). Dieselben haben ergeben, daß das tiefste tektonische Element in der genannten Region durch die grünen Gesteine von Val Malenco (in der Hauptsache Serpentin) dargestellt wird. Diese Gesteine bilden die Unterlage einer gewaltigen Gneismasse, welche sich im Engadin als kristalliner Kern der rhätischen Decke Graubündens zu erkennen gibt. Sie ist durch den ganzen Südabfall der Berninagruppe zu verfolgen, spannt sich über das Gebiet der grünen Gesteine als flachgewölbter Bogen hinüber[5]) und steht in Verbindung mit der Zone steilgestellter Gneise, welche vom Monte Acquanera (Val Malenco) bis nach Val Masino das Gebiet der grünen Gesteine gegen S. abschließt. Die genannte Zone ist demnach als Wurzel-

---

[1]) G. Steinmann, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundschau, IV, 1913, p. 220.

[2]) H. P. Cornelius, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). Zentralbl. f. Min. 1913, p. 246.

[3]) R. Staub, Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrschr. naturf. Ges. Zürich 1914, p. 329f.

[4]) Vgl. Zentralbl. f. Min. 1912, p. 632. — Ausführlichere Mitteilungen über die Tektonik des unteren Veltlins werden binnen kurzem an anderer Stelle erscheinen. (Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin; Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. P. 1915. Man vergleiche für das Folgende, besonders auch für den Südost- und Südrand des Albigna-Disgraziamassivs, die jener Arbeit beigegebene tektonische Skizze.)

[5]) Vgl. auch F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge XII, 1912, p. 25.

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

zone der rhätischen Decke zu betrachten. — In der Berninagruppe folgt nach Staub über der rhätischen Decke als tiefste ostalpine die Selladecke, von überwiegend massigen Gesteinen, und zwar Monzoniten und Banatiten, aufgebaut. Eine Klippe dieser Decke auf dem Corno delle Ruzze stellt die Verbindung her zu der Masse von Brusio-Val Fontana, in welcher wir ganz dieselben Gesteine in der gleichen tektonischen Situation — unmittelbar über der rhätischen Decke — wieder antreffen. Gegen S. tauchen auch sie steil zur Tiefe und sind in dieser Stellung südlich der rhätischen Wurzelregion bis Monastero (westlich Berbenno im Veltlin) zu verfolgen. Dieser steilstehende Zug monzonitischer usw. Gesteine ist nach dem Gesagten als Wurzelzone der Selladecke aufzufassen. — Die nächsthöheren Decken des Engadins, die Err- und Berninadecke, scheinen im Veltlin keine Fortsetzung zu finden. Dort folgt vielmehr südlich auf die Wurzel der Selladecke eine bunt zusammengesetzte Zone von kristallinen Schiefern, die ihrerseits sicher tektonisch nicht einheitlich, wenn auch bis jetzt noch nicht vollständig auflösbar ist. Ein wichtiges Glied dieser Zone ist die durch das massenhafte Auftreten von Pegmatiten, sowie von Marmoren und Amphiboliten charakterisierte Zone der Tonaleschiefer. Dieselbe gehört sicher dem ostalpinen System an, wie sowohl die tektonische Situation als auch das Auftreten einer vollständigen triadischen Schichtfolge bündner Fazies bei Dubino beweist.

Wir wenden uns jetzt zur Betrachtung der Disgraziamasse selbst. Zunächst sei kurz wiederholt, was in bezug auf dieselbe von Steinmann und mir bereits früher festgestellt wurde: Das wichtigste Intrusivgestein des Massivs ist ein heller, durch die Anwesenheit großer, einsprenglingsartiger Orthoklase porphyrähnlicher Biotitgranit[1]), der im Dünnschliff nur ganz untergeordnet schwache Spuren mechanischer Einwirkungen erkennen läßt; dem auch im großen Verschiebungsflächen durchaus zu fehlen scheinen, so daß ausschließlich die primären Absonderungsklüfte sein Landschaftsbild bestimmen. Alle Gesteine der Umgebung, die mit dem Granit in Berührung kommen, werden von ihm durchbrochen und kontaktmetamorphosiert; und am Fornogletscher läßt sich beobachten, daß auch eine in die grünen Gesteine des Liegenden der rhätischen Decke eingefaltete Gneisschuppe (»Cavloccschuppe«) mit ihrer Unterlage zusammen einheitlich vom Granit abgeschnitten wird, während die von dem letzteren verursachte Kontaktmetamorphose auch noch den Gneiskern der rhätischen Decke betroffen hat. Alle diese Tatsachen wurden dahin gedeutet, daß der Disgraziagranit jünger ist als die großen tektonischen Bewegungen seiner Umgebung.

Nun zur Verfolgung der Ränder der Intrusivmasse auf italienischem Boden. Wir beginnen mit der Gegend südlich des Murettopasses.

Die Terassen auf dem Ostabhang der Kette Monte del Forno—Cima di Rosso bestehen vorwiegend aus den grünen Gesteinen der Unterlage der rhätischen Decke — hauptsächlich Amphibolit, untergeordnet Serpentin, welcher erst östlich von Val Sissone die Oberhand gewinnt. Diese Gesteine stehen im allgemeinen senkrecht und streichen NW. bis NNW. An verschiedenen Stellen sind Biotitgneise eingefaltet, so am Monte del Forno, dessen Gipfelgrat daraus besteht, und in größerer Ausdehnung längs der Talsohle von Alpe della Valle bis etwas südwestlich von Forbicina. Die Grenze dieses Gneises gegen den Amphibolit ist südwestlich der Alpe Vazzeda inferiore im Bachbett vorzüglich aufgeschlossen. Man beobachtet unmittelbar an der Grenze starke Fältelung des Gneises; einzelne langgestreckte Fetzen desselben schwimmen im Amphibolit — Erscheinungen, welche auf eine tektonische Natur der (fast vertikalen) Grenzfläche schließen lassen. Dieser Gneis gehört indessen der über die grünen Gesteine von Val Malenco be-

---

[1]) Es ist identisch mit dem »Coderagranit« G. vom Raths (Ztsch. deutsch. geol. Ges. 1857) und anderer älterer Beobachter. Dieser Name ist jedoch mißverständlich, da in Val Codera der später zu erwähnende, etwas anders beschaffene Granit von Novate eine wohl noch wichtigere Rolle spielt.

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

wegten rhätischen Decke höchstens als untere Abspaltung an, indem er weiter östlich (südlich Alpe dell' Oro) nochmals von Serpentin überlagert wird, welcher ihn von jener Decke trennt. In welcher Beziehung er zu derselben oder zu der Cavloccschuppe steht, muß einstweilen dahingestellt bleiben.

Im ganzen parallel der allgemeinen Streichrichtung verläuft die Ostgrenze des Granitmassivs vom SW.-Abhang des Monte del Forno zum Zungenende der Vedretta del Disgrazia. Allein es spalten sich vom Massivrand unzählige Gänge von meist hellem, aplitischem Granit ab — oft 10 und mehr Meter mächtig durchsetzen sie den Amphibolit auf 1—2 km Entfernung vom Massivrand. In unmittelbarer Nachbarschaft des letzteren stehen die größeren Gänge meist steil und annähernd parallel zu ihm; in einiger Entfernung pflegen sie westwärts nach dem Massiv zu einzufallen, aber zahlreiche kleinere spannen sich zwischen den Hauptsträngen zu einem komplizierten Netz. Diese Verhältnisse sind an den ausgedehnten nackten Felspartien der Alpe Sissone und der Val Bona bestens zu beobachten. — Wo die Granitgänge die Amphibolit-Gneisgrenze am Gipfelgrat des Monte del Forno treffen, setzen sie ungestört durch beide Gesteine hindurch, als ob zwischen ihnen eine trennende Fläche gar nicht vorhanden wäre. An der Grenze des Gneises von Alpe Vazzeda hingegen scheint die Durchäderung — nachdem sie schon im Amphibolit westlich davon stark nachgelassen — Halt zu machen: ich fand keine Granitader in dem genannten Gneis, außer — bezeichnend genug — unmittelbar an seiner (tektonischen!) Westgrenze, welcher (am oben erwähnten Aufschluß) bei Alpe Vazzeda inferiore eine Injektionsader von einigen Zentimetern Mächtigkeit folgt.

Was die Kontaktwirkungen des Granits betrifft, so ist höchst wahrscheinlich, wie ich bereits a. a. O. angedeutet habe, der Amphibolit überhaupt als unter Einwirkung der hohen Temperatur des Granits umkristallisiertes Äquivalent der Engadiner Epidotchloritschiefer zu betrachten; in solche sieht man ihn gegen N., am Pizzo Salacina, mit zunehmender Entfernung vom Granit übergehen. Aber unmittelbar am Kontakt findet sich vielfach noch eine sehr viel weitergehende Metamorphose. Sie führt zur Entstehung von sehr wechselvollen, durchaus massigen Bildungen, die im allgemeinen durch sehr bedeutende Korngröße charakterisiert sind — teilweise mit einsprenglingsartigen, mehrere Zentimeter langen Hornblenden; auch Neubildung von Pyroxen kommt dabei vor.

Diese Erscheinungen sind an der von riesigen Aplitgängen durchsetzten Felsecke am Nordende der Vedretta del Disgrazia trefflich zu studieren. An andern Stellen scheint Einschmelzung des Amphibolits vorzukommen; insbesondere findet man im Schutt der Valle Sissone zahlreiche Blöcke, an welchen das allmähliche Verschwimmen des völlig umkristallisierten, massigen Amphibolits gegen den aplitischen Granit eine derartige Deutung nahe legt. — Wahrscheinlich sind auch die in Kontaktnähe im Amphibolit überaus zahlreichen, grobkörnigen Adern mit Granat, Epidot, Pyroxen und anderen Mineralien auf eine (pneumatolytische) Kontaktwirkung zurückzuführen; doch sind diesbezüglich noch weitere Studien nötig.

Von großer Bedeutung ist das Auftreten einer nicht unbedeutenden Scholle von Triasdolomit an der Cima di Vazzeda[1]). Sie scheint flach ostfallend auf dem Granit zu liegen; doch konnte ich leider den Aufstieg zum genannten Gipfel noch nicht ausführen und kann deshalb über die Lagerungsverhältnisse nichts näheres mitteilen. Doch läßt sich das Gestein an heruntergestürzten Blöcken auf der Alpe Sissone untersuchen. Es ist ein meist sehr reiner, ziemlich grobkörniger Dolomitmarmor; gelegentlich beobachtet man pegmatitische Adern darin, in deren Nachbarschaft die Dolomitindividuen eine oft enorme Größe erreichen. Viel häufiger sind feinkörnige, grünliche Adern von (vorherrschend) Diopsid; sie dürften

---

[1]) Das Vorkommnis ist wohl zum erstenmal erwähnt bei H. A. Tanner, Forno-Albigna-Bondasca, Beiträge zur Erschließung der südlichen Bergeller Berge. Basel 1906 (Selbstverlag).

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

ihre Entstehung ursprünglichen Klüften verdanken, längs welchen SiO_2-zuführende Dämpfe eindringen konnten.

Bevor wir dem Kontakt weiter südwärts folgen, müssen wir ein Gestein betrachten, welches bereits am Nordende der Vedretta del Disgrazia untergeordnet auftritt, in der ganzen südlichen Hälfte unseres Massivs jedoch eine außerordentliche Bedeutung erlangt. Es ist der von Theobald[1]) auf seiner Karte eingetragene, aber von den Amphiboliten am Ostrande des Massivs nicht geschiedene »Hornblendegneis«, welchen später Melzi[2]) petrographisch untersucht und beschrieben hat: ein Gestein von recht wechselvollem Habitus, je nach dem Mengenverhältnis der Gemengteile. Doch sind stets die wichtigsten derselben: Plagioklas, Hornblende, Biotit und Quarz, daneben oft noch Orthoklas, Epidot und Titanit mit freiem Auge erkennbar. Außer den normalen, ziemlich grokbörnigen Varietäten, in welchen manchmal die bis 1 cm und darüber langen Hornblendeindividuen einsprenglingsartig hervortreten, gibt es — in der südlichen Randzone — feinkörnige, arm an Hornblende und reich an Biotit, die ihrerseits durch das Auftreten relativ großer Plagioklase porphyrartige Struktur annehmen. Von besonderer Wichtigkeit sind die Abänderungen mit großen, einsprenglingsartigen Orthoklasen, bei bedeutendem Hornblendegehalt; sie treten in schlierigem Wechsel mit anderen Varietäten auf, z. B. auf der SW.-Seite der Cima d'Arcanzo, wo sie schon Melzi (a. a. O. p. 98) kannte, oder in der obersten Valle dei Ratti, und scheinen einen allmählichen Übergang zum Granit zu vermitteln.

Eine schwache Paralleltextur ist zwar häufig und über große Strecken gleichmäßig wahrzunehmen, sehr oft aber fehlt eine solche gänzlich. Und in den später zu erwähnenden Gängen kann man beobachten, daß sie den Gangrändern parallel orientiert ist. Das weist auf die wenigstens teilweise primäre Natur dieser Schieferung hin. Der auf Grund ihres Vorhandenseins dem Gestein gegebene Name »Hornblendegneis« erscheint somit als irreführend; wir haben dasselbe vielmehr als in der Hauptsache normales Erstarrungsgestein zu betrachten und können es nach dem Mineralbestand als Tonalit bezeichnen.

Mit dieser Auffassung in vollstem Einklang stehen die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung. Dieselbe fügt — von lokalen pyroxenführenden Formen abgesehen, die hier nur beiläufig erwähnt seien — zu den wesentlichen Gemengteilen, welche wir bereits makroskopisch erkennen konnten, keinen neuen hinzu. Dagegen lehrt sie die vollkommene Frische der sämtlichen in Betracht kommenden Mineralien kennen. Besonders hervorzuheben ist dieselbe am Plagioklas. Dieser ist meist als Andesin bestimmbar, doch gelegentlich auch saurer, bis Oligoklas. Zonarstruktur mit normaler Folge ist außer in der porphyrähnlich struierten Randfazies nur schwach entwickelt, dagegen häufig komplizierte Zwillingsbildung nach mehreren Gesetzen gleichzeitig. — Ferner konnte ich stets eine reine Eruptivstruktur feststellen: Biotit als älteste Ausscheidung unter den Hauptgemengteilen; dann Hornblende und Plagioklas mit weitgehendem Übereinandergreifen der Bildungszeiten; Quarz und, wo vorhanden, Orthoklas zuletzt auskristallisiert, als Füllmasse zwischen den übrigen Komponenten. Biotit und Hornblende erscheinen am Kontakt mit dem Quarz oft korrodiert. — Eine eigenartige Rolle spielt der als Übergemengteil konstant, doch in sehr wechselnder Menge vorhandene, blaßgelblich gefärbte und stets stark doppelbrechende Epidot. Während sonst in Eruptivgesteinen dieses Mineral als sekundäre Bildung aufzutreten pflegt — sei es in Form der bekannten besenförmigen Gebilde und filzigen Aggregate, oder auch von größeren einheitlichen Individuen im Plagioklas, sei es als spindel- oder schnurförmige Einschaltungen im Biotit, parallel zu dessen Spaltbarkeit —, findet es sich hier außerordentlich häufig in vollkommen idiomorph begrenzten Individuen im

---

[1]) Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100 000, Blatt XX, 1865.

[2]) G. Melzi, Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Min. etc. del Dott. Sansoni, IV, 1893, p. 89.

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

Biotit eingeschlossen, während dieselben außerhalb von dessen Umhüllung unregelmäßig zerfressene Formen annehmen. Das ist nicht die Art, in welcher Umwandlungsprodukte aufzutreten pflegen. Dazu kommt die bereits hervorgehobene vollkommene Frische sämtlicher Gesteinsgemengteile, welche die Annahme verbietet, daß irgendeiner derselben — und der Plagioklas am wenigsten — den Stoff für die Bildung des Epidots geliefert haben könnte. So scheint mir die einzige Möglichkeit die, daß der Epidot in unserem Tonalit ein primäres[1]) Mineral, und zwar zu einem sehr frühen Zeitpunkt, noch vor (z. T. auch gleichzeitig mit) dem Biotit aus dem Magma auskristallisiert ist; wogegen es später der restierenden magmatischen Lösung gegenüber bestandunfähig geworden und deshalb, soweit nicht durch umhüllenden Biotit geschützt, korrodiert worden sein dürfte. Die Möglichkeit einer Bildung von Epidot bei hohen Temperaturen ergibt sich schon aus seinem Vorkommen als primäres Mineral in Kontaktgesteinen (in Paragenese mit Diopsid u. a.), wie ich es z. B. aus dem Oberengadin kenne. Es ist folglich a priori nicht einzusehen, weshalb seine Entstehung direkt aus dem Magma unmöglich sein sollte; immerhin scheint sie einen ausnahmsweisen Fall darzustellen, dessen Bedingungen noch eingehender Erforschung bedürfen.

Zu erwähnen ist noch die fast gänzliche Abwesenheit von Spuren dynamischer Einwirkungen in der großen Mehrzahl der von mir untersuchten Dünnschliffe. Nur schwach undulöse Auslöschung des Quarzes kommt einigermaßen häufig vor.

Weitere Beweise für die intrusive Natur unseres Tonalits sowie Anhaltspunkte für die Bestimmung der Zeit seiner Intrusion wird uns die weitere Verfolgung der Kontaktverhältnisse liefern, zu welcher wir uns nunmehr wiederum wenden.

Leider bin ich zur Zeit außerstande, über die größtenteils unter Eis begrabene Strecke von dem Zungenende der Vedretta del Disgrazia bis zum Piano di Preda rossa irgendwelche neue Beobachtungen mitzuteilen. Nach Melzi steht am Gipfelaufbau des Monte Disgrazia im Kontakt mit Malencoserpentin ein »gneiss biotitico-anfibolico« an, in welchem wir eine (auch sonst vorkommende) hornblendearme Randfazies des Tonalits zu sehen berechtigt sind, umsomehr als auch nach Melzis Zeugnis (a. a. O. S. 118) reine Eruptivstruktur — Quarz als Füllmasse! — zu bestehen scheint, trotz Schieferung. — Am Piano di Preda rossa setzen meine eigenen Beobachtungen wiederum ein. Entlang dem Ostrande dieses ebenen Talbodens verläuft, NNO.—SSW. bei saigerer Stellung, die Tonalitgrenze. Die Corni Bruciati und ihr Ausläufer, der Sasso arso, bestehen aus Serpentin. Südlich des letzteren treffen wir in Val Scermendone steilgestellte Gneise, die (vgl. oben S. 166) als Wurzelzone der rhätischen Decke betrachtet werden müssen. Sie streichen ungefähr ostwestlich; auf der SW.-Seite des Sasso arso jedoch schwenkt ein Teil von ihnen plötzlich zu NNO.-Streichen um, den Serpentin jenes Berges von W. her umschließend; zwischen das letztere Gestein und den Tonalit schiebt sich dieser Gneis hinein als etwa 200 m mächtiger, gegen NNO. spitz zulaufender Keil, der die Terrasse auf der Ostseite des Piano di Preda rossa aufbaut. Ein in Linsen aufgelöster Zug von Triasmarmor, der in den Gneis eingeklemmt ist (nicht im Serpentin, wie auf Melzis Karte a. a. O. eingezeichnet!), macht die Schwenkung mit; er gehört vermutlich der langen, wenngleich vielfach unterbrochenen Reihe triadischer Vorkommnisse an, welche den Nordrand der Wurzelzone der rhätischen Decke begleiten. Auch Einlagerungen von Amphibolit treten in diesem Gneis auf. Bis an

---

[1]) Auch Melzi, der freilich von der eruptiven Entstehung unseres Tonalits nichts wußte, spricht sich (a. a. O. S. 113) für die primäre Natur eines Teils des Epidots aus. — Von manchen Seiten (E. Weinschenk insbesondere) wird bekanntlich eine primär magmatische Entstehung der Aggregate von Epidotmineralien behauptet, welche so häufig das Innere der Plagioklase erfüllen. Zu den anderen Einwänden, welche sich gegen diese Annahme vorbringen lassen, gesellt sich somit auch die große Verschiedenheit der obigen Aggregate von dem in unserem Falle vorliegenden primären Epidot.

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

die Grenze gegen den Serpentin setzen in dem erwähnten Keil einzelne tonalitische Adern auf, welche auch stellenweise in die triadischen Gesteine hineindringen. Die letzteren sind teils völlig in Kalksilikatfels umgewandelt, teils von grünlichen Amphiboladern durchsetzt, teils unregelmäßig mit allerlei Mineralien durchsprengt. Das letztere ist besonders der Fall an dem Steilabfall unter dem Piano di Preda rossa, wo der Marmor unter anderem Mineralien der Humitgruppe, sowie Zinkblende in z. T. wohlausgebildeten Kristallen enthält. Das weist auf eine pneumatolytische Stoffzufuhr hin.

Es liegt nahe, das anormale, der Tonalitgrenze folgende Streichen für eine direkte Folge der mechanischen Einwirkung der Intrusion anzusprechen.

Im ganzen Bereich von Val Masino steht der Tonalit in Kontakt mit Biotitgneisen, welche den auch von Melzi a. a. O. gebrauchten Lokalnamen »Beola« führen. Dazu gehört auch schon der eben genannte Gneis von Preda rossa.

Diese Gneise sind größtenteils granitischer Abkunft, mit großen Orthoklasaugen und regelmäßiger Lagentextur; mehr untergeordnet finden sich daneben auch wahrscheinlich sedimentogene Typen, mit größerem Biotitgehalt und mehr schuppiger Textur. Diese Gesteine gehören tektonisch zur Wurzelregion der rhätischen Decke; von deren normalen Gneisen und Phylliten unterscheiden sie sich durch das reichliche Auftreten von Biotit, sowie durch stärker kristalline Entwicklung und fast gänzliches Fehlen mechanischer Zertrümmerung. Diese Erscheinungen sprechen dafür, daß die Metamorphose der »Beola« bei höherer Temperatur stattgefunden hat, als im Falle der weiter östlich anschließenden Gneise; und es liegt nahe, für die notwendige Wärmezufuhr die benachbarte große Intrusivmasse verantwortlich zu machen. Indessen ist immerhin zu bemerken, daß Gesteine, welche der »Beola« im wesentlichen gleichen, noch in recht bedeutender Entfernung (3—4 km) von der Tonalitgrenze vorkommen. Sehr bezeichnend sind die Erscheinungen, welche in unmittelbarer Nachbarschaft der letzteren auftreten. Dieselbe verläuft vom Piano di Preda rossa zur SO.-Ecke des Monte Spluga, ungefähr NO.—SW., und schneidet also unter spitzem Winkel die nahe O—W. streichenden Gesteine der »Beola«. Deren Schieferung schmiegt sich unmittelbar an der Tonalitgrenze im allgemeinen dem Streichen der letzteren an; wird aber häufig auf kurze Strecken vom Tonalit quer abgeschnitten, von welchem alsdann einzelne schmale Apophysen einige Meter weit ins Nebengestein parallel zu dessen Schieferung eindringen. Mit dem letzteren vollzieht sich bei Annäherung an den Kontakt, in etwa 100—200 m Abstand von demselben eine auffallende petrographische Änderung: Die sonst so regelmäßige Schieferung verwischt sich und macht einem unruhigen, undeutlich streifigen Gefüge Platz, bei im allgemeinen recht feinem Korn; gleichzeitig verschwinden meistens auch die Orthoklasaugen, und mikroskopisch ist die Anwesenheit schöner Kontaktstrukturen oft nachzuweisen. Dazu tritt schwarzgrüne Hornblende ein, welche sonst den Gesteinen der »Beola« gänzlich zu fehlen pflegt, oft schon makroskopisch sichtbar; ihre optischen Eigenschaften sind dieselben wie die der Hornblende im Tonalit. Auch Anreicherung von Plagioklas kommt vor. Es scheint demnach hier eine sehr intensive, mit Stoffwanderungen verknüpfte Kontaktmetamorphose stattgefunden zu haben. — Die Grenze gegen den Tonalit bleibt dabei fast stets vollkommen scharf.

Bemerkt zu werden verdient noch das Vorkommen einer kleinen Linse von Marmor, wahrscheinlich mesozoischen Alters, am Gehänge oberhalb Cevo, etwa einen Kilometer von der Tonalitgrenze. Von der ungewöhnlich starken (im Verhältnis zu anderen mesozoischen Gesteinen der rhätischen Decke) Kristallinität abgesehen, zeigt das Gestein jedoch keine Anzeichen von Kontaktmetamorphose.

Südlich von Cevo ist die Grenze der rhätischen Decke gegen die ostalpinen zu suchen; genau anzugeben ist sie einstweilen nicht wegen der besonders innerhalb des Kontakthofs großen Übereinstimmung der kristallinen Schiefer zu beiden Seiten, und da die Monzonite der Selladecke, welche weiter östlich eine Scheidung bequem ermöglichen, gegen W. auskeilen. Allein so viel ist sicher, daß die Gesteine,

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

mit welchen der Tonalit auf dem Gehänge über Caspano und von dort gegen W. in Kontakt tritt, der ostalpinen Wurzelzone angehören. — Es sind vorwaltend sedimentogene Biotitgneise, reichlich durchädert mit (meist stark sekundär geschieferten) Pegmatiten; Einlagerungen von Augengneis, von Amphibolit, von Marmor sind häufig, wenngleich gewöhnlich nicht mächtiger als höchstens wenige Meter. Das ist die typische Zusammensetzung der Zone der Tonaleschiefer. Alle ihre genannten Gesteine treten in den Kontakthof des Tonalits ein. Die Grenze des letzteren folgt auf dem Südabhang der Kette des Monte Spluga im ganzen dem Streichen der Schichten bei steilem nördlichen Einfallen; und auch im Detail herrscht für gewöhnlich Konkordanz mit dem Nebengestein. Westlich vom Vallone di S. Giovanni (dem großen Tobel, das bei Traona mündet) beobachtet man fast an allen Aufschlüssen der Tonalitgrenze ausgezeichneten Schollenkontakt, indem zahlreiche Gänge von porphyrischem Tonalit in die Schiefer (ebenfalls meist konkordant, doch nicht selten auch durchgreifend) eindringen.

Die Mächtigkeit des Kontakthofes scheint auf der ganzen Strecke von Val Masino bis zum Comersee nicht bedeutend. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß die Gesteine der Tonalezone schon an sich durch die Pegmatite (welche viel älter sind als der Tonalit und nie in ihn hineinsetzen!) kontaktmetamorph und stark kristallin sind, die wahre Grenze des Kontakthofs des Tonalits also kaum feststellbar ist. Immerhin macht sich die Einwirkung des letzteren in unzweifelhafter Weise bemerklich, indem es in den Biotitgneisen zur Ausbildung relativ großer, in keiner Weise gesetzmäßig orientierter Glimmerblätter kommt, welche dem Gestein ein sehr charakteristisches Gepräge verleihen. Diese Umwandlungserscheinung beobachtet man bis höchstens etwa 100 m Entfernung vom Kontakt. Die Amphibolite zeigen im Kontakthof äußerst mannigfaltige Umwandlungserscheinungen, auf welche ich hier nicht näher eingehen kann. Die Marmore werden meist in Kalksilikatfelse umgewandelt. Auch an den Pegmatiten zeigen sich die Wirkungen der Kontaktmetamorphose: in der Ausheilung der kataklastischen Erscheinungen und dem Entstehen kristalloblastischer Struktur — ein Vorgang, der sich noch beträchtlich über die Grenze der mikroskopisch sichtbaren Kontaktwirkungen hinaus geltend macht. — Unmittelbar am Kontakt kommt es auch zu Injektionsvorgängen, die sich teils in gleichmäßiger Durchtränkung mit tonalitischem Material, häufiger in Imprägnation mit Feldspat äußern. Im letzteren Falle beobachtet man im Dünnschliff prachtvoll zonarstruierte, einsprenglingsartige Plagioklase innerhalb eines rein kristalloblastisch struierten, biotitreichen Grundgewebes. Die räumliche Ausdehnung dieser Erscheinungen ist jedoch eine äußerst beschränkte.

Wir wenden uns nun zur Betrachtung der Westseite der Berge von Valle dei Ratti und Val Codera. Deren geologische Erforschung ist sehr erschwert durch ihre furchtbare Wildheit, sowie die großen Höhendifferenzen, und nicht ungefährlich infolge der Spionenfurcht der Grenzsoldaten; ich kann mich deshalb erst über die Hauptzüge im Aufbau dieser Gegend äußern.

Der Tonalit von Val Masino setzt die ganze Kette des Monte Spluga zusammen; an deren Westende noch etwa 2 km breit, verbreitert er sich gegen O. keilförmig und schließt in der obersten Valle dei Ratti mit dem Disgraziagranit zusammen. Dieser baut in normaler Ausbildung die ganze Kette auf, welche Val Codera im Osten abschließt, bis zum Sasso Manduino. Auf dem Westabfall dieses Berges und in der Umgebung von Novate Mezzola treffen wir einen anderen Granit, über dessen Verhältnis zum Disgraziagranit ich noch nichts Sicheres feststellen konnte. Dieser Granit von Novate ist ein im allgemeinen heller Zweiglimmergranit, von ziemlich feinem und gewöhnlich gleichmäßigem Korn; nur selten ist eine Neigung der Orthoklase zu einsprenglingsartiger Ausbildung zu konstatieren. Eine schwache Paralleltextur ist manchmal wahrzunehmen; doch zeigt das Mikroskop auch hier stets reine Granitstruktur, und in Bezug auf Frische der Feldspate unterscheidet sich das Gestein ebenso vollkommen wie der Disgraziagranit von den alten Graniten

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

des Engadins und Veltlins. Das deutet im Verein mit der Absonderung nach Kontraktionsklüften, welche, genau wie im Disgraziagranit, von tektonischen Verschiebungsflächen unbeeinflußt erhalten ist, darauf hin, daß ebenso wie der letztere, auch der Granit von Novate jünger als die hauptsächlichen tektonischen Bewegungen ist. Weitere Beweise hierfür werden wir gleich kennen lernen.

Die Gesteine, welche sich sowohl zwischen den Tonalit des Monte Spluga und den Granit von Novate einschieben, als auch den letzteren, sowie den Disgraziagranit in Val Codera umhüllen und die Kette nördlich des genannten Tales aufbauen, sind weitaus überwiegend Gneise — wahrscheinlich teils eruptiven, teils sedimentären Ursprungs, was sich zur Zeit noch sehr mangelhaft übersehen läßt. Sie stehen zumeist senkrecht; in der Kette nördlich Val Codera nehmen sie ziemlich steiles (50—60°) Fallen gegen N. an. Eingelagert trifft man an zahlreichen Stellen Amphibolite; so südlich von Verceja eine ganze Reihe von geringmächtigen Vorkommnissen; ebenso in mehreren, anscheinend zusammenhängenden Zügen auf der Nordseite von Val Codera. Dort ist auch Serpentin bzw. Peridotit damit vergesellschaftet. Südlich von Verceja fand ich auch eine Einlagerung von Kalksilikatgesteinen. — Im Norden schließt der Serpentin und Amphibolit von Chiavenna den Bereich der genannten Gesteine ab.

Was dieser ganze Komplex tektonisch bedeutet, können wir zur Zeit nur vermuten. Höchstwahrscheinlich sind in ihm die Fortsetzungen von sehr verschiedenen tektonischen Elementen verborgen. Vielleicht ist sein südlichster Abschnitt noch zur ostalpinen Wurzelzone zu rechnen; die Häufung von Amphiboliteinlagerungen südlich von Verecja erinnert stark an ähnliche Erscheinungen in der Tonalezone. Weiter nördlich haben wir eine Fortsetzung der Wurzelzone der rhätischen Decke zu erwarten, endlich noch die Wurzeln der Suretta- und vielleicht auch der Tambodecke, in deren Liegendes der Serpentin von Chiavenna vermutlich gehören dürfte. Vielleicht wird sich einmal eine der Amphibolit- und Peridotitzonen von Val Codera als tektonische Fortsetzung der grünen Gesteine von Val Malenco erkennen lassen und mit ihrer Hilfe eine tektonische Gliederung des ganzen Gneiskomplexes möglich werden.

Nun wenden wir uns zur Betrachtung der Kontaktverhältnisse. Da kann gleich das Ergebnis vorausgeschickt werden, daß zwischen dem Tonalit des Monte Spluga und dem Serpentin von Chiavenna sozusagen alle Gesteine als kontakt- oder injektionsmetamorph betrachtet werden müssen. Das gilt schon in relativ geringem Grade von den Gneisen und Amphiboliten unmittelbar nördlich des Tonalits; in weitaus verstärktem Maße aber von der Zone, welche wir von ihnen ausgehend bei Annäherung an den Granit von Novate durchschreiten. Der Gneis dieser Zone ist durchschwärmt von zahllosen Gängen von hellem aplitischem Granit oder von Pegmatit, von welchen die größeren meist flach nördlich, nach dem Granitmassiv zu, einfallen. Sie durchschneiden quer die Schieferung des Gneises, aber parallel zu derselben geben sie zahllose feine Äderchen in letzteren ab, so daß man ihn als Injektionsgneis bezeichnen muß. Noch weiter nördlich, z. B. an der Straße zwischen Verceja und Campo, beobachten wir bereits zusammenhängend Granit, welcher aber zahlreiche Schollen von hochgradig injiziertem Gneis umschließt.

Auch im Inneren enthält das Granitmassiv von Novate zahlreiche fremde Einschlüsse, so von Amphibolit und Peridotit an der Straße zwischen Novate und Riva. In besonders großem Maßstabe aber trifft man darin (z. B. beim Aufstieg nach Val Codera) Schollen eines schwach quarzführenden Hornblendeglimmerdiorits.

Noch weit intensiveren Injektionserscheinungen als auf der Südseite begegnen wir auf der Nordseite des Granitmassivs von Novate. Dort erstreckt sich vom SW.-Abfall des Pizzo Prata nach Val Codera hinüber und längs der Sohle dieses Tals bis gegen dessen oberes Ende eine Zone von Mischgesteinen; bis mehrere Kilometer breit, umhüllt sie einheitlich den Granit von Novate und den Disgrazia-

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

granit im Hintergrund des Tales. In dieser Mischgesteinszone treffen wir in buntem Wechsel einerseits reine Granite, anderseits texturell unveränderte Gneise und hornfelsartige Gesteine. Diese beiden Extreme sind aber gewöhnlich nicht scharf gegen einander abgegrenzt, sondern gehen durch alle möglichen Mischprodukte in einander über. Da finden sich Typen, bei welchen feinschieferiges Gneismaterial mit meist fluidalem Granit in zentimeterbreiten, unscharf abgegrenzten Bändern wechselt; beide sind oft in wirrer Weise durcheinander geschlungen. An anderen Stellen findet man Aufblätterung nach den Schieferungsflächen und Injektion nach denselben, oder endlich vollständiges Verfließen in den Granit; als Endprodukte der Einschmelzung dürften ganz oder annähernd massige, granitähnliche Gesteine mit zahlreichen dunklen Flecken und Streifen mit verschwommenen Umrissen zu deuten sein. Aplitische und pegmatitische Gänge von z. T. bedeutenden Dimensionen setzen als jüngste Nachschübe des Granits durch die Injektionszone ebenflächig und scharf begrenzt hindurch. — Gegen N. nimmt die Intensität der Injektion ab; in der Gipfelregion der Kette Cime del Vallon — Pizzo Prata und deren Nordabfall scheinen im allgemeinen nichtinjizierte Gneise vorzuherrschen, doch ist auch dort Durchäderung mit Aplit- und Pegmatitgängen sehr verbreitet; und einzelne solche durchschwärmen noch den südlichen Teil des Gebiets der grünen Gesteine von Chiavenna.

Kurz erwähnt sei noch die Metamorphose der basischen Gesteine. Dieselbe liefert auch hier äußerst mannigfaltige Produkte, die teilweise mit solchen aus Val Malenco übereinstimmen. Neben einfach umkristallisierten Amphiboliten mit schönen Kontaktstrukturen trifft man Mischgesteine mit Granit; pyroxenführende Typen kommen vor und Anthophyllit-Biotit-Plagioklas-Gesteine. Auch der Amphibolit von Chiavenna zeigt in seiner Pflasterstruktur mit raschem Wechsel der Korngröße deutliche Spuren der kontaktmetamorphosierenden Einflüsse. Auch die Peridotite in Val Codera, welche neben Olivin z. T. nur Chromit oder Chromspinell, z. T. auch rhombischen Pyroxen oder blaßgrüne Hornblende enthalten, betrachte ich auf Grund ihrer Pflaster- und Siebstrukturen als Produkte der Kontaktmetamorphose — eventuell als solche einer Rückumwandlung aus Serpentin, welcher manchmal in Form großer Antigoritblätter erhalten geblieben ist, die keine Beziehung zu Klüften oder Spaltflächen des umhüllenden Olivins erkennen lassen, wie man das von sekundär gebildeten Serpentinmineralien erwarten müßte[1]).

Bei einer Bestimmung des Alters der intrusiven Massen des Albigna-Disgraziagebiets — als solche haben wir den eigentlichen Disgraziagranit, den Granit von Novate und den Tonalit von Val Masino unterschieden — müssen wir die folgenden Punkte berücksichtigen:

1) Alle Gesteine der Umgebung werden vom Granit bzw. Tonalit durchbrochen und kontaktmetamorphosiert, auch die jüngsten. Als solche kommen in Betracht: von den Sedimenten die Trias der Cima di Vazzeda und des Piano di Preda rossa[2]); ferner aber noch die grünen Gesteine von Val Malenco, welche nach den von R. Staub und mir an vielen Punkten gefundenen Kontaktprodukten zu schließen selbst mindestens nachtriadischen Alters sind.

2) Die Intrusivgesteine stehen in primärem Kontakt mit den verschiedensten tektonischen Elementen: Mit der Unterlage der rhätischen Decke im Gebiet von Val Malenco und vom Lej Cavlocc; mit dieser Decke selbst am Murettopaß und mit ihrer Wurzelzone in Val Masino; mit der ostalpinen Wurzelzone auf der Südseite des Monte Spluga. Dabei werden mehrfach tektonische

---

[1]) Die Umwandlung von Serpentin in Olivin + rhombischen Pyroxen bei hoher Temperatur, entsprechend der Gleichung: $H_4Mg_3Si_2O_9 = Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + 2H_2O$, wurde bereits experimentell ausgeführt (vgl. Löwinson-Lessing, Centralbl. f. Min. 1911, p. 607).

[2]) Abgesehen von den von mir (1913 a. a. O.) erwähnten, möglicherweise jurassischen Gesteinen auf der SW.-Seite des Piz Salacina (bei Maloja).

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

Grenzen selbst vom Granit bzw. Tonalit abgeschnitten, ohne in diesen fortzusetzen; einen derartigen Fall habe ich bereits 1913 (a. a. O.) vom Fornogletscher erwähnt, ein anderes Beispiel von noch viel größerem Ausmaß bietet die Wurzelzone in Val Masino, die von dem Serpentin von Malenco bis zur Tonalezone durch den Tonalit einheitlich abgeschnitten wird. — Weitere analoge Fälle dürften sich auf der Westseite bei genauerer Erforschung finden lassen.

3) Auch im kleinen zeigen die genannten Intrusivgesteine keinerlei Merkmale, welche anzeigen würden, daß dieselben größere tektonische Bewegungen passiv überstanden hätten. Es fehlen durchaus Erscheinungen der Mylonitisierung und Kataklase — von ganz lokalen Ausnahmen natürlich abgesehen; es fehlen aber auch — in unverwitterten Gesteinen — alle Spuren von Umwandlungsprozessen, wie sie tektonische Bewegungen zu begleiten pflegen: Serizitisierung und Saussuritisierung der Feldspäte, Chloritisierung des Biotits usw. Dadurch stehen die Gesteine des Albigna-Disgraziamassivs in schärfstem Gegensatz zu den alten Massengesteinen der Umgebung: des Julier-Berninamassivs, der Zone von Brusio-Val Fontana, des unteren Veltlins (Culmine di Dazio z. B.), welche alle auf weite Strecken vollständig mylonitisiert und, auch wo strukturell nicht modifiziert, mineralisch stark umgewandelt sind, so daß es in allen jenen Gesteinen schwer hält z. B. einen noch bestimmbaren Kalknatronfeldspat zu finden. Und auch die krummschaligen Rutschflächen, welche in den genannten alten Massengesteinen so häufig sind, fehlen dem Albigna-Disgraziagebiet; statt ihrer beobachtet man die primären Absonderungsklüfte in ungestörter Entfaltung, welche vielfach zur Entstehung der enormen ungegliederten Steilwände Veranlassung geben, die das hervorragendste landschaftliche Merkmal der Albigna-Disgraziagruppe darstellen[1]).

Wenn somit der erste der aufgezählten Punkte uns über die Zeit der Intrusion keinen weiteren Anhalt gibt, als daß dieselbe später als Trias gewesen sein muß, so ersehen wir dagegen aus den unter 2) und 3) zusammengefaßten Beobachtungen mit aller Deutlichkeit, daß die Intrusivgesteine des Albigna-Disgraziagebiets im großen wie im kleinen tektonisch unbeeinflußt sind (von lokalen Ausnahmen abgesehen). Diese Unabhängigkeit von einer Tektonik, welche in der ganzen Umgebung aufs intensivste ausgeprägt ist, läßt sich nicht anders erklären, als durch die Annahme, daß unsere Intrusivgesteine jünger sind als eben diese Tektonik, d. h. als die Deckenbewegungen im ostalpinen und lepontinischen Gebiet. Da nun die letzteren spätestens während des Oligocäns wenigstens in der Hauptsache zum Abschluß gelangten, wie die oligocäne Transgression im penninischen Deckengebiet von Piemont beweist[2]), und wie auch Heritsch[3]) auf Grund von Beobachtungen in den österreichischen Alpen konstatiert hat, so muß die Intrusion der Granite und des Tonalits unseres Massivs frühestens etwa ins Oberoligocän fallen.

Eine genauere Bestimmung des Alters der Intrusion ist heute noch nicht möglich, da eine obere Altersgrenze innerhalb meines Untersuchungsgebiets erst durch die glazialen Ablagerungen gegeben ist. Ebensowenig sind etwaige Differenzen im Alter der verschiedenen jungen Intrusivgesteine selbst zur Zeit feststellbar. Groß können solche nicht wohl sein. Der Tonalit ist möglicherweise etwas älter als der Granit; der schlierige Wechsel verschiedenartiger Gesteinsvarietäten am Kontakt gegen den Disgraziagranit scheint mir der Annahme einer späteren Intrusion des letzteren nicht zu widersprechen; und eine Stütze für diese Annahme

---

[1]) Diese letzten Eigentümlichkeiten wurden von Steinmann a. a. O. besonders betont.

[2]) Vgl. E. Argands Strukturkarte der Westalpen, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 64.

[3]) F. Heritsch, Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsb. k. Akad. d. Wissensch. Wien, CXXI. Abt. I, 1912, S. 622f.

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

mag man in der außergewöhnlich intensiven aplitisch-pegmatitischen Durchäderung in der Grenzregion beider Gesteine erblicken. Auch das von Melzi angegebene Vorkommen mehrerer großer Partien von Tonalit mitten im Granit (im Hintergrunde von Val Masino) dürfte für die Klarstellung des Verhältnisses beider Gesteine zueinander von Bedeutung sein; leider sind mir die betreffenden Punkte noch nicht aus eigener Anschauung bekannt. Aber fest steht jedenfalls, daß auch der Tonalit bei seiner Intrusion die Tektonik der Umgebung im wesentlichen bereits in ihrer heutigen Gestalt vorfand. Dagegen dürfte ein Altersunterschied zwischen dem Disgraziagranit und dem Granit von Novate kaum bestehen, da ja die Injektionszone auf der NW.-Seite diese beiden Massen vollständig einheitlich umhüllt.

Das Auftreten dieser enormen Injektionszone auf der Westseite unserer Intrusivmasse mag auffällig erscheinen, zumal ja längs der anderen Ränder der letzteren, soweit im vorigen betrachtet, Injektions- und Einschmelzerscheinungen nur in recht untergeordneter Ausdehnung auftreten. Wir dürfen aus dieser Tatsache auf starke Verschiedenheit der physikalischen Bedingungen in den verschiedenen Teilen des Kontakthofs während dessen Entstehung schließen. Nun sind nach wohl allgemeinem Urteil Injektionsprozesse größeren Umfangs an relativ hohe Temperatur, mithin (wenigstens in geologisch nicht zu frühen Zeiten) an bedeutende Rindentiefen gebunden. Anderseits befinden wir uns wegen des vom Tessin an herrschenden starken östlichen Axialgefälles der Decken auf der Westseite der Albigna-Disgraziagruppe in bedeutend größerer tektonischer Tiefe als auf der Ostseite. Es liegt nahe, hierin den Grund für die angedeutete große Differenz in der Ausbildung des Kontakthofs zu suchen. Diese Erklärung ist indessen wieder nur möglich, wenn der Deckenbau älter ist als die Intrusionsprozesse.

Zum Schlusse sei noch ein kurzer Blick auf die westliche Fortsetzung der jungen Intrusionserscheinungen geworfen. Denn dieselben finden am Piano di Chiavenna noch keineswegs ihre Grenze. Zunächst setzt, wie schon aus der Karte von Rolle[1]) zu entnehmen ist, der Tonalit vom Monte Spluga als schmaler Zug ununterbrochen bis fast zum Tessin fort. Er ist im westlichen Teil dieser Strecke z. T. etwas stärker schiefrig, sonst aber, wie ich mich selbst überzeugt habe, petrographisch in nichts anders als im Albigna-Disgraziamassiv. Die auffällige langgestreckte Gestalt dieses Intrusivkörpers weist vielleicht darauf hin, daß das Eindringen des Magmas längs einer tektonischen Fläche (ostalpin-lepontinische Grenze?) stattfand[2]). Aber auch die granitischen Intrusionen setzen sich gegen Westen fort: zwar scheint der Granit von Novate auf der Westseite des Lago di Mezzola sein Ende zu finden, doch nicht so die Injektionsgneise, welche ich in den Tälern nördlich und nordwestlich von Gravedona in weiter Verbreitung und typisch ausgebildet angetroffen habe. Sie scheinen eine Verbindung herzustellen zwischen dem Albigna-Disgraziamassiv und der durch die Untersuchungen von Klemm[3]) und Gutzwiller[4]) bekannten Injektionszone von Bellinzona. Bestätigt sich dieser Zusammenhang, für welchen auch petrographische Analogien sprechen — sowohl die Injektionsgneise selbst als die Aplite und Pegmatite stimmen z. T. genau mit solchen aus der Gegend von Val Codera überein, und auch eingeschmolzene Amphibolite (»Aplit mit Augit und Hornblende«, »Hornblende-Skapolitgneis« Gutzwillers) von Bellinzona zeigen große Anklänge an Gesteine meines Unter-

---

[1]) Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100000, Blatt XIX, 1882.

[2]) Die intrusive Natur des »Gneis anfibolico« dieser Gegend wurde bereits von Novarese festgestellt; Boll. com. geol. 38, 1907, parte ufficiale.

[3]) G. Klemm, Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen, I—IV. Sitzungsber. k. preuß. Akad. Wiss. 1904, 1905, 1906, 1907.

[4]) E. Gutzwiller, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin, Ecl. geol. Helv. 1912; und: Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin, Centralbl. f. Min. 1912, S. 354.

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

suchungsgebiets — bestätigt sich der obige Zusammenhang, so ist damit ein neuer Beweis gegeben für das von den genannten Autoren betonte Vorkommen tertiärer Granitintrusionen im Tessinermassiv. Damit ist natürlich noch lange nicht gesagt, daß alle Tessinergneise als tertiäre Granite aufzufassen sind; im Gegenteil: der gewaltige Gegensatz z. B. zwischen dem Adulagneis mit seiner prachtvollen Kristallisationsschieferung und den jungen Graniten, oder zwischen den nur marmorisierten, von Silikaten höchstens Glimmer führenden mesozoischen Kalken des Adulamassivs und den z. T. intensiv injizierten, mit allen möglichen Kalksilikaten imprägnierten Triasgesteinen von Castione (bei Bellinzona), oder vom Piano di Preda rossa und der Cima di Vazzeda im Albigna-Disgraziamassiv verbietet es meiner Meinung nach absolut, die Gneise der nördlichen Teile des Tessiner Massivs mit den jungen Graniten zusammenzuwerfen. Eine Grenze zwischen beiden Bildungen muß existieren, und es wird der fortschreitenden Forschung wohl gelingen, eine solche aufzufinden.

Welche Abgrenzung sich nun auch schließlich für die jungen Granitmassive ergeben mag — daß solche in den Alpen existieren, nicht nur längs der sogenannten alpin-dinarischen Grenze, sondern auch innerhalb des zweifellosen alpinen Decken- bzw. Wurzelgebiets, ist eine wohl nicht mehr zu bezweifelnde Tatsache. Die Intrusion dieser Granite ist jünger als die Hauptphasen der großen tektonischen Bewegungen, die zur Entstehung der Decken geführt haben. Ob sich zwischen beiden Vorgängen nicht ursächliche Beziehungen finden lassen — das festzustellen dürfte eine Hauptaufgabe der künftigen Alpenforschung sein.

G. Steinmann weist im Anschluß an den Vortrag des Herrn Cornelius über den Granit des Albigna-Disgraziamassivs auf die allgemeine Bedeutung dieser Untersuchungen für das Verständnis des Alpenbaues hin. Bekanntlich wird die Rolle der granitischen Intrusionen bei der Entstehung des Gebirges, wie vor vielen Jahrzehnten, so auch heute noch in ganz entgegengesetztem Sinne beurteilt. Im besonderen liegt aus jüngster Zeit der Versuch von Rothpletz und seiner Schüler vor, den Deckenbau des Simplongebietes als eine Folge von Granitgneisintrusionen zu deuten und damit diesen Massengesteinen ein jugendliches Alter zuzusprechen, während sie in den Augen der meisten Alpengeologen als vortriadisch und nur passiv in die Gebirgsbildung einbezogen gelten. Für die Entscheidung dieser Frage ist es aber natürlich von allergrößter Bedeutung, die geologischen Verhältnisse und die petrographischen Besonderheiten einer sicher nachalpinen Granitmasse im Wurzel- oder Deckengebiete genau zu kennen, und dieser Anforderung entspricht eben die Untersuchung des Albigna-Disgrazia-Granits durch Cornelius. Wir erfahren daraus, daß sich diese Granitmasse in allen wesentlichen Punkten so verhält wie ein normaler Granit, im besonderen wie die Tonalite der Dinariden, in seinen Verbandsverhältnissen, in seiner Struktur und in seiner Metamorphose. Sein gegensätzliches Verhalten zu den älteren in die Gebirgsbildung mit einbezogenen granitischen Gesteinen tritt damit ganz unzweideutig hervor, und man ist genötigt, eine zureichende Erklärung dafür zu suchen. Solange aber nicht eine andere Erklärung gefunden worden ist, müssen wir wohl den Unterschied auf das verschiedene Alter — voralpin und nachalpin — zurückführen und damit auch die Entstehung der Simplondecken in dem Sinne deuten, wie es von den Schweizer Geologen (Argand, Lugeon, Preisswerk, Schardt, Schmidt u. a.) und von vielen anderen Alpengeologen geschieht.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie

Jahr/Year: 1915

Band/Volume: 6

Autor(en)/Author(s): Cornelius Hans Peter

Artikel/Article: Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs 166-177