

Geologische Aufnahme des Blattes Bormio— Tonale.

(Zone 20, Kol. III der österr. Spezialkarte.)

Mit einer Tafel (Nr. I) und 4 Profilen im Texte.

Von Dr. W. Hammer.

In den Jahren 1901—1904 wurde die im Ultental begonnene Neuaufnahme der gesamten Ortleralpen gegen Westen und Südwesten weitergeführt, welches Gebiet auf dem Blatte Bormio—Tonale der österreichischen Spezialkarte zur Darstellung kommt. Die Detailaufnahmen wurden auf diesem Blatte bis zum Noce im Süden und bis zur Landesgrenze im Westen durchgeführt. Das Gebiet südlich des Noce bearbeitet Dr. Trener, der italienische Anteil des Blattes wird in dem österreichischen geologischen Kartenwerke nicht geologisch koloriert. Dieses von mir aufgenommene Gebiet umfaßt hauptsächlich die Täler des Rabbi und des obersten Noce und deren Seitentäler, von denen das größte das Val della Mare ist; außerdem ragen in dieses Kartenblatt noch die Quellgründe des Ulten-, Martell- und Suldentales herein. Der orografische Rückgrat des ganzen Hochlandes ist der mächtige Gletscherkamm, der in hufeisenförmigem Verlaufe vom Königsspitz — der Ortler selbst liegt nicht mehr auf diesem Blatte — zum Piz Tresero zieht. Ihm folgt die Landesgrenze. Gegen Osten zieht vom Cevedale weg noch stark vergletschert ein langer Seitenkamm, Nocegebiet und Martelltal trennend, bis zum Ursprung des Ultentales, dieses dann mit seinen sich gabelnden Enden umfassend. Ein langer gletscherfreier Kamm scheidet, von jenem sich abspaltend, die Täler von Rabbi und Pejo und bildet im Süden eine ziemlich selbständig erscheinende Berggruppe zwischen Rabbi und dem Sulzberge, die Tremenescagruppe. Der Hauptkamm senkt sich von der Punta S. Matteo (nahe dem Tresero) tief herab und tritt durch den Kamm des Corno de tre Signori in Verbindung mit dem das oberste Nocetal vom Vermigliotal trennenden Bergkamm.

Von diesem kartierten Teile des Blattes Bormio—Tonale wurde der Hintergrund des Ultentales und der ihn umschließende Bergkranz im zweiten Teile der „Kristallinen Alpen des Ultentales“ im Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1904, Heft 3 und 4 beschrieben; der mesozoische Anteil des Ortlerkammes — vom Königsjoch westwärts — der auch noch hier hereinragt, wurde vom Verfasser früher schon beschrieben (Mitteil. über Studien in der Val Furva und Val Zebro (Verhandl.

der k. k. geol. R.-A. 1902), so daß hier hauptsächlich die Rede sein wird von dem zwischen dem Hintergrunde des Martelltales, dem Torrente Rabbies, dem Noce (bis Fucine), dem Vermigliobach und der Landesgrenze liegenden Bezirk.

Gesteine und ihre Verbreitung.

Dieselben zwei Formationen der kristallinischen Schiefer, welche das Ultener Gebirge aufbauen, herrschen auch hier: die obersten Horizonte der Gneisformation und die Phyllite. Der ganze Hauptkamm vom Hintergrunde des Ultentaies bis zum Königsjoch und bis zum Tresero besteht aus Phyllit, das südlich davon gelegene Land aus Gneis und Phyllitgneis. Die obersten Gründe des Martelltales liegen noch ganz im Phyllit.

Die Gneisformation ist hier entwickelt in Gestalt von zweiglimmerigen gemeinen Gneisen, Gneisglimmerschiefer, phyllitischen Gneisen, Quarziten, Quarzitschiefern, schiefrigen Grauwacken und Kalken. Zwischen diesen Gesteinen läßt sich aber nur lokal, das heißt für einzelne Gebirgsstöcke eine sichere Altersfolge aufstellen. Eine Parallelisierung dieser einzelnen Gruppen ist nur mit geringer Sicherheit durchzuführen, da durch das ganze Gebiet gleichmäßig durchgehende Leithorizonte fehlen.

Die genannten Gesteine sind so verteilt, daß sich hauptsächlich drei Faziesbezirke ergeben:

Die Tremenesegruppe, in der die Gneisglimmerschiefer vorherrschen;

die Tonalegruppe (zwischen Pejo und dem Vermigliotal), in der quarzitische Gesteine und Kalke besonders stark vertreten sind, während das ganze

Südgehänge des Hauptkammes nördlich des Val del Monte, die Valdella Mare und das obere Rabbital samt dem dazwischenliegenden Kamme fast ausschließlich aus den gleichförmigen Phyllitgneisen bestehen.

Die quarzreiche Fazies ist besonders ausgesprochen entwickelt an der Nordseite des Kammes Cima Boai—Punta Albiolo, des Hauptkammes des oben als Tonalegruppe bezeichneten Gebirgsabschnittes. Der schroffe Sockel dieses Bergkammes gegen die Val del Monte besteht aus feinkörnigem, quarzreichem, zweiglimmerigem (Biotit wiegt vor), plattig brechendem Gneis, der in sehr gleichmäßiger Entwicklung von Cogolo an Pejo vorbei längs dem Fuße des Gebirges bis in die Val Montozzo und zur Landesgrenze zu verfolgen ist. Er ist stellenweise hornblendeführend (mikroskopisch). Er hat eine Mächtigkeit von 1000 bis 1500 m und tritt sehr deutlich in der Oberflächenform des Gebirges hervor, indem gerade an seinem oberen Rande die sehr steile Neigung des felsigen Gehänges, das sich vom Noce herauf aufbaut, aufhört und die flacheren Hänge und die Almböden beginnen, wobei an den Taleinschnitten der Rand als unterste Karschwelle von der Glazialerosion herausgearbeitet erscheint.

Auf diesen Gneisen liegt eine etwa 300—400 m mächtige Serie quarzitischer Gesteine. Es sind da hellgraue oder grünlichgraue, sehr feinkörnige, dickbankige Quarzite, dann dünnstiefriige, muskovithaltige Quarzitschiefer von grauer oder rostroter Farbe, ferner ganz dunkelgraue und schwarze Schiefer und endlich äußerst feinkörnige, weißlichgelbe, dünnplattige Schichten, alle in mehrfachem Wechsel ohne regelmäßige Reihenfolge. Im Hangenden schieben sich dann zwischen die Quarzite zweiglimmerige Gneise ein, ähnlich denen im Liegenden, aber sie wechsellagern immer noch mit quarzitischen Gesteinen, besonders graugrünen feinkörnigen Quarziten, und serizitisch-quarzitischen Schiefen. In dieser oberen Abteilung, selten auch in den tieferen Quarzitschiefen treten oft kleine Lager von dünnbankigen bis stiefriigen grauen kristallinen Kalken auf, zum Beispiel zwischen Val Coni und Malga di Comasine. Bei den Laghettis nördlich der Punta Albiolo (gegen Val Montozzo hinab) treten dunkelgraue, fast dichte Kalke auf, die manchmal in Menge Einschlüsse von Quarz und scharfkantigen Schieferstückchen enthalten, so daß stellenweise eine Art Breccie daraus hervorgeht. Sie gehen dann in stahlgraue Phyllite über; diese und die Kalke wechsellagern aber auch mit zweiglimmerigen Gneisen, die nach oben zu herrschend werden. Die Glimmergneise in dieser oberen Abteilung nehmen gegen Osten sehr zu an Menge und sind hier vorherrschend, während gegen Westen zu die quarzitischen und serizitischen Gesteine stärker hervortreten. Die untere fast rein quarzitisches Abteilung ist viel gleichmäßiger längs der ganzen Bergkette hin ausgebildet. Beide zusammen nehmen den Raum von den untersten Karschwellen bis zum Kamm hinauf und diesen selbst, von der Cima Boai abgesehen, ein; beide zusammen sind dadurch ungefähr gleich mächtig wie die liegenden Gneise. Gegen Westen tritt diese ganze Serie in voller Entfaltung auf das italienische Gebiet über; gegen Osten aber tritt ein rascher Übergang in die Phyllitgneisausbildung ein; während am Gehänge westlich von Cogolo noch Gneise der Basis sowie die darüberliegenden quarzigen Gesteine gleichwie weiter westlich entwickelt sind, machen die quarzreichen feinkörnigen Gneise von Pejo am Gehänge östlich über Cogolo zum größeren Teile Phyllitgneisen und Übergangstypen zwischen ihnen und jenen Gneisen Platz; die untere Quarzitgruppe zieht aber mit verminderter Mächtigkeit bis zum Cercenapaß hinauf und noch darüber hinaus, hauptsächlich vertreten durch schwarze, grauackeähnliche, dichte Quarzite im Gehänge ober Cogolo und durch die rostfarbenen, glimmerigen Quarzitschiefer am Cercenapaß. Ihre Fortsetzung bilden die auf Cima Vedriana Ganani liegenden gleichgearteten Quarzitschiefer, die sich, eine kleine Mulde bildend, längs dem Kamm zwischen Val Maleda und Val Cercena noch ein Stück weit gegen Osten fortverfolgen lassen.

Ein besonderes Interesse unter diesen quarzitischen Gesteinen beanspruchen die schwarzen Schiefer. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es einerseits durchweg sehr feldspatreiche Gesteine sind und daß andererseits manche derselben eine deutlich primärklastische Struktur besitzen. Eine Anzahl Proben solcher schwarzer Gesteine erwies sich zwar so stark kataklastisch, daß die primäre Struktur

gänzlich verdeckt ist. Eine Probe aber aus den dichten schwarzen Schiefen zwischen Val Comegiolo und Val alta zeigt deutlich primär klastische Struktur. In einer Grundmasse aus Muskovitschüppchen und wahrscheinlich feinsten Quarz- und Feldspatkörnern, die meist ganz dicht mit feinstem schwarzen Pulver imprägniert ist, liegen eckige, oft kantengerundete Bruchstücke von Quarz- und Feldspatkörnern. Von beiden sind auch sehr große Körner im Gestein eingeschlossen, die schon makroskopisch hervortreten. Auch dieses Gestein ist kataklastisch. Die Feldspate sind stark zersetzt. Die schwarze Imprägnation zeigt stellenweise bläuliche Reflexionsfarben. In *HCl* löste sich aus dem Gesteinspulver ein Teil der schwarzen Substanz und es fällt aus der Lösung mit Ammoniak viel Eisen, aber auch etwas Tonerde. In Verein mit dem optischen Bilde läßt dies auf Magnetit schließen, der vielleicht mit löslicher Tonerde vermischt ist. Der noch dunkelgraue Rückstand von der Salzsäurelösung wird durch Glühen rein weiß; es ist also außer dem Erz auch noch, und zwar wahrscheinlich in großer Menge, graphitische Substanz vorhanden.

Das Gestein hat nach Zusammensetzung und Struktur also den Charakter einer Grauwacke und ein Vergleich mit Schliffen von böhmischen kambrischen Grauwacken bestätigte dies.

Eine Probe von dem dunkelgrünen dichten Gesteine am Übergang der Kalke zu den Schiefen bei den Laghettis nördlich Punta. Albiolo läßt auch noch die klastische Struktur erkennen, einzelne isolierte feinschiefrige Partien dürften wahrscheinlich den makroskopisch sichtbaren Schieferstückchen entsprechen, die im Gestein stecken, wenngleich sie auch im Dünnschliffe nicht absolut sicher als solche nachweisbar sind; denn das Gestein ist weit mehr zersetzt, als das von Val Comegiolo und auch stärker kataklastisch. Man erkennt noch Bestandteile zwillingslamellierter Feldspate und solcher ohne dieser Streifung, dann rundliche Quarzbrocken, die teilweise aus feineren, schiefrig geordneten Körnern sich zusammensetzen, Titanit und lagenweise angereichert Calcit. Proben eines feinschiefrigen schwarzen Gesteines von demselben Ort sowie eines mehr massigen, dichten, schwarzen Gesteines vom Gehänge ober Cogolo ließen auch Spuren der klastischen Struktur erkennen, indem auch größere Quarz- und Feldspatstückchen in einer feinen körnigen Kittmasse liegen; der größte Teil dieser Gesteine ist aber so zersetzt und so äußerst feinkörnig, daß sie bei gekreuzten Nikols fast ganz dunkel bleiben und eine genauere Untersuchung nicht möglich ist.

Man wird diese schwarzen dichten Gesteine jedenfalls am ehesten alle als teils schiefrige, teils mehr massige Grauwacken bezeichnen können.

In den Quarziten am Monte Macaoni, besonders aber auch weiter westlich treten Lagen eines schmutzigweißen, sehr feinkörnigen und mehr weniger massig struiereten Gesteines auf. Im Dünnschliff sieht man ein richtungslos körniges Gemenge von Quarz und Feldspat, und zwar Orthoklas, ganz wenig Mikroklin und Oligoklas. Die Bestandteile sind intensiv ineinandergepreßt; an den Grenzen derselben hat sich oft Mörtelstruktur ausgebildet, die Feldspatlamellen sind verbogen, die Auslöschung ist undulös. Die Zusammensetzung läßt vermuten, daß es

sich um aplitische Lagergänge handelt; durchgreifende Lagerung oder Kontakterscheinungen wurden an diesen Gesteinen nicht beobachtet.

Die phyllitischen grauen Schiefer, die bei den obengenannten Laghettis sowie am Hauptkamm beim Monte Palu auftreten, nähern sich petrographisch schon sehr den Quarzphylliten. Immerhin ist die Struktur noch etwas weniger phyllitisch, der Glimmer, der zu sehr großem Teile aus Biotit besteht, etwas mehr individualisiert und außerdem tritt auch einiger Plagioklas in augenartig hervortretenden Körnern auf.

An dem Kamme zwischen Val Verniana und Val Saviana treten die obersten Schichten der Pejoserie auf die Südseite des Gebirges über infolge von Verwerfungen parallel dem Verlaufe dieser Täler. Sie sind hier teilweise stark mit Pegmatit durchhärdet und erhalten dadurch ein etwas abweichendes höher kristallinisches Aussehen.

Die südlichen Seitenkämme der Tonalegruppe sowie die dazwischenliegenden Täler liegen in zweiglimmerigen, phyllitischen Gneisen, die aber durch die stellenweise Durchtränkung mit pegmatitischem Magma ein glimmerschieferähnliches Aussehen erhalten haben. In welchem Altersverhältnis diese Gneise zu der quarzitischen Serie von Pejo stehen, ist nun nicht sicher anzugeben. Im westlichen Teile der Gruppe, in der Val Albiolo und Val Nambiolo liegen sie auf dieser, am Redival aber bilden sie eine selbständige Antiklinale und nur ein kleiner Teil liegt noch auf den quarzitischen Gneisen, beide zusammen hier den Nordflügel zu der Mulde nördlich der Redivalaufwölbung bildend. Im Nocetal bei Comasine liegen sie wieder gleichmäßig in ihrer ganzen Masse auf den Quarziten. Das wahrscheinlichste ist, daß nur jener kleine Teil wie am Redival und ober den Laghettis im Hangenden der Quarzitserie ist, die anderen aber Äquivalente derselben sind und wo sie zur Gänze konkordant aufliegen, vollständig zusammengefaltet sind, so daß dergestalt wieder die Phyllitgneisentwicklung hier zum Vorschein kommt. Diese phyllitischen Gneise hier sind ausgezeichnet und unterscheiden sich dadurch von dem Phyllitgneisdistrikt nördlich des Noce durch die Einlagerung ausgedehnter und teilweise sehr mächtiger Marmorlager. Es sind dies hochkristallinische Kalke, bankig bis schiefrig, von meist weißer Farbe, seltener grau, die fast immer in Menge Glimmer enthalten, häufig auch Strahlstein sowie Pyrit. Besonders schön entwickelt sind sie nördlich des Tonalepasses, wo sie an der Cima Cady eine Mächtigkeit von ungefähr 200 m erreichen. Mehrere sehr ausgedehnte, aber viel weniger mächtige Lager ziehen als Fortsetzung — ob in unmittelbarem Zusammenhang mit jenem ist wegen des Diluviums nicht zu sehen — am Monte Tonale hin bis in die Val di Strino. Alle diese Kalke sind mit den Schiefnern in innigem syngenetischen Verband; am Rande großer Kalklager findet mehrfache Wechsellagerung von schwächtigen Kalk-, beziehungsweise Schieferlagen statt; nach beiden Seiten hin keilen die großen und kleinen Lagen durch Abnehmen der Mächtigkeit in den Schiefnern aus. Die Annahme, daß es sich um eingefaltete jüngere Kalke handelt wird durch diese Lagerungs- und Übergangsverhältnisse unmöglich gemacht, die Kalke sind jedenfalls gleich alt wie die ganzen Schiefergneise dieser Berge.

Salomon¹⁾ vermutet, daß diese ganze Gneismarmorserie, welche er als „Tonaleschiefer“ bezeichnet, vielleicht eine „eingebrochene oder eingefaltete, vielleicht dynamometamorph veränderte Zone von Trias und älteren Bildungen“ sei, weil er bei Cortena, am Monte Padrio, in der Fortsetzung der Tonalegesteine, Kalk gefunden hat, der dem sogenannten Zellenolomit der lombardischen Trias petrographisch gleich ist, und weil sich diese verlängerte Tonalezone bis ins Veltlin hinüberzieht und im Streichen der metamorphen Triasschollen des unteren Veltlin liegt. Es scheint mir, daß diese bloße petrographische Analogie bei einem Kalk denn doch ein viel zu schwacher Anhalt ist, um solche Folgerungen aufzustellen, zudem bei einer so weiten Entfernung im Streichen sehr wohl auch im Streichen an einer Stelle jüngere Schichten eingefaltet sein können, ohne daß sich diese Einfaltung auf die ganze so weit ausgedehnte Strecke von Sulzberg bis ins untere Veltlin zu erstrecken braucht.

Es erscheint mir doch sicherer, die Übereinstimmung und den Verband der diese Kalke umschließenden Schiefer mit den kristallinen Schiefen der anderen Teile der Ortlergruppe als Maßstab zu wählen, als eine so sehr in die Luft hängende Vermutung. Eher könnte man diese Gesteinsserie den „Laaser Schichten“, das heißt der Schieferserie, in welche die Laaser Marmore eingebettet sind, in Parallele setzen, mit denen jene durch das Vorkommen so großer Marmorlagen übereinstimmen. Setzt man sie diesen Laaser Schichten gleich, so würde diese Gesteinsgruppe eine Mittelstellung zwischen Gneis und Phyllit einnehmen — soweit ich es nach dem derzeitigen Stand meiner Untersuchung der Laaser Gruppe sagen kann. Jedoch sind die den Laaser Marmor begleitenden Schiefer durchaus nicht von dieser konstant gneisigen Art wie die am Tonale, sondern, abgesehen von dem starken Fluktuieren des Gesteinscharakters der Laaser Schichten, überwiegen dort phyllit- und glimmerschieferartige Typen (Staurolithschiefer sehr häufig, die hier gar nicht vorkommen). Die meiste Ähnlichkeit damit haben die kalkführenden Gneise des Marlingerjoches und der höheren Teile des nördlichen Gehänges des Vintschgau—Ultener Kammes, die ja auch den hangendsten Gneishorizonten angehören.

Kristallinische Kalke kommen eben in verschiedenen Horizonten der kristallinen Schiefer vor — in unserem Gebiete zum Beispiel auch in den Phylliten — und bilden daher keinen charakteristischen Bestandteil einer Serie. Noch weniger gilt dies von den Pegmatiten, die gern in ganz auffällender Weise gerade in diesen kalkführenden Horizonten häufig auftreten, so daß Kalk, Pegmatit und meistens auch Amphibolit eine weithin zusammenhaltende Gruppe bilden; aber es liegt in dem Charakter des Pegmatits als Intrusivgestein, daß er sich nicht an ein einziges Niveau hält, sondern in allen auftreten kann, die älter als seine Intrusion sind, und tatsächlich tritt er ja auch nicht bloß in diesen kalkführenden Horizonten auf, sondern auch über und unter ihnen. Übrigens sind gerade die Laaser Marmore und Schiefer sehr

¹⁾ Salomon. Über neue geol. Aufnahmen in der Adamellogruppe. Sitzungsber. der Berliner Akademie. VIII, 1901, pag. 170.

arm an Pegmatitgängen (mit Ausnahme des verschwindend kleinen Areals bei Tarsch).

Die Marmore der Val Albiolo und Val di Strino wurden von Foullon¹⁾ nach dem von Stache gesammelten Material beschrieben. Von den von Foullon in diesen Marmoren gefundenen Silikaten verdanken die Augite und Granaten ihre Entstehung der Kontaktmetamorphose an pegmatischen Gängen, wie der Verfasser²⁾ an anderen Orten gezeigt hat.

Zu den dort gemachten Angaben über Metamorphose der Kalke ist hier noch etwas nachzutragen. Es wurde dort angegeben, daß die Kalke der Cima Cady am Kontakt mit den Pegmatiten keine Änderung zeigen. Eine genauere Untersuchung des Materials zeigte nun, daß bei einzelnen der in diesen Marmoren steckenden Pegmatitgängen doch eine Kontaktzone vorhanden ist. Es wurde ein massiger, feinkörniger Kontaktfels gefunden, der aus (im Dünnschliff) blaßgrünen Pyroxen (Salit) und Feldspat neben Titanit und Quarz besteht und sehr deutliche Kontaktstruktur zeigt. Dieser Gesteinstypus wird auch von Foullon beschrieben. Ferner steht am Kamme der Cima Cady, auf deren östlichem Vorgipfel Pegmatit ansteht, ein Gestein von schwach schiefriger Struktur an, das nur wenig Calcit noch enthält, sonst aber aus Lagen von Wollastonit und solchen von Plagioklas (Andesin-Labrador) besteht. Der Wollastonit wurde bestimmt durch die Lage der Achsenebene quer zur Spaltbarkeit in einem gerade auslöschenden Schnitte, ferner aber durch die chemische Probe; nach Entfernung des Calcits mit Essigsäure ließ sich aus der salzsauren Lösung Kalk und Kieselsäure in der Zusammensetzung des Wollastonits entsprechenden Mengen fällen. Makroskopisch ist er schmal leistenförmig, stets in größerer Anzahl zu schiefrigen, faserigen Aggregaten vereint und von blaßgrünlichgrauer Farbe. Das Gestein enthält auch ziemlich viel Pyrit, der allerdings in diesem Marmor der Cima Cady durchaus häufig auftritt. Die Wollastonitbildung wurde nur an dieser einen Stelle beobachtet; der herrschende Typus sind die Pyroxenfeldspat und Granat führenden Kontaktgesteine. Gleiche, nur aus Salit und Feldspat im wesentlichen bestehende Hornfelse wie der oben beschriebene treten auch im Val di Strino mehrfach auf. In den Kalken ober dem Baito an der westlichen Tallehne beobachtete ich an einer Stelle eine Zonenfolge von der Art, daß zunächst am Pegmatit ein dichter Kalksilikatfels (mit Pyroxen und Granat) war und dann der äußerlich dioritähnlich aussehende Pyroxen-Feldspatfels folgte, beide von sehr geringer Mächtigkeit, doch nur an der einen Seite des Ganges, die von kleinen Adern von Pegmatit quer durchzogen war; an der anderen Seite folgte auf den Kalksilikatfels ein Kalk mit vereinzelt Granaten und Pyroxenen.

Vereinzelte kleinere Lagen ähnlicher, aber weniger silikatreicher Marmore finden sich in diesen Phyllitgneisen hin und hin, so am Monte Mezzolo und an der Cima di Boai. Diese Kalke dienen auch

¹⁾ Foullon. Über Minerale führende Kalke aus dem Val Albiolo in Südtirol. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 146.

²⁾ Hammer. Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 345.

als Leithorizont, mittels welchem man diese lokale Phyllitgneisserie noch über den Noce hinüber zum Cercenapaß hinauf verfolgen kann — hier sind die Gneise durch gemeine zweiglimmerige Gneise vertreten — und durch das Cercenatal hinab an dem Nordfuße des Polinar vorbei über dem Bad Rabbi weg bis gegen das Dorf Rabbi hin. Hier haben die Gneise wieder phyllitischen Habitus.

Sehr verändert werden diese Phyllitgneise auf viele Flächen hin durch die schon oben erwähnte Durchtränkung mit Pegmatit. Ich habe in der früher angeführten Arbeit diese Veränderungen beschrieben, die den Phyllitgneisen ein glimmerschieferähnliches Aussehen geben, allerdings von sehr unbeständigem flackernden Charakter. Es ist gerade dieser Zug der Phyllitgneise, in dem sie am meisten vorkommen. In der Quarzitisserie sind sie nur in den an die Phyllitgneise angrenzenden Strichen zu sehen. Sie begleiten auch diese Phyllitgneiszone über den Cercenapaß hinüber und bis Rabbi, zusammen mit gleichfalls gerade hier auftretenden Marmoren eine charakteristische Gesellschaft bildend. Gegenüber den quarzreichen Gneisen mag diese Lokalisierung der Pegmatite in einer leichteren Aufblätterbarkeit der Phyllitgneise ihren Grund haben; auf der Linie Rabbi—Cercena—Cogolo aber liegt vielleicht auch eine Zone besonders starker tektonischer Inanspruchnahme vor, weil man hier hin und hin in den Schiefergneisen Lagen findet, die, in flache Schelpen zerlegt, mit Rutschflächen durchzogen und serzitiert sind, also alle Zeichen starker mechanischer Inanspruchnahme zeigen. Die Bewegung hat auch nach der Intrusion an dieser Linie fortgedauert, da außerdem auch die Pegmatite selbst oft Druckschieferung angenommen haben. Im übrigen gründet sich die örtliche Verteilung der Pegmatite aber gewiß zum Teil auch auf die örtliche Lage des Tiefenherdes, aus dem das Magma kommt. Bei den Kalken ermöglicht es die leichtere Zerklüftbarkeit in verschiedenen Richtungen, daß hier öfter durchbrechende Lagerung und überhaupt intensives gegenseitiges Ineingreifen der beiden Gesteine auftritt; vielleicht, daß durch die ungleiche Härte und Elastizität der Kalke und Schiefer in solchen vielfach zwischen beiden Gesteinsarten wechselnden Komplexen besonders starke Spaltöffnungen aufbrechen bei der Gebirgsbildung und sich dadurch das häufige Zusammenvorkommen beider erklären ließe; dieses Zusammenvorkommen ist ja auch im Vintschgau—Ultener Kamme zu sehen und auch in anderen kristallinen Gebieten, zum Beispiel in Böhmen¹⁾, hervorgehoben worden.

Als eine vereinzelte Einlagerung in den Gesteinen der Südseite der Tonalegruppe ist das Vorkommen von Olivinfels an dem Kamme zwischen Val di Strino und Val Albiolo zu erwähnen. An dem von Punkt 2846 *m* gegen Val di Strino vorspringenden Bergeck treten zwei Linsen von Olivinfels auf. Das Gestein ist ein Amphibololivinfels, ähnlich dem vom Sass dell' Anel bei Malè²⁾. Der Hornblendegehalt wechselt zonar; so ist eine Randzone mit sehr vielen, aber ganz kleinen Strahlsteinnädelchen vorhanden. Am Ostrande zieht eine Ver-

¹⁾ Fr. E. Suess. Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.

²⁾ Hammer. Olivinfelse aus Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Jenaische Zeitschr. f. N., Bd. 72.

rutschungszone querüber, an der das Gestein zu talkig-serpentinischem Schiefer umgewandelt ist. Der nächstbenachbarte Gneis ist zweiglimmerig, feinkörnig und glimmerarm.

Ober Comasine, im Nordwestgehänge der Cima Boai enthalten die Phyllitgneise ein beträchtliches Erzlager, das bis Mitte des 19. Jahrhunderts eifrig abgebaut wurde¹⁾, seither aber tot liegt. Die tiefer gelegenen Erzlager befinden sich auf der Malga Goggia und nördlich derselben und wurden dort mittels zahlreicher Stollen abgebaut. Die Stollen sind gänzlich verfallen; am Tage steht von weißem Marmor beiderseits umgeben eine aus grobkörnigem kristallinischen Ankerit und spärlichen dunklen Glimmerblättchen bestehende Schicht an. Besser ist die ganze Art des Vorkommens in den ober der Waldgrenze in der Val Gardena an der Schwelle des unter der Cima Boai befindlichen Kars gelegenen Gruben zu sehen. Der Abbau wurde hier ersichtlich als Tagbau betrieben; Ruinen einstiger Baulichkeiten stehen dicht neben den Aufschürfungen. Das Schichtstreichen ist hier nahe NS bis NNW—SSO, das Einfallen sehr steil nach W gerichtet. Das Profil von W nach O ergibt der Reihe nach: Schiefergneis, der dicht durchadert ist mit pegmatitisch-granitischen Injektionen; unter ihm liegt Marmor von geringer Mächtigkeit, der nach unten übergeht in ein Lager desselben Ankeritgesteines wie bei Malga Goggia. Es ist grobkörnig, kristallinisch und gelb gefärbt; im Dünnschliff zeigt das Gestein Mörtelstruktur und Verbiegungen der Lamellen des Karbonats. Neben dem Ankerit ist ein makroskopisch dunkelbrauner, im Dünnschliff blaßgrünlicher Glimmer spärlich in sehr kleinen Schüppchen im Gesteine verteilt; außerdem enthält es etwas Pyrit und lokal treten auch Kristalle von smaragdgrüner Hornblende bis zu 6 mm Länge auf. Nach wenigen Metern nimmt der Pyrit rasch an Menge zu und es folgt eine Schicht, die aus Pyrit, Magnetit und Ankerit, erstere beide an Menge vorwaltend, besteht. Sie ist auf ein paar Meter Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Liegende ist durch Schutt und Vegetation verdeckt.

Die Aufschürfungen reichen im Streichen etwa 50 m weit. Die Nachbarschaft der pegmatitischen Injektionen — auch auf Malga Goggia treten Gänge von Pegmatit auf — läßt vermuten, daß der Magnetit und Pyrit durch die Einwirkung des Pegmatits auf Ankerit entstanden ist, wie derartige Bildungen von Magnetitlagern durch Kontaktmetamorphose ja von verschiedenen Orten bekannt sind²⁾.

Von gleicher Art ist das Erzvorkommen der alten Grube Ronco auf der gegenüberliegenden Talseite ober Celedizzo.

Diese Phyllitgneise der Südseite der Tonalegruppe überschreiten zwischen Cogolo und Fucine des Nocetal, bilden die Gehänge ober Celentino und gehen dann im Hochtale des Lago Cadinel in die zweiglimmerigen Gneise über, welche im wesentlichen die Berggruppe zwischen Cercenatal, Rabbital und Nocetal von Malè bis Cogolo bilden. So einförmig der größte Teil dieser Gruppe, nämlich deren Haupt-

¹⁾ Hauer und Foetterle. Übersicht der Bergbaue der österr.-ungar. Monarchie. Wien 1855.

²⁾ Klockmann. Über kontaktmetamorphe Magnetitlagerstätten etc. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, pag. 73.

kamm und Südhänge, landschaftlich ist mit seinen endlosen flachen Almhängen und seinen ausgedehnten Wäldern, so gleichförmig sind auch die Gesteine seines Baues; dort, wo größere Mannigfaltigkeit im Bilde ist, in der Gegend des Lago rotondo und Monte Polinar, dort ist auch im Bau mehr Abwechslung; das letztere veranlaßt eben gutenteils das erstere. Diese zweiglimmerigen Gneise entsprechen den im südlichen Ultener Hauptkamme herrschenden Gneisen, mit denen sie über das Rabital weg in direkter Verbindung stehen. Ihre Ausbildung ist aber eine etwas andere als die der typischen Ultener Gneise, und ist bereits am Ostgebänge ober Rabbi entfaltet und seinerzeit bei der Beschreibung der Ultener Berge angeführt worden¹⁾. Dort vollzieht sich eben der Übergang. Diese Gneise haben im ganzen ein mehr glimmerschieferähnliches Aussehen und nur das Auftreten des Feldspates als wesentlicher Bestandteil berechtigt ihre Einreihung zu den Gneisen; man kann sie daher als Gneisglimmerschiefer bezeichnen.

Es sind hochkristallinische Schiefer von weithin gleichbleibender Zusammensetzung und Struktur: mittelkörnig, reich an Glimmer, der in großen (1—4 mm) selbständigen Täfelchen entwickelt ist, Biotit und Muskovit, ohne Einordnung ausgedehntere Glimmerlagen, aber durchaus parallel geordnet, oft zu kleineren Fasern und Flecken vereint. Im Querbruch tritt Quarz und Feldspat in körnigem Gemenge mehr hervor als der Glimmer. Als Übergemengteile beobachtete ich unter Passo di Camucina, bei Malga Grassi und an anderen Orten Cyanit und Granat. Natürlich treten auch bei diesen Gneisen stellenweise wieder Formen auf, die durch ihren geringeren Glimmergehalt und etwas feineres Korn den typischen Ultener Gneisen gleich sind und einen rein gneisigen Habitus haben, so an der Cima grande und einzelnen anderen Stellen des Hauptkammes. Die mikroskopische Untersuchung gibt wenig Neues gegenüber dem makroskopischen Befunde: kristalloblastische Struktur, Biotit waltet vor gegenüber Muskovit, unter den Feldspaten sind Orthoklas und saure Plagioklase vertreten. Die Ähnlichkeit mit den Gneisen von Rabbi wird durch das Vorkommen von Sillimanit erhöht. Außerdem treten akzessorisch Granat, Apatit, Disthen, Staurolith, Zirkon auf. In den tieferen südlichen Gehängen schalten sich häufigere Phyllitgneise zwischen die anderen Gneise ein. Die petrographische und geologische Gleichförmigkeit wird noch gefördert durch den fast gänzlichen Mangel von Einlagerungen anderer Gesteine. Keine Kalklager treten auf, nur Amphibolite sind im östlichen und nördlichen Teile zu finden; außerdem aber die Granite des Mt. Polinar, über die unten gesprochen werden wird.

Diese Gneise lagern bei Cogolo und am Cercenapaß auf der Quarzitzerie, entsprechend den Phyllitgneisen von Comasine, in die sie übergehen. Im Nordosten und Osten ist das Verhältnis zu den anderen Schichten durch Störungen verwischt.

Die dritte Fazies der Gneise endlich ist die des typischen

¹⁾ Hammer. Die kristallinen Alpen des Ultentales. I. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 111.

Phyllitgneises, die ebenso wie die vorgehende sich durch gleichförmige Ausdehnung über weite Strecken hin auszeichnet. Sie breitet sich nördlich des Noce von seinem Ursprunge bis Cogolo und nördlich des Cercenatales aus. Die Phyllitgneise sind wie in den Ultener Gebirgen Gesteine von der Zusammensetzung eines Gneises und einer Struktur, analog der der Phyllite. Im Hangenden, an der Grenze gegen die Phyllite treten fast durchgehends Quarzite auf, wie dies schon vom Gleckamm anderen Ortes beschrieben wurde, den Übergang zu den Phylliten vermittelnd. Auffallend ist der feinstkörnige, baukige, graue Quarzit vom Monte Mandriole, der dicht durchschwärmt ist von mikroskopisch kleinen Turmalinkriställchen, die alle nach der Schichtungsebene geordnet sind. Es wäre möglich, daß die in der Nähe befindlichen Lagergranite eine Kontaktwirkung ausgeübt hätten; aber es ist keinerlei Kontaktstruktur vorhanden.

Einlagerungen von Amphiboliten und Pegmatiten treten selten auf, erstere im Rabbital an der Mündung der Val Maleda, letztere im Val della Mare, unterhalb Torbi. Kalke sind nicht zur Ablagerung gekommen.

In dem Kamme zwischen Rabbital und Val della Mare erscheinen die Phyllitgneise als äquivalent der Quarzitserie, indem die Decke des Granitstockes der Cima Verdignana im südlichen Teile (an der Cima Vedrignan Ganani und am Cercenapaß) noch aus quarzitischen Schiefen jener Serie, im nördlichen Teile, am Passo Verdignana aber aus Phyllitgneisen besteht; bei ihrer großen Mächtigkeit über und unter diesem Granitstocke aber scheint es, daß sie nach beiden Richtungen noch über den Horizont der Quarzitserie hinausragen. Die Quarzite an der Basis der Phyllite sind jedenfalls jünger als die Quarzite der Tornalegruppe, nur in dem Gehänge nördlich über dem Bade Rabbi reicht die quarzreiche Ausbildung der Schiefer bedeutend tiefer hinab in die Phyllitgneise als an anderen Orten und dieser kleine Faziesbereich mag eventuell bis in das Niveau der Pejoquarzite hinabreichen, die ja auch an dem Kamme des Monte Villar bis ins Rabbital, an der jenen quarzreichen Phyllitgneisen ober Bad Rabbi gegenüberliegenden Talseite reichen und so gewissermaßen eine Brücke der zwei Quarzitzfazies darstellen. In Val del Monte liegen die quarzreichen Gneise von Pejo anscheinend auf den Phyllitgneisen des Hauptkammes, doch ist es ziemlich wahrscheinlich, daß hier eine Bruchlinie beide trennt.

Die in den Gneisen liegenden Amphibolite sind trotz gewisser makroskopischer Verschiedenheiten mikroskopisch sehr einheitlich gebaut. Ihre Struktur ist die für Amphibolite charakteristische diablastische, der Gabbrostruktur gleichende. Makroskopisch haben sie meist Lagenstruktur oder Schieferung mit gleichmäßiger Verteilung der Elemente, doch treten auch solche von gleichmäßig rein körniger Struktur auf, zum Beispiel am Lago Salezi. Die Hornblende schwankt in ihrer Färbung zwischen lauchgrünen und bräunlichgrünen Tönen. Zersetzung in Biotit, beziehungsweise Chlorit ist gelegentlich zu sehen; betreffs der Feldspate kann man eine Entwicklungsreihe zusammenstellen von solchen, bei denen die Feldspate noch frisch und dann zwillingsgestreifte Plagioklase (Oligoklas bis Labrador)

sind, neben wenig ungestreiftem Feldspat, der wahrscheinlich Orthoklas ist, zu solchen, bei denen ein Zerfall der Plagioklase in Zoisit und Albit eingetreten ist. An der Hornblende sind keinerlei Veränderungen oder Entwicklungsstadien zu bemerken, die auf eine Metamorphose aus einem anderen Mineral schließen ließen. Es bleibt daher dahingestellt, welcher Art das Magma war, aus dem sie sich gebildet haben; es ist auch der eruptive und intrusive Charakter hier nicht nachweisbar, der Gesteinscharakter verweist aber eher auf eine eruptive, beziehungsweise intrusive als auf eine sedimentäre Bildung. Eigentümlich sind ganz kleine Lagen von Amphibolit in dem Marmor der Cima Cady. Ich beobachtete eines von 1—2 *dm* Mächtigkeit, konkordant zwischen den Marmorschichten liegend. Es stecken aber sicher noch mehrere derartige Amphibolite in diesen Marmoren wegen der vereinzelt Bruchstücke, die man am Fuße der Wände findet und die nicht von anderswo her transportiert sein können; bei dem genannten kleinen Lager hat sich noch zwischen Amphibolit und Kalk pegmatitisches Magma eingedrängt, ein paar Zentimeter dick, und ist auch apophysenartig in den Amphibolit eingedrungen. Im Dünnschliff ist die Grenze beider unscharf, der (glimmerfreie) Pegmatit greift vielfach in den Amphibolit ein, der am Rande wie aufgelöst in seine Teile ist, sonst aber keine Änderungen zeigt als ein etwas gröberes Korn am Rande. Kontaktwirkungen seitens der Amphibolite sind weder hier noch an dem anderen Vorkommen zu bemerken. Die größten Amphibolitlager sind das von Prelongo über Mezzana und das auf der Alpe Polinar, von denen jedes eine Längenerstreckung von ungefähr $2\frac{1}{2}$ *km* besitzt. Die anderen bei Coller im Rabbital, Rocca della Lame, Cima Mezzana, Cusiano, am Cerceanapasse, Malga Levi, Cima Boai, M. Mezzolo und an der Tonalestraße stehen alle an Ausdehnung bedeutend zurück gegen jene bis herab zu den ganz kleinen Lagern wie die der Cima Cady.

Die Gesteine der Gneisformation gehen im Hangenden allmählich über in die Phyllite. Wie schon oben bemerkt, sind es besonders Quarzite und quarzreiche Schiefer, welche den Übergang vermitteln. Mit ihnen wechsellagern rostfarbene Muskovitquarzitschiefer und über ihnen folgen die eigentlichen Phyllite, denen aber immer noch gelegentlich solche rostfarbene Schiefer zwischengeschaltet sind. Die Phyllite besitzen besonders im obersten Martelltal und im Madritschtal ausgesprochen den petrographischen Charakter der Quarzphyllite durch die Flasern, Knauern oder Lamellen von Quarz, die zwischen den Glimmerlagen und Flasern liegen. Gegen Süden zu läßt diese typische Ausbildung nach, der Quarz ist weniger und nicht so in dieser Form ausgeprägt. Das gleiche ist auch im Ultental und Rabbital der Fall. In dieser Ausbildung treten häufiger granatreiche Varietäten auf, doch ist dieser makroskopische Granatgehalt ein schwankender und fehlt auf weite Flächen hin vollständig. Stellenweise treten im Gebiete von Pejo in diesen Phylliten sehr feinkörnige, glimmerarme, granulitische Einlagerungen von gelblicher Farbe auf, ähnlich denen, die oben bei der Quarzitzerie vom Monte Macaoni beschrieben wurden. Doch reichen diese Unterschiede zwischen Phylliten der Laaser Gruppe und denen der südlichen Täler nicht aus, um darauf eine strati-

graphische Gliederung zu bauen, zudem auch in der Tektonik kein Anhalt dafür besteht.

Im obersten Martelltale treten als Einlagerungen in den Phylliten Kalkglimmerschiefer, Bänderkalke und Marmore in großer Ausdehnung auf. Sie ziehen vom Zufrittspitz am unteren Rande der Gletscher herüber zum vorderen Rotspitz und von dort in besonders großer Mächtigkeit bis zum Zufallferner; an der anderen Talseite sind am Südhang des Muthspitz (zwischen Butzen- und Madritschthal) mehrere Lager von geringer Ausdehnung. Weiter talein bis zum Langenferner liegt ein ganzer Schwarm kleinster Lager in den Phylliten, bis beide zusammen unter den Eismassen verschwinden; die kleinen Kalklager am Eisseepaß und am Schrötterhorn zeigen aber, daß diese kalkreiche Zone sich unter den Fernern hin bis in die Val Cedeh und Val Zebro fortsetzt.

Die Phyllite bilden die ganzen vergletscherten Kämme des Gebirges vom Ultental an bis zur Sforcellina am Ursprunge des Noce; sie greifen auch auf die südlichen Kämme hinaus bis zum Saßfora ober Rabbi und bis zur Cima Pontevecchio zwischen Rabbital und Val della Mare und auch auf der Punta Ercavallo südlich des obersten Noce liegt noch eine kleine Kappe von Phylliten. Der Hintergrund des Martell und der Kamm gegen das Suldental liegt vollständig in den Phylliten. Ihre Mächtigkeit ist, soweit die tektonischen Verhältnisse eine Schätzung erlauben, eine sehr bedeutende, jedenfalls mindestens 1—2 km.

An dem Kämme vom Eisseespitz zum Butzenspitz treten im Phyllit Chloritschiefer auf. Sie befinden sich in mehrfacher Wechsellagerung mit den Phylliten und man kann drei verschiedene Gesteinsarten schon mit unbewaffnetem Auge unterscheiden: Chloritschiefer, Epidotchloritschiefer und einen im Aussehen mehr einem dichten Gneis sich nähernden grünlichen Schiefer.

Der Chloritschiefer steht an den Hängen der Madritschspitze gegen das Butzenthal an, von wo er über den Grat ins Madritschthal hinüberzieht. Er ist lichtgrünlich, seidenglänzend und feinschiefrig bis blättrig. Im Querbruch bemerkt man häufig weiße feinkörnige Lagen, die mit Salzsäure aufbrausen. Im Dünnschliff sieht man Chlorit, Quarz und Calcit in lagenweiser Verteilung. Der Chlorit ist nahezu farblos und zeigt graue Interferenzfarben; er besitzt eine geringe schiefe Auslöschung.

An demselben Gehänge treten auch die Epidotchloritschiefer auf, die sich über die Butzenspitze weg längs des Kammes zum Eisseespitz hin verfolgen lassen und auch im oberen Teile des vom Eisseespitz zur Schaubachhütte hinabführenden Strecknerweges mehrfach zu sehen sind. Es sind kräftig grüngefärbte, sehr feinkörnige Gesteine mit schiefriger Textur. Bei mikroskopischer Untersuchung findet man als Bestandteile Chlorit (Pennin), Quarz, Epidot und Calcit. Der Chlorit ist $\parallel c$ hellgrünlichgelb, normal dazu intensiv grün und zeigt dunkle, dunkelrotbraune Interferenzfarben; der Epidot ist auch im Dünnschliff kräftig gelbgefärbt. Der Calcit tritt lagenweise und vereinzelt im Gemenge auf. Der dritte dieser Schiefer besitzt einen gneisähnlichen Habitus bei grüngrauer Färbung. Auf den Schieferungs-

flächen sieht man äußerst feine glimmerige Aggregate glänzen. Im Querbruch ist das Gestein nahezu dicht und grau. Nach dem mikroskopischen Befunde ist es als Amphibolit zu bezeichnen; es besteht aus einem sauren Plagioklas und grüner splittiger Hornblende, Umwandlungsprodukten (Biotit, Zoisit, Serizit) und Titanit (Leukoxen in wurmförmigen Aggregaten). Dieses Gestein ist besonders am Kamme von der Butzen- bis zur Eisseespitze anzutreffen.

Die Epidotchloritschiefer gleichen makroskopisch vollständig den Grünschiefern, die in der Val Zebro (ober Bormio) sowie an den Cime del Forno im Hangenden der Phyllite auftreten¹⁾. Mikroskopisch ist eine solche Gleichheit zwar nicht vorhanden, doch sind die beiderseitigen Gesteine immerhin nahe verwandt miteinander. Aus diesen Gründen und wegen des unmittelbaren geologischen Zusammenhanges beider Gebiete können wohl auch diese mit Chloritschiefern wechselagernden Phyllite am Eisseespitzkamm als die hangendsten Teile der Phyllite angesehen werden. Eine direkte Verbindung mit den Grünschiefern der Cime dell Forno besteht nicht, da am Kamme Suldenspitze—Königsjoch, wo sie durchstreichen müßten, keine derartigen Gesteine vorkommen. Gleich weiter nördlich am Kamme der Marteller Vertainen (zwischen Madritschtal und Pedertal, bereits auf dem Blatte Glurns—Ortler liegend) treten ebenfalls Chloritschiefer im Phyllit auf. Beide Vorkommen können als Einfaltungen oder Hervortreten jüngerer Horizonte an Schuppungsflächen betrachtet werden. An den Vertainen wird dies noch wahrscheinlicher durch das Auftreten eines wohl einer jüngeren Schieferserie angehörenden Gipslagers in den Nordabhängen dieses Kammes.

In dem hier besprochenen Teile des Blattes Bormio—Tonale beteiligen sich auch verschiedene Eruptivgesteine am Aufbau. Es sind vor allem Granite als Intrusivlager, dann die schon oben erwähnten Pegmatite, ferner Diorite und Porphyrite.

Der Granit tritt durchweg als Intrusion auf, sei es in großen lakkolithähnlichen Intrusivmassen, sei es in kleinen Lagern. Die bedeutendste Granitmasse ist hier der Granit der Cima Verdignana (Punkt 2938 *m* der Karte). Sie ist auch diejenige, deren Lagerung am besten sichtbar ist. Die Granitmasse liegt an dem steil aufragenden Kamme zwischen zwei tiefen Tälern, die bis unter die Basis des Granits in den Erdkörper einschneiden. Verfolgt man vom Cercenapasse den Kamm des Gebirges nach Norden, so betritt man bald nach Verlassen des flachen Paßsattels den Granit und klettert mit einer kurzen Unterbrechung an der Cima Ganani immer über Granit, bis man den Verdignanapaß (Punkt 2833 *m* der Karte) erreicht. In den beiderseitigen Flanken kann man den Granit einerseits im Val della Mare bis zur Malga Pontevecchio, andererseits in der Val Maleda bis in den Hintergrund des Tallaufes zur Isohypse 2300 *m* hinab verfolgen. In der Kartenprojektion nimmt der Granit ein Areal von rund 4 *km*² ein. Blickt man von der gegenüberliegenden Talseite der Val della Mare herüber, so sieht man sehr schön, wie am Verdignanapaß die Schiefer auf dem Granit liegen und nordwärts mit mittlerer Neigung

¹⁾ Hammer. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 320.

von ihm abfallen; ebenso aber sieht man auch, wie bei Pontevecchio die Schiefer in fast horizontalen Bänken unter dem Granit liegen. Beides entspricht auch den Beobachtungen an Ort und Stelle. Die Basisbänke können allerdings nicht unter den Granit hinein verfolgt werden, man sieht aber, wie die Granitgrenze sich ganz dem Fallen und Streichen der Schiefer entsprechend bewegt. Von Pontevecchio gegen Nordost zu fallen die Schiefer flach S unter den Granit ein; die Granitgrenze zieht sich von hier im Bogen hinauf zu den N fallenden Schichten der Decke. Verfolgt man die Grenze von Pontevecchio über die Alpe Verdignana zum Cercenapaß hinauf, so sieht man, daß die Schiefer unter dem Granit hier ein flaches Gewölbe bilden, und ganz dementsprechend steigt die Granitgrenze hinauf und dann wieder herab; in dem Gehänge westlich unter dem Cercenapaß keilt der Granit zwischen Decke und Basis aus. Am Cercenapaß selbst liegen die Schiefer S fallend als Decke darauf und an der Cima (Vedrignan) Ganani greift von Osten her die Decke als eine kleine, flache, lange Mulde zungenartig noch einmal bis auf den Hauptkamm über.

Es kann also mit großer Wahrscheinlichkeit eine lakkolithische Form der Intrusion angenommen werden, mit derselben Wahrscheinlichkeit wenigstens, mit der dies bei den anderen bestbekanntesten alpinen „Lakkolithen“ angenommen wird, zum Beispiel wie bei dem Granatspitzlakkolith, dessen Basis ja auch nicht tatsächlich auf größere Distanz unter den Granit hinein verfolgt werden kann, sondern bei dem dies auch aus der Lagerung der umliegenden Schiefer, der an verschiedenen Stellen unmittelbar sichtbaren Auflagerung von Granit auf Schiefer sowie aus dem Verlaufe der Grenzlinien geschlossen wird¹⁾. Dieselben Belege liegen auch hier reichlich und gut sichtbar vor, nur hat hier keine solche Verzahnung stattgefunden wie beim Granatspitzkern. Nur an dem Absenker der Cima Vedrignana, der den Buso del diavolo im Norden begrenzt, stellt die dort vorhandene kleine Schieferdecke ein keilartiges Eindringen von Schiefer im Granit dar.

Der Verdignanalakkolith ist gleichzeitig mit seiner Intrusion oder nachträglich — dies läßt sich nicht entscheiden — aufgefaltet worden.

Petrographisch ist nicht die ganze Masse einheitlich gebaut, sondern es tritt neben dem Hauptgesteine noch eine Art Randfazies auf. Das Hauptgestein ist ein Biotitgranitit, der durch Streckung die Textur eines Stengelgneises oder — was weniger verbreitet ist — eine ebenschiefrige Textur angenommen hat. Das Gestein im großen bricht massig. Das Korn ist ein ziemlich feines. Als dunkler Bestandteil ist Biotit in sehr mäßiger Quantität vorhanden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß unter den Feldspaten die Kalifeldspate stark überwiegen, und zwar ist neben Orthoklas besonders Mikroklin viel vorhanden. Die Gitterstruktur ist oft nur randlich entwickelt. Die Kalifeldspate sind meist noch ganz frisch, während der daneben vorhandene saure Plagioklas meist stark zersetzt ist. Quarz ist viel vorhanden; der Glimmer ist ausschließlich Biotit. Granat ist

¹⁾ Löwl. Der Granatspitzkern. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 615.

als Übergengenteil da, in kleinen Kriställchen, die sich oft in Reihen ordnen.

An der Basis des Granits, und zwar sowohl an der ganzen Westseite des Massivs von Pontevecchio bis zum Cercenpaß als auch an der Ostseite im Buso del diavolo und der Val Maleda tritt eine hornblendehaltige Abart auf in beträchtlicher Mächtigkeit. Der Habitus ist ein mehr gneisähnlicher, indem das Gestein stärker geschiefert ist und mehr Glimmer enthält. Der Gehalt an Hornblende und Glimmer ist aber ein wechselnder, insofern sich zwischen jene stark gneisähnlichen Lagen wieder solche mit mehr dem Hauptgesteine ähnlichen Aussehen einschleiben. Der Übergang aus dem Hauptgesteine ist ein rascher. In den Dünnschliffen, die von der hornblendehaltigen Varietät gemacht wurden, sind die Feldspate durchaus stark zersetzt. Es hat sich Muskovit und Zoisit gebildet, welche letzterer auf eine stärkere Vertretung der Kalknatronfeldspate hinweist. Wo noch frische Feldspate zu sehen sind, sind es meistens Orthoklase; Plagioklas ist nur selten noch frisch zu sehen. Der Hornblendegehalt ist, wie schon oben bemerkt, verschieden; das einemale ist sehr viel Hornblende vorhanden und fast gar kein Glimmer, das anderemale überwiegt Biotit unter den farbigen Gemengteilen. Die Hornblende besitzt durchaus keine Idiomorphie, ihre Formen wie überhaupt die Struktur des Gesteines sind denen in den Amphiboliten gleich, ihre Färbung ist $\parallel a$ blaßlauchgrün, $\parallel b$ und sehr ähnlich $\parallel c$ kräftiglauchgrün. Quarz ist stets reichlich vorhanden und als Übergengenteil fehlt nie Titanit, seltener trifft man Granat.

Diese amphibolhaltige Fazies des Granits entspricht der analogen Bildung am Kuppelwieser Granit (Ultentaler Alpen).

Kontaktwirkungen wurden bei diesem Granit nicht beobachtet.

Das nächstgrößte Granitvorkommen ist dann das des Monte Polinar südlich von Bad Rabbi. Die Lagerungsverhältnisse sind nicht so klar wie bei Verdignan. Es sind hier zwei mächtige Lager konkordant zwischen steil gestellten, beiderseits der Granite südwest-, beziehungsweise südfallenden Gneisen. Das eine Lager erstreckt sich von der Malga Camposecco unter dem Gipfel des Polinar durch bis zur unteren Malga Soprasasso; das zweite südlichere erstreckt sich von der Malga Tremenesca di sotto (im Cercenatal) über Da rocc bis zum Gambaikamm, beide nur durch einen sehr schmalen Streifen von Glimmergneis getrennt. Die Längserstreckung ist $2\frac{1}{2}$, beziehungsweise 3 km, die größte Mächtigkeit 800, beziehungsweise 1000 m. Nach den Seiten hin keilen sie zwischen den Schiefen rasch aus. Der Granit ist mittelkörnig, schwach schiefrig, meist glimmerarm. Der Glimmergehalt ist bezüglich seiner Qualität ein sehr ungleicher in den verschiedenen Teilen der Lager. Das südliche Lager von Da rocc geht gegen Osten in einen reinen Muskovitgranit über (auf der oberen Malga Soprasasso), während er im Westen zweiglimmerig ist; das nördliche Lager am Polinar ist bei Camposecco ein reiner Biotitgranit, während nahe dem Gipfel des Polinar wieder fast nur Muskovit auftritt. Der Feldspat ist im Polinargranit (Probe vom Gipfel) zum größten Teile Mikroklin, zum kleineren Oligoklas; in der Probe von Camposecco tritt mehr Plagioklas als am Polinar auf, der meiste

Teil des Feldspates ist aber gänzlich zersetzt und es lassen die Zersetzungsprodukte (Glimmer und Kaolin) auch hier auf Vorherrschaft des Kalifeldspates schließen. Von dem südlichen Granit wurden keine Schiffe angefertigt. Bei beiden ist mehrerenorts die Ausbildung einer besonders feinkörnigen Randfazies zu bemerken.

Ein noch kleineres Granitlager ist auf der Alpe Saent im oberen Rabbital, wo der Granit den unteren Teil der Wände bildet, welche diesen Talkessel von Saent im Westen umschließen. Es ist ein sehr stark flaserigschieferiger Granit, der Biotit und Muskovit enthält.

Endlich ist noch eine Anzahl ganz kleiner Granitlager zu erwähnen; es finden sich mehrere solche an der Cima Mandriole, an der Cima fratta secca und Cima Castello, ober dem Cornaccio, am Corno del morte, sämtliche in dem Südabhange, beziehungsweise Seitengraten des Hauptkammes ober Pejo; ferner am Ostkamme des Corno dei tre Signori, bei Fucine und mehrere ganz kleine bei Mezzana (an der Straße nach Piano und höher oben im Gehänge). Bei diesen letzteren wurde die Ausbildung von Turmalin in den anliegenden Gneisschichten beobachtet. Alle diese liegen in den Gneisen; im Phyllit wurden keine gefunden.

Schließlich ist noch der am Rande des Blattes hier hereinragende Biotitgranit von Valorz (bei Rabbi) zu erwähnen, der sich durch sein gröberes Korn von den anderen abhebt. Er ist undeutlich flaserig.

Als petrographisch sehr nahe verwandte Bildungen treten dann als Lager und Gänge in großer Menge Pegmatite auf. Da an anderer Stelle¹⁾ schon ausführlich diese Gesteine aus dieser Gegend besprochen wurden, so möge hier nur kurz erwähnt werden, daß sie als Muskovitpegmatite, glimmerfreie Pegmatite, Quarzgänge und Turmalinpegmatite entwickelt sind, daß sie meist konkordant in den Schiefen liegen in Lagen mit 50 m Mächtigkeit herab bis zu feinsten Adern; besonders reich an Pegmatiten ist die Tonalegruppe, in der besonders die feine Durchäderung der Schiefer zu beobachten ist; mächtige Lager treten im Val della Mare etwas taleinwärts von Cogolo auf und endlich ist noch eine pegmatitreiche Zone von Cogolo über den Cercenapaf und das gleichnamige Tal nach Rabbi zu verfolgen. Kontaktwirkungen treten nur in beschränktem Ausmaße und nicht durchweg auf.

Außer den Pegmatiten treten noch als Gänge, beziehungsweise kleine Stöcke Porphyrite und Diorit auf. Es ist besonders der Hintergrund des Ultentales, das Weißbrunnertal und die Gegend des großen Grünsees, welche solche Gesteine aufweisen. Die Porphyrite sind Hornblendeglimmerporphyrite; außerdem wurden zwei Gänge von Kersantit (Eggenspitze) gefunden. Auch betreffs dieser Gesteine kann auf eine frühere Veröffentlichung hingewiesen werden²⁾. In dem ganzen Bereiche zwischen dem Hauptkamme (von Tresero bis Eggenspitze) und dem Noce wurden derartige Gänge nur an zwei Stellen

¹⁾ Hammer. Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903.

²⁾ Hammer. Porphyrite und Diorit der Ultentaler Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 65.

gefunden: ein Porphyritgang am Südhange des Monte Villar im Cercental und Bruchstücke eines solchen im mittleren Aste der Val Albiolo. Im Norden des Kartenblattes aber gehören das hinterste Martelltal und besonders der Ursprung des Suldentales zu den Hauptverbreitungsbezirken jener Porphyrite, die von Stache und John¹⁾ aus diesem Gebiete beschrieben wurden. Es ist das die Heimat der Suldenite und Ortlerite. Auf dem vorliegenden Kartenblatte fand ich solche Porphyrite auf den dem Eis entragenden Felskämmen, so einen Suldenitgang an der Butzenspitz, zwei an der Eisesspitz und einen am Ostkamme der Madritschspitze, ferner mehrere Porphyritgänge am Kreilspitz und den Dioritstock vom Königsjoch. Besonders bemerkenswert sind wegen der Rückschlüsse auf das Alter derselben die Porphyritgänge, die im triadischen Ortlerkalk auftreten. Ich habe anderenorts²⁾ die Gänge an der Cima della Miniera beschrieben; in analoger Weise treten zahlreiche solche Gänge in den Wänden der Königspitz auf (Mitscherkopf, Nordostgrat etc.). Eine nähere Untersuchung derselben hoffe ich kommenden Sommer durchführen zu können. Alles andere ist im Eis begraben, aber die häufigen Rollstücke in den Moränen erzählen von viel zahlreicheren solchen Gängen, die unter den Gletschern liegen müssen. Die von Stache beschriebenen Gänge am hinteren Grat liegen bereits im nördlich anstoßenden Kartenblatte.

Einen großen Teil der Oberfläche des Gebirges bedecken glaziale und postglaziale Ablagerungen. Zunächst sind es schon einmal die noch bestehenden Gletscher, die in dem Kartenblatte ein sehr großes Areal einnehmen, da der Hauptkamm stark vergletschert ist und mehrere sehr große Gletscher, nämlich den Suldenferner, Langen- und Zufallferner, die Vedretta la Mare und den Moosferner (Vedretta Careser) beherbergt (der Fornogletscher als der größte der Ortlergruppe liegt ganz auf italienischem Gebiete). Ihre Zungen sind umgeben von mächtigen Moränenwällen und die vorgelagerten alten Zungenbecken sind von ihren Gletscherbächen vollgeschüttet worden. Außerdem finden wir aber eine große Menge altglazialer Ablagerungen in den Tälern und an den jetzt nicht mehr vergletscherten Bergkämmen. In den Hochtälern, die noch Gletscher besitzen, also im oberen Val della Mare, im oberen Val del Monte, im oberen Rabbital und Martelltal sind altglaziale Ablagerungen fast nirgends liegen geblieben; überall bilden die glattgeschliffenen Felsen die Karschwellen und unteren Gehänge. Hinter jenen haben sich kleine Seen angesammelt, soweit nicht rezente Block- und Schuttfelder die glazialen Erosionsbecken erfüllen. Diese Talhintergründe, besonders im Val della Mare und Rabbital sowie im obersten Martelltal (Zufall) zeigen in ihrem ganzen Umkreise unverhüllt die glazialen Erosionsformen. Dagegen treten in den tieferen Tälern mächtige glaziale Materialanhäufungen auf.

Die Ortschaften Comasine, Celentino und Celedizzo liegen auf

¹⁾ Stache und John. Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen, II. Cevedalegebiet. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 317.

²⁾ Hammer. Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebbru. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 320.

einer Schutterrassen, die jetzt vom Noce durchschnitten, das Tal querüber in sehr bedeutender Mächtigkeit erfüllt (Seehöhe des Noce ungefähr 1000 *m*, oberer Rand der Terrasse 1200—1300 *m*). Die Terrasse ist sehr schön von Äckern und Wiesen überkleidet und bietet nur sehr wenig Aufschlüsse. An denen in der Noceschlucht ist der Schutt schichtungslos, feinkörnig mit einzelnen großen darin eingebetteten Blöcken. Gesteine von sicher bestimmbarer erratischer Herkunft beobachtete ich nicht. Dagegen liegt am Ausgange der Schlucht des Torrente Drignana zwischen Celedizzo und Celentino eine deutlich ausgeprägte Grundmoräne auf der Terrasse. Um Gehänge-schuttbildungen kann es sich bei dieser Terrasse nicht handeln, da an dem Gehänge darüber irgendwelche der Mächtigkeit der Schuttmassen entsprechende Talungen oder Abrißgebiete vollständig fehlen. Am wahrscheinlichsten besteht der Hauptteil der Terrasse aus ungeschwemmtem Moränematerial. Auf einer ähnlichen, wenn auch weniger ausgeprägten Terrassenbildung liegt das Dorf Pejo (1594 *m*). Ober dem Dorfe bei S. Rocco liegen alte Moränen offen. Die Glazialbedeckung erstreckt sich hier von dem Bergeck zwischen Val del Monte und Val della Mare bis zur Malga Coël (1800 *m*). Auch hier ist der größte Teil, besonders der ganze untere Teil von Vegetation bedeckt. An dem von der Val Vioz herabkommenden Bache tritt der darunterliegende Gneis zutage. Gegen Westen enden die Schuttbildungen in der Val Taviela, an deren rechten Bachufer der Gneis ansteht, während die linke Flanke von der Malga Coël abwärts von den Schuttmassen gebildet wird. Diese zeigen im oberen Teile eine sehr flach liegende Schichtung und haben im ganzen die Struktur von Moränen. In der Höhe von 1800 *m* liegen hier auf der Malga Coël am vorderen Rande des Almbodens auf jenem geschichteten Schutt mächtige, über den dahinter liegenden Boden emporragende Wälle von großen Blöcken. Diese Stirnmoränenwälle haben ursprünglich einen kleinen See aufgestaut, der dann durch die Gletscherbäche zugeschüttet wurde und jetzt durch eine sumpfige Wiese vertreten wird. Höher oben im Val del Monte befindet sich ein zweites, bedeutend größeres, verschüttetes glaziales Seebecken, der Boden der Malga Palu, oberhalb der Fontanina di Celentino. Der Stauwall besteht aber hier nicht aus Moränen, sondern aus ansteheudem Fels; das Becken ist aus dem Felsen herausgearbeitet und wird jetzt von einer Sumpfwiese eingenommen. Eine analoge Terrassenbildung wie die von Comasino—Celedizzo sperrt bei Piazzola das Rabbital. Die Ortschaft Piazzola mit ihren Kulturen liegt auf der Höhe der Terrasse (rund 1300 *m*), während das Bad Rabbi der Heilquellen wegen in der Tiefe der Schlucht (bei 1200 *m*) liegt, mit welcher der Noce die Schuttalsperre durchbricht.

Diese altglazialen Terrassen und Moränendecken sind in diesen rauen, steilhängigen Tälern die Lebensbedingung für die menschliche Besiedlung. Mit Ausnahme der am Noce von Fucine abwärts gelegenen Ortschaften liegen alle anderen hier auf den Schottern und Moränen der Eiszeit aufgebaut, die ihnen den Humus für ihre Felder, eine geringere Neigung und über der kühlen Talschlucht erhobene sonnigere Lage für ihre Häuser und Kulturen gewähren. Die drei Dörfer in Vermiglio liegen auf postglazialen Schuttkegeln. Gleichalterig mit

jenen tiefgelegenen Relikten der Hauptgletscherströme dürften die von den Lokalgletschern in den südlichen Tälern der Tonalegruppe abgelagerten Terrassen sein, die von der Mündung bis tief hinein in die Täler reichen und die Alpen bilden (1600—1900 *m*, Terrassenhöhe 1700 *m*). Es sind dies wohl alles Stauungsbildungen, indem die an der so jäh und hoch aufsteigenden Nordseite der Presanellagruppe befindlichen Gletschermassen noch im Vermiglio- und Nocetal lagen, als sich die sonseitigen Gletscher des viel weiter zurückliegenden Hauptkammes und der kleinen Lokalgletscher der Tonalegruppe schon zurückzuziehen begannen. Eine analoge Bildung liegt an der Nordseite des Cercenatales.

Die weite Hochfläche des Tonalepasses ist fast ganz bedeckt mit Moränen, die sich hoch in die Val Albiolo hineinziehen und am Gehänge weit hinaus gegen Strino. Als Zeugen des letzten Rückzugsstadiums (Daunstadium) sind besonders in der Tremenescagruppe, aber auch in der Tonalegruppe zahlreiche Moränenringe stehen geblieben. Auf der flach geneigten Südseite der Tremenescagruppe fehlen sie in keinem Kar — oft sind mehrere Ringe nahe übereinander — die sich alle in einer Höhe von 2400 *m* durchschnittlich halten. An der Nordseite liegen sie bei 2000 *m*. In der Tonalegruppe sind sie nicht so deutlich entwickelt und mehr in der Höhe wechselnd. In den Karen der Nordseite aber liegen sie hin und hin in 2200—2300 *m* Höhe; im Val Comegiolo tritt noch ein zweiter, 300 *m* höher gelegener Wall auf; ähnliches zeigt auch die Val Verniana.

Als letzte Sedimentbildungen liegen in allen Karen und Hochtälern ausgedehnte Schuttablagerungen und Halden sowie in den Tal-tiefen Bachalluvionen und große Schuttkegel der Bäche. Ein größerer postglazialer Bergsturz ist vom Dente di Vioz in die Val Vioz herabgebrochen.

Tektonik.

Die Schichten dieser Gebirge sind in lang hinziehende, vorwiegend NO—SW streichende Falten gelegt, ebenso wie in den Ultentaler Alpen, deren Faltenzüge sich eben nach SW fortsetzen. Mit Ausnahme der Stellen, wo Querverwerfungen den Zusammenhang stören, wie es bei S. Bernardo di Rabbi der Fall ist, setzen die tektonischen Elemente aus den Ultentaler Alpen direkt auf das westliche Gebiet über.

In der Nordostecke des Blattes treten die den Kamm des nördlichen Astes der Ultentaler Alpen einnehmenden Phyllite auf das Blatt Bormio—Tonale über. Die Phyllite bilden vom Ultener Hochjoch aus eine dem Kamme parallel laufende Mulde, der sich bald im Süden ein Sattel angliedert. Die genannte Mulde ist als ein tektonisches Leitelement längs des ganzen Kammes vom vordersten Teile des Ulten—Vintschgauer Kammes bis zum Cevedale hinein zusammenhängend zu verfolgen, also auf eine Erstreckung von rund 32 *km*. Die Muldenachse verläuft fast durchaus nördlich nahe unter dem Kamme. Der im Süden sich angliedernde Sattel zieht von der Südseite des Hasenohrs zum Gipfel der Zufrittspitze und von dort zum Kamm Eggenspitze—Lorkenspitze, wo er in mehrere kleinere sekundäre Fältchen oder vielleicht besser gesagt Schollen zerlegt ist. Sattel und Mulde sind

schon vom Tuferspitz an (südwestlich des Hasenohrs) steil aufgerichtet. An den Südschenkel des Gewölbes stößt auf der Tuferalpe durch eine Längsverwerfung getrennt eine flache weite Mulde — in ihrer Tiefe schneidet der oberste Lauf der Faltschauer sich ein — die zum Schwarzerjoch hinaufzieht, wo sie in voller Weite den langen, die Neigung der Schichten in seinem Gefälle nachahmenden Kamm Gleck—Eggenspitz bildet. Hier am Kamm liegt sie ganz in den Phylliten, während im Weißbrunnertale die darunter liegenden Gneise angeschnitten sind. Sie läuft an jenem Kamm in die Luft aus und ebenso auch der nördlich anschließende Sattel der Eggenspitz, denn jenseits des tiefen Rabbिताles, gegen welches der Gleckkamm abfällt, ist nichts mehr davon vorhanden. Die darunter liegenden Gneise verflachen sich in dem Gehänge gegen Saent hinab vollständig; östlich ober Saent liegen sie fast ganz söglich. Am Wege von Saent zum Rifugio Dorigoni sind noch flach südostfallende Schichten des Nordflügels jener Mulde zu sehen, an den westlichen Hängen des Tales unter der Cima Careser, in der Valetta, aber fällt bereits die ganze Gneismasse einheitlich flach nach Nordwest ein. An dem das Rabbital vom Val della Mare trennenden Kämme liegen vom Passo Verdignana, wo die Phyllitgneise auf dem Verdignanagranit liegen, bis zum hinteren Rothspitz hinein die Schichten hin und hin flach nordwestfallend, von Cima Pontevocchio an die Phyllite über den die tieferen Gehänge bildenden Phyllitgneisen als ein mächtiger Südschenkel der Hauptkammulde, deren Achse ungefähr an der Gramsenspitze auf der Marteller Seite durchstreicht. Es verdankt jedenfalls das oberste Rabbital seine flachwellige, weite Form neben der Erosion der Gletscher dieser Lagerungsform der Gesteine und das gleiche gilt von dem Moosferner (Vedretta Careser), dessen Firnbecken bei sehr großer Ausdehnung eine Flachheit besitzt, wie ich mich in den Ostalpen nur am Gepatschferner erinnere, sie in ähnlicher Weise hervortreten gesehen zu haben.

In der oberen Val della Mare steigert sich wieder die Intensität der Zusammenfaltung der Phyllite von Osten gegen Westen zu rasch. Am Westrande des Moosfernens zeigt sich die Ausbildung einer einseitigen Mulde an der Cima Lagolungo in den am Ostrand des Ferners noch einheitlich nach NW fallenden Phylliten. Nördlich derselben sind die Schichten sehr steil, teilweise seiger aufgerichtet, einen Sattel zwischen der genannten Mulde und der Hauptkammsynklinale bildend. Und im obersten Val della Mare ist diese steile mehrfache Zusammenfaltung noch gesteigert: die Mulde von Cima Lagolungo zeigt am Dosso Venezia, dem östlichen Absenker des Palon della Mare, sehr steile Schichtstellung und beim Rifugio Cevedale erscheint noch eine kleine, sehr steil aufgerichtete Mulde zwischen jener und der Hauptkammulde, die hier übers Hohenfernerjoch auf die Südseite des Kammes übertritt und unter der Fürkelescharte durchziehend bald darauf unter dem Eismantel der Vedretta la Mare verschwindet; sie überschreitet wahrscheinlich zwischen dem Monte Rosole, der noch nordfallende Schichten zeigt, und dem Cevedale die Landesgrenze.

Im ganzen obersten Martelltale und dem Madritschtale, soweit sie auf dem Blatte Bormio—Tonale liegen, fallen die Phyllite durchaus mit steiler Neigung S, beziehungsweise SSO ein bei einem zwischen OW

und ONO — WSW schwankenden Streichen. Es prägt sich dies auch in der pultartigen Form der Kämmе aus, die gegen Süden der Schichtlage entsprechend geneigte Hänge haben, während nach Norden die Schichtköpfe in Wandstufen abbrechen. Daß diese ganze südfallende Schichtmasse tektonisch eine ungestörte Folge von Schichten ist, ist sehr unwahrscheinlich, denn dieses kontinuierliche Südfallen umfaßt nicht nur das oberste Martelltal, sondern reicht bis ins Laasertal hinüber, so daß man bei der petrographischen Gleichheit eine Mächtigkeit des Quarzphyllits von 8—10 km erhielt. Es handelt sich hier gewiß eher um vollständig zusammengeklappte Falten oder um Schuppenstruktur und die bereits oben beschriebenen Einlagerungen von Chlorit-schiefer und Gips am Eisseekamm, beziehungsweise an den Vertainen sind ein deutliches Anzeichen hierfür. Genaueres wird die weitere Untersuchung der Laasergruppe voraussichtlich lehren.

Wir kehren wieder auf die Südseite des Gebirges zurück. Auch die Falten der oberen Val della Mare verschwinden unter der Eis- und Firnbedeckung des hier nach Süden verlaufenden Hauptkammes. Vom Monte Vioz an, wo der Kamm sich wieder gegen SW wendet, besteht



gu = Gemeiner Gneis. — *pgu* = Phyllitgneis. — *q* = Quarzite. — *Fh* = Phyllit.
gr = Granit.

× × Dieser Teil des Profils verläuft im Streichen der Schichten.

nur der oberste Teil der Kette noch aus Phylliten, die hier der allgemein gegen Westen zunehmenden Zusammendrückung der Falten entsprechend steil und eng zusammengeschoben sind. Am Monte Vioz und an der Punta Taviela fallen die Phyllite sogar unter die Phyllitgneise hinein. Da die Phyllite nach den Beobachtungen an allen anderen Profilen jünger sind, so hat hier eine Überfaltung oder steile Aufschiebung stattgefunden; wahrscheinlich das letztere, weil auch die weiter westlich gelegenen Seitenkämme in ihrer Lagerung auf das Auftreten einer Verwerfung an dieser Stelle schließen lassen. Am Südkamm der Rocca S. Caterina stoßen Phyllit und der hangende Quarzit der Gneisformation wie Muldenschenkel gegeneinander, schon liegt aber bereits etwas Phyllit auf dem Quarzit und am nächsten Seitenkamm, dem der Cima Cadini, bilden die Phyllite bereits eine auf dem Gneise liegende kleine Mulde. Den obersten Teil des Grates vom Monte Vioz zur Cima Cadini bildet ein daranschließender Sattel, dessen Scheitel bei der Rocca S. Caterina auf die Nordseite übertritt, während er östlich davon den obersten Teil der südlichen Seitenkämme einnimmt. Vom Col degli Orsi an westlich bis zur Sforcellina, am Monte



gr = Gemeiner Gneis. — *gr'* = Quarzit, Quarzitschiefer und Grauwacke (in der Pejoserie). — *K* = Kristalliner Kalk. — *Ph* = Phyllit. — *a* = Amphibolit. — *o* = Olivinfels. — *gr'* = Granit. — *P* = Pegmatit. — *au* = Augengneis von Stavel. Maßstab: 1:90.000.

Giumella, Punta S. Mateo, Cima Dosegu und den Seitenkämmen ist nur mehr eine einheitlich steil südostfallende Phyllitfolge zu sehen, die den Kamm des Gebirges bildet und ihm folgend bis zu den Quellen des Noce herabsteigt.

In dem an den Phyllitbezirk des Hauptkammes südlich sich anschließenden Phyllitgneisterrain findet sich auch ein tektonisches Element, das der obigen „Leitmulde“ des Hauptkammes an Länge und deutlicher Ausprägung entspricht. Es wurde oben von der Mulde des Weißenbrunnertales, Schwärzerjoches und des Gleck gesprochen, die über dem hinteren Rabbital ausläuft. Ihr entspricht im Süden jene Antiklinale von Schichten, in welche das Kirchbergtal und das innere Ultental eingeschnitten ist. Ihr Scheitel erreicht bei der Seenplatte des Rabbijoches den Kamm. In dem Gehänge des Gleck und Saßfora gegen Bad Rabbi ist sie nicht erkennbar. Es treten hier vielfach Störungen durch abnorme Streichungsrichtungen ein; wo dies nicht der Fall, neigen sich die Schichten immer mäßig gegen NNW. Erst am Kamm zwischen Rabbital und Val della Mare tritt dieser Sattel wieder deutlicher auf. In ihm und mit ihm flach aufgewölbt steckt hier der mächtige Granitfladen der Cima Verdignana in den Phyllitgneisen. Die Lagerung der Schichten an diesem Granit wurde schon oben beschrieben, ebenso die kleine Mulde in seinem Hangenden, die den Kamm des Monte Villar und Monte Sole einnimmt. Dieser mächtige, weit und flach gewölbte Sattel wird von der unteren Val della Mare tief durchschnitten und ist dann an der Westseite des Tales und beiderseits der Cima di Vioz deutlich ausgeprägt zu sehen. Von hier an gegen West aber steigert sich die Intensität der Zusammenfaltung genau analog wie in den Phylliten rasch; im Gehänge ober den Alpen von Termenago sind an Stelle des einen Sattels zwei getreten; im Val degli Orsi bilden die Gneise einen steil aufgerichteten Sattel und eine daranschließende Mulde in den untersten Hängen und noch weiter oben im Val del Monte, Val piana, Val Umbria ist vom Kamm bis zum Tal herab nur mehr eine jäh aufgerichtete Masse von Phyllit und Gneis vorhanden, in der man bei herrschender SO-, beziehungsweise SSO-Neigung in den Gneisen an dem stellenweise auftretenden NNW-Fallen noch die Andeutungen eng zusammengepreßter Falten sieht.

Bedeutend weniger klar ist die Tektonik des südlich der Linie Rabbi—Cercen—Pejo—Sforcellina liegenden Gebietes, weil hier große Störungen den Zusammenhang zerreißten. Vom Cercenapaß an westlich liegt, wie schon oben angeführt wurde, auf dem aus Phyllitgneis bestehenden Sattel die Quarzserie von Pejo, welche die Nordseite der Tonalegruppe und das Gehänge ober Cogolo aufbaut. Sie gehören in dem Gehänge Cercen—Cogolo sicher dem Sudschenkel des Verdignanagewölbes an; im Val del Monte aber scheint es mir wahrscheinlicher, daß ihre Zugehörigkeit zu diesem Schenkel keine so direkte ist, sondern daß eher längs einer Verwerfung eine Teilung dieses Schenkels und ein Emporschieben des südlichen Teiles stattgefunden habe, weil sie bei ungestörter Auflagerung auf den Gneisen der nördlichen Tal-seite in ein so hohes Niveau der Schichten kämen, daß man sie mit den Phylliten in Äquivalenz stellen müßte, wogegen andere Gründe sprechen. Zudem ist an der Cima Ercavallo tatsächlich eine solche

Verwerfung vorhanden, indem die kleine Kappe von flachliegenden Phylliten, die hier noch erhalten geblieben ist, abstößt von den steil aufgerichteten Quarziten, die dort im Liegenden der quarzitischen Gneise von Pejo zum Vorschein kommen. Diese Verwerfung liegt dort genau in der Fortsetzung der Richtung der unteren Val del Monte von der Malga Palu abwärts, so daß die Fortsetzung der Verwerfung eben, wie vermutet, der Talsohle der Val del Monte folgen würde.

An der Südseite der Tonalegruppe bilden die Schichten am Monte Mezzolo, dem südöstlichen Seitenkamm des Reival, eine deutliche Falte; am Monte Mezzolo selbst liegt der Sattel derselben in den mit Pegmatit durchäderten Gneisen und eine entsprechende Synklinale bilden die nordfallenden Schichten des Monte Mezzolo mit den steil südfallenden Schiefen des Reival. Dasselbe ist auch noch an der Ostseite der Val di Strino zu sehen. Bereits an der Westseite dieses Tales sind die Schichten aber wieder so steil aufgerichtet, daß die Falte kaum mehr zu erkennen ist, und in der Val Albiolo neigt sich das ganze Schichtpaket steil nach SSO, so daß ein hier durch die Val Albiolo und das obere Nocetal vom Tonale bis zum vergletscherten Hauptkamm gezogenes Profil durchaus südostfallende Schichten zeigt, und erst die Verfolgung der Schichten gegen Osten lehrt, daß es sich hier um zusammengeklappte, nach N überkippte Falten handelt, in denen aber mangels einer sicheren stratigraphischen Gliederung der Gneisformation die einzelnen Sattel- oder Muldenschinkel nicht mehr unterschieden werden können.

In dem weiter östlich gelegenen Teile der Südseite der Tonalegruppe, im Umkreise der Val Saviana, liegt einer jener Bezirke vor, wo das Streichen der Schichten quer zu dem sonst hier herrschenden verläuft und von denen Beispiele bereits aus den südlichen Ultentaler Alpen beschrieben wurden. Der ganze Kamm von der Cima Forzilin zur Cima Boai, sein Gehänge in der Val Saviana bis Caccio Dassare über Cortina und der Kamm zwischen Val Saviana und Val Verniana zeigen ein Streichen der Schichten von NW nach SO, beziehungsweise WNW nach OSO. Die Käme folgen diesem Streichen; am Kamme von Cima Forzilin zum Monte Palu, der den Hintergrund der Val Saviana bildet, streichen die Schichten wieder mit Ausnahme kleiner Schollen NO—SW und der Kamm verläuft gleich. Wo viele Aufschlüsse die Grenzen der Bezirke verfolgen lassen, sieht man, daß der Übergang aus dem einen ins andere Streichen ein bruchweiser ist; es findet an der Grenzzone eine Zertrümmerung in ganz kleine Schollen statt, die im kleinen das Bild im großen widerspiegeln, indem sie sich bald in der einen, bald in der anderen Richtung quer gegeneinander sperren, wobei aber auch oft dazwischenliegende Streichungsrichtungen auftreten. Auch in der Gegend der Erzkorkommen ober Comasine tritt eine Menge kleiner derartiger Störungen auf.

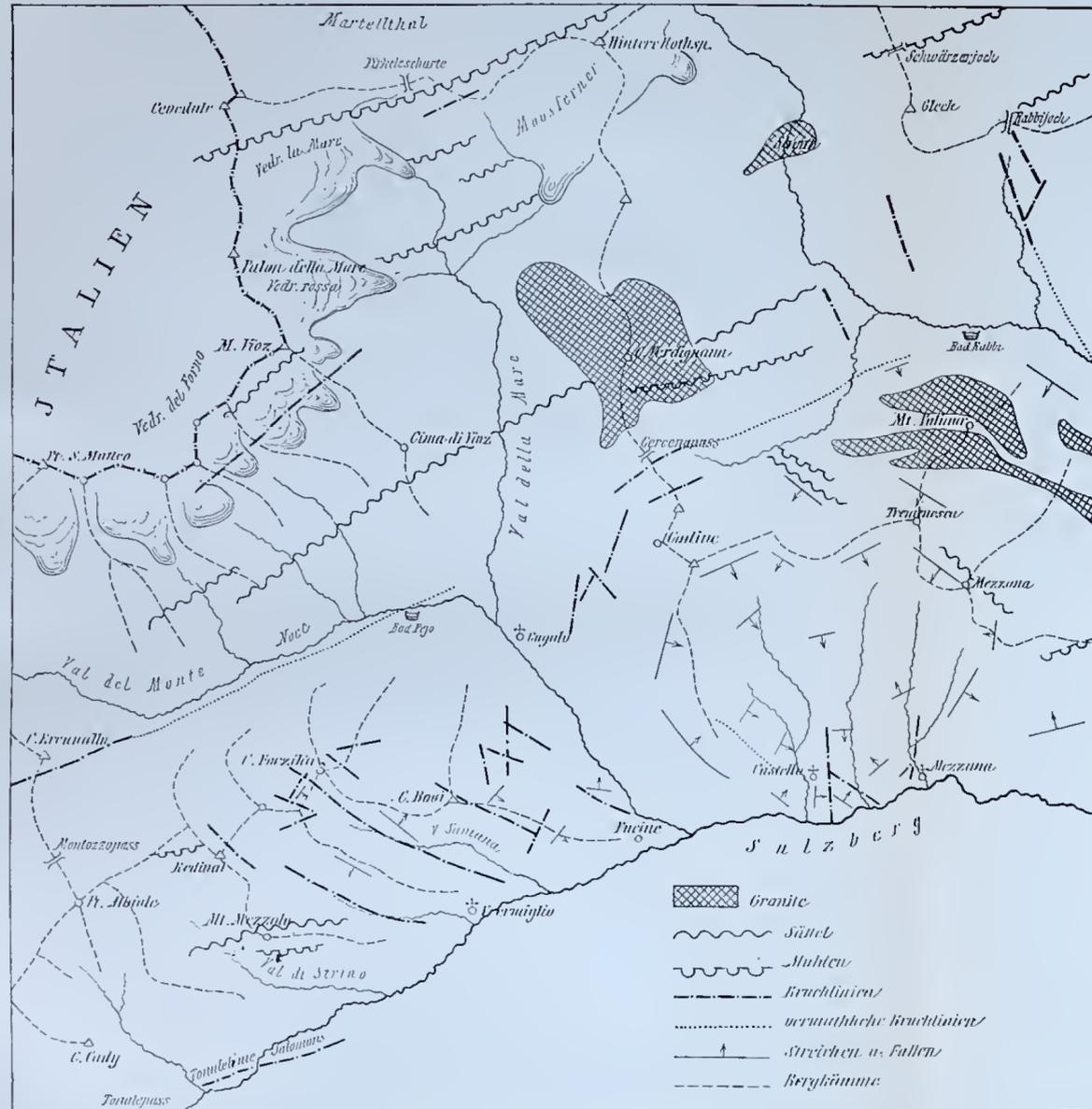
In noch größerer Ausdehnung treten solche querstreichende Regionen in der Tremenescagruppe auf. Ein bemerkenswerter Unterschied tritt aber dadurch ein, daß hier auch allmähliche Übergänge von der einen in die andere Streichungsrichtung auftreten. Die ganze große Fläche zwischen Malga Tremenesca, Malga Camposecco, Malga Polinar, dem Rabbital, Val Salezi und dem Kamme Camucina—Pozze

ungefähr wird von NW—SO bis NNW—OSO streichenden Schichten eingenommen. Im Cercenatale und ober Bad Rabbi lassen die häufigen Rutsch- und Zerquetschungserscheinungen in den Pegmatiten und in den Phyllitgneisen auf eine bruchweise Trennung schließen; am Monte Polinar wird der Wechsel teilweise auch durch die Einlagerung der Granite bedingt. Im Bereiche des Hauptkammes dieser Gruppe sind die Streichungsrichtungen mehrfach durch Übergänge miteinander verbunden und nur in geringerem Maße plötzliche bruchweise Änderungen vorhanden. So tritt ein solcher Übergang im obersten Salezitale durch NS streichende Schichten ein, auf den Alpen Valenaja und Valetta durch OW streichende Schichten. Die NW—SO streichenden Schichten dieses Bezirkes bilden an der Mezzana (Berggipfel zwischen Lago Salezi und Lago rotondo) einen steilen Sattel sowie auf der Alpe Tremenesca eine kleine Falte, sonst fallen sie durchaus gegen SW ein. Ebenso ist das zweite größere querstreichende Gebiet dieser Gruppe, nämlich das breite Bergeck zwischen Celentino und Castello, durch Übergänge mit den NO—SW streichenden Schichtkomplexen verbunden. In der Gegend von Castello sind die Schichten mehrfach in quer gegeneinander streichende Schollen verworfen. Betreffs der Details sei auf die Kartenskizze verwiesen. Es entsteht durch diese Übergänge und verschiedenen Streichungsrichtungen die eigentümliche Erscheinung, daß die Schichten rings um diese Gruppe in einem gebrochenen Kreise herumstreichen, wobei das Fallen mit Ausnahme der Strecke Camucina—Mezzana (Dorf) nach innen gerichtet ist. Im Innern ist eine analoge halbkreisförmige Krümmung der Schichten im Gelände hinter Castello bis zu den Alpen hinauf zu sehen. Der nach außen fallende südöstliche Rand bildet mit den nordwestfallenden Schichten des Gehänges des Sass dell' Anel die Fortsetzung der Mulde von Mont dent im Rabbital. (Siehe: Die kristallinen Alpen des Ultentales. I.)

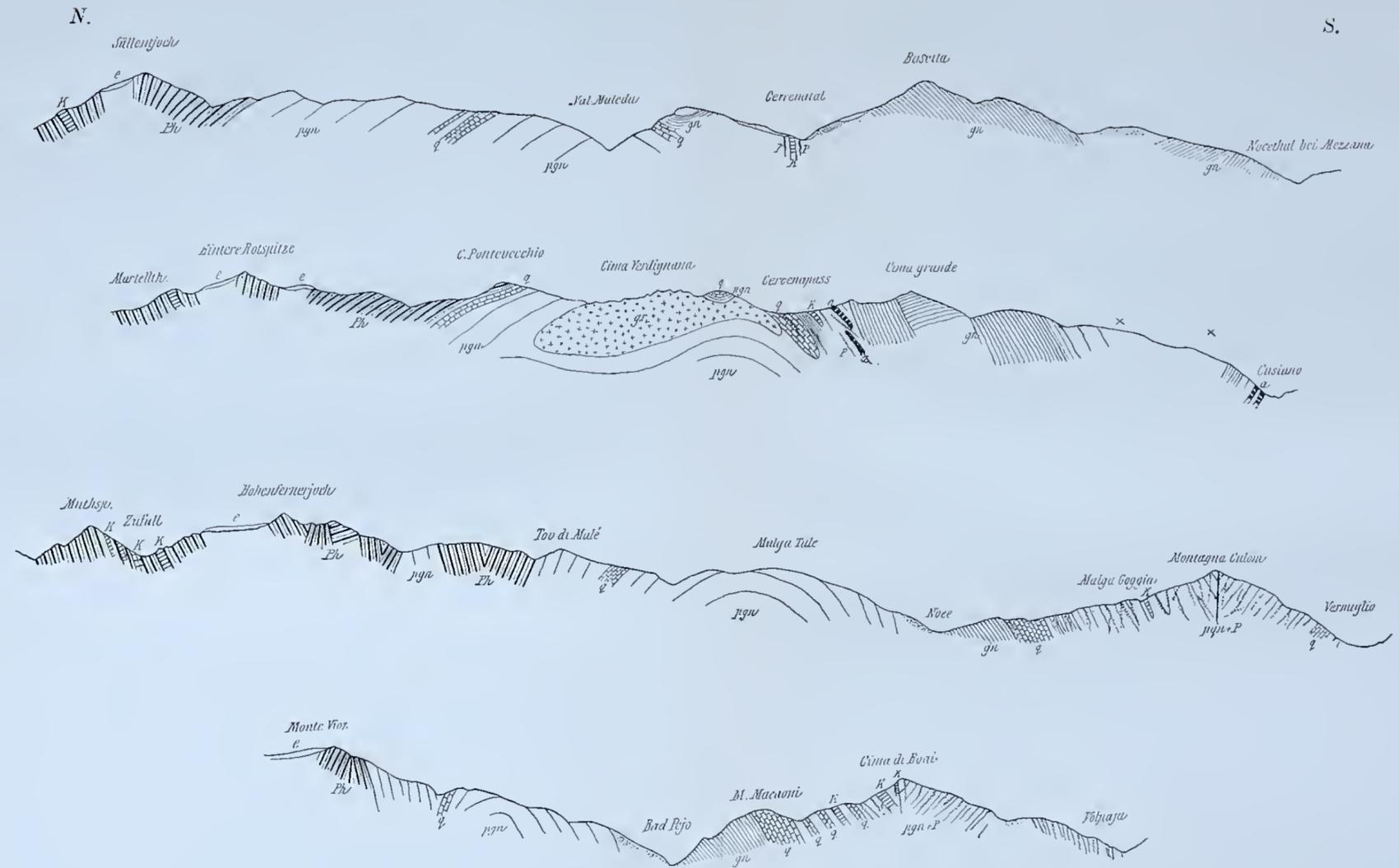
Als Erklärung dieser eigenartigen Tektonik erscheint mir immer noch die Annahme am passendsten, daß sie auf zweimalige gebirgsbildende Bewegungen zurückzuführen ist, die in zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen gewirkt haben.

W. Hammer: Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale.

Tafel I.



Tektonische Kartenskizze.



Zeichenerklärung:

gn = Gemeiner Gneis und Gneisglimmerschiefer. — pgn = Phyllitgneis. — q = Quarzit, Quarzitschiefer und Grauwacke (in der Pejoserie). — K = Kristalliner Kalk. — a = Amphibolit. — Ph = Phyllit. — gr = Granit. — P = Pegmatit. — e = Eis und Firn.

Maßstab der Profile: 1:90.000. — Maßstab der Kartenskizze: ungefähr 1:150.000.

× × Dieser Teil des Profils verläuft im Streichen der Schichten.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1905

Band/Volume: [055](#)

Autor(en)/Author(s): Hammer Wilhelm

Artikel/Article: [Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. 1-26](#)