

Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm.

Von **Wilhelm Hammer.**

Mit zwei Kartenskizzen (Tafel Nr. II—III) und 41 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Abseits von den vielbefahrenen Haupttälern Tirols steht an seiner westlichen Grenze das Hochgebirge des Ortler, in Form und Farbe ungleich den anderen höchsten Erhebungen des tirolischen Berglandes. In grauen, eisdurchzogenen Wänden schwingen sich unvermittelt aus den grünen Vorhöfen der Täler die Berge empor, während in den tirolischen Zentralalpen viele übereinandergereihte Stufen zu den im Hintergrund verborgenen Gipfeln hinaufführen. Die tief eingeschnittenen Täler und die aus Dolomit aufgebauten Gipfel des Ortler erinnern eher an die Westalpen.

So wie das Ortlergebirge erst in jüngster Zeit durch den Bau neuer Verkehrswege der Hochflut der sommerlichen Reisenden geöffnet wurde, so blieb es auch in der geologischen Erforschung lange ein vergessenes Gebiet.

Die ersten, welche geologische Kunde von ihm in weitere Kreise leiteten, waren die Kommissäre des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg, Trinker und Senger in den Jahren 1840—1853. Wie bei allen älteren geognostischen Untersuchungen und bei denen dieses Vereines besonders, wandte man das Augenmerk vor allem der Aufsuchung nutzbarer Stoffe zu: so beschreibt Senger die alten Schurfe auf Kupferkies, Spateisenstein und Fahlerz bei Stilfs und Gomagoi, sowie in Suldén, welche letztere durch die sagenhaften „Rößlgulden“ noch heutzutage bei den Bewohnern in lebendiger Erinnerung sind, und auch die Gipslager bei Stilfs, doch sind in der Karte jenes Vereines bereits auch die Grundzüge der Geologie des Ortler, die kristalline Basis, die auflagernden Triasmassen, der Granit von Trafoi und anderes mehr schon enthalten.

Theobald, der zehn Jahre später seine geologische Aufnahme Graubündens durchführte, kam nur bis an die Landesgrenze am Stilfserjoch und behandelt daher nur den Süd- und Westrand des Ortlerstockes. Die geologische Erforschung im Hauptteil ruhte, bis die geologische Reichsanstalt in Wien durch Guido Stache das

Gebiet aufnehmen ließ. Stache förderte die Kenntnis des Orter besonders durch die im Verein mit C. v. John durchgeführte genaue Untersuchung der Eruptivgesteine; die Gruppe der Suldenite und Ortlerite wurde von diesen beiden Forschern aufgestellt und in das System der Eruptivgesteine eingereiht. Aber auch die Klarlegung der Stratigraphie der kristallinen Schiefer ließ Stache sich angelegen sein und es ist für seine Ergebnisse bezeichnend, daß wir auch heute noch nicht wesentlich über diese hinausgekommen sind. Dagegen blieb die Tektonik fast ganz unberührt und diese zu ergründen blieb der neuesten Erforschung vorbehalten denn auch Gumbel, der von Bormio aus das Gebirge durchwanderte, wandte sich vorwiegend den stratigraphischen Fragen zu. Es ist eine ganz allgemein in der Geologie herrschende Reihenfolge in der Richtung der Forschertätigkeit und in der Natur der Sache begründet, daß zuerst die nutzbaren Mineralien, dann die Stratigraphie und zuletzt die Tektonik zum Ziele der Forschung gewählt werden.

Nachdem Stache in den siebziger Jahren seine Aufnahme vollzogen, blieb das Ortlergebiet wieder von den Geologen verlassen, bis 30 Jahre später von verschiedenen Seiten gleichzeitig an das Studium der Tektonik dieses Gebietes gegangen wurde. In den Westalpen war die neue Hypothese über den Gebirgsbau der Alpen, der Nappismus, aufgetaucht und einer der eifrigsten Vertreter derselben, P. Termier, suchte sie auf das Gebiet zwischen Veltlin und dem Brenner anzuwenden, wobei natürlich die Ortlergruppe in das Feld seiner Tätigkeit fiel: gleichzeitig wurde Fr. Frech durch seine Studien im Brennergebiet, und zwar zunächst durch stratigraphische Fragen dazu veranlaßt, die Ortlergruppe zum Vergleich heranzuziehen. Wieder ein anderer, rein tektonischer Standpunkt führte aber fast gleichzeitig auch A. Rothpletz in diese Gegend: er war durch Studien in den Hochgebirgen von West- und Ostalpen zur Annahme einer von Ost gegen West gerichteten Überschiebung letzterer über die ersteren gelangt und die Verfolgung der Randspalten, auf denen diese Gleitung vor sich gegangen sein sollte, führte ihn in das Ortlergebiet, das von der südlichen Randspalte durchschnitten wurde. Es ist gewiß ein seltener Zufall, daß ein Gebiet von drei so verschiedenen Gesichtspunkten aus gleichzeitig neu durchforscht wird, jedenfalls ein sehr günstiger Zufall wegen der unumgänglich notwendigen gegenseitigen Kritik, sowohl wegen der beabsichtigten, als auch wegen der unwillkürlichen, durch die Gegenüberstellung der Angaben und Erklärungen. Um dieselbe Zeit nun hat auch die geologische Reichsanstalt in Wien eine neuerliche Aufnahme des Gebietes angeordnet und den Schreiber dieser Zeilen damit betraut. Das amtliche und das rein wissenschaftliche Ziel dieser Neuaufnahme deckten sich: war durch die drei vorgenannten Bearbeiter ein reichliches Material an Erklärungshypothesen aufgestellt worden, so war es demgegenüber vor allem notwendig, ein möglichst reichhaltiges Material an Beobachtungen aufzubringen, denn dieses ist zur Entscheidung der streitenden Theorien notwendig und ist dasjenige, was diesen Arbeiten noch am meisten abgeht. Der amtliche Zweck der Neuaufnahme war zunächst eine genaue geologische Karte im Maßstabe 1:25.000 her-

zustellen — leider kann dieselbe nur verkleinert im Maße 1 : 75.000 gedruckt werden — und die Herstellung dieser Karte hat nun die gewünschte Fülle von Beobachtungen geliefert, welche hier vorgelegt werden. Ich habe eben wegen des Überschusses an Theorien und des Mangels an Beobachtungen diese letzteren hier in größerer Breite und Anzahl niedergelegt, als es sonst vielleicht notwendig gewesen wäre, und ich habe mich anderseits bemüht, sie möglichst von den daraus gezogenen Erklärungsversuchen zu trennen, in welchen ich zu den gegebenen Hypothesen Stellung nehme. Dabei wurde der Umkreis des untersuchten Gebietes beträchtlich erweitert gegenüber jenen Arbeiten, um einen besseren Überblick zu gewinnen.

Nachdem ich schon 1902 am Südrande des Ortlertriasgebirges Vorstudien gemacht hatte, begann ich im Sommer 1904 mit der Detailaufnahme und widmete dieser den ganzen Sommer 1905 und den Juni und Juli 1906, und auch 1907 wurden noch Ergänzungstouren unternommen. Die Karte kann leider erst in den nächsten Jahren zur Veröffentlichung kommen; ich habe diesen Mangel durch die Beigabe zahlreicher Profile, Ansichten und Kartenskizzen zu verringern gesucht.

Die Beschreibung wurde in zwangloser Weise in einer Reihe von Abschnitten eingeteilt, die bald stratigraphischen, bald tektonischen Charakter haben oder eine Vereinigung beider sind, im Anschluß an die orographische Gliederung und die geologischen Untergruppen. Die glazialen Ablagerungen sind hier außer Beschreibung geblieben: einerseits verweise ich diesbezüglich auf den Artikel in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906 über die interglaziale Breccie von Trafoi, anderseits hat dies seinen Grund darin, daß das besprochene Gebiet glazialgeologisch ganz unselbständig ist und ich deshalb beabsichtige, bei einer einheitlichen Darstellung der Glazialablagerungen des ganzen Vintschgaues das Fehlende nachzutragen.

Literaturverzeichnis.

- Senger, Ergebnisse der geognostisch-montanistischen Bereisung des Oberinntales und des Vintschgaues. Enthalten im Bericht über die Leistungen des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg im Jahre 1839, Innsbruck 1840.
- Trinker, J., Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol und Vorarlberg, Innsbruck 1853.
- Theobald, Geologische Beschreibung von Graubünden. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, II. Lief., Bern 1864.
- Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, III. Lief., Bern 1866.
- Mojsisovics, E. v., Trachytfund in den Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1865, pag. 52 und 120.
- Geologisches über die Ortlergruppe in Schanbachs Deutsche Alpen. II. Aufl., Bd. IV, pag. 59—62.
- Payer, J. v., Die Ortleralpen. Ergänzungsheft Nr. 18 zu Peterm. Mitteilungen 1867.
- Die westlichen Ortleralpen (Trafoier Gebiet). Ergänzungsheft zu Peterm. Mitteilungen, Nr. 23, 1868.
- Stache, G., Notizen aus den Tiroler Zentralalpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 221.

- Stache, G., Eruptivgesteine des Ortlergebietes und der Gebirgsgruppe des Zwölfer-
spitz im oberen Vintschgau. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 234.
— Aus dem Ortlergebiet. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 314.
— Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes. Verhandl. d.
k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 346.
— Eruptivgesteine des oberen Addagebietes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876,
pag. 357.
— Orientierungstouren im Vintschgau. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 205.
— Eruptivgesteine des Cevedalegebietes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 66.
Stache und John, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der
älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrb. d. k. k.
geol. R.-A. 1877 und 1879.
Curioni, *Geologia applicata delle provincie lombarde* 1877, pag. 79 ff.
Gümbel, C. W. v., Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und
das Ortlergebirge. Sitzungsbericht der math.-naturwissenschaftl. Klasse der
königl. bayr. Akademie der Wissenschaften. 1891, Band XXI, pag. 79 ff.
Fritzsche, M., Höhengrenzen in den Ortleralpen. Wissenschaftliche Veröffent-
lichung des Vereines für Erdkunde in Leipzig, 1895.
Hammer, W., Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebbru bei
Bormio. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 320 ff.
Blaas, J., Geologischer Führer für die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck
1902.
Diener, C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien und Leipzig
1903.
Termier, P., Les Alpes entre le Brenner et la valtelline. Bulletin de la soc. geol.
de France, 4. série, Tome V, 1905, pag. 209 ff.
Frech, Fr., Über den Gebirgshau der Tiroler Zentralalpen, mit besonderer Rück-
sicht auf den Brenner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des
Deutschen und österr. Alpenvereines. II. Band, Heft 1, 1905.
Rothpletz, A., Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung und Herkunft der
rhätischen Schubmasse. München 1905.
Hammer, W., Eine interglaziale Breccie im Trafoier Tal (Tirol). Verhandl. d.
k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 71 ff.
— Vorläufige Mitteilung über die Nenaufnahme der Ortlergruppe. Verhandl. d.,
k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 174 ff.
— Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906,
pag. 497 ff.
Schlagintweit, O., Die tektonischen Verhältnisse in den Bergen zwischen Livigno,
Bormio und St. Maria im Münstertal. Inauguraldissertation. München, Hofbuch-
druckerei Wolf & Sohn, 1907.

Karten.

- Geognostisch-montanistische Karte von Tirol und Vorarlberg. Heraus-
gegeben vom geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg,
1852.
Hauer, Geologische Karte von Tirol, 1858.
Geologische Karte der Schweiz im Maßstab 1:100.000, Blatt XV und XX,
1866.
Blaas, Geologische Karte von Tirol und Vorarlberg 1:500.000 in
Blaas' geologischem Führer (siehe oben), 1902.

Geographische Karten.

- Spezialkarte der österr.-ung. Monarchie 1:75.000, Blatt Glurns—Ortler (Zone 19,
Kol. III) und Bormio—Tonale (Zone 20, Kol. III).
Spezialkarte der Ortlergruppe. Herausgegeben vom Deutschen und österr. Alpen-
verein, 1:50.000.
Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried-Atlas). Blatt 429 und 429 b (1:50.000).

Der kristalline Sockel des Ortler und der Gomagoier Granit.

Blickt man von den Gehängen östlich ober Sulden zum Ortler hinüber, so sieht man die hohen grauen, weißgestriemten Wände des Ortler auf einem breiten, weit vorspringenden Sockel begrünter Höhen aufruhend. Diese erheben sich bis zu 2700 *m*, gegen Norden an Höhe stark verlierend. Petrographisch und geologisch sind sie die Fortsetzung der kristallinen Masse der Laaser Gruppe.

Der Quarzphyllit, welcher an der Vorderen Schöntaufspitze ansteht, setzt sich über die Legerwand zum Hinteren Grat hinüber fort. Er bildet einerseits den Fuß des Scheibenkopfes und breitet sich anderseits am Hinteren Gratspitz (Punkt 2799 *m*) aus. Dazwischen liegt ein etwa 500 *m* mächtiges Lager von sehr stark geschiefertem Augengneis mit kleinen, flachen Feldspatäugen und über dem Phyllit des Hinteren Gratspitzes folgt dann jene Profilreihe, welche später (Fig. 23) beschrieben wird. Am Kuhberg ober St. Gertraud sind im Waldgehänge nur sehr wenig Aufschlüsse von anstehendem Gestein — ein großer Teil des Gehänges ist von Moränenmaterial überschüttet und überdies ist der Hang sehr dicht überwachsen. Diese wenigen Aufschlüsse lassen erkennen, daß entsprechend dem Phyllitgneis an der gegenüberliegenden Talseite auch hier noch dieser ansteht; ober der Waldgrenze aber geht er am Kamm in Phyllit über, der in fast schwebender Lagerung den darüber folgenden Augengneis unterteuft. Der Augengneis ist gleich ausgebildet wie der am Scheibenkopf und wird gleich von den Phylliten der Serizitschiefergruppe überlagert. Der Zusammenhang des Kuhbergprofils mit dem vom Hinteren Grat ist unklar; bei letzterem liegen die Phyllite schon am Fuß, also bei 1900 *m*, bei ersterem beginnen sie erst in ungefähr 2400 *m* Höhe. Das Augengneislager am Kuhberg scheint nicht die Fortsetzung desjenigen vom Scheibenkopf zu sein, sondern findet, der Lagerung nach zu schließen, in dem Lager seine Fortsetzung, welches am Nordhang des Hinteren Grates, über den Scheibenböden und dicht unter dem südlichen Teil des End-der-Weltferners ansteht. Das Augengneislager des Scheibenkopfes zeigt NS-Streichen und im unteren Teil steiles, im oberen flacheres W-Fallen; die Lagerung der liegenden Phyllite ist unsicher und demnach würden diese Phyllite und wohl auch der Augengneis unter den Moränenhängen austreichen und unter den Phyllitgneis des Kuhberges einfallen, ein Einfallen, wie es auch an dem gegenüberliegenden Talhang oder dem Suldenhotel vorzuliegen scheint, aber wegen ebensolch schlechter Aufgeschlossenheit und Moränenüberdeckung nicht sicherzustellen ist.

Vom End-der-Weltferner und seinem Moräental nordwärts zeigt der kristalline Sockel des Hochleitenkammes an seiner Basis Phyllitgneis und darüber ein geschlossenes Lager von Augengneis bis zu den den Triasdolomit unterteufenden Serizitphylliten hinauf. Gumbel macht hier in seinem Profil des Marlrückens mehrere Unterabteilungen, welche in den verschiedenen Abarten des Augengneises begründet sind: bald zeigt dieser stärkere Druckschieferung und nimmt dann

unter Verlust der Augen ein phyllitisches oder schiefergneisähnliches Aussehen an, bald tritt der Augengneischarakter deutlich hervor. Ähnliche Schwankungen sind auch am Kuhberg und an allen Stellen, wo Augengneislager stärkerem Druck unterworfen waren, vorhanden, und ich habe dieselben wegen ihrer Unbeständigkeit im Profil und in der Karte nicht ausgeschieden; geologisch und genetisch bilden sie ein geschlossenes Lager. Am Marltrücken liegen bei dem Signal über dem Augengneis Schiefer, die eher noch zum Quarzphyllit zu stellen sind und nicht zu den Serizitphylliten; am Mutberg liegen diese letzteren direkt auf dem Granitgneis und nördlich davon sind auch die Schiefer der Serizitphyllitgruppe nicht mehr vorhanden und die Rauhwacke transgrediert über dem Augengneis. Am Marltrücken liegen die Augengneise noch ähnlich wie am Kuhberg in ganz flacher Lagerung, nördlich der Querverwerfung am Mutberg zeigen sie OW-Streichen und steiles S-Fallen und diese steile Lagerung hält in dem ganzen nördlichen Teil an. Das Streichen ist OW, an der Basis im Zoppgraben NO—SW, dem Streichen der Schichten folgend sinkt die Grenze des Phyllitgneises und des Augengneises nördlich des Mutberges gegen die Talsohle herab, welche sie am Ausgang des Zoppgrabens erreicht.

Schließlich schneidet die Zumpanelllinie die ganze Augengneismasse ab.

Wir ersehen aus den obigen Angaben, daß dieser Sockel nur ein durch das Suldental aus der Laaser Gruppe herausgeschnittener Teil dieser ist; die Gesteine sind die gleichen und die Lagerung die Fortsetzung der an den gegenüberliegenden Talhängen. Besonders am nördlichen Teil des Sockels sieht man aber auch, daß die Tektonik des Sockels abweichend und unabhängig ist von der der auflagernden Trias.

Nördlich der Zumpanelllinie sitzt die Trias als eine Kuppe auf dem höchsten Teil des Zumpanellberges; die ganze Hauptmasse des Bergklotzes in dem Zwiesel von Suldental und Trafoital gehört zum „Sockel“. Den felsigen steilen Nordabhang des Berges nimmt eine große Granitmasse ein; steil daran lehnen sich an seinem Südrande kristalline Schiefer, als Unterlage jener Triaskappe. (Siehe Profil Fig. 24.)

Diese Schiefer sind in dem Graben an der NW-Seite des Hochleitenspitz den Phyllitgneisen gleich, welche von der Stilfser Jochstraße ober Trafoi angeschnitten werden: quarzitisches, rostiges Schiefergneis; auch gegenüber Außerhof, unter der Schäferhütte haben sie noch diesen Charakter; am Ausgang dieses Grabens steht auch Quarzit an. Ober der Schäferhütte, dann an der Nordseite des Zumpanell und am ganzen Osthang (Suldental) zeichnen sich diese Schiefer durch den sehr starken Muskovitgehalt aus unter Annahme phyllitähnlicher Struktur, wobei auf den Spaltflächen oft einzelne besonders große Muskovitblättchen hervortreten. Unter dem Mikroskop ergeben sich als Bestandteile bei den stark phyllitischen Formen Muskovit und Quarz und nur akzessorisch Feldspat, bei den mehr gneisigen ist auch etwas mehr Feldspat vorhanden. Der makro- und mikroskopische Habitus und gerade auch dieses Übergehen in reine Phyllite erinnern

sehr an die Laaser Glimmerschiefer, als deren letzte Vertreter diese Schiefer hier betrachtet werden könnten, durch ihren Zusammenhang mit den Phyllitgneisen des Trafoier Tales wieder die in der Laaser Gruppe gefundene teilweise Äquivalenz mit diesen bekundend. Am Nordeck des Zumpanell ist auch etwas Chloritschiefer darin eingelagert.

Das Streichen der Schiefer am Zumpanell schwankt um die OW-Richtung, das Fallen ist fast durchweg steil gegen S gerichtet, die Quarzite gegenüber Ausseehof passen sich mit ihren NS-Streichen bei saigerer Stellung dem Verlauf der Trafoier Linie an. Im tieferen Gehänge der Trafoier Seite ist ein sehr steiles Einfallen unter den Granit hinein zu bemerken.

Diese Schiefer umlagern eine schon seit alter Zeit bekannte Granitmasse. Sie ist schon auf der Karte des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg vom Jahre 1852 verzeichnet und Stache¹⁾ hat sie bei seinen Aufnahmen wieder gefunden, als Trafoier Granit beschrieben und in seine Gruppe der Haplophyre eingereiht. Termier und Frech erwähnen ihn auch, ebenso Rothpletz. Seine Bekanntheit verdankt er zu gutem Teil dem Umstand, daß er das Material für die Mauern und Wehrsteine der Stilfser Jochstraße liefert, neben der er auch ansteht. Ich benenne ihn hier **Gomagoier Granit**, weil dieser Ortsname besser die Lage bezeichnet: der Granit bildet den steilen Berg, der sich südlich über Gomagoi erhebt, während Trafoi ein gut Stück davon entfernt liegt und dort andere (geschieferte) Granite anstehen.

Der typische Gomagoier Granit bricht in massigen Blöcken, ist schwach schiefbrig oder flaserig und hat eine der porphyrischen sich nähernde Struktur: weiße oder schwachgrünliche Feldspäte treten als Einsprenglinge hervor und erreichen stellenweise eine Länge von 2 cm. Die Einsprenglingsfeldspäte neigen zur Idiomorphie und sind nicht wie bei den Angelusaugengneisen alle parallel eingeordnet, sondern weichen oft davon ab. Charakteristisch für den Anblick des Gesteins ist der blaugrüne Quarz, wegen dem Stache das Gestein als „blauen Trafoier Granit“ bezeichnet hat. Auf den Schieferungsflächen breiten sich grünliche serizitische Flecken aus; durch das ganze Gestein verstreut sind kleine Biotitblättchen, die oft auch quer zur Schieferung gestellt sind.

U. d. M. ist die porphyrische Struktur oft auch noch angedeutet durch die idiomorphen Feldspäte und die Zwischenklemmungsmasse von Quarz. Stache nannte diese Struktur im Übergang von der granitischen zur porphyrischen haplophyrisch. Andere Schiffe zeigen ausgeprägte Druckschieferung mit strähnartiger Ausquetschung einzelner Bestandteile. Die Feldspäte sind teils Kalifeldspat und dabei häufig Perthit, teils ein Plagioklas, der nach der symmetrischen Auslöschungsschiefe und den Lichtbrechungsverhältnissen in die Oligoklas-Andesinreihe gehört. Meistens sind die Feldspäte so dicht erfüllt von Zoisit, Epidot und Glimmer, daß eine nähere Bestimmung nicht mehr durchführbar ist. Der Quarz erscheint in Aggregaten, die

¹⁾ Stache u. John, Ältere Eruptiv- u. Massengesteine etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 189, und Stache, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1873, pag. 223.

bei den nicht schieferigen Formen gröberes Korn besitzen und nach Art einer Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspäten sitzen, während sie bei den geschieferten feinkörnig sind und in Strähne und Flasern ausgezogen. Der Glimmerbestandteil ist Biotit; Muskovit dürfte als primärer Bestandteil nicht vorhanden sein. Aus Biotit hervorgegangener Chlorit ist nicht selten.

Am südlichen Rande gegen die Schiefer zu wird der Granit vollständig schuppig-schieferig, stellenweise besitzt er auch lineare Textur; die Feldspate treten nur noch als kleine flache Linsen oder Flasern hervor. Diese Abarten enthalten bedeutend mehr Biotit als in dem zentralen Teil und außerdem grüne Hornblende in geringer Menge. Sie führen auch in bemerkenswerter Menge Titanit, in den für die Amphibolite charakteristischen kleinen, weckenförmigen Kriställchen. Dieses hornblendehaltige Randgestein erinnert an das Vorkommen analoger basischerer, dunklerer Randfazies bei benachbarten Granitstöcken, so beim Kuppelwieser Granit, Verdignana-Granit u. a.

In einem Teil des Granits findet man kleine Schollen und eckig begrenzte, bandartig gestreckte Partien eines dichten grünen Gesteins eingeschlossen, das u. d. M. als ein feinkörniger Biotitschiefer erscheint. Die Abgrenzung gegen den Granit ist größtenteils scharf, nur an einzelnen Stellen greifen einzelne Körner des Granits in den Schiefer ein. Irgendwelche Kontaktstrukturen sind am Einschluß nicht entwickelt, die Struktur ist die der Kristallisationsschieferung. Das Vorkommen von eckigen Schieferstücken im Granit erwähnt bereits Rothpletz. In einem Wehrstein an der Straße fand ich einen rundlichen Einschluß, der mehr das Aussehen einer basischen Konkretion besaß. Leider konnte ich kein Stück davon gewinnen. Dagegen liegt in der Dünnschliffsammlung der Reichsanstalt ein Schliff Staches mit der Bezeichnung: „Ausscheidung im Trafoier Granit“. Dieser Schliff zeigt ein Gestein von körniger Struktur, bestehend aus ziemlich kleinen idiomorphen Feldspäten, vielen großen Biotitschuppen, viel grüner Hornblende (Zwillinge vielfach) und Quarz als Zwischenklemmungsmasse und akzessorischem Apatit, ein Gestein also, das wohl einer basischen Konkretion entsprechen dürfte.

Jene als typisch bezeichneten Formen stehen über der zweiten Straßenbrücke (von Gomagoi aus gezählt) an und sind durchs Gehänge hinauf bis zum Weg, der von Gomagoi zur Payer-Hütte führt, zu verfolgen. An diesem trifft man sie bei 1700 m zuerst und sie setzen die Wände über den Schutthalden zusammen. Im südlichen Teil dieser Wände kommen dann die schieferigen, hornblendehaltigen Gesteine zutage. Unterhalb des typischen Granits steht am genannten Steig ein biotithaltiger Augengneis an, der in den Granit übergeht; aus dieser Übergangszone sind die oben beschriebenen Bruchstücke des dichten grünen Schiefers. Dieser Augengneis wird von sehr flach liegenden Quarzitbänken unterlagert, die wiederum an saiger stehenden, NO streichenden Phyllitgneis im Norden angrenzen und unter diesem geringmächtigen Schiefergneis liegt flaseriger Muskovitgranitgneis, der zur Reihe der Angelusgneise und der Trafoier Orthogneise gehört.

Der ganze Berg ober jenem Quarzitstreifen bis 2100 m Höhe hinauf und über die Nordkante des Zumpanell hinüber bis hinab zum

Garfaunhof in Außersulden besteht aus Granit. Ich durchstieg diesen westlichen Teil an zwei Stellen bis zum hangenden Schiefer; einerseits durch die enge Felsgasse, welche vom Beginne des Goma oder Payer-Hüttenweges gerade empor zum Nordeck des Zumpanell führt und anderseits durch die Felsschlucht, welche vom Zumpanell zum Garfaunhof hinabzieht. Beiderorts fand ich typischen Granit, ebenso auch an den Wandstufen außerhalb Garfaun, über der Suldenstraße. Daneben aber treten auch die biotithaltigen Augengneise auf und außerdem beobachtete ich im untersten Teil jener Felsgasse vielfach aplitische Gesteine (Gänge?). Die ganze Masse vom Trafoier- bis zum Suldenbach macht aber durchaus den Eindruck einer einheitlichen, zusammenhängenden Eruptivmasse und eine Aufteilung in eigentliche Granite und Augengneise ist nicht durchführbar. Anderseits wird durch das starke Auftreten der Augengneise, besonders in der Garfauner Schlucht eine weitgehende Annäherung an die Angelusaugengneise hervorgerufen.

Der typische Gomagoier Granit ist deutlich verschieden von diesen. Abgesehen davon, daß er wenig schieferig ist, ja oft ganz granitporphyrische Struktur besitzt, so ist er auch seinem Mineralbestand nach verschieden: er enthält mehr Plagioklas und mehr Biotit als jener, außerdem teilweise auch Hornblende und ist ärmer an Quarz, im ganzen also etwas basischer als der Angelusgneis. Die biotithaltigen Augengneise bilden aber einen Übergang zu den Angelusgneisen.

Der Gomagoier Granit ist demnach so sehr durch Übergänge mit dem Angelusgneis verbunden und petrographisch verwandt, daß er geologisch und genetisch diesem angereiht werden kann, womit auch die Gleichheit der Lagerungsverhältnisse übereinstimmt.

Es wäre hier am Platz, die kristallinen Vorhöfen im Zebrutal und bei Bormio zu schildern. Ich habe über diesen kristallinen Zug seit meinen Studien im Jahre 1902 keine neuen Detailuntersuchungen mehr gemacht und wiederhole nur das Ergebnis der damaligen Arbeit: Von Bormio bis in das Zebrutal streicht südlich der Zebrulinie ein flacher Sattel aus Phyllit (siehe die Profile Fig. 2), der dem Quarzphyllit der Laaser Gruppe entspricht; ich nannte ihn 1902 Kalkphyllit wegen der Einlagerung der Kalke im oberen Martelltal, ziehe aber jetzt nach Abschluß der Aufnahmen in der Laaser Gruppe die Bezeichnung Quarzphyllit vor, in Übereinstimmung mit Stache. Im Hangenden führen diese Phyllite quarzitisches Schiefer, Feldspatphyllite und Grünschiefer. Zu oberst liegen rötliche Muskovitquarzitschiefer, die direkt von Verrucanö — im Uzzatal von dem Gips, sonst von den serizitischen Schiefern — überlagert werden. (Bezüglich des Verrucano sei auf das nächste Kapitel verwiesen.)

Dieser Phyllitsattel wird vom Zebrubach angeschnitten. Von der Baita del pastore talaufwärts fallen die Phyllite dagegen durchweg nach Süden; in dem Profil über Pale rosse (Profil Fig. 15) zum Zebrupaß sieht man sie an der Bruchlinie nahezu saiger aufgerichtet, während gegen den Zebrupaß zu die Neigung immer geringer wird, um schließlich in jene flachliegenden Schichten überzugehen, welche den Confinalekamm aufbauen. An diesem treten von der Cima del Forno bis zum Monte Confiale wieder die Grünschiefer zutage und die Muskovitquarzit-

schiefer. Außerdem ist der ganze Kamm ebenso wie die Pale rosse und deren Umgebung von Porphyritgängen durchspickt.

Gruppe der serizitischen Schiefer; Gips und Rauhwacke.

Zwischen die älteren kristallinen Schiefer und die Ortlertrias schiebt sich überall, wo nicht tektonische Vorgänge sie ausgeschaltet haben, diese Schichtgruppe ein, vielfach allerdings nur in teilweiser Entfaltung ihrer Gesteine.

Die serizithältigen Schiefer zeigen alle Abstufungen von reinen Serizitschiefern bis zu serizitführenden Phylliten, die sich nur wenig mehr vom Quarzphyllit unterscheiden. Die Serizitschiefer von Val Uzza sind lichte, blaßgrüne, feinschuppige Serizitschiefer; stellenweise enthalten sie größere Knauern und Lagen von Quarz oder sie nähern sich durch fein verteilten größeren Quarzgehalt und bessere Ausbildung der Muskovitequarzreichen Muskovitschiefern. Einen Übergang von den reinen Serizitschiefern zu den mehr verbreiteten Serizitphylliten bilden die Schiefer vom Weißen Knott ober Trafoi. Es sind teils noch feinschuppig-dünnschiefrige Serizitschiefer, in denen kleine rundliche Quarzkörner eingebettet sind, teils nähern sie sich durch die großen Quarzfasern und Knoten und Muskovithäutchen auf den welligen Schichtflächen dem Quarzphyllit. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sie nur Quarz und Muskovit als Hauptbestandteil führen; Feldspat fehlt. Vom Übergrimm nordwärts bis gegen Prad herrschen die Serizitphyllite. Es sind grünlichgraue bis stahlgraue, feinschiefrige, silberglänzende, blättrige, quarzarme Gesteine. Nur ganz untergeordnet beobachtet man reinere Serizitschiefer in ihnen; so am Tramontanbach oberhalb Stilfs, an welcher Stelle auch Gipsausblühungen auftreten. Bei Platz und an der Reichsstraße unterhalb der Stilfser Brücke liegen in ihnen Albitchloritschiefer.

An dem genannten Tramontanbach liegen oberhalb der oben angeführten Serizitschiefer an einer größeren Talverzweigung grauer Bänderkalk, Kalkglimmerschiefer, Marmor und stark graphithaltiger Kalkglimmerschiefer — alle zusammen 5—10 m mächtig — anscheinend im Serizitphyllit; doch ist es nicht ganz sicher, ob diese normalerweise in den Phylliten liegen, da etwas bachabwärts ein sehr gequältes, zertrümmertes Gestein (Muskovitgranitgneis?) als Anzei-
nung tektonischer Störung vorliegt.

Wo an der Suldener Seite in diesem Horizont Phyllite entwickelt sind, tragen sie einen Übergangscharakter zwischen Quarzphyllit und Serizitphyllit. Am Kuhberg sind sie mehr quarzphyllitähnlich, während am Hinteren Grat eigentliche feinblättrige Serizitphyllite anstehen. Diese sowohl, wie besonders auch die bei der Tabarettahütte enthalten häufig Butzen von Brauneisenstein und Fasern von gelbem, eisenhaltigem Dolomit; Gumbel hat die Butzen analysiert, sowie auch die Serizitschiefer selbst. Die Serizitphyllite am Hinteren Grat, am Kuhberg, sowie an anderen Orten enthalten in Menge Pyritkriställchen und durch die Zersetzungsprodukte der Erze bekommen diese Schiefer an vielen Stellen ein rostfleckiges Äußere. Auch die

mikroskopische Untersuchung bei den Serizitschiefern des Weißen Knott ergab einen sehr starken Erzgehalt.

Eine wegen der Altersbestimmung wichtige Ausbildungsform der Serizitschiefer ist die, welche an der Südseite des Kristallokammes stellenweise auftritt: Am Fuße der Wände unter Passo del Ables, wo der von der Alpe Solaz heraufziehende breite Rücken endet, liegt Blockwerk eines grünen arkosenähnlichen Gesteins mit deutlichen Quarzgeröllen darin an: ein Gestein, das vollständig dem Verrucano des Engadin und Münstertales entspricht. Da die Blöcke nicht aus den nur aus Dolomit und Kalken bestehenden Steilhängen darüber herabgeköllert sein können, so steht das Gestein jedenfalls hier an, nachdem auch eine glaziale Zufuhr etwa durch den alten Zebbugletscher nicht stattgefunden haben kann. Diese petrographische Gleichheit wiederholt sich auch im Uzzatal, wo am Fuße der Wände unter Passo Pedranzini an dem zur Alpe Reit absinkenden Rücken serizitisch-quarzitische Schiefer anstehen, deren Farbe fleckenweise zwischen grün und violett wechselt, eine Gesteinsart, die für den Verrucano des Münstertales typisch ist. Auch die weißlichgrünen serizitischen Schiefer ober den alten Bädern von Bormio tragen durchaus den Verrucanocharakter zur Schau und bilden den Übergang zu den lichtgrünen Serizitschiefern der Uzzagräben. In Gesellschaft der Verrucano-schiefer vom Uzzatal treten meistens auch in geringer Mächtigkeit stahlgraue feinblättrige Phyllite auf.

Infolge ihrer Gesteinsähnlichkeit haben denn auch schon Gumbel und Theobald die Serizitschiefer als Verrucano angesprochen; Stache rechnet sie zusammen mit den darunterliegenden Quarzitschiefern zur Abteilung „Grünschiefer und Grünwacken“ seiner „inneralpinen Grauwackenformation“, welche er dem Verrucano Theobalds gleichstellt. In ähnlicher Weise bezeichnet auch Frech das Alter dieser Schichten als „Dyas oder? Untertrias“ und ich schließe mich dieser Einreihung der Serizitschiefer zum Verrucano an.

In engem Verband mit diesen Schieferen treten nun auch Rauh- wacke und Gips auf.

Die Rauh- wacke ist von gelber Farbe und typisch zelliger Struktur. An ihrer Stelle erscheint an manchen Stellen im Zoppgraben, am Kuhberg und anderen Orten ein brecciöser gelber Dolomit oder Kalk. Bei dem im Zoppgraben sind die Dolomitstückchen in weiße Dolomit- asche zerfallen und durch Wegschaffung dieser geht er in Rauh- wacke über. Bei Bodenhof im Suldental dagegen ist ein gelber dünn- schichtiger Dolomit vorhanden, aus welchem ohne Zertrümmerung des Gesteins bei intakter dünn- schichtiger Struktur zellige Hohlräume herauswittern (nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Innern des Gesteins), so daß ein eigentlicher Zellendolomit vorliegt. Durch fortschreitende Vermehrung der Zellen geht auch er in Rauh- wacke über. Am Nordrand des Zoppgrabens liegt unter der Rauh- wacke ein weißlich verwitternder, feinkörniger lichter Kalk, von dem aber nicht sicher ist, ob er nicht in gestörter Lagerung ansteht. Nördlich des Zoppgrabens liegt zwischen Rauh- wacke und Granitgneis ein gelblich- braun verwitternder lichter Dolomit, teilweise stark kristallin. Er entspricht dem Eisendolomit, der im abgesunkenen Flügel

der Zumpanellverwerfung an der Suldener Seite unter den Basisschichten der Trias ansteht. Dieser ist von marmorartiger kristalliner Struktur, dunkelgrau im frischen Bruch, braun an der Verwitterungsfläche, von massigem Bruch; Nester und dicke Adern von großspätigem Kalzit durchziehen ihn. Er bildet hier allein den Vertreter dieser Gruppe, Rauhwacke und Serizitschiefer fehlen. Dieses Gestein führt über zu einer weiteren Ausbildungsform dieses Horizonts; an der Nordseite des Übergrimm im Platzer Tal steht an der Grenze von Serizitphyllit und Ortlerdolomit ein ganz lichtgrauer Dolomit an, der viel kleine Pyritkriställchen enthält und — durch eine kleine Schuttrinne getrennt — unmittelbar am Serizitphyllit, das heißt, etwas unter demselben ein weißer, sehr erzeicher, gebankter Dolomit, teilweise ganz von großspätiger Struktur. Ein ähnlicher weißer, erzführender, kristalliner, dolomitischer Kalk steht auch unter dem Weißen Knott (in Begleitung von Rauhwacke) und an dem Felsköpfchen gegenüber Trafoi in analoger Lagerung an, und das großspätige weißlich-gelbe Karbonatgestein findet sich (ohne Erzführung) an verschiedenen Stellen in diesem Niveau wieder, so am Hinteren Grat, am Stiereckkamm, an der anderen Talseite des Platzer Tales gleich hinter Platz, am unteren Ende des Grabens, der gegenüber Trafoi von der Nordwestseite des Hochleitenspitz herabkommt usw.

In diesem Horizont tritt dann oft Gips auf. Das Vorkommen im Val Uzza ist schon seit Theobald bekannt; weitere Gipslager sind: am unteren Ende des Grabens, der von der Nordwestseite des Hochleitenspitz herabkommend gegenüber Trafoi ausmündet, am Kleinboden, am Übergrimm und bei Stilfs. Das Lager an der Westseite des Übergrimm ist auf eine Erstreckung von 500 m erschlossen bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 m. Da es aber wahrscheinlich mit den kleinen Gipsaufschlüssen am Kleinboden zusammenhängt, dürfte es eine Länge von mindestens 1 km besitzen. Das größere der zwei Lager im Val Uzza ist auf 1.5 km aufgeschlossen bei größerer Mächtigkeit wie das am Übergrimm. Zwei kleine Gipslager kommen bei Stilfs zutage, das eine mitten in den Äckern unterhalb von Pasch, das andere unterhalb des Dorfes nahe am Suldener Bach. Ausblühungen von Gips treten in den Serizitschiefern bei Prad¹⁾ und bei Stilfs gelegentlich auf. Der Gips aller jener Lager ist dicht und von rein weißer Farbe; am Übergrimm sehr blaßrötlich.

Ein Umstand, der für die Entstehung der Rauhwacken von Bedeutung, ist der, daß sie an manchen Stellen Bruchstücke fremder Gesteine enthalten. Bei der Schaubachhütte, an der ganzen Suldener Basis (mit Ausnahme des Kuhberges und Marltrückens) sowie am Übergrimm und Weißen Knott enthält die Rauhwacke kleine Stückchen der darunter anstehenden Serizitphyllite, oder seltener (zum Beispiel am Furkelbach) von Granitgneis, an manchen Stellen in beträchtlicher Menge, zum Beispiel bei der Schaubachhütte. Am Furkelbach enthält sie auch Bruchstücke von dunkelgrauem weißadrigem Dolomit und am Weißen Knott solche des erzführenden weißen Dolomits. Am Über-

¹⁾ Siehe Beschreibung der Laaser Gruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, Heft 3 u. 4.

grimm geht sie in einen dunkelgrauen stark zerklüfteten Dolomit über und enthält in seiner Nähe vorwiegend Stücke solchen Dolomits; entfernter davon nur Bruchstücke des Serizitphyllits, dabei ist aber wichtig zu bemerken, daß hier die Rauhacke zwischen Gips und Ortlerdolomit liegt, also nicht an die Serizitphyllite grenzt.

Die Rauhacken des Ortlergebirges sind also mit Gips eng vergesellschaftet und nehmen mit diesem zusammen ein bestimmtes gleichbleibendes Niveau in der Schichtfolge ein. Sie sind demnach nicht rein tektonische Bildungen (Mylonite, Reibungsbreccien), sondern primäre, sedimentäre Bildungen. Ihre jetzige Rauhackenstruktur haben sie aber erst durch Umwandlung aus einem Dolomit erfahren. Dieser wandelt sich teilweise durch das Zwischenstadium des Zellen-dolomits auf rein chemisch-physikalischem Wege in Rauhacke um (Bodenhof), oder er wird auf mechanischem Wege, durch Druck und Zertrümmerung zu einer Breccie und diese dann zur Rauhacke. In beiden Fällen dürfte ein Kalk (Dolomit) von besonderer Struktur vorliegen, im ersteren Falle sicher; bei der aus Dolomitsbreccien hervorgegangenen, wie an der Suldener Basis des Ortler, ist es wohl der Druck der über 1000 m mächtigen Dolomitmassen, die darüber lasten, welche die Zerstörung der geringmächtigen, teilweise mit gleitfähigen Serizitphylliten in Verbindung stehenden Dolomitbank bewirken. Es sind aber andere Fälle, wo irgendwelche besondere Druck- oder Spannungsverhältnisse fehlen dürften, und wo auf eine zu dieser Umformung besonders geeignete Struktur des Gesteins geschlossen werden kann. So bei den Rauhacken am Übergrimm; auch die Rauhacken, die in den Raibler Schichten der Nordalpen vorkommen, liegen manchmal als einzelne Bänke zwischen intakten Kalk- oder Sandsteinlagen, so daß keine stärkere Inanspruchnahme der dadurch zu Rauhacke gewordenen Bank eingetreten sein kann als bei den anderen nicht zertrümmerten Gesteinen. Wo die Rauhacken in Berührung mit Gips stehen, kann durch die Auslaugung und Zusammenpressung des Gipslayers die mechanische Umformung der Rauhacke hervorgerufen worden sein.

Anderseits fehlt gerade an Stellen starker Störungen eine entsprechend stärkere Entwicklung der Rauhacke, zum Beispiel am Kuhberg.

In den Salzseen der Wüstenregionen setzt sich neben Steinsalz und Gips auch Kalk ab, der nach den Darstellungen Russels¹⁾ und Gilberts²⁾ aus dem Salzsee von Utah eine eigenartige, oft poröse Struktur besitzt. Ähnliche Karbonatablagerungen mögen es sein, die in den Rauhacken des Ortler vorliegen; die Schieferbruchstücke können sowohl schon bei der Ablagerung hineingeschwemmt worden sein oder sie sind bei der Zertrümmerung der Karbonatbänke in diese hineingepreßt worden. Letzteres hat mehr Wahrscheinlichkeit für sich wegen der ebenfalls in der Rauhacke liegenden Brocken von dunkelgrauem Dolomit, die nur aus dem Hangenden der Rauhacke stammen können.

¹⁾ Russel, Ann. Rep. U. S. G. Survey 1881—82, pag. 189 ff.

²⁾ J. K. Gilbert, Lake Bonneville, Monogr. I. U. S. G. Survey 1890.

Ganz gleiche Eigenschaften (Übergänge in Dolomit, Urgebirgsfragmente etc.), wie die Ortlerrauhwacke sie besitzt, beschreibt Zöppritz¹⁾ von den Rauhwacken im Oberengadin, deren Entstehung er auch mit Auslaugungsvorgängen und Gebirgsdruckwirkung an salinaren, stratigraphisch immer demselben Horizont angehörigen Gesteinen zurückführt.

Im Trafoier und Suldental liegt überall die Rauhwacke, beziehungsweise der Gips im Hangenden der Serizitphyllite, an der Basis der Trias; an der Nord- und Ostseite des Hochleitenspitz fehlen die Serizitphyllite und die Rauhwacke transgrediert auf den Gneisen.

Im Zembrutal und Val Uzza stellte ich 1902 fest, daß Gips und Rauhwacke noch von Serizitschiefern überlagert werden, woraus ich auf eine Einreihung dieses Horizonts in die Serizitschiefer schloß. Ich habe 1907 diese Plätze nochmals besucht und weitere auch damals noch nicht untersuchte Gräben aufgesucht. Die Richtigkeit der früheren Beobachtungen wurde bestätigt, außerdem aber noch neue hinzugefügt.

Tatsächlich liegt im ganzen Quellengebiet des Val Uzza unmittelbar auf den quarzitischen Schiefern, welche die hangendsten Teile des Phyllits einnehmen, das mächtige Gipslager, welches quer über den ganzen Talhintergrund streicht. Über dem Gips liegen dann unmittelbar stahlgraue Phyllite und die Serizitschiefer; über diesen liegt aber in den östlichen Ursprungsgräben dicht unter den Wänden ein zweites kleineres Gipslager (Fig. 1). Über ihm liegt ein gelber rauhwackiger Kalk und darüber bauen sich unmittelbar die Triasdolomitwände auf. Diesem zweiten Gipslager entspricht unter Passo Pedranzini ein dürftiger Rest von Rauhwacke, über dem aber dort noch Verrucano-schiefer liegen, und in ganz ähnlicher Weise wird auch östlich von Val Uzza, unter dem Passo dell'Ables, die Rauhwacke noch von Phylliten überlagert. Gegenüber Baita di Campo liegt die Rauhwacke zwischen Muskovitquarzitschiefer und Triasdolomit, die Serizitschiefer fehlen hier ganz, ebenso im obersten Val Zebbru.

Wie in der tektonischen Darstellung näher ausgeführt werden wird, liegt an der Südseite des Ortler diese Schichtgruppe aber durchweg an einer Bruchlinie, die im einzelnen von einer Menge kleiner komplizierter Störungen begleitet wird, so daß dieses Gebiet für die Aufstellung eines Normalprofils in dieser Schichtgruppe kaum verwendbar ist. Die Verdoppelung der Gipslager dürfte wohl sehr wahrscheinlich auf tektonische Vorgänge zurückzuführen sein, ob aber die Schiefer über dem Gips und der Rauhwacke durchweg durch eine Verwerfung oder Überschiebung in diese Lage gerückt worden sind, bleibt fraglich.

Der Umstand, daß in den weniger oder nicht gestörten Schichtfolgen an der Nordseite des Ortler die Rauhwacke immer im Hangenden der Serizitschiefer auftritt, spricht eher dafür, daß diese tatsächlich normalerweise das Hangende bilden, was mit den Schicht-

¹⁾ Zöppritz, Geologische Untersuchungen im Oberengadin. Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg. Bd. XVI., 1906, pag. 184 ff.

Fig. 1.



Östliche Hälfte des Ursprungsgebietes des Val Uzza, gesehen vom Westrand.

Nach der Natur gezeichnet.

K Kristalline Schiefer (Phyllit und Quarzit). — *G* Gips. — *V* Verrucano. —
R Rauhwacke. — *D* Triasdolomit.

folgen, welche aus dem Engadin beschrieben werden (siehe Zöppritz, Schiller, Böse etc.), übereinstimmen würde. Von diesen Autoren wird dieser Rauhackenhorizont darum bereits zur unteren Trias gestellt, wie dies auch schon Gumbel bei den Gesteinen des Ortler getan hat. Auch Frech parallelisiert den Gips von Val Zebbru mit den Gipslagern in den Werfener Schichten. Die Rauhacke im Suldental sieht er als rein tektonische Bildung (regenerierte Reibungsbreccie) an.

Immerhin stehen auch für eine Einreihung in den Verrucano, beziehungsweise in das Perm Analogien aus den Alpen zur Verfügung, zum Beispiel in den Karnischen Alpen. In dem Gebiet östlich des Silltales¹⁾ liegen auf den wahrscheinlich dyadischen Quarzitschiefern am Mieslkopf eisenreiche, gelb verwitternde Kalkbänke und in den Tarntaler Köpfen enthalten die gleichaltrigen grünen Schiefer Zwischenlagen von eisenreichen gelben plattigen Kalken. Auch die Quarzserizitschiefer dieser Gegend sind (nach Handstücken von Dr. Th. Ohnesorge) pyritführend; alles Verhältnisse, welche sehr an die Serizitschiefergruppe des Ortler erinnern. Auch im Oberengadin schieben sich, nach Zöppritz, zwischen die obersten Lagen des Verrucano gelbe rauhackige Dolomitbänke ein, welche den Übergang zum Buntsandstein bilden; auch hier ist der Verrucano durch Gehalt an Eisenerzen ausgezeichnet. Verrucano und Buntsandstein sind also hier aufs engste miteinander verbunden und es ist daher zunächst am passendsten, auch hier im Ortler diese Gesteine als eine Gruppe zusammenzufassen.

Die Verbreitung der einzelnen Schichtglieder ist bereits oben im wesentlichen angedeutet: an der Südseite des Ortler Serizitschiefer (Verrucanoschiefer, teilweise geröllführend, Phyllite) nebst Gips und Rauhacke; Serizitschiefer in beträchtlicher Mächtigkeit. An der Suldener Seite des Ortler sind die serizitischen Gesteine und Phyllite nur sehr geringmächtig entwickelt (Hinterer Grat, Kuhberg, Marltrücken, Muttberg), vom Muttberg bis zum Zumpenell und an der ganzen Nordseite fehlen sie vollständig; dagegen ist von der Schaubachhütte bis Trafoi überall die Rauhacke vorhanden; auf der Strecke vom Muttberg an transgrediert sie auf den Gneisen; am Zumpenell treffen wir an ihrer Stelle den Eisendolomit. Im Trafoier Tal sind wieder die Serizitschiefer und Phyllite mächtig entwickelt, am stärksten im Platzer Tal und bei Stilfs, daneben auch Gips und Rauhacke am Übergrimm besonders ausgebreitet, fehlen aber auch an den anderen Stellen nicht.

Zwischen den Serizitschiefern und dem darunterliegenden Quarzphyllit besteht Konkordanz, ja meistens ist ein allmählicher Übergang zwischen beiden vorhanden, ein Übergang, der wohl nur ein scheinbarer ist, insofern, als durch die Aufarbeitung der Phyllite an der Transgression des Verrucano wieder ein phyllitähnliches Gestein entstand; ein Analogon findet dies in dem Verrucano des Münstertales, wo an den Stellen, an denen der Verrucano auf dem Granitgneis transgrediert,

¹⁾ Franz E. Suess, Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 593.

die Grenze beider sehr oft kaum festzulegen ist, da die aus der Umlagerung der Gneisbestandteile entstandene Verrucanoarkose dem ursprünglichen Granitgneis täuschend ähnlich sieht. Die nur an einer Stelle gefundenen Quarzgerölle im Verrucano sind für die Serizitschiefer des Ortler die einzigen Anzeichen einer Aufarbeitung des Liegenden; deutlich transgredierend liegt dagegen an den Stellen, wo die Serizitschiefer fehlen, an der Ostseite des Hochleitenspitz, die Rauhacke auf den steil stehenden Bänken des Gneises. Zwischen den Rauhacken, beziehungsweise Gipslagern und den Serizitschiefern besteht Konkordanz. Auf den Rauhacken liegen anscheinend konkordant die Basisschichten der Triasdolomite (im Suldental und am Übergrimm).

Stratigraphie und Tektonik des triadischen Hochgebirges.

Mit dem triadischen Hochgebirge vermeine ich den aus Triasgesteinen aufgebauten Teil des Ortlergebirges, der den höchsten und stark vergletscherten Teil desselben darstellt, also den Hauptkamm von der Addaschlucht und vom Stilfser Joch bis zum Königsjoch, den Ortler selbst und seinen Nordkamm bis zum Zumpanell. Ich habe bei der Darstellung dieses Teiles die induktive Methode besonders stark hervorgekehrt, um in diesem von früheren Forschern so verschieden dargestellten Gebirge vor allem ein klares Verzeichnis des Vorhandenen zu geben, aus dem jeder selbst sich sein Urteil ablesen kann, ein Verzeichnis, das bei den früheren Autoren fehlt oder unvollständig ist.

Der Kristallokamm.

(Fig. 2 und 3.)

Vom Madatschjoch zieht der vergletscherte Hauptkamm der Ortleralpen in gerader Richtung gegen Westen, allmählich an Höhe abnehmend, bis der Querdurchbruch der Adda oberhalb Bormio ihn von seiner geologischen Fortsetzung, dem Monte delle Scale abtrennt. Gegen Süden bricht der Kamm in hohen steilen Wänden nieder, gegen Norden dacht er sich der Schichtneigung entsprechend allmählich ab; im östlichen Teil geht er als plateauartiger Rücken von der Geisterspitze aus gegen Norden fort, der sich am Stilfser Joch wieder zu einem schmalen ausgeprägten Grat einengt und als österreichisch-schweizerischer Grenzkamm noch weit nach Norden sich erstreckt. Jener hohe flache Rücken ist fast ganz von den Firn- und Eislagen des Ebenen Ferners verhüllt, von dem als echtem Plateaugletscher nach vier Seiten hin das Eis abströmt. Im Winkel zwischen dem Kamm Geisterspitz—Stilfser Joch und dem Hauptkamm sammeln sich die Firmassen zur Vedretta dei vitelli, deren Zunge weit ins Vitellital hinabreicht.

Im Süden stoßen die Triaswände längs der Zebrubruichlinie mit dem basalen kristallinen Gebirge zusammen, das den grünen Sockel aufbaut, über dem sich die kahlen Dolomitwände erheben.

Die südlichen Wandfluchten des Kristallokammes gestatten nur an einer beschränkten Zahl von Stellen die Aufnahme ihres Profils. Ich wählte dazu die beiden besten, nämlich den Aufstieg zum Passo Pedranzini und zum Passo dell' Ables. Ein drittes bequemes, aber unvollständiges Profil liefert die Stilfser Jochstraße zwischen Bormio und der ersten Kantoniera und als Abschluß gegen Osten bietet der Auf- oder Abstieg über die Vedretta del campo ein viertes Profil. Das beste Profil bietet der Passo dell' Ables, dessen Ersteigung von Süden geringe Schwierigkeiten bereitet. Der Einstieg erfolgt am besten von dem begrünten Kamm aus, der sich gegen die östlichen Hütten der Alpe Solaz herabsenkt.

Über dem Verrucano, von dem an anderer Stelle die Rede war, steht, die untersten Felsstufen bildend, ein dunkelgrauer dolomitischer Kalk an von sehr zerrütteter Lagerung; größtenteils ist er saiger aufgerichtet, was besonders bei der Betrachtung aus einiger Entfernung bemerkbar wird, zwischengeschaltet ist auch einmal ein etwas hellerer Dolomit. Wo der Seitenkamm an die eigentliche Wandfläche anschließt, finden wir schwarze dicktafelige Kalkschiefer mit ziegelrot bis violett gefärbten Schichtflächen. Von hier an bis zur Höhe des Grates hinauf folgt nun eine mächtige Serie von Dolomiten und Kalken:

Zunächst noch mit rötlichen, streifigen, hier sehr dolomitischen Kalkschiefern wechsellagernd, dann

zuckerkörniger dunkelgrauer dolomitischer Kalk, stellenweise etwas brecciös — diese fallen deutlich mit ungefähr 45° Neigung bergem —

dunkelgrauer weißadriger dolomitischer Kalk, stellenweise gebändert und mit primärer brecciöser Struktur; manchenorts sind viele kleine, mit Kalzitkriställchen ausgekleidete Hohlräume im Gestein, die vielleicht von ausgewitterten Versteinerungen herrühren;

in dem darauffolgenden dunkelgrauen feinkörnigen Dolomit treten einzelne gelblichgrau verwitternde Lagen von schwärzlichem dünnbankigem Kalk auf, in dem viele unbestimmbare Durchschnitte von Zweischalern und auch von Gastropoden zu sehen sind. Oft ist das Gestein durch Druck sekundär brecciös geworden, steil gestellte Klüftungen ungefähr parallel dem Gehänge treten auf. Im Verlauf des Aufstieges fand ich mehrmals Blöcke von Lithodendronkalk, die aus dieser Zone stammen.

Der ganze Dolomitkomplex fällt mit mittlerer Neigung bergem und streicht NO—SW, also etwas abweichend vom Verlauf des Kammes und auch von dem der Zebrubrucllinie, die ungefähr OW streicht.

Gegen den Grat zu wird das Fallen etwas steiler bei gleichbleibendem NO-Streichen. Hier, besonders bei Punkt 3091 (östlich des Passes), finden wir nun wieder die schwarzen dünntafeligen Kalke mit dem roten Belag auf den Schichtflächen, wie wir sie am Beginne des Aufstieges getroffen haben. Sie enthalten viele weiße, ganz kristalline ovale Körperchen von 3—4 mm Länge als unbestimmbare Versteinerungsreste. Wir haben also hier eine zweimalige Wiederholung desselben Horizonts.

Beim Aufstieg zum Passo Pedranzini, der von dem Gratrücken zwischen Val Uzza und Val Campello aus durch eine lange steile Felsschlucht erstiegen wird, stehen am Fuße dünnbankige dolomitische Kalke mit gelblich-rötlichem mergeligem Belag auf den (manchmal runzeligen) Schichtflächen an, die den gleich gefärbten Schichten an der Basis des Ablespasses entsprechen. Sie gehen nach oben in die dunkelgrauen dickbankigen Dolomite über, welche bis zum Passe reichen. Jene untersten rötlichen Schichten fallen sehr steil bergeln, die oberen Schichten flacher. Am Kamm ist von einer Wiederholung nichts zu sehen.

Setzt man die rotflächigen Gesteine vom Passo dell'Ables im Streichen gegen Westen durch die Wände hin fort, so würden sie mit den am Fuß des Pedranzinijoches anstehenden zusammenhängen. Doch ist wohl eher eine Schwenkung im Streichen anzunehmen, so daß sich dann die beiderseits an der Basis liegenden entsprechen; sie liegen hier am Pedranzinipaß unmittelbar an der großen Bruchlinie, während weiter westlich sich infolge der Divergenz vom Streichen der Schichten und Bruchlinie der unterste steil gestellte Dolomitkomplex dazwischen einschiebt, der, wie wir sehen werden, gegen O hin sich verbreitert.

Die eigenartigen Lagerungsverhältnisse an und über der Stilsfer Jochstraße bei den alten Bädern von Bormio werden später im Zusammenhang mit der Zebrubbruchlinie beschrieben werden. Talaufwärts von den alten Bädern verdeckt auf lange Strecken hin ein konglomerierter Schuttkegel und weite Geröllhalden alle Schichten bis zu den aus nordfallenden Dolomitbänken gebildeten Wänden. Höher oben schneidet die Straße in diese mächtigen Dolomitmassen des Kristallokammes ein. Von der Stelle, wo die Straße in das untere Brauliotal einbiegt, beschreibt schon G ü m b e l¹⁾ „streifige schwarze weißgefleckte Kalke und Dolomite, denen sich mergelige und dünn-schichtige Lagen beigesellen“.

Folgt man der Straße weiter aufwärts, so bewegt man sich hier nahezu im Streichen der Schichten, da Straße und Tal sich nun gegen O, beziehungsweise NO wenden. Es sind fast durchweg dunkelgraue bis schwarze feinkörnige oder dichte Dolomite, vorwiegend sehr dickbankig. G ü m b e l gibt in seiner Beschreibung hier verschiedenartige Schichten an, die seinem Schema zufolge Vertreter von Partnachschieben bis Hauptdolomit wären, doch ist diese auf ganz schwache petrographische Unterschiede gestützte Unterscheidung wertlos in Hinsicht auf den oft schwankenden Gesteinscharakter des „Ortlerkalkes“ und dem Mangel an Versteinerungen.

Wir befinden uns hier nun auf der Nordseite des Kristallokammes: seine Abdachung entspricht fast genau dem Fallwinkel der Schichten, die mit ausgedehnten Platten den Hang panzern. Bis zur zweiten Kantoniera schneidet die Straße immer ungefähr den gleichen Horizont an.

Von hier wendet sich Tal und Straße wieder nach Norden; der Brauliobach bricht quer zum Streichen der Schichten an der Bocca

¹⁾ Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. Sitzungsber. d. math.-naturwissensch. Kl. der kgl. bayrischen Akad. d. Wissensch. 1891, pag. 111.

di Braulio durch, während die eigentliche Fortsetzung der unteren Brauliotalfurche das Val Vitelli ist, das weiterhin den Kristallokamm gegen Norden begrenzt bis zu dem Gletscherjoch zwischen Geister- und Naglerspitz.

Wir wollen zur Vervollständigung unserer Kenntnis des Kristallokammes zunächst die oben gegebenen Paßprofile nach Norden bis zu der genannten Talfurche fortsetzen.

Beim Abstieg vom Pedranzinpaß bewegen wir uns auf den dem Gebänge parallel abfallenden dicken Platten des dunkelgrauen Dolomits, ohne einen tieferen Einblick zu gewinnen.

Weit günstiger ist auch in dieser Hinsicht der Passo dell' Ables, und zwar empfiehlt es sich zu diesem Zweck nicht von dem eigentlichen Paß gegen Norden abzusteiigen, sondern nach Übersteigung oder Umgehung des Grates gegen Osten am Fuße der Westwände der Hohen Schneid entlang abwärts zu steigen bis zum Vitelligletscher. Wir haben am Grat, auch unter der Hohen Schneid, splitterige, zertrümmerte, dunkle, weißadrigte dolomitische Kalke mit ziegelroten Bruchflächen, entsprechend den Gesteinen, die wir früher vom eigentlichen Paßübergang beschrieben haben; auch in der großen Moräne des kleinen Seitengletschers, die am Westfuße der Hohen Schneid entlang zieht, liegen die durch das Eis vom Grat herabgebrachten Stücke. Darüber liegen dunkelgraue, weißadrigte, dickbankige Dolomite, steil NNW fallend. Dann an der Ecke des Felsmassivs, von dem bereits die Firnhalden direkt zur Zunge des Vitelligletschers sich hinabsenken, ein hellgrauer, wenig geschichteter Dolomit und über ihm, weithin an der jähren Nordwest- und Nordflanke der Hohen Schneid sichtbar, schwarze Kalkschiefer, ebenfalls sehr steil NNW fallend. Ihr Hangendes ist an dem kleinen in die Firnhänge vorspringenden Felsköpfchen als lichter, schwach gebankter Dolomit zu sehen. Dann deckt die Eismasse des Gletschers alles zu. Die kleine Mittelmoräne, welche von der ganz von den Gletscherbrüchen umschlossenen kleinen Felsklippe herabzieht, zeigt rötlich überzogene Kalkblöcke, ähnlich denen vom Passo dell' Ables. Zu erwähnen ist, daß die am Westfuße der Hohen Schneid herabziehende Moräne auch viele deutliche Blöcke von Lithodendronkalk enthält, deren Anstehendes ich in dieser Seite des Passes nicht sah. An der Geisterspitz aber, die unserer Abgrenzung nach am Ostende des Kristallokammes liegt, steht neben dem Gipfelsignal Lithodendronkalk an, ONO streichend und flach NNW fallend. Unter diesen Lithodendronbänken liegen (am südlichen Felsgrat) dünnplattige Kalke, die in großer Menge unbestimmbare Zweischalerreste enthalten. Am Südgipfel, dem oberen Rande der großen Südwände trifft man schwarze, schwach dolomitische Kalke und in den Wänden sieht man schwarze Kalkschiefer durchstreichen. Das Fallen der Schichten ist durchweg gegen N, beziehungsweise NW gerichtet.

Diese Lithodendronbänke des Geisterspitz dürften vielleicht die Fortsetzung jenes Horizonts sein, von dem die Blöcke in der Moräne an der Nordseite des Passo dell' Ables stammen. Dagegen entsprechen die in den Südwänden sichtbaren schwarzen Schiefer nicht denen an der Nordseite der Hohen Schneid, da diese letzteren ihrem

Streichen entsprechend unter den Eismassen des obersten Vitelligletschers und Ebenen Ferners verschwinden, während die ersteren durch die Südwände gegen Westen weiter streichen und dem unteren Kalkschieferhorizont im Südprofil des Ablespasses entsprechen.

An dem Seitenkamm der vom Kristallospitz (Punkt 3480 der Spezialkarte) rasch absinkend gegen Osten hinauszieht und die Vedretta del campo im Westen umfaßt, streichen diese schwarzen Schiefer wechsellagernd mit Dolomitbänken aus und sind im Anstehenden zugänglich. Das Fallen ist flach berglein gerichtet. Unter der Zunge des Ferners steht lichtgrauer, undeutlich geschichteter Dolomit an, der auch gegen Westen oberhalb der Felsschlucht des Gletscherbaches unter den hohen Wänden hinauszieht. An den Seitenwänden der Schlucht sieht man, wie der Dolomit in lauter einzelne Schollen zerteilt ist, die größtenteils sehr steil aufgerichtet sind. Nahe dem unteren Ausgange stoßt er mit senkrechter Bruchfläche an einen gelben, rauhwackigen Dolomit an, unter dem die rötlichen quarzitischen Schiefer des kristallinen Grundgebirges liegen. Von der ganzen mächtigen Dolomitfolge von den genannten Schiefen am Ostkamm des Kristallospitzes bis zur Bachschlucht herab ist in dem Südprofil des Ablespasses nur der geringmächtige, steil gestellte und zertrümmerte Dolomitkomplex am Fuße der Wände mehr vorhanden; der andere Teil wird infolge der Divergenz des Streichens von Bruchlinie und Schichten von der ersteren abgeschnitten. In ganz analoger Weise werden wir im folgenden sehen, wie der zertrümmerte, steil gestellte Dolomitkomplex in der Schlucht des Gletscherbaches der Vedretta del campo gegen Osten sich verbreitet und in voller Entfaltung als Glied im Faltenbau des östlichen Teiles des Hochgebirges auftritt.

Brauliotat, Scorluzzo und die Berge des Ebenen Ferners.

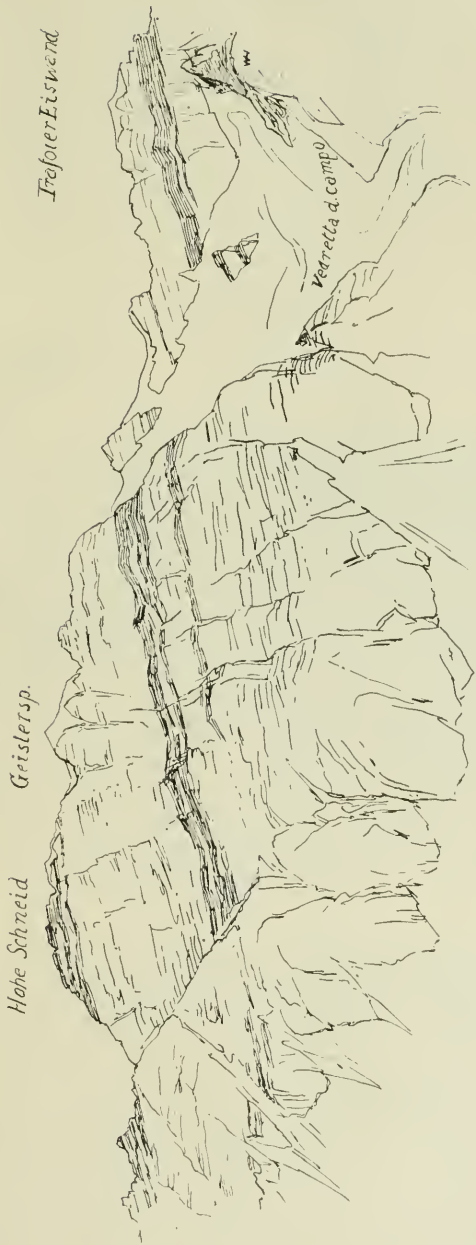
(Fig. 4—7.)

Bevor wir eine Erklärung der Lagerung im Kristallokamm geben, müssen wir zuerst das nördlich anschließende Gebiet kennen lernen.

Eine der besten Gelegenheiten, den Bau des Gebirges zu studieren, bietet das tief eingeschnittene Brauliotal. Den unteren Teil desselben beschrieb ich oben. Von der Einmündung des Vitellitales aufwärts durchbricht der Brauliobach die Schichten des Gebirges; wir kommen hier in das Hangende der Schichten des Kristallokammes. Die Aufschlüsse in der Bocca di Braulio, wie die kurze Durchbruchsschlucht genannt wird, hat schon Theobald beschrieben, nach ihm Gumbel, in letzter Zeit Rothpletz, Frech und Termier, wenn auch in sehr verschiedener Weise und Auffassung.

Die Windungen der Straße an der Spondalunga sind in die mächtigen Schutthalden eingeschnitten. Erst wo das Gefälle des Tales nachläßt, sind an der Straße dunkelgraue dolomitische Kalke aufgeschlossen, die ziemlich flach NNW fallen. Bei der Straßenbrücke, gleich oberhalb der Bocca, liegen in diesen Dolomiten auch schwarze Schiefer. Mit dem Verlassen der Bocca stehen wir nun an einer tektonischen Hauptlinie dieses Gebirges: wie schon seit Theobald

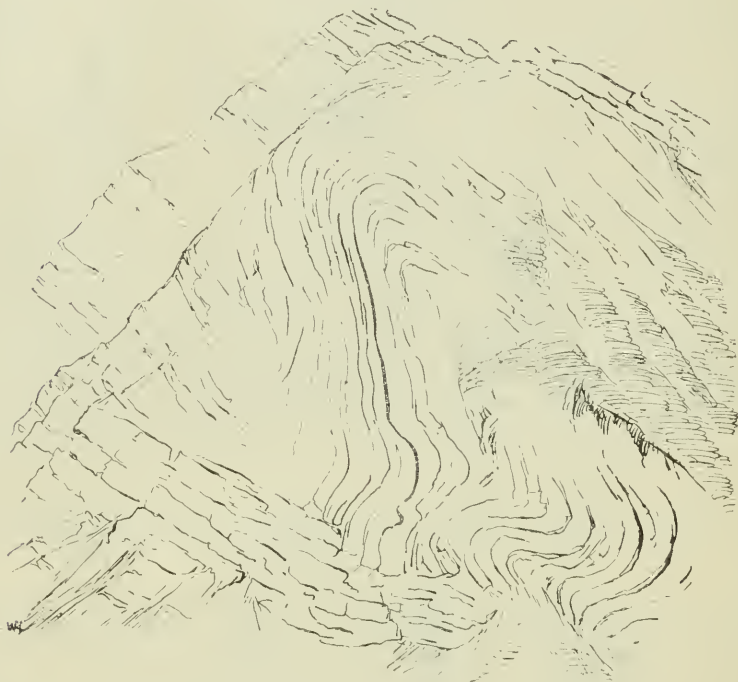
Fig. 3.



Die Südwände des Kristallokammes, gesehen vom Monte Confinale.
Nach der Natur gezeichnet.

bekannt, werden diese Dolomite und Kalke von kristallinen Schiefern überlagert, in denen der ganze oberste Teil des Brauliotales weiterhin verläuft; schon dem Laien wird dieser gewaltige Wechsel in der Struktur des Gebirges auffällig durch die Veränderung im Landschaftsbilde: während von der Bocca abwärts hohe kahle Dolomitwände und lichtgraue Schutthalden den Blick beiderseits einengen und der Bach in enger Schlucht abwärts tost, sieht sich der Wanderer hier auf einmal in ein flaches, breites Tal versetzt, dessen sanft geneigte Hänge bis fast zu den Kämmen hinauf begrünt sind. Eine so augenfällige

Fig. 4.



Ansicht der Faltungen bei der Bocca di Braulio.

Nach der Natur und Photographie gezeichnet.

Abbildung des geologischen Baues im Landschaftsbild wie hier, ist kaum so bald wo zu treffen.

Unmittelbar an der Störungsfläche liegt, wie man östlich ober der Straße gut beobachten kann, ein Lager von Granitgneis, das wohl Termier irrthümlich für Verrucano angesprochen hat. Über ihm folgen verschiedene kristalline Schiefer. Doch wir kehren vorerst wieder in das überschobene Gebirge zurück: beiderseits der Straße bieten die Felshänge weit besseren Einblick als die wenigen Aufschlüsse an der Straße selbst. Das Bild, das uns das Gehänge westlich der Straße bietet, ist aus der obigen Skizze (Fig. 4) ersichtlich:

es sind zwei Mulden von dunklen Schiefern, zwischen denen sich ein kleiner Sattel aus geschichtetem Dolomit vorwölbt. Bei der unteren Mulde ist ihre ganze Basis angeschnitten; die Mulde hebt sich aus dem Gehänge heraus; die Schiefer der oberen reichen bis dicht an den Bach und setzen sich unter den Schutthalden gegen das Val Vitelli fort. Sie sind an dem Bach, der aus dem kleinen Seitental westlich des M. Scorzuz herabkommt, ein wenig aufgeschlossen.

Über die Fortsetzung gegen Westen verdanke ich hauptsächlich Herrn Dr. O. Schlagintweit, welcher in Bälde eine ausführliche Darstellung darüber geben wird, meine Kenntnisse darüber, da ich selbst nur ein paar Übersichtstouren in das Gebiet machte. Ich entnehme den freundlichen brieflichen Mitteilungen Schlagintweits

Fig. 5.

Corno di
Radisca.Monte
RadiscaMonte
Braulio.

Ansicht des Brauliokammes von Osten.

Nach der Natur gezeichnet.

und seiner „vorläufigen Mitteilung“ in der Dissertation, daß westlich der Bocca di Braulio, unter dem Corno di Radisca, die beiden Mulden sich zunächst vereinen, aber gleich darauf weiter westlich tritt der Dolomitsattel wieder hervor und die zwei Schieferzüge ziehen getrennt durch ihn an den Wänden des Corno di Pedenello hin; die untere bildet die Terrasse, auf welcher der Campo dei Fiori liegt. Diese vielfach verbogenen Mulden stehen dann quer über die Val Forcola hinweg in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem durch Versteinerungen sicher bestimmten Rhät in dem Val Fraele.

Über der oberen der beiden Rhätmulden liegt am Corno di Radisca noch ein mächtiges Dolomitlager, das sich auch bis zur Bocca und zum Filone Mout fortsetzt. Auf ihm liegen die kristallinen Schiefer des Monte Radisca; an dem Corno di Pedenello legt sich das Urgebirge aber direkt auf die obere Rhätzone.

Die Fläche, längs welcher das kristalline Gebirge auf Trias und Rhät hinaufgeschoben ist, hat am Radisca eine Neigung von 50–60° gegen N, von oben gegen den Bach zu an Neigung zunehmend. Östlich des Brauliobaches ist ebenfalls ein Flacherwerden im höheren Teil zu bemerken. Der Kalk unmittelbar unter der Aufschiebungsfläche ist hier sandig und kristallin.

Bevor wir uns in eine weitere Diskussion einlassen, wollen wir den Triasrhätschichten noch weiter gegen Osten nachgehen. Das Val dei Vitelli wird im Norden von einem Seitenkamm des Monte Scorzuzzo eingeschlossen, dem Filone Mout, der hin und hin in steiler Felsmauer gegen das Kälbertal abbricht; die Krone dieser Felsmauer bildet durchweg der kristalline Schiefer. Die Überschiebungsfläche streicht hier längs des Filone Mout aus und verläuft an dessen oberem Ende unter dem Monte Scorzuzzo durch, genau zur Einsattelung des Stilfser Joches.

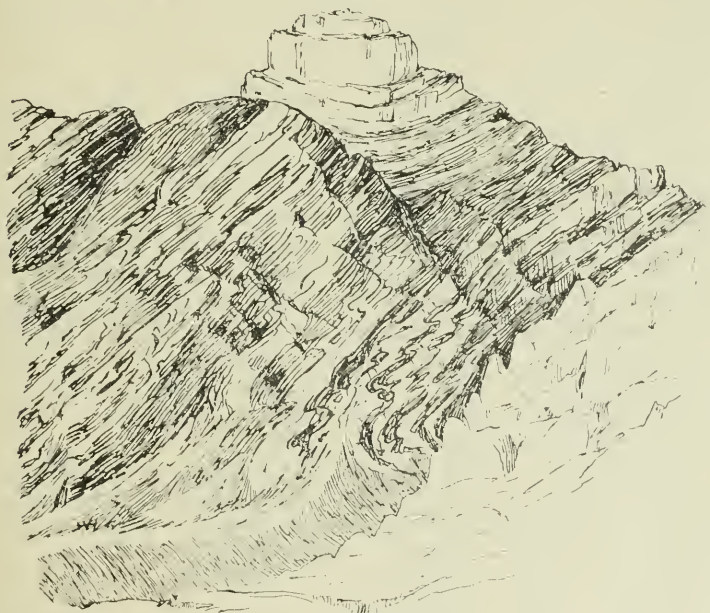
Unter der Überschiebungsfläche liegt, die hohe Felsmauer des Filone Mout bildend, ein Dolomit, der jenem über dem Rhät des Corno di Radisca entspricht. Der Gletscherbach der Vedretta dei Vitelli strömt in einer engen Felsklamm, welche in die triadischen Dolomite eingeschnitten ist, durchs Tal hinaus; parallel der Bachschlucht zieht am nördlichen Ufer eine zweite ganz unausgebildete Talfurche, als begrünte Terrasse. Sie wird aus den noch vom Bach durchsägten N fallenden Dolomitbänken aufgebaut, welche den ganzen Plattenpanzer an der Nordseite des Kristallokammes bilden und verdankt ihre Entstehung den hier durchstreichenden rhätischen Schichten, welche die Verwitterung stärker herausgearbeitet hat; im Norden fußen auf ihr die Schutthalden, welche von den Wänden des Filone Mout herabreichen. Das ganze Vitellital ist demnach ein Muster eines rein isoklinalen Tales. Infolge der Begrünung der Terrasse ist aber hier das Rhät sehr schlecht zu sehen: wo die Terrasse gegen die Schutthalden der Spondalunga abbricht, stehen als solches weißaderige, dünnbankige schwarze Kalke und schwarze Kalkschiefer wechselnd mit Dolomitbänken an; im mittleren Teil der Terrasse sind selten einmal blaugraue dichte Kalke aufgeschlossen, welche die in der Voranzeige angeführten Gastropoden (*Rissoa alpina* G., *Actaeonina*) in großer Menge enthalten. Außerdem auch eine Bank von Lithodendronkalk. Weit bessere Aufschlüsse gewähren die Wände des Naglerspitz und das hügelige Felsland zwischen Vitelligletscher und Vitellijoch (östlich unter dem Scorzuzzo). Wir erhalten hier die nördliche Fortsetzung für das Profil über dem Passo dell'Ables.

Betrachtet man von der Zunge des Vitelligletschers aus die Südabhänge des Naglerspitz, so sieht man diese ganze Flanke von brüchigem, dunklem Schiefermaterial aufgebaut, über dem gegen den Filone Mout zu mächtige Dolomitlager liegen. Die dunklen Schiefer bilden unmittelbar über dem Ferner den Hangendschenkel einer gegen den Gletscher zu überkippten Mulde, deren Schichtlagen auch im einzelnen noch mannigfache Fältelungen besitzen, wie die nachfolgende Zeichnung (Fig. 6) zeigt.

Steigt man vom Gletscher durch die Schieferzone hinauf, so findet man, daß in diesem vertreten sind: blätterige, gelblichgraue,

mergelig-kalkige Schiefer, dünnbankige schwarze Kalke, glimmerhältige Kalkschiefer, Kalke mit gelbem, mergeligem Belag und undeutlichen Schalenresten und die schon in der Voranzeige erwähnten buntfleckigen, phyllitisch aussehenden Tonschiefer. Das Rhät entspricht hier auch in der Gesteinsausbildung noch vollständig dem Rhät im Val Fraele. Auf dem Rhätkomplex lastet eine große Masse von Dolomit, welcher die glatte Felswand bildet, mit der die zum Col Vitelli führende Hochfläche gegen die Zunge des Gletschers abbricht. Diese hügelige, kahle, teilweise von Firnfeldern und Moränen bedeckte Hochfläche bietet ein ununterbrochenes Profil (Fig. 7) bis zum genannten Joch.

Fig. 6.



Ansicht der Naglerspitze von der Vedretta dei Vitelli.

Nach der Natur gezeichnet.

Am oberen Rande der Wand liegt in dem Dolomitkomplex eine Bank von Lithodendronkalk. Der genannte mächtige Dolomitkomplex wird überlagert von dunklen mergeligen Kalkschiefern, teilweise mit glimmerigem Belag auf den Schichtflächen, und in ihrer Begleitung erscheint auch der blaugraue Kalk mit den vielen Gastropoden wie auf der Terrasse im Val dei Vitelli, endlich in sehr geringer Menge auch die bunten phyllitischen Schiefer. Das Streichen ist durchschnittlich NO, das Fallen flach gegen NW gerichtet. In gleicher Lagerung folgt nun im Hangenden wieder eine mächtige Folge von dolomitischem Kalk und über diesem ein Komplex von dünnplattigen, dunkelgrauen bis schwarzen Kalkschiefern, wechsellagernd mit einzelnen Bänken

von dolomitischem Kalk, der häufig von weißen Kalzitadern durchzogen ist und schließlich als Hangendstes, unmittelbar unter der Überschiebungsfläche ein dunkelgrauer zertrümmerter, stark dolomitischer Kalk von 20—50 m Mächtigkeit.

In diesem brecciösen Dolomit liegen unter dem östlichen Teil des Filone Mout rasch auseinander schmächtige Lagen eines gelblichen tonig-kalkigen Schiefers, der an die später zu erwähnenden gelben Tonschiefer an die Basis des Ortler erinnert.

Am Stilfser Joch selbst liegt an der Überschiebungsgrenze ein ungefähr 50 cm mächtiges Lager eines gelben, etwas rauhwackigen kalkigen Dolomits, der petrographisch den gelben rauhwackigen Kalken des Zebrutales gleich ist. Die Lage ist im Bachgraben südlich hinter dem Hotel Ferdinandshöhe aufgeschlossen, verschwindet aber nach beiden Seiten hin rasch und kommt unter dem Scorzuzzo und Filone Mout nicht wieder zum Vorschein; hier liegen überall Dolomit und Phyllit, beziehungsweise Gneis unmittelbar aneinander.

Alle diese Schichtlagen werden von der Überschiebungslinie nicht abgeschnitten, sondern sie passen sich in ihrem Verlauf ganz dieser an: das NO-Streichen ober dem Vitelligletscher und ober dem Stilfser Joch dreht sich unter dem Scorzuzzo in NS-Richtung, nun mit westlichem Einfallen der Schichten, und die schwarzen Schiefer ziehen dementsprechend vom Kamm Vitellijoch—Naglerspitz durch die ganze Mulde durch bis zur Wand des Filone Mout und die gleiche Biegung machen die beiderseitigen Dolomite. Da die schwarzen Schiefer im Dolomit der Bocca di Braulio gegen Osten in die Wände des Filone Mout hineinziehen, nahe unter der kristallinen Decke, so dürften sie derselbe Horizont sein wie die schwarzen Schiefer südlich des Vitellijoches, welche hin und hin längs der Überschiebungslinie fortstreichen.

Wir verfolgen nun zunächst das Profil vom Vitellijoch zum Naglerspitz (Fig. 7), ein Parallelprofil zu dem oben beschriebenen Vitellijoch—Vitelligletscher, wobei wir dieselben Schichtgruppen wieder treffen, aber in teilweise veränderter Lagerung.

Das Profil beginnt hier im Norden wieder mit dem brecciösen grauen Dolomit. Unter ihm kommen weiter oben hellgraue, dünnplattige, streifige Kalke hervor, dann graue, sehr dolomitische Kalke in großer Mächtigkeit. Es folgen schwarze dünnblättrige Kalkschiefer in geringer Mächtigkeit und dann ändert sich die Lagerung der Schichten, indem die darüberliegenden Schichten mit mittlerer Neigung gegen S einfallen; das Streichen hat sich gegenüber dem westlichen Profil in OW-Richtung gedreht. Über einer Dolomitbank, die zuerst deutlich diese Lagerung zeigt, entwickelt sich eine mächtige Folge dünnblättriger Kalkschiefer mit kleinen Fältelungen, in ihnen auch einige Bänke von weißaderigem Streifenkalk und Dolomit. Mit dem Kalkschiefer schließt der Felsrücken nach oben ab, da der Kamm von hier ab bis zu den Gipfelfelsen des Naglerspitz mit Firn bedeckt ist. Der Nordgipfel des Naglerspitz besteht aus dicken Bänken von schwärzlichem dolomitischem Kalk, welche ziemlich steil gegen S einfallen. Gegen die Scharte zu zwischen Nord- und Südgipfel ist ihnen eine Lage dünnblättriger schwarzer Kalke zwischengeschaltet und

Fig. 7.



Maßstab: 1 : 18.125.

d Grünschiefer. — *d* Dolomit und dolomitischer Kalk. — *sk* Streifenkalk. — *br* breccioser Dolomit. —
sk schwarze Kalkschiefer. — *g* Kalkbank mit Gastropoden. — *L* Bank von Lithodendronkalk. — *R* Rhätische Schiefer
und Kalke. — *f* Firn. — Schichten des Monte Scorzuzzo: Phyllit und Lager von Muskovitgneis.

einige papierdünne hellrötlichgraue Schieferlamellen. Bevor noch die Scharte erreicht wird, enthält eine kalkige Bank zahlreiche kleine Gastropodenschalen; dieser Kalk ist rötlich schlierig. Südlich der Scharte liegt noch bis nahe zum Südgipfel Dolomit, der auch am Südgrat unterhalb der Spitze wieder erscheint. Die Gipfelfelsen des Naglerspitz zeigen eine flach muldenförmige Lagerung. Dieser eben genannte Dolomit liegt im Muldenkerne, am Südgipfel noch von einem Käppchen von dünnblättrigen, schwarzen Kalkschiefern bedeckt. Am Südgrat fallen alle Schichten gegen N ein und in dem Dolomit erscheint wieder die Gastropodenbank. Im Liegenden der Dolomitbänke befinden wir uns dann in jener mächtigen Folge von rhätischen Schiefern, welche die ganze Wand zum Vitelligletscher hinab aufbauen mit allen ihren mannigfaltigen Gesteinsarten: glimmerige buntgefleckte Tonschiefer von phyllitischem Aussehen wechsellagernd mit schwarzen Kalkbänken, die undeutliche Schalenreste enthalten, dünnplattige schwarze Kalke mit gelblichem mergeligem Überzug usw. Damit schließt das Profil im Süden ab.

Das Anstehende am Geisterspitz haben wir schon früher beschrieben. Es erübrigt uns also nur noch anzuführen, daß auf der flachen Kuppe des Monte Livrio wieder die rhätischen Schiefer unter der Eisdecke des Ebenen Ferners hervorkommen, im Hangenden der hohen Dolomitwand, mit der die Hochfläche dieses Gletschers gegen die Zunge des Madatschferners abbricht. Dem Anblick nach streichen die Bänke des Dolomits hier NW und fallen bergeln (also SW). Es hat sich das Streichen der Schichten also von NO unter dem Filone Mout bis zu NW herumgedreht. Zwischen den Dolomitbänken sieht man auch schwarze Schiefer zutage kommen. (Eine Besichtigung und Messung an der Wand selbst ist wegen des darüberhängenden Eisabbruches nicht rätlich.) In der Nordwand der Signalkuppe sieht man von der Straße aus eine gegen S überkippte Falte.

Damit haben wir den ganzen westlichen Teil des Ortlerkalkgebirges, das heißt den Teil westlich des Madatschferners und der Vedretta del campo geschildert und können zu einer Diskussion des Gesehenen übergehen.

Wir sehen hin und hin ein gegen Norden abfallendes Schichtpaket (mit Ausnahme des Naglerspitz). Daß es nicht eine einheitliche Altersfolge von Schichten ist, ist ohne weiteres aus der Überlagerung durch das Kristalline und der mehrmaligen Wiederholung derselben Schichten übereinander ersichtlich. Gegenüber der Spondalunga sehen wir direkt die muldenförmige Umbiegung der Schichten, und zwar rhätischer Schichten und der darunter liegenden Dolomite. Die Angaben Schlagintweits haben uns gezeigt, daß hier eine Doppelmulde rhätischer Schiefer vorliegt, die sich gegen Westen deutlich verfolgen läßt. Im Vitellital haben wir eine Rhätzone, welche wir nahezu zusammenhängend — nur die Zunge des Vitelligletschers bildet eine Unterbrechung — bis zum Naglerspitz hinauf verfolgen, und hier in dessen Wänden sieht man auch die Umbiegung der auch hier in der Tiefe nach Süden überkippten Mulde. Am Naglerspitz haben wir aber eine flache offene Mulde vor uns. Diese läßt sich erklären als eine kleinere, nördlich angegliederte muldenförmige Verbiegung des Hangendschenkels

jener großen überkippten Mulde, welche sich demnach nach oben rasch weit öffnen würde. Dem entspricht es, daß bei dem Rhät in der Wand über dem Gletscher die „hangendsten“ Schichten — dem Alter nach die tiefsten — nicht bergeln fallen, sondern nach S und ebenso die nächstfolgenden Dolomitbänke, daß also schon hier ein Zurückbiegen des Hangendschenkels zu erkennen ist. Die große Eisfläche am Nordkamm des Naglerspitz verdeckt die hier durchstreichenden Rhätschiefer, die dann am Livrio wieder unter dem Eis hervorkommen. Die Drehung der Streichungsrichtung zeigt, daß die Muldenachse gegen Osten ansteigt und die Mulde sich hier infolgedessen heraushebt. Im unteren, westlichen Profil über dem Col Vitelli treffen wir die Rhätschichten zweimal in nordfallender Lagerung übereinander; das einmal am Ferner, das zweitemal jenseits des Höhenrückens, der vom Naglerspitz gegen Westen zum Filone Mout zieht; denn dieser zweite Schieferkomplex entspricht petrographisch dem Rhät (zum Beispiel die charakteristischen buntfleckigen, phyllitischen Schiefer) und enthält auch wieder die Gastropodenbank. Auch sie taucht ostwärts unter dem Firn unter. Westlich verliert sie sich in die Wände des Filone Mout. In ihr ist das Rhät schwächer und mehr kalkig entwickelt, weshalb sie in der Wand sich nicht recht unterscheiden läßt.

Da die Umbiegung der Rhätschichten am Rande des Vitelligletschers die südliche Rhätzone als Hangendschenkel einer Mulde erscheinen läßt, kann man diese nördliche Zone wohl am ehesten als eine zweite überkippte und zusammengeklappte Einfaltung ansehen, so daß wir eine ähnliche Doppelmulde erhielten wie in den Wänden der Brailioschlucht.

Die flache Aufwölbung der Schichten zwischen Vitellijoch und Naglerspitz ist auch in der Mulde südlich dieses Joches noch zu sehen, verschwindet aber dann rasch, und ebenso ist sie am Monte Livrio nicht mehr zu sehen. Der Wandel des Streichens von NO über OW zu NW in dem Bogen Filone Mout—Stilfser Joch—Monte Livrio entspricht gewissermaßen einer Ausweitung des Faltenbaues; während östlich und westlich alles eng zusammengepreßt und überkippt ist, öffnen sich hier die Schichten zu dem flachen Sattel und der flachen Mulde auf dem Naglerspitz, beziehungsweise nördlich davon. Die engere Zusammenfassung im Westen kann ungezwungen mit dem starken Vorschub der überschobenen Schiefer in Zusammenhang gebracht werden.

Außer den Rhätzonen treten aber noch Schieferzonen auf, welche petrographisch von den Rhätschiefern verschieden sind: jene Kalkschiefer in den Wänden des Zebrutales, an der Nordseite der Hohen Schneid und südlich des Vitellijoches, zwischen ihm und dem Rhät des Naglerspitz. Sie sind petrographisch viel einfacher entwickelt als das Rhät, indem sie nur aus schwarzem dünntafeligem Kalkschiefer und damit wechsellagernden Dolomit- oder Kalkbänken bestehen. Stellenweise sind sie durch den rötlichen Belag der Schichtflächen charakterisiert. Fragt man nach ihrer Altersstellung gegenüber dem Rhät, so ergibt sich, daß sie beiderseits der Rhätmulde in deren Schenkeln liegen — siehe das Profil über dem Passo dell' Ables —

also älter als dieses sind. Zwischen ihnen und dem Rhät liegt Dolomit. Das Auftreten eines solchen tieferen Horizonts an schwarzen Kalkschiefern stimmt auch überein mit dem weiter westlich gelegenen Gebiet: in dem von Gümberl zuerst beschriebenen Profil über den Scalapaß begegnet man im Liegenden des Rhät zwischen den Türmen des Passes und dem Lago secco ebenfalls schwarzen Kalkschiefern. Versteinerungen fehlen hier wie dort, so daß über das Alter dieser Schichten nicht mehr gesagt werden kann, als wie daß sie älter sind als die im Fraeletal darüber liegenden rhätischen Schichten. Diese Schichten vom Scalapaß treten wieder an der Ostseite des Monte delle Scale auf und ziehen dort zur sogenannten Fonte d'Adda herab, wie Herr Schlagintweit die Freundlichkeit hatte mir mitzuteilen. Gegenüber diesem Ort, auf dem anderen Ufer des Tales sind sie an der Stilsfer Jochstraße aufgeschlossen, wo diese aus dem Addatal ins Brauliotal einbiegt.

Ihre Fortsetzung dürften sie in der grünen Terrasse finden, welche im Val Vitelli zwischen der Rhätterrasse und der Bachschlucht sich gebildet und parallel beiden sich hinzieht. Gegen Osten liegen in ihrer Verlängerung dann die schwarzen Schiefer an der Nordabdachung der Hohen Schneid.

Am Passo dell' Ables und in den Südwänden des ganzen Kristallokammes kommen nun, wie oben beschrieben, noch zwei weitere solcher Schieferzonen zutage; die eine am Kamm, die andere an, beziehungsweise nahe dem Fuß der Wände: es sind ebenfalls schwarze Kalkschiefer, wechsellagernd mit Dolomitbänken, hier aber von anderen unterschieden durch den rötlichen Belag auf den Schichtflächen. Ähnliche Gesteine zeigt, wie oben angeführt, auch die Mittelmoräne des Vitelligletschers.

Wie nun die Lagerungsverhältnisse an der Trafoier Eiswand zeigen, müssen diese rötlich angelaufenen und jene rein schwarzen als äquivalent oder wenigstens nahezu äquivalent angesehen werden.

Wendet man diese Altersverhältnisse auf die Zonen des Kristallokammes an, so läßt sich folgendes daraus schließen: die Schieferzone am Kamm des Passo dell' Ables und jene am Wandfuß ergänzen sich zu einem Sattel; der nördliche Schenkel liegt normal, das heißt er fällt gegen Norden ab, der südliche steht sehr steil oder ist etwas gegen Süden überkippt. Die Zonen an der Nordseite der Hohen Schneid und jene unter dem Vitelligletscher gliedern sich dann als eine kleine gegen Süden ganz überkippte Falte im Norden an jenen Sattel an, da die Zone unter dem Gletscher im Liegendschenkel der Rhätmulde liegt. Diese Zone unter dem Vitelligletscher ist nun aber wohl nicht sicher, insofern die Gesteinsähnlichkeit nur eine annähernde ist; es wäre wohl möglich, daß es sich nur um eine lokale Ausbildung des Dolomits handelt, um so mehr als auch in der Fortsetzung nach beiden Seiten nichts davon zu sehen ist. Nimmt man dementsprechend an, daß hier keine Zone jener unterrätischen Schiefer vorliegt, so kann man, da die Zusammenstellung der beiden südlichsten Zonen als Sattel wegen der Schichtstellung, besonders auch in der Fortsetzung gegen Osten viel Wahrscheinlichkeit besitzt, die zweimalige Wiederholung der Schichten vom Passo dell' Ables nordwärts als eine schuppenartige

Verdoppelung ansehen, oder aber jenen rötlichen Schieferen doch ein etwas tieferes Niveau zuweisen als den schwarzen; es würde dann das ganze Profilstück Passo—Gletscher dem Liegendschenkel der Rhätmulde entsprechen. Die Verteilung der verschiedenen Dolomitarten ist leider eine zu schwankende, beziehungsweise die petrographischen Unterschiede sind zu unsichere, um diese zu einer Entscheidung heranzuziehen. Übrigens konnte man allenfalls auch an Stelle des südlichen Sattels eine Mulde annehmen und müßte sich dann zwischen ihm und der Rhätmulde in der Längsachse der Hohen Schneid ein Sattel konstruieren, doch scheint mir dies am unwahrscheinlichsten.

Mag man also die Verhältnisse in dem einen oder dem anderen Sinne deuten, so haben wir auf jeden Fall in dem westlichen Teil der Ortlergruppe mehrere (zwei oder drei) nach Süden überkippte Anti- und Synklinalen vor uns.

Theobald, Gumbel, Rothpletz und Termier sahen in diesem nur eine nach Süden überkippte Mulde, deren Kern das Rhät ist, wogegen der Kristallokamm den liegenden Schenkel darstellt. Diese Deutung wird hier erweitert zu einer mehrfachen Zusammenfaltung, da die mehrmalige Wiederholung derselben Schichten, welche, wie später gezeigt werden wird, im Osten zu deutlichen Sätteln und Mulden auseinandertreten, der Annahme jenes einheitlichen Liegendschenkels entgegensteht.

Der Trafoier Kamm.

(Fig. 8—13.)

So benenne ich das Kammstück zwischen dem Madatschjoch und dem Ortlerpaß samt seinen nördlichen und südlichen Seitenkämmen, von denen am meisten der der Madatschkögel sowohl orographisch als geologisch von Bedeutung ist. Dieses Kammstück gibt dem Talbilde von Trafoi seinen Charakter. Im Hintergrund leuchten die Eiswände des Hauptkammes herab, vor ihnen stehen als dunkle Kulissen die klotzigen Felsmassen der Madatschkögel auf der einen Seite des Bildes. Auf der Südseite überwiegen die hohen Felsmauern gegenüber der nur geringen Eis- und Firnbedeckung.

Den besten geologischen Einblick gewährt die Zusammenstellung des Profils über die Madatschkögel mit jenem von der Trafoier Eiswand ins Val Zebbru hinab.

Die Madatschkögel stellen einen tief aus der Gebirgsmasse herausgeschnittenen Felskeil dar, an dessen beiderseitigen Wänden die geologische Struktur mit voller Deutlichkeit sichtbar ist, wie die umstehenden Zeichnungen (Fig. 8 u. 9), welche nach Photographien hergestellt sind, zeigen.

Wir sehen am Grat vom Hinteren bis zum Mittleren Kogel die Dolomitbänke gleichmäßig gegen N einfallen. Hier am Mittleren treten schon kleinere S-förmige Faltungen auf, welche durch die hier zwischengelagerten schwarzen Schiefer sehr deutlich werden. Am Vorderen Kogel erscheinen sehr intensive Faltungen, deren Einzelheiten nicht beschrieben zu werden brauchen, sondern aus den Bildern

Fig. 8.



Ansicht der Madatschkögel von Westen.
Aufgenommen am Ebenen Ferner zwischen Signalkuppe und Mt. Livrio.

Fig. 9.



Ansicht der Madatschkögel von Osten.
Aufgenommen auf der rechtsseitigen Moräne des unteren Ortlerferners.

Beide Ansichten nach Photographie gezeichnet.

1. Vorgipfel des Vorderen Kogels. — 2. Vorderer Madatschkogel. — 3. Felskopf zwischen Vorderem und Mittlerem Kogel. — 4. Mittlerer Madatschkogel.

abgelesen werden können. Sie bilden im ganzen eine nach S überkippte Mulde. Die schwarzen Schiefer gehören — entgegen der in der Voranzeige geäußerten Erwartung — wie die Besteigung des Vorderen Kogels zeigte, nicht mehr dem Rhät an, sondern nur dem tieferen Schieferhorizont, vom Vitelljoch, Hohen Schneid etc. Es sind ausschließlich solche schwarze dünn- bis plattige Kalkschiefer, gelegentlich rötlich angelauten, wie jene an der Trafoier Eismwand. Eingeschaltet ist darin eine Bank lichten, brecciosen Dolomits, was auch mit den anderen Vorkommen dieser Schichten übereinstimmt.

Die vom Mittleren Madatschkogel herabkommenden Dolomitbänke, sowie auch das Gestein am nördlichen Vorgipfel des Vorderen Kogels zeigen jenen roten Bruch wie das Gestein am Westfuß der Hohen Schneid; die „Mulde“ des Madatschkogels wird also beiderseits von diesem im Liegenden der Schiefer auftretenden Gestein umfaßt.

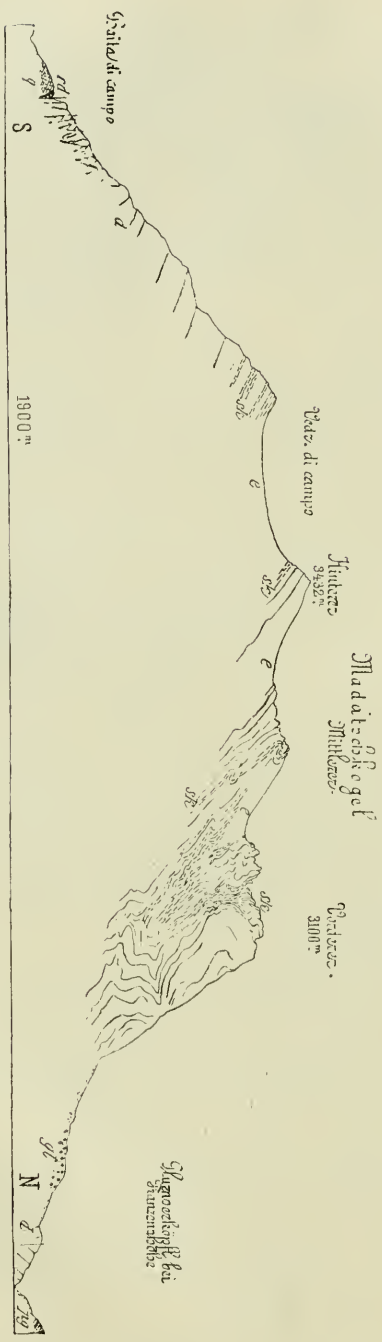
Das Zurückliegen gegen Norden zwischen der Scharte und der Vorderen Spitze erinnert sofort an das analoge Verhältnis zwischen der liegenden Mulde am Vitellgletscher und der Mulde am Naglerspitz. Wir können es auch hier als ein Öffnen der überkippten liegenden großen Schiefermulde ansehen. Hier ist aber der ganze große Nordflügel dieser Mulde in vielfache Falten gelegt; es sind die Falten, welche an der Nordhälfte des Vorderen Kogels sichtbar sind. Man könnte sie auf ein Absinken des nördlichen Flügels gegen die Trafoierlinie zurückführen. Die kleinen Fältelungen am Mittleren Kogel sind in ähnlicher Weise sekundäre Faltungen der großen Muldenschenkel im Kleinen. Die Dolomitbänke, gelegentlich noch mit ganz schwachen Schieferzwischenlagen, welche am Ostfuß des Vorderen Madatschkogels die schönen Fältelungen zeigen, setzen sich in die Wand fort, aus der die drei Bäche im Hintergrunde des Trafoier Tales hervorbrechen. Es ist jedoch dabei zu beachten, daß hier das Streichen sich vollständig ändert. Die Schichten an den Kögeln streichen NO—SW, hier aber dreht sich das Streichen in NNW—SSO-Streichen herum, so daß diese Schichten nicht, wie es im Bilde scheinen möchte, eine immer noch N fallende Verlängerung des Nordschenkels jener großen Mulde bilden, sondern sie fallen bergan, das heißt gegen WSW.

Diese Schichtneigung erklärt wohl auch am besten das Auftreten jener Quellen¹⁾, welche als starke Bäche aus den Schichtfugen hervorbrechen. Geht man den entsprechenden Dolomitbänken nach, so treffen sie gerade auf die Zunge des Trafoier Gletschers. Es kann daher wohl ungezwungen angenommen werden, daß die Schmelzwässer des Gletschers zum Teil in die Schichtfugen eindringen und längs dieser abwärts rinnen, bis sie hier bei einer Öffnung hervortreten. Damit stimmt auch die tiefe Temperatur des Wassers dieser Bäche (im August mit 3—4° C gemessen durch Herrn Dr. Götzinger) überein. Wie ein paar trocken liegende Bachrinnen in der Nähe der jetzigen Quellen zeigen, hat der Ausflußort gelegentlich gewechselt.

Nach dieser Abschweifung kehren wir wieder zur Beschreibung des Trafoier Kammes zurück.

¹⁾ Diese dürften wohl die eigentlichen „heiligen drei Brunnen“ sein, nicht die künstlich dreigeteilte Quelle bei der Kapelle.

Fig. 10.

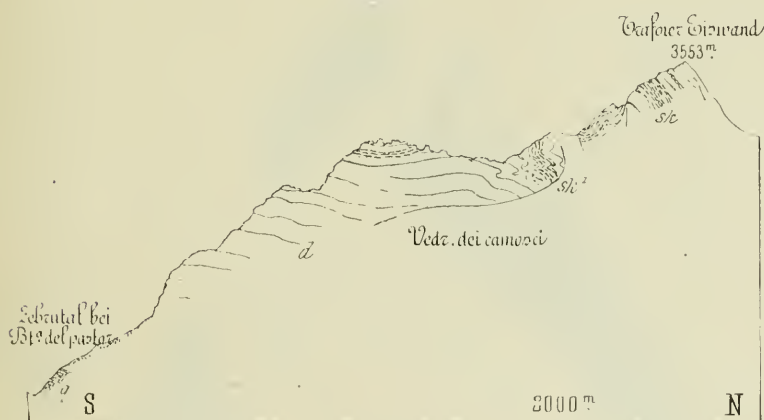


Maßstab: 1 : 37.500.

pg Phyllitgneis. — q Quarzit. — rd rauhwackiger Kalk. — d Orterdolomit. — sk schwarze Kalkschiefer. — gl Moräne des Madatsch-
ferner. — e Eis.

Auch an der Südseite des Hinteren Madatschkogels fallen die Schichten noch mit mittlerer Neigung gegen Norden ab. Es sind die dunkelgrauen dolomitischen Kalke, denen an der Südseite der Spitze eine geringmächtige Lage von schwarzem Kalkschiefer zwischengeschaltet ist, der auch an der Südseite des Tukettspitz wieder ausbeißt. Derselbe Horizont taucht weiter östlich am Nashornkamm wieder aus der Gletscherbedeckung hervor. Das Streichen der Schichten ist in dem ganzen Kammstück vom Tukettjoch bis zum Thurwieserspitze von WSW gegen ONO gerichtet und es ziehen sich daher die Schichten in spitzem Winkel quer über den Kamm hin. Dies tritt besonders deutlich an den Schieferhorizonten der Trafoier Eiswand hervor, deren Süd-

Fig. 11.



Maßstab: 1:31.250.

q Quarzit. — d Ortlerdolomit. — sk schwarze Kalkschiefer. -- sk' schwarze, rötlich verwitternde Kalkschiefer.

(Das Zeichen sk' gehört zu der nächst höheren Partie von Kalkschiefern.)

profil man schon von der Vedretta del campo aus schön überblickt. Unter dem geringmächtigen Schieferhorizont des Hinteren Madatschkogels folgen in gleicher Lagerung noch mächtige Dolomitschichten, welche die beiden Schneeglocken und den Hauptkamm bis zum Gipfel der Trafoier Eiswand aufbauen. Nahe unter dem Gipfelkamm der Eiswand aber fällt schon von weitem ein mächtiges schwarzes Band von Kalkschiefern auf, das als Unterlage jener Dolomite der Schichtlagerung entsprechend quer durch die Wand zum Ferner herabzieht; an dem kleinen schroffen Felskopf (Punkt 3160 der Alpenvereinskarte), der mitten aus jenem aufragt, sind sie wieder zum Teil zu sehen und dann setzen sie sich in jene fort, welche oben schon vom Ostkamm des Kristallospitz beschrieben wurden. Das unmittelbare Hangende dieser schwarzen Kalkschiefer bilden hellgraue Dolomite — wie man bei Besteigung der Trafoier Eiswand vom Camoscipaß aus sieht —

welche dann von dunkelgrauen abgelöst werden; in diesen, nahe unter dem Hauptkamm traf ich eine Bank von Lithodendronkalk. Das Liegende der schwarzen Schiefer bildet wieder Dolomit, noch wechselnd mit einzelnen Schieferlagen, der hier deutlich den Kern einer Antiklinale bildet: an dem von diesem Dolomitlager zum Passo dei Camosci hinabziehenden Grat fallen die Schichten durchweg nach Süden in welliger Verbiegung, und zwar sind es dünntafelige, klingende Kalkschiefer, stellenweise wie Dachschiefer geformt, im Bruche schwarz, an den Schichtflächen rötlich gefärbt. Sie wechsellagern mit Dolomitbänken. Die ganze Schichtfolge gleicht der am Passo dell'

Fig. 12.



Blick von der Trafoier Eiswand zum Thurwieserspitz.

Nach der Natur gezeichnet.

Ables. Die sattelförmige Biegung ist keine zusammenhängende, sondern ein kleiner Bruch trennt Nord- und Südschenkel, was auch daraus ersichtlich, daß die Kalkschiefer sonst unmittelbar den Dolomiten entsprechen müßten. Der Umstand aber, daß zwischen diesen Schiefern und denen höher oben an der Wand auch der Unterschied der rötlichen Schichtflächenfarbe besteht, läßt die Annahme zu, daß sogar eine ziemlich beträchtliche Störung vorliegt und daß jener obere Schieferhorizont in der Schichtfolge über dem rötlich gefärbten liegt, was auch bei dem Profil vom Passo dell' Ables nordwärts die Erklärung vereinfachen würde.

Jene Antiklinale zieht quer durch die Südhänge der Trafoier Eiswand aufwärts gegen Osten und tritt dem ONO Streichen entsprechend auf die Nordseite über. Wenn man vom Gipfel der Trafoier Eiswand zum Thurwieserspitz hinüberschaut, sieht man, wie die Schichten im östlichen Teil des Verbindungsgrates gegen Süden fallen, während man selbst noch auf den nordfallenden des Nordschenkels steht. An der Ostwand des Thurwieser sieht man dann auch nur den Südschenkel des Sattels, gekennzeichnet durch die steilen gegen Süden abfallenden Schiefer, welche an dem kurzen Felsporn, den der Thurwieserspitz gegen Süden entsendet, rasch in flache Lagerung übergehen. An den Kamm, der vom Passo dei camosci gegen Süden zieht, legen sich die Schichten auch ganz flach; zwischen diese

Fig. 13.



Maßstab: 1:31.250.

q Quarzit. — *s* serizitische Phyllite. — *rd* Rauhacke und brecciöser dolomitischer Kalk. — *d* Ortlerdolomit. — *sk* schwarze Kalkschiefer.

flachen Schichten und den Südschenkel jener Antiklinale schiebt sich hier aber noch eine schmale Zone intensiver Faltung ein, die an den gleich südlich des Passes anstehenden Schieferdolomitschichten sehr klar zum Ausdruck kommt; der ganze Seitenkamm ist dann von den flachliegenden Dolomitbänken gebildet, nur am Kamm ist noch ein ganz flach muldenförmig eingesenkter Schieferhorizont erhalten geblieben. Das gleiche sehen wir an dem Profil vom Südsporn des Thurwieser abwärts bis zum Gletscherbach der Vedretta del Zebro. Hier ganz in der Tiefe dieses Seitentales richten sich die Dolomitschichten etwas steiler auf und dann gliedern sich nach Art eines Sattelschenkels sehr steil südfallende Dolomite in der Bachschlucht unten an. Es sind dieselben hellgrauen Dolomite, welche wir unterhalb der Zunge der Vedretta del campo getroffen haben und die dazwischen die mit Schutt überschütteten Terrassen bilden.

Damit haben wir die Aufschlüsse, welche der Trafoier Kamm bietet, beschrieben.

Wir sehen im Norden eine gewaltige überkippte, durch kleinere Fältelungen vielfach komplizierte Mulde, die als die tektonische Fortsetzung der Rhätmulden des Vitellitales auftritt. Daran gliedert sich (an der Südseite der Trafoier Eiswand) ein Sattel, der gegen Osten zum Eiskögele hinüberstreicht; gegen Westen setzt er sich in die gleichmäßig gegen Norden einfallende Schichtfolge des Kristallspitz unmittelbar fort; man muß also annehmen, daß auch er hier gegen Süden überkippt ist, während er östlich davon die normale Sattelform besitzt. Die kleine Faltenzone gleich südlich vom Camoscipäß kann ungezwungen als der Ansatz zu einer dazugehörigen kleinen überkippten Mulde gedeutet werden. Jener überkippte Sattel, beziehungsweise die Schieferhorizonte, die ihn kennzeichnen, setzen sich durch die Wände des Kristallokammes bis an den Fuß des Ablespasses hinüber fort und seine Fortsetzung bildet eine Stütze für die dort angewendete Erklärung der beiden dortigen Schieferhorizonte als Schenkel eines überkippten Sattels. Damit ist auch die Altersgleichheit der Schieferhorizonte gegeben, die schon aus der Gesteinsgleichheit gefolgert werden konnte. Die beiden südlichen Seitenkämme mit ihrer flachen Lagerung zusammen mit den steil gestellten Dolomiten an ihrem Südfuß bilden abermals eine Art Sattel: der Nordschenkel liegt flach, der Südschenkel ist nahezu saiger gestellt; der südliche Schenkel hat hier noch mehr den Charakter einer an der Zebrubrucllinie steil gestellten Scholle, aber in der Fortführung gegen Westen eröffnen sich beide Schenkel als regelrecht entwickelte Sattelschenkel, so daß man ihnen schon hier diese Bezeichnung geben kann. Dieser südliche Schenkel schneidet westlich der Mündung des Gletscherbaches der Vedretta del campo an der Zebrubrucllinie ab, gegen Osten wird er immer breiter.

Frech gibt in seiner oben zitierten Arbeit auch Bilder der Madatschkögel, sowie einige Angaben über die Lagerung der Schichten im Trafoier Kamm. Betreffs der Bilder verweise ich auf die hier gegebenen, die mir deshalb richtiger scheinen, weil sie, beziehungsweise die entsprechenden Photographien von günstiger orientierten Standpunkten aus aufgenommen wurden, so daß die starke perspektivische Verzerrung, wie sie zum Beispiel bei der Abbildung des Vorderen Madatschkogels vom Eiskögele aus sich ergibt, wegfällt, und die Vereinigung zweier von ganz verschiedenen Standpunkten aufgenommener Bilder unnötig wurde. Die wenigen Angaben über den Trafoier Kamm seitens Frech stimmen mit der hier gegebenen Darstellung im wesentlichen überein. Die schönen Faltungen an dem Vorderen Madatschkögel erwähnt bereits G ü m b e l in seiner Schrift von 1891 (Bäder von Bormio etc.).

Erwähnt sei noch, daß der Kamm vom Passo dei Camosci südwärts in seiner dem Zebrutal zugekehrten Wand eine schöne flache Schichtmulde zeigt, deren Achse NS streicht: wir haben also hier ein allerdings vereinzelteres Gebiet, das von zwei Seiten zu einer löffelförmigen Form zusammengebogen ist.

Monte Zebro und Königsspitze.

(Fig. 14—15.)

Bevor wir zum Ortler selbst übergehen, sei zuerst noch dieser südwestliche Teil des Ortlertriasgebirges beschrieben.

Das doppelgipfelige Felsmassiv des Monte Zebro besteht fast ausschließlich aus dem dunkelgrauen dolomitischen Kalk. Nur am SO-gipfel, sowie am Grat nahe ober dem Suldenjoch enthält dieser geringmächtige Einlagerungen von schwarzen Kalkschiefern. Die Schichten fallen am Grat und ebenso in der Nordwand und dem größten Teil der Südwand gegen den Ortler zu; erst im südöstlichen Teil des

Fig. 14.

Ostgipfel des Mt. Zebro.

Suldengrat.



Antiklinale unter dem Suldenjoch, gesehen vom Zebrugletscher.

Nach der Natur gezeichnet.

Berges, am Grat zum Suldenjoch und in der Wand über dem östlichen Flügel des Zebrugletschers tritt eine Änderung ein, indem die Schichten hier gegen SSO fallen; man sieht von diesem Gletscher aus sehr schön, wie die Schichten hier einen großen, ziemlich flach gewölbten Sattel bilden.

Der Sattel steht über dem Gletscher; gehen wir ungefähr in der Streichungsrichtung über diesen hinab bis zur Mailänder Hütte, so treffen wir in dem Felstal unter der Hütte und am Hüttenweg abwärts die Antiklinale wieder; ober der Hütte, bei der kleinen über die Wand herabhängenden Gletscherzunge fallen die Schichten noch bergeln, an dem ganzen Kamm aber, der das Tal im Osten abschließt, beobachtet man steiles S-Fallen; gegen den Gletscher zu

verringert sich der Fallwinkel. Die weitere Fortsetzung haben wir schon oben bei dem Südprofil des Thurwieserspitz besprochen. Es ist die Antiklinale, welche in der Schlucht des Gletscherbaches der Vedretta del Zebzu zu sehen ist und die sich gegen Westen bis zur Baita del campo fortsetzt und dann von der Zebzubruchlinie abgeschnitten wird.

Vom Suldenjoch an bis zur Ostschulter des Königsspitz baut sich der Grat aus steil S fallenden Schichten auf; ihre Schichtflächen bilden die jähren Plattenfluchten der Südwälle. Ebenso kommen am ganzen Nordgrat (Mitscherkopf) durchweg die Schichtköpfe von steil S fallenden Bänken zutage. Und ebenso endlich besteht die Cima della Miniera und der obere Teil der Pale rosse aus diesen steil südfallenden Schichten. Sie gehören alle zusammen dem Südschenkel jenes Sattels am Monte Zebzu an. Schon nordöstlich des Suldenjoches stehen am Zebzu, wie oben erwähnt, schwarze Kalkschiefer an; in weit stärkerer Entwicklung erscheinen sie aber am Suldengrat (NW-Grat des Königsspitz) von der Abzweigung des Minierakammes an bis zum Gipfel und ebenso trifft man sie an der Cima della Miniera. Sie streichen ONO. Es sind hier dunkelgraue, streifige, dünntafelige Kalkschiefer, welche oft auch eine rötliche oder gelblichbraune Färbung auf den Schichtflächen besitzen, wodurch sie den südfallenden Schiefern an der Trafoier Eiswand sehr ähnlich werden. Nahe der Zebzubruchlinie sind die Schichten sehr steil aufgerichtet. Ein neues Moment kommt hier dazu durch das Auftreten von Eruptivgesteinen in Gängen; reich daran ist die Cima della Miniera. Ich habe in einer früheren Notiz¹⁾ bereits die Gänge von Diorit und Hornblendeporphyrit beschrieben, welche in der Südwall aufsetzen. Ebenso sind nahe unter dem Gipfel an der Westseite solche vorhanden, begleitet von intensiven Verfaltungen des Dolomits und der Schiefer. Auch hier ist weißliche Färbung des Dolomits im Kontaktbereich zu sehen. Weitere solche Gänge treten in dem Kamm auf, östlich oberhalb des Weges zur Mailänder Hütte ebenfalls von Kontakterscheinungen im Dolomit begleitet. Es ist aber auch das Massiv der Königsspitze von solchen Porphyritgängen durchzogen; so beobachtet man zwei derartige beim Aufstieg über dem Mitscherkopf; mehrere scheinen mitten in der furchtbaren Eiswand an der Nordostseite hervorzubrechen, soweit nach der Färbung der Felsen geschlossen werden kann. Endlich durchziehen mehrere Porphyritgänge den Nordostgrat der Königsspitze. Von allen diesen findet man auch in den Moränen des Suldenferners Bruchstücke in großer Menge, wie dies auch bereits Rothpletz²⁾ angibt. Die Berichtigung der irrthümlichen Frech'schen Angaben über diese Porphyrite wurde schon in der Voranzeige gegeben.

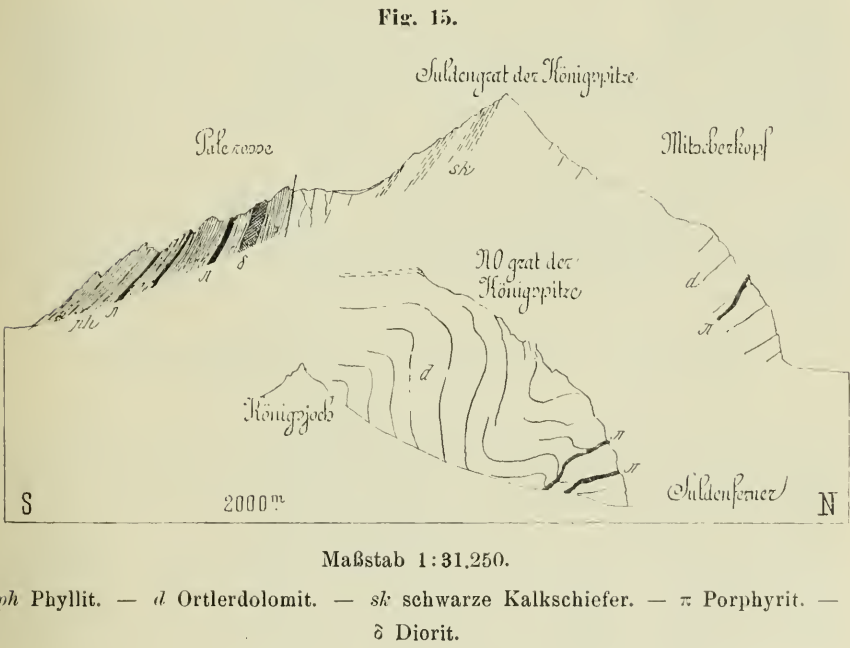
Ein weniger einfaches tektonisches Bild als die Süd- und Westseite der Königsspitze gewährt der Anblick ihrer Ostseite: wir sehen hier die Schichten in Falten gelegt, und zwar eine große Falte mit nahezu saiger stehendem Mittelschenkel und ganz flach liegendem Südschenkel; ebenso liegt der Nordschenkel flach, ist selbst aber nochmals

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902.

²⁾ Rothpletz, Alpenforschungen II.

in eine kleine gleichgeformte Falte verbogen. Oberhalb des Königsjoches in der unmittelbaren Nähe der Zebrubachlinie sind auch die Schichten des Südschenkels wieder steil gestellt. Das Gestein ist fast durchweg der graue „Ortlerkalk“, soweit ich es vom Gletscher aus und an den herabgestürzten Blöcken gesehen habe, durchzogen von den oben genannten Porphyritgängen. Die schwarzen Schiefer sind nur im oberen Teil des Nordostgrates in flachliegenden Schichten zu sehen.

Die große Felsinsel zwischen der üblichen Anstiegsroute zum Königsjoch und den Gletscherbrüchen besteht zum Teil auch noch aus Triasdolomit, zum Teil aus Chloritschiefer.



Ein weiteres ganz einzeln liegendes Restchen von Trias findet sich endlich noch bei der Schaubachhütte. Der Kopf mit dem Vermessungssignal ober der Hütte besteht aus Rauhwacke und unter ihr liegt an dem kleinen Bach, der vom Ebenen Wandferner herabkommt, ein grobkristalliner, hellgelblichweißer, bituminös riechender Kalk mit einzelnen dunkelgrauen schiefrigen Zwischenlagen (2—3 cm dick). Durch Vegetation getrennt steht gegen die Hütte zu als Liegendes beider weißer, plattiger, aplitischer Serizitgranitgneis an. Etwas weiter nordwärts am Bach liegt die Rauhwacke direkt auf dem Gneis. Über ihr liegt Moränenschutt.

Die Rauhwacke bildet den ganzen Rücken, der das Signal trägt, dann verschwindet das Anstehende unter den Moränen des Ebenen Ferners. Die Moränen aber führen noch bis an ihr oberes Ende

unter dem Madritschjoch Blöcke dieser Rauhwacke, ein Zeichen, daß diese unter dem Ebenen Ferner noch weiterhin ansteht.

Dies das Verzeichnis des Anstehenden.

Die obengenannten Falten der Ostwand wurden von Frech zuerst erkannt und dargestellt; „liegende“ Falten, deren „Scheitel gegen Südost, nach dem Königsjoch zu gerichtet sind“, sind es allerdings gerade nicht, denn ihr Mittelschenkel steht nahezu saiger und erscheint nur in der perspektivischen Verschiebung des Bildes von der Schaubachhütte aus als liegend. Ich habe in dem Profil 15 diese Falten auf die Profilebene projiziert eingezeichnet — die Ostwand liegt sonst außerhalb der Ebene — was in Rücksicht auf die Steilheit der Wand und die Nähe der Querschnittsebene erlaubt sein mag. Sie erscheinen dann als eine Art von Stauchungsfalten an der Zebrubruichlinie, die gegen das Innere des Ortlertriasgebietes geneigt sind, im Gegensatz zu den Süd- und Südost gerichteten überkippten Falten des westlich gelegenen Teiles. Der gleichmäßig geformte Schichtsattel des Zebru nimmt hier eine Mittelstellung zwischen beiden ein.

Im ganzen betrachtet, gliedern sich also in dem südöstlichen Teil des Ortlertriasgebirges eine große Falte, begleitet von ein paar kleinen, an die tektonischen Elemente, welche wir am Trafoier Kamm kennen lernten, mit gleicher Streichungsrichtung an und werden im Süden und Südosten von der Zebrubruichlinie schief abgeschnitten.

Der Ortler und der Kamm zum Hochleitenspitz.

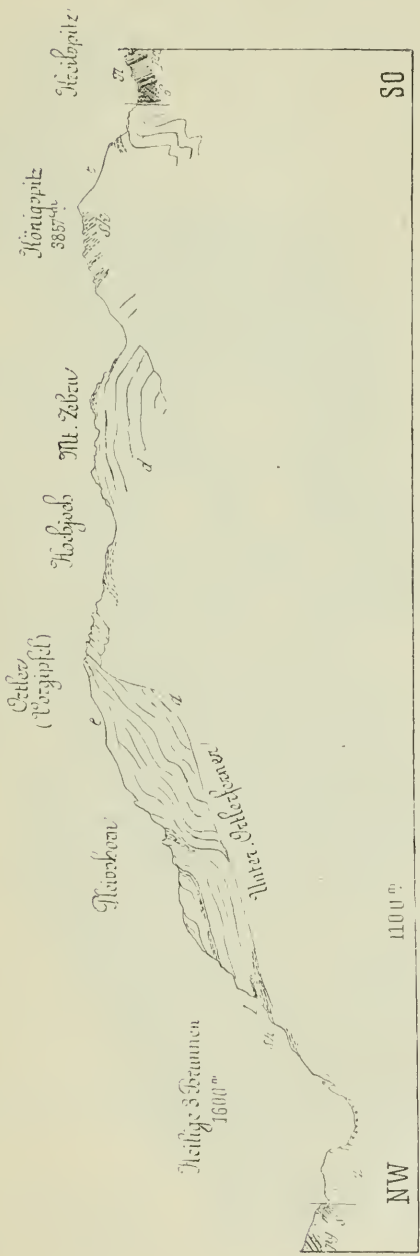
(Fig. 16—24.)

Nach zwei Seiten stürzt der Ortler in hohen Wänden ab; auf der Ostseite ragen diese Wände durchschnittlich 1200 *m* über dem kristallinen Sockel im Suldental auf; an der Westseite fällt der Ortler an den „Hinteren Wantln“ und dem Pleißhorngrat 500—600 *m* tief zum unteren Ortlerferner ab, gegen Norden dagegen ist die Abdachung eine allmähligere und bietet deshalb dem oberen Ortlerferner Raum zur Entwicklung seiner Firn- und Eismassen. Im Süden bildet der schmale scharfe Felsgrat, welcher zum Ortlerpaß und zum Hochjoch zieht, die Verbindung mit den früher beschriebenen Teilen.

Dieser Felsgrat — **Hochjochgrat** genannt — besteht in seinem zum Hochjoch ziehenden Ast aus schwarzen dünnplattigen Kalkschiefern. Diese liegen näher dem Joch ganz flach, gegen den Ortler zu neigen sie sich allmählich immer mehr gegen NW und biegen sich in der Gegend der Harprechtrinne flexurartig zur Basis der Ortlerwände herab, wo sie wieder flacher unter ihn einfallen.

Der zum Ortlerpaß abfallende Zweig besteht aus ganz undeutlich geschichtetem brecciösem Dolomit. Vom Vereinigungspunkt an aufwärts bis zum Ortlervorgipfel (Punkt 3862) fallen die deutlich gebankten Dolomite steil gegen den Ortler ab und streichen ungefähr NO—SW. Nur an zwei oder drei Stellen kommen nochmals ganz geringmächtige Einschaltungen von schwarzen Schiefern im Dolomit vor, so am oberen Ende der schmalen Firnschneide am Vereinigungspunkt.

Fig. 16.



Maßstab : 1 : 62.500.

pg quarzitischer Phyllitgneis. — ph Phyllit. — p Porphyrit. — d Diorit. — s Serizitquarzite des Verrucano. — d Ortlerdolomit. — sk schwarze Kalkschiefer. — L Lithodendronbank. — e Eis.

Bei den „**Hinteren Wantln**“ sieht man aus der Entfernung mehr als bei einer Durchsteigung. Günstige Punkte dazu sind der Nashorngrat und die Trafoier Eiswand. Ich füge hier eine von letzterem Standpunkt aufgenommene Zeichnung ein. In den Hinteren Wantln sieht man die dicken Bänke des Dolomits flach gegen NW fallen, die durch Schneebedeckung noch mehr hervortretenden Schichtplatten neigen sich flach gegen das Pleißhorn zu. Gegen die oberste Nische des Ortlerferners nimmt die Neigung zu und es entwickelt sich dergestalt ein Übergang in die steilstehenden Bänke des Hochjochgrates. Am äußeren Ende der Hinteren Wantln, an der Wand des Pleißhorns, gegen den Unteren Ortlerferner sieht man die Schichtbänke saiger aufgerichtet, wobei die Umbiegung aus der flachen Lage eine rasche ist. Im tieferen Teil der Wand tritt diese Saigerstellung schon weiter oben über dem Gletscher auf. Am Nordwestgrat des Pleißhorns aber tritt sofort wieder flache Lagerung ein und in den unteren Teilen der Wand tritt die Änderung mit bruchartiger Raschheit ein. Die Lagerung am **Pleisshorngrat** sieht man gut von den Höhen über dem „Weißen Knott“ aus, überdies aber ist dieselbe auch bei der Begehung des über ihn führenden „Meraner Weges“ im Detail gut zu studieren. Im obersten Teil fallen die Schichten stark gegen den Ortlerferner ab, das Streichen geht hier von NNW nach SSO und dieses Streichen hält am ganzen Weg, soweit er dem Kamm nachgeht, an, unterbrochen von einzelnen Knickungen zu saigerer Stellung; die gleiche Fall- und Streichrichtung beobachtet man aber auch an den Wänden jenseits der „Sticklen Pleiß“ unter den Eisabbrüchen des Oberen Ortlerferners. Im unteren Teil des Kammes wird die Lagerung flacher und gleichzeitig vollzieht sich eine Änderung im Streichen: in den Wänden ober der Berglhütte und am Wege von ihr zum Ortlerferner hinein streichen sie NO bis NNO und fallen flach gegen das Trafoiertal zu und dieselbe Schichtneigung besitzen die großen Plattenfluchten unterhalb der Berglhütte bis Heiligdreibrunnen hinab. Nur an der Seite der Sticklen Pleiß bleibt das NNW-Streichen bis zum Fuß herab. Betreffs der Schichten ist folgendes anzuführen: die Hinteren Wantln zeigen nur Ortlerdolomit. Am Sattel oberhalb des Pleißhorns stehen die schwarzen Kalkschiefer an und streichen auch in die Wände über der Sticklen Pleiß hinaus. Desgleichen trifft man solche im oberen Teil des Pleißhorngrates (an der Schulter, unterhalb der Stelle wo man gewöhnlich die Pleiß überquert), geringmächtige Lagen finden sich auch noch etwas tiefer an mehreren Stellen. In größerer Mächtigkeit aber bilden sie die Terrasse, auf der die Berglhütte steht. Hier ober der Hütte am Fuß der Wände steht eine Lithodendronkalkbank an und ebenso beobachtete ich eine solche an der eben genannten Schulter im oberen Teil des Grates.

Die nahezu gleichförmig mit dem Gehänge abfallenden Dolomitbänke unterhalb der Berglhütte stoßen in der Schlucht des Abflusses des Unteren Ortlerferners unvermittelt bruchartig mit den NW—SO streichenden und SO fallenden Bänken am Fuß des Madatschkogels zusammen.

An der Suldener Seite des Ortler springen zwei steile Grate

Fig. 17.



Die „Hinteren Wantln“ des Ortler, von der Trafoier Eiswand gesehen.

Nach der Natur gezeichnet.

aus den Wänden vor: der „Hintere Grat“ und der „Marltgrat“, von denen besonders der letztere ein vortreffliches Profil bietet.

Das Streichen der Schichten in den ganzen östlichen Wandfluchten des Ortler schwankt wenig um die NS-Richtung mit westlich bergewärts gerichtetem Fallen.

Fig. 18.



Pleiðhorngrat des Ortler, gesehen vom Kamm ober dem Weißen Knott.

Nach der Natur gezeichnet.

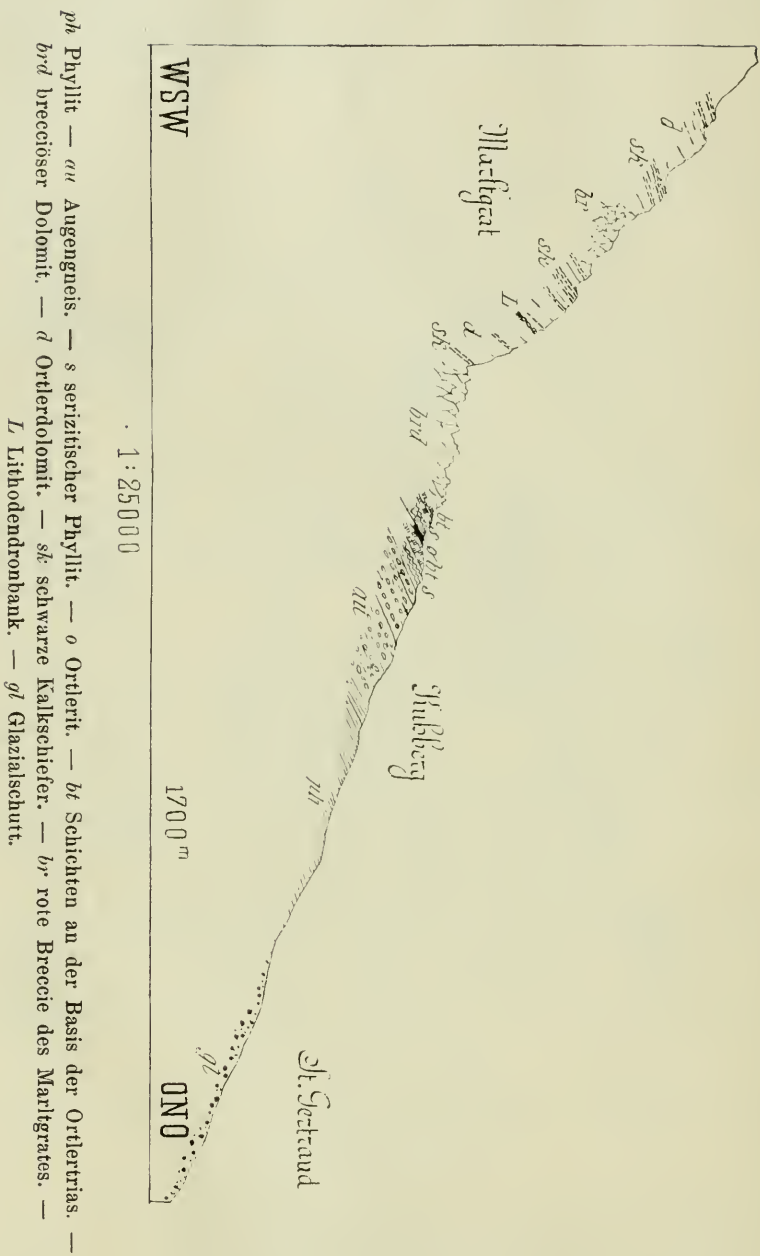
Der „**Hintere Grat**“ besteht in seinem untersten Teil, von der Rauhwacke am begrünten ebenen Kamm ober der Schönleiten an bis nahe zum Oberen Knott (Punkt 3461 der Alpenvereinskarte) hinauf aus dickbankigem grauem Dolomit, der mit mittlerem Neigungswinkel unter den Ortler einfällt. Kurz vor Erreichen des Oberen Knott begegnet

man einer größeren Einlagerung von schwarzen Kalkschiefern, deren Bergeinfallen an der südlichen Wand sich rasch flexurartig versteilt. Sie tauchen unter den Suldenferner. Der ganze unausgeprägte Seitenast aber, der vom Oberen Knott längs dem Suldenferner gegen SO sich absenkt und aus dem gleichen splittrigen grauen Dolomit besteht wie der Hauptast des Hinteren Grates, zeigt NW-Streichen und steilen Schichtabfall zum Suldengletscher. Auch die Felshöcker am Oberen Knott selbst zeigen zum Teil ein solches NW-Streichen, hier aber mit steilem Nordgefälle. Gleich daneben am unteren Rand der Firnkappe setzt wieder das normale NS-Streichen ein; es liegen hier noch schwache Kalkschieferlagen zwischen dem dünnbankigen Dolomit. Vom Oberen Knott bis zum Signal ist der Grat zum größeren Teil von Firn überdeckt. Wo dieser Firnkamm unter dem „Signal“ (Punkt 3723 der Alpenvereinskarte) endet, steht wieder eine mächtige Schicht der schwarzen Kalkschiefer an: es ist dieselbe Lage, welche am Hochjochkamm ansteht, dann im untersten Teil der Wände des Ortler durchstreicht und nun hier den Hinteren Grat überquert. Am Signal selbst zeigen die Dolomitbänke dieses Felszackens wieder das Streichen parallel dem Grat mit sehr steilem N-Fallen, während die schwarzen Kalkschiefer und die über dem Signal folgenden Teile des Grates das NS-Streichen und W-Fallen besitzen. Über dem Signal folgt zunächst wieder eine längere Firnschneide, dann dünnbankige, dunkelgraue, kalkige Dolomite (bei der „Platte“), die dann in den undeutlich geschichteten grauen Dolomit übergehen, der den obersten Teil des Grates zusammensetzt.

Diese NW streichenden Partien können fast nur als Schollen begriffen werden, welche an einen oder mehreren dem Grat parallel laufenden Verwerfungen eingebrochen sind. Die NW-Richtung dieser Verwürfe stimmt überein mit den Anzeichen von NW verlaufenden kleinen Brüchen, welche an der Tabarettakugel bemerkbar sind; vielleicht sind parallele Störungen am Ausgang der Hohen Eiserinne die Fortsetzung jener. Auch das Aussehen der glatten rötlichen Wände, mit denen der untere Teil des Hinteren Grates gegen den Suldenferner abbricht, läßt dies schon vermuten.

Ein vollständigeres Profil als der Hintere Grat bildet der fast rein felsige **Marligrat**. Die am Kuhberg anstehenden Gesteine an der Basis des Grates übergehe ich zunächst, um sie im Zusammenhang mit der ganzen Triasbasis vom Ortler bis zum Zumpanell zu beschreiben, und beginne gleich mit dem ersten, fast horizontal verlaufenden, aber sehr zackig geformten Stück des Grates. Dieser besteht aus dunkelgrauem, etwas sandig sich anfühlendem, sehr dolomitischem Kalk, der großenteils primärbrecciöse Struktur an sich trägt, aber auch sekundär zertrümmert ist und dementsprechend seine Schichtung nicht erkennen läßt. Er enthält undeutliche Versteinerungsspuren (weiße Pünktchen und Stielchen); vom oberen Ende dieses Kammstückes steigt der Grat plötzlich außerordentlich steil pfeilerartig in die Höhe. Am Fuß des Steilaufschwunges kommt ein etwa 1 m mächtiges Lager schwarzer Kalkschiefer, begleitet von gut gebanktem grauen Dolomit, zutage. Der ganze Steilaufschwung, der dem Kletterer ein zwar sehr steiles, aber sicheres und fröhliches Emporturnen ge-

Fig. 19.



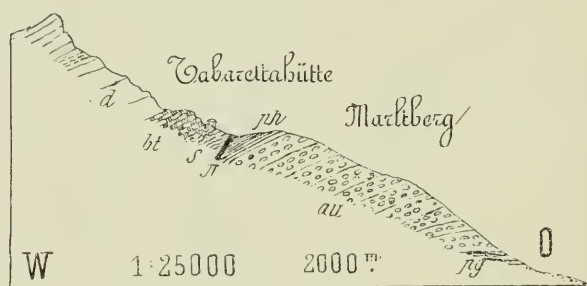
stattet, besteht bis zum ersten erkerartigen Vorsprung („Turm“) aus einem dickbankigen grauen Dolomit, der steil bergein fällt (Streichen NS). In seiner Mitte und an seinem oberen Ende findet sich eine sehr geringmächtige Lage schwarzen Kalkschiefers; nahe unter dem oberen Ende eine etwa 2 m starke Bank von Lithodendronkalk. Der Dolomit reicht auch noch über das genannte Eck hinauf, wird aber hier zusehends dünnbankiger, gebändert, und schließlich gehen aus ihm bei der ersten kleinen Firnschneide schwarze, blättrige, klingende Schiefer hervor, stellenweise mit einem schwach glimmerigen Anflug auf den Blattflächen. Gleich darauf folgt die zweite kleine Firnschneide. Über ihr besteht der hier stark verbreiterte Grat aus einer weinrot oder rostigrot angelaufenen Breccie mit Kalzitüberzügen auf vielen Spaltflächen und Kalzitdrusen. Es ist ein Gestein, das sehr an die Gesteine am Passo dell'Ables (Kamm) erinnert, aber viel mehr brecciös ist und durch seine Zertrümmertheit und Brüchigkeit diesen Teil (zusammen mit den darüberfolgenden Schiefen) zu dem gefährlichsten und unangenehmsten der ganzen Tour macht. Auf ihr liegen graue Dolomite, dann schwarze Kalkschiefer, welche wieder von dünnbankigem bis tafeligem Kalk mit bräunlichen Überzügen auf den Schichtflächen überlagert werden, dann folgen dunkler Kalk mit weißen Kalzitadern, Kalkschiefer, gebankter Dolomit, endlich unmittelbar unter dem „Turm“ vor der dritten Firnschneide schwarze, dünntafelige Schiefer, die von einer mächtigen ungeschichteten Dolomitbank beschwert werden, welche den Gipfel des „Turmes“ bildet. Bei allen den letztgenannten Schichten ist das Fallen viel flacher als im unteren Teil des Grates. Im Bereich der Breccie und in deren nächsten Hangenden ist die Lagerung zerrüttet und nicht näher bestimmbar. Dieser „Turm“ ist der Vereinigungspunkt des Hauptgrates mit dem gegen den Marltferner hinabsinkenden kleinen Seitengrat. Ober ihm folgt wieder eine Firnschneide und dann der letzte größere „Turm“. (So werden diese Schultern oder Staffeln des Grates in Bergsteigerkreisen fälschlich benannt.) Dieser besteht im unteren Teil aus festem, wenig geschichtetem grauen Dolomit, welcher nach oben in dünnbankigen bis plattigen dunkelgrauen Dolomit übergeht. Ober diesem Turm ragt nur noch ein kleines Felsköpfchen aus der langen Firnschneide empor, die sich ober diesem dann in großer Steilheit bis zur Hochfläche des obersten Ortlerfirns hinaufschwingt. Jenes Köpfchen zeigt eine Breccie von dunklem bis schwarzem dolomitischen Kalk mit weißen Kalzitadern. Die Serien der schwarzen Kalkschiefer und dünnbankigen Dolomite über der roten Breccie ziehen quer durch die Wände über die „Schückrinne“ zum Hinteren Grat: es sind die Schiefer zwischen Signal und Oberen Knott. Die dünnbankigen dunklen Dolomite bei der „Platte“ entsprechen denen am „obersten Turm“ des Marltgrates. Die rote Breccie ist am Hinteren Grat nicht mehr zu sehen. Die tieferen Schieferhorizonte lassen sich schwer durch die unzugänglichen Wände an der Nordseite des Oberen Knott verfolgen; vielleicht daß der Horizont am oberen Knott selbst den Schieferhorizonten an den unteren Firnschnitten des Marltgrates entspricht.

Damit ist der Ortler selbst beschrieben und ich füge gleich

die Darstellung des **Hochleitenkammes** an, der in seiner Niedrigkeit und geringen Entfaltung gegenüber der gewaltigen geschlossenen Masse des Ortler nur als ein Ausläufer derselben erscheint. Er trägt drei Gipfelerhebungen: die Tabarettaspitze, orographisch nur als Abzweigungspunkt des Seitenkammes der Tabarettakugel hervortretend, die Bärenköpfe, welche ebenfalls einen Seitenkamm gegen das Trafoital vorstrecken, und endlich der Hochleitenspitz, der am ehesten auf den Namen Gipfel Anspruch erheben kann. Von ihm sinkt der Kamm rasch zur begrünten Höhe des Zumpanell ab; gegen Osten fallen sie alle in einer ungegliederten langen Wandflucht ab. Erst im kristallinen Sockel tritt auf dieser Seite eine Talbildung ein.

Der Gipfel der Tabarettaspitze ist von einem breiten Bande von schwarzen Kalkschiefern umgürtet — am Hamburgerweg sind sie bequem zu sehen. Teilweise besitzen sie gelblichbraune Übergänge. Sie streichen NS und fallen mäßig gegen W ab. Beiderseits

Fig. 20.



py Phyllitgneis. — au Augengneis. — ph Phyllit. — s serizitisch-quarzitische Schiefer. — bt Schichten an der Basis der Ortlertrias. — d Ortlerdolomit.

der Spitze besteht der Kamm aus grauem Dolomit mit gleicher Lagerung.

Der Kamm der Tabarettakugel besteht ausschließlich aus dolomitischem Kalk (Ortlerdolomit). Die Form des Berges entspricht der Lagerung der Gesteinsbänke: diese streichen an der Südwestflanke NNW—SSO und fallen gleichsinnig und gleich stark wie das Gehänge. Am Weg von der Edelweißhütte zur Berglhütte mißt man an den Felshängen unterhalb des Tabarettagletschers NW—SO-Streichen und SO-Fallen der gleichen Gesteine. Nur am Fuß der in senkrechter Wand abbrechenden Schichtköpfe an der Nordostseite des Berges lehnen einzelne steilstehende und abweichend streichende kleine Schollen. Auch am Eck zwischen Tabarettatal und Südostflanke der Kugel beobachtet man kleine gestörte Partien.

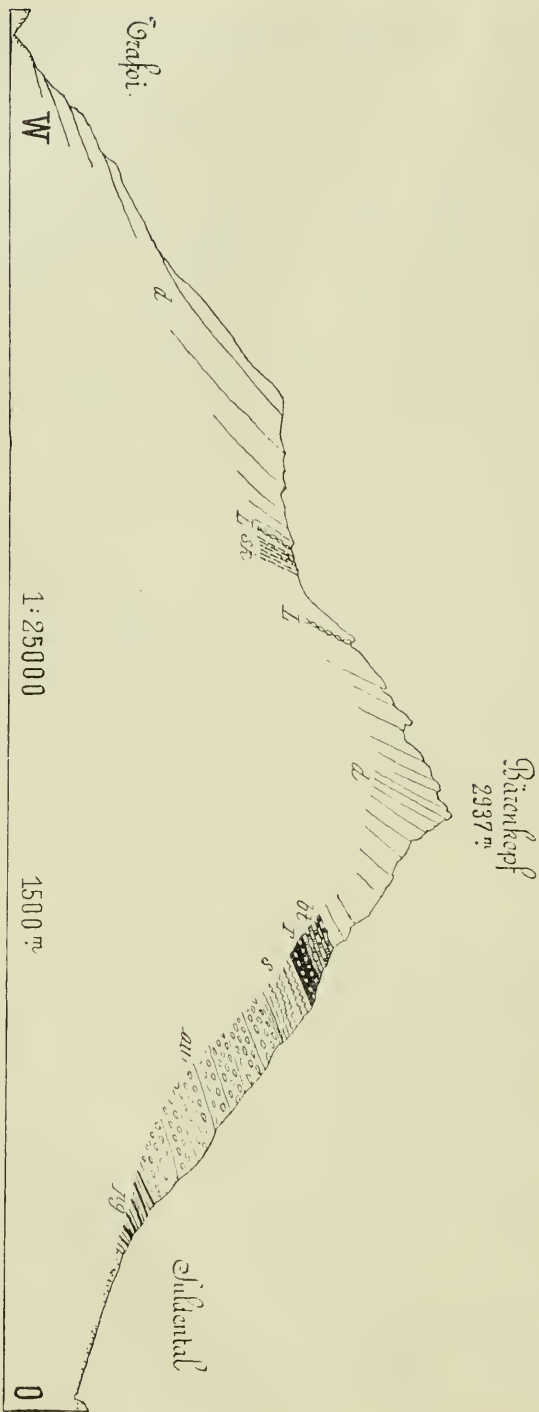
Ein gutes Querprofil über den Hochleitenkamm bietet ein Aufstieg über die Tabarettawände zur „Durchfahrt“ und der westliche Seitenkamm der Bärenköpfe, welcher Tabarettatal und Hochleitenkar trennt. Das Profil über die Tabarettawand habe ich in der Voranzeige bereits beschrieben. Der besseren Übersicht wegen sei es

hier wiederholt: Über den Basisschichten (Gümbels Muschelkalk) lagert eine etwa 200 m mächtige Masse hellgrauen feinkörnigen Dolomits (sehr dolomitischer Kalk) ohne deutliche Schichtung. Gegen oben zu wird er dunkler. Er riecht etwas bituminös. Darauf folgt ein schwärzlichgrauer Dolomit, stellenweise etwas brecciös und mit weißen Kalkspatadern, ganz untergeordnet stecken darin auch ein paarmal dünnplattige Lagen von schwarzem Kalk, so bei dem Drahtseil am Weg. Zwischen diesen lagert ein schwarzer Dolomit mit grobepitigen Kalkspatnestern, über der oberen Lage brecciöser Dolomit; dann liegen bis zum Joch hinauf schwärzlichgraue, sehr dolomitische Kalke. Die Schichtbänke streichen auch hier noch ebenso wie in den Ortlerwänden NS und fallen ziemlich stark gegen W. In dieser Lagerung bilden dieselben Dolomite auch den Grat von der Durchfahrt zu den Bärenköpfen, manchmal noch mit schwächtigen Einlagerungen schwarzer dünnplattiger Kalke. An den Bärenköpfen sind die Bänke steil gestellt, wobei auch kleine Störungen zu beobachten sind, die mit dem Querbruch, der gleich nördlich der Bärenköpfe über den Grat schneidet, zusammenhängen dürften. Nördlich der Abzweigung des Westkammes nämlich kommt am Grat eine Stelle, wo in einer quer über den Grat ziehenden Zone das Gestein ganz zertrümmert und in dolomitische, stellenweise in Rauhwaacke übergehende Breccie umgewandelt ist; jenseits nördlich derselben ist das Fallen der Schichten auf einmal flach, während südlich davon die Schichten fast saiger stehen. Die flachliegenden Schichten sind dünnbankige dolomitische Kalke. Unter ihm liegen wieder die dunkelgrauen Dolomite mit einer Einschaltung von schwarzem Kalkschiefer. An dem Kopf südlich über dem Hochleitensjoch und an diesem selbst steht dann ein hellgrauer Dolomit an mit NNW-Streichen. Wir kommen hier, indem wir über den Grat absteigen, offenbar wieder in tiefere Teile des Tabaretta-Profils herab. Doch wir wollen zunächst das Querprofil vom Suldener zum Trafoier Tal vollends abgehen, bevor wir dem Hochleitenspitzen uns zuwenden.

An dem von den Bärenköpfen gegen Westen herabsinkenden Seitenkamm fallen im oberen Teile die Dolomitbänke steil gegen Westen ab. Auch an dem Sattel, an dem die zur Payer-Hütte führenden Wege jenen überschreiten, ist der Neigungswinkel der Schichten noch ein sehr großer, bei nordsüdlichem Streichen. Wir haben hier von der Stelle, wo der Gomagoier Weg den Kamm quert, abwärts bis zu der Stelle, wo der Trafoier Weg ihn von unten herauf zuerst erreicht, eine Folge von brecciösem Dolomit, auf diesem dünnbankige bis dünn- tafelige, klingende, schwarze Kalkschiefer und in ihrem Hangenden eine Bank von Lithodendronkalk. Weiter gegen Westen längs dem ganzen sich wieder aufschwingenden und dann steil gegen Trafoi absinkenden Kamm liegen dann durchweg die dunkelgrauen zuckerkörnigen Dolomite. Das Streichen ist hier am Kamm NNW—SSO bei sehr steilem W-Fallen. Auch am Nordfuße der nordseitigen Wand des Kammes mißt man NNW-Streichen. Der Fallwinkel verringert sich im Gehänge, das auch hier, ebenso wie an der Tabarettakugel, so ziemlich mit den Schichtplatten gleich geneigt ist.

Von dem Wegsattel aufwärts gegen die Bärenköpfe muß noch

Fig. 21.



pg Phyllitgneis. — au Augengneis. — s serizitische Schiefer. — r Rauhwacke. — bt Schichten an der Basis der Ortlertrias. —
d Ortlerdolomit. — st schwarze Kalkschiefer. — L Lithodendronbank.

eine Lithodendronbank anstehen, da zahlreiche Blöcke davon auf der Halde liegen; im Anstehenden habe ich sie nicht gesehen.

Die schwarzen Kalkschiefer des Sattels streichen zur Edelweißhütte hinüber, unterhalb der man sie trifft, und Spuren derselben finden sich auch noch am Weg von der Edelweißhütte aufwärts. Hier ober dieser Hütte hat sich das Streichen auch gegen NNW gedreht (Fallen immer steil W). Alle Umstände deuten also darauf, daß die schwarzen Schiefer am Tabarettaspitz die Fortsetzung derer am Wagsattel sind.

Die breite Mulde des Tabarettatales ist größtenteils von Moränen erfüllt. Ober der Schäferhütte tritt aber an der Talstufe der Fels zutage in Gestalt eines dünnbankigen grauen Dolomits, in dem einzelne wenige Lagen von dünntafeligen schwärzlichen Kalkschiefern stecken, wodurch die ganze Felsgruppe etwas an die Gesteine an der Wegscharte erinnert. Im unteren Teil liegen sie NNW streichend und flach SW fallend, höher oben drehen sie sich mit allerlei Verbiegungen zu NO-Streichen herum und dieses beobachtet man auch an den Felsknoten weiter nördlich der Schäferhütte. Die hohe Felsstufe, ober welcher das Tal gegen das Trafoier Tal in die Luft ausgeht, besteht aus dem weitverbreiteten dunkelgrauen Dolomit (oder sehr dolomitischen Kalk), dessen dicke Bänke gegen das Tal abfallen bei NW- bis NNW-Streichen. Wo das Steiglein durch die Felsen hinauführt, sind diese ganz brecciös und zertrümmert und abweichend von der Hauptmasse berglein fallend, was mit den verschiedenen Störungen an der Tabarettakugel korrespondiert.

Es erübrigt nun noch den Hochleitenspitz zu beschreiben, um die Darstellung des triadischen Hochgebirges abzuschließen.

Ich habe oben schon bemerkt, daß man beim Abstieg vom Bärenkopf zum Hochleitensjoch sich wieder in tiefere Teile des Tabarettaprofils herabbegibt, und in ähnlicher Weise durchsteigt man einen Teil jener Profilfolge wieder aufwärts, beziehungsweise abwärts, wenn man den Hochleitenspitz längs des Grates vom Joch zum Zumpanellberg überquert. Der obere Teil des Berges besteht aus dem dunkelgrauen Dolomit, darunter folgen am Joch und gegen den Zumpanell zu hellere Dolomite, beide stellenweise mit primärer Breccienstruktur; letztere werden unterlagert wieder von dunkleren, teils brecciösen Dolomiten und dünnen, bankigen, streifigen dolomitischen Kalken, in denen wieder zahllose weiße Pünktchen und Stielchen sitzen und darunter folgen dann einige Vertreter der Basisschichten. Die Streichungsrichtung ist NNW—SSO, die Fallrichtung WSW. Am Kamm Joch-Gipfel treten wohl infolge lokaler Verurschungen auch ostfallende Lagen auf. In den nordwestlichen Wänden der Spitze dreht sich das Streichen immer mehr gegen NW bis zu WNW—OSO herum bei gleichbleibendem Sinn des Fallens (SW, beziehungsweise SSW).

Nun sei, um das Bild des Ortler vollständig zu machen, noch seine **Basis im Osten** und **Norden** beschrieben.

Längs dieses Randes werden die triadischen Dolomite von einer Schichtfolge unterlagert, die G ü m b e l zuerst beschrieben und zum „Muschelkalk“, beziehungsweise zu den Partnachschiefern gestellt hat. Er hat die Schichtfolge nur am Tabarettaweg (Marltrücken—Durchfahrt) gesehen.

Ich gebe in der beifolgenden Tabelle nun petrographische Profile von den drei Stellen an der Ostseite des Hochleitenkammes, wo diese Schichten am besten und in ungestörter Aufeinanderfolge zu sehen sind. Es ist die bekannte Stelle am Weg über den Marltrücken (nicht zu verwechseln mit dem Marlgrat, welcher südlich des Marltferner liegt) zur Durchfahrt und zwei von den beiden Begrenzungsrücken des Z o p p g r a b e n s (unterhalb des Hochleitenjoches).

I. Tabarettaweg.

- 10 m lichtgrau verwitternde, schwärzliche, dünnplattige, dolomitische Kalke, etwas streifig und mit fleckigem Glimmerbelag, zu unterst brecciös;
- 1 m zerquetschte, schwärzliche, blättrige Schiefer mit großen weißen oder gelblichen Kalkspatadern und Knauern;
- 3 m lichtgrauer Dolomit;
- 10 m ziemlich dünnbankige, streifige, dolomitische Kalke mit ganz schwachem glimmerigem Belag auf den Schichtflächen;
- 20 m Wechsel von schwarzen feinblättrigen Schiefen mit etwas Glimmerbelag und dünnplattigem (seltener dickplattigem), schwarzem dolomitischen Kalk, etwas gelblich verwitternd.

Darüber folgt dann der lichtgraue massige Dolomit, der den unteren Teil der Wände bildet und das erste Glied des früher beschriebenen Profils über die Durchfahrt bildet. Die untersten Schichten liegen bei der Tabarettahütte auf rötlichem, quarzreichem Phyllit, westlich der Hütte an einer Stelle direkt auf einer Lage von Granitgneis; dabei ist die Lagerung in der unmittelbaren Umgebung der Hütte etwas gestört, gutenteils jedenfalls nur infolge jüngster Verrutschungen; die weiteren Teile des Profils liegen flach berglein fallend. Von einem „Übergang“ zwischen den Phylliten und den Kalkschiefern, wie ihn G ü m b e l besonders betont, vermochte ich nichts zu sehen, vielmehr erscheint mir die Grenze zwischen Kristallinem und Trias vollständig scharf. Daß die untersten über dem kristallinen Boden transgredierenden Schichten viel feine Glimmerschüppchen enthalten, ist unmittelbar erklärt durch die Entstehung der Gesteine über einem kristallinen Erosionsrelief. Der „rauhwackenartige Kalkstein“ Rothpletz' entspricht dem oben genannten untersten brecciösen Lager des Dolomits; eine Rauhwacke von der Art, wie sie sonst an der Suldener Basis zu beobachten ist, oder der Zellendolomit, aus dem sie hervorgeht, fehlt hier.

II. Zoppgraben.

a) Nördlicher Begrenzungsrücken:

Rauhwanke;

40 m schwärzliche, hellgrau verwitternde Kalkschiefer, dünnplattig, mit schwärzlichen, glimmerigen Flecken, wechselagernd mit dickbankigen, dunkelgrauen, dolomitischen Kalken;

2 m lichtgelblichgraue Tonschiefer, mild, blättrig; dickbankiger, ziemlich lichtgrauer dolomitischer Kalk;

20 m schwarze Kalkschiefer, manchmal etwas glimmerig auf den Flächen, dünnplattig, zu oberst scheinartig brechend;

4—5 m lichter, weißlichgrauer, gelb verwitternder brecciöser Dolomit;

b) Südlicher Begrenzungskamm:

Rauhwanke;

schwarzer, streifiger Kalk, teilweise scheinartig brechend und

feinblättrige lichtgelblichgraue milde Tonschiefer;

lichtgrauer Dolomit;

dunkelgrauer Dolomit mit Kalzitadern;

lichtgrauer Dolomit;

streifige, dunkle Kalkschiefer mit fleckigem Glimmerbelag, meist dünnplattig;

weißlicher, teilweise rauhwanckenartiger, gelblich anwitternder Dolomit;

streifige Kalkschiefer mit Glimmerbelag;

brecciöser, dunkelgrauer, dolomitischer Kalk.

Dieses sind die vollständigsten Profile. In den Taltrichtern ist meist alles von Schutt überworfen, an den anderen Rücken sind Störungen oder zu starke Vegetation hinderlich für die Gewinnung eines Profils. Im Trichter des Zoppgrabens sind nur die milden, hellen Tonschiefer sehr gut aufgeschlossen. Im nächstsüdlichen Graben — Steinlaufgraben — welcher die Verbindung mit dem Tabarettaprofil bildet, schneidet ein Querbruch durch, am Nordufer des Trichters finden wir eine kleine Scholle von dem dunkelgrauen dolomitischen Kalk unter der Rauhwanke liegen, eingeklemmt zwischen Granitgneis und Phyllitgneis, beide WNW streichend und steil SSW fallend. Auf der anderen Seite aber reicht der Granitgneis bis nahe unter die Wände hinauf, während gleich südlich davon am selben Rücken (Muttberg) in gleicher Höhe die Rauhwanke liegt. Verlängert man die Grenze von Rauhwanke und Granitgneis nach oben und unten, so trifft sie im Westen genau auf die Stelle, wo wir nördlich des Bärenkopfes die Störung beschrieben haben, und verlängert man die Linie nach Osten, so sieht man, wie hier sprungartig die liegende Grenze des Granitgneises um mindestens 100 m in die Höhe rückt.

Ein ähnliches Einsinken der Triasbasis wie an der Nordseite des Steinlaufgrabens ist auch im Zoppgraben vorhanden. Auch hier liegt die Triasbasis am nördlichen Begrenzungskamm um gut 100 m tiefer als am südlichen und rückt am selben Rücken dann sprungartig um den gleichen Betrag wieder in die Höhe.

Die aufgezählten Basisschichten ziehen dann im Norden um den Hochleitenkamm herum, sind aber, größtenteils infolge Schuttbedeckung, nicht mehr so vollständig zu sehen, jedenfalls auch in der Ausbildung etwas wechselnd, wie dies ja aus den drei aufgezählten Reihen schon ersichtlich ist. An der Nordwestseite sind die lichten feinen Tonschiefer stark entwickelt. An dem Wege, der von Gomagoi zur Payer-Hütte führt, ist dieses Profil gut zu sehen und wurde an dieser Stelle von Frech beschrieben. Über der Rauhawacke — der unter derselben liegende Kalk gehört, wie bereits in der Voranzeige auseinandergesetzt ist, nicht zum normalen Profil — liegt ein grauer, dickbankiger, etwas bituminös riechender Dolomit und eingelagert darin vier Lager jener gelblichgrauen Tonschiefer, das stärkste darunter etwa 12 m mächtig. Streichen WNW bei mäßigem SSW-Fallen. Diese Tonschiefer streichen über den Rücken in den Graben hinein, durch den der Weg von Trafoi zur Payer-Hütte heraufkommt und sind südlich desselben am untersten Wandfuß des Bärenkopfwestgrates gegenüber Trafoi wieder aufgeschlossen. Sie werden hier unterlagert von schwärzlichen Kalken, welche zum Teil durch weißaderige Breccien vertreten werden. Lagerung: NNO-Streichen und steil W-Fallen.

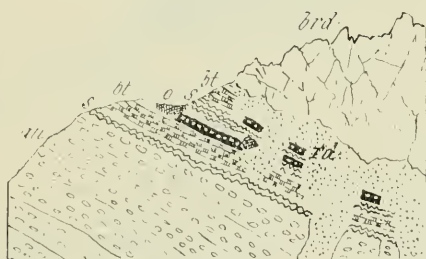
Wir wenden uns wieder der Suldener Seite zu. Die Rauhawacke und die Basisschichten der Trias liegen in der Strecke vom Zumpanellberg bis zum Muttberg auf einem Grundgebirge von Granitgneis; dieser besitzt ungefähr OW-Streichen und sehr steiles Südfallen in diesem Teil. Da die Triasschichten hier NS bis NNW—SSO streichen und an der Basis flach bergeln fallen, so ist in dieser Diskordanz ein deutliches Zeichen der Transgression jener Schichten über dem Grundgebirge vorhanden. Diese Strecke ist aber auch die einzige in der ganzen Ortlergruppe, wo dies deutlich zu sehen ist, da sonst durchweg Bruchlinien die Begrenzung beider bilden, oder wie dies am Marltrücken, Kuhberg und Hinteren Grat der Fall, Schichtstreichen und -fallen im Grundgebirge und transgredierender Trias ganz oder nahezu gleich sind, so daß dadurch eine scheinbare Konkordanz beider entsteht, sofern nicht kleine lokale Störungen oder Verrutschungen, wie dies bei der Tabarettahütte der Fall ist, das gegenseitige Verhältnis verhüllen.

Eine solche Störung ist jedenfalls auch am Kuhberg vorhanden, indem hier eine zweimalige Wiederholung der Schichten vorliegt. Über dem Granitgneis, der in Suldén hin und hin im Sockel des Ortler hervorkommt, liegt hier eine geringmächtige Decke von Phyllit, deren Ausstreichen man vom Marlferner bis zum End-der-Weitferner abgehen kann. Darüber liegt in gleicher Ausdehnung unmittelbar ein dünnbankiger, stark dolomitischer Kalk, mit dem fleckenweisen, glimmerigen Belag wie überall in den Basisschichten; beide fallen flach bergeln. Über ihm aber liegt ein phyllitischer Schiefer,

blaßgrün oder rostfarben; am Südabhang sieht er ganz dem unter dem Kalk liegenden Phyllit ähnlich; teils zwischen ihm und dem liegenden Kalk, teils in ihm kommt gelber rauhackiger Kalk zutage: die Rauhackenschicht, welche wir früher als Basis der Triasschichten im Zoppgraben aufgeführt haben — und über dieser Zone von Phyllit und Rauhacke kommt erst, durch Schutthänge getrennt, der dunkelgraue, dolomitische Kalk, welcher das flache, zackenreiche Stück des Marltgrates bildet. Es sei betreffs der Details auch auf Figur 22 und 19 verwiesen. Es handelt sich hier um eine kleine lokale Überschiebung, welche diese gleitfähigen phyllitischen Schichten an der Basis der 1200 m hoch darüber lastenden Dolomitmasse des Ortler erlitten haben: an der Überschiebungsfäche tritt an zwei Stellen ein Gang von Ortlerit zutage.

Eine ganz ähnliche, an einer gegen das Gebirge einfallenden Bruchfläche stattgehabte Störung ist auch im begrünten unteren Teil

Fig. 22.



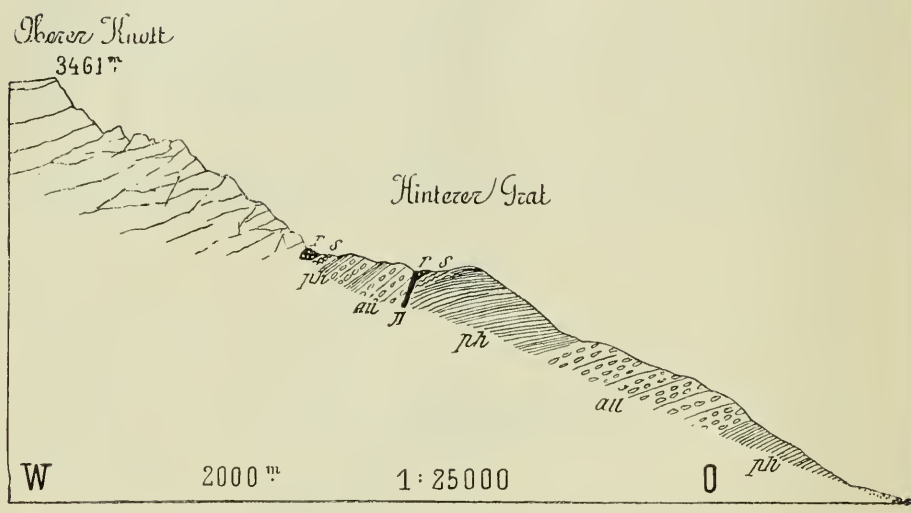
1:12500

an Augengneis. — s serizitischer Phyllit. — bt Schichten an der Basis der Ortlertrias. — rd rauhackiger Kalk. — ard brecciöser Dolomit. — O Ortlerit.

des Hinteren Grates zu sehen. Rothpletz hat sie auf seinem Profil zuerst dargestellt. Wenn man von dem Signal (Punkt 2789) über den flachen Kamm gegen Westen vorgeht, so geht man zuerst über die Quarzphyllite, dann kommen feinblättrige, seidenglanzende, pyritführende Serizitmuskovitschiefer, am ersten Sattel trifft man Rauhacke, die auch gegen Norden ein Stück hinabreicht und westlich neben ihr einen Gang von Ortlerit, der sich beiderseits ins Gehänge hinabverfolgen läßt, besonders weit auf der Südseite und nun kommt man auf einmal wieder auf die Schichtköpfe von flach berg-einfallendem Granitgneis, der einzelne Phyllitlager enthält, und im innersten Teil des Kammes wieder von Phyllit — dem gleichen wie am Signal — überlagert wird und auf diesem die Serizitschiefer und zuletzt die gelbe Rauhacke. Ober dieser ragen dann die steilen Felsköpfe des Dolomits auf. Ob der Rauhackenrest in der Mulde südlich unterhalb des Kammes auch durch Absinken an jener Bruchfläche in diese Lage gekommen oder nur ein Denudationsrest der transgredierenden Decke ist, kann nicht sicher entschieden werden.

Der Porphyrit dringt hier ebenso wie am Kuhberg an der Bruchlinie empor, welche letztere hier aber viel steiler gestellt ist: in der geraden Fortsetzung dieser Gänge gegen SSO liegt übrigens ober dem Hinteren-Grat-See der von Stache eingehend beschriebene Suldenitgang, genau an der von ihm angegebenen Stelle. Auch am

Fig. 23.



ph Phyllit. — au Augengneis. — s serizitische Schiefer. — π Porphyrit (Ortlerit). — r Rauhwacke.

Marltrücken sitzt ein Porphyritgang — es ist ein augitfreier Ortlerit — an dem Sattel zwischen Tabarettahütte und Signal auf, der schon von Gumbel gefunden wurde, dessen Angabe ich daher im Gegensatz zu Rothpletz in diesem Punkte durchaus bestätigen kann. Hier konnte ich aber keine Anzeichen einer Bruchlinie bemerken, woran allerdings auch der dichte Graswuchs schuld sein kann.

In der Voranzeige habe ich bereits das nördliche Ende der Triasdecke des Ortler am **Zumpanellberg** beschrieben und durch Profile erläutert. Der Vollständigkeit halber wiederhole ich das Wesentliche und füge einige Einzelheiten noch dazu, welche ich bei einem neuerlichen Besuch des Zumpanell aufgefunden habe. Dieselben sind auch in dem berichtigten Profil eingetragen.

Wir haben oben beschrieben, daß die Basisschichten und die Rauhwacke im Norden zusammenhängend um den Hochleitenspitz herumziehen. Von der Ostseite des obersten Teiles des Zumpanellrückens an liegt die Rauhwacke aber nicht mehr auf dem normalen Untergrund, den kristallinen Schiefern, sondern auf triadischem Dolomit. Eine große Bruchlinie schneidet hier quer über den Bergkamm und an ihr ist das nördlichste Ende der jüngeren Schichtdecke in

Fig. 24 a.

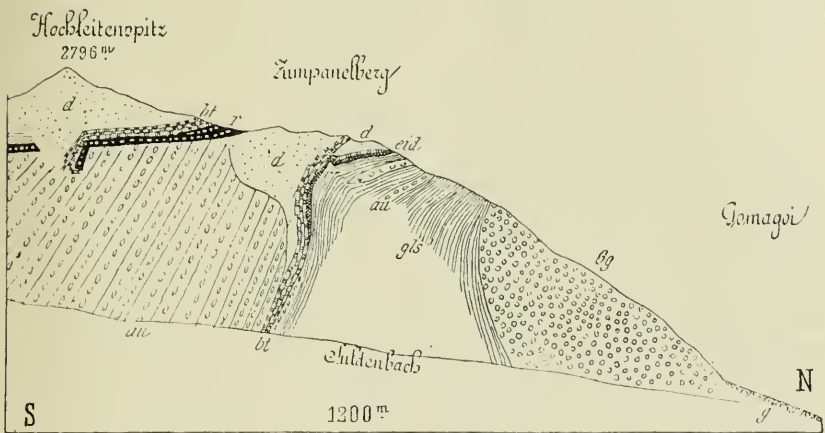
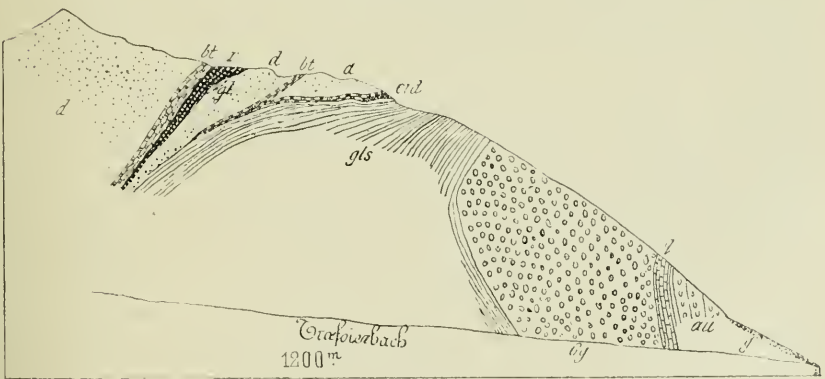


Fig. 24 b.



Profile über den Zumpanellberg.

Maßstab: 1:30.000.

gls und *gl* Glimmerschiefer und quarzitischer Phyllitgneis. — *q* Quarzit. —
au Augengneis. — *Gg* Gomagoiergranit. — *eid* Eisendolomit. — *r* Rauhwaacke. —
bt Kalke, Dolomite, Tonschiefer und Sandstein (an der Basis der Ortlertrias). —
d Ortlerdolomit. — *g* Gehängeschutt.

die Tiefe hinabgeschleppt: der Rücken des Zumpanell besteht bis zum Beginne seiner Steilabdachung gegen Gomagoi aus Triasschichten. Diese ziehen auf der Suldener Seite als schmale Streifen eingeklemmt zwischen die Urgebirgsschichten sehr steil südfallend bis zur Sohle des Suldentales hinab und sind in dem gegenüber Bodenhof mündenden Wildbachgraben hin und hin vollständig aufgeschlossen. Auf der Trafoier Seite liegt diese Trias unter der Rauhacke und kann als eine stark an Mächtigkeit abnehmende Zone bis zum Payer-Hüttenweg hinab verfolgt werden; da die Trias des Hochleitenspitz bis Trafoi hinabreicht, grenzen hier oben an der Bruchfläche Trias und Trias aneinander, während auf der Suldener Seite, wo der Urgebirgssockel so hoch am Gehänge unter den Hochleitenskamm hinaufreicht — am Zumpanell bis ganz nahe unter dem Kamm bei Punkt 2508 — die Zumpanelltrias südlich an den Granitgneis anstoßt. Bei dem neuerlichen Besuch des Zumpanell fand ich nun auch auf der Trafoier Seite zwischen südlichem und nördlichem Triasflügel noch einen kleinen Zipfel des Urgebirges. Gerade westlich vom Punkt 2508, wo die Basislinie der Rauhacke aus dem flacheren Verlauf in den absteigenden übergeht, steht ein kleiner Felshöcker aus phyllitischem Schiefer an, als Liegendes der Rauhacke und im Hangenden des nördlichen Triasflügels. Die Schichtfolge in dem verworfenen Flügel beginnt — auf der Suldener Seite — im Liegenden mit einem dunkelgrauen kristallinischen Eisendolomit von brauner Verwitterungsfarbe. Er wird überlagert von dunkelgrauem, weißlich verwitterndem, dolomitischem Kalk mit fleckenweisem glimmerigem dunklem Belag auf den Schichtflächen und über diesem dickbankige graue Dolomite mit sehr schwächtigen Zwischenlagen von Tonschiefer, also Gesteine, die ganz denen der Ortlerbasis entsprechen. Im oberen breiteren Teil der Zumpanelltrias sind darüber noch die feinkörnigen hellgrauen Dolomite erhalten, während in dem schmalen Keil im tieferen Teil des Grabens nur die Dolomite mit den Tonschieferlagen den Bestand des Flügels bilden. Die Basis des steil stehenden eingeklemmten Flügels geht ober der Schäferhütte am Stilfer Stierberg (Suldener Seite des Zumpanell) plötzlich unter verschiedenen kleinen Knickungen der Schichten in den Teil über, der flach dem nördlichen Teil des Zumpanell aufliegt. Die Tonschiefer aber streichen von jener Stelle aus direkt über den Rücken fort bis auf die Trafoier Seite hinunter. Sie sind etwas stärker entwickelt als im eingeklemmten Keil und werden von feinem grünlichgrauem Sandstein begleitet. Auf der Trafoier Seite verarmt der Nordflügel auch gegen abwärts. Ober der Schäferhütte sieht man noch braun verwitternde Dolomite an der Basis und darüber die grauen Dolomite. Die Tonschiefer keilen schon ganz oben aus, und endlich besteht am Gomagoier Payer-Hüttenweg der ganze Flügel nur mehr aus etwa 40 m dolomitischen Kalkes. Der Umstand, daß die Tonschiefer von jener Knickungsstelle an der Suldener Seite weg geradeaus über den Rücken weiterstreichen, nördlich davon aber noch eine so ausgedehnte Masse von Dolomit liegt, spricht dafür, daß diese letztere einer kleinen Schuppenbildung ihre Ausdehnung verdankt, daß also unterhalb des Tonschieferhorizonts eine Abschuppungsfläche durchzieht, unter der jener zu weitest nach Nord vorgeschobene Lappen von Trias vorgeschoben ist. In Verbin-

dung damit erklären sich auch die vielen kleinen Schichtstörungen an der Basis dieses Teiles auf der Trafoier Seite, welche wir oben erwähnten.

Nachdem nun die Beschreibung des „Ortler und des Kammes zum Hochleitenspitze“ abgeschlossen ist, möge nun noch eine Deutung der Lagerungsverhältnisse versucht sein, im Anschluß an die klareren Verhältnisse im westlichen und südlichen Teil des Gebirges.

Die Antiklinale der Trafoier Eiswand, welche wir früher beschrieben haben, streicht an der Nordseite des Thurwieser vorbei zu den Eiskögeln und ihre Fortsetzung bilden die schwarzen Schiefer im untersten Teil des Hochjochgrates. An den Eiskögeln ist der Zusammenhang nicht deutlich zu sehen, da sie fast ganz von Eis bedeckt sind. Die wenigen Dolomitbänke, die an der Südostseite heraus schauen, gehören schon dem Südflügel an. An dem zum Hochjoch ziehenden Ast des Hochjochgrates erreicht die Antiklinale der Trafoier Eiswand stark verflacht den Ortler. Der obere Teil des Hochjochgrates liegt schon ganz im Nordschenkel jenes Sattels.

In ähnlicher Weise sind die schwarzen Schiefer am Bergl die unmittelbare Fortsetzung derer am Madatschkogel. Das Profil über den Ortler hat also diese zwei Punkte — Hochjoch und Bergl — mit dem Profil über den Trafoier Kamm gemeinsam. Daraus kann für die dazwischenliegenden Teile geschlossen werden, daß die schwarzen Schiefer am Bergl und am Pleißhorn zusammenhängen und zusammen mit dem Dolomit dem einen südlichen Muldenschenkel der Madatschkogelmulde entsprechen; die Bänke der Hinteren Wandln und des Hochjochgrates entsprechen den nordfallenden Schichten zwischen Madatschkogel und Eiswand.

Am Ortler aber vollzieht sich nun eine wichtige Änderung dadurch, daß das Streichen sich aus der NO—SW-Richtung in NS bis NW—SO herumdreht. Schon am Pleißhorngrat ist dies, wie oben beschrieben, ersichtlich, und die Tabarettakugel zeigt bereits SW fallende Schichtplatten. Diesem Umstand dürfte es zuzuschreiben sein, daß auch die schwarzen Schiefer an der Hohen Eisirne enden.

Aber auch die Schichten des Hochjochgrates vollziehen jene Schwenkung im Streichen und ziehen dementsprechend in die Ostwände des Ortler hinaus: die schwarzen Schiefer des Hochjochgrates ziehen am Signal über den Hinteren Grat und durch die Schückrinne zum oberen Teil des Marltgrates hinüber; die tieferen Schieferhorizonte des Hinteren Grates hängen wahrscheinlich mit denen im unteren Teil des Marltgrates zusammen und diese ziehen zur Tabarettaspitze hinüber und von dort zur Edelweißhütte.

Betrachten wir das Profil über die Bärenköpfe, so fällt die muldenartige Anordnung auf — ich habe bereits in der Voranzeige davon gesprochen — am Ostfuß der Wände einerseits und am Kleinboden und Weißen Knott anderseits die Basisschichten, in der Mitte am Wegsattel die unterrhätischen Schiefer. Beiderseits der schwarzen Schiefer wurden Lithodendronbänke beobachtet, auch dies spricht für eine muldenförmige Anordnung. Diese Mulde ist gegen Osten überkippt, und zwar im tieferen

Teil stärker als im Anstehenden am Wegsattel. Da diese Schiefer vom Wegsattel aller Wahrscheinlichkeit nach mit denen am Tabarettaspitz zusammenhängen und diese wieder mit den unteren am Marltgrat, so bilden nach dem obigen auch die Schichten von der Tabarettaspitz eine liegende Mulde; und wir kommen dergestalt zu der Annahme, daß das Profil des Marltgrates nicht eine einheitliche Schichtfolge eröffnet, sondern daß im unteren Teil jene liegende Mulde oder doch Teile derselben vorliegen. In dem oberen Teil dieses Grates haben wir aber gerade früher die Fortsetzung der Hochjochschichten erkannt. Am Marltgrat liegen also zwei getrennte tektonische Bauelemente übereinander. Ich glaube nun allerdings nicht, daß es einfach eine Mulde und darüber ein Sattel (jenem am Hochjoch entsprechend) ist, sondern daß es sich um eine schuppenartige Übereinanderpressung handelt; die rote Breccie in der Mitte des Grates wäre die Überschiebungszone. Solange die Stratigraphie des Ortler nicht in ihren Einzelheiten sichersteht, ist eine genaue Detaillierung dieses Baues hypothetisch. Daß bei einem solchen Zusammenschub an der Basis gegen das Grundgebirge Abreißungen eintreten, ist von vornherein wahrscheinlich und findet in den Schichtstörungen am Fuße des Marltgrates seinen Ausdruck.

Ein kurzer Überblick gibt uns also folgendes Bild: Von Westen her ziehen südwärts überkippte Falten, deren Faltenbau sich am Trafoier Kamm etwas öffnet. Ihnen gliedern sich im südöstlichen Teil noch ein paar gleichstreichende Falten an und alle diese werden der Reihe nach von der Zebrulinie flach zu ihrem Streichen abgeschnitten. Die überkippte Mulde der Madatschkögel im Norden ist noch am Pleißhorngrat erhalten, geht hier aber in die Luft aus. Unter den noch zu jenen Falten-schichten gehörigen Schichtgruppen am Ortler kommt am Marltgrat (und Hinteren Grat?) eine tiefere Schichtmasse heraus, die mit ihrem NS- bis NW—SO-Streichen den Hochleitenkamm und dessen Seitenkämme bildet und einen muldenförmigen Bau verrät. Auch sie zeigt Überkipfung im gleichen Sinne wie der südliche Teil der Gruppe. Im Norden wird sie an der Zumpanellbruchlinie abgeschnitten. Alle Schichten der Ortlergruppe fallen gegen die Trafoier Linie¹⁾ ein, die, wie an anderem Ort gezeigt werden wird, im Zusammenhang mit der Faltung steht. Dem Ansteigen der ganzen Faltenmasse gegen S, beziehungsweise O entsprechend kommt die normale Auflagerungsfläche der Trias an der Ostseite des Ortler zum Vorschein, im Süden, wo dies auch zu erwarten wäre, ist sie durch die Zebrulinie abgeschnitten und versenkt.

Ein paar kleine Bruchlinien schneiden in das Gebirge ein: der Querbruch nördlich der Bärenköpfe, ein paar kleine Bruchlinien, die in der Ostbasis sich bemerkbar machen; eine, welche von Trafoi südwärts in der Klamm des Ortlerfernerbaches ins Gebirge eintritt, und endlich ist wahrscheinlich auch am Fuß der Nordwand der Tabarettakugel eine solche vorhanden, als deren Fortsetzung jene am Hinteren Grat gelten kann. Bemerkenswert ist dabei, daß außer jenen an der Ostbasis alle gegen Trafoi hin zusammenlaufen und in ihrem

¹⁾ Siehe Voranzeige.

Zusammentreffen mit dem Wechseln im Streichen ihre Ursache vermuten lassen.

Über den Bau der Ortlertrias haben sich zuerst G ü m b e l und Theobald geäußert. Sie nahmen eine flache, muldenförmige Lagerung an. Die Unhaltbarkeit dieser Auffassung wurde von allen neueren Forschern erklärt und ist aus den vorstehenden Profilen ohne weiteres ersichtlich.

Dann hat Frech in der oft genannten Arbeit seine Ansicht ausgesprochen. Die hier gegebene Einzelbeschreibung bestätigt im wesentlichen seine Angabe über die starke Verfaltung im Innern des Gebirges, dehnt dieselbe aber auch auf die von ihm für ruhiger gelagert angenommenen Teile im Norden aus. Im einzelnen ergeben sich allerdings, insoweit Frech überhaupt Einzelheiten anführt, verschiedene Unterschiede, die zum Teil schon früher angeführt wurden. So ist zum Beispiel die Faltung an der Westseite des Ortler nicht so wie Frech sie auf seinem Bild (Ortler von der Trafoier Seite) einzeichnet: am Pleißhorngrat und in den Wänden über der Stiklen Pleiß sind keine Faltenscheitel vorhanden, wie es dem Bilde nach erscheint, sondern hier richten sich die Schichten nur allmählich aus der flacheren (am Pleißhorngrat) in die steilere Lage an den Wänden über der Stiklen Pleiß auf. Von Faltung ist an dieser Seite des Ortler nichts zu sehen als jene flexurähnliche Abbiegung, wie ich sie in Profil und Ansicht gebe; Frechs Bild ist zu sehr perspektivisch verkürzt — was Frech selbst angibt — um es richtig erkennen zu lassen. Doch sind diese Einzelheiten schließlich wenig bedeutend gegenüber dem Moment, daß Frech als der erste im allgemeinen die starke Verfaltung des Ortler erkannt hat und sie sind in erster Linie auf die Kürze seines Besuches dieser Gegend zurückzuführen.

Nahzu gleichzeitig mit meiner Voranzeige erschien Rothpletz' II. Band seiner „Alpenforschungen“, in dem er sich auch über die Tektonik des Ortler ausspricht. Wenn auch ein Werk von so weit gespanntem Thema und mehr theoretischem Charakter nicht allein nach der Richtigkeit seiner kleinsten Einzelheiten bewertet werden darf, so ist es bei einer derartigen Einzeldarstellung wie der vorliegenden notwendig, manche Fehler in jenen Einzelheiten zu berichtigen. Auch er sieht im Kristallokamm und Madatschfernergebiet die Fortsetzung der Struktur des Braulioquerschnittes. So einfach wie auf seinen Profilen ist die Lagerung allerdings, wie aus den obigen Profilen und Beschreibungen ersichtlich, nicht. Auch enden diese Falten nicht an einer von ihm vermuteten großen Querverwerfung über dem Ortler- oder Trafoier Gletscher, sondern setzen sich unentwegt in das Ortlermassiv fort. Den Bau des Ortler selbst und des Hochleitenkammes stellt Rothpletz sich noch in ähnlicher Weise vor wie G ü m b e l, nämlich als flach muldenförmig verbogene Triasdecke, nur nimmt er drei flache Mulden an. Sein Profil Königsspitze—Ortler—Zumpanell gibt dieses Bild, das aber durchaus unzutreffend ist: Ein Tieferliegen der Triasbasis im Norden ist sicher vorhanden, die muldenförmigen Einbiegungen aber, welche Rothpletz auf seinem Profil zeichnet, entsprechen nur dem Verlauf der Schnittlinie von Terrainfläche und Basisfläche der Trias; in den Gletscher-

mulden muß sie bei dem gleichmäßigen W-Fallen der Schichten orographisch tiefer liegen als an den vortretenden Bergrücken. Daß im übrigen die Lagerungsverhältnisse mit großer Wahrscheinlichkeit darauf schließen lassen, daß uns in den Ostwänden Wiederholungen der Schichten durch Faltungen und Überschiebungen vorliegen, wurde oben dargetan. Am Königsspitze und Zeburu sind Falten ohne weiteres zu sehen. Rothpletz spricht in seinem Buch auch bereits von einer Bruchlinie über dem Zumpanell — der Fortsetzung seiner „rhätischen Randspalte“; die Angaben, die er dafür gibt, würden aber wohl nicht zu einer Begründung ausreichen, denn die Suldener Seite blieb Rothpletz unbekannt, und was er von der Trafoier Seite anführt, ist eigentlich nur die Aufeinanderfolge von Trias und Urgebirge am Hange. Von einer solchen senkrechten Bruchlinie an der Grenze von Urgebirge und Trias ist hier in der Natur nichts zu sehen; die Trias liegt dem Urgebirge zweifellos auf und die große Bruchlinie schneidet erst südlich davon innerhalb der Trias durch. Auf die Rothpletzsche Teilung des Gebirges in ein „basales“ und ein „Deckgebirge“ werde ich weiter unten zurückkommen, hier kommt es nicht so sehr in Betracht, als der ganze in diesem Abschnitt behandelte Teil des Gebirges innerhalb des Basalgebirges liegt¹⁾.

¹⁾ Hier bei dieser Gelegenheit sei noch eine andere senkrechte Bruchlinie besprochen, welche Rothpletz aufstellt: nämlich jene im Hinteren Laaser Tal. Diese ist sicher nicht vorhanden! Wo Rothpletz im unteren Profil Augengneis (*gn*) angibt, ist fast nur Quarzphyllit vorhanden und nur im unteren Teil ist ein verhältnismäßig kleines Lager von Augengneis eingelagert; von einer Verwerfung zwischen „Glimmerschiefer“ (Stanrolithphyllit) und Phyllit, beziehungsweise Augengneis ist aber gar nichts zu sehen; ober der Troppauer Hütte bedeckt Schutt die Grenzzone, und wo dieser fehlt — gegen den Laaser Spitz zu — ist es schwer überhaupt eine Grenze zwischen Phyllit und Glimmerschiefer zu finden, so sehr gehen die-e ineinander über. Auf dem anderen Profil aber über dem Punkt 2786 ist die Lagerung der „Glimmerschiefer“ falsch angegeben, denn auch diese, beziehungsweise der Phyllit, der hier ansetzt, liegen ganz gleich wie auf der anderen Talseite südfallend, und auch hier besteht die gegenüberliegende Bergwand nicht ganz aus Granitgneis, sondern aus Phyllit, Hornblendeschiefer und erst höher oben liegt dann Granitgneis, alle zusammen aber liegen konkordant auf dem Glimmerschiefer; von einer senkrechten Bruchlinie kann hier keine Rede sein, denn der von Rothpletz vorgebrachte Gegensatz der beiden Teilseiten besteht nicht! Eher wäre vielleicht eine Verschiebung parallel den Schichtflächen annehmbar, wie ich dies in meiner „Geologischen Beschreibung der Laaser Gruppe“ im Jahr. d. k. k. geol. R.-A. 1906 dargetan habe und auf die ich im übrigen verweise.

Daß die von Rothpletz in seine Karte eingezeichnete Verbindung der Zumpanellbruchlinie mit einer vermuteten Vinschgaubruchlinie, quer über die östlichen Berghänge weg, nicht besteht, braucht kaum eigens bemerkt zu werden. Es sieht ja auch Rothpletz darin nur eine „Verlegenheitsverbindung“.

Auf die Tektonik Termiers werde ich weiter unten zurückkommen; auf alle einzelnen Unrichtigkeiten seiner Darstellung einzugehen, würde zu viel Raum einnehmen. Diesbezüglich sei auf einen Vergleich der Profile hingewiesen.

Zur Stratigraphie der Ortlertrias.

So wie oben eine Deutung der Lagerungsverhältnisse zu geben versucht wurde, sei nun noch zusammengefaßt, was sich aus den obigen Beschreibungen über die Schichtfolge der Ortlertrias folgern läßt.

Die Ortlertrias besteht aus einer mächtigen Folge von Dolomit und dolomitischem Kalk, in welche drei schieferreiche Horizonte eingeschaltet sind.

1. Der eine derselben liegt an der Basis der ganzen Trias, unmittelbar auf der Rauhwacke und ist nur an der Suldener Seite des Ortler entwickelt. Charakteristisch für diese Schichtgruppe sind dünnplattige hellgrau anwitternde schwärzliche Kalke, auf deren Schichtflächen ein dunkelbrauner oder schwärzlicher tonig-glimmeriger Belag sitzt, und zwar meist nur fleckenweise, dann milde lichte feinblättrige Tonschiefer und in seiner Begleitung auch als Seltenheit ein grünlich-grauer feiner Sandstein und endlich weniger hervortretend streifige dunkle dolomitische Kalke und Kalkschiefer. Außer diesen in den anderen zwei Schieferhorizonten nicht vorkommenden Gesteinsarten beteiligen sich noch schwarze Kalkschiefer und dünn- oder dickbankige Dolomite am Aufbau dieser Gruppe, unter denen ein ganz lichtgrauer Dolomit überall wiederkehrt. Die Mächtigkeit der ganzen Schichte beträgt 50—60 m. Versteinerungen sind aus ihr nicht bekannt und dementsprechend ist das Alter der Schichte ein ganz unsicheres. Sie sind jedenfalls älter als das Rhät und jünger als Perm. Gümbel stellte sie, wie schon mehrmals erwähnt, zur unteren Trias (Muschelkalk), während Frech sie noch zur Obertrias nimmt. Im Unter-¹⁾ und im Oberengadin²⁾, am Endkopf bei Graun³⁾, sowie am Ofenpaß⁴⁾ und nach Gümbels Darstellung am Scalapaß ist der Muschelkalk fast ausschließlich als Dolomit entwickelt; Partnachschichten fehlen in diesen Gebieten oder besitzen ebenfalls dolomitische Ausbildung. Das Vorkommen von Sandstein in diesen Schichten wird von keinen derselben angeführt, wohl aber liegen nach Schiller im Muschelkalk der Lischannagruppe schwache Zwischenlager von blaugrünen, gelblich-rötlich verwitternden Tonschiefern, die man allenfalls mit denen im Ortler identifizieren könnte. Solche Tonschiefer kommen aber auch in Raibler Schichten des Engadin vor. Dagegen fehlen die von verschiedenen Punkten der oben genannten Gegenden angeführten Hornsteine in den Basisschichten des Ortler vollständig.

Das Vorkommen eines Sandsteins sowie das Fehlen der Hornsteinknollen sprechen demnach eher für eine Gleichstellung mit den Raibler Schichten sowie auch die vielen kalkigen Gesteine, anderseits ist nicht zu leugnen, daß die Kalkplatten mit den tonig-glimmerigen Überzügen eher an nordalpine Muschelkalkgesteine erinnern;

¹⁾ Schiller, Geol. Unters. im östl. Unterengadin. Berichte d. naturf. Gesellschaft. z. Freiburg in Br. Bd. XIV, pag. 116 u. ff.

²⁾ Zöppritz, Geol. Unters. im Oberengadin. Dieselbe Zeitschrift. Bd. XVI, pag. 185 u. ff.

³⁾ Schiller, Dieselbe Zeitschrift. Bd. XVI, pag. 117.

⁴⁾ Böse, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896, pag. 577 u. ff.

doch bei diesen Gesteinsähnlichkeiten ist zu bedenken, daß wir uns hier am Rande der Triasbedeckung befinden und daher eine andere Gesteinsausbildung zu erwarten ist als in den mehr zentral gelegenen Gebieten des Engadin. Der Endkopf liegt allerdings auch ganz peripher und zeigt trotzdem eine rein dolomitische Ausbildung der unteren Trias. Dabei muß aber berücksichtigt werden, daß in allen den genannten Gegenden die Bestimmung als Muschelkalk sich fast nirgends auf Versteinerungen, sondern auch nur auf Gesteinsanalogien gründet; ich verzichte hier auf eine solche problematische Taufe und nenne diese Gesteine nur „Basisschichten“.

2. Der zweite, der schiefrigen Horizonte ist charakterisiert durch die Gleichmäßigkeit und Artenarmut seines Gesteinsbildes. Es sind schwarze, dünnplattige klingende Kalkschiefer an den Grenzen wechsellagernd mit Dolomitbänken, darunter einige besonders helle Bänke. An der Südseite des Kristallo- und Trafoierkammes sind die Schiefer rötlich angelaufen. An der Trafoier Eiswand sind sie tafelig wie Dachschiefer. In der Begleitung dieses Schieferhorizonts treten an vielen Stellen Bänke von Lithodendronkalk auf. Die Mächtigkeit ist eine sehr schwankende: die Verfolgung einzelner Lager zeigt, daß sicher oft mehrere Lager vollständig auskeilen und einer mehr dolomitischen Entwicklung Platz machen; nach oben und unten vermitteln die eingeschalteten Dolomitbänke den Übergang zu dem Ortlerdolomit.

Wie schon in der Beschreibung des Kristallokammes und des Ebenen Ferner dargetan wurde, nehmen sie ein Niveau unterhalb des sicheren Rhät ein. Es ist deswegen aber nicht ausgeschlossen, daß sie nicht auch selbst noch dazu gehören. Den Beschreibungen nach ist im Graubünden das Rhät vielfach so entwickelt und auch Rothpletz hebt die Ähnlichkeit der zu diesem Niveau gehörigen Schiefer am Tabarettaspitz mit dem Rhät in Graubünden hervor. Wie oben angeführt, liegt auch im Profil über den Scalapaß ein gleich eingereihter Schieferhorizont vor, aber weder dort, noch im Ortlergebiete sind bisher bestimmbare Versteinerungen aus ihm gefunden worden. Fast immer fehlte in letzterem Gebiet überhaupt jede Spur von organischen Resten. Die Lithodendronkalke liefern leider kein Kriterium für die Frage, ob die betreffende Schicht Wetterstein (Hauptdolomit) oder Kössener Niveau einnimmt, wie die verschiedenen Funde im Engadin und anderwärts gezeigt haben¹⁾. Diese Schiefer sind es, die Frech als Pyritschiefer (des Thurwieser, Hochjochgrates und Königspitz) bezeichnet und zum Rhät stellt. Ich habe aber die Anwendung dieses Namens auf diese Schiefer des Ortler vermieden; einerseits aus petrographischen Gründen, weil diese Gesteine im Ortler nirgends durch einen nennenswerten Gehalt an Pyrit ausgezeichnet ist, während die sehr pyritreichen Serizitschiefer weit eher diesen Namen verdienen, und anderseits erscheint mir die Bezeichnung vom stratigraphischen Standpunkt unpassend, da das Alter dieser Schiefer im Ortler unsicher ist und es noch nicht feststeht,

¹⁾ Paulke, Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Berichte d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg im Br. Bd. XIV, pag. 10.

ob sie wirklich rhätisch sind oder älter und überdies die Pyritschiefer nach Frechs eigener Darstellung in den Radstädter Tauern und im Wipptal in verschiedenen Horizonten der Trias auftreten, sich also keinesfalls als Bezeichnung für einen neu gefundenen altersunsicheren Horizont eignen. Das Auftreten der Ortlerkalkschiefer erinnert an die Seefelder Asphaltschiefer; doch sind sie nicht bituminös.

3. Der dritte Schieferhorizont bietet wieder eine größere Mannigfaltigkeit im Gesteinsbild. Gesteine, die in den anderen beiden Schieferzonen nicht, sondern nur in diesem dritten vorkommen, sind: phyllitische, buntgefärbte (bläulich mit rostroten Flecken) feinblättrige Tonschiefer — ihr Aussehen ruft unwillkürlich Paulkes Bezeichnung „herbstlaubfarben“ für ähnliche Gesteine im Antirhätikon in Erinnerung — dichte blaugraue Kalkbänke und endlich schwarze dünnbankige Kalke mit gelbem mergeligen Überzug, in dem massenhaft Schalenreste erkennbar sind, ein Gestein, das an ähnliche in den Kössener Schichten der Nordalpen erinnert; zum größeren Teil bestehen sie aus den weniger charakteristischen schwarzen Kalken, grauen Dolomiten, glimmerhaltigen Kalken und gelblichgrauen blättrigen Schiefern. Das Gesamtbild der Gesteine ist ein solches, das sie leicht von jedem der anderen Schieferhorizonte unterscheidbar macht. Die Mächtigkeit zu schätzen ist wegen der starken Verfaltung im großen und im kleinen kaum zugänglich, jedenfalls ist sie eine beträchtliche.

Ich habe in der Voranzeige bereits mitgeteilt, daß die blaugrauen Kalke in großer Menge *Rissoa alpina* G. und Gastropoden ähnlich der *Actaeonina* (*Cilindrobullina*) *elongata* More enthalten. Auch in diesen Schichten tritt am Naglerspitz eine Bank von Lithodendronkalk auf.

Der Zusammenhang mit den Kössener Schichten im Fraelal läßt das rhätische Alter dieses Horizonts mit Sicherheit feststellen und macht ihn zu dem einzigen sicherstehenden in der ganzen triadischen Sedimentreihe des Ortler.

Den früheren Erforschern des Ortler war sein Auftreten in diesem engeren Gebiete nicht bekannt, doch vermutet schon Rothpletz, daß sich das Rhät der Spondalunga ins Vitellital fortsetze.

Dieses Rhät bildet sicher das Hangende der triadischen Sedimente des Ortler.

Zwischen diesen Schieferhorizonten liegen mächtige Folgen von dolomitischem Kalk und Dolomit, besonders zwischen dem ersten und zweiten; geringe Mächtigkeit besitzt der zwischen dem zweiten und dritten. Für den Dolomit zwischen den Basisschichten und den schwarzen Kalkschiefern kann man am Hochleitenkamm die Mächtigkeit auf 600—800 m schätzen, während sie für jenen zwischen schwarzem Kalkschiefer und Rhät nur 80—100 m betragen dürfte nach den Profilen am Naglerspitz.

Die mächtige untere Dolomitmasse stellt also den eigentlichen Ortlerdolomit vor; ich setze Ortlerdolomit an Stelle des früher gebräuchlichen Ortlerkalk, da das Gestein durchweg stark dolomitisch, manchmal auch reiner Dolomit ist.

Wo er auf den Basisschichten aufrucht, beginnt er mit einem wenig geschichteten, sehr dickbankigen hellgrauen, sehr dolomitischen Kalk, der größere obere Teil ist dann dunkelgrau und deutlich geschichtet bis dünnbankig, auch treten in ihm Lagen dünnplattiger schwärzlicher Kalke auf, ohne scharfe Abgrenzung und auch schwache Lagen von Kalkschiefer, ähnlich den schwarzen Kalkschiefern: dazu dürften vereinzelte schwache Lagen am Marltgrat und an den Bärenköpfen gehören. Sie bezeichnen wohl schon die Annäherung an den Horizont der schwarzen Kalkschiefer.

Sehr häufig zeigt der Ortlerdolomit brecciöse Struktur. Einzelne Lagen des Gesteins, und zwar besonders dickbankige, gebänderte, sind zerbrochen, die Teilstücke gegeneinander verschoben und die Zwischenräume durch dichten grauen Kalk vollständig ausgefüllt, darüber und darunter liegen ganz unversehrte Lagen, auf einer Seite ist die letzte Lage noch von Sprüngen und leichten Verschiebungen an diesen zerteilt. Bruchstücke und Füllmasse sind im Gestein so schwach verschieden, daß die Struktur nur an alten Verwitterungsflächen zum Vorschein kommt, im frischen Bruch ist sie nicht oder fast nicht zu erkennen. Ich beobachtete Fälle, wo in der Füllmasse Versteinerungsspuren (Foraminiferen?) lagen, in den Bruchstücken nicht (ebenso auch umgekehrt). Die brecciösen Lagen sind oft bloß ein paar Zentimeter dick, an anderen erreichen sie bedeutende Mächtigkeit. In manchen Fällen überwiegen die Bruchstücke bedeutend, es sind aber nicht selten auch solche zu beobachten, wo kleine Bruchstücke ganz vereinzelt in der homogenen grauen Dolomitmasse schwimmen. Am Passo dell'Ables beobachtete ich einzelne gerundete Dolomitstückchen in der sprunglosen dichten Dolomitmasse, die verschiedene Helligkeit des Grau hebt in allen diesen Fällen die Bestandteile voneinander ab, manchmal auch das Relief.

Alle diese Breccien sind als Sedimentationsbreccien zu bezeichnen. Das Gestein ist bald nach seiner Ablagerung zerbrochen worden, und zwar wahrscheinlich bevor es noch ganz verfestigt war, worauf der Umstand hinweist, daß die Bruchstücke oft gerundete Kanten haben, ja manchmal überhaupt etwas verschwommene Umrisse und auch Verbiegungen zeigen. Sie wurden zerbrochen, bevor die darüberliegenden Lagen abgelagert waren, da diese unversehrt und scharf abgegrenzt darüber liegen. Sie sind Zeichen der Strandnähe und oftmaliger Schwankungen der Tiefe. Die Ortlertrias liegt ja auch am südöstlichen Rande des Engadiner Triasgebietes, jenseits der Ultener Alpen beginnt schon die ganz verschiedene Südtiroler Trias.

Leicht von ihnen zu unterscheiden sind die weniger häufigen tektonisch brecciös gewordenen Dolomite. Diese besitzen ein viel lockereres bröckliges Gefüge, ihre Ausdehnung ist nicht auf einzelne Lager zwischen unversehrten beschränkt, sondern wo sie auftreten, sind große undeutlich umgrenzte Felsmassen ergriffen worden; das regellose Spaltennetz ist mit weißem Kalzit ausgefüllt, der lose Bruchstücke hautartig überzieht. Fast immer ist diese kristalline Kalzitmasse unbedeutend an Menge gegenüber den Bruchstücken, nur eine Spaltenausfüllung oder in kleinen Zwischenräumen. Am stärksten

tritt sie hervor, wenn schwarze dünn tafelige Kalke brecciös geworden sind: man erhält dann ein sehr hübsches Gestein, in dem eckige schwarze Stücke durch eine rein weiße Füllmasse zusammengehalten werden. Zu diesen tektonischen Breccien gehört zum Beispiel die rote Breccie am Marltgrat. Manchmal ist auch eine Sedimentationsbreccie später nochmals tektonisch zertrümmert worden; dies ist zum Beispiel am Dolomit des Piz Umbrail der Fall. Gerade solche Fälle zeigen die Verschiedenheit dieser beiden Breccienarten.

Ebenso wie die früheren Autoren bin auch ich betreffs der Versteinerungen leider nur zu demselben Ergebnis gekommen: es

Fig. 25.



Sedimentationsbreccie im Ortlerdolomit.

finden sich im Ortlerdolomit dort und da Reste von Gastropoden, Crinoiden, Foraminiferen und Diploporen, die aber durchwegs unbestimmbar sind. Auch die Untersuchung von Dünnschliffen ergab kein Resultat, da die Fossilreste alle gänzlich umkristallisiert sind und keinerlei organische Struktur mehr erkennen lassen.

Die Frage nach dem Alter dieser unteren Hauptabteilung des Ortlerdolomits kann daher immer noch nicht genau beantwortet werden. Er entspricht dem Hauptdolomit und Wettersteinkalk oder möglicherweise auch nur einem von beiden so, daß dann in einem Falle nur der Dolomit zwischen dem zweiten und dritten

Schiefer Hauptdolomitalter hätte; doch ist diese letzte Möglichkeit wenig wahrscheinlich auf Grund der Stratigraphie der umliegenden Triasgebiete.

Über den oberen Dolomit unterhalb der Rhätschiefer ist wenig zu sagen. Es ist ein gut gebankter grauer Dolomit, der petrographisch von dem unteren sich kaum unterscheidet. Versteinerungen fehlen. Was von seinem Alter zu halten ist, ist gerade früher erwähnt worden: er ist Hauptdolomit oder er gehört ganz zum Rhät.

Zebrubruchlinie und Trafoierbruchlinien.

Ein bestimmendes Element im tektonischen Bild der Ortlergruppe sind die Brüche, welche diese im Norden und Süden umfassen.

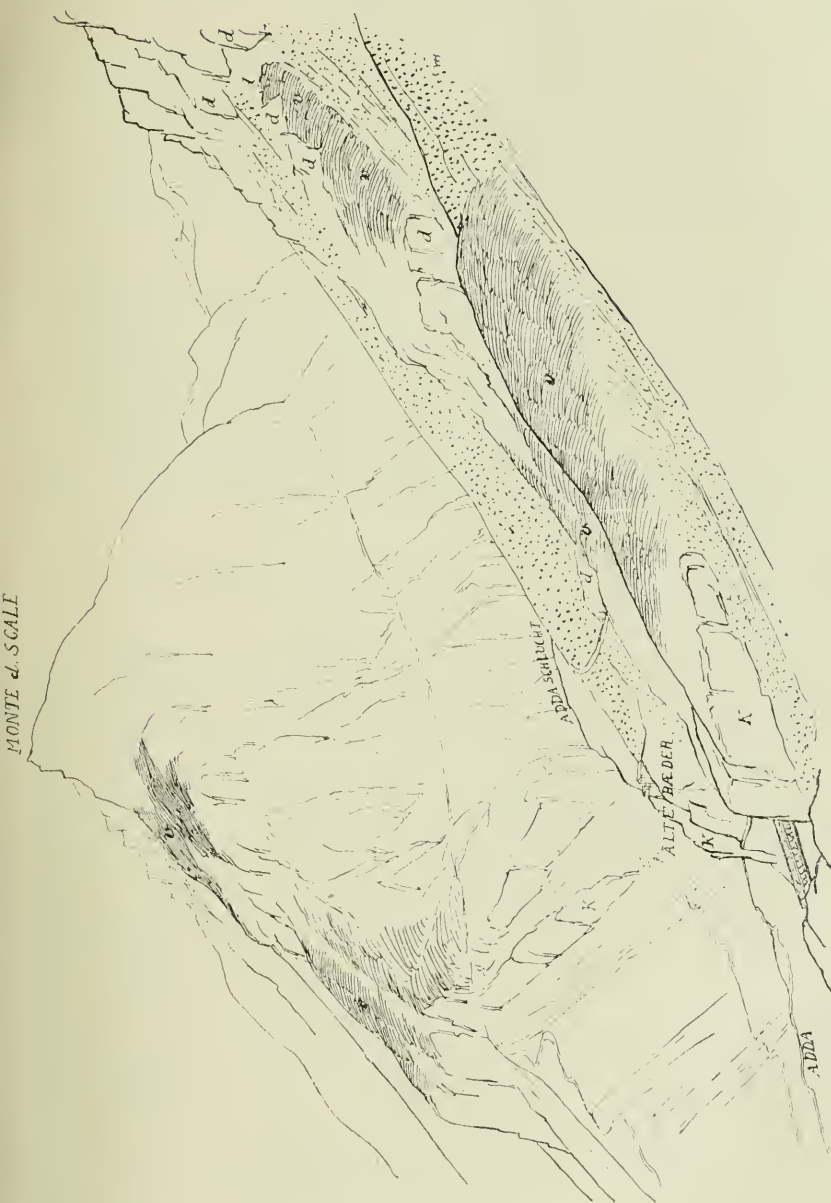
In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. habe ich 1902 das Vorhandensein einer Bruchlinie am Südrande angezeigt und dieselbe dann Zebrubruchlinie benannt. Sie verläuft von den Bädern von Bormio zum Fuß der Wände unter Passo Pedranzini, größtenteils durch Schutt überdeckt, dann immer dem Wandfuße folgend, nähert sie sich der Sohle des Zebrutales; bei Prato Begleno und Baita del campo streicht sie tief herunter am Nordgehänge durch, nördlich der Baita del pastore schneidet sie wieder etwas tiefer ins Gebirge ein — nämlich bis nahe zur Vereinigung der beiden Gletscherbäche des Zebrugletschers — streicht dann über Weide- und Schutthänge zum Fuß der Cima della Miniera, setzt quer über die Pale rosse und schneidet dann dicht ober dem Königsjoch durch, womit sie den Suldenferner erreicht. Ihr Verlauf ist also kein gerader, sondern ein mehrfach gebogener; im westlichen Teil streicht sie nahezu OW, im oberen Val Zebru wendet sie sich etwas gegen OSO, um zum Schlusse wieder OW, beziehungsweise NO auszustreichen.

Daß diese Linie eine Bruchlinie ist, habe ich 1902 aus den Lagerungsverhältnissen beiderseits dieser Linie gefolgert.

Infolge neuerlicher Begehung kann ich nun vollständigere und genauere Angaben darüber machen.

Nach den Angaben von Schlagintweit trennt von Livigno an ostwärts eine Störungslinie die dolomitische Gebirgskette von dem südlichen kristallinen Vorland. Dieser Gebirgskamm der Cima di Plator und Monte delle Scale ist die Fortsetzung der nach S überkippten Falten des Kristallokammes. An dem südlichen Bruchrand ist zwischen sie und das kristalline Vorland ein schmaler Streifen von steil aufgerichtetem triadischem Dolomit und Verrucano eingeklemmt. Diese Linie erreicht bei den Bädern von Bormio die Adda und setzt sich östlich in die Zebrulinie fort. Hier bei den Bädern von Bormio eröffnen sich dem Beobachter eigenartige Komplikationen in jener zwischengeklemmten Zone von Dolomit und Verrucano.

Die nachfolgende Figur 26 gibt eine Übersicht derselben; in Schlagintweits Dissertation ist ein Profilschnitt für die Westseite des Tales enthalten. Der Monte delle Scale besitzt an seinem Abfall gegen Premadio zwei, schon von weitem durch ihre Krummholz-



Ansicht der Verrucanoterassen beiderseits der Addaschlucht oberhalb Bormio.
Vom Gehänge östlich über den Bädern aus nach der Natur gezeichnet.
c Verrucano. — *K* Triaskalk. — *d* Triasdolomit.

bedeckung von den kahlen Felshängen sich abhebende Terrassen; die untere dieser Terrassen habe ich unter Führung des Herrn Dr. Schlagintweit besucht, für die obere und den gemeinsamen Abhang gegen die Addaschlucht entnehme ich die Angaben der Dissertation Schlagintweits.

An der Basis des Gebirges stehen berg-einfallende kristalline Schiefer an, dann folgt die erste Steilstufe, welche aus untertriadischem Dolomit besteht, der steil aufgestellt ist, am oberen Rande liegt etwas Gips, noch von einigen Bänken flach berg-einfallenden Dolomits überlagert. Darüber nun liegt auf der Terrasse ebenfalls flach berg-einfallend kristalliner Schiefer (Granitgneis und quarzitisch-phyllitischer Schiefer) und wohl auch noch der schwer vom Gneis zu unterscheidende Verrucano; die obersten Lagen dieser Schichtfolge am Fuße der nächsten Steilstufe sind saiger aufgestellt und so von Rutschflächen durchzogen an den Dolomit gelehnt. Gegen Osten geht das Kristalline und der Verrucano in die Luft aus, setzt sich also nicht zur Adda hinab fort, westlich verschwinden sie unter Schutthalden. Die zweite obere Steilstufe besteht aus demselben Dolomit wie die untere, und auf der zweiten Terrasse liegt nun nochmals Verrucano. Auch diese geht ostwärts in die Luft aus; der Dolomit bildet den ganzen Abbruch der Terrasse gegen Osten, bis er mit dem Dolomit des Monte delle Scale zusammenstoßt.

Die Schlucht der Adda ist bis zu ihrem unteren Ende in Dolomit eingeschnitten.

Östlich der Adda ober den Bädern tritt wieder eine ähnliche Terrassenbildung ein.

Dicht unter den Alten Bädern zieht eine Wandstufe durchs Gehänge, welche die Straße in einem Tunnel durchfährt. Sie besteht aus dunkelgrauem dolomitischen Kalk (etwas rötlich anwitternd), der WNW streicht und steil gegen N fällt. Die Wandstufe verfolgt man, wie auf der Skizze ersichtlich, zum Ende der Addaschlucht hinab und jenseits zieht sie durchs Gehänge steil hinauf und bildet in ihrer Fortsetzung die Basis der ersten Terrasse ober Premadio. Bei den Alten Bädern liegen im hangenden Teil des dolomitischen Kalkes einige Lager von schwarzen Schiefern, eingeschaltet mit einigen dünnen weißlichen Dolomitbänkchen. Sie dürften den obersten Lagen des Dolomites mit Gips an der ersten Stufe ober Premadio entsprechen; Curioni gibt auch aus der Nähe der Alten Bäder Gips an, doch habe ich ihn nicht wiedergefunden. Ober der ganzen Wandstufe, beträchtlich über der Straße, liegt nun auch auf dieser Talseite Verrucano (Serizitschiefer und Serizitgneis). Er bildet einen bis unter die Wände reichenden Rücken und taucht nach oben und nach der Ostseite unter die Schutthalden. Er fällt flacher als der Dolomit nach N. Wenn auch der direkte Kontakt mit dem dolomitischen Kalk verschüttet ist, so ist kaum zu zweifeln, daß wenigstens sein unterer Teil auf dem Kalk aufliegt. Geht man gegen Norden über ein paar Schuttrinnen weiter, so trifft man hier wieder auf einen grauen, undeutlich geschichteten Dolomit, der gerade über den Berg hinabzieht, so daß er bereits an der Straße mit der unteren Dolomitstufe zusammenschließt; der Verrucano erreicht die Straße nicht mehr, sondern endet in der Luft,

ganz analog der ersten Terrasse ober Premadio. Für die zweite Terrasse ist auf dieser Seite nur ein dürftiges Analogon: Über dem genannten oberen Dolomit trifft man nochmals flach nach N fallenden Verrucano, der in der Hauptrinne bis unter die hohe Wand hinaufreicht, während gleich daneben nördlich am Hang der Dolomit stufenweise absetzend den Verrucano gegen N abgrenzt, bis auf die halbe Höhe herab. Weiter gegen Nordwesten verschwinden alle Verrucano- und Dolomitstreifen unter einem mächtigen konglomerierten Schuttkegel, der bis zu den Bädern hinabreicht und den darüber sich herab erstreckenden jüngsten Schutthalden; das Gleiche ist bei der zweiten Verrucanozone gegen Osten hin der Fall, so daß es fraglich bleibt, ob sich die obere und untere Verrucanozone vielleicht hier zu einer vereinen.

Schlagintweit deutet diese Lagerungsverhältnisse in der Weise, daß er Verrucano und kristalline Schiefer der Terrassen und die Dolomite der Stufen zusammen als einen von Süden her übergeschobenen Faltenschenkel mit verkehrter Lagerung der Schichten ansieht. Es wären dies die Wurzelreste einer über die Addascholle nach Norden übergeschobenen Überfaltungsdecke.

Dagegen möchte ich im allgemeinen das einwenden, daß die Bewegungsrichtung dieser Überfalte in einem unlöslichen Widerspruch steht mit der gegen S gerichteten Überkippung der Falten des Kristallokammes (der autochthonen „Addascholle“ Schlagintweits). Da die ganze Ortlergruppe einerseits und die Fortsetzung gegen Westen bis Livigno anderseits diesen Charakter der Überkippung gegen Süden trägt, kann von einer untergeordneten Einmüldung im Verhältnis zur Überfalte nicht gesprochen werden, um so mehr, als die Ausdehnung jener Decken bis zum Inn etc. ja das ist, was erst noch zu beweisen ist. Schillers Ausführungen über die Lischannagruppe sprechen eher dagegen.

Aber abgesehen von diesen allgemeinen Gesichtspunkten scheinen mir auch die lokalen Befunde gegen jene Deutung zu sprechen: Es ist ja schon in Schlagintweits Profilen nirgends etwas davon zu sehen, daß dieser Faltenschenkel überhaupt der Addascholle aufliegt, auf sie übergeschoben ist, nachdem seine Schichten größtenteils in wenig von der Senkrechten abweichender Stellung zwischen Urgebirge und Addascholle eingeklemmt sind. Bei den Terrassen von Bormio beobachtet man an den östlichen derselben durchweg N-Fallen der Schichten, auch bei denen ober Premadio ist das stellenweise schon zu sehen; sie fallen also scheinbar sogar unter die Addascholle ein und es ist hier ohne die Annahme von ganz unwahrscheinlichen Verkrümmungen nicht mehr möglich, diese Schichtlage als eine Aufschiebung der Terrassenschichten auf die Addascholle anzunehmen. Noch deutlicher wird dies bei der weiteren Verfolgung dieser Zone gegen Osten; hier liegt durchweg der Verrucano sowie Gips- und Rauhwaacke nordfallend auf dem ebenso nordfallenden kristallinen Untergrund.

Ich gehe zunächst zur Beschreibung dieser Aufschlüsse über.

Die Aufschlüsse bei den Terrassen sind durch ausgedehnte Schuttdecken von den nächsten östlichen getrennt. In dem Graben

nördlich des Val Campello ist von den Terrassenbildungen gar nichts mehr zu sehen, Phyllit und Quarzit reichen bis zum Fuße der hohen Dolomitwände, dann unterbricht wieder ein konglomerierter Schuttkegel die Aufschlüsse und im Val Campello ist die Grenzzone wieder verschüttet. Hier treten in der kristallinen Basis die Grünschiefer in großer Mächtigkeit auf. Die besten Aufschlüsse gewährt dann das Val Uzza, in dessen trichterförmigem Quellgebiete tief eingerissene Schluchten und Rünste bis zu den Dolomitwänden hinanreichen. Die Profile und die Ansichtsskizze geben am besten das Bild der Lagerung. (Fig. 1 und 27.)

Der Verrucano streicht auch durch die tiefsten Gräben zusammenhängend durch, er greift also in die Tiefe hinab und sitzt nicht wie bei den Terrassen von Premadio nur oben auf.

Da Gips und Rauhwanke als ein Horizont zusammengefaßt werden können, so liegt im westlichen Teil eine Verdoppelung der Schichtfolge vor; auch für den östlichen Teil ist eine solche wahrscheinlich, wenn auch der Verrucano sich nicht wiederholt. Bemerkenswert ist, daß das untere große Gipslager seiner Schichtung nach ziemlich flach nach N fällt, als Ganzes aber eine sehr steil N fallende Platte bildet, ein Umstand, der für den abnormalen Kontakt der Schichtfolge spricht; das obere Gipslager und die Rauhwanke fallen sehr steil unter den Dolomit ein.

Über die stratigraphische Stellung und Gesteinsausbildung der Schichten wurde in einem früheren Kapitel gesprochen; bemerkt sei noch, daß auch im östlichen Teil im kristallinen Sockel, schon bald unter dem Gips, sich Grünschiefer einstellen.

Von den Terrassen bei Bormio bis zum Rücken ober Alpe Reit rückt die Bruchlinie etwas gegen SO vor; in ähnlicher Weise rückt die Bruchlinie von jenem Rücken wieder gegen die Mitte der Uzza-gräben etwas vor und in beiden Fällen wird der Verrucano dadurch schief abgeschnitten; im Val Uzza auch der Rauhwankezug am westlichen Rand, der auch selbst wieder eine solche kleine Verschiebung zeigt; und ein ebensolches gegen SO-Vorrücken tritt ober Grasso dell' Ables ein.

Am Rücken ober Alpe Solaz liegt, wie oben schon einmal beschrieben, unter der Verrucanoarkose ein Rauhwanke-lager; dieses treffen wir auch ober Grasso dell' Ables wieder — es ist hier ein gelblich-weißer rauhwankeiger Kalk — auf dem noch stahlgraue Phyllite in schwebender Lagerung liegen; auch die tieferen Quarzitschiefer und Phyllite liegen sehr flach. Der Dolomit, welcher den Wandfuß bildet, aber steht saiger, wie auch schon ober Solaz, und gegen Osten hin verbreitet sich noch dieser saiger geschichtete unterste Wandgürtel, an dem deutlich die kristallinen Schiefer und der Verrucano abstoßen.

Jene stahlgrauen Phyllite ober Grasso dell' Ables stoßen aber wenig weiter westlich an der gegen OSO vorrückenden Bruchlinie ab, bald darauf auch die Rauhwanke und dann grenzen die darunter liegenden quarzitischen und phyllitischen Gesteine direkt an den Dolomit. Am Ursprung des nächsten Grabens, der östlich von Ardop ins Zebratal mündet, trifft man aber wieder die Folge Dolomit, stahl-

Fig. 27.



Profile durch den westlichen Teil des Ursprungsgebietes des Val Uzza.

Nach der Natur gezeichnet.

- q* quarzitische Schiefer. — *i* Gips. — *v* serizitische Schiefer des Verrucano. —
ph Phyllit des Verrucano. — *r* weißlicher brecciös-rahwackiger dolomitischer Kalk.
— *d* Ortlertrias. — *d*₁ Blöcke von grauem Dolomit, ebenso wie der darunterliegende
r wahrscheinlich anstehend. — *gl* Moränenwall. — *s* Schutthalden.

grauen Phyllit, Rauhwanke und die gleich darunterfolgenden Phyllite und quarzitisches Schiefer in der Mitte der Murgaben in gleicher Höhe, wo westlich durchweg die kristallinen Schiefer anstehen, und am Ostrand der ganzen Mure liegt die gleiche Serie wieder ein Stück tiefer; von dem Rücken ober Solaz bis hierher ist der Rauhwankehorizont etwa um 200 m tiefer gerückt. Dabei fallen Schiefer und Rauhwanke immer flach N, der Dolomit steht saiger. Der Dolomit rückt durch das ruckweise gegen SO-Vortreten der Bruchlinie hier noch weiter herab, so daß er östlich des eben besprochenen Grabens wieder in direktem Kontakt mit den unter der Rauhwanke liegenden Schichten tritt, nachdem diese wieder an der Bruchlinie abschneiden.

Daß die vorgelagerte flachliegende Schieferzone des Zebrutales an dem senkrecht in die Tiefe setzenden Dolomit abschneidet, sieht man weiterhin deutlich in den Gaben ober den Baite del Zebbru; sie enden alle am Fuße der steilen, senkrecht geschichteten Dolomitwand, während die beiderseitigen, aus Quarzit oder Phyllit bestehenden Rücken hoch an der Wandfläche hinaufreichen. Dabei verläuft die Bruchlinie immer mehr gegen OSO, so daß sie gegenüber Baita di campo nahezu die Sohle des Zebrutales erreicht. Die tiefe Schlucht des Gletscherbaches der Vedretta del campo eröffnet hier einen guten und bequem zugänglichen Einblick; auf diesen Aufschluß dürften sich wohl Gumbels Angaben vom „Prato Beghino“ beziehen. Der Verrucano fehlt hier; am Eingang der Schlucht stehen flach nordfallend Muskovitquarzite an, dann folgten steiler nordfallend einige Bänke gelben rauhwankeigen Dolomits und unmittelbar daneben steigt senkrecht die Wand des Dolomits empor, am Rand stark zerrüttet und zerknittet, etwas bergewärts die saigere Aufstellung zeigend. Die Bruchlinie schneidet in SO-Richtung schief durch die Schlucht, so daß die Rauhwanke am rechten Ufer weiter bachaufwärts ansteht als am linken.

Überblicken wir die abgegangene Strecke der Bruchlinie¹⁾, so sehen wir besonders im Zebrutal den Charakter der senkrechten Verwerfung deutlich ausgeprägt. Die bergewärts gerichtete Neigung der vorgelagerten Schichten macht es unmöglich, eine Aufschubung dieser Schichten auf den Dolomit anzunehmen, besonders im Val Uzza, wo die Bruchfläche sogar etwas gegen N einfällt und die vorgelagerten Schichten sehr steil darunter hineinschießen und dementsprechend scheint mir zur Erklärung der Schichtverdoppelungen im Val Uzza kaum ein anderer Ausweg als die Annahme gegen N einfallender Parallelverwerfungen zur Verfügung zu stehen. Auch die Terrassen ober den Bädern lassen sich noch auf diese Weise erklären; das Profil ist hier ein ganz analoges wie im Val Uzza, nur ist die Lagerung des Verrucano eine flachere; gegen Osten zu schneidet die SO verlaufende Bruchlinie die Terrassen ab. Für die Terrassen ober Premadio gestehe ich allerdings zu, daß diese Erklärung allein noch nicht ganz befriedigend ist, besonders bei der oberen Terrasse. Doch steht sie mehr in Übereinstimmung mit den östlich und westlich

¹⁾ In der Übersichtskarte (Taf. II) ist dieselbe nur schematisch mit Vernachlässigung der Einzelheiten eingetragen.

davon sichtbaren Lagerungsverhältnissen als die Erklärung durch Überschiebung.

Von Baita di campo an wendet sich die Zebrubachlinie wieder gerade gegen O und schneidet infolgedessen wieder in das Bergmassiv ein. Gleichzeitig ändert sich auch die Lagerung der vorgelagerten Schieferzone, indem von der Baita del pastore an die Schiefer nicht mehr gegen den Ortlerdolomit einfallen, sondern steil von ihm ab. Bei Baita del pastore selbst fallen die Quarzschiefer noch steil bergan, die über dem rauhwackigen Dolomit liegenden Serizitphyllite fallen aber bereits steil gegen SSO und diese Lagerungsverhältnisse beherrschen den Hintergrund des Zebrutales, wo an den Pale rosse an der Bruchlinie Ortlerdolomit und Phyllit nahezu saiger aneinanderlehnen (Fig. 15), während gegen das Zebrujoch hin die Neigung der Phyllite rasch bis zu flachem Südfallen nachläßt. Von Baita del pastore an fehlen Serizitschiefer und Rauhwackenhorizont an der Bruchlinie; an den Pale rosse und am Königsjoch grenzt der Ortlerdolomit unmittelbar an Quarzphyllit, beziehungsweise an die im Quarzphyllit steckenden Chloritschiefer.

Hier im oberen Zebrutal treten im Bereiche der Bruchlinie Porphyritgänge und Diorit sowohl im Phyllit als im Triasdolomit auf, welche von Kontakthöfen umgeben sind. Ich habe dessen schon oben erwähnt und verweise auf die Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1902. Berichtigend nachgetragen sei hier aber, daß schon Curioni in seiner Geologia applicata 1877 bei Beschreibung der Erzlager an der Cima della Miniera die Durchdringung des Dolomit durch „Syenit“ und die Kontaktbildungen erwähnt. Curioni führt die Erze aber nicht als Kontaktprodukte auf. Es gebührt ihm also das Verdienst, zuerst das Aufsitzen jener Gänge im Ortlerdolomit beobachtet zu haben.

Besonders reich an solchen Intrusionen ist, wie früher bemerkt, die Königsspitze. Am Königsjoch steht dicht an der Grenze von Trias und Kristallinem auf der Südseite ein Dioritstock an, dessen porphyrische Randfazies mannigfach die umgebenden zersprengten Schiefer durchdrungen und alle hochgradig metamorphosiert hat. An der Südseite der Königsspitze, wo die breite Schneerinne von der „Schulter“ herabkommt, grenzt westlich dieser Rinne Diorit direkt an den Ortlerdolomit. Am Grat oberhalb des Joches steht an der Grenze ein dunkelgrünes, feinkörniges richtungslos struiertes Gestein an, das — der mikroskopischen Untersuchung nach — aus Diopsid, sekundärem Chlorit und Kalzit besteht und sehr erzeich ist. (Pyrit und Kupferkies.) Da auf der Felsinsel im Suldenferner, am Weg zum Königsjoch, Chloritschiefer an den Ortlerdolomit grenzt, so ist in jenem Gestein wohl die kontaktmetamorphe Fortsetzung des Chloritschiefers zu vermuten. Dieses Gestein bildet auch an der Nordseite des Königsjoches die Grenze zwischen Ortlertrias und kristallinem Gebiet. Der Ortlerkalk selbst ist an der Grenze ein lichter zuckerkörniger Kalk, der von Rutschflächen durchzogen ist, an denen der Kalk gelbe und grüne dichte specksteinartige Überzüge von Serizit besitzt, welche eher auf Druck- und Gleitungswirkungen zurückzuführen sind, als auf Kontaktmetamorphose; die Kontaktmineralbildungen, welche an

der Cima della Miniera in der Umgebung der Porphyrite auftreten, fehlen hier, nur die Farbe und Struktur des Dolomits erinnert noch an jene Kontaktzonen und dies gilt auch für die Stelle, wo der Diorit direkt an den Dolomit grenzt; Verschmelzungen der Gesteine, Apophysen und Kontaktminerale fehlen hier ganz, dagegen zeigt der Dolomit Rutschflächen. Die Schiefer stehen am Königsjoch nahezu saiger, am Kreilspitz sogar mit etwas Neigung gegen NNW, gegen das Schrötterhorn zu geht das Fallen in SSO-Fallen über, und wird gegen den Cevedalepaß zu immer flacher. Die Lagerung des Dolomits unmittelbar an der Bruchlinie ist unklar, das Gestein in verschiedenen Richtungen zerspalten, an der Ostseite beobachtet man flaches NW-Fallen.

Deutlicher noch als aus den Einzelbeobachtungen unmittelbar an der Grenzzone tritt der Charakter dieser Linie als Bruchlinie hervor, wenn man die Tektonik des ganzen angrenzenden Triasgebietes ins Auge faßt, wie dies oben geschah; die einzelnen Falten, in welche die Trias vom Madatschjoch bis zum Königspitz gelegt ist, divergieren in der Richtung ihrer Achsen mit dem Verlauf der Bruchlinie und werden deshalb der Reihe nach von dieser abgeschnitten. Damit ist am einfachsten der Einwurf Termiers entkräftet, daß es sich bei der Zebrubuchlinie nur um lokale Störungen ohne weitere Bedeutung für den Gesamtbau handle.

Des weiteren läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß die Bruchlinie sehr wahrscheinlich jünger ist als die Zusammenfaltung der Ortlertrias. Der nördliche Flügel ist an der Bruchlinie abgesunken, denn die Trias liegt hier gleich hoch, wie südlich der Bruchlinie der Quarzphyllit. Doch dürfte der Betrag der relativen Senkung kein sehr großer sein, da südlich der Bruchlinie ja noch der Verrucano auf dem Phyllit liegt, und zwar tiefer als an der Suldener Basis des Ortler. Serizitschiefer an der Suldener Basis: Marlberg 2600, Kuhberg 2700, Hintere Grat 2800, Fuß der Königsspitze 2600 — Zebrutal, Serizitschiefer, Baita dell pastore, oberer Rand an der Bruchlinie 2400, Prato Begleno 2000, unter Passo dell' Ables 2500 und unter Passo Pedranzini 2300 m.

Wo die Zebrubuchlinie im Osten endet, darüber lassen sich nur Vermutungen aufstellen. Zunächst verläuft die Bruchlinie vom Königsjoch über den Suldenferner hinab in der Richtung gegen die Schaubachhütte und die Annahme, daß die Rauhacke bei dieser ihre tiefe Lage nahe den darüber aufsteigenden Phyllitwänden des Eiseseespitz und Butzenspitz der Wirkung dieses Bruches verdankt, ist naheliegend. Damit würde sich dieser bis nahe zum Madritschjoch verfolgen lassen. An diesem selbst fehlt jedes deutliche Zeichen einer Störung und die einzige Möglichkeit in dem isoklinalen Schichtbau des oberen Madritsch- und Pedertales eine Fortsetzung des Zebrubruches zu finden, wäre die, den Gips an der Marteller Vertainen als überschobenen Rest der Rauhacken-Gipszone des Zebrutales anzusehen, eine Deutung, welcher verschiedene Bedenken entgegenstehen, wie ich bei Beschreibung der Laasergruppe auseinandergesetzt habe. Einzig die verlockende theoretische Verlängerung jener Störungszone ist es, welche dafür spricht. Weiter gegen Osten fehlt auch jede, wie

immer geartete Andeutung einer Fortsetzung dieser Bruchlinie in den gleichmäßig gegen S einfallenden Phyllitmassen.

Die zweite der obengenannten Bruchlinien, die **Trafoierlinie**, ist teilweise schon seit Theobald bekannt, welcher die Auflagerung der kristallinen Schiefer auf dem Mesozoikum im Brauliotal und Stilsferjoch zuerst beschrieb.

Ihr Verlauf wurde schon oben größtenteils angegeben: Corno di Radisca — Bocca di Braulio — Filone Mout — Vitelli-joch — Stilsferjoch — Franzenshöhe. Entlang dieser Linie liegen auf dem Mesozoikum kristalline Schiefer, die im Streichen und Fallen die gleiche Richtung einhalten wie die Dolomite darunter. Es sind am Radiscakamm Phyllite mit einzelnen Lagen von Orthogneisen, welche im Hangenden den ganzen Monte Braulio zusammensetzen; am Scroluzzo und Filone Mout ebenfalls phyllitische Schiefer, Granitgneis und Grünschiefer. Ein Lager von Muskovit-granitgneis, stellenweise mit Feldspat-Augen zieht an der Überschiebungsfläche unter dem Scroluzzo hin, ebenso an der Bocca di Braulio; Grünschiefer gleich denen im Zebrutal treten an der Nordseite und Westseite des Scroluzzo vom Ebenen Ferner bis zum Westkamm hinaus auf; die Hauptmasse des Scroluzzo besteht aus Phyllit. In der Mulde westlich zwischen Scroluzzo und Filone Mout setzen im Schiefer Gänge (Lagergänge?) eines granitporphyrischen Gesteins auf.

Am Filone Mout und Scroluzzo folgt das Streichen der kristallinen Schiefer ganz dem Verlauf des Überschiebungsrandes. Das Fallen ist nach innen, das heißt nach N, beziehungsweise NW und W gerichtet. Am Stilsfer Joch dreht sich das ONO-WSW-Streichen, welches man an den obersten Windungen der Stilsferjochstraße (auf der Trafoier Seite) beobachtet, ziemlich rasch in NS-Richtung um (mit W-Fallen); daß dies nicht durch einen Bruch sich vollzieht, ist an einer Bank von Granitgneis zu sehen, welche an der Straße gegenüber dem Hotel Ferdinandshöhe ansteht und auf der anderen, südlichen Straßenseite sich fortsetzt. Dieses NO-Streichen (stellenweise auch nach NNO-SSW) hält an der ganzen Nordseite des Scroluzzo in den Schiefern an.

Westlich des Stilsferjochs, unter dem Scroluzzo, tritt, umgeben von Firn und Moränen, eine Insel von anstehendem Triasdolomit auf, welche Frech zuerst entdeckt hat und die er für ein Fenster in der Überschiebungsdecke nahe dem Rande derselben erklärt, eine Erklärung, die viel Wahrscheinlichkeit besitzt; es wäre sonst auch möglich, an eine kleine Einfaltung zu denken, ähnlich der ober der Stilsferjochstraße unter dem Goldsee, von der später die Rede sein wird.

Die Neigung der Aufschiebungsfläche wurde schon oben als 50°—60° für die Bocca di Braulio angegeben; sie nimmt von oben nach unten an Neigung zu.

Vom Stilsferjoch bis Franzenshöhe liegt die Grenze von Urgebirge und Kalkgebirge gerade in der Talsohle, im oberen Teil rinnt der Bach an der Grenze auf dem anstehenden Fels, im flachen Teil des Tales ist sie von Schutt überdeckt. Aus diesem Verlauf folgt,

daß die Grenzfläche beider hier nahezu saiger sein muß, da sonst die Grenze ins nördliche Gehänge hinausstreichen müßte. Das Streichen der beiderseitigen Gesteine ist auch hier gleichlaufend mit der Grenzlinie (ONO—WSW), das Fallen gegen N gerichtet. In den Dolomitfelswänden gegenüber den oberen Windungen der Straße sieht man auf weithin einen kleinen gegen S überkippten Sattel, der auch auf der Tafel XXIV in Frech's Abhandlung ersichtlich ist. Er reiht sich den anderen gegen S überkippten Falten der Umgebung an.

Unter Franzenshöhe tritt der Dolomit etwas auf das nördliche Ufer des Baches über; die Grenze gegen das Kristalline ist aber auch hier überschüttet. Das Streichen des Dolomits in den randlichen Teilen ist von Franzenshöhe abwärts bis zur Bärenklamm abweichend von dem der Schiefer; während diese ober der Straße nur OW oder ONO—WSW streichen, mißt man im Dolomit vorwiegend Streichrichtungen, die um die NS-Linie schwanken, untergeordnet nur nach ONO streichende Partien. Die Lagerung ist überhaupt rascher wechselnd.

Vom oberen Ende der Bärenklamm an tritt ein neues Element im Laufe der Trafoierlinie auf: Es liegen nämlich zwischen dem Ortlerdolomit und den kristallinen Schiefern die Serizitphyllite. Sie setzen unterhalb der Straße bei der Cantoniera del bosco ein; wo die Straße von oben kommend in den Felsanschnitt beim Weißen Knott eintritt, sind sie an einer kleinen Verwerfung in die Höhe gerückt und bilden nun die von der Straße angeschnittenen Felsen beim Weißen Knott, der von ihnen seinen Namen empfangen hat. Die untere Grenze der Serizitphyllite zieht bis unter den Knott an der Wand über dem Bach hin, wendet sich unterhalb jenem gegen NO ins Gehänge hinaus und endet an dem südlich der Tartscher Alm herabkommenden Murkegel. Die Serizitphyllite fallen gleichsinnig mit dem kristallinen Schiefer flach bergeln bei nordöstlichem Streichen. Der Dolomit dagegen streicht NNO und fällt steil (mit einigen Ausnahmen, zum Beispiel an der Bärenbrücke) gegen das Tal ab. An der Grenze beider steht an dem Steig eine schmale Lage rostig gefärbter Rauh- wacke an, welche Trümmer von Serizitphyllit enthält und solche von dem porösen, weißlichen, erzführenden Kalk, welcher das Hangende des übrigen dunkelgrauen Dolomits bildet.

Die Bruchlinie verläuft also hier wahrscheinlich zwischen Dolomit und Phyllit und dies wird dadurch bestätigt, daß dort, wo die Dolomitwand endet und die Bruchlinie die Schutthänge des Tales erreicht, zwischen Dolomit und Phyllit eine Scholle stark zerquetschter und mit Rutschflächen durchzogener Schiefer, ähnlich denen, wie sie über dem Serizitphyllit an der Straße anstehen, liegt und in ihnen auch eine Lage von Augengneis. Die Stellung der Bruchfläche ist wahrscheinlich eine sehr steile.

Die Trafoierbruchlinie vom Brauliotal bis zum Weißen Knott unterscheidet sich von der Zebrubbruchlinie also wesentlich dadurch, daß ihr Verlauf mit dem Streichen der beiderseitigen Schichten zusammenfällt. Sie ist entweder älter als die Faltung und diese hat an ihr die Überschiebung erzeugt oder sie ist gleichzeitig mit der Faltung und aus dieser hervorgegangen. Sowohl bei der Zebrubbruch-

linie als bei dieser liegt der triadische Flügel tiefer, es hat also ersichtlich eine Senkung des Landes zwischen den beiden Linien stattgefunden. Ich kann daher Frech nicht beistimmen, wenn er von einer Hebung spricht. Die jetzige größere Höhe einiger Gipfel ist allein durch die Mächtigkeit der mehrfach gefalteten Dolomite zu erklären, abgesehen davon, daß die Überhöhung gegenüber den Hochgipfeln der südlichen Ortlerkette auch in diesen Gipfeln nur gering ist. Rothpletz fügt die Bruchlinie vom Stilfserjoch nach Trafoi in den Zug seiner „südlichen Randspalte“ ein, setzt dieselbe aber vom Stilfserjoch zur Bocchetta di Forcola fort (und durchs Forcolatal zum Monte Solena etc.). So weit sie durch die Weideflächen und Moränen des oberen Brauliotal geht, läßt sich über ihr Vorhandensein nichts aussagen; an der Bocchetta di Forcola fehlen, wie ich selbst gesehen habe und wie auch Herr Dr. O. Schlagintweit mir mitteilt, alle Spuren einer solchen großen Bruchlinie, und am Stilfserjoch setzt die Bruchlinie, welche von der Franzeshöhe heraufzieht, ununterbrochen sich in die Scorzuzzoüberschiebung fort. Rothpletz zeichnet auf seinen Profilen selbst die Schichten beiderseits der „Randspalte“ vollkommen gleichlagernd ein; daß die Drehung im Streichen am Joch ohne größeren Bruch vor sich geht, wurde schon oben beschrieben und entsprechend dem geänderten Streichen ist auch das Fallen verändert; sie fallen aber eben südlich des Joches, nicht nach SW, sondern nach WNW und am Vitellijoch nach NW ein.

Jedenfalls steht die Linie Radisca—Franzeshöhe, wie sie jetzt vorliegt, in unmittelbarem Zusammenhang und Abhängigkeit von der Faltung des Gebirges. Das überlagernde Kristallinische von Radisca und Scorzuzzo kann aber doch nicht einfach als ungestörter Hangendschenkel einer liegenden Mulde betrachtet werden, wie es Rothpletz und vor ihm Theobald angenommen hat, da wir uns hier an der Grenze von Kristallinem und Dolomit ja doch dicht am rhätischen Muldenkern befinden und doch nicht angenommen werden kann, daß die ganze Trias des Liegendflügel hier auf einmal zu einem relativ schwächtigen Dolomitlager zusammenschrumpft¹⁾. Des weiteren aber fehlen zwischen Trias und Kristallinem die Serizitschiefer, Gips und Rauhwacke, oder doch die ersteren. Der Kontakt an der genannten Linie ist jedenfalls tektonisch, wenn auch die Zerreißung und Verschiebung der Schichten vielleicht durch die Überfaltung hervorgerufen wurde.

Verwickelter als in dem bisher beschriebenen Teil der Trafoier Bruchlinie gestalten sich die Verhältnisse nun beim Betreten des Trafoiertales, da hier mehrere Bruchlinien zusammentreten.

Der Talboden ist mit glazialen und nachglazialen Schutt erfüllt, so daß ein unmittelbares Aneinanderstoßen der Schichten erst unterhalb Trafoi zu sehen ist. Oberhalb Trafoi senken sich an der rechten Talseite die Platten des Ortlerdolomits bis ins Tal herab, in dieses bei annähernd NS Streichen abfallend; die linke Talseite dagegen besteht aus kristallinen Schiefern, die senkrecht dazu streichen und gegen N fallen. Gerade gegenüber den Häusern von Trafoi entragt

¹⁾ An den Corne di Pedenollo liegt übrigens das Kristalline direkt auf dem Rhät.

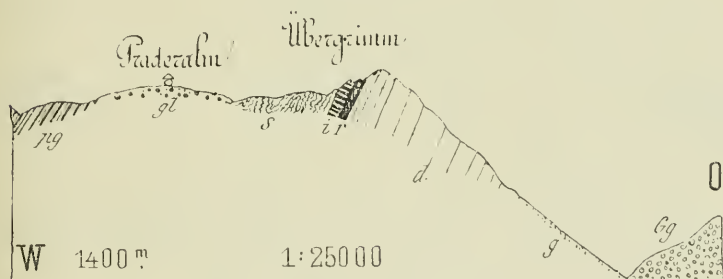
ein steiler Felskopf dem Glazialschutt. Er besteht im nördlichen Teil aus sehr dunklem, bituminös riechendem, dünnbankigem, teilweise etwas brecciösem Ortlerdolomit; im südlichen Teil lagert darauf, gegen den Bach abfallend, der weißliche erzreiche dolomitische Kalk, wie er im Rauhackenhorizont an anderen Orten vorkommt — in ihm bemerkt man kreisrunde lichtere Einschlüsse, die an Crinoiden erinnern — und über diesem erzführenden Gestein ein gelblicher dolomitischer Kalk, rauhackig. Überschreitet man die Moränenterrasse, welche die Höhe des Kopfes einnimmt, bis zum Ausgang des von der Nordwestseite des Hochleitenspitz herabkommenden Wildbachgrabens, so stoßt man in diesem auf ein Gipslager als unterstes Anstehendes an der linken Seite. Über dem Gips — dessen Lagerung nicht sicher ist wegen Verrutschungen — steht Rauhacke an und darüber ein hellgelber brecciöser Kalk, gegenüber dem Gips auf der anderen Seite ein lichter grobspätiger Kalk, wie er in diesem Horizont auch anderenorts vorkommt. An beiden Seiten des Baches steht gleich oberhalb dieser Gesteine ein quarzreicher Phyllitgneis an entsprechend dem Schiefer an der Stifserjochstraße, NW streichend und S fallend. Über ihm folgt aber bald darauf wieder eine Bank von gelbem Dolomit, von einem grauen blättrigen Phyllit überlagert. An der Grenze beider bemerkt man mehrere kleine stufenförmige Absatzungen. Wir haben also hier am Ausgang dieses Grabens sowie an dem Felskopf gegenüber Trafoi die Gesteine des Rauhackenhorizontes in verschiedentlich gestörter und überstürzter Lagerung, eingesenkt zwischen die kristallinen Schiefer, welche am selben Berghang anstehen (mit annähernd OW-Streichen und steilem S-Fallen) und jenen der gegenüberliegenden Talseite (Phyllitgneis und Granitgneis, WNW streichend und NNO fallend). Es handelt sich also um eine an Bruchlinien eingesunkene Partie; sie gehört nicht zum Liegenden der Ortlermasse, welche erst südlich dieses Köpfchens das Tal erreicht. Eine solche Umgrenzung dieses Köpfchens durch zwei Verwerfungen nimmt auch Rothpletz an.

Steigen wir nun durch die Talschlucht nach Gomagoi hinab, so erheben sich zu unserer Linken die hohen Triasdolomitwände des Kleinboden und Übergrimm, zu unserer Rechten aber bestehen die Hänge aus Phyllitgneis und dem Gomagoiergranit. Erstere streichen OW und fallen dachartig vom Granit weg gegen S ab; nur ganz am Fuß der Hänge, gegenüber dem „Äußeren Hof“ beobachtete ich NS-Streichen bei saigerer Stellung. Die Trias der linken Talseite streicht vorwiegend NNO und fällt steil bergem: sie liegt überkippt, denn auf ihr liegen in gleicher steiler Stellung Rauhacke und Gips am Übergrimm und darüber mannigfach gefältelt die Serizitphyllite im Graben östlich der Prader Almhütten. Invers unter der Rauhacke, beziehungsweise unter dem Gips, da dieser sich weiter gegen NNO erstreckt als die Rauhacke, liegt ein weißadriger Dolomit, darunter folgen dünnbankige, wenig dolomitische schwärzliche Kalke, dann schwach geschichteter grauer Dolomit, der nach „unten“ zu dunkler wird und am Fuß der Wände ragen noch die Schichtköpfe eines schwärzlichen dichten dolomitischen Kalkes auf, der dem oben genannten ähnlich sieht. Den Fuß der Wände umhüllen fast überall steile Schutt-

halden; in den zwei großen Murbrüchen zwischen der untersten und der obersten Straßenbrücke erhält man zusammenhängende Profile bis zum Bach herab und hier ist auch die Grenze gegen das Kristalline erschlossen.

In der unteren der beiden Muren, — zwischen der ersten und zweiten Brücke, von Gomagoi aus gezählt — reichen die Dolomitwände bis zum oberen Rand der Mure, — der Dolomit ist hier lichtgrau, ganz am Rand aber dunkelgrau mit bräunlicher Verwitterungsfarbe; darunter hinein gepreßt ist ein stark gequälter quarzitischer Schiefer; etwas tiefer unten in der Mure steht aber nochmals Dolomit an (hellgrau, zertrümmert), der unterlagert wird von einem quarzreichen Phyllitgneis, der bis zum Bach hinab reicht und hochgradig zerquetscht ist. — Am rechtsseitigen Rand der Mure reicht der Dolomit aber bis ganz zum Bach herab: es liegt hier also jedenfalls eine Querverwerfung vor, an der der südliche Flügel tiefer liegt. Die Verlängerung dieser

Fig. 28.



pg Phyllitgneis. — *Gg* Gomagoier Granit. — *s* Serizitphyllit. — *i* Gips. — *r* Rauhwacke. — *d* Ortlerdolomit. — *gl* Moräne. — *g* Schutthalden.

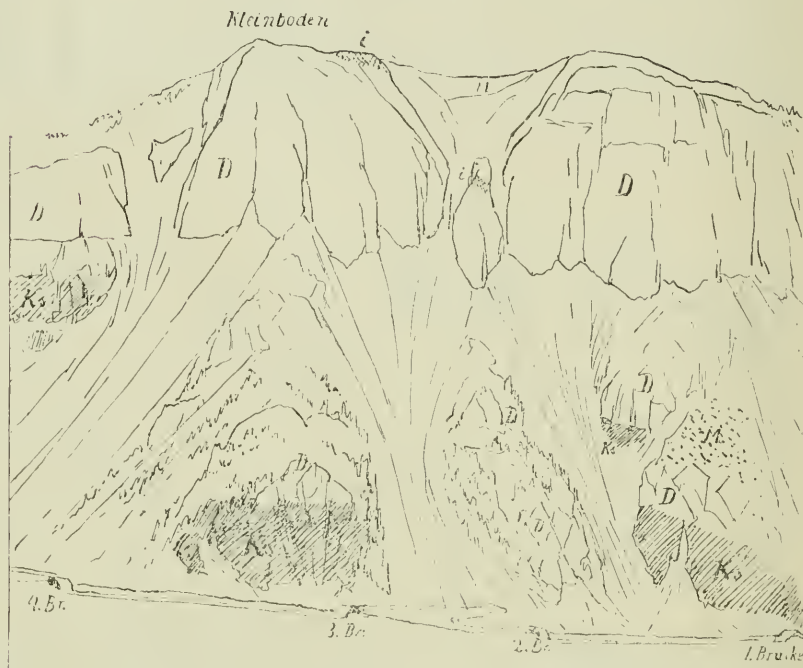
Verwerfung trifft gegen W zusammen mit der trichterförmigen Einsenkung in den Wänden zwischen Kleinboden und Übergrimm, diese Einsenkung entspricht aber ebenfalls einer Verwerfung, da der am Kleinboden anstehende Gips und Rauhwacke am oberen südlichen Rand dieses Trichters absetzt und dann am untersten Ende des Trichters dicht ober den hohen Wänden wieder ansteht. Diese und die oben genannte Verwerfung sind zwei nahe nebeneinander parallel laufende Querbrüche, an denen die dazwischenliegende Scholle abgesunken ist. Die zweimalige Wiederholung der kristallinen Schiefer übereinander kann am besten auch durch einen kleinen Querbruch erklärt werden. Die oberen Schiefer sind nämlich nur in der Mitte der Mure anstehend, am Nordrand, wo tiefer unten der Dolomit wieder ansteht, liegt in der Höhe, über dem Dolomit Moräne und Gehängeschutt, so daß es fraglich ist, ob jene oberste Lage von kristallinem Schiefer sich auch über dem unteren Dolomit hin fortsetzt. Nimmt man dies nicht an, so erklärt sich die Lagerung leicht durch eine Absenkung des Nordrandes gegenüber dem mittleren oberen Ende. Nimmt man an, daß

sie sich fortsetzen gegen Norden, so liegt eine kleine staffelförmige Parallelverwerfung zur Längsbruchlinie vor.

Der südliche Teil der Triaswände vom Kleinboden bis zum Furkelbach zeigt uns noch ein paar solcher Querbrüche, die sich durch den ruckweisen Wechsel in der Höhenlage der Grenzlinien bemerkbar machen.

Während am Nordrand der oben beschriebenen Mure der Dolomit bis zum Talboden herabreicht, steht im unteren Teil des nächsten

Fig. 29.



Ansicht der linken Seite des Trafoiertales zwischen Gomagoi und Trafoi.

Nach der Natur gezeichnet.

Ks kristalline Schiefer. — *D* Triasdolomit. — *i* Gips. — *M* Moräne.

südlichen Murgrabens (zwischen der dritten und vierten Brücke) bereits wieder Phyllitgneis an, an der Straße herunten ist das Kristalline derart zermalmt, daß man nicht mehr sicher angeben kann, auf welche Art von kristallinem Schiefer das Gestein zurückzuführen ist; vielleicht auf Granitgneis. Über dem Phyllitgneis in der Mure liegt dann ein dunkelgrauer, dickbankiger Dolomit; Dolomit und Schiefer streichen, soweit es bei der Zerrüttung der Gesteine sich erkennen läßt, parallel dem Tal und fallen steil bergin. Oberhalb der vierten Brücke rückt dann der untere Rand der Trias plötzlich gegen 200 m in die Höhe. Er durchschneidet die Triasmasse in dem tiefen Graben,

der die hohe Felsklippe des Kleinboden von der südlichen niederen Wandflucht trennt. Am Furkelbach endet die Triasscholle des Kleinboden-Übergrimm, und zwar wahrscheinlich ebenfalls an einer kleinen Querverwerfung; am Nordufer des Baches stehen noch von oben nach unten an: Rauhacke, Ortlerdolomit, der durch eine Einlagerung von tonig-mergeligem Schiefer als zu den Basisschichten gehörig sich zeigt, quarzitischer Phyllitgneis, ähnlich dem an der Stilfserjochstraße oberhalb Trafoi, NNO streichend und ausnahmsweise OSO fallend. Diese Schichtfolge endet nun plötzlich am Bach; das jenseitige Ufer besteht aus Augengneis, in dem Schuttanriß des Baches tauchen aber noch einige Trümmer anstehenden Gesteins auf, und zwar: gegenüber dem Ortlerdolomit eine kleine Scholle Phyllitgneis und zwischen ihr und dem Augengneis die Rauhacke; tiefer unten, gegenüber dem Phyllitgneis des Nordufers eine Klippe, bestehend aus: Schiefer, darüber ein schmales Band Dolomit und auf ihm Rauhacke. Entsprechend der Lage im Aufrißgebiet des Baches muß hier natürlich auch mit jungen Verrutschungen gerechnet werden.

Die abgetrennte Fortsetzung dieses Triaszuges bildet der oben beschriebene Felskopf gegenüber Trafoi und der Gips in dessen Nähe.

Überblickt man also nochmals die Talstrecke Trafoi—Gomagoi, so sieht man, daß hier die jüngeren Schichten der überkippten Trias der linken Talseite mit den senkrecht daraufstreichenden kristallinen Schiefen der Gegenseite zusammenstoßen — nur unmittelbar an der Grenze ist auch an den Schiefen eine dem Triasstreichen ähnliche Lagerung zu sehen, sofern nicht die Zertrümmerung und Zermalmung alle Gesteinsrichtungen aufgehoben hat. Es kann also gefolgert werden, daß parallel der Talschleife und nahe derselben die schon bei Trafoi bemerkbare Bruchzone sich fortsetzt bis Gomagoi. Der Westrand der Kleinbodentriaszone ist die normale, überkippte Basis der Schichtfolge. Die Neigung der Bruchflächen dürfte sehr steil gegen NNW gerichtet sein. Diese ältere Bruchzone wird von mehreren jüngeren kleinen Querverwerfungen durchschnitten.

Der Triasdolomit des Übergrimm endet am Platzerbach und jenseits der das Tal erfüllenden Glazialschuttmassen steht der Serizitphyllit an, in welchem innerhalb Platz beiderseits des Weges Rauhacke liegt und der grobspätige helle Dolomit, welcher diese oft begleitet; neben der Rauhacke steht auch noch ganz wenig dunkelgrauer Dolomit an. Die Serizitphyllite bilden die unteren Berghänge ober Stilfs und Platz; sie streichen am Bergkamme zwischen Platzerbach und Tramontanbach NNW bis NS und fallen flach gegen W unter die Phyllitgneise hinein, an dem Berghang, an dem das Dorf Stilfs liegt, dreht sich aber das Streichen nach OSO herum bei flachem N-Fallen. In dem Graben von Gaviert (in der Spezialkarte fälschlich Gawrik geschrieben) rückt die Schichtgrenze gegen das ältere Gebirge dementsprechend ganz herab zum Suldnerbach, vielleicht auch unter Hinzutreten einer kleinen Querverwerfung unterhalb Tascheldri. Die Serizitphyllite stehen dann an der Reichsstraße in der Taltiefe an, oben überdeckt von der Moränendecke der Folnairerterrasse.

Unterhalb Moosshof taucht an der Reichsstraße dann plötzlich eine kleine Felsmasse von Ortlerdolomit auf, rings von Glazialschutt

umgeben und bis Schmelz bei Prad folgen drei weitere, größere Felsköpfechen. Die größte Menge von Ortlerdolomit steht dann oberhalb der Kalköfen von Schmelz an. Könnte man bei den früheren Felsen innerhalb Schmelz allenfalls noch an ungewöhnlich große glaziale Irrblöcke denken, so ist dies hier ausgeschlossen, da die Masse des infolge seiner Brüchigkeit übrigens zu einem derartigen Transport ganz ungeeigneten Dolomits hier so groß ist, daß er schon seit Jahren für jene Kalköfen abgebaut wird und, wie die Erbauung eines neuen solchen Ofens im Jahre 1906 zeigt, voraussichtlich noch für manche weiteren Jahre Material liefern wird.

Hier bei den Kalköfen wird der Dolomit von Serizitphyllit unterlagert, der NNO streicht und ziemlich steil unter den Dolomit einfällt. Oben wird der Dolomit von Moräne überdeckt. In dem kleinen Tälchen, welches von der Schmelz zwischen den Dolomitvorkommen gegen den Praderberg hinaufführt, liegen ebenfalls Phyllite unter dem Dolomit, die hier aber WNW streichen und gegen NO fallen; auch sie enden unter Thial in der Moräne. Alle anderen Dolomitvorkommen sind rings von Schutt umgeben; bei dem Felskopf über den Häusern von Schmelz (Kapelle) steht schon nahe dem Kopf des Dolomites auf dem Waldkamm grünschieferähnliche Amphibolite an von gleicher Art wie sie im Tschrinbach bei Prad im Hangenden des Phyllitgneises liegen; Streichen NNW, Fallen steil gegen ONO; am Hang gegen das oben genannte Tälchen steht Quarzit und näher dem Bächlein noch Serizitphyllit an. Moränen trennen dieses Anstehende von dem nächsten Anstehenden am Berg; die Lagerung des Dolomits selbst ist unsicher, da er keine deutliche Schichtung zeigt und regellos zerklüftet ist. Die breite Schuttfäche des Bachbettes trennt die Aufschlüsse in der Schmelz von denen der gegenüberliegenden Talseite. An dieser streichen die Schiefer parallel dem Tallauf und fallen berglein. Sie sind hin und hin im tieferen Teil der Gehänge hochgradig gequetscht und gepreßt, so daß ich trotz mehrmaliger Begehung dieser Gehänge mir kaum klar zu werden vermochte, welcher Schiefergruppe sie im einzelnen zuzurechnen sind. Sicher sind äußerst druckschieferige Granitgneise darunter, außerdem wohl auch Phyllitgneis, möglicherweise auch noch Lagen von Serizitphyllit im untersten Teil des Gehänges.

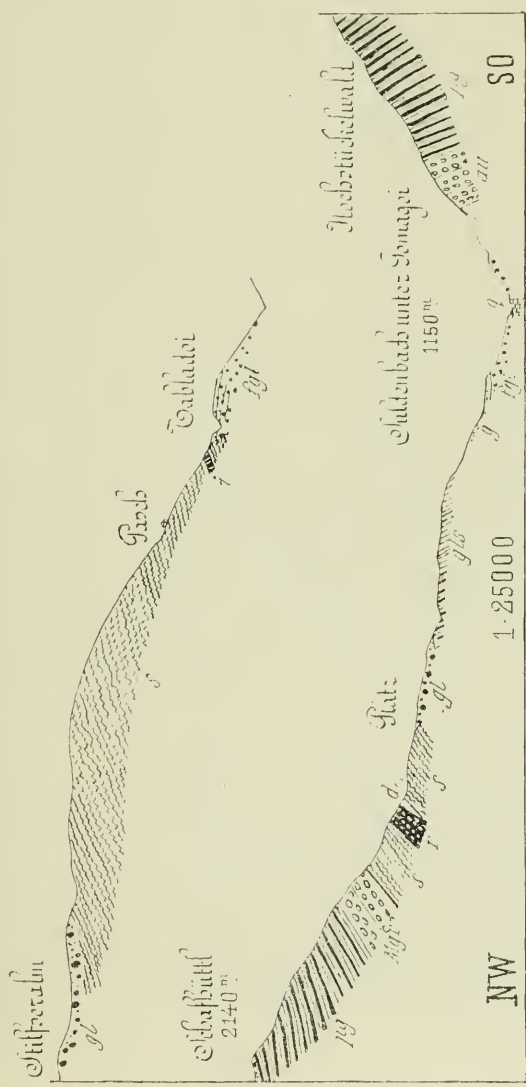
Östlich Prad endet die Serizitphyllitzone an dem Alluvium des Etschtals. Sie liegen hier auf den Phyllitgneisen und Amphiboliten¹⁾.

Ich habe diese Aufschlüsse bei der Schmelz auch deswegen hier genau beschrieben, damit jedermann sie mit Termiers Darstellung und seinen phantasievollen Schlüssen vergleichen kann.

Um die Schilderung des Tales von Gomagoi bis Prad abzuschließen, sei noch angegeben, daß bei den Häusern von Gomagoi Granitgneis ansteht; die Felsklamm, in der der Bach von Gomagoi bis zum Masulhof fließt, besteht aus saiger stehenden, parallel dem Bach, also nahezu NS streichenden Bänken von Granitgneis, der stellenweise ganz quarzitischen Habitus annimmt. Im Gehänge des Hochstüchelwald (rechte Talseite) geht dieses Streichen allmählich

¹⁾ Siehe Beschreibung der Laasergruppe und die zugehörigen Profile.

Fig. 30.



pg Phyllitgneis. — *gl* Glimmerschiefer. — *q* Quarz. — *au* Augengneis. — *mg* Muskovitgranitgneis. — *s* Serizitphyllit. — *r* Rauhwaacke. — *d* Dolomit. — *i* Gips. — *gl* Moräne. — *fgl* Fluvioglaziale Ablagerung. — *g* Gebängeschutt.

in das NO-Streichen am Praderberg über; der Granitgneis ober Trushof streicht nach NNO und fällt sehr steil bergeln und in den darüber liegenden Schiefern verflacht sich der Neigungswinkel.

Am Ausgange des Platzertales unterhalb Platz und St. Martin steht noch Phyllitgneis an mit NO-Streichen. Die eigentliche Grenzzone von Kristallinem und Dolomit ist durch Schutt verdeckt.

Ich habe bereits in der Voranzeige den Trias-Verrucanozug, welcher das Tal von Trafoi bis Prad begleitet, als eine unvollständige, an Bruchflächen zerrissene überkippte Synklinale zu erklären gesucht und es erscheint mir dies auch jetzt als die zutreffendste Erklärung.

Wir sehen jüngere Schichten eingesenkt ins kristalline Gebirge. Das Streichen der jüngeren Schichten ist vom Furkelbach an bis Prad im wesentlichen gleichlaufend mit dem der kristallinen Schiefer; die Westgrenze der Trias-Verrucanozone ist die normale Auflagerungslinie auf dem Kristallinischen. Von ihr aus gegen das innere der Zone zu kommen wir zu den jüngeren Schichten. Auf der anderen Seite aber fehlt die Wiederholung der älteren Schichten, an dieser Seite stoßen die Dolomite direkt an die kristallinen Schiefer und die oben dargestellten Einzelbefunde zeigen uns, daß wir hier die Fortsetzung der Bruchlinien haben, welche bei Trafoi dem Talzug folgen. In der Gegend von Stilfs haben wir nur bei Platz noch eine schwache Triaseinlagerung und beiderseits davon die Serizitphyllite, in großer Ausbreitung, wir haben also hier eigentlich noch die vollständige Synklinale vorhanden. Sehr fragmentarisch nur sind die Reste dieser jüngeren Einfaltung bei Prad. Ortlerdolomit und Serizitphyllit, beide aber in so zerstückelter und durcheinandergeschobener Lagerung, daß von einer Muldenstruktur nicht gesprochen werden kann. Diese Vorkommen in der Schmelz sowie die Quetschzone, welche dem ganzen Tale von Stilfs bis Schmelz entlang zu beobachten ist, zeugen dafür, daß auch hier die Synkline von Gomagoi zerrissen und verquetscht ist, daß sich also die bei Trafoi beobachtete Bruchzone bis Prad hinaus fortsetzt.

Dolomit und Serizitschiefer am Weißen Knott stehen in direktem Zusammenhange mit der Ortlermasse und bilden hier den Rest eines hangenden Schenkels der überkippten Mulde, wie sie uns im Profil über die Bärenköpfe entgentritt und in großer Komplikation in Verbindung mit weiteren Faltenteilen auch am Ortler selbst sich fortsetzt. In der nördlichen Fortsetzung bis Prad ist von der Synkline größtenteils nur mehr der längs der Bruchzone tief ins Gebirge eingesenkte Hangendflügel erhalten geblieben. Die Richtung der Überkippfung ist in dieser überkippten Mulde die gleiche wie bei allen Falten des Ortler — ein Zeichen der Einheitlichkeit der Entstehung beider.

Bei Trafoi trifft die Zumpanellbruchlinie auf die eben beschriebene Bruchzone.

Rothpletz sieht in der Zumpanellbruchlinie die Fortsetzung der „südlichen Randspalte“, welche an einer dem Trafoiertal folgenden Verwerfung vom Weißen Knott bis Trafoi nach Norden verschoben ist. Eine solche Verwerfung ist vorhanden, wie oben beschrieben, jedoch müßte, wenn an ihr eine solche Horizontalverschiebung um

ungefähr 2 km stattgefunden hätte, dies sich doch am Südrand der Ortlermasse, im Zebrutale, bemerkbar machen; dies ist aber nicht der Fall und es schneidet die Verwerfung auch gar nicht tiefer gegen Süden ins Gebirge ein — es ist wohl in der Schlucht des Ortlerfernerbaches noch eine Verwerfung vorhanden, südlich davon streichen aber die Schichten ungebrochen durch.

In meiner Voranzeige habe ich ebenfalls die Zumpanellbruchlinie als die eigentliche Fortsetzung der Trafoi-Stilfserjochlinie angesehen. Ich sehe mich aber nun veranlaßt, diese Ansicht zu ändern und Frechs Anschauung zuzustimmen, der die Trafoierlinie nach Gomagoi hinaus fortsetzt, und zwar deswegen: Sowohl die Störungslinie Radisca—Franzenshöhe, als auch die von Trafoi nach Prad sind Bruchlinien, die im engsten Zusammenhang mit der Faltung stehen und bilden eine einheitliche Bewegungsfläche; wo sie überkippt sind, sind sie es im gleichen Sinne. Am Weißen Knott schließen sich beide unmittelbar aneinander an; hier geht die Abschneidungsfläche vom Hangendschenkel auf den Liegendschenkel über.

Weniger deutlich ist die Beziehung zur Faltung bei der Zumpanellbruchlinie. Am meisten spricht ihre Fortsetzung über Bodenhof im Suldental hinaus für den Charakter eines Faltenbruches. Am Zumpanell selbst liegen Kriterien für eine solche Einreihung nicht vor.

Trafoierbruchlinie und Zebrubuchlinie haben beide einen knie- oder bogenförmig gekrümmten Verlauf; erstere biegt am Weißen Knott aus OW- in die NO-Richtung um, letztere beschreibt eine weit flachere Krümmung, aus OSO-Verlauf (Bormio-Zebrutal) zu OW und endlich beim Königsjoch zu NO-Verlauf. Erstere liegt ganz im Bereiche der gegen S, beziehungsweise SO gerichteten Faltenbewegung — letztere liegt nur in ihrem OSO-Verlauf im Bereiche dieser Faltung, sie durchbricht sie, ist unabhängig davon, nur eine leichte S-Überkipfung gibt vielleicht Zeugnis einer schwachen Beeinflussung durch die Faltenbewegung; im oberen Zebrutal, wo die überkippten Falten des westlichen Teiles sich in stehende Falten auflösen, schneidet sie senkrecht in den Boden; vom Königsjoch an aber tritt sie in das Gebiet der Überkipfung der Schichten gegen N (Laasergruppe) ein und wenn wir annehmen wollen, daß sie bei dem Gips des Pedertales noch vorhanden ist, so wäre die Bruchfläche hier vollständig nach N überkippt und in den Falten-, beziehungsweise Schuppenbau des Gebirges aufgenommen. Die Zumpanelllinie, welche ebenfalls in den Bereich dieser N-Faltung tritt, folgt ebenfalls ihrem Einfluß durch ihr Einfallen gegen S. In der Ortler- und Laasergruppe liegen also zwei Gebiete verschieden gerichteter Faltung nebeneinander. Die Bruchlinien, welche es durchschneiden, folgen diesen verschiedenen Richtungen mit ihrer Neigung.

Der Ciavalatschkamm.

Zum besseren Verständnis des gesamten Gebirgsbaues dehne ich die vorliegende Beschreibung auch auf den Kamm aus, welcher vom Stilfserjoch zum Glurnserköpfl bei Glurns zieht und den ich nach seinem bekanntesten Gipfel, dem Ciavalatsch, benenne. Ihm folgt die tirolisch-schweizerische Landesgrenze (bis zum Ciavalatsch). Geologisch bildet er den Anschluß an die Überschiebungsregion des Münstertales. Die Einlagerungen von Trias, welche über diesem Kamm verstreut sind, ermöglichen eine Deutung der Tektonik, die bei der unsicheren Stratigraphie der kristallinen Schiefer, aus denen sich der Kamm im wesentlichen aufbaut, sonst nicht möglich wäre.

Es sei zunächst in Kürze die Gesteinsfolge dieses Kammes dargestellt.

a) *Phyllitgneis*. Zu dieser in den östlichen Ortleralpen so verbreiteten Gesteinsgruppe sind meinem Dafürhalten nach auch die sedimentogenen kristallinen Schiefer des Ciavalatschkammes am besten einzureihen, welche, von den wenig ausgebreiteten jüngeren Schiefen abgesehen, die einzigen und überall verbreiteten Gesteine dieser Gattung sind und wegen ihrer Gleichmäßigkeit und der undeutlichen Umgrenzung der feineren Abarten als einheitliche Formation aufgefaßt werden können.

Die Bezeichnung *Phyllitgneis* hat mehr den Charakter einer stratigraphischen als den einer petrographischen Benennung; der feinere petrographische Habitus wechselt bei diesen Schiefen in den ganzen Ortleralpen häufig, gleichwohl heben sich alle durch gemeinsame Eigenschaften von den Glimmerschiefen einerseits und den Phylliten anderseits ab und dieser von Stache eingeführte Begriff der *Phyllitgneis* hat sich bei den Aufnahmen im ganzen Umkreis zwischen Meran, dem Tonale und dem Münstertal als berechtigt und gut verwendbar erwiesen.

Die *Phyllitgneis* des Ciavalatschkammes besitzen eine ausgezeichnet schieferige, schuppig-flaserige Textur. Meist sind sie rostrot verwittert und nur an den frischeren Stücken überwiegt der silberhelle Glanz der Muskovite. Schon durch diese schuppig-flaserige Verteilung des Glimmers unterscheiden sie sich von den Quarzphylliten mit ihren stahlgrauen Glimmerhäuten. Auf dem Querbruch erblickt man ein feinkörniges graues Gemenge, von einzelnen Glimmerdurchschnitten oder Flasern parallel durchzogen. Manchmal treten die Quarz-Feldspatlagen stärker hervor. Eine besondere Stellung nehmen die *Phyllitgneis* an den Praderlochköpfen und am Plaschweller (Planggerle) ein, in denen der Feldspat in kleinen flachgedrückten Augen (bis zu 6 mm Länge und 2—4 mm Breite) im Querbruch hervortritt. Bei diesen ist der rein sedimentogene Ursprung nicht sicher. Sie erinnern an manchen Stellen an die Adergneis der Tonaleberge. Im ganzen sehen die *Phyllitgneis* des Ciavalatschkammes makroskopisch in ihrer Gesteinstracht am meisten den Übergangsgesteinen vom *Phyllitgneis* zum Quarzphyllit ähnlich, wie solche an der Nordseite des nördlichen Ultenerkammes und auch am Gleck im Rabbital anstehen.

Dem entspricht es auch, daß an mehreren Stellen tatsächlich Quarzphyllit aus ihnen hervorgeht, so am Glurnserköpfl, am Schafberg und am Stilfserjoch. Ebenso stimmt damit überein das nicht gerade seltene Vorkommen quarzreicher (quarzitischer) Lagen (Stilfserjochstraße u. a. O.).

Auch dem mikroskopischen Befund nach sind diese Gesteine am besten zum Phyllitgneis zu stellen und gleichen darin den Proben aus den östlichen Ortleralpen: in den meisten Proben ist Feldspat (zumeist saurer Plagioklas) noch als wesentlicher Gemengteil vorhanden, ganz fehlt er nie. Der herrschende Glimmer ist Muskovit, aber auch Biotit fehlt selten ganz, seltener herrscht er vor. Granat ist fast durchweg anzutreffen. Turmalin beobachtete ich nur in einer Probe aus dem Furkeltal. Jene Feldspate, welche als „Augen“ hervortreten, sind Oligoklas, meist dicht durchspickt von Quarz, Glimmer und auch kleinen Granaten und ganz unregelmäßig mit den anderen Gesteinsgemengteilen verwachsen. Diese Augengneise führen Biotit, der in kleinen, oft quergestellten Schüppchen makroskopisch hervortritt. Die Struktur aller dieser Schiefer ist krystalloblastisch und häufig stark kataklastisch.

Im südlichen Teil des Ciavalatschkammes herrscht der oben beschriebene, meist besonders quarzreiche Typus vor. So beobachtet man an der Stilfserjochstraße ober Trafoi und dann wieder über Franzenshöhe diese rostroten, meist quarzreichen Schiefer. Es sind Frechs quarzitische Glimmerschiefer. Ebenso sind am Trafoiergehänge des Zupanell quarzitische Einlagerungen häufig. Im nördlichen Teil dagegen herrschen mehr glimmerschieferähnliche Ausbildungsformen vor. In dem Gehänge ober Agums gleichen diese Schiefer den Laaser-Glimmerschiefern, daneben treten Ausbildungen auf, die als Lagen- oder Bändergneis bezeichnet werden könnten. Rund um das Glurnserköpfl herum und in geringerem Grade auch am Ciavalatsch sind die Schiefergneise durch das Hervortreten einzelner besonders großer, wellig verbogener Muskovitblätter ausgezeichnet bei allgemein großem Gehalt an Muskovit. Nimmt dieser sehr zu, so können auch Übergänge in Phyllite entstehen, zum Beispiel am Sarnestabach. Andererseits ist in dem Ostgehänge des Glurnserköpfls (ober dem großen Amphibolitlager) im Phyllitgneis eine Zone, welche petrographisch den „normalen Zweiglimmergneisen“ der Ultener Alpen gleichsteht.

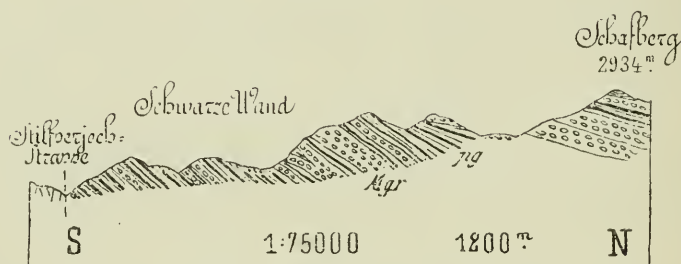
Die ganze Phyllitgneisregion ist — abgesehen von den eingelagerten Orthogneisen — sehr arm an Einlagerungen anderer Gesteine. Nur rund um das Glurnserköpfl stehen Amphibolite an, meist von ähnlichem Habitus wie die im Tschrinbach bei Prad. Das größte derselben kommt an der Ostseite zutage und reicht vom Raweingraben (ober Glurns) bis zum Tschaggunalpl ober Lichtenberg. Kleinere treten an der Muth gegenüber Taufers, am Laafbach sowie am tieferen Gehänge des Raweingrabens auf. Eine große Amphibolitmasse ist bei Söles am Ostfuß des Glurnserköpfls aufgeschlossen; sowohl an der Straße nach Lichtenberg, als auch an der höher oben unter dem Weg von Glurns zu den Lichtenberger Berghöfen gelegenen Wand, rings von Glazialschutt umgeben, welcher die zwei Terrassen bedeckt, deren

Unterlage der Amphibolit bildet. Das Gestein ist ein feinkörniger Albitamphibolit. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um zwei getrennte Lager, da bei den unteren Aufschlüssen teilweise noch Granitgneis im Hangenden ansteht, während an der Basis der oberen Wand eine Wechsellagerung mit einem Zweiglimmergneis noch aufgeschlossen ist. Das untere Vorkommen ist interessant wegen seiner Beziehung zu dem nördlich daneben anstehenden Granitgneis. Der unmittelbare Kontakt ist zwar nur im Hangenden erschlossen, aber die enge Nebeneinanderreihung der Aufschlüsse bei gleicher Lagerung sowie das Auftreten kleiner Granitgneisadern (Lagen) im Amphibolit, läßt darauf schließen, daß eine Verzahnung beider am Kontakt vorliegen muß.

Eine sehr weit verbreitete und mächtige Einlagerung in der Phyllitgneisformation des Ciavalatschkammes sind die:

b) Muskovitorthogneise. Diese sind dieselben Gesteine, welche die Hochregion des Hohen Angelus und der Tschen-

Fig. 31.



pg Phyllitgneis (quarzitisch). — *Mgr* Muskovitgranitgneis.

gelser Hochwand bei Sulden aufbauen und welche ich in der Beschreibung der Laasergruppe als Augengneise der Angelusgruppe näher beschrieben habe. Die dort gegebene Darstellung der petrographischen Eigenschaften gilt im wesentlichen auch für diese Gesteine des Ciavalatschkammes. Nur darin liegt eine Abweichung, daß die Augengneistextur hier nicht mehr so vorherrschend ist, wie dort. Besonders an den Bergen über Trafoi fehlt die deutliche Augengneistextur meist, der Gneis ist flaserig, das Korn oft ein recht kleines. Im nördlichen Teil treten öfter wieder deutliche Augengneise auf, oft sehr stark druckschieferig. Hier werden diese beiden Unterarten, die flaserigen Muskovitgneise und die Augengneise unter obigen Sammelnamen zusammengefaßt. Es sind hier wie dort Staches „Knoten- und Wackengneise“. Auch mikroskopisch stimmen sie mit denen der Angelusgruppe überein. Kataklyse ist sehr häufig, ja fast immer vorhanden.

Ihre Ausbreitung und Mächtigkeit ist im Ciavalatschkamme eine sehr bedeutende. Im Süden treten schon an den Berghängen und -Kämmen über der Stilfserjochstraße mehrere ausgedehnte Lager auf.

Nördlich davon besteht der Kamm Kerspitz-Kleiner Tartscherkopf fast ganz aus Muskovitgneis, der in fünf durch schmale Schieferzonen getrennten mäßigen Lagen die Osthänge des Großen Tartscherkopfes durchzieht und bis Trafoi hinab reicht. Eine ebenso gewaltige, mehr einheitlich geschlossene Masse baut den Furkelspitz und Fallaschkopf auf. Sie zieht in mehrere Lager geteilt östlich um den Trafoier Schafberg herum und eines dieser Lager läßt sich über die ganze Stilfseralpe hin bis zum Ciavalatsch verfolgen, um den es im Norden herumzieht und auf der schweizerischen Seite sich noch weit fortsetzt. Die mächtigsten dieser Lager haben ein Höchstmaß von 300–400 *m* Mächtigkeit. Noch mächtigere Massen von solchem Orthogneis treten aber im nördlichen Teil des Ciavalatschkammes auf. Hier gehören die Hänge des Glurnserköpfls und des Kammes zum Ciavalatsch zum Teil der großen Münstertaler Gneismasse an; das Münstertal ist von Münster abwärts in Muskovitorthogneis eingetieft; auf der Nordseite besteht der ganze Bergrücken Tellakopf-Terzerboden bis zur Höhe des Tellakopfes hinauf aus Augengneis und an der Südseite des Tales rückt die Hangengrenze der geschlossenen Gneismasse von Puntweil an immer höher ins Gebirg hinauf, so daß der Gneis an der NW-Seite des Glurnserköpfls eine Mächtigkeit von 1000 *m* erreicht. Gegen Osten endet diese Masse südlich Glurns, und zwar im oberen Teil durch Zerteilung in viele kleinere Lager, die dann größtenteils auskeilen — soweit sich dies in den dichtbewaldeten Gehängen des Raweingrabens südlich Glurns feststellen läßt; der liegende Teil schneidet an den Alluvionen des Etschtales ab. Auf eine nähere Schilderung dieser Münstertaler Gneismasse lasse ich mich hier noch nicht ein — es soll dies später an anderer Stelle geschehen. Nur soviel sei hier noch angeführt, daß hier wieder der Augengneischarakter vorherrschend wird — besonders nördlich des Münstertales — und daß im Hangenden der Gneismasse am Sarnestabach eine porphyroide Randfazies auftritt, welche kleine Quarzkristalle (Dihexaeder) als Einsprenglinge enthält.

Eine weitere große Muskovitorthogneismasse steht am Groß-Montoni an. Leider verhindert es hier die dichte Waldbedeckung und teilweise auch der Glazialschutt eine sichere Umgrenzung zu finden, doch nimmt sie den vorhandenen Aufschlüssen nach den ganzen Nordhang des Groß-Montoni ein und zieht sich in einzelne, teils sehr mächtige Lager geteilt auch um die Ost- und Südseite herum. Gegen Norden setzt sie sich über die Lichtenberger Talschlucht hinweg fort und streicht als mächtiges Lager bis ober Pafilhof. Vielleicht steht sie über den Raweingraben weg mit der Münstertaler Masse in Zusammenhang. Auch bei dieser Masse tritt sehr häufig Augenstruktur auf. Ein paar ähnliche Lager umziehen den Bergfuß zwischen Söles und Lichtenberg (ebenfalls Augengneise) und ferner treten in den Schiefern im Hangenden der Münstertaler Masse, auf dem Kamm Glurnserköpfl-Ciavalatsch und seitwärts davon noch zahlreiche kleinere Lager auf.

Auch die Lagerungsform ist bei diesen Gneisen im Ciavalatschkamm die gleiche wie in der Angelusgruppe; sie liegen als konkor-

dante Lager in den sedimentären Schiefern und ihre Schieferung ist parallel der der Schiefer; als konkordante Lager keilen sie in den Schiefern aus. An dem Köpfel (Punkt 2396) im Furkeltal sind zwei Lager durch eine quer zu den Schiefern emporbrechende Gneismasse verbunden, es ist aber nicht sicher, ob hier nicht kleine tektonische Störungen mitspielen.

Betreffs der Entstehung dieser Orthogneise haben die Befunde im Ciavalatschkamm kein neues Material geliefert, gegenüber dem bei Besprechung der Angelusgneise vorgebrachten Punkten; ihre Übereinstimmung mit denen des Angelus bekräftigt die dort ausgesprochene Wahrscheinlichkeitsannahme, daß es sich um Deckenergüsse nach Art des Bozener Quarzporphyrs handelt.

c) Quarzphyllit. Diese Formation ist im Ciavalatschkamm nur sehr wenig vertreten. Am Gipfel des Trafoier Schafbergs (Piz Minschuns) liegen auf den Muskovitgneisen dunkle, stahlgraue Phyllite, die in ihren tiefsten Lagen noch den Phyllitgneisen sich nähern. Sie bilden nur eine kleine Kappe am Gipfel des Berges. Ein ähnliches Aussehen wie diese Schiefer nehmen die Phyllitgneise an den obersten, letzten Windungen der Stilfserjochstraße an, sie sind schwärzlich gefärbt und von ganz phyllitischer Struktur, durchzogen von einzelnen quarzitischen Lagen; ihre Fortsetzung sind die Phyllite des Scroluzzo; und endlich nehmen solche dunkelgrünlichgraue Phyllite auch den Gipfel des Gurnserköpfls ein und ziehen von da bis zur Lichtenberger Alm. Alle diese drei Vorkommen dürften dem Quarzphyllit zuzurechnen sein. Des weiteren gehören noch zwei Vorkommen hierher: vom Plaschweller (Planggerle) zieht ein breiter Streifen phyllitischer Schiefer in das westlich darunterliegende Kar am Ursprung des Laafbaches hinab bis zur Karschwelle und anderseits bis zu den Lichtenberger Almen; das zweite Vorkommen ist oberhalb des Neurastbodens, am Ostkamm des Ciavalatsch. In beiden Fällen sind es Phyllite, wie sie in den tiefsten Horizonten der Phyllite am nördlichen Ultenerkamm vorkommen.

In der Schiefermasse des Scroluzzo tritt in den phyllitischen Schiefern, an den obersten Köpfeln zwischen Stilfserjoch und dem Ebenen Ferner, Strahlsteinschiefer auf; ein makroskopisch fast dichter, hellgrüner Schiefer, der u. d. M. als parallelstruiertes Aggregat feiner Strahlsteinnädelchen erscheint mit einigen stark kataklastischen Quarzfasern, wenig Albit und viel Klinozoisit und Epidot. Ähnliche Gesteine beobachtete ich auch an der Nordseite des Scroluzzo und in den Tälchen zwischen Scroluzzo und Filone Mout.

Die Überlagerung der Phyllitgneise des Ciavalatschkammes durch diese Quarzphyllitreste bietet eine Bestätigung für die Richtigkeit der Zuweisung jener Schiefergneise zur Formation der „Phyllitgneise“.

Daß der Quarzphyllit hier nur noch in wenigen Resten auf den höchsten Kämmen erhalten ist, gegenüber der großen Ausbreitung und dem tiefen Herabgreifen desselben in den übrigen Teilen der Ortleralpen, dürfte eher darauf zurückzuführen sein, daß dieser Gebirgsteil hier relativ hoch emporgerückt ist — ist er doch am Stilfserjoch auf die Trias hinaufgeschoben — als auf Ablagerungsverschiedenheiten.

d) Serizitphyllitgruppe (Verrucano). Diese Gruppe ist hier in zwei Verbreitungsbezirken entwickelt. Der eine an der Ostseite des Hauptkammes, mit der Ausbildung als Serizitphyllit (mit Gips und Rauhwaacke im Trafoiertal), die andere am schweizerischen Abhang des Ciavalsch und Schafbergs, wo dieser Horizont als eigentlicher Verrucano entwickelt ist, und als Hangendes ein mächtiges Gips-lager trägt. Zum ersteren Bezirk gehören die Serizitphyllite am Weißen Knott und die Phyllitzone Kleinboden—Platz—Stilfs—Prad, welche bereits oben beschrieben wurden. Es muß hier nur noch ergänzt werden, daß auch an der Ostseite des Glurnserköpfls die Serizitphyllite eine beträchtliche Ausbreitung erreichen; sie beginnen bei Platzhof ober St. Christina, sind in der Schlucht von Lichtenberg aufgeschlossen, kommen zwischen den Berghöfen stellenweise hervor, sind im Graben von Pafil angeschnitten und bilden endlich den ganzen Bergabhang am Ostabhang des Glurnserköpfls von 1650 m an abwärts bis 1300 m. Es sind alles Serizitphyllite, ähnlich denen bei Stilfs — ohne irgendwelche anderen Einlagerungen.

Auf der Schweizerseite streichen die Schiefer dieser Formation quer über das untere Muranzatal, von Punt Teal abwärts. Es sind grünliche, serizitreiche Schiefer, auf deren Schichtflächen kleine Quarzkörner in großer Menge vorragen; meistens aber sind diese hellgrünen Schiefer von violettgrauen Flecken durchzogen, die an vielen Stellen wie gequetschte Tonschieferbruchstücke aussehen. Die Serizitquarzschiefer (ohne die violetten Flecken) sind sehr denen vom Weißen Knott ähnlich. Die Arkosen mit den Quarzgeröllen, welche sonst im Verrucano häufig sind, fehlen hier, doch sind auch diese violettgefleckten Schiefer typische Verrucanogesteine; schon an der Nordseite des Piz Lad gesellen sich auch jene Arkosen mit den Quarzgeröllen zu den grünvioletten Schiefern. Die Verrucanoschiefer streichen vom Muranzatal gegen NO weiter und im nächsten Graben, Schaisgraben genannt, liegt auf dem Verrucano ein sehr mächtiges Gips-lager, das auch bis auf den Bergrücken gegen Muranzatal reicht; begleitet wird es von Rauhwaacke und einem weißlichen Dolomit. Ein großer Einbruchskessel im Gehänge läßt auf weithin das weiße Gestein hervorleuchten. Der Gips besitzt in diesem Kessel eine Mächtigkeit von mindestens 100 m — insoweit die Verrutschungen eine Schätzung zulassen. In einzelnen getrennten Aufschlüssen läßt sich der Verrucano bis in das Val Brünna verfolgen und vielleicht steht auch noch der Verrucano ober der Rifaireralpe damit in Zusammenhang. Darüber weiter unten.

e) Trias. Über den ganzen Ciavalschkeamm sind zahlreiche kleine Vorkommen von Dolomit verstreut, die ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach zu den Triasdolomiten gehören; in einem Fall wird dies durch Versteinerungen bestätigt. Von einer vollständigen Schichtfolge kann bei diesen ganz isolierten, kleinen und meist in sehr gestörter Lagerung befindlichen Vorkommen natürlich keine Rede sein.

Im Muranzatal (rechte Talseite, ober Punt Teal) und im Schaisgraben liegt über den Verrucanoschiefern Gips und darüber ein sehr lichtgrauer Dolomit, der vielleicht zum Gipsniveau gehört. Am Weg von St. Maria ins Val da Pisch steht ein jedenfalls zur Trias zu

zählender dunkelgrauer, brecciöser Dolomit an. Im Val da Plazöl bildet Triasdolomit den Felskopf an der rechten Talseite in 2200 bis 2300 *m* Höhe; es ist ein ziemlich dunkelgrauer, gut gebankter, oft dünnbankiger Dolomit, dessen Schichtflächen wellig-bucklig sind; seltener sind diese Flächen kleinknotig und mit bräunlich-rötlichem, fleckigem Belag. Am Fuße des Felskopfs ist eine Bank des Dolomits, dicht erfüllt mit größtenteils gut erhaltenen Exemplaren von *Diplopora annulata* Schafh., neben der auch Durchschnitte von kleinen Gastropoden sichtbar sind. Wir haben damit die einzige Stelle des ganzen hier dargestellten Gebietes, wo der Dolomit sicher als Wettersteindolomit angesprochen werden kann. Ein Rückschluß auf eine Vertretung dieses Niveaus am Ortler kann allerdings daraus nicht gezogen werden — die am Ortler gefundenen Diploporen sind zu schlecht erhalten, um eine Bestimmung zu gestatten und transgressives Übergreifen der oberen Trias am Ortler ist sehr wohl möglich — auch nach Frechs Deutung der Stratigraphie wäre ein solches anzunehmen. Im oberen Münstertal (Ofenpaß) ist nach Böses¹⁾ Darstellung die untere Trias noch vorhanden, ebenso im oberen Engadin (Zöppritztal c.).

Das Liegende dieses Wettersteindolomits und das Hangende sind durch Überschiebungsflächen abgeschnitten.

Wenn wir unseren Rundgang um den Ciavaltatsch fortsetzen, so treffen wir das nächste Triasvorkommen an der Nordseite des Munwarter: Über den Kamm vom Fideberg her aufsteigend, findet man im Liegenden eine gelbe Dolomitrauhwacke, darüber folgt eine große Masse von dickbankigem, dunkelgrauem Dolomit (licht verwitternd) und darüber wieder einen lichten, gelblichen oder lichtgrauen rauh-wackigen Dolomit, der der Rauh-wacke an der Basis entspricht. Zwei kleine Vorkommen von Trias stehen in dem vom „Schartel“ zur Stilfseralm ziehenden Tal an; am Bach ein grauer, gelb verwitternder, dickbankiger, schwach dolomitischer Kalk; das zweite sehr kleine südlich davon am Bergeck ober der Alpe, ist ein etwas rötlicher, hellgrauer, dolomitischer Kalk, dünnplattig.

Bereits in der Voranzeige schon erwähnt wurden die ganz isoliert liegenden Vorkommen am Groß-Montoni. Es sind ähnliche Gesteine wie am Munwarter, dunkelgrauer Dolomit und lichtgrauer, gelblicher dolomitischer Kalk. Ebenso wurden dort die am Schafseck (Prader Alpe) angeführt; dunkelgrauer und hellgrauer Dolomit, beziehungsweise dolomitischer Kalk, daneben auch Blöcke von Rauh-wacke und spätigem, weißen Kalk. Nahe benachbart ist das etwas mächtigere Lager von dunkelgrauem Dolomit, welche beim Fallaschjoch über den Kamm streicht. Die streifige Struktur desselben erinnert an die Gesteine der Ortlerbasis.

Schließlich wäre noch das kleine Streifchen von dunkelgrauem, zertrümmertem, dolomitischem Kalk zu erwähnen, das über der Stilfserjochstraße, zwischen Franzeshöhe und Ferdinandshöhe in 2500 *m* Höhe, am Gehänge ansteht.

¹⁾ E. Böse. Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896, pag. 577 u. ff.

Für alle diese Vorkommen von Dolomit ist ihre Zugehörigkeit zur Trias wohl außer Zweifel, doch ist eine nähere Altersbestimmung nur bei dem Dolomit von Plazöl möglich.

Tektonik des Ciavalatschkammes.

Im unmittelbaren Anschluß an die entsprechenden Auseinandersetzungen über den Ortler kann nun, nachdem die Gesteine gekennzeichnet sind, zur Einzelbeschreibung und den tektonischen Folgerungen übergegangen werden.

An der ganzen Linie vom Stilfserjoch über Trafoi bis Prad fallen die Urgebirgsschichten steil von den Triasbänken ab, entsprechend dem Streichen am oberen Teil der Stilfserjochstraße nach N, im Trafoiertal gegen NW oder WNW. Diese Fallrichtungen behalten die kristallinen Schiefer am ganzen tirolischen Abhang vom Stilfserjoch bis zum Ciavalatsch bei, wobei ebenfalls eine Drehung im Streichen analog der Drehung der Trafoierlinie stattfindet. Die randlichen Teile liegen durchweg in verkehrter Lagerung; die Phyllite des Stilfserjoch und der Seritztschiefer im Trafoiertal liegen unter ihnen.

Fortwährender Wechsel von Phyllitgneis und Granitgneis ist das charakteristische Bild dieser Berge. Am Hang gegenüber Franzenshöhe überwiegen noch die Phyllitgneise; neben kleineren Lagern ist aber auch hier ein starkes Lager in 2300 *m* Höhe an der Straße angeschnitten, das im Tartschertal auskeilt, und ein zweites, mächtiges am Breitkamm. Auch die Lager im Tartschertal (unter der schwarzen Wand und in der Schlucht) sind nicht unbedeutend. Am Kleinen Tartscherkopf und am Ostgehänge des Großen dagegen überwiegt der Muskovitgneis bei weitem; fünf gewaltige Lager streichen ober Trafoi aus, die am Kleinen Tartscherkopf sich zu einem zusammenschließen. (Siehe Fig. 30.) Diese Gneismassen reichen bis Trafoi herab, wo sie am Weg zum Kleinboden bis zum Furkelbach hin zu sehen sind. Von Franzenshöhe bis zum Tal nördlich der Tartscher Alpe streichen die Schichten vorwiegend ONO—WSW und fallen mit wechselnder, meist mittlerer Neigung gegen N ein — stärkere Abweichungen im Fallen und Streichen beobachtet man an der schwarzen Wand; am ganzen Ostgehänge des Großen Tartscherkopfs dagegen herrscht durchweg bis Trafoi hinab WNW—OSO Streichen, ebenfalls mit nördlichem, und zwar ziemlich starkem Einfallen.

Der Große Tartscherkopf selbst liegt in einer breiten Phyllitgneiszone, die an seinem Nordabhang eine kleine Mulde bildet.

Am Furkeljoch liegt über dieser Phyllitgneiszone wieder ein besonders mächtiges Orthogneislager; aus ihm ist die Furkelspitz und der Fallaschkopf herausgeschnitten — ihre schroffen Formen verraten schon auf weithin das Gestein — und der Grat zum Schafberg (Piz Minschuns) hinauf besteht noch zum großen Teil aus dem Granitgneis. Diese Granitgneiszone ist für die Tektonik von besonderer Bedeutung, denn sie läßt sich weithin verfolgen: Am Ostkamm des Schafberges löst sie sich in vier Lager auf, die über das Platzerthal mit NO-Streichen und Bergeinfallen hinüberstreichen zum nächsten östlichen Seitenkamm des Hauptkammes, der von Punkt 2851 ab-

zweigt; an diesem sind es nur zwei Lager mehr; in den beiden weiten Tälern der Stilsferralpe dreht sich das Streichen nach NW oder auch NNW herum und man kann ein Gneisband durch beide Täler durch weiterverfolgen. Mit NNW-Streichen überquert es den Kamm vom Ciavalatsch zum Munwarter und zieht nun im Norden um den oberen Teil des Ciavalatsch herum; die hohen Felshänge, mit welchen der Ciavalatsch gegen die Rifaireralpe sich absenkt, bestehen größtenteils aus diesem mächtigen Gneislager. An der Schweizergrenze geht das Streichen in OW-Richtung über, mit S-Fallen, und der Gneis zieht dementsprechend in den oberen Teil von Val Brünna; hier spaltet sich dieser Gneiszug; der größere Teil streicht quer über Val Brünna unterhalb der Triaseinfaltung durch, überschreitet wahrscheinlich auch das Plazöltal — hier fehlen an der entsprechenden Stelle die Aufschlüsse — und endet ober den Bains da Guad — ein anderer Teil streicht ober jener Trias durch und stellt die Verbindung her mit dem mächtigen Gneislager von Tramenn im oberen Val Plazöl, das sich ins Val da Pisch mit großer Mächtigkeit hinüberzieht und dann an dem Gehänge Tanter Portas ober St. Maria i. M. plötzlich endet.

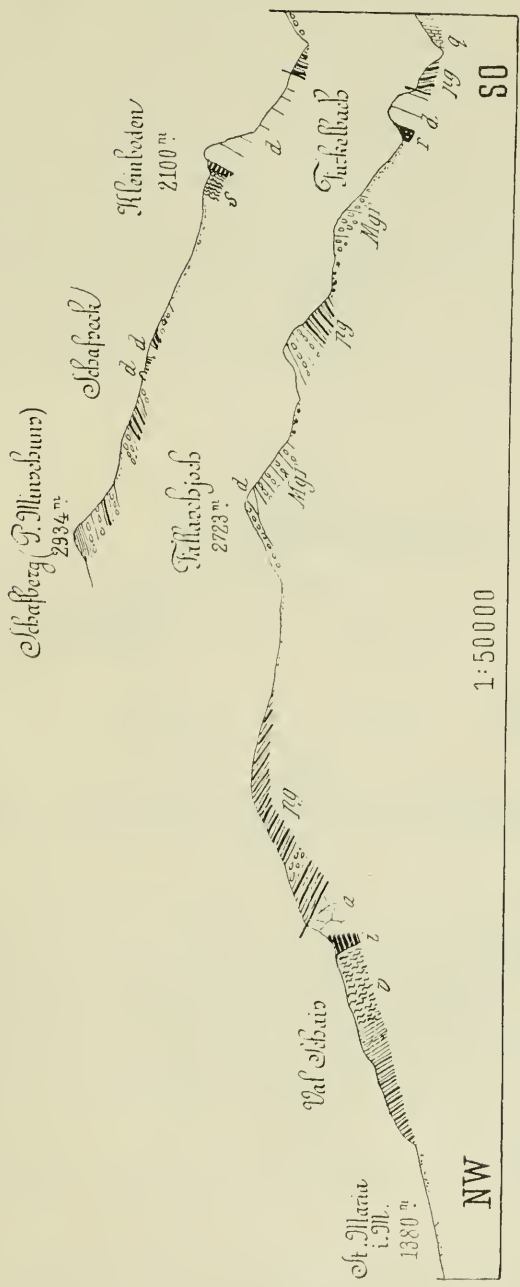
Dieses Gneisband bietet den besten Anhaltspunkt für die Auflösung der tektonischen Verhältnisse am Ciavalatschkamm und wurde deshalb auch in die Kartenskizze (Taf. III) eingetragen.

Doch wir kehren zunächst zum Furkelspitz und Schafberg zurück. Die besprochenen Muskovitgranitgneislager am Kamm Stilsferjoch—Fallaschjoch setzen sich gegen Westen über das Costainastal weg fort und sind hauptsächlich am Aufbau des Kammes beteiligt, der Muranza- und Costainastal trennt.

Das Liegende jener wichtigen Granitgneiszone an der Ostseite des Hauptkammes ist Phyllitgneis als Fortsetzung der Phyllitgneiszone des Großen Tartscherkopfs. Diese mächtige Schiefergneismasse liegt an ihrer Basis invers auf den Serizitschiefern des Kleinboden, Platzerals und Tramontanbachtales. In dieser Phyllitgneiszone wendet sich das Streichen, das im Platzerthal noch nach NO gerichtet ist bei steilem Bergeinfallen, schon am Kamm zwischen diesem Tal und dem der Stilsferralpe gegen NW herum und geht dann am Munwarterkamm in NNW-Streichen über. Im Hangenden der beiden Granitgneislager liegt am Schafberg noch nahe unter dem Gipfel ein höheres starkes Lager desselben Orthogneises, das bis zum Prader Loch sich verfolgen läßt. Von hier an nordwärts bis zum Ciavalatsch liegt hin und hin nur mehr der eintönige Schiefergneis über dem einen Gneisleithorizont, wobei das Streichen im südlichen Teil nahezu parallel dem Kamm, also annähernd NS ist (mit starkem Gefälle gegen W), weiter nördlich (Schartel) aber NW mit flacherem SW-Fallen. Am Schafberg liegt als Oberstes, Anstehendes die flache Kuppe jenes dunkelgrünlichen Phyllits darauf, der oben zum Quarzphyllit gestellt wurde.

Am Fallaschjoch, etwas nördlich der tiefsten Einsattlung steht der oben beschriebene Triasdolomit an. Er streicht nahe OW und fällt flach nach N ein. Das „Hangende“ ist Granitgneis, das Liegende Phyllitgneis, der bis zur tiefsten Stelle des Joches reicht, wo noch zwei ganz kleine Einschaltungen liegen; südlich davon folgt

Fig. 32.

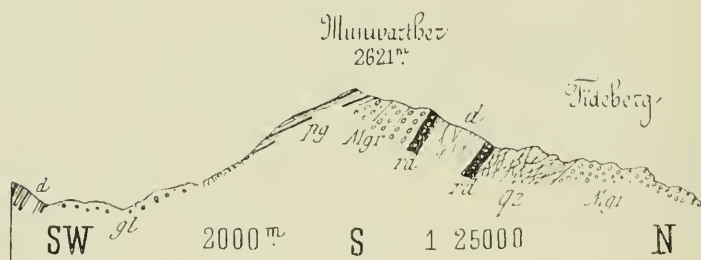


q Phyllitgneis. — *q* Quarzit. — *Mg* Muskovitgranitgneis. — *s* Serizitphylit. — *v* Verrucanoschiefer des Münsteriales.
i Gips. — *r* Rauhwaacke. — *d* Triasdolomit.

dann die gewaltige Granitgneismasse des Furkelspitz, welche bedeutend steileres N-Fallen zeigt. Alle drei Triaslagen sind nur wenig ausgedehnt, da sie beiderseits gleich ansteilen; wären sie Erosionsanschnitte einer größeren Decke, so müßten sie notwendig an den beiderseitigen Flanken hin weiter als Band sich hinziehen¹⁾. Auch die Triasreste am Schafseck können nicht als die Fortsetzung angesehen werden, denn die Trias des Fallaschjoch liegt im obersten Teil des großen Granitgneislagers, welches das Südgehänge des Schafbergs durchzieht, während jene tief unter demselben liegen.

Die Lagerung dieser Triasreste am Schafseck ist überhaupt eine sehr unklare (Fig 32). Sie liegen auf einem breiten, begrünten Rücken; an der Südseite desselben ist ein Feld von Blöcken aus dunkelgrauem dolomitischem Kalk, daneben auch einzelne Blöcke eines weißen, grobspätigen Kalkes und von Rauhwaacke. An der Nordseite des Kammes aber ragt eine kleine Felsschneide aus dem Weideboden heraus, aus dem dunkelgrauen Dolomit bestehend, OW streichend und anscheinend

Fig. 33.



pg Phyllitgneis. — *ph* Phyllit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *qz* Quetschzone. —
d Triasdolomit und dolomitischer Kalk. — *rd* dolomitische Rauhwaacke. —
gl Moränen.

sehr steil S fallend; die nächsten anstehenden Gesteine sind Schiefergneise in sehr flacher Lagerung, höher oben Granitgneis. Ober letzterem trifft man dann noch am Kamm einen isolierten, kleinen Felsturm aus Triasdolomit, dessen Bänke NW streichen und sehr steil S fallen, während die nächstfolgenden Schiefer wieder ganz flach liegen. Alle drei Vorkommen sind unterhalb des Hauptgneislagers zwischen ein paar tieferen, kleineren Granitgneislagen. Es macht den Eindruck, daß es sich nur um ganz oberflächlich aufsitzende Denudationsreste handelt.

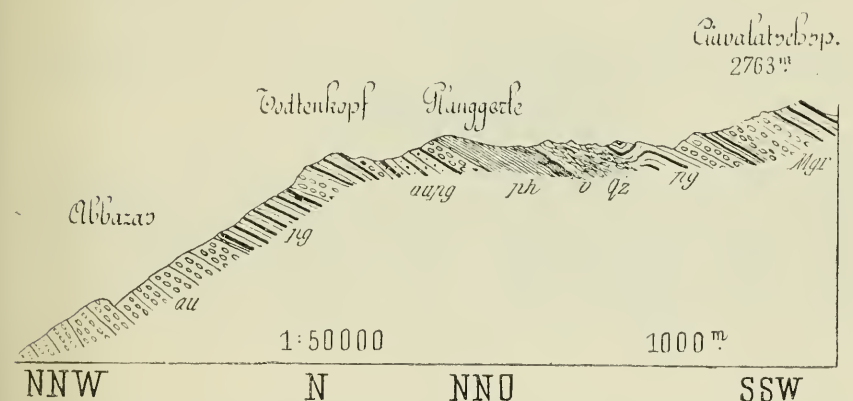
Gehen wir dem Gneisband nach, so treffen wir auf der Stilsferalm wieder Triasreste. An dem Bach, welcher vom Scharthl herab-

¹⁾ Diese Trias am Fallaschjoch ist es wohl, welche Termier meint, wenn er in Profil 10 am Piz Costainas (Furkelspitz) solche einzeichnet, denn auf dem Piz Costainas steht nichts derartiges an, er besteht vom Furkeljoch bis zum Fallaschjoch nur aus Granitgneis mit etwas Phyllitgneis — eine muldenförmige Lagerung besteht aber nicht.

kommt, steht unter dem Gneishorizont Triasdolomit, beziehungsweise dolomitischer Kalk in dicken Bänken mit NNW-Streichen und steilem Bergeinfallen an. An dem Bergeck, welches die beiden Täler der Stilsferalm trennt, trifft man aber wieder über dem Granitgneis einen ganz kleinen Rest anstehenden Triasdolomits.

Bedeutend mächtiger als diese beiden ist das Triasvorkommen am Munwarter. Es liegt an der Nordseite dieses Berges, nahe unter dem Gipfel, die Gesteinsarten wurden schon oben beschrieben; die Wiederholung des rauhwackigen Dolomits läßt auf eine muldenförmige Zusammenfaltung schließen. Das Streichen ist durchschnittlich NW, das Fallen steil gegen SW, kleine Fältelungen sind am Westende zu sehen. Das Hangende bildet ein den Gipfel des Munwarter umschlingendes Lager von Granitgneis, der am Gipfel wieder von Phyllitgneis (NW-

Fig. 34.



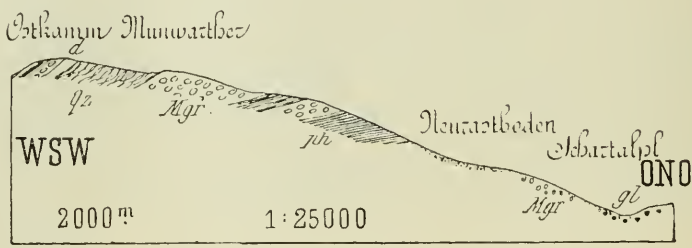
pg Phyllitgneis. — *aug* Phyllitgneis mit Feldspatäugen (Perlgneis). — *ph* Phyllit.
— *au* Angengneis der Münstertaler Gneismasse. — *Mgr* Muskovitgranitgneis
(Leithorizont). — *r* Verrucano. — *qz* Quetschzone.

Streichen und flach SW-Fallen) überlagert wird und auf diesem Schiefer liegt am Kamm zwischen Munwarter und Ciavalatsch das oft genannte Granitgneisband, das den letzteren umgürtet.

Das Liegende der Trias aber ist eine Quetschzone; das Gestein, das hier ansteht, zeigt alle Zeichen hochgradiger Quetschung und Streckung; an vielen Stellen sieht es einem sehr stark gequälten Granitgneis ähnlich, an anderen Stellen hat es wieder ein ganz serizitisch-phyllitisches Aussehen. Auffallend sind viele große Quarzknauern, die auch verbogen und verdrückt sind. Es liegt am Fideberg auf deutlichem Granitgneis auf. Dieses gequetschte Gestein streicht durch den weiten Hintergrund des Gutfalltales hin und hinauf zum Grat südlich des Plaschweller (Planggerle). Hier liegt diese Quetschzone auf Phyllit auf, der am Gipfel des Plaschweller ansteht und ins Laafbachtal hinabzieht. Die obersten Lagen dieses Phyllits sehen stark den Verrucanoschiefern ähnlich. Auch hier ist das Gestein der

Quetschzone oftmals sehr dem Granitgneis ähnlich; an der Südseite von Punkt 2520, wo er besonders stark gefältelt und gequetscht ist, stecken viele große Quarzknuern darin. Über der Quetschzone liegt hier keine Trias, sondern gleich der Phyllitgneis und darüber der Muskovitgranitgneis des Ciavalatsch. Das Streichen schwankt hier zwischen

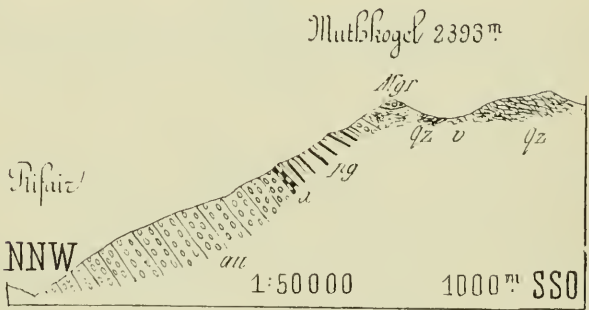
Fig. 35.



ph Phyllit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *qz* Quetschzone. — *d* Triasdolomit. — *gl* Moränen.

WNW und OW (zwischen Plaschweller und Punkt 2520 sowie am Osthang auch lokal NS); das Fallen ist gegen den Ciavalatsch gerichtet; die überlagernden Phyllitgneise bilden am Kamm eine kleine Mulde. Die Phyllite des Plaschweller treten auch am Ostkamm des Munwarter unter der Quetschzone wieder auf, hier aber von ihr durch

Fig. 36.

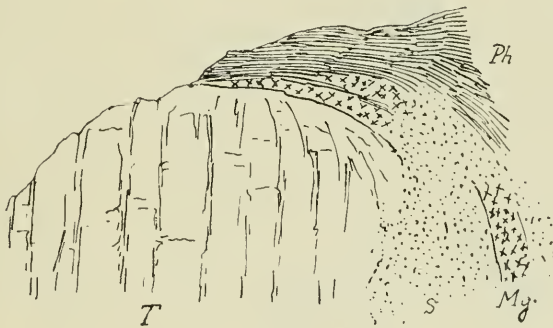


pg Phyllitgneis. — *a* Amphibolit. — *au* Münstertaler Augengneis. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *v* Verrucano. — *qz* Quetschzone.

ein Granitgneislager getrennt, das ja auch am Fideberg im Liegenden der Quetschzone ansteht. In der anderen Richtung erstrecken sich die Phyllite vom Plaschweller bis ins Kar des Laafbachtals hinab. Der Rücken, welcher vom Punkt 2520 zum Muthkopf hinauszieht und Laafbachtal und Rifaireralm trennt, gibt uns wieder

das Profil dieser Störungszone. Wir haben nun von Punkt 2520 herab die Quetschgesteine, die hier sehr stark gedrücktem und gefältem Granitgneis ähnlich sehen. Ober dem Sattel (über den ein markierter Steig führt) besitzt der „Granitgneis“ eine ganz brecciöse Struktur und am Sattel selbst liegt ein Gestein, das ganz dem Verrucano vom Muranzatal gleicht. Gegen den Muthkopf zu steht aber ein dunkelgrünlich oder bräunliches Gestein an, ganz von Rutschflächen und Klüften durchkreuzt, das bald auf einen Phyllitgneis, bald auf einen Granitgneis bezogen werden könnte, durch die Zermalmung aber jeden spezifischen Charakter verloren hat. Am Muthkopf liegt darauf deutlicher Muskovitorthogneis noch von etwas brecciöser Struktur. Die Quetschzone geht rund um den Kopf herum, beziehungsweise unter dem Gneis durch. Auf der Rifaireralm ist weithin alles durch Glazialschutt verdeckt, geht man aber dem Streichen entsprechend

Fig. 37.



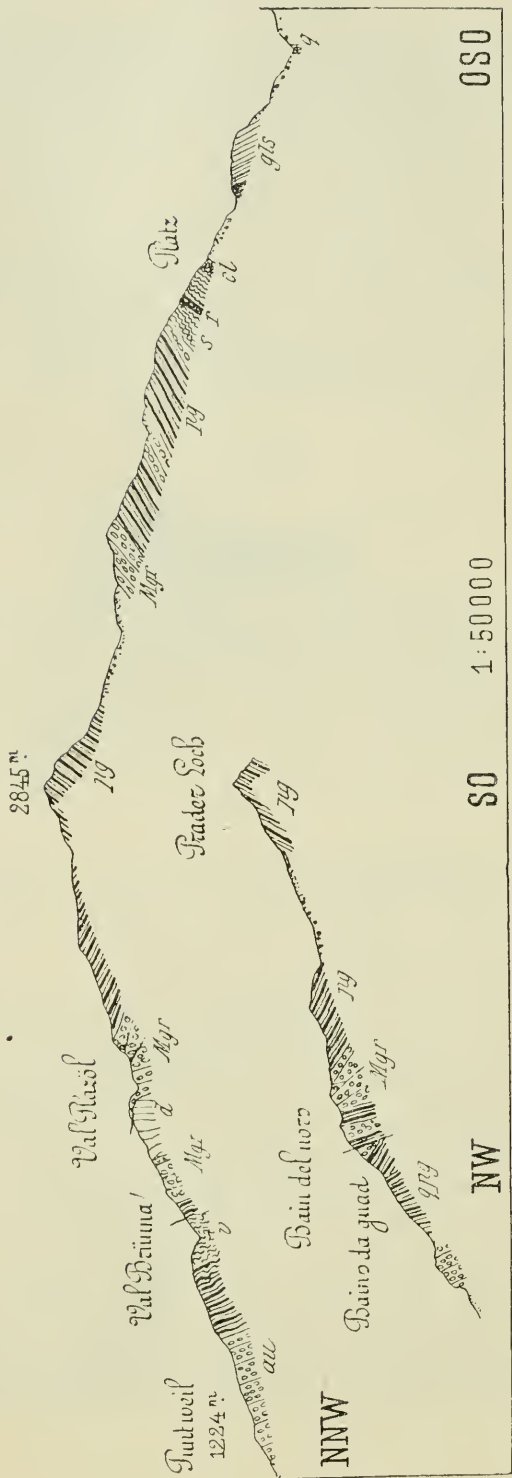
Überlagerung des Diploporendolomit (*T*) durch Muskovitgneis (*Mg*) und Phyllitgneis (*Ph*) im Val Plazöl. — *s* Schutt.

Nach der Natur gezeichnet.

(OW bis WNW) über die Schweizergrenze hinüber, so treffen wir im Val Brünna unter dem „Gneishorizont“ Phyllitgneise und darunter (im oberen Teil desselben) Verrucanoschiefer, lebhaft gefältem, gequetscht und steilstehend, welche sich ins Val da Plazöl fortsetzen (ober Plaun maschüra).

Wir können also quer über den ganzen Kamm weg, vom Ostkamm des Munwarter ober Stilfs bis zu den Bains da Guad im Münstertal eine gegen Süden einfallende Störungszone beobachten, an welcher die älteren kristallinen Schiefer — Phyllitgneise — auf jüngere Schiefer — Phyllit und Verrucano — aufgeschoben sind. Die Trias am Munwarter liegt unmittelbar über dieser Quetschzone. Die Trias von Val Brünna und Val Plazöl liegt noch höher; das oft genannte Band von Muskovitorthogneis, welches um den Ciavalsch herumzieht, liegt im Val Brünna größtentheils unter der Trias.

Fig. 38.



pg Phyllitgneis. — qg quartzitischer Phyllitgneis. — q Quarzit. — gls Glimmerschiefer. — Mgr Muskovitgranitgneis.
au Augengneis. — cl Chloritschiefer. — s Serizitphyllit. — v Verrucanoschiefer des Münsterlandes. — d Diploporadolomit.
r Rauhacke.

Die Lagerung dieser Trias ist am besten an dem Felskopf im Val Plazöl zu sehen (Fig. 37). Die Bänke des Diploporendolomits stehen hier saiger und streichen OW. Das nördlich Anstoßende ist nicht aufgeschlossen (an der Ostseite des Kopfes, das heißt im Val Brünna grenzt der Dolomit unmittelbar an den tiefer liegenden Granitgneis), im Süden davon steht Muskovitorthogneis an, der auch OW streicht und sehr steil S fällt. Steigt man aber auf den Felskopf hinauf, so findet man, daß sich das kristalline Gebirge oben über die Triasbänke vorschiebt und — etwas 50 m weit aufgeschlossen — ganz flach auf der Trias aufliegt, und zwar sind nur die untersten Lagen noch Granitgneis, die anderen ein stark phyllitischer Schiefergneis. Auf der Seite von Val Brünna reichen diese Schiefer tiefer am Gehänge hinab; unter ihnen kommt auch wieder der Triasdolomit in saiger stehenden Platten zutage, die mehrfache Knickungen im Streichen erlitten haben. Im Osten schneiden sie — an einem lokalen, kleinen Verwurf — am Muskovitgneis ab, der ober- und unterhalb das ganze Gehänge einnimmt.

Wie gesagt, streicht der „Gneishorizont“ entsprechend seinem OW-Streichen (im Brünnatal teilweise WNW) unter dem Triaskopf durch und endet an dem Hange ober den Bains da Guad oder — was weniger wahrscheinlich ist — er steht unter dem Schutte dieser Terrasse durch mit dem Granitgneis, der die Basis dieser Terrasse bildet, in Verbindung. Ober den Triasaufschlüssen von Val Brünna setzt sich aber auch ein Streifen des Granitgneises fort und steht in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Granitgneislager, welches vom Plaun radond in Val Plazöl über den Schumbradarrücken ins Val da Pisch sich fortsetzt. An diesem Rücken hat man vom Hauptkamme bis zur Terrasse von Guad hinab eine Folge von Phyllitgneis und Orthogneisen vor sich, oben flacher, tiefer unten steil S fallend — die Trias von Plazöl setzt sich nach dieser Seite nicht fort, sie bildet einen zwischen die Gneislager eingeklemmten isolierten Triasrest.

Die Zone der vom Kristallinen überschobenen jüngeren Schichten setzt sich von den Bains da Guad ins Muranzatal fort und stellt dort die Verbindung mit dem Profil über Piz Lad und Umbrail her, das schon aus den Beschreibungen mehrerer Autoren bekannt geworden ist.

Der unmittelbare Zusammenhang bei Guad ist ein unklarer. Während wir in dem Profil über Schumbrada-Guad ein ganz „kristallines“ Profil vor uns haben, streicht bereits bei den südlichsten Höfen von Guad — südlich des aus dem Val da Pisch kommenden Baches — wieder Verrucano aus, der an der linken Talseite dieses Seitentales im Wald mehrfach bis zu dem ins Tal führenden Karrenweg hinauf aufgeschlossen ist. Südlich davon streicht durchs Waldgehänge aufwärts dunkelgrauer Dolomit, der sehr wahrscheinlich NNW streicht und steil gegen ONO fällt. An seinem oberen Rand ist stellenweise Rauhwacke zu finden. Leider ist dieses ganze Gehänge bis zum Val Schais so dicht bewaldet, daß bei der beschränkten Zahl von Aufschlüssen diese isoliert im Walde zerstreut sind und die gegenseitigen Beziehungen oft unklar bleiben. Wo die Rinnen von Tanter Portas zusammenlaufen, ist die Fortsetzung dieses Trias-

streifens nicht weiter zu sehen; jenseits dieser Rinnen aber setzt wieder eine Rauhwarezone ein, welche sich durch den Waldhang hin verfolgen läßt und in nahezu NS-Verlauf zu dem gewaltigen Bergaufriß des Schaisgrabens (Val Schais) führt. Der unterste klammartige Teil dieses Grabens schneidet durch phyllitische Schiefer (Phyllitgneis?), über welchem an der oberen trichterförmigen Erweiterung des Tales Verrucano liegt (vergleiche Profil 32). Dieser Verrucano dürfte wohl mit dem von Guad in Zusammenhang stehen. Der mächtige Kessel des Schaisgrabens nun eröffnet den Einblick in ein sehr mächtiges und ausgedehntes Gipslager, dessen Zusammenbruch der Kessel seinen Ursprung verdankt. An der Ostseite des Kessels liegt auf dem Verrucano Rauhware, die sich auch gegen N bis Tanter Portas fortsetzt; an der Westseite liegt gleich auf dem Verrucano der Gips und über diesem ein zerklüfteter Dolomit. In ganz ähnlicher Weise wie bei der Trias von Plazöl trägt auch hier der Gips und Dolomit ein Dach von kristallinen Schiefen, welche flach südfallend am oberen Rand der Wand des Kessels einsetzen. Daß sich der Gips ein Stück weit unter das Kristalline hineinzieht, dafür spricht auch folgendes: Südöstlich ober dem Rand des Kessels sind in dem flachen Hang eine Anzahl tiefer, kreisrunder Gruben, Chalderas geheißen (Tiefe bis zu 40 m, Durchmesser der größten etwa 100 m, schätzungsweise) eingesenkt, im anstehenden Schiefer: wahrscheinlich also Gipschlote, an welchen die kristalline Decke durchgebrochen ist; da in dem tiefsten bei meinem beidermaligen Besuch Winterschnee lag, kann ich nicht angeben, ob der Gips zum Vorschein kommt.

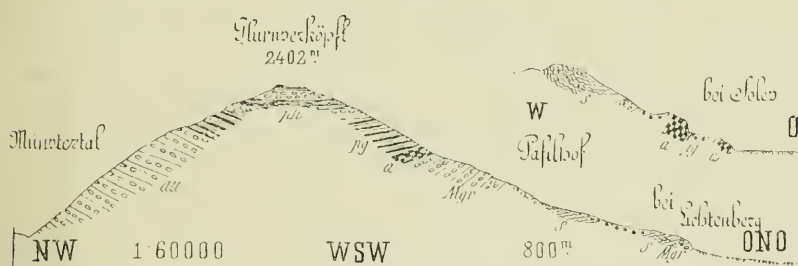
Daß die Rauhwarezone vom Schaisgraben weg so weit nach N vorrückt, kann auf die Lagerung des Kristallinen zurückgeführt werden; die Granitgneise, welche am Schumbraidarücken eine durchweg südfallende Folge bilden, sind auf der anderen Seite des Val da Pisch zu einer Antiklinale aufgewölbt; die südfallende Decke des Gipses streicht in gleicher Lagerung bis zur Alp da Sielva, steigt man aber über den Rücken zwischen dieser Alp und den Chalderas gegen Norden ab, so tritt mit dem steilen Gefäll des Hanges bei Punkt 2340 steiles N-Fallen ein. In der Umgebung der Rauhwarezone von Tanter Portas ist das Streichen und Fallen ein sehr verworrenes.

Überblicken wir das Gehänge zwischen Rifaireralm und Muranzatal, so finden wir also nahe südlich und parallel zu der Quetschzone Rifaireralm—Munwarter eine weitere Schuppungsfläche, an welcher die Trias von Plazöl zutage kommt; des ferneren ist vom Schaisgraben bis Guad eine analoge Aufschiebungslinie zu beobachten, auf der ebenfalls das Kristalline auf die jüngeren Schichten hinaufgeschoben ist; ihr Verlauf ist nahezu NS. Ob sie mit den früheren Schuppenflächen bei Guad in Zusammenhang steht, ist unsicher, wahrscheinlich erscheint es mir wegen des Eingreifens des Verrucano in das Val da Pisch, daß sie im Unterlauf dieses Tales neu einsetzt — doch ist jedenfalls bei Guad eine enge Zusammenscharung der drei Schuppenflächen vorhanden.

Betrachten wir nun zunächst das Gebiet nördlich der beschriebenen Störungszonen Rifaireralm—Munwarter. Sein

Charakteristikum ist der gewaltige Sockel aus Granitgneis, welcher der Münstertaler Gneismasse zugehört. Dieser Gneis setzt bei Bains da Guad im Münstertal ein und seine Grenze steigt gegen NO zu ständig höher ins Gebirge hinan bis zur Höhe von 2000 m an der NW-Seite des Glurnserköpfl. Aber auch an der Ostseite dieses Berges und bis Prad hin dehnen sich sehr mächtige Gneismassen aus, deren Ausdehnung nur durch Überdeckung mit jüngeren Sedimenten teilweise verschleiert ist. Die Ausdehnung derselben wurde schon oben skizziert: Am Groß-Montoni beginnend, erstreckt er sich über das Lichtenbergerthal weg bis zum Raweingraben ober Glurns. Von dem Granitgneis bei Söles ist die obere Granitgneismasse am Osthang des Glurnserköpfl getrennt durch die Amphibolitzone, welche an den Terrassen ober Söles durchstreicht und auch von Schiefergneis begleitet wird. Ein direkter Zusammenhang mit der Münstertalermasse im Raweingraben ist sehr wahrscheinlich, aber nicht sicher nachweisbar; gleichwohl geht schon aus dem Profil über das Glurnserköpfl deutlich hervor, daß hier ein

Fig. 39.



pg Phyllitgneis. — *ph* Phyllit. — *a* Amphibolit. — *Mgr* Muskovitgranitgneis. — *au* Augengneis. — *s* Serizitphyllit.

Zusammenhang der Gneismassen in der Tiefe anzunehmen ist, so daß tatsächlich die Schiefer, welche die Höhe des Gebirges einnehmen, auf einem durchgehenden Sockel von Gneis aufliegen.

Der Gneis der Münstertalermasse fällt an der Nordwestseite des Glurnserköpfls bergeln bei vorwiegend nordöstlichem Streichen. Der Neigungswinkel ist von Glurns bis zum Abazzasgraben ein geringer, gegen die Schweizergrenze zu wird er aber steiler; gegenüber Münster fallen die Schichten schon sehr steil nach Süden, bei OW-Streichen. An der Nordseite des unteren Münstertales neigen sich die Schichten des Gneises flach gegen Norden, so daß die ganze Gneismasse flach aufgewölbt erscheint und in der Mitte ihrer Wölbung vom Münstertal auseinandergeschnitten ist. Gegen den Raweingraben zu dreht sich das Streichen gegen NW herum — im Raweingraben selbst von vielen kleinen Schwankungen unterbrochen, die gutenteils auf späte Verurschungen zurückzuführen sein mögen. An der Ostseite des Glurnserköpfls fallen die Gneise auch gegen das Gebirge ein, meist ziemlich flach; das Streichen schwankt um die NS-Linie.

Im mittleren Teil der Schlucht des Lichtenbergertales (an der Teilung des Tales) und südlich davon am Gehänge unter dem Schartalpl streichen die Orthogneise NNW mit Bergeinfallen, die Phyllitgneise dagegen, welche in dieser Schlucht zwischen dem Granitgneis und den Serizitphylliten noch zutage kommen, streichen OW (mit flachem Gefälle gegen N) und südlich davon am Gehänge des Groß-Montoni zeigen die Orthogneise ONO-Streichen mit NNW-Fallen. Es spielen hier sicher mehrfache Verwerfungen mit, längs denen diese verschieden streichenden Schollen aneinanderstoßen. Eine solche ist in den waldigen Gräben, welche südlich von St. Christina vom Groß-Montoni herabkommen, zu sehen; am unteren Teil derselben stoßen die NO streichenden und NW fallenden Muskovitgranitgneise an einer Bruchlinie mit den NW streichenden, berglein fallenden Glimmerschiefern zusammen. Der ganze obere Teil dieser Gräben liegt im Granitgneis. Das Zusammenstoßen dieser NO streichenden Gneisscholle mit den NNW streichenden westlich davon ist in dem dichten Waldbestand, der die ganze Nordflanke des Groß-Montoni bedeckt, nicht genauer zu verfolgen.

Eine weitere solche, deutlicher sichtbare Verwerfung ist auch am Agumserberg ober Mitterhof zu sehen, denn es stoßen hier NS streichender (steil berglein fallender) Granitgneis und ONO streichender Phyllitgneis zusammen. Geht man in der Richtung dieses Verwurfs weiter bergauf, so kommt man zu dem ganz isolierten Triasvorkommen an dem Ostkamm des Groß-Montoni. Es steht hier nur der Dolomit im Walde an, ohne die beiderseitigen Schiefer; die Lagerung kann im oberen Tal mit NS-Streichen und O-Fallen gemessen werden, doch ist bei dem zerrütteten, zerfallenden Zustand des ganzen Anstehenden nicht viel Gewicht darauf zu legen. Das kleine Restchen am SO-Kamm liegt auch noch in der ideellen Fortsetzung jener Verwerfung. Man könnte sich also denken, daß diese Triasreste an einer Parallellinie zu jener von Prad—Gomagoi liegen — doch ist dies bei dem Mangel entsprechender Aufschlüsse nicht mehr als eine Vermutung.

Von Lichtenberg bis zum Raweingraben liegen auf dem Gneis die Serizitphyllite. Sie bilden eine selbständige ganz flache Mulde; am Ostabhang des Glurnserköpfls fallen sie gegen ONO, am Glurnser Wasserwaal liegen sie fast schwebend, im unteren Pafilgraben fallen sie schwach berglein. In der Lichtenbergerschlucht und südlich davon fallen sie nach NNW, die Mulde hebt sich heraus.

Über dem rundum laufenden Granitgneissockel breiten sich in den obersten Teilen des Berges Phyllitgneise mit einzelnen Amphibolitlagern und zahlreichen kleineren Granitgneislagern aus, im Fallen und Streichen den darunter liegenden Gneisen entsprechend; nur am Gehänge des Glurnserköpfls ins Gutfalltal hinab (auf dem Tschagunalpl) streichen die Phyllitgneise abweichend davon OW bei steilem N-Fallen im oberen Teil und steilem S-Fallen im tieferen. Im allgemeinen bilden sie eine gegen SW sich öffnende, gegen NO geschlossene Mulde. Im Innern der Mulde liegt am Glurnserköpfl der Phyllit. Dieser streicht am Ostgehänge bis zur Lichtenberger Alpe hinab mit flachem S-Fallen und wird von dem Granitgneis und Phyllitgneis an diesem Gehänge überlagert. Über diesen letzteren

liegt dann am Planggerle wieder Phyllit und am Muthkopf Verrucano. Wir haben hier schon unter jener Quetschzone eine Schuppenbildung im kristallinen Sockel.

Die ganze Gebirgsmasse nördlich und östlich jener Quetschzone besteht also aus einer gewaltigen Orthogneismasse, welche in normaler Folge von Phyllitgneis und Phyllit überlagert wird und mäßig gegen N und O aufgebogen ist. Auf der Münstertaler Seite ist Verrucano noch im Hangenden vorhanden. Eine kleine Überschiebung von älterem Kristallin auf die Phyllite des Glurnserköpfl ist der Vorläufer jener großen Aufschiebungszone, welche vom Neurastboden ober Stilfs bis Guad im Münstertal hin die Gneise auf Phyllit und Verrucano aufgeschoben zeigt. Unmittelbar darüber ist am Munwarter eine kleine nach N überkippte Mulde von Trias erhalten. Es kann dies als ein Anzeichen genommen werden, daß jene Störung aus Faltung hervorgegangen ist — in ihrem jetzigen Zustand hat sie infolge der Einseitigkeit der Schichtfolge durchaus den Charakter einer Überschiebung von starker Neigung. Die Granitgneismasse an der Südseite des Münstertales ist von mehreren Zonen besonders starker Druckschieferung durchzogen, unter denen sich eine in ungefähr 1500 m Höhe durch mehrere Gräben hin verfolgen läßt; es sind Parallelerscheinungen zu den genannten Schuppungen.

An dem Gehänge zwischen Stilfs und dem Munwarter nähert sich diese Aufschiebungszone sehr der Trafoierlinie. Leider ist gerade dieses Gehänge aber so schlecht aufgeschlossen, daß über ein allenfallsiges Zusammentreffen dieser beiden Linien nichts zu erfahren ist. Die am Ostkamm des Munwarter NW streichenden Granitgneise gehen bis auf die Südseite herüber. In den Rinnen des Gehänges beobachtet man auch den gleichen Gneis, hier aber NS streichend; im Baumwald ober Stilfs wölben sich in antiklinaler Stellung unter dem Gneislager Phyllitgneis und Amphibolit hervor (NO streichend). Alle diese Zonen scheinen am Serizitphyllit abzuschneiden, doch ist bei der Zusammenhangslosigkeit der Aufschlüsse an diesen Waldhängen wenig Sicheres darüber anzugeben.

Gegen den Graben von Gaviert (Gawrik der Spezialkarte) zu bleibt das Streichen nordwestlich (mit SW-Fallen) und die Serizit-schiefer gehen ober Stilfs auch rasch von NS- zu OW-Streichen über, fallen aber bergeln, also diesen Granitgneisen entgegen. Über den Graben von Gaviert weg scheinen sich diese mit denen an der SO-Seite des Groß-Montoni zu verbinden.

Im ganzen ist also bezüglich der Beziehung jener tektonischen Linien nur so viel zu sehen, daß die Schiefergneise, welche südlich des Stilfsertals zwischen Serizitphyllit und dem Gneisband liegen, nur den im Hangenden der Quetschzone liegenden Schichten entsprechen.

Weitere Einblicke in die Lage und Verbreitung der das Gebirge durchschneidenden Störungsflächen ergeben sich aus den übrigen Triasresten und zunächst denen auf der Stilfsalpe. Das Vorkommen am Bach ober der Alpe liegt ebenfalls unter dem führenden Orthogneislager wie die Trias am Munwarter, ist also tektonisch analog gelegen. Von Quetschgestein und Quarzphyllit ist allerdings hier im

Liegenden nichts zu sehen, diese streichen am Ostkamm des Munwarter aus. Beide können aber nicht als Teile einer einzigen über-schobenen Decke oder Scholle angenommen werden; das Profil zeigt, daß die steile Stellung beider sowie die Muldenform des einen dem entgegenstehen. Der Triaskeil der Stilfseralm entspricht einer eigenen kleinen Schuppe, welche gegen W unter die Gneise einfällt, wobei ihre Schuppungsfläche gleichsinnig mit der Überschiebung am Munwarter liegt, aber entsprechend der Änderung des Streichens eine etwas dagegen verwendete Stellung einnimmt. Nur durch die Annahme solcher gleichgerichteter, nahe benachbarter Schuppungsflächen ist es erklärlich, daß gleich daneben dann wieder über dem Gneishorizont ein kleiner Triasrest auf dem Bergeck über der Alpe liegt.

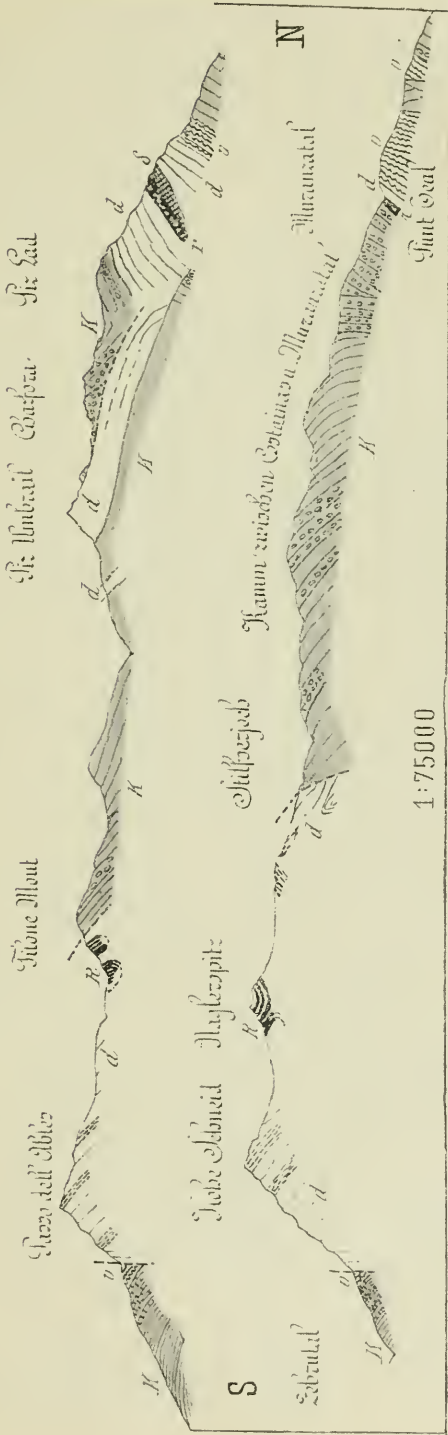
Das gleiche tektonische Bild wiederholt sich bei den Triasresten am Fallaschjoch und am Schafseck; sie lassen sich nicht zu einer Scholle vereinen, die Schuppenflächen dieser Vorkommen sind gegen NNW geneigt und sie durchschneiden den Gebirgskörper in derselben Schichtzone wie jene am Munwarter.

Zusammenhang mit der Umbrailkette.

Das Profil über den Piz Umbrail und Piz Lad ist schon seit Theobald bekannt und neuerdings durch Termier, Rothpletz und Schlagintweit zu erhöhtem Interesse gelangt. Ich gebe dasselbe in Figur 40 wieder nach den Beobachtungen, welche ich auf drei eintägigen Touren an diesem Bergkamm gemacht habe.

Das Profil besteht aus zwei Teilen; einer nordfallenden und einer südfallenden Schichtfolge. In beiden haben wir die Reihenfolge Kristallin, Trias, Kristallin, im Nordflügel ist die Trias noch einmal durch eine schmale Zone von Kristallinem — einem metamorphen basischen Eruptivgestein — in zwei Zonen geteilt; die obere beginnt von unten mit einer starken Zone von Rauhacken und lichten Tonschiefern, welche letztere sehr an jene in den Schichten an der Basis des Ortler erinnern. Darüber folgt eine mächtige Folge von Dolomit. Die untere Triaszone liegt auf Verrucano auf. Auch hier liegen an der Basis Gesteine, welche an die Ortlerbasis gemahnen, auch etwas Rauhacke findet sich; darüber wieder die grauen Dolomite, im Hangendsten gelb und dünnbankig. In der Südhälfte des Profils ist in das untere Kristalline auch eine Zone von Dolomit, wahrscheinlich abnormal, eingeschaltet. Am Umbrail ist nur brecciöser Dolomit zu sehen — das Nichtvorhandensein der von früheren Autoren angegebenen Basis-schichten kann ich mit Schlagintweit bestätigen. Erst unter Punta di Rims stellen sich Gipslager im Liegenden ein, allerdings auch nur in sehr gestörtem Kontakt mit dem Dolomit. In der Kappe von Kristallinem schieben sich zwischen Chazfora und Piz da Rims der Trias-dolomit der Unterlage und ein hellgrauer, dünnblättriger Kalk ein, das Kristalline dadurch in zwei Schuppen teilend. Auf dem Profil wurde nur durch eine gestrichelte Linie dies angedeutet, da die Größe des Maßstabs eine Detailzeichnung verhindert. In dem Tal von Rims pitschen stoßen die beiden Teile des Profils aneinander, die Dolomitplatte des Umbrail biegt aus ihrer flacheren Neigung rasch

Fig. 40.



K Kristalline Schiefer. — d Diabasporphyr. — r Rauhacke. — B Rät.

in steiles N-Fallen ab, am anderen Talhang fallen die Dolomitbänke des Pizett steil gegen S ab — der Talgrund ist leider mit Moränen und Halden bedeckt, so daß es nicht einmal sicher angegeben werden kann, ob nicht das obere und das untere Kristalline sich hier berühren, wie es Stache auf seiner Manuskriptkarte einzeichnet; doch ist es kaum wahrscheinlich. Bemerkenswert ist, daß der südfallende Dolomit des Pizett noch auf der Basis der Umbrailplatte aufrucht. Am Kamm Chazfora—Lad bilden die kristallinen Schiefer eine Syncline.

Ich habe nun gleich unter dieses Profil jenes gesetzt, welches an dem Kamm zwischen Costainas und Muranzatal hinzieht und dann durch das unterste Muranzatal nach St. Maria verläuft, um den Zusammenhang zwischen Umbrailkamm und Ciavaltatschkamm daran zu zeigen. Der ganze aus Granitgneis und Schiefergneis bestehende Kamm zwischen Costainas und Muranza bis zur Punt Teal ist die unmittelbare Fortsetzung der kristallinen Basis des Umbrail. Während der größte Teil dieses Kammes, von der Stilfserjochstraße bis Piz da Val grond, südfallende Schichten zeigt, entwickelt sich im nördlichsten Teil eine deutliche Fächerstellung, welche man von der Muranzastraße aus schon sehen kann. Diese kristalline Schichtfolge setzt sich gegen Osten über das Costainastal fort zum Grenzkamm — es ist die Schichtfolge Stilfserjoch—Tartscherkopf, die große Granitgneismasse, in welcher der Fächer erscheint, setzt sich einerseits zum Massiv der Furkelspitze fort, anderseits aber steht ein Teil dieses Granitgneises mit den Lagern in der Decke über dem Schaisgraben in Verbindung. Gips und Rauhwaacke des Schaisgrabens streichen in rasch abnehmender Mächtigkeit über den trennenden Rücken ins Muranzatal zur Punt Teal, wo sie auf wenige Meter Dolomit eingeschränkt sind — weiter aufwärts am Hang gesellt sich bald Rauhwaacke dazu, die Gipse kommen erst am Rücken oben — während die darunter liegenden Verrucanoschiefer an der Straße auf weithin angeschnitten sind. Jener Dolomit ist südfallend eingekeilt zwischen Verrucano und Granitgneis.

Der Verrucano setzt ununterbrochen über das Tal fort an die Nordseite des Lad; seine Hangendgrenze gegen die überlagernde Rauhwaacke und Dolomit erreicht von W her ebenfalls bei Punt Teal die Talsohle — die Gips-Dolomitzone des Schaisgrabens entspricht dem Triaszug an der Nordseite des Piz Lad.

Der obere Rauhwaackenzug am Lad erreicht in dem Graben westlich über Punt Teal das Muranzatal, das basische Eruptivgestein dagegen keilt schon früher an der Nordseite des Pizett aus, so daß die Rauhwaacke des Schaisgrabens als Fortsetzung jenes oberen Rauhwaackenhorizonts am Lad angesehen werden kann. Auch die untere Dolomitzone endet vor dem Erreichen des Muranzatales; die obere Rauhwaackenzone liegt hier auf dem Verrucano.

Aus diesem Zusammenhange läßt sich folgern, daß die Triasschollen am Fallaschjoch der Triasplatte des Umbrail entsprechen, die Triasvorkommen von Plazöl und Munwarter und die Verrucanozone nördlich davon aber als Fortsetzung der Schaisgrabenzone, dem südfallenden Flügel des Umbrail—Ladprofils. Dann ist das auflagernde kristalline Gebiet innerhalb

des umkreisenden Gneisbandes die Fortsetzung der kristallinen Kappe des Chazfora. Die Synklinalachse dieses kristallinen Gebiets streicht zu dem Fächer im Muranzatal und setzt sich von dort in der Trennungslinie der zwei Hälften des Umbrail—Ladprofils fort.

Aus dieser Entwicklung der einzelnen Teile läßt sich folgende Erklärung der Tektonik ableiten:

Im Ciavalatschkamm haben wir einen Faltenzug vor uns, der im südlichen Teil gegen Süden überkippt ist, in Übereinstimmung mit dem angegliederten ebenfalls nach Süden überkippten Faltenbau des Ortler, die Streichungsrichtung dreht sich aus der NO- über die NS-Richtung zu OW-Streichen herum. In diesem Teil treten ebenfalls Überkipnungen und Überschiebungen nach außen hin, also nach N ein. Überschobene Fetzen von Trias führen zur Erkenntnis dieser Überschiebungen. Gegen Westen zu eröffnet das tiefeingeschnittene Muranzatal den Einblick in größere Tiefe; die Synkline, mit der die nach SO und die nach N überkippten Schichten am Ciavalatschkamme zusammenstoßen, verengt sich hier zu einem Fächer. Die Synkline des Ciavalatschkammes erscheint also als der sich öffnende obere Teil eines Fächers — einer Pilzfaltung und diese Erklärung läßt sich auf den Umbrailkamm anwenden, der die unmittelbare Fortsetzung des Fächerprofils im Muranzatal ist; hier hat infolge der höchsten Intensität der Zusammenpressung eine Zerreißen der Teile stattgefunden; und sind beide Fächerteile in einzelne Blätter zerteilt, welche gegeneinander verschoben sind. Im Südteil tritt die erste Schuppung schon in der kristallinen Basis des Umbrail ein; die Platte des Umbrail selbst dürfte nicht nur im Hangenden, sondern auch an der Basis von einer Verschiebungsfläche begrenzt sein, wie die verschiedenen Diskordanzen und das Ausbleiben der Basisschichten es wahrscheinlich machen. Im Hangenden ist die Chazforascholle darüber geschoben, welche wieder in sich selbst geschuppt ist. Nord- und Südteil des Fächers stoßen an einer Bruchfläche aneinander, wodurch die eingeschobenen Triasplatten ganz oder nahezu zur Berührung miteinander kommen. Im Nordflügel tritt ebenfalls eine Schuppung ein.

Diese Zerblätterung der Pilzfalte nach beiden Seiten ist auch im Ciavalatschkamm vorhanden; auch dort ist ja die Trias nirgends normal eingefaltet, sondern überall in abnormalem, Überschiebungskontakt mit den angrenzenden Kristallinen. Die südlichsten Teile sind in überkippter Lage (Phyllit am Stilfserjoch) über die Trias des Ortler übergeschoben. Im nördlichen Teil haben wir am Gehänge des Münster-ales zwei bis drei Schuppen übereinander.

Die angenommene Pilzfalte ist besonders im westlichen Teil stark asymmetrisch; einem weit und flach nach Süden ausholenden „Schenkel“ steht nur ein viel kleinerer, steilstehender Nordschenkel gegenüber, so daß im Umbrailprofil dieser nur als Aufstauchung der in ihrer Gesamtheit gegen Süden überkippten Faltung erscheint.

Analoga für derartige zweiseitig überschobene Pilzfalten geben Frech in seiner tektonischen Darstellung der Brennergegend und Zöppritz vom Piz Vänglia im Oberengadin.

Termier und Schlagintweit haben die kristalline Kappe am Umbrail—Ladkamm als Überfaltungsdecke aufgefaßt, ersterer leitet sie aus der Wurzelregion am Tonale her, letzterer aus einer Zone an der Zebbru—Livignobruchlinie. Dementsprechend müßte auch der über den Triasresten am Ciavalatschkamm liegende kristalline Bereich als Decke aufgefaßt werden.

Am Ciavalatschkamm spricht zunächst der Umstand gegen eine solche Auffassung, daß in der vermeintlichen Decke und deren Unterlage genau die gleichen kristallinen Schiefer auftreten, was bei der Variabilität dieser Gesteine nicht zu erwarten ist bei einer Herleitung aus weiter Ferne. In und unter der Decke findet man auch die gleiche Wechsellagerung mit Granitgneisen, die beiderseits genau gleich sind. „Decke“ und Basis gehören ein und derselben kristallinen Masse an.

Im allgemeinen aber stellen sich der Annahme Hindernisse wegen der Herkunft der Decke entgegen; der Herleitung aus dem Süden steht die ausgesprochen gegen Süden gerichtete Faltenbewegung in den ganzen Ortler- und Fraieleketten entgegen, abgesehen davon, daß in der Tonaleregion nichts, in der Zebbrulivignozone äußerst wenig von einer dazu passenden Wurzel zu sehen ist. Eher ließe sich vielleicht eine Herleitung von Norden konstruieren, doch auch dafür fehlen verläßliche Anhaltspunkte; am gegenüberliegenden Gehänge des Münstertales beobachtet man am Urtirola und Muntet eine gegen S geneigte Überschiebung des Kristallinen auf Verrucano und Trias, welche sich daher kaum als Wurzel verwenden läßt; erst am Piz Murtera begegnet man einer nach Süden überkippten Mulde — aber auch kein genügender Anhalt, um weitgehende Luftverbindungen anzuknüpfen.

Termier sieht nicht nur in der Chazforascholle eine Decke, sondern bezeichnet die ganze Ortlerregion als ein Gebiet typischer Nappes-Struktur, während Schlagintweit die „Addascholle“, das heißt auch die Ortlergruppe für autochthon ansieht. Ich habe in der Voranzeige mich bereits ablehnend gegenüber der Termierschen Erklärung ausgesprochen. Einerseits sprechen dagegen die im allgemeinen gegen die Überfaltungslehre bestehenden Einwände; diesbezüglich möge auf die indes erschienene theoretische Untersuchung von O. Ampferer im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 539 u. ff., verwiesen sein. Andererseits bestehen im besonderen in der Ortlergruppe Gegengründe: F. Frech hat als solche schon die stratigraphische Verschiedenheit in der Triasausbildung der Südalpen und des Ortler hervorgehoben und in tektonischer Hinsicht die Brüche. Bezüglich letzterer verweise ich besonders auf das Abschneiden der Falten an der Zebbrulinie.

Weitere Gegenargumente sind: Die überkippten Mulden des westlichen Teiles der Ortlergruppe sind nach unten geschlossen (Rhätmulden im Brauliotal); die Ortlermasse ist nicht eine einfache wellige Platte, sondern die Wiederholung der Schichten zeigt ein Faltenpaket an; die Auflagerung im Suldental ist eine normale, „autochthone“; die Umbraildecke liegt nicht dachartig gegen das Münstertal abfallend auf den Gehängen dieses Tales, sondern die jüngeren Einfaltungen

dort sind steil berglein gerichtet. Mit letzterem käme ich dazu, die Angaben auf Termiers Profilen hier zu besprechen, was schon in der Voranzeige geschah — es sei diesbezüglich einfach auf den Vergleich der Profile mit den vorliegenden verwiesen. Dieser Vergleich ist die reichlichste Vermehrung der Einwände. Betreffs der Wurzelregion ist zu bemerken, daß die steilstehenden Schichtpakete am Tonale, welche Termier dafür anspricht, sich gegen Nordosten in geschlossene Falten auflösen — eine Fortführung der Schichtlinien durch die Luft also nicht anwendbar ist.

Ein weiteres Gegenargument führt auch Rothpletz an: Die Porphyritgänge durchsetzen das krystalline Grundgebirge und die Trias: zur Zeit ihres Empordringens lagen also beide schon übereinander an ihrem gegenwärtigen Platze. Die Porphyrite sind post-triadisch; das Fehlen derselben im Tertiär des unterkärntnerischen Verbreitungsgebietes solcher Porphyrite läßt vermuten, daß sie vortertiär sind, also älter als die Nappesbildung angesetzt wird. Aber auch bei tertiärem Alter sind sie älter oder höchstens gleichaltrig mit der Nappesbildung, nachdem diese ins Jungtertiär versetzt worden ist, und deshalb nicht mit dieser vereinbar.

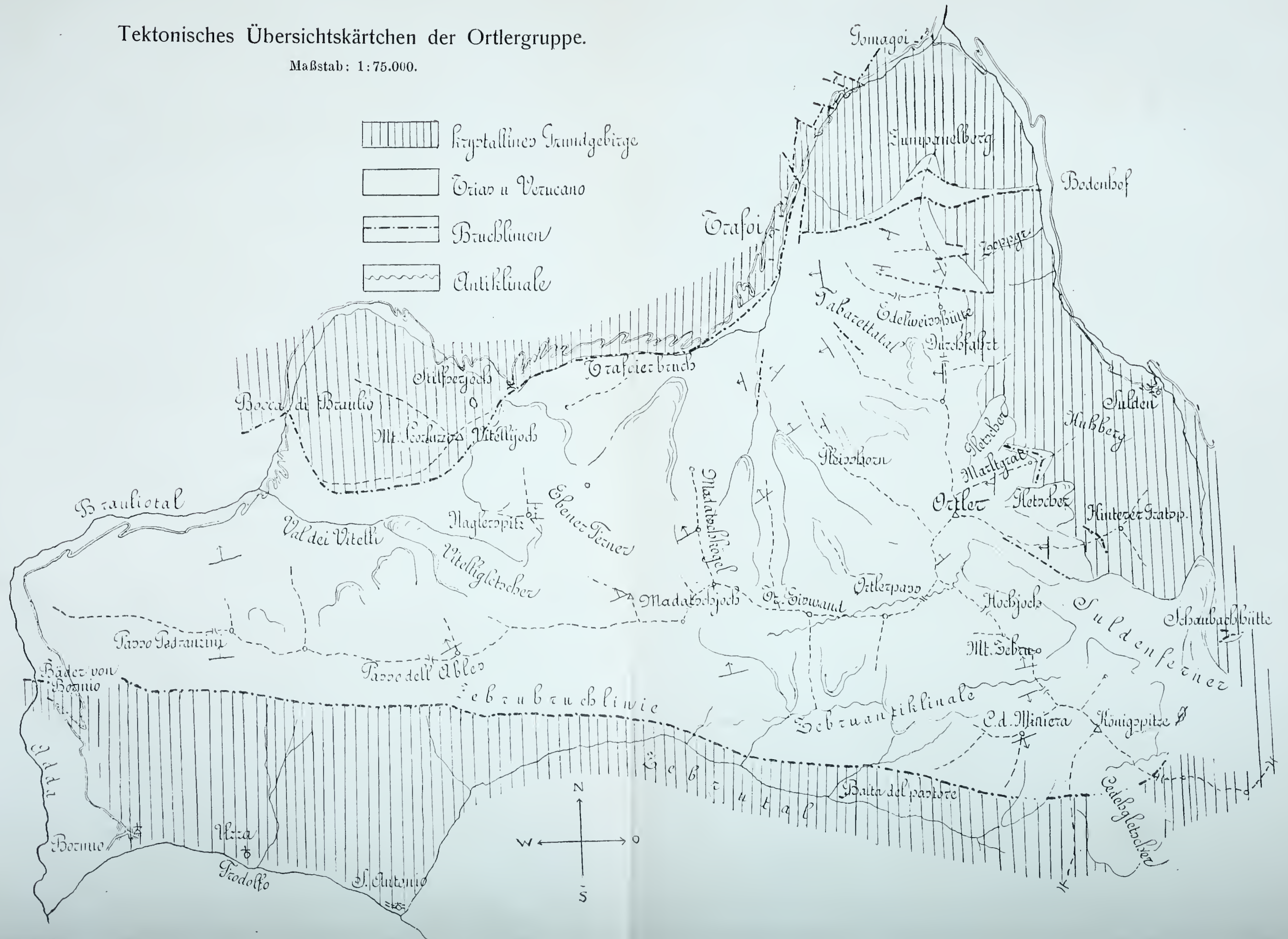
Eine gänzlich andere Auffassung der Tektonik gibt Rothpletz im II. Band seiner „Alpenforschungen“, indem er das Gebirge südlich der Linie: Bocchetta della forcola — Stilfserjoch — Trafoi — Außersulden als autochthon, das nördlich davon liegende als zu der gegen Westen vorgeschobenen ostalpinen Schubmasse gehörig ansieht. Dagegen habe ich schon oben eingewendet: Die Bruchlinie Trafoi—Stilfserjoch setzt sich als Überschiebung zum Filone Mout etc. fort, während für eine Fortsetzung zur Bocchetta della Forcola Anhaltspunkte fehlen. Die Querverschiebung gegen N, mit der Rothpletz die Verbindung zwischen Stilfserjoch und Zumpanellinie herstellt, findet Anhalt an einer bei Trafoi nordsüdlich verlaufenden Bruchlinie, welche aber am Trafoiorgletscher endet — eine Querverschiebung der ganzen Gebirgsmasse um zirka 2 km mußte sich aber am Südrand äußern, was nicht der Fall ist.

Irgendwelche Zeichen einer von Osten gegen Westen gerichteten Bewegung oder Zeichen einer derartigen Zweiteilung habe ich nicht gefunden. Vielmehr erscheinen mir die Teile beiderseits der „Randspalte“ als ein tektonisch einheitlich gebautes, untrennbares Ganzes.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	79
Literaturverzeichnis	81
Karten	82
Der kristalline Sockel des Ortler und der Gomagoier Granit	83
Gruppe der serizitischen Schiefer; Gips und Rauhwacke	88
Stratigraphie und Tektonik des triadischen Hochgebirges	95
Der Kristallokamm	95
Brauliotal, Scorzuzo und die Berge des Ebenen Ferners	100
Der Trafoier Kamm	111
Monte Zebbru und Königsspitze	119
Der Ortler und der Kamm zum Hochleitenspitze	122
Zur Stratigraphie der Ortlertrias	145
Zebbrubruchlinie und Trafoierbruchlinien	150
Der Ciavalatschkamm	170
Tektonik des Ciavalatschkammes	177
Zusammenhang mit der Umbrailkette	190

Maßstab: 1:75.000.



des
Ciavalatschkammes.

Maßstab: 1:75.000.

