



Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Bericht vom 1. Juni 1917.

Inhalt: Eingesendete Mitteilungen: Robert Schwinner: Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales (SW-Tirol).

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Eingesendete Mitteilungen.

Robert Schwinner. Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales (SW-Tirol).

Im Herbst 1915 hatte ich Gelegenheit, die Gegend des Nambinotales zwischen Pinzolo und Madonna di Campiglio einschließlich des Monte Sabbione (2101 m A.-V.-K.) genauer kennen zu lernen und damit meine früheren Aufnahmearbeiten in der Brentagruppe bis zum Anschluß an das Adamellomassiv zu erweitern. Die petrographische Untersuchung des gesammelten Materials konnte ich, weil seitdem in Frontdienstleistung stehend, noch nicht durchführen. Allein die bisher erzielten vorläufigen Ergebnisse sind immerhin hinreichend, eine Lücke auszufüllen, welche hier zwischen den in der Literatur niedergelegten Beobachtungsreihen klafft. Denn gerade dieses Gebiet ist von dabei beteiligten Forschern nur als Grenz-, bzw. anschließendes Nachbargebiet berührt worden, so von Vacek¹⁾ im Anschlusse an die Brenta, von Salomon²⁾ im Anhang zu seinen Arbeiten im Adamello. Und Trener³⁾ ist mit seinen Detailuntersuchungen von N etwa bis Campiglio, von S her bis in die Gegend von Pinzolo gekommen. Da diese Gegend aber durch die neueste Wendung der tektonischen Spekulation⁴⁾ an die vielumstrittene alpino-dinarische Grenze und

¹⁾ M. Vacek, Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 200—215.

²⁾ W. Salomon, Die Adamellogruppe. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. XXI, 1. Heft 1908, 2. Heft 1910.

³⁾ G. B. Trener, Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 405 ff. — Über das Alter der Adamelloeruptivmasse. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 91, ff. — Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Corno. alto-Eruptivmasse in der Adamellogruppe. Ibid. pag. 373 ff. — Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 98 ff.

⁴⁾ Gerhard Henny, Sur les consequences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du Massif de l'Adamello. Eclogae XIV/2 November 1916, pag. 233—339.

damit ins Licht des allgemeineren Interesses gerückt ist, anderseits aber gar nicht abzusehen ist, wann es mir möglich sein wird, die abschließenden Untersuchungen vorzunehmen, so sei es gestattet, die vorläufigen Ergebnisse meiner Untersuchungen hier kurz darzulegen, mit dem Vorbehalt natürlich, die endgültige Stellungnahme zu einigen Problemen bis zum Abschluß der petrographischen Arbeiten und einer auf diesen fußenden Revisionsbegehung in Schwebe zu lassen.

Die Grenzen des zu besprechenden Gebietes sind etwa: Pinzolo—Mga. Movlina—Vall' Agola—Fogojard—M. Ritorto—Mandra di Fó—V. Nambrone—Carisolo—Pinzolo. (Alles nach der Sp.-K.) Das zur Verfügung stehende Kartenmaterial ist die Spezialkarte 1:75.000 (zu zitieren als Sp.-K.), die Alpenvereinskarte der Brentagruppe 1:25.000 (zu zitieren als A.-V.-K.), welche aber leider nur einen sehr kleinen Teil noch mitenthält, und die Umgebungskarte von Madonna di Campiglio, 1:25.000, herausgegeben von Eduard Pfeiffer (Verlag des Förderungs-Vereines Campiglio 1907, zu zitieren als Pf.). Auch letztere bricht im Süden etwas zu früh ab und ist in der Terrainzeichnung nicht überall ganz zuverlässig, sie ist aber immer noch das beste Hilfsmittel. Die Literatur ist bei Salomon und Trener zu finden. Sollte sie nicht restlos Verwendung gefunden haben, so bitte ich das mit der Kürze des Urlaubs entschuldigen zu wollen, die neuere Mode, möglichst „voraussetzungslos“ zu schreiben, hat damit nichts zu tun.

Die topographische Gliederung unseres Gebietes wird dadurch bestimmt, daß die große Talfurche zwischen den beiden Hochgebirgsmassiven des Adamello und der Brenta durch einen niedrigeren Rücken der Länge nach geteilt wird. Ein von Pinzolo nach Osten zurückgreifendes Quertal hat diesen Mittelrücken durchbrochen und in zwei Teile geteilt: den M. Sabbione im N und die Kette des M. Toff im S. In Betrachtung sollen gezogen werden: der Ostabfall der Nambinogruppe, das Haupttal der Sarca di Nambino, der M. Sabbione, die Vall' Agola und der Westabfall der Brentagruppe sowie das Quertal von Bandalors. Rein geologisch angesehen, zerfällt dieses Gebiet durch zwei judikarisch (NNO—SSW) streichende große Dislokationslinien in drei Streifen: den Ostrand des Presanella-Tonalitmassivs, einen mittleren Streifen aus kristallinen Schiefen mit den darin steckenden Eruptivstöcken und Gängen und das tektonisch lebhaft gegliederte Mesozoikum des Brenta-Westrandes.

I. Die Randzone des Tonalites.

Die Ostgrenze des Tonalites ist nirgends vollkommen abgeschlossen. Verfolgen wir die Zone ihrer mutmaßlichen Lage von Süden her, so treffen wir in dem Felssporn zwischen Sarca di Nambrone und Sarca di Campiglio Tonalit, und zwar extrem geschieferten „Tonalitgneis“, der in den Felswänden der ersten Straßenserpentine abgeschlossen ist. (Weiter südlich kann die Grenze nur unter der Sarca-Alluvion liegen.) Gegenüber bei P. 948 Pf. und die weiteren Straßenserpentinen hinauf ist gewöhnlicher, recht übel verwitterter Quarzphyllit aufgeschlossen. Weiter aufwärts steht der Tonalit in zirka 1240 m am

Karrenweg an der SW-Ecke der Rückfallkuppe Claem (1551 m Pf.) an und im Limedatalchen, das SO unter Claem beginnt und beim Gasthaus „alla Lepre“ vorbei zur Sarca fließt, in zirka 1350 m, an letzterer Stelle liegt 30—40 m tiefer wieder gemeiner Quarzphyllit. Im Valchestriabach reicht der Tonalit noch beträchtlich unter den „Panoramaweg Campiglio—Claem“ herab. In den Runsen unter Milenia ist er in zirka 1500 m aufgeschlossen, dann verschwindet überhaupt alles unter den gewaltigen Moränenmassen. Die weitere Fortsetzung ist aus der Literatur bekannt. Mit Ausnahme des erwähnten Tonalitgneises am Nambronesporn sind an allen den anderen angegebenen Punkten sehr deutlich geschieferte, flaserige Tonalite zu beobachten, welche fast ausschließlich Biotit und nur sehr wenig Hornblende enthalten. Vom Rande weg nimmt die Schieferigkeit ab und der Hornblendegehalt zu. Breite, dieser noch deutlich als geschiefert zu erkennenden Zone 2—2 $\frac{1}{2}$ km: Mga. Nambrone (gar nicht so undeutlich, wie man nach Salomon, pag. 303, vermuten sollte), Gipfel des Doss del Fò 2313 Pf. (schwächer), P. 2266 nördlich über Lago Ritorto (sehr deutlich). Etwa subparallel scheint in dieser Zone ein Streifen mit besonderer Häufigkeit der basischen Konkretionen zu liegen: Masi d'Amola—SO-Gipfel des Doss del Fò (2157 Pf. und südlich darunter) — Pozza di Garzon (2008 Pf., in der Stufe unter Lago Ritorto). Die Berge weiter hinten, um das Nambronetal herum, bestehen dann hauptsächlich aus Tonalit mit vorherrschend Hornblende. Inwieweit in der Randzone eine mechanische Beeinflussung (Kataklase) stattgefunden hat, kann natürlich ohne die mikroskopische Untersuchung nicht festgestellt werden, doch läßt der Habitus der Gesteine des äußersten Randes (besonders des Tonalitgneises vom Nambronesporn) eine solche als sehr wahrscheinlich vermuten.

All dies stimmt vollkommen mit den an anderen Stellen der Strecke Pinzolo—Dimaro gemachten Beobachtungen zusammen, welche bereits sehr eingehend diskutiert worden sind. Möglich sind zwei Extreme der Deutung: Man kann einmal das Hauptgewicht auf die Tatsache legen, daß die Randzone sich chemisch¹⁾ und im Mineralbestand²⁾ von der Hauptmasse des Tonalites deutlich unterscheidet und die Grenze für die primäre des Eruptivstockes erklären. Notwendigerweise muß man dann für die Kataklase und Schieferung eine Begründung in der Eigenart des Intrusionsmechanismus suchen, oder man legt den Nachdruck auf die Nachbarschaft einer großen Dislokation und erklärt die Schieferung und Umwandlung des Mineralbestandes als Dynamometamorphose. Die Hilfshypothesen sind beidemal anstößig. Eine so regelmäßige Protoklase in der Randzone ist für granitische Tiefengesteine sonst keineswegs belegt und, wie noch zu besprechen sein wird, der äußere Kontakt fehlt. Andererseits, wenn man schon die dynamometamorphe Umwandlung von Hornblende in Biotit annehmen wollte³⁾, so ist eine solche im Tonalit (über 2 km) tiefgreifende Wir-

¹⁾ Trener, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 424 u. 444.

²⁾ Trener (ibid. pag. 453) lehnt sie ab, Salomon (Adamello II., pag. 519) hält sie immerhin für möglich.

³⁾ Salomon (Adamello I., pag. 149 ff.), Schwinner, Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1912, pag. 139.

kung ganz unwahrscheinlich, wenn weder an der betreffenden Dislokation am Gegenflügel, noch in ihrer streichenden Verlängerung, noch an der nächstbenachbarten Paralleldislokation irgend etwas damit auch nur von ferne Vergleichbares zu beobachten ist. In Wirklichkeit beobachtet man dort überall nur eine sehr mäßige Durchbewegung der Gesteine, und zwar nur in recht schmalen Zonen neben der Dislokation.

Direkt an den Tonalit grenzen in unserem Gebiete nur Schiefer, und da diese außerdem reichlich von Eruptivgesteinen durchschwärmt werden, ist die Diskussion der Kontaktwirkung nicht ganz einfach — ich würde mich gar nicht wundern, wenn in jedem Dünnschliff Kontaktmineralien wären. Aber die Zone der intensiven, auch makroskopisch feststellbaren Kontaktwirkung folgt dem Granit, während knapp am Tonalit (so bei P. 948 Pf. und SO unter Claem) in nächster Nähe anscheinend ganz unveränderte Quarzphyllite anstehen. Unzweideutiger noch ist die etwas nördlicher gemachte Beobachtung, daß dort, wo unsere Tonalitgreuze am Malghetto alto an Liaskalk herantritt, der Primärkontakt als ausgeschlossen gelten kann¹⁾. Andererseits ist festzustellen, daß die tektonische Beeinflussung der Gesteine, die von Osten an den Tonalit grenzen, weder allzu intensiv ist, noch eine breitere Zone in Anspruch nimmt²⁾.

Nach alledem dürfte die befriedigendste Erklärung folgende sein: Der Nordostsporn des Adamello ist der Schnitt durch die schiefgestellte Linse eines lakkolithartigen Ausläufers, daher sind Chemismus und Mineralbestand durch die Lage zur Grenzfläche bedingt. Ein Lakkolithkontakt ist nun durch das Zusammenstoßen mechanisch ganz verschieden reagierender Gesteinskomplexe zur Umformung in eine Bewegungsfläche geradezu prädestiniert. Die Alpenfaltung hat daher die starre Linse aus ihrer schmiegsamen Hülle herausgeschält. Die Resultierende des Schubes mag hier etwa N—S gegangen sein. Auf die Tonalezone traf sie fast normal auf, erzeugte hier Quetschzonen, allein die äußere Kontaktzone blieb an ihrem Eruptivgestein („parautochthon“) liegen. An der judikarisch streichenden Bewegungsfläche war die seitliche Verschiebung der benachbarten Massen die Hauptsache³⁾, daher die tektonische Beeinflussung der Gesteine geringer, aber das Eruptivgestein wurde von seiner Kontaktzone getrennt, die heute irgendwo unter der V. di Sole liegen mag.

Bei dem Versuch, die Lage dieser Bewegungsfläche genauer zu bestimmen, können wir voraussetzen, daß sie ebenso wie die anderen der judikarischen Schar nach W einfällt. Dafür spricht, daß sie im Tale des obersten Meledrio (bei Mga. Malghette di sopra) sicher, bei der Querung des oberen Nambinotales wahrscheinlich nach Westen vorspringt. Ferner ist die Messung am Nambronesporen. Die Schieferung des Tonalitgneises streicht dort im Mittel S etwas zu W mit 40°—50° W-Fallen⁴⁾, die benachbarten Quarzphyllite unter P. 948 Pf. streichen

1) Vgl. Trener, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, Schlußkapitel.

2) Vgl. Schwinner, Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913, pag. 219.

3) Das stimmt ganz gut mit Salomons Angabe (Adamello I., pag. 393, II., pag. 516), der für die Schieferung des Gneises dort selbst gibt: Streichen N 10°—35° O, Fallen 45° NW.

4) Trener, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 373.

SSW mit 50°—60° W-Fallen (gar nicht weit nach oben und ostwärts biegen sie allerdings wieder in das dort vorherrschende Ostfallen um). Unter Berücksichtigung aller Daten erhalten wir für Schubfläche: Streichen N 20° O—S 20° W mit 45° W-Fallen. Um weiter im S zwischen dem Tonalit von Carisolo und dem Quarzphyllit an der Straßenbiegung bei S. Vigilio durchzukommen, muß sie vom Nambronesporn südlich im Streichen 10°—15° gegen W abschwanken.

II. Die kristallinen Schiefer des Nambinotales und ihre Eruptivgesteine.

Die Grundmasse des Gesteinsgefüges des Nambinotales ist eine Serie kristalliner Schiefer, welche mit anscheinend ganz normal nach unten zunehmender Kristallinität allmählich vom Quarzphyllit über Glimmerschiefer zum Phyllitgneis übergeht. Offensichtlich ist das die gleiche Serie, wie sie Trener von Tione angibt¹⁾, nur daß ich eine Vertretung der im dortigen Profil zwischen Glimmerschiefer und Gneis eingeschalteten 50—60 m Quarzite hier noch nicht feststellen konnte²⁾.

Der Quarzphyllit ist von dem gewohnten südalpinen Typus: frisch ist er fast schwärzlich, von intensivem Serizitglanz auf den Schieferungsflächen. Die Quarzlagen sind fein, wo ein Gestein mit sbis über faust-) großen Quarzknuern vorkommt, dürfte dies eine sekundäre Einwirkung sein. Verwittert, das ist meistens, wird er matt-dunkelgrün mit ockerigen Anflügen. Der Glimmerschiefer ist viel lichter, weißlichgrau, am charakteristischsten daran, daß die lichten Serizithäutchen mit kleinen Biotitfetzen fein getüpfelt erscheinen. Je kristalliner, desto feiner geschiefert. Feldspatführung zweifelhaft, daher ebenso, ob echte Gneise hier schon auftreten. Dagegen sind glimmerarme Varietäten nicht selten. (Vielleicht identisch mit Trener's Quarziten?)

Der Quarzphyllit nimmt den größten Teil des in Betrachtung stehenden Gebietes ein. Glimmerschiefer trifft man bloß SW von Mga. Fosadei (am Westhang des Sabbione, P. 1425 Pf.) nach abwärts an. Von dort über P 1165 Pf. und dann in dem Tälchen, das sich gerade am Rande der Pfeifer'schen Karte befindet, abwärts nach Pinzolo geht man stets im Glimmerschiefer, der hier zwischen NNO und NNW streicht, mit mäßigem Ostfallen (15°—30°). Damit stimmt nun nicht überein, daß in dem südlich bald folgenden Vadajonetälchen, das vom Sattel NO von P. 1331 Sp.-K. direkt nach Vadajone (südlich von Pinzolo) hinabführt, die obere Glimmerschiefergrenze zwischen 950 m und 1000 m Meereshöhe liegt, anderseits aber an der Straße nördlich von Pinzolo von P. 820 Pf. bis zur Biegung bei S. Vigilio (790 Pf.)

¹⁾ Salomon (Adamello I., pag. 328 ff) hat für diese Serie den Lokalnamen Rendenaschiefer eingeführt. Seine Diagnose leidet aber an der Unterschätzung des Anteiles der obersten Glieder. Richtig ist, daß gerade um Pinzolo der Aufschluß bis zu den tieferen, höher kristallinen Gliedern hinabgeht. Aber soll man darum die oberen im Nambinotal, an der Basis des M. Toff-Mesozoikums als Edoloschiefer kartieren? Quarzphyllit klingt nicht schlechter und ist auch ohne weitere Diagnose allgemein verständlich.

²⁾ Salomon (Adamello I., pag. 153), Schwinner (Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1912, V., pag. 136).

unzweifelhafter Quarzphyllit ansteht. Man wird vermuten dürfen, daß hier eine Querstörung durchgeht, an der der N-Flügel gehoben worden ist. Weiter nördlich zwischen Mavignola und Limesa zeigen die Quarzphyllite ziemlich das gleiche Fallen und Streichen, nur mit einer gewissen Bevorzugung des NO-Oktanten im Streichen, das heißt sie fallen gegen den Granit hin ein, ob auch unter ihn, hängt davon ab, wie mächtig man ihn einschätzt. Der Aufschluß am Panoramaweg¹⁴⁾ bei Campiglio dürfte dagegen, soweit sein Zustand überhaupt eine Beurteilung zuläßt, zu den quarzreicheren Glimmerschiefern gehören.

Von den Eruptivgesteinen, welche dieser Schieferkomplex beherbergt, hat die größte Bedeutung der Stock des M. Sabbione. Die Hauptmasse ist ein lichter Biotit-Granit¹⁾ mit einem ziemlich unruhigen Punktmuster. Habitus ungemein ähnlich dem vielleicht in Handstücken weiter verbreiteten Granitit von Eisenkappel—Schwarzenbach (Kärnten): Mittelkörnig, viel und große graue Quarzkörner, schön spiegelnde (häufig Zwillinge) Orthoklase, die meistens Biotit einschließen und da diese von unten durchscheinen, dunkler aussehen als die matt milchweißen Plagioklase, Biotit reichlich aber nur in kleineren Blättchen. Basische Schlieren sind selten und meistens klein, Schieferung habe ich nirgends beobachtet. Charakteristisch ist die grünlich-schmierige Verwitterungsfarbe, die ihn immer sicher vom Tonalit unterscheiden läßt. Ob er leichter als dieser verwittert, ist schwer zu sagen, solange man nicht weiß, wie lange es gedauert hat, die Gipffläche des M. Sabbione in einen metertiefen Grus (daher, von sabbia, kommt der Name) zu verwandeln, aus dem sich nur die aplitischen Varietäten noch einigermaßen abheben²⁾.

Gegen den Rand zu wird der Granit feinkörniger und lichter. Ob das bedeutet saurer, soll dahingestellt bleiben; denn gleichzeitig mit dem Biotit wird auch der Quarz seltener. Die innere Kontaktzone besteht fast ausschließlich aus aplitischen und pegmatitischen Gesteinen, welche keinen dunklen Bestandteil mehr führen. Charakteristisch ist fast überall ein gewisser Stich ins Wachsgelbe. Als äußerer Kontakt folgen aplitisch und pegmatitisch durchaderte Schiefer und hochkristalline zähe Gesteine, welchen man die ursprünglichen Quarzphyllite gar nicht ansehen würde, in welche sie aber doch sehr schnell übergehen. Alle diese auffallenden Kontakterscheinungen folgen genau dem Granit und kann man je 30—50 m für die normale Mächtigkeit der äußeren und (vielleicht etwas mehr) der inneren Kontaktzone annehmen. Ob auch die Phyllite mit großen Quarzknuern ausschließlich zu den Kontaktgesteinen, und zwar denen einer ferneren Zone gehören, muß noch offen bleiben, vorläufig würde ich es für wahrscheinlich halten. Jedenfalls läßt die Abhängigkeit der makroskopisch wahrnehmbaren Kontaktwirkungen von der Granitnähe den Schluß zu, daß dieser der Urheber davon ist, nicht der Tonalit.

¹⁾ Vgl. Schwinner, Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1912, pag. 145.

²⁾ Liegt es am Chemismus, daß im Sabbionegranit der Biotit fast ausnahmslos in Chlorit verwittert, während er selbst im Tonalitgrus noch immer schön schwarz erscheint, oder kann man daraus Schlüsse auf verschiedene Verwitterungsbedingungen etwa zwischen Interglazial und Glazial bis Postglazial ziehen, da die fraglichen Tonalitproben alle aus Moränen stammen?

Die Grenzen des Sabbionestockes werden wir gegenüber den bisherigen Darstellungen etwas hinausschieben müssen. Der Granit erscheint am linken Sarcaufer anstehend etwa bei „iglio“ von „Sarca die Campiglio“ (A.-V.-K.), die aplitische Randzone reicht aber von dort abwärts über Ponte di Cavrodos (P. 1103 A.-V.-K.) bis dort, wo die Schlucht ungangbar wird. Direkt unter Limesda stehen dann schon die Schiefer mit Quarzknauern an. Die östliche Begrenzung ist eine tektonische Linie und soll später besprochen werden. Auf dem Holzfahrtweg¹⁾ der Sabbione-Westflanke ist die Westgrenze des Granites 50 m westlich von P. 1354 A.-V.-K. Die aplitische Randzone reicht aber durch den ganzen Pozzo di Verall, die Mulde am Rande der Alpenvereinskarte, das ist zirka 600 m weiter gegen SW vor. Hier in dem Aufschluß am Holzfahrtweg ist die einzige Gelegenheit, die wechselvollen Verhältnisse der Kontaktzone zu studieren; denn auf dieser ganzen Strecke wechseln Aplite, Pegmatite, div. Kontaktgesteine und granitische Apophysen (selten). Die Grenze springt nun etwas nördlich zurück (beim Aufstieg trifft man im Bosco di Lipon wieder Phyllit) und die Mga. Cioca (1718 A.-V.-K., Aplit) umrandend erreicht die Aplitzone zwischen P. 2017 und 1911 sogar die Höhe des Sabbione-Nordgrates. Von dort läuft die Grenze etwa SW (Wald und Erratikum!) aber nicht zu tief hinab, denn die auffällige Rückfallkuppe von genau 1500 m Meereshöhe 500 m südlich von Mga. Fosadei ist normaler Quarzphyllit. Schließlich trifft man im obersten „Vadojonetälchen“ 700 m NN von P. 1331 Sp.-K. wieder einen Aufschluß von Randgranit, beiderseits mit Aplitzone begleitet, womit man die über Bandalors kommende tektonische Ostgrenze so ziemlich erreicht hat. Die Form der Grenzlinie und insbesondere die meistens ganz übermäßige Breite des Kontakthofes lassen darauf schließen, daß die ursprüngliche Grenzfläche des Granitstockes die heutige Oberfläche nur unter sehr spitzem Winkel schneidet. Sie dürfte im allgemeinen (Durchschnitt der Unebenheiten) etwa N—S mit zirka 45° W-Fallen orientiert sein. Damit stimmt auch recht gut, daß die Gipfelkuppe des Sabbione mit ihrem unruhigen Wechsel von dunklen und lichten Gesteinsvarietäten ganz das Bild einer oberflächennahen Granitpartie zeigt. Gegen das Innere des Granites zu (beste Aufschlüsse längs dem Grualebach) trifft man dagegen eine ganz gleichmäßige einförmige Ausbildung des Gesteins, Gänge sind im Kerngranit sicherlich selten. Eine Ausnahme macht nur der Mte. Gruale, wo man am Kamm zwischen P. 1960 und P. 1983 (A.-V.-K.) den gesamten Apparat des Kontakthofes (Aplite, Pegmatite, Gänge etc.) wiederfindet. Da von hier ab

¹⁾ Da dieser „Holzfahrtweg“ als Aufschluß zum Verkehr und zur Orientierung von großer Bedeutung ist, sei hier sein Verlauf angegeben: Man verläßt Pinzolo bei der Kirche nach Ost und folgt langsam steigend dem gepflasterten Karrenweg nach N über P. 1020 Pf. (Bildstock) und nun nach NO über P. 1165 Pf. (l. Haus r. Quelle) — eine zweite Quelle bis P. 1280 Pf. Bis hierher ist die Pfeiffer'sche Karte halbwegs richtig. Die Verbindung von P. 1280 zum Pte. di Cavrodos P. 1107 aber, die Pfeiffer zeichnet, hat nie bestanden. Der Weg folgt vielmehr weiter ansteigend gegen NO der Bergflanke wie die Alpenvereinskarte richtig zeichnet: über die P. 1325, 1351, 1382, 1398, 1420, biegt dann um den Nordsporn des Monte Gruale gegen O und S um und hört hier seinem Charakter als Holzfahrtweg entsprechend im Walde auf. (Die Sp.-K. zeichnet ihn im großen ganzen richtig ein.)

südwärts nicht mehr der Kerngranit an die Schubfläche anstößt wie im Norden, sondern Randgranit mit schmalerem oder breiterem Aplitrand (z. B. SO unter P. 2048 A.-V.-K.), so gibt das einen Anhaltspunkt, die ursprüngliche Südecke des Granitstockes zu rekonstruieren.

Was die sonst bekannten kleinen Vorkommnisse von Sabbione-Granit betrifft, so ist der Aufschluß bei den Sägemühlen von Fogojard¹⁾, ausschließlich normaler Kerngranit, jetzt so nahe an den Hauptstock herangerückt, daß an der direkten Verbindung unter dem Diluvium von Piazza durchaus nicht mehr gezweifelt werden kann. Die kleinen Entblößungen im Moränenterrain von Campiglio²⁾ sind Randgranit am Elviraweg und die gebräuchlichen Kontaktgesteine südlich davon. Der Aufschluß in der Runse südlich von Casine Fagogne im oberen Meledriotal³⁾ ist trotz der üblen Verwitterung als ident mit dem normalen Kerngranit des Sabbione zu erkennen. Über ursprüngliche und derzeitige Zusammenhänge kann man weiteres nicht aussagen. Dagegen scheint knapp östlich von Giustino-Pinzolo ein kleiner selbständiger Granitstock zu liegen. Darauf hin scheint außer Trener's Skizze⁴⁾ auch die Beobachtung Salomons⁵⁾ über gewaltige Entwicklung des Sabbioneaplit gleich östlich von Giustino zu deuten. Die Gegend von Pinzolo habe ich noch nicht genauer untersucht, doch konnte ich gelegentlich im Vadojonetalchen 500 m NW von P. 1331 Sp.-K. drei mächtige Gänge von feinkörnigem Aplit feststellen. Diese Gänge streichen anscheinend NW und stehen saiger im Quarzphyllit. Soweit ohne genauere Untersuchung sich etwas sagen läßt, scheint das Gestein nicht der gebräuchliche Sabbioneaplit zu sein.

Eruptivgänge verschiedener Art wurden in großer Zahl angetroffen. Es sind dies einesteils Aplit- und Pegmatitgänge, welche hauptsächlich in der näheren Umgebung und in der Randzone des Granites verbreitet sind (Ausnahme anscheinend nur die vorerwähnten drei Aplitgänge), andernteils verschiedenartige, meist dunkle Ganggesteine, welche auf die kristallinen Schiefer und die Randzone des Granites ziemlich gleichmäßig verteilt sind. Der eigentliche Granitkern scheint überhaupt sehr wenig Gänge zu beherbergen⁶⁾. Die auffälligste Gesteinsvarietät ist jene, welche John⁷⁾ als Diabasporphyrit bezeichnet

¹⁾ Schwinner, Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1912, V., pag. 143. ff.

²⁾ Schwinner, l. c. pag. 136 und Karte (Taf. III).

³⁾ Trener, Blatt Bormio und Passo del Tonale der geol. Sp.-K. (Z. 20, Kol. III), und Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 419. Vgl. auch Salomon (Adamello I., pag. 150/151).

⁴⁾ Trener zeichnet, allerdings ohne diese Aenderung des bekannten Bildes im Text mit einem Wort nur anzudeuten, in der Kartenskizze in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 104, einen solchen kleinen Stock ein. Alle Neuerungen dieses Kärtchens scheinen wohl nicht so glücklich gewesen zu sein. So ist darauf dem Sabbionegranit ein schmales Horn gegen Mga. Movlina hin gewachsen. Diesen Auswuchs sollte der Autor ebenso still und schmerzlos, als er gewachsen, wieder abtragen. Dagegen ist nicht recht erfindlich, warum die in der Literatur bereits festgelegten Vorkommnisse des Granites bei Fogojard und Campiglio nicht eingetragen sind.

⁵⁾ Salomon, Adamellogruppe I, pag. 154.

⁶⁾ Auch im Adamello beobachtete Salomon (II, pag. 578), daß die großen Tonalitkerne frei von dunklen Gängen sind. Das mag sich ganz einfach durch den mechanischen Unterschied der geringeren Wegsamkeit erklären.

⁷⁾ Bei Vacek, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 203.

hat, die zentimetergroße Einsprenglinge von weißen Feldspäten in einer feinkörnigen dunkelgrünen Grundmasse zeigt. Die übrigen bilden dem Ansehen nach fast eine kontinuierlich geschlossene Reihe, die mit einem hellgrauen, sehr reichlich Quarz führenden Porphyrit beginnt und über dunkler werdende bald körnige, bald mehr felstische Mittglieder bis zu tief schwarzgrünen, hornblendeführenden Porphyriten verläuft.

Die hauptsächlichsten Vorkommen sind folgende:

I. am rechten Sarca-Ufer:

1. In der Paluschlucht, die vom P. 1201 A.-V.-K. an der Campigliostraße nördlich hinaufzieht, ist ein ohne Mikroskop kaum zu lösender Wirrwarr, an dem eine große Aplitmasse (direkt an der Straße), etwa drei Porphyritgänge und diverse, leider ebenso dunkel gefärbte Kontaktgesteine beteiligt sind.

2. Im Valchestriabach, der westlich des vorgenannten von Mga. Valchestrìa herabkommt, zwischen 1200 und 1300 *m* vier Porphyritgänge.

3. Im Limedatalchen (s. ob.) ober dem Gasthaus „alla Lepre“ bei zirka 1250 *m* ein Pegmatitgang, unterhalb desselben am linken Ufer nicht hoch über der Sarca drei Porphyritgänge.

4. Ober den Häusern ONO von P. 948 Pf. an den Straßenserpentinen ein Gang dichter, schwarzgrauer Porphyrit.

[Recht auffällig ist, daß alle diese Ganggesteine der unmittelbaren Nähe von Limesda, also 1—3, ganz gleich, wie sie sonst beschaffen sind, in einem Merkmal einander gleichen: Sie zeigen nämlich alle reichlich Erzspuren.]

II. Sabbionegranit und Randzone:

1. Im Sabbionegipfelgrat sind zwischen P. 2048 und 2101 A.-V.-K. mindestens ein Halbes Dutzend aplitische und etwa halb soviel dunkle Gänge. Doch muß man bei dem bereits geschilderten Oberflächenzustand recht vorsichtig sein; denn im Grus sieht ein basischer Gang und eine Schieferscholle, deren es dort auch gibt, ganz gleich aus. Zwischen P. 2101 und P. 2017 abermals mehrere Aplit-, bzw. Pegmatitgänge, am M. Gruale P. 1983 scheint ein „Diabasporyhit“ anzustehen, den ich in besserer Qualität als am ganz verwitterten Grat nachher in den Geschieben bei Mga. Gruale fand.

2. Am Sabbione Holzfahrweg bei P. 1420 A.-V.-K. ein Aplitgang, zirka 50 *m* westlich von P. 1398 A.-V.-K. ein Porphyritgang¹⁾, beide im Kerngranit, etwas talaus beim P. 1325 A.-V.-K. sind zwei Porphyritgänge am Weg und unten am linken Sarcaufer beim Pte. di Cavrodoss einer, alle drei in der aplitischen Randzone.

¹⁾ Dürfte identisch sein mit dem von Salomon gefundenen. (Adamello I, pag. 157, II, pag. 560, Nr. 130.)

3. Den Holzfahrweg weiter talaus gegen Pinzolo trifft man bei der Quelle südlich von P. 1280 Pf. einen Aplit (? übel verwittert), weiter bei den Häusern 1165 Pf. rechts unten am Terrassenrand einen mächtigen Porphyritgang und weiter bei der Straßenserpentine (400 m westlich von P. 1232 Pf.) abermals einen „Diabasporphyrit“, alle drei im Quarzphyllit. (Der von Salomon bei „V“ von S. Vigilio Sp.-K. gefundene Gang¹⁾ dürfte wohl mit dem letztangegebenen nicht identisch sein und wäre als vierter dazuzuzählen.)

4. Hier wären noch die drei oben bereits erwähnten Aplitgänge im Vadojonetalchen anzuführen.

III. Scholle des Mte. Toff:

1. Zwischen Passo di Movlina (P. 1847 A.-V.-K. genauer 80 m SW vom kotierten Punkt) und Mga. di Movlina (1766 m A.-V.-K.) durchbricht ein mächtiger Gang den Quarzphyllit, den bereits Vacek gefunden und John als Diabasporphyrit klassifiziert hat²⁾. Bei der Quelle östlich von der Mga. ist er noch zu spüren, dann scheint er unter der Decke des Grödner Sandsteins zu verschwinden.

2. Südlich und westlich von Mga. Movlina folgen dann Lagergänge im Grödner Sandstein, und zwar auf dem Saumweg Movlina-Stablei nahe bei P. 1745 A.-V.-K. zwei, einer in der Schlucht östlich von Mga. Stablei (etwa dort, wo dieser Name in der A.-V.-K. steht³⁾) und einer auf der W-Seite des Kammes, bei der Quelle 400 m südlich von Pian (Sp.-K.) ober dem Weg Stablei-Pian. Alle diese Lagergänge gehören demselben dunkelsten schwarzgrünen Typus an.

3. Knapp ober Massimeno habe ich, der Erinnerung folgend, den von Vacek angegebenen Gang gesucht und auch einen solchen gefunden, kann aber die Gesteinsbeschaffenheit nicht mit der von John gegebenen Beschreibung zusammenreimen. Vielleicht ist es ein neuer Gang, der zu den dort bereits bekannten zwei dazu kommt⁴⁾.

4. Schließlich hat Vacek am Westhang des Mte. Toff am Steig unmittelbar unter Passo Malghette einen Gang gefunden, dessen eigenartige Lagerungsverhältnisse jedenfalls beachtenswert sind⁵⁾.

Wenn diese Liste auch gegen die von Trener für das Corno alto-Gebiet gegebene Ziffer weit zurückbleibt (rund: 40 gegen 100), so ist damit doch schon eine gewisse Vergleichbarkeit zwischen beiden Gebieten hergestellt, besonders wenn man bedenkt, daß das Sabbionegebiet viel schlechter aufgeschlossen ist. Darum wird es wohl nicht sobald gelingen, eine so vollständige zeitliche Reihenfolge zu geben, wie sie

¹⁾ Salomon, Adamellogruppe I, pag. 158, II, pag. 559, Nr. 122.

²⁾ Vacek, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 203, Salomon, Adamellogruppe II, pag. 559, Nr. 121, 124, 125, 127.

³⁾ War mir schon länger bekannt: Vgl. Geol. Rdsch. 1915, Bd. VI/1—2, pag. 9 unten.

⁴⁾ Vacek, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 203, Salomon, Adamellogruppe II, pag. 559, Nr. 121, 124, 125, 127.

⁵⁾ Vacek, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 203, Salomon, Adamellogruppe II, pag. 556, Nr. 121, 124, 125, 127.

Trener erhalten hat¹⁾. Vielleicht kann man letztere aber mit Nutzen zum Vergleich heranziehen. Sie lautet: 1. Aplite, 2. Gemischte (Aplit-Pegmatit), 3. Pegmatite, 4. Plagioklas-Porphyrite, 5. Hornblende-Porphyrite [im Gebiete des Rè di Castello fehlen diese], 6. melanokrate Ganggesteine, 7. grüne Porphyrite, 8. leukokrate Porphyrite [nur im Rè di Castello]. Die Identifizierung ist zwar etwas zweifelhaft, doch dürfte Treners Plagioklas-Porphyrit gleich mit Johns Diabasporphyrit sein. (Typ Gang III/1 Mga. Movlina) und Treners „grüne Porphyrite“ mit den Lagergängen im Grödner Sandstein übereinstimmen. Als vorläufiges Ergebnis kann im Sabbionegebiet festgestellt werden, daß die Porphyrite im allgemeinen jünger sind als die Aplite und Pegmatite. Einige Anzeichen, die allerdings noch genau nachzuprüfen sein werden, scheinen dafür zu sprechen, daß der Diabasporphyrit eine der ältesten Typen ist. In der aplitischen Randzone des Granites findet man Durchbrüche von allen Typen, nur die ganz lichten Quarzporphyrite (Typus der Hauptgang von Valchestrìa I, 2) und die dunkelschwarzgrünen vom Typ der Lagergänge fehlen bis jetzt. Wenn der Analogieschluß auf gleiche Reihenfolge wie im Corno alto zulässig ist, und wenn die Verhältnisse bei Mga. Movlina richtig gedeutet sind, so ergäben sich hier einige Anhaltspunkte für eine absolute Zeitbestimmung: Nr. 4 wäre demnach vorpermisch, Nr. 7 aber bereits postpermisch oder höchstens spätpermisch. (Gar zu jung kann auch Nr. 7 nicht sein, da kein Gang die Trias durchbricht.)

Auch die Bestimmung des Streichens der Gänge ist durch die Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse sehr behindert. Im allgemeinen scheint der NO-Quadrant und in diesem wieder die judikarische Richtung vom Gangstreichern bevorzugt zu werden. Besonders das Verhalten der langen Gänge im südlichen Teil (Movlina, Massimeno etc.) spricht dafür. Aus dieser interessanten Tatsache aber mit Salomon²⁾ auf ein allgemeines posttektonisches Alter der Gänge zu schließen, wäre doch etwas voreilig. Es sind dafür ja vier Erklärungen möglich: 1. Der Gang benützt die von der Alpenfaltung vorgezeichneten Wege (hier die judikarisch streichenden Spalten), ist also jünger. 2. Die Faltung ist durch vorausgegangene Spaltenbildung wesentlich bestimmt worden, das heißt in unserem Falle die Hauptbewegungsfächen streichen judikarisch, weil sie ebenso als Gangspalten vorher gebildet worden sind. 3. Die Faltung hat die angetroffenen Strukturelemente in ihre Streichrichtung hineingezwungen, etwa derart, wie in dynamometamorphen Gesteinen tafelförmige Mineralien subparallel gerichtet werden. 4. Gänge und Faltung werden bestimmt durch einen und denselben tieferliegenden Ursachenkomplex, der eben neu zu bildenden Strukturelementen vorzugsweise dieses Streichen vorschreibt. Am liebsten würde ich der letzten Erklärungsweise zustimmen, nicht bloß aus dem Gefühl der Erleichterung heraus, eine kitzliche Frage glücklich an den „großen Unbekannten“ in der Tiefe abgeschoben zu haben, obwohl man auch dafür eine Berechtigung darin finden könnte, daß schnell zugreifende Erklärungen — leider auch meistens ziemlich seicht rationalistisch,

¹⁾ Trener, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 106.

²⁾ Salomon, Adamellogruppe II., pag. 582.

das heißt in Worten gedacht anstatt in mechanischen Begriffen, — selten dauernden Nutzen gebracht haben. Wir haben aber Anhaltspunkte dafür, daß ein derart richtunggebender Ursachenkomplex schon in ziemlich alter Zeit im Etschlande wirklich existiert haben muß. Wolff¹⁾ gibt an, daß die Eruptionsspalten des Bozner Quarzporphyrs ungefähr NO—SW orientiert waren. Abgesehen von anderen stratigraphischen Details, die hier zu weit führen würden, wollen wir, der später anzuschließenden Darlegung vorgreifend, bemerken, daß die Judikarielinie bereits zur Kreidezeit Leitlinie von beträchtlichen epirogenetischen Bewegungen gewesen ist. Um Mißverständnisse zu vermeiden, sei bemerkt, daß unter dem „tieferliegenden Ursachenkomplex“ nicht etwa irgendeine geheimnisvolle *vis directrix* verstanden sein soll. Es ist damit einfach die Summe der Nachwirkungen aller vorausgegangenen geotektonischen Ereignisse gemeint. Ist ein solches, z. B. die Bildung einer Schar von Gangspalten subparallel im NO-Quadranten orientiert, einmal die Folge der vorhandenen richtunggebenden Ursachen, so rückt dieses selbe Ereignis vollendet als Teilursache in diesen Ursachenkomplex ein. Jedes „konkordante“ Ereignis verstärkt somit die ursprüngliche Tendenz. Daher ist auch in den Erklärungsweisen 1—3 immer etwas Wahres, aber eben nur halbe Wahrheit.

III. Das sedimentäre Gebirge östlich der Judikarielinie.

Der Sabbionegranit ist von den östlich angrenzenden Sedimenten durch eine Schubfläche geschieden, deren ersten Spurpunkt wir bereits bei den Sägemühlen von Fogojard festgestellt haben²⁾. Von dort springt die Grenzlinie nach Westen vor; denn an der Mündung des Vallagolabaches (P. 1140 A.-V.-K.) steht erst Scaglia und noch nicht Eocän an. Der nächste Aufschluß liegt an der Umbiegung des Sabbione-Holzfarweges nach SO (genau SO 250 m entfernt von P. 1322 Prädella Lepre, A.-V.-K.) wo Kerngranit über Sandkalk des Eozän liegt. Die Grenze zieht weiter durch den schlecht aufgeschlossenen Waldhang Martello zum P. 1772 A.-V.-K und durch die Coste di Gruale über P. 1844 A.-V.-K. gegen den SO-Grat des Sabbione-ostgipfels (P. 1802 A.-V.-K.), den sie bei der Isohypse 2000 kreuzt. Von dort hinab zu den Hütten Stablei (P. 1802 A.-V.-K. nicht zu verwechseln mit der früher einmal erwähnten Mga. Stablei weiter südlich am Toffkamm.), weiter nach SW umbiegend, 150 m nördlich von Mga. Bandalors (1629 m A.-V.-K.) quer über die Runsen, verläßt sie den Westrand der A.-V.-K. etwa bei der Höhenlinie 1480 m.

Wir haben bisher immer ohne weiteres von Scaglia und Eocän gesprochen. Nunmehr ist es aber notwendig die Gründe für diese Horizontierung zu geben, welche ja von den andererseits geäußerten Ansichten wesentlich abweicht. Daß Lepsius³⁾ den ganzen fraglichen Schichtkomplex ins Rotliegende stellte, war durch eine oberflächliche Aehnlichkeit des Gesteinscharakters (bei genauem Zusehen kann man

¹⁾ F. v. Wolff, Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyres“. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beilage-Bd. XXVII, 1908, pag. 154.

²⁾ Schwinner, Mitt. d. geol. Ges. Wien, V. 1912, pag. 143.

³⁾ B. Lepsius Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

allerdings den Unterschied in jedem Handstück feststellen) und durch den scheinbaren Zusammenhang¹⁾ mit dem sicheren Perm bei Movlina für eine Uebersichtsaufnahme vollkommen entschuldbar. Vacek gelang es, durch den Fund von Fossilien des Mittellias²⁾ den ersten sicheren Anhaltspunkt für die Altersbestimmung zu gewinnen, allein seine doch etwas cursorischen Begehungen langten nicht zu, klaren Einblick in die verwickelten stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse dieser Randzone zu geben. Um einige Klarheit über die stratigraphischen Verhältnisse dieser Randzone zu gewinnen, müssen wir etwas weiter ausholen und an einigen Profilen feststellen wie sie sich von N her fortschreitend entwickelt.

1. Maso Darz, westlich von Marcena, V. di Rumo³⁾.

(Mit 40—50⁰ W-Fallen.)

Hangendes: Der überschobene Phyllitgneis.

100 m schwarze stückelige verquetschte Mergelschiefer	} = Raibler?
20 m harte schwarze, etwas gebänderte Kalke	
10 m heller spätiger Kalk	

Liegendes: Massiger weißer Kalk (= Schlern-D.) . . Wasserfall.

2. Castel Altaguardia, P. 1273 Sp.-K., N von Baselga in V. Bresimo⁴⁾.

(40—50⁰ W-Fallen.)

Hangendes: Der überschobene Phyllitgneis.

40—50 m	}	schwärzliche Mergelschiefer, stark verknetet.
		Bank von festem, hellgrauem, etwas spätigem Kalk.
		schwarzgraue Schiefer mit kleinen Hornsteingeröllen.
		schwärzliche und bleigraue Mergelschiefer.
		5 m dickbankiger grauer Kalk.
		grünlichgraue Schiefer (stellenweise mit Kalkgeröllen).
		braunrote Scagliaschiefer.

100 m dunkelgrauer körniger Hauptdolomit.

100 m schwärzliche, braune bis rötliche blätterige Mergelschiefer.

Liegendes: Schlerndolomit.

¹⁾ Daß dieser Zusammenhang nicht besteht, hat bereits Vacek festgestellt. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 202 u. 204.)

²⁾ Durch die mangelhafte Ortsangabe verliert dieser schöne Fund leider die Hälfte seines Wertes. An all den Orten, die mit dem Wortlaut (l. c. pag. 211) einigermaßen verträglich sind, kann er nicht gemacht worden sein, da dort überall nur Mergel (Scaglia und Eocän) anstehen. In den Kalkfetzen der Schuppenzone Stablei—Bandalors habe ich eifrig gesucht, aber nichts Bestimmbares gefunden. Der Fundpunkt muß also am Palù dei Mughì sein, den ich nicht so genau absuchen konnte. Aber daß der Autor dort nicht war, ist vollkommen sichergestellt dadurch, daß er ihn für Hauptdolomit deklariert. In der Nähe hätte er nämlich nicht verkannt, daß die Hauptmasse dieses Berges der typische Hornsteinlias der Lombardei ist. Wars vielleicht nur ein Block, vom Palù dei Mughì herabgefallen?

³⁾ Dort, wo die Sp.-K. diesen Namen schreibt und die geol. Sp.-K. Lias angibt (Blatt Cles).

⁴⁾ In den Aufschlüssen der Wege N, O und S der Ruine.

3. Monticello (Δ 1548 westlich von Cis, Sulzberg)¹⁾.

(40° W fallend.)

Hangendes: Der überschobene Phyllit und Gneis — ziemlich lange unaufgeschlossene Strecke.

Rote Mergelschiefer.

2 m Bank. Schwärzlichgrauer sandiger Kalk.

40 m schwärzliche bis grünlichgraue Mergelschiefer.

60 m braunrote Mergelschiefer.

200—250 m Hauptdolomit.

100 m schwärzlich bis braunrote Blatterschiefer.

100 m schwärzliche Mergelkalke.

Liegendes: Schlerndolomit.

4. Malghetto alto (P. 2090 Pf.), Westseite des Meledriotalen N von Campiglio²⁾.

(Zirka 40° W fallend.)

Hangendes: Der überschobene Tonalit.

120 m graue kieselige Kalke mit schwarzen Kieselknauern (oben Reibungsbreccie).

60 m dichte weiße und hellgraue Kalke.

200—300 m samt schwarze Kalke, an der Basis die Contorta-Muschelbreccie.

Liegendes: Hauptdolomit.

5. Sägemühlen von Fogojard³⁾.

Hangendes: Der überschobene Sabbionegranit.

40—50 m graugrüne Mergelschiefer.

20 m dunkelgraue Sandkalke.

Liegendes: braunrote Scaglia, in der aber auch noch einige Schuppen Eocän zu stecken scheinen.

¹⁾ Der Monticello ist sehr schlecht aufgeschlossen. Nirgends ein zusammenhängendes Profil. Die Scaglia Eocänerie findet man von S. Giacomo NW den Graben hinein auf den Prati di fuori bis zum Sattel W von P. 1548. Doch habe ich die charakteristischen Konglomerate, so reichlich sie im Geröll sind, nicht anstehend treffen können. Dagegen steht der auch sehr auffällige, hellgraue, spätige Kalk mit gelblichen Fleckchen (Einschlüsse verwitterter Kalkbröckchen) auf der V. Bresimoseite tief unten, gerade gegenüber der Kirche S. Bernardo an. Die Raibler Schichten ziehen vom Sattel W von P. 1407 Sp.-K. südlich über die kleine Klamm, die bei Bozzana mündet, herab.

²⁾ Vgl. Salomon, Adamello I, pag. 149.

³⁾ Vgl. Schwinner, Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1912, V, pag. 143.

6. Lago d'Agola.

(Wahrscheinlichste Zusammenstellung.)

Hangendes: Der überschobene Sabbionegranit.

Schwärzlich bis grünlichgraue Mergelschiefer	Nr. 8.	} Eocän.
Dunkle Sandkalke, zum Teil übergehend in Spatkalke	Nr. 7.	
Schwärzliche Mergelschiefer mit polygenem Konglomerat	Nr. 6.	
Braunrote Mergelschiefer, im Hangenden zum Teil auch konglomeratisch	Nr. 5.	Scaglia.
Dichter, weißer, etwas knolliger Kalk, gering mächtig	Nr. 4.	Majolika?
Hellgrauer, stellenweise rotgefleckter, spätiger Crinoidenkalk	Nr. 3.	Mittellias.
Dunkelgrauer Kieselkalk mit schwarzen Hornsteinkauern und -lagen	Nr. 2.	Unterlias.
Liegendes: Lichter Rhätkalk	Nr. 1.	Oberes Rhät.

Für die Identifizierung der einzelnen Glieder spricht folgendes: Nr. 2 ist der typische lombardische Unterlias, wie er auch schon in den südlichen Ausläufern der Brentagruppe (zirka um V. Laon herum) auftritt. Nr. 3, offenbar das Gestein, aus dem Vaceks Fund stammt, kenne ich als Hangendes des Hornsteinlias bei Seo¹ und Stenico, wo es gut fossilführend mit den gleichen roten Flecken (anscheinend Infiltration aus Erosionstaschen) ziemlich direkt unter der Scaglia liegt. Nr. 4 ist sehr zweifelhaft (von J. Coi A.-V.-K.); denn bei dem wilden Faltenwurf des Palù dei Mughi¹) weiß man doch nicht genau, was oben und unten liegt, kann auch Lias sein und zwischen 2 und 3 gehören (oder eine Schuppe Rhät?). Nr. 5 ist die typische Scaglia und führt auch überall die Foraminiferenfauna des Scaglia²). Nr. 8 stimmt genau mit dem typischen Eocän vom Nonsberg bis Stenico. Die Spezialität des judikarischen Randes ist das polygene Konglomerat. In seinen Geröllen finden sich neben Kalken, die nicht näher zu bestimmen sind, reichlich schwarze und rote Hornsteine, welche letztere ganz genau mit jenen der Aptychenschichten (lombardischer Oberjura) übereinstimmen, sonst kommen noch weiße Kiesel darin vor, von kristallinem fand ich nach sehr langem Suchen zwei ganz kleine, übel verwitterte Stückchen. Daß dieses Konglomerat an die Grenze zwischen Scaglia und Eocän gehört, bezeugen die gelegentlichen Konglomeratlagen der obersten Scaglia, ungeklärt ist aber sein Verhältnis zu Nr. 6 und 7: Sandkalk und Echinodermenbreccie. Letztere konnte

¹) Vgl. in Zeitschrift des Deutsch-österreich. Alpen-Vereins 1809 die Zeichnung von Aegerter auf pag. 88.

²) Nach Bestimmung von Schubert in Mitt. der Geol. Ges. Wien 1912. V, pag. 144.

bereits bei S. Lorenzo¹⁾ an der Basis des Eocäns sichergestellt werden und der Sandkalk ist ja nur eine feinere Abart des Konglomerates. Es wäre je nach der Natur dieser Sedimente ganz gut denkbar, daß sie an verschiedenen Orten verschieden wechsellagern, bzw. einander substituieren. Allein eben diese Ungewißheit macht die Kartierung der Schuppenzone Lago d'Agola-Bandalors recht problematisch, denn in den kleinen Kalkfetzen ist die Unterscheidung von den ähnlichen Liasgesteinen sehr unsicher.

Im großen ist das stratigraphische Bild ja klar genug. Die liegende Serie reicht bis höchstens Oberlias und ist je weiter nach N desto mehr abgetragen und daher liegt die transgredierende Scaglia auf immer älteren Schichten. Zu Beginn des Eocäns trat eine Regression²⁾ ein und aus einem dadurch freigelegten Gebiete wurden die Gerölle des Konglomerates (anscheinend wohl ziemlich weit her) eingespült. Einen Anhaltspunkt dafür, daß derartige Vorgänge hier stattgefunden, geben auch Beobachtungen aus der südlichen Brenta. In der Gruppe des Castello dei Camosci ist die Serie zwar anscheinend vollständig, allein der Oberjura ist ganz sonderbar ausgebildet. Eine „Konglomeratbildung“ (Vacek)³⁾ kann man es nicht gut nennen, eher Breccie von den bekannten Hornsteinen in rotem Bindemittel, ähnlich dem der Aptychenschiefer. Mächtigkeit ganz unregelmäßig schwankend: bald Linsen von 20 und mehr m, bald wieder ganz dünnes Band, gegen W keilt sie aus. Darüber liegt anscheinend kondorant der hochpelagische Plattenkalk der Majolika. Unter Stenico liegt ebenfalls eine Breccie mit bunten Hornsteinen in dem stark reduzierten Juraprofil und von Ballino hat Trener⁴⁾ ein ganz analoges Vorkommen bekannt gemacht. Das einfachste Bild der hierzu führenden Vorgänge ist folgendes: An der Wende zwischen Jura und Kreide wurde das Gebiet der judikarischen Randzone schnell und beträchtlich gehoben. Folge davon: Emersion und nach N zunehmende Erosionslücke. Auf der unter Wasser gebliebenen östlichen Randflexur aber zahlreiche und große subaquatische Rutschungen⁵⁾.

¹⁾ Schwinner, Mitt. der Geol. Ges. Wien 1913, VI, pag. 204.

²⁾ Dürfte allgemeiner gewesen sein. Munier-Chalmas (Etude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiair du Vicentin, Paris 1881) hat sie auch im Vicentin festgestellt.

³⁾ Vacek, Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 21'. Verbreitung ist übrigens bedeutend größer als Vacek hier und in der geol. Sp.-K. angibt. Die roten Hornsteine kommen nämlich als saigere Schicht durch die Wand des Hauptgipfels des Castello dei Camosci gegen P. 2219 A.-V.-K. herab; umranden mit ihrer Synklinall. umbiegung die Mga. Zgolbia und streichen fast horizontal durch die gegen V. de Jon abfallende Steilwand durch (hier konnte ich sie bei J. Castioni und bei P. 2033 der A.-V.-K. nachweisen) und ziehen gleichermaßen unter Mga. di Seo (Mga. Valandro 1872 Sp.-K.) durch im Bogen nach W. An der Ecke gegen V. Laon, nicht weit oberm Weg ist noch ein beträchtlicher Hornsteinknott, an der Westseite des Mte. Brunol bis Busa di Venedig konnte ich sie aber nicht wiederfinden. Der Gipfel des Mte. Brunol (Δ 2220 Sp.-K.) ist, wie schon der Name erraten läßt, Scaglia, also Muldenkern, und die dazwischenliegenden Plattenkalke mit schwarzem Hornstein müssen somit sämtlich Majolika sein.

⁴⁾ Trener, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 162.

⁵⁾ Spitz (Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion, Mitt. der Geol. Ges. Wien 1915, pag. 227) scheint meine kurze Bemerkung (in Mitt. der Geol. Ges. Wien 1913, pag. 222) mißverstanden zu haben. Ich stütze mich nicht auf irgend-

Der stratigraphischen Sonderstellung der judikarischen Randzone entspricht auch eine tektonische, besonders für den uns interessierenden südlichen Teil am Lago d'Agola. Die Bewegungsf lächen entsprechen auch hier der in ganz Südwesttirol herrschenden Anordnung (NNE-Streichen mit zirka 40° W-Fallen). Allein während sonst jedes mal die westliche Scholle höher als die östlich angrenzende liegt, so liegt hier schon die Scholle des Fracinglostockes (Contortaschichten etwa P. 2046 NE von C. Fracinglo, 2005 an der Lavina bianca) um 1200—1300 m tiefer als die Scholle der C. Tosa (Raibler Schichten am Crozzonband bei P. 2213 A.-V.-K.) und gegen ihren obersten Hauptdolomit stößt der Hornsteinlias des Palù dei Maghi an, also nochmals 800—1000 m Sprunghöhe im selben Sinne.

Die Detailtektonik wird natürlich um so lebhafter, je mehr man sich der Hauptschubfläche nähert, die direkt anstoßende Scaglia-Eocänzone dürfte fast überall in Schuppen aufgelöst sein. Gut aufgeschlossen und leicht zu übersehen ist diese Erscheinung aber nur am Lago d'Agola. Man sieht hier am Osthang des Mte. Sabbione sehr schön (auch in der vollkommen verlässlichen Felszeichnung der Aegerterschen-Karte) eine ganze Reihe von zirka 30° N fallenden Kalkschuppen, getrennt und umhüllt von roten und grauen Mergeln, welche oben von der flach darüber streichenden Überschiebungsgrenze des Granites oben abgeschnitten werden. Ein Aufschluß, der sehr schön die Einzelheiten der Verknüpfung von Kalkbänken und Mergeln zeigt, liegt an dem Karrenweg zwischen P. 2048 und P. 1912 A.-V. K. der horizontal am Osthang des Mte. Sabbione gegen P. 1989 hinauszieht.

Die Richtung der Schubebene streicht Malghetto silto bis Fogojard N 10° O, von Fogojard bis zum SO-Sporn des Mte. Sabbione fast genau N—S mit 40 — 45° W-Fallen. Von dort aber schwenkt sie mit ziemlich scharfer Biegung in SW-Streichen um. Man kann dies an der ganzen Schuppenzone von Bandalors beobachten. (In den Runsen W unter Bandalors maß ich 30 — 40° NW Fallen in den Schieferen und beobachtete eine dazu parallele Bankung im auflagernden Granit). Die Schubfläche trennt sich nun von dem nach W und N zurückbiegenden Granit und zieht in gleicher Direktion weiter, die Eozänmergel können am linken Ufer des von Bandalors herabkommenden Tälchens bis südlich unter P. 1331 Sp.-K. (Mezzana) verfolgt werden. Es soll nicht ausgeschlossen werden, daß eventuell eine sekundäre Bewegungsfläche mehr dem Granit sich anschmiegend auch N von P. 1331 des Vadojonetälchens hinabläuft²⁾. Allein die Hauptbewegungsfläche kann

welche theoretischen Bezeichnungen zur „allgemeinen Tektonik.“ Sondern nach den vorliegenden stratigraphischen Indizien hat in SW-Tirol an der Jura-Kreidegrenze eben in der Gegend des Adamello eine große bruske Hebung des Meeresbodens stattgefunden. Von da ab bis Oligocän (ja bis Miocän), das heißt bis zur Faltung gibt es höchstens noch eine Paralle transgression, bzw. -Regression. Ich halte es nun für wahrscheinlicher, daß die Adamellointrusion während jener Hebung entstand, als daß diese Intrusion später allein und ohne außen merkbar zu werden, stattgefunden hätte

¹⁾ Schwinner. Mitt. der Geol. Ges. Wien 1913, VI, pag. 218.

²⁾ Salomon (Adamello I., pag. 155) konstatiert im unteren Teile viel Harnische und ähnliche tektonische Beeinflussungen an Glimmerschiefer und Aplit. Übrigens sind auch im oberen Vadojonetälchen die Quarzphyllite stark verquetscht.

nur jene seine, welche den Eocanschubfetzen mitgeschleppt hat. Auch in die südlich angrenzende Toffscholle hinein dürfte eine sekundäre Störung von der Hauptlinie abzweigen, jedoch im entgegengesetzten Sinne (das ist mehr in NS), denn von Movlina gegen Osten absteigend, kommt man gleich aus dem Grödner Sandstein (Streichen WSW mit 30° S-Fallen) in den Quarzphyllit, trifft aber dann überraschenderweise zirka 200 m tiefer wieder Grödner Sandstein. Genauer auf die Verhältnisse des südlich anschließenden Gebietes einzugehen ist aber hier nicht am Platz, besonders da ich die Aufnahmsarbeiten dortselbst noch nicht abgeschlossen habe.

Als erstes Ergebnis von allgemeinerem tektonischem Interesse können wir feststellen, daß auch an dieser Schubfläche, wie an den meisten anderen des judikarischen Systems, die Hauptkomponente der relativen Verschiebung N—S, das heißt ungefähr im Streichen der Schubfläche gelegen war, das heißt, daß dieses System nach der gebräuchlichen Terminologie eines von Blattverschiebungen ist, denn nur dadurch ist zu erklären, daß im N—S-Durchschnitt der Vallagola die Schuppen wie südwärts überkippte Spezialfältchen an der Ueberschiebung abschneiden, dagegen bei Bandalors den Stirnrand¹⁾ subparallel einsäumen. Würde es sich um eine Aufschiebung von W her handeln, wozu das W-Fallen der Schubfläche verleiten könnte, so müßte dieses Verhältnis gerade umgekehrt sein. Für die Annahme eines Zusammenschubes in W—O-Richtung als Hauptfaktor der Tektonik wäre auch die abnormale Tiefenlage der Scholle des Palù dei Maghi sehr schwer zu erklären. Denn da auch weiter östlich die in Betracht kommenden Schubflächen zirka 40° W fallen, so bedeuten die oben gegebenen Ziffern des stratigraphischen Höhenunterschiedes gleichzeitig eine Zerrung von rund 2000 m zwischen Tosa-Scholle und Palù dei Maghi-Scholle. Rechts und links von dieser Zerrungszone wäre dann wieder heftiger Zusammenschub. Handelt es sich aber in der Hauptsache um NS-Bewegungen, so ist der Sachverhalt leicht zu verstehen: Wir befinden uns hier in der Mittellinie, sozusagen der neutralen Faser des judikarischen Systems und sehen, von N nach S schreitend, wie die Faltenzüge und ihre Hauptbewegungsflächen von dieser Mittellinie beiderseits abschwenken, eine nach der anderen, und zwar die östlich gelegenen in flachem Bogen bis etwa SSO-, die westlich gelegenen mit scharfer Knickung über SW in O—W-Strecken, etwa wie die Wellenzüge auseinanderweichen vor dem eindringenden Schiffsbug. Und damit das Bild vollständig sei, haben wir auch gleich den in seiner Nordspitze scharf aufgebogenen Schichtkopf des Toffzuges als Repräsentanten des von SW eindringenden Schiffsbuges²⁾. Es ist ganz leicht verständlich, daß dort, wo die Bewegungsflächen

¹⁾ Als Symptom, daß Bandalors als Stirnrand zu betrachten ist, kann auch gelten, daß hier auch der Sabbioneaplit in Fetzen in die Schuppenzone eintritt, während sonst die Überschiebung glatt, ohne derartige Verzahnung verläuft.

²⁾ Um Mißverständnisse zu vermeiden: mit Vorstehendem soll ein plastisches Bild der vorhandenen Bewegungstendenzen, keineswegs aber eine Erklärung des Mechanismus gegeben werden. Es liegt mir fern zu behaupten, daß der kümmerliche Phyllitkeil der Toff-Schollen-Basis durch sein Eindringen das ganze Gebirge bis Ulten judikarisch aufgespalten habe.

schärfer auseinandergehen, dadurch in der Mittellinie eine Zerrung zustande kommt, welche durch das Absinken der Fracingo- und Palù bei Mughi-Scholle ausgeglichen worden ist.

Von den nach Ost abschwenkenden Bewegungslinien, die ich andernorts bereits kurz besprochen habe ¹⁾, wollen wir hier absehen. Wichtig für unser Thema ist jedoch die nach W abschwenkende Schar, welche die Verbindung des judikarischen mit dem lombardischen System herstellt. Die nördlichste dieser Linien läuft etwa Malè—Dimaro—Mezzana. Aus Ham m e r s Aufnahmen ersieht man deutlich, wie die ursprünglich NO—SW streichenden kristallinen Schiefer des Sulzberges einerseits dem judikarischen NNO - Streichen andererseits dem ONO-Streichen der Tonalezone einigermaßen gewaltsam angepaßt sind ²⁾. Die nächste Linie der Schar und die folgenden müssen bereits in den Adamello einschneiden. Dürfen wir diese gewaltige Eruptivmasse ohne weiters passiv in die allgemeine Tektonik einbeziehen, gegen die sehr ausdrücklich geäußerten Anschauungen der beiden hauptsächlich damit vertrauten Forscher? Ich glaube, daß man immerhin auch diese Möglichkeit durchdenken soll, damit auch sie im Felde nachgeprüft werden kann. Genau besehen richtet sich die erwähnte Ablehnung in der Hauptsache gegen eine ältere irrige Deutung von Erscheinungen, welche ganz unzweifelhaft zum Intrusionsmechanismus gehören. Es würde aber kaum eines der auf diesem Gebiete erzielten schönen Resultate davon berührt werden, wenn sich herausstellen sollte, daß der vielfach gegliederte Adamellostock nicht mehr in ganz ursprünglicher Form vor uns stünde, sondern nachträglich noch ein bißchen zurechtgerückt und der regionalen Tektonik angepaßt worden wäre. Eigentlich hat ja T r e n e r schon diesen Gedanken vorweggenommen, wenn er das gefühlsmäßige Vermuten äußerte, es schiene sowohl an der Corno als an der Rè di Castello-Masse je ein Stück abgebrochen. Er dachte dabei allerdings an Begleitumstände der Intrusion, allein daß sich eine solche Unterdrückung von kleinen Teilen tektonisch leichter durchführen läßt, liegt auf der Hand.

Nach Analogie mit den anderen Bewegungsleitlinien unseres Systems wird es sich an keiner dieser Störungen um große relative Verschiebungen der unmittelbar aneinander angrenzenden Schollen handeln, die Spuren dieses Vorganges werden nicht allzu bedeutend und wahrscheinlich in der einheitlichen Tonalitmasse nicht leicht zu entdecken sein ³⁾. Doch sind für Existenz solcher bereits jetzt An-

¹⁾ Schwinner, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1915, pag. 138.

²⁾ Hammer, Erläuterungen zur geol. Sp.-K. Blatt Cles, pag. 67, oben, zu Blatt Bormio und Tonale, pag. 40 unten, pag. 41.

³⁾ Mit dieser Erwägung fallen die Hauptargumente, welche Spitz (Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1915 zur Altersbestimmung der Adamellointrusion, pag. 227 ff.) ins Treffen geführt. Daß der Tonalit die Gallinerlinie aufzehrt, wird man nicht so ohne weiteres behaupten können, wenn eigentlich noch niemand nach einer Fortsetzung im einheitlichen Tonalit gesucht zu haben scheint. Daß der Tonalit von der Faltung „recht schonend behandelt worden ist“, ist richtig. Richtig auch daß „Makro-“ und „Mikrotektonik“ in vernünftiger Wechselbeziehung stehen müssen, gleicherweise aber auch benachbarte Dislokationen des gleichen Systems in betreff der Intensität der dynamischen Beeinflussung der Gesteine. Daher sind hier die benachbarten Kalke und Dolomite der Brenta, der Sabbionegranit etc. zu vergleichen, aber nicht die Ivreazone

haltspunkte gegeben: So hat Trener beobachtet, daß im obersten Meledriotales die Schieferung des Tonalites nicht mehr parallel dem Ostrand ist, sondern sie streicht WSW ins Massiv hinein¹⁾. In der Verlängerung liegen die von Salomon festgestellten Quetschzonen am Posso di Scarpacò²⁾ und das wäre immerhin ein Grund, im Felde nachzusehen, ob nicht ein kleinerer Ablenker der Judikarienlinie dieses verursacht. Der Tonalitgneis streicht ferner am Nambronesporn N 10° O, bei der Glasfabrik Carisolo N 55° O und dringt bis zur Osteria fontana buona ins Massiv ein. Auch weiterhin ist die V di Genova äußerst reich an basischen Konkretionen und zwischen C. di Cigolon und Mandronhütte ist die einzige Stelle, wo im Kerntonalit reichlicher Gänge auftreten. Wäre nicht die einfachste Erklärung, daß eben an der tektonischen Linie, die wir als Ostgrenze des Presanellamassivs beschrieben haben, deren Tonalit so hoch gehoben worden, daß die oben angemerkten Kennzeichen der Randzone in den Bereich der Erosion aus ihrer ursprünglichen Lage auf der Unterseite des Lakkolithes emporgebracht wurden, wozu die Quetschzonen Mandron—Brisio bestens stimmen würden³⁾.

Noch ein weiterer Gesichtspunkt wäre hervorzuheben, nämlich daß sich die heutige Oberflächengestaltung in sehr weitgehendem Umfang von der Tektonik bestimmt gezeigt hat, sofern nur beides, Tektonik und Morphologie einer Gegend hinreichend genau studiert worden ist. So ist aus unseren vorstehenden Ausführungen zum Beispiel sofort klar, daß V. Nambino und Vall' Agola beide in der ursprünglich gegebenen tektonischen Urform angelegt waren und ihre weitere Ausbildung durch die geringere Widerstandsfähigkeit der Dislokationszonen begünstigt worden ist. Gleichermäßen durch „Subsequenz“ begünstigt erscheint das Tal Giustino-Bandalors, wodurch sich leicht erklärt, warum es am weitesten von allen östlichen Seitentälern zurückgreift. Sollten die oben skizzierten Möglichkeiten einer postintrusiven, passiven Adamellotektonik sich bestätigen, so würde sich zum Beispiel die Entstehung der V. di Genova in ganz ähnlicher ungezwungener Weise erklären lassen und vielleicht würde überhaupt ein neues Licht auf die ganz eigenartige wirbelförmige Gruppierung der Käme im heutigen Bild des Adamellostockes fallen. Das ist natürlich vorläufig kein Beweis für die Richtigkeit, wohl aber scheint es mir genügend Anlaß, eine solche Eventualität im Terrain nachzuprüfen und hinreichend Anhaltspunkt, um dabei nicht gänzlich im Dunklen zu tappen.

¹⁾ Trener, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 418.

²⁾ Salomon, Adamello I., pag. 304.

³⁾ Salomon, Ibid pag. 293, 301, 303, 3 5.