Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die kristallinen Alpen des Ultentales.

II. Das Gebirge nördlich der Faltschauer.

Von Dr. W. Hammer.

Mit einer Tafel (Nr. XIII) und 13 Zinkotypien im Text.

Der vorliegende zweite Teil der geologischen Beschreibung der Ultentaler Alpen (ersten Teil siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 105) umfaßt den Bergkamm vom Rabbijoch über die Eggenspitzen bis zum Marlingerjoch bei Meran. Seine Nordseite senkt sich ins Vintschgau, beziehungsweise Martelltal hinab, seine Südflanken werden von der Faltschauer, beziehungsweise dem Torrente Rabbies im Süden und Westen umsäumt. Der vergletscherte Kamm von den Eggenspitzen zur Zufrittspitze schließt am Lorkenspitz an den firnbedeckten Hauptkamm der Ortlergruppe an. Vom Zufrittspitz bis zum Marlingerjoch erhebt sich der sanftgeformte Kamm nur mehr am Hasenohr bis zu vergletscherter Höhe; von ihm an nordöstlich verläuft der Kamm in wenig eingeschartetem Verlauf als Schutt- oder Felskamm bis zur waldbestandenen Höhe des Marlingerjoches. Das Kuppelwiesertal und das Falkomaital — beide auf der Südseite des Kammes — sind die einzigen bedeutenden Seitentäler der umgrenzenden Haupttäler, die in diesen Kamm eingreifen, sonst senken sich nur steile, meist tief eingerissene Gräben nach allen Seiten hinab. Der oberste Teil des Ultentales liegt, wie schon in der Einleitung zum ersten Teile betont wurde, ganz innerhalb dieses zweiten Teiles des Gebietes.

Das im ersten Teile beschriebene Gebiet ist größtenteils auf dem Blatte Cles der geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ungar. Monarchie (1 : 75.000) zur Darstellung gekommen und in der fünften Lieferung dieses Werkes erschienen. Das übrige Gebiet der Ultentaler Alpen wird auf den Blättern Meran, Glurns—Ortler und Bormio—Tonale in den folgenden Lieferungen erscheinen.

Zuerst untersucht und für die k. k. geologische Reichsanstalt in Wien aufgenommen wurde auch dieser Teil von G. Stache[1]). Außer den Angaben dieses Forschers liegt in der Literatur noch eine Beschreibung des Marlingerjoches von C. W. C. Fuchs[2]) vor.

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 314, und 1877, pag. 205; Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 317; Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 127.

[2]) C. W. C. Fuchs: Die Umgebung von Meran. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1875, pag. 812.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

A. Grubenmann hat die Töllitgänge bei Meran, der Verfasser[1]) die sehr zahlreichen, über das ganze Gebiet verstreuten Porphyritgänge sowie die Pegmatite beschrieben.

Die Marmore bei Tarsch behandelt Weinschenk[2]) in seinen „Tiroler Marmorlagern" sowie Lindemann[3]).

Die geologische Detailaufnahme wurde vom Verfasser in den Sommern 1901, 1902 und 1903 durchgeführt.

I. Gesteine und deren Verbreitung.

1. Phyllitgneisformation.

Während diese Gruppe der kristallinen Schiefer im südlichen Ultener Kamme die alleinherrschende ist, treten im nördlichen und westlichen Teile der Ultentaler Alpen daneben noch Gesteine der jüngeren phyllitischen Formation auf. Die Phyllitgneisformation baut aber auch hier den größeren Teil des Gebirges auf und nur die ganze Kammregion liegt in den Phylliten.

Die Gesteine, durch welche diese Formation hier vertreten ist, sind die gleichen wie im südlichen Teile (unter Wegfall der Granulite), ihre Mengenverteilung ist dagegen eine andere. Da die einzelnen Gesteinstypen schon im ersten Teile besprochen wurden, brauchen hier nur noch die Abweichungen von jener Entwicklung und ihre Verbreitung näher beschrieben zu werden.

a) Zweiglimmeriger phyllitischer Gneis.

Im Gegensatze zum südlichen Teile, wo die gemeinen Gneise die vorherrschenden Vertreter der Gneisformation sind, überwiegen hier weitaus die phyllitischen Gneise.

Ihre petrographische Ausbildung entspricht im größeren Teile ihres Bereiches dem im ersten Teile gegebenen Bild: Gesteine, die aus Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit und wenig Granat bestehen, wobei die Glimmer in zusammenhängenden Lagen und Häutchen angeordnet sind; im Querbruche sieht man die Quarzfeldspatlagen. Es wurde schon dort hervorgehoben, daß betreffs des Mengenverhältnisses zwischen hellem und dunklem Glimmer immer die Tendenz zum Vorherrschen des Kaliglimmers besteht und es werden hier auch die früher eigens besprochenen phyllitischen Muskovitgneise nicht eigens mehr besprochen werden, da sie besonders in diesem nördlichen Teile des Gebietes nur mehr den Charakter von Fluktuationen haben.

Die im ersten Teile der Arbeit beschriebene Zone von mechanisch und chemisch umgewandeltem Phyllitgneis, welche die Judikarienbruchlinie begleitet, setzt sich auch im nördlichen Teile weiter fort:

---

[1]) Porphyrite und Diorit aus den Ultentaler Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 65. Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 345.

[2]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, Heft 4.

[3]) Neues Jahrb. f. Min. 1904.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

vom Hofmahd durch das Maraunertal bis zur Faltschauer und längs des Nordrandes der Kreuzbergtonalitmasse hin bis ins Etschtal. Gerade in dieser Zone ist an der Mündung des Maraunertales ein Vorwalten des Muskovits zu bemerken. Diese von der Einwirkung des Gebirgsdruckes an dieser Bruchlinie getroffenen Schiefer haben besonders stark phyllitische Struktur; oft ist das Gestein auch in kleine linsenförmige Scherben aufgelöst oder von dicht aufeinanderfolgenden Rutschflächen durchzogen; die Schieferungsflächen sind dunkelgrüngrau serizitisch; einzelne größere Glimmerblättchen treten noch hervor. Derartige Ausbildungen des Phyllitgneises treten auch an anderen Stellen wieder auf, so im Birchberggraben, bei Melsbach, im Falkomaital und anderen Orten. Ich führe auch hier diese Struktur auf die gleiche Ursache zurück, wenn auch an diesen Stellen tektonisch die Störung nicht nachweisbar ist, teils wegen der Unbekanntheit der stratigraphischen Folge der einzelnen Horizonte, teils weil es sich wahrscheinlich oft um Verschiebungen parallel den Schichtflächen handelt.

Die mikroskopische Untersuchung derartiger Phyllitgneise bestätigt zunächst ihre Gneisnatur insofern, als Feldspat in großer, in manchen Proben in sehr großer Menge vorhanden ist. Dabei zeigt er sehr oft Ausbildung in großen rundlichen Körnern, die augenartig von den Glimmerlagen umschlossen werden; daneben tritt er aber in denselben Gesteinen in ganz kleinen Aggregaten auf, die man teilweise als Zerreibungsprodukte größerer Körner wird auffassen können. Soweit sich an noch frischen Teilen der sonst stark in Glimmer, Epidot und Zoisit umgewandelten Feldspate feststellen ließ, sind unter diesen Orthoklas, Albit und auch basischere Plagioklase beteiligt. Der Quarz ist der Kristallisationsschieferung entsprechend in ganz langgestreckten, wellig auslöschenden Körnern vorhanden; an einem der Schliffe wurden in ihm Büschel von Sillimanitnadeln getroffen. In den Glimmerlagen sind immer beide Glimmerarten vertreten, und zwar Muskovit meist vorherrschend. Die Glimmerlagen sind aus sehr kleinen Schüppchen zusammengesetzt. Die Umsetzung in Chlorit ist meistens stark vorgeschritten. Magnetit, Pyrit, Illmenit, Granat und Apatit sind als Nebengemengteile zu nennen; die Erze sind oft in sehr großer Menge imprägnationsartig verteilt.

Zu den Phyllitgneisen stelle ich auch jene stark verbreitete Abart, welche durch eine individuellere Ausprägung der einzelnen Glimmerblättchen eine Übergangsform zu den gemeinen Gneisen bildet. Es ist dies ein Gneis, den man fast ebensogut zum Phyllitgneis wie zum gemeinen Gneis stellen kann. Es sind sehr glimmerreiche Gneise mit Biotit und Muskovit, bei welchen noch eine undeutliche Sonderung in Glimmerlagen und in Quarzfeldspatlagen oder Flasern besteht; die Glimmer sind aber nicht in ganzen Häuten und Flasern verschmolzen, sondern als einzelne Schüppchen ausgebildet, die aber dicht auf- und nebeneinander liegen. Diese Ausbildung entspricht fast ganz den Gneisen im Gehänge ober Rabbi, die im ersten Teile als Abart der Phyllitgneise beschrieben wurden. Dieser Gneis zeigt auch im Dünnschliff durchaus gröberes Korn. Biotit und Muskovit sind in ungefähr gleicher Menge vorhanden (Pleochroismus des Biotits von hellgrünlich-

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

gelb zu schwarzbraun). Der Feldspat gehört zumeist dem Oligoklas an. Der Habitus dieses Gneises entspricht am ehesten einem Glimmerschiefer, die große Feldspatmenge stellt ihn aber zum Gneis.

Dieser grobkörnige Phyllitgneis tritt besonders am Marlingerjoch und dem vorderen Ultentale, aber oft auch im Vintschgauer Gehänge auf, ohne daß eine deutliche Abgrenzung gegen die anderen typischen Phyllitgneise möglich wäre.

Schon oben wurde gesagt, daß im mikroskopischen Bilde mancher Phyllitgneise der Feldspat augenartig hervortritt. Dies ist an manchen Stellen auch makroskopisch zu sehen. Besonders auffälligerweise ist dies am südlichen Gehänge unter der Wallfahrtskirche St. Helena (am Kamm zwischen Falkomaital und Ultental) der Fall. Der Phyllitgneis hat hier die oben beschriebene grobkörnig gneisige Struktur. Darin treten nur lagenweise angereichert Feldspataugen hervor, und zwar massenhaft ganz kleine, aber auch größere sind reichlich zu sehen. Die größten erreichen eine Dimension von 8 *cm* Durchmesser. Sie sind dicklinsenförmig mit runder Oberfläche, so daß man sie oberflächlich für Flußgerölle halten könnte. An den auseinandergeschlagenen Stücken sieht man, daß kleine Schmitzen von Glimmer in ihnen eingelagert sind, während anderseits die einheitlichen matt glänzenden Spaltflächen die kristallographische Einheitlichkeit des Gebildes anzeigen.

Das Muttergestein dieser Feldspatknollen bietet das normale Bild eines zweiglimmerigen glimmerreichen Gneises. An dem Quarz besonders ist starke Kataklase zu beobachten: er ist randlich zerdrückt, in Flasern von kleinen Körnchen ausgewalzt. Der mittelgroße Feldspat ist lagenweise angesammelt; es sind ungestreifte Durchschnitte da, die ich ihrer Lichtbrechung nach zum Orthoklas rechne, und verzwillingte, die einem Oligoklasandesin angehören dürften. Ein Schliff durch einen der großen Feldspatknollen zeigt, daß der Feldspat fein verzwillingt ist. An den zahlreichen eingeschlossenen Quarzkörnern stellte ich fest, daß

bei Parallelstellung $\omega > \alpha'$
$\varepsilon > \gamma'$
bei Kreuzstellung $\omega < \gamma'$
$\varepsilon > \alpha'$

Die symmetrische Auslöschungsschiefe ist sehr klein. Die Boričky-sche Probe ergab Kieselfluornatrium in großer Menge und Kieselfluorkalzium, letzteres auch ziemlich viel. Ich spreche den Feldspat demnach als einen Andesinoligoklas an. Wie schon bemerkt, ist er reich an Einschlüssen; besonders Quarz in rundlichen Körnern, dann Muskovit; ein Feldspatkorn, das wahrscheinlich Orthoklas ist; Biotit. Die Abgrenzung gegen das umgebende Gestein ist wellig und rauh.

Zu erwähnen ist schließlich noch, daß an einzelnen Stellen der Granat als makroskopischer Bestandteil auftritt. Dies ist zum Beispiel im Birchberggraben der Fall. Ob die im Hangenden des Granits des Forstergrabens (gegenüber Naturns) auftretenden Granatphyllite hierher oder zu den jüngeren Phylliten zu stellen sind, kann bei der Isoliertheit dieses Vorkommens nicht entschieden werden; ihrem petrographischen Bilde nach gehören sie zu den jüngeren Phylliten.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

b) Gemeiner zweiglimmeriger Gneis.

Ich wähle hier den Namen gemeiner Gneis als gleichbedeutend mit dem normalen Gneise des ersten Teiles, weil erstere Bezeichnung in der petrographischen Literatur gebräuchlicher ist.

Während der Phyllitgneis und seine Abarten die ganzen Gehänge des Rabbijoch—Marlingerjochkammes bis in ihre höheren Teile hinauf einnehmen, ist der gemeine Gneis nur streifenweise in ihnen eingeschaltet. Derartige Zonen von gemeinem Gneise sind zu verzeichnen längs der Nordbasis des Kammes, im Vintschgau, vom Martelltale bis zur Töll hinab, im mittleren Teile des Tarschergrabens, bei der Naturnser Alpe, im Gehänge des Marlingerjoches gegen Lana (bei Pawigl) und anderen Orten. Es sind, wie schon früher angegeben wurde, Gneise, die durch geringere Menge des Glimmers und durch den Wegfall der Sonderung in Quarzfeldspat- und in Glimmerlagen charakterisiert sind. Im Gegensatze zu den Phyllitgneisen neigen diese Gneise sehr einem Vorwalten des Biotits zu bis zu starkem Vorherrschen desselben. Das Korn ist meist ein feines, beträchtlich feiner als bei der glimmerschieferähnlichen Abart der Phyllitgneise. Ein guter Vertreter dieser gemeinen Gneise ist zum Beispiel der Gneis an der Töll bei Meran. Es ist ein graugefärbtes, feinkörniges Gestein, in dem Biotit stark vorherrscht. Betreffs der mikroskopischen Beschaffenheit dieser Gneise ist der im ersten Teile gegebenen Schilderung nichts Neues hinzuzufügen. Ein reiner Biotitgneis steht am Eingange in den Birchberggraben an.

Hier mag auch ein Gestein beschrieben werden, das im makroskopischen Anblicke am ehesten solchen gemeinen glimmerarmen Gneisen gleicht, im mikroskopischen Befund aber einen bemerkenswerten Unterschied aufweist. Ich fand im Gehänge von dem Kamme Gleck-Nagelstein gegen den nördlichsten der zahlreichen Seen des Rabbijoches eingelagert in den anderen Gneisen ein dunkelgraugrünes, deutlich schiefriges Gestein von sehr feinem Korn. Im Querbruche treten kleine graulichweiße Körnchen mit mattem Glanze hervor. Im Dünnschliffe ergeben sich als wesentliche Bestandteile Quarz, Cyanit und Biotit. Quarz ist sehr reichlich vorhanden, er zeigt Mörtelstruktur; Biotit ist in kleineren Schüppchen zu Flasern vereint. Der Disthen ist farblos und ganz unregelmäßig umgrenzt, oft zerklüftet und ausgefranst. An seinen verschiedenen Durchschnitten sieht man die zwei verschieden vollkommenen Spaltbarkeiten und die Querabsonderung nach *oP*. Auch Zwillinge treten auf. Die obenerwähnten im Querbruche sichtbaren Körnchen sind wohl die Cyanite.

Es ist dieses Gestein noch ein Anklang an die im Gampertale und Umgebung auftretenden Cyanitgranatgneise und Kinzigite, die aus den gemeinen Gneisen hervorgehen.

An zwei Fundorten wurden beim gemeinen Gneis porphyroidische Ausbildungen beobachtet durch augenartiges Hervortreten der Feldspate. Diese Augen besitzen nur geringe Größe bis zu 0·5 *cm*. Diese Abarten stehen beim Bad „in der Lad“ (St. Pankraz) und im Hagelbachtale an.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

c) Einlagerungen in den Gneisen.

In Kürze aufzuzählen sind hier weiters die Einlagerungen in den Gneisen; vertreten sind hier weniger derartige als im südlichen Teile.

Die Cyanitgranatgranulite und verwandten Gesteine sowie die Olivinfelse[1]) fehlen in diesem nördlichen Abschnitte vollständig (mit Ausnahme des Cyanitgneises am Rabbijoch).

Über die Amphibolite und die Quarzite ist nichts Neues mitzuteilen, da ich auch weitere mikroskopische Studien über diese Gesteine nicht anstellte. Sowohl die einen wie die anderen treten in geringen Mengen im ganzen Terrain dort und da auf, ohne irgendwo besonders hervorzutreten. Hornblendegneise und Hornblendeschiefer treten zum Beispiel im unteren Teile des Tarschergrabens, bei Freiberg und Eben (im Vintschgau), im Kuppelwiesertal, Falkomaital und am Peilstein auf.

Ein von allen diesen Amphiboliten abweichender horblendehaltiger Gneis bildet die Talstufe zwischen den Alpen Stablazol und Saënt im Rabbital. Makroskopisch hat man ein sehr feinkörniges silbergraues Gestein vor sich, in welchem die Schieferstruktur durch parallele Einlagerung kleiner Hornblendesplitterchen (1—2 *mm*) veranschaulicht wird. Die Hornblende ist aber nicht in so großer oder überwiegender Menge wie in den anderen Amphiboliten vorhanden, sondern verhältnismäßig spärlich, lagenweise etwas reichlicher, in anderen Lagen fast ganz zurücktretend. Auf den Spaltflächen sind feine Muskovitschüppchen sichtbar. Unter dem Mikroskop erscheint ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspat, welcher keine Zwillingsbildung zeigt und geringere Lichtbrechung als Quarz besitzt. Der Feldspat wurde künstlich durch Färbung hervorgehoben. Vereinzelt wurden in dem einen Schliffe zwei große Feldspatkörner gefunden, von denen der eine ein Plagioklas war. Dann sieht man in geringer Menge Muskovit und endlich jene Hornblende, ganz in der unvollständigen Ausformung wie in den anderen Amphiboliten. Ihre Farben sind $b \leq c$ dunkelblaugrün, a blaßgrünlich. Außerdem sind aber in großer Anzahl ganz kleine Kriställchen von Turmalin im Gestein enthalten, schwarm- und lagenweise angeordnet, mit brauner (bezw. grünbrauner) Farbe. Wie gewöhnlich in den Amphiboliten, ist auch Titanit reichlich zu sehen. Die Menge des Turmalins erweckt den Verdacht, daß der Gneis durch den benachbarten Granitgneis der Saëntalpe kontaktmetamorphisch beeinflußt wurde; doch ist der Granitgneis noch durch eine beträchtliche Lage von nicht metamorphischem Phyllitgneis vom obigen Amphibolit getrennt.

Von den Quarziten (Quarzitschiefer) wurde auch im ersten Teile der Arbeit schon eine Beschreibung gegeben. In gleicher Ausbildung treten im Gneisphyllit des nördlichen Teiles dort und da Quarzite auf. So erscheinen im Gehänge ober St. Walburg wieder die Quarzithorizonte, die schon vom Gehänge der Klapfberger Kachelstuben gegen das Kirchbergtal angeführt wurden. In höherem Horizont

[1]) Nachgetragen möge hier werden, daß im südlichen Teile noch zwei Olivinfelslinsen auf dem Gipfel des Hochwart, drei an seinem Wandfuße gegen den Seegraben und eine auf der Seeschwelle dort gefunden wurden.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

treten über ihnen am Nagelsteinkamm wieder Quarzitschiefer auf, die durch ihre reiche Granatführung sich unterscheiden. Dieser Granatquarzit zeigt im Dünnschliff bei sonst normalem Habitus und normaler Zusammensetzung der Quarzite einen ziemlich starken Gehalt an Turmalin in kleinen, gut ausgebildeten Kriställchen (Färbung von hellgrünlichgelb $\parallel c$ zu dunkelgrünlichbraun $\perp c$). Da weit herum kein Gestein ist, das man als Verursacher einer Kontaktmetamorphose an diesem Quarzit ansehen kann, muß der Turmalin hier primärer Gemengteil sein.

Auf der Vintschgauerseite des Kammes treten Quarzite im Kellerberggraben und ober der Latscheralm auf, in ganz kleinen Mengen natürlich allenthalben einmal zwischen den Gneisen. Besonders reich an quarzitischen Ausbildungen ist aber der Phyllit im Gehänge ober Rabbi gegen den Saßfora und Gleck zu. Hier findet ober der Malga di Terzolas bis zu den hangenden Phylliten hinauf ein fortwährendes Schwanken im Gesteinscharakter zwischen phyllitischem Gneis und Quarzit und quarzphyllitähnlichen Zwischengliedern statt. Diese quarzitische Formation der Gneise zieht sich bis zum Rabbijoch hinüber.

Diese quarzreiche Fazies der Gneisphyllite leitet über zu den untersten Horizonten der jüngeren Phyllite, welche hier über den Gneisphylliten liegen, und diese Horizonte zeichnen sich ebenfalls durch eine oftmalige und mächtige Einlagerung von Quarziten aus. Darüber wird bei der Besprechung jener Phyllite Näheres mitgeteilt werden.

Endlich sind als Einlagerungen noch die kristallinen Kalke zu nennen. Es sind weiße, gelbliche, lichtgraue, ziemlich feinkörnige Marmore bei größerer Mächtigkeit mit bankiger Absonderung. Im Zirmtalgraben wurde ein blaugrauer Bänderkalk beobachtet.

Marmore und Kalke treten in diesem nördlichen Ultener Kamme mehr auf als im südlichen. Dem dort angeführten Kalke im Kirchbergtale folgen im Streichen desselben Gneishorizonts Marmoreinlagerungen bei St. Nikolaus (in der Schlucht ober dem Dorfe und am Eingange des Groberalmgrabens) und bei St. Walburg, wo er wegen seiner schönen großen Platten beim Hof Dorf auch gebrochen wird zu Bau- und Ziersteinen.

In großer Menge und Ausdehnung stehen Marmore im Gneis am Marlingerjoch an sowohl auf der Höhe des Joches bei der Kirche und nördlich der „schwarzen Lacke“ sowie besonders im Vintschgauer Gehänge, ober Quadratsch, wo er zur Herstellung von Kalziumkarbid und gebranntem Kalk gebrochen wird, dann bei Obereben, ober Aschbach und im Melsbachgraben. Weiter westlich liegen vereinzelte Vorkommen bei Steil, unter dem Markuk und auf der Freibergalpe.

Nachtrag zur Stratigraphie der Gneise.

Im Ultentale streichen die Gneise mit Quarzit- und Kalkeinlagerungen, welche im Kirchbergtale anstehen, auf die Nordseite des Tales hinüber. Das Streichen der Gesteine und der Verlauf des Tales divergieren um geringes und ebenso die Gneise des Nagelsteinkammes. Alle diese hier vorwiegend phyllitisch struierten Gneise,

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

welche nach den Angaben des ersten Teiles das Liegende und die mittleren Teile des Ultentalprofils ausmachen, sind das unmittelbar Liegende der jüngeren Phyllite, die durch Übergänge aus ihnen hervorgehen. Nach der Deutung der Tektonik im ersten Teile müßten aber dann die hangenden Teile des Ultentalprofils — der normale Gneis — den Phylliten äquivalent sein, wenn man nicht ein vollständiges Fehlen aller Äquivalente für diese mächtigen Gneise annehmen will. Es scheint mir daher wahrscheinlicher, daß die gewaltige Schichtfolge des Ultentalprofils nicht als einheitliches tektonisches Element, als Nordflügel der „Tuattisynklinale" zusammen mit dem Südflügel der „Ultentalantiklinale", aufzufassen ist, sondern eher selbst eine zwischen Ultentalantiklinale und Tuattisynklinale eingeschobene Auffaltung mit aneinanderliegenden überkippten Schenkeln ist. Es würden dann die Gesteine der Ultentalantiklinale den höheren Theilen der Gneise, also den hangenden gemeinen Gneisen entsprechen. Die auf der Nordseite des Kammes unter den jüngeren Phylliten liegenden Phyllitgneise entsprächen dann ebenfalls den hangenden Gneisen.

Übereinstimmend ist beiderseits, daß die eingelagerten granitischen Intrusivgesteine in den hangendsten Teilen der Gneisformation liegen; die Granite von Kuppelwies und Kellerberg, deren Beschreibung unten folgt, liegen allerdings bereits schon ganz unter den hangenden Phylliten, wenn auch an deren Basalteil; die im Schleidertal, Forstergraben, Markukkamm (Muskovitgranitgneis) und teils auch die Pegmatite des Martell liegen in den hangenden Gneisphylliten.

Wir haben also im ganzen Ultentaler Gebiete die ältesten Schichten am Gebirgsfuße im Sulzberg in den dortigen Phyllitgneisen und deren Einlagerungen von Hornblende- und gemeinem Gneis vor uns, die jüngsten dagegen in den Phylliten des Ulten—Vintschgauer Kammes.

2. Die Laaser Schichten.

Der Fuß des Ulten—Vintschgauer-Kammes im Vintschgau besteht am Eingange des Martelltales bis gegen Naturns aus einer Zone kristalliner Schiefer, welche durch die vielfache und ausgedehnte Einlagerung von hochkristallinen Kalken in weißer oder grauer Farbe sich von den anderen abheben. Sie reichen am Eingange des Martelltales bis zur Höhe von 1400 *m* am Gehänge hinauf und sinken gegen NO immer tiefer herab, bis sie unter der Talsohle des Vintschgaues verschwinden. Der kristalline Schiefer dieser Zone gleicht ganz den sonst hier herrschenden gemeinen, seltener den phyllitischen Gneisen. Er ist bei typischer Ausbildung ein feinkörniger, mäßig glimmerhaltiger Gneis, an dem nur oft größere Biotitblättchen auffällig hervortreten auf den Schichtflächen. Die ganze Zone ist hie und da reich an Pegmatitlagern und -adern, so besonders bei Tarsch. Wegen der petrographischen Gleichheit mit den anderen Gneisen dieser Berge ist eine sichere Abgrenzung gegen jene nicht möglich und ich würde mich gewiß nicht veranlaßt sehen, sie überhaupt abzutrennen, wenn nicht die Verfolgung dieser Zone gegen Westen dazu zwänge. Die westliche Fortsetzung bilden nämlich die Marmorlager von Göflan und

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Laas und die diese begleitenden Schiefer. Hier verschwindet jener gneisige Charakter mehr und mehr, es treten Staurolithglimmerschiefer, ja auch Phyllite, ähnlich im Habitus den Quarzphylliten der Laasergruppe, als Begleitgesteine auf. Die Latscher Gesteine sind zweifellos ihre unmittelbare Fortsetzung im Streichen. In den Laaser Marmoren, besonders aber in dem Marmor, der zwischen Tassenblon und Latschinig, also in unserem Gebiete, gebrochen wird, treten Gebilde auf, die als Spuren von Krinoiden gedeutet werden können, wie Weinschenk[1]), der sie zuerst von hier beschrieb, mit Beziehung auf ähnliche sicher deutbare Funde in den Marmoren bei Schneeberg im Passeier dargetan hat. Im Latschinger Gesteine erscheinen sie meist in lagenweiser Anreicherung als dunkelgraue kreisrunde, beziehungsweise zylindrische einheitliche Kalkspatkristalle von *mm* bis zu 1 *cm* Durchmesser in dem weißen feinkörnigen Marmor. Die Kalke sind sicher gleichaltrig wie die sie umgebenden Schiefer, denn sie sind in engster Wechsellagerung, und es bestehen Übergänge, indem sich am Rande des Kalkes in demselben die Silikate anreichern; es tritt in dieser Randpartie Feldspat (Mikroklin) Epidot und Titanit mehr oder weniger lagenweise angereichert auf. Der ganze Komplex ist also wohl nicht mehr archäisch und jünger als die Gneise. In welchem Altersverhältnis er zu den Quarzphylliten steht, darüber kann ich erst nach Abschluß der Arbeiten im Laaser Gebiet mich aussprechen. In dieser Laaser Gebirgsgruppe erhalten sie erst ihre volle Entfaltung, während sie im Ultener Gebiet nur gerade noch am Rande hereinragen. Ich bezeichne sie vorläufig als Laaser Schichten. Sie sind auch tektonisch selbständig, indem sie im Tarscher Gehänge eine knieförmige, unter die anderen Gneisse einfallende Falte bilden. In der Fortsetzung im Laasertal ist diese Falte an der Jennewand als hohe, fast senkrecht stehende Falte mit vollständig aneinandergepreßten Schenkeln sehr deutlich zu sehen. Es ist übrigens sehr wohl möglich, daß auch die bei der Tarscher Alpe anstehenden Kalke und die weiter östlich in ihrem Streichen sich anschließenden vereinzelten Kalklager auch einfaltete Laaser Schichten sind — aber infolge der petrographischen Gleichheit ist eine Unterscheidung nicht möglich. Nach dem Baue des ganzen Gebirgskammes zu schließen, halte ich es für wahrscheinlicher, daß sie nicht dazu gehören.

Stache spricht diese Schichtfolge an der Vintschgauer Gebirgsbasis für „Kalkphyllite“ an. Eine Unterscheidung zwischen nur kalkführenden und nur pegmatithaltigen Schiefern, wie es Stache auch auf seiner Karte zeichnet, entspricht nicht den Tatsachen, da Kalke und Pegmatite nebeneinander und ineinander in demselben Komplex von Schiefern vorkommen.

3. Phyllitformation.

Aus den Phyllitgneisen gehen nach oben durch einen allmählichen Übergang Phyllite hervor als ein neues Element im Aufbau der

---

[1]) Weinschenk: Die Tiroler Marmorlager. Zeitschr. für prakt. Geologie. XI. Jahrg. 1903, pag. 131.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

kristallinen Alpen des Ultentales. Daß sie durch Übergang hervorgehen, ist überall, wo eine kontinuierliche Reihe von Aufschlüssen offen liegt, deutlich zu sehen, zum Beispiel auf der Freiberger-, Tarscher-, Latscheralm, im Weißbrunnertale auf allen Seiten, im Rabbitale usw. Die beiderseitigen Endprodukte sind deutlich voneinander geschieden. Diese Phyllite beginnen am Kamm bei der Naturnser Alpe, wo er sich aus dem niederen Rücken des Rauhen Bühels zum Hochjoch aufschwingt, und nehmen gegen Westen hin die ganze Kammhöhe ein, wobei sie immer größere Ausdehnung durch Übergreifen auf die Seitenkämme und tieferes Herabsteigen in den Hängen gewinnen. Sie bilden die oberen Teile des Peilsteinrückens, des Muteck—Hasenohrkammes, bauen endlich den ganzen Stock des Zufritt- und Eggenspitz auf und legen sich bis zum Gleck und Saßfora gegen Süden vor.

Die petrographische Ausbildung ist nicht über die ganze Ausdehnung hin die gleiche. Wir können petrographisch unterscheiden: glimmerschieferähnliche Phyllite, gewöhnliche Phyllite, Granatphyllite und Quarzlagenphyllite, welch letztere mit Quarziten wechsellagern.

Typen die sich dem Glimmerschiefer nähern, entstehen durch eine etwas individuellere Ausprägung des Glimmers, doch ist das immer noch ein zu geringer Unterschied, um wirklich von einem Glimmerschiefer sprechen zu können. Im allgemeinen zeigen die Phyllite die zusammenhängende Glimmerhaut auf den dichtgedrängten Schieferungsflächen; im Querschnitte sieht man die äußerst feine Schieferung. Meistens sind die zwischen den Glimmerlagen liegenden Quarzlagen so fein, daß sie kaum als solche wahrgenommen werden; auch treten oft Schwankungen ein zur Ausbildung dickerer Quarzlagen und Flasern bis zu jenem Extrem, das oben als Lagenphyllite bezeichnet wurde, wo man im Querbruch vorwiegend nur die Quarzmasse sieht und der Glimmer sehr reduziert ist. Die Farbe ist eine stahlgraue, fast immer aber rostfarben überlaufen. Fast immer sind die Phyllite fein gefaltet. In weiter Verbreitung treten Granate von Hanfkorn- bis Erbsengröße in großer Menge im Phyllit auf. Sie sind rotbraun, im frischen Bruch wein- oder blutrot. Die Kristallformen (Granatoeder) sind nicht scharf, sondern rundlich.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß der Glimmer fast ausschließlich Muskovit ist, der in Flasern und Lagen sich zusammenschließt. Chlorit ist ebenfalls meist reichlich vorhanden; sein Pleochroismus bewegt sich von blaßgelb (*e*) zu grün (blaugrün) (*o*); teils ist er Zersetzungsprodukt, teils mag er auch primär sein. Der Quarz ist in dünnen Lagen angeordnet und in den Schieferungswinkeln der großen Granatkörner. Er ist sehr arm an Einschlüssen. Feldspat ist nur in sehr geringen akzessorischen Quantitäten in manchen Schliffen zu sehen; nur in dem Lagenphyllit ergab die Färbung mit Anilinblau das Vorhandensein von dünnen Lagen, die fast ganz aus äußerst feinkörnigem Feldspat bestehen. In einem anderen Schliffe von diesen Lagenphylliten wurden einzelne größere zersetzte Feldspate (wahrscheinlich Albit oder Orthoklas) aufgefunden.

Wo große Granate auftreten, zeigen diese im Dünnschliffe blaßrötliche Färbung. Sie sind sehr stark zerklüftet, ihr Rand ist ganz

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

zerbröckelt und auseinandergerissen. In mehreren solchen Körnern wurde beobachtet, daß die äußerst feinkörnigen Erzeinstreuungen in welligen Streifen parallel der Schieferung liegen. Es wurden aber auch Fälle beobachtet, wo die feinen Erzeinstreuungen sich parallel Kristallflächen einordneten. Andere Einschlüsse sind selten. Ich fand Rutil, Quarz und Turmalin. An einer Stelle, wo ein Rutil in einer jener Erzeinstreuungen lag, lag auch er parallel denselben. Als Nebengemengteile fand ich in den Phylliten der Tufer Alpe Hornblende und Chloritoid, im Lagenphyllit Biotit, der aber seine Existenz eher der Kontaktmetamorphose verdankt, der dieses Gestein dort unterworfen war, wie andere Kontaktmineralien (Andalusit, Turmalin) zeigten.

Als Einlagerungen in den Phylliten treten Quarzite auf von grauer, meist durch Verwitterung rostroter Farbe, sehr feinem Korn und dünnplattiger Absonderung. Außerdem Glimmerkalke (Cipolline) und Kalkglimmerschiefer. Diese treten in kleinen Linsen von geringer Mächtigkeit und geringer Ausdehnung in sehr spärlicher Verteilung im ganzen Bereich der Phyllite auf. Ich beobachtete solche an der Nordseite des Hochwart, am Riemerbergl, am Schwemmberg, in größerer Mächtigkeit und Ausdehnung auf der Tufer Alpe und am Zufrittspitz. In sehr bedeutender Mächtigkeit und Ausdehnung treten sie in ihrer westlichen Fortsetzung (außerhalb des Gebietes dieser Arbeit) im obersten Martelltal am vorderen Rotspitz, Schranspitz und Muthspitz auf.

Alle diese Kalke unterscheiden sich von denen in den Gneisen und der Laaser Schichtgruppe durch ihren Glimmergehalt. Es sind weiße oder gelbliche Cipolline von groben Korn, bei denen der Muscovit sowohl verteilt im Gemenge als auch besonders auf den Bankungsflächen erscheint; daneben erscheinen graue bis schwärzliche Kalkglimmerschiefer (rostig verwitternd) dünnplattig bis blättrig, sandsteinartig rauh oder schon in Phyllit übergehend.

Ein Schliff vom Kalkglimmerschiefer der Zufrittspitze zeigte als Hauptbestandteil Kalzit (Korngröße 0·2—0·3 *mm*), daneben nester- und lagenweise Quarz und in geringer Quantität Muskovit. Das ganze Gestein ist dicht imprägniert mit äußerst feinkörnigem schwarzen Erz. Seine Reflexionsfarbe ist schwarz mit einem Stich ins Bräunliche. Sekundär sind wolkige rötliche Partien von Eisenoxyden im Schliff.

Endlich sind auch Hornblendeschiefer im Phyllit zu finden, so ober St. Walburg, am Kamm Rontscherjoch—Tarscherjoch, am Muteck und am Tuferberg.

Bemerkenswert ist nun die Verteilung der oben angeführten Abarten der Phyllite. Der verbreitetste Typus sind die Granatphyllite. Vom Hochjoch im Nordosten bis zum Hasenohr im Südwesten sind sie alleinherrschend. Von dort gegen Westen und Süden zu verliert sich der Granatgehalt schnell. Es stehen (makroskopisch) granatfreie Phyllite an, in denen im Zufrittstock zahlreiche Lager von Kalkglimmerschiefer und Glimmerkalk eingebettet sind. In ihnen liegt auch das oberste Martelltal mit seinen vielen Kalken. Daß aber durch die gleichen Phyllite und das Verschwinden des Granatreichtums nur eine fazielle Schwankung ist, wird dadurch ersichtlich, daß lokal dann mitten in den granatfreien Phylliten wieder einmal granatreiche Lagen auftreten,

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

so zum Beispiel an der Cima Marmotta, der wo Phyllit wieder ganz den Charakter der granatreichen Gesteine vom Hasenohr—Hochjochkamm annimmt. Granatfreie Phyllite bilden übrigens auch am Hasenohr—Hochjochkamm an vielen Stellen einen schmalen untersten Saum, der allerdings teilweise das Übergangsglied zu den Phyllitgneisen bildet, so auf der Nordseite auf der Freiberger Alpe, im Tarschergraben, auf der Südseite auf der Schwemmbergalpe.

Die Lagenphyllite sind hauptsächlich im Gebiet Weißbrunneralpe—Gleck—Saëntalpe entwickelt und bilden hier deutlich die Basis der Phyllite. Mit ihnen wechsellagern in vielfacher Wiederholung die oben genannten rostfarbenen, dünnplattigen Quarzite. Dabei haben die zwischenliegenden Phyllite eine gewisse Eigenart in ihrer Ausbildung, indem die Glimmerhäute wellig bucklig, wie mit dem Daumen geknetet aussehen; sie enthalten auch Granate, aber viel weniger und kleiner als die Granatphyllite. Sie sind nicht immer als Lagenphyllite, sondern nach Art der gewöhnlichen Phyllite gelegentlich ausgebildet. Am schönsten und mächtigsten trifft man sie am Gleck; sie sind aber durch den ganzen Hintergrund des Rabbitales bis zur Cime Pontevecchio zu verfolgen und ebenso reichen sie gegen N bis gegen Pilsberg. Im Hasenohr – Hochjochkamm sind sie nicht vorhanden, man müßte denn jenen unvollständigen Saum granatfreier Phyllite dazu rechnen, die allerdings auf der Freiberger Alpe eine ähnliche quarzreiche Ausbildung besitzen.

Bemerkenswert ist, daß gerade am Gehänge des Gleck und Saßfora gegen das Rabbital auch die Phyllitgneise besonders quarzreich und quarzitisch sind und dadurch der Übergang in jene Phyllite noch mehr undeutlich gemacht wird. Auch am Nagelsteinkamm liegen in den obersten Gneisen granathaltige Quarzite. Es ist also hier eine quarzreiche Fazies schon in den Gneisen dieser Gegend vorhanden und dauert durch die Phyllite hinauf fort.

Insoweit als diese quarzreichen Phyllite die Basis bilden, läßt sich eine Alterseinteilung dieser Phyllite treffen. Die Granatphyllite und die Kalkglimmerschiefer führenden Phyllite der Zufrittspitze gehen im Streichen ineinander über und müssen als gleichaltrig angesehen werden. Eine Altersunterscheidung ist hier nicht möglich. Es dürften übrigens auch die obersten der quarzreichen Phyllite noch mit den Phylliten der Zufrittspitze in Äquivalenz stehen.

Stache bezeichnet die Phyllite vom Zufrittkamm, die granatführenden Phyllite und die Quarzphyllite, als welche er die Gesteine vom Gleckkamm ansieht (überdies auch die hier als dynamisch veränderte Phyllitgneise beschriebene Gesteinszone längs der Judikarienlinie und Kreuzbergmasse), als „drei Ausbildungsformen des über der an Pegmatiten reichen Phyllitgruppe der Gneisformation folgenden Konplexes“, die Übergange miteinander haben und zum Teil „stellvertretende Fazies“ sind[1]).

Im Sinne Staches müßten sie als Fazies der Kalkphyllitgruppe bezeichnet werden und sie sind auch so auf Staches Manuskriptkarten der Reichsanstalt angeführt. Ihr Habitus nähert sich aber im

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, S. 129.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

allgemeinen mehr den Quarzphylliten; typische Quarzphyllite treten in ihrer westlichen Fortsetzung im obersten Martelltal und in der Laasergruppe auf.

4. Eruptivgesteine.

In den sedimentären Gneisen und den Phylliten eingebettet, beziehungsweise sie durchbrechend finden sich in dem Kamme Rabbijoch—Marlingerjoch zahlreiche Eruptivgesteine in Gestalt von Intrusivlagern und Intrusivstöcken sowie als Gänge. Dem petrographischen Charakter nach sind hier aufzuzählen und werden nachfolgend beschrieben werden:

Biotit- und Amphibolgranite,
Muskovitgranite (beziehungsweise Granitgneise) und Pegmatite,
Tonalit,
Diorite,
Porphyrite.

Biotit- und Amphibolgranite.

In dem ersten Teile wurden mehrere zweiglimmerige Granitgneise beschrieben (Tonasica, Schrumspitz — Ilmenspitz — Hochwart). Derartige Granite treten in dem nördlichen Gebietsteile mehrfach in großer Ausdehnung auf. Es sind dies:

Granit des Kuppelwiesertales,
„ „ Kellerberges,
„ „ Grabens ober Forst bei Tschirland,
„ „ Schleidertales,
„ „ Rabbitales (Saënt).

Der letzte der aufgezählten liegt nur zum Teil nach in dem hier bearbeiteten Gebiete.

An den ersten zwei der aufgezählten Vorkommen ist der ursprüngliche Gesteinscharakter und die Lagerung noch viel besser erhalten und klarer zu erkennen als in jenen Granitgneisen des südlichen Teiles; diesen letzteren sind die drei letztaufgezählten im Habitus ähnlich. An den ersteren aber ist eben noch der granitische Charakter des Gesteines unverändert erhalten und aus den Lagerungsverhältnissen die Entstehung durch Intrusion in die Schiefermassen zu sehen. Davon ausgehend, kann man dann auch die Verhältnisse der anderen, welche einerseits mehr von der Faltung überwältigt und umgeformt wurden und anderseits auch weniger gut aufgeschlossen sind, in analoger Weise deuten und ich beziehe auch die Granitgneise des südlichen Teiles hierher.

Die weit überwiegende Ausbildung ist die des Biotitgranits, beziehungsweise Granitits. Amphibolgneis tritt nur untergeordnet als Abart auf. Es sind Gesteine, für die als Bestandteil bezeichnend sind: Oligoklas, Orthoklas, Quarz und Biotit. Dadurch heben sich diese Granite gleich deutlich von den benachbarten Tonalitstücken

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

des Iffinger und Kreuzberg ab, welche basischere Plagioklase als Leitfeldspat enthalten, fast durchweg Hornblende führen und deren dunkle Bestandteile höhere Idiomorphie besitzen, als eine eigene Gruppe von Intrusivmassen. Die Beziehungen zu den Muskovitgraniten und Pegmatiten sowie die Altersverhältnisse werden weiter unten besprochen werden.

Hier folgt nun die Detailbeschreibung der einzelnen Massen.

a) Granitit und Amphibolgranit des Kuppelwiesertales.

Die größte unter den aufgezählten Granitintrusionen ist jene, welche durch den tiefen Einschnitt des Kuppelwiesertales aufgeschlossen ist. Stache[1]) hat zuerst denselben aufgefunden und in den alten Kartenblättern der Reichsanstalt verzeichnet.

Die geographische Lage dieses Intrusivrückens, wie Baltzer[2]) derartige durch die Faltung zu langgestreckten Rücken umgeformte Intrusionen nennt, und seine Ausdehnung sind aus der beigegebenen Kartenskizze besser zu ersehen, als Worte dies dartun können. Die ganze Granitmasse wird gewölbartig von einem Mantel von Granatphylliten überdeckt, in welche Phyllite, Hornblendeschiefer, Hornblendegneise und glimmerarme Muskovitgranitgneise und Aplite eingelagert sind. Durchbrochen wird dieser Mantel in der Gegend der Koflraster Seen von mehreren Porphyritgängen, die jedenfalls zur Gefolgschaft des Kuppelwieser Granits gehören. Die unter diesem Mantel liegende Granitmasse ist aber weder tektonisch noch petrographisch vollständig einheitlich. Im westlichen Teile trennt eine von W her eindringende schmale Zone von Glimmerschiefer mit Granatphyllit und etwas Hornblendeschiefer einen kleinen südlichen Teil ab. Diese Zone streicht NO—SW, ihre Schichten fallen sehr steil gegen NW ein; der kleine südliche Teil ist auch petrographisch verschieden.

Das Gestein, welches den an Ausdehnung weit überwiegenden nördlichen Teil der ganzen Masse aufbaut und also als eigentlicher Vertreter der Kuppelwieser Intrusion dasteht, besitzt echt granitischen Habitus, sein Korn ist von mittlerer Größe (1—4 *mm*). Man hat ein gleichmäßiges Gemenge von weißem Feldspat, glasiggrauem Quarz und schwärzlichbraunen Biotitschüppchen vor sich. Im Mikroskop sieht man dann, daß die Bestandteile xenomorph bis hypidiomorph sind. Der Quarz bildet mosaikartige Aggregate von kleinen Körnern, der Feldspat erreicht immer eine viel bedeutendere Größe und neigt eher zu selbständigerer Formung. Mit Hilfe der Auslöschungsschiefer auf Durchschnitten $\perp a$, mit der Beckeschen Lichtbrechungsmethode und nach dem Maximum der beobachteten symmetrischen Auslöschungsschiefern wurde bestimmt, daß der größte Teil des Feldspates Oligoklas (Albitoligoklas) ist, daneben tritt in geringerer Menge auch Orthoklas auf. Einzelne Körner mögen vielleicht auch einem basischeren Plagioklas angehören. Die Zwillingslamellierung ist eine sehr feine, oft nach

---

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, S. 127.

[2]) Baltzer: Granitische Instrusivmassen des Aarmassivs. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1903, S. 292.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

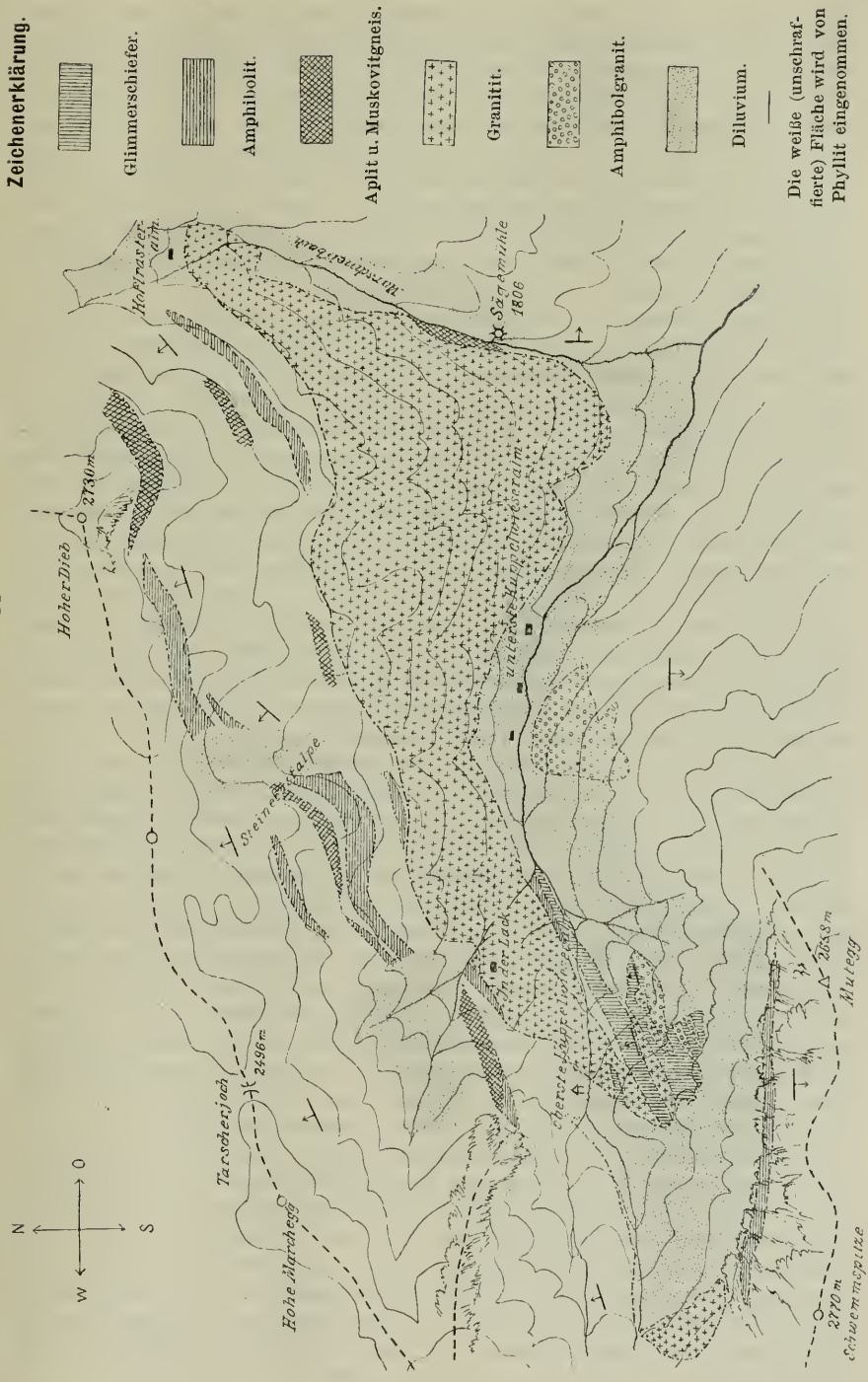


Fig. 1. Kartenskizze des Kuppelwiesertales.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Albit- und Periklingesetz; auch zonarer Bau ist nicht gerade selten. Meistens sind als sekundäre Bildungen Glimmerschüppchen und Zoisitnadeln und Leistchen in großer Zahl in den Feldspaten eingeschlossen. Der Biotit zeigt Pleochroismus von blaßstrohgelb zu rötlichbraun, eine Öffnung des Interferenzkreuzes beim Drehen des Objekts ist kaum bemerkbar. Als Nebengemengteil finden sich kleine Granatkriställchen, Muskovit, Sillimanit, Apatit, als sekundäre Bildung Kalzit Chlorit. Wie aus dieser mikroskopischen Analyse zu ersehen ist, entspricht dieser Granitit in seiner Zusammensetzung ganz den Graniten (Granitgneise) von Tonasica und Val Mariole, welche im ersten Teile beschrieben wurden.

Dem Vorwiegen des Kalknatronspates nach werden manche Petrographen diese Gestein eher zum Diorit schlagen wollen, eventuell als Granodiorit; doch ist einerseits der herrschende Plagioklas ein sehr saurer und anderseits scheint es mir nicht nützlich, ein Gestein von ausgesprochen granitischem Habitus als Diorit zu bezeichnen. Es geht nicht an, bei Gesteinen mit makroskopisch unterscheidbaren Bestandteilen die Namengebung nur nach dem mikroskopischen und analytisch-chemischen Befund zu wählen, zum wenigsten nicht bei der Kartendarstellung. Die Abweichung vom reinen Granittypus ist bei diesem Gestein übrigens immer noch viel geringer als die vom reinen Diorittypus.

Die Quantitätsverhältnisse sind: Feldspat 66%, Quarz 27% und Biotit 7%; das Gestein ist also ärmer an Glimmer und reicher an Feldspat als der Granitgneis von Val Mariode. Obige Zählung wurde am Handstück, an einer abgeschliffenen, dann mit *Fl O* geätzten und endlich mit Blau gefärbten Fläche gemacht.

In diesem Granitit fand ich in Blöcken auf der Talsohle Einschlüsse von deutlich schiefriger Struktur und dem Habitus eines glimmerreichen Gneises. Der Rand gegen den Granit ist rauh und uneben. Auch im Dünnschliff erscheint der Rand unscharf. Die Schieferstruktur bleibt auch im mikroskopischen Bild erhalten. Das Einschlußgestein ist zusammengesetzt aus Feldspat, Muskovit, Biotit und Quarz nebst akzessorischem Apatit und Granat. Der Feldspat bildet auffallend große Körner, die randlich vom Glimmer durchsetzt sind, anderseits sind aber Partien des Gesteines mit ganz kleinkörnigem Feldspat und daneben Quarz, beide mit deutlicher Pflasterstruktur. Die Feldspate waren in allen Schliffen stark zersetzt, stellenweise ganz in Nester glimmeriger Aggregate umgesetzt. Durch diese Zersetzung verschmelzen die großen Feldspate an den Rändern ganz mit den kleinkörnigen Partien, die stellenweise streifig flaserig angeordnet sind.

Die Ähnlichkeit mit dem Granit dürfte auf eine weitgehende Durchtränkung mit Granitmagma zurückzuführen sein.

An den Rändern des Granits ist fast überall eine geringmächtige aplitische Randzone zu beobachten. So fand ich sie auf der Kochalpe, auf der Steinrastalpe und besonders an dem westlichen Teile des Granitstockes, bei der obersten Kuppelwieseralpe. Hier unter dieser Alpe ist das Gestein am Rande pegmatitisch und glimmerfrei, im Übergang zum Normalgestein tritt zuerst fast nur Muskovit, dann erst Biotit auf. Dabei tritt oft auch eine Schieferung dieser randlichen

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Lagen ein. Die in nächster Nähe des Granits in die Schiefer eingelagerten aplitischen Lager dürften jedenfalls in direktem genetischen Zusammenhang mit dem Granitit stehen; möglicherweise auch die höher oben unter dem Kamme Rontscherjoch—Tarscherjoch liegenden, wenngleich diese auch den sonst so verbreiteten „Muskovitgranitgneisen und Pegmatiten" angehören können.

Der kleine südliche Teil der Kuppelwiesermasse ist nun von dem nördlichen in seinem Gesteinscharakter durch den Gehalt von Hornblende abweichend; es ist ein Amphibolgranit. Während der Granit des Nordteiles durch die ganze Masse hin — mit Ausnahme der randlichen Partien — eine große Konstanz in seiner Ausbildung zeigt, ist der Amphibolgranit mehr schwankend in seiner Ausbildung. Schwankungen treten ein durch den Wechsel der Hornblendemenge und Ausbildung, durch schiefrige Strukturen und auch durch verschiedene Formausbildung der Feldspate. Als Hauptypus kann das Gestein betrachtet werden, welches die großen Felsmassen an der Südseite des Kuppelwiesertales ober den Almmähdern bildet. Dieses hat grobkörnige, granitische Struktur. (Korngröße ähnlich der des Granitits.) Es ist reich an Hornblende, so daß die Gesamtfärbung dunkel erscheint. Fast durchweg ist ein Hervortreten der Feldspate durch ihre Größe auffallend. Dies kommt auch im mikroskopischen Bilde zum Ausdruck. Die Feldspate bilden hier sehr große unregelmäßig umrandete Felder. Ihrer Art nach stimmen sie mit den Feldspaten des Granitits überein; es ist ebenfalls Kalifeldspat als Orthoklas vorhanden und daneben in größerer Menge Oligoklas, der auch in seiner feinverzwillingten Ausbildung mit jenen übereinstimmt. Hier wurden sicher noch vereinzelte Körner eines basischen Feldspates (Labrador, nach der Auslöschungsschiefer $\perp$ *a*) gefunden. Quarz bildet feinkörnige Aggregate zwischen den Gemengteilen. Sehr reichlich ist Hornblende vorhanden. Sie bildet prismatisch gestreckte, unregelmäßig abbrechende oder auch rund herum regellos geformte Individuen; selten sieht man Zwillinge. Die Färbung ist: *a* blaßgelblich, *b* blaßbläulichgrün, *c* hellauchgrün (ähnlich *b*). Sie zeigt Zersetzung zu Chlorit. Ein fast ständiger Bestandteil ist dann Titanit sowohl in der „Ameiseneier"-Form als auch in größeren Körnern. Ebenso ist meistens auch Biotit vorhanden in geringerer Menge, Granat in kleinen abgerundeten, blaßrötlichen Kriställchen, Magnetit und Apatit sind akzessorisch. Ob der Muskovit, der beobachtet wurde, durchaus sekundär oder teilweise auch primär ist, ist fraglich. Die Altersfolge der Bestandteile ist: Titanit und Granat, Biotit, Hornblende und zuletzt die Feldspate und der Quarz. Schon an diesem Felskopfe südlich der Kuppelwiesermähder ist stellenweise ein Übergang zu schiefriger Struktur bemerkbar. Mit dieser Erscheinung mag als mikrodynamische Wirkung der Umstand in Übereinstimmung stehen, daß der Feldspat nicht nur in jenen großen, oft fast einsprenglingsartig hervortretenden Individuen auftritt, sondern auch in sehr kleinkörnigen Aggregaten zwischen den großen Körnern liegt, ja auch große Feldspate gewissermaßen übergehen in jene.

Diese Druckwirkungen sind noch mehr an dem westlichen Teile des Amphibolgranits zu sehen, der von dem anderen Teile durch

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

breite Schutthänge getrennt ist und die Felsköpfe unter der Scharte westlich des Muteck, in der Talstufe unter der obersten Alpe bilden. Hier ist mehrfach schon makroskopisch deutliche Schieferung zu sehen und wir erblicken im Dünnschliff Feldspate, die langgezogen sind bei stark welliger Auslöschung, und andere, die durch Zertrümmerung der Schieferung angepreßt sind. Dieser westliche Teil des Amphibolgranits ist durchweg ärmer an Hornblende, die an manchen Stellen nur mehr spärlich in vereinzelten Splitterchen im Gesteine eingestreut ist. Es haben auch hier noch manche Teile ihre eugranitische Struktur bewahrt, doch sind auch sie alle hornblendeärmer. In einer dieser körnigen Stellen fehlt auch der Biotit vollständig.

In diesem westlichen Teile des hornblendehaltigen Gesteines findet eine innige Verzahnung mit den Schiefern statt, welche die trennende Schieferzone bilden. Der Granit keilt in mehrfachen spitzen Zungen im Schiefer aus. Die südlich gelegenen Granitzungen bestehen aus den eben beschriebenen hornblendehaltigen Varietäten, weiter gegen Norden treten aber auch ein paar solche von beträchtlicher Mächtigkeit auf, die aus dem Biotitgranit des nördlichen Teiles bestehen. An einer Stelle liegen Hornblendegranit und Biotitgranit dicht aneinander, ohne daß aber ein wirklicher Übergang vorhanden wäre. Immerhin nähern sich die Abarten so, daß nur bei aufmerksamster Absuchung des Terrains und Prüfung des Gesteines die Unterschiede festzustellen sind. Ebenso weist das Abnehmen des Hornblendegehaltes in diesem Teile darauf hin, daß keine bedeutende genetische Verschiedenheit zwischen beiden vorhanden ist, sondern daß es sich um Spaltungen in einem und demselben Magma handelt.

Die Schieferzone, welche den nördlichen vom südlichen Teile trennt, sowie die Schieferzungen zwischen den Granitkeilen bestehen zum größten Teil aus einem Schiefer, der das Aussehen der Phyllitgneise besitzt, der Zusammensetzung nach aber ein Glimmerschiefer ist. Die Spaltflächen sind mit großen Glimmerschüppchen bedeckt, und zwar Muskovit und Biotit. Im Querbruche sieht man Quarzlagen (2—4 *mm* dick). Im Dünnschliff findet man als Hauptbestandteil Quarz in fein ineinander verzahnten Aggregaten, dann Biotit und Muskovit, vorwiegend in Lagen gesammelt, aber auch in den Quarzschichten, wenige Körner von Hornblende und ebensowenig Feldspat (zersetzt), akzessorisch Granat, Sillimanit, Epidot, Magnetit. Das Gestein zeigt keine Zeichen von Kontaktmetamorphose, weder in der Zusammensetzung noch in der Struktur, wohl aber kataklastische Erscheinungen. Am nördlichen Rande hat das Gestein noch ganz den Habitus der Granatphyllite — die Granate treten makroskopisch hervor — und auch am südlichen Rande bei den Granititen nähert sich das Gestein dem Granatphyllit im Aussehen. Ein Streifen Hornblendeschiefer beteiligt sich, wie aus der Kartenskizze zu ersehen ist, auch an dieser Schieferzone.

Es läßt sich annehmen, daß die ganze Schieferzone ursprünglich aus Gesteinen der Granatphyllitgruppe bestand, daß aber durch den Kontakt zwar der Mineralbestand nicht geändert, wohl aber umkristallisiert und später dann durch Druck kataklastisch umgestaltet wurde. So ließe sich das höher kristalline Aussehen erklären. Es ist

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

aber auch möglich, daß die Schiefer schon primär eine höher kristalline Lage im Phyllit darstellten, wie solche verschiedenen Ortes zu beobachten sind, da bei solchen Granitintrusionen ja oft keine Kontaktmetamorphose stattgefunden hat, zum Beispiel bei vielen Pegmatitlagern; für diese Auffassung spricht der Mangel derartiger höher kristalliner Form in den anderen Teilen des Schiefermantels, und auch in einem Teil der Schieferzone selbst.

Die Schieferzone ist ein im Granit ausspitzender Schieferkeil von besonders großer Ausdehnung, der in dem seitlich zwischen die Schiefer sich eindrängenden Magma stehen geblieben ist und bei der Auffaltung steil aufgerichtet wurde. Der Annahme eines Grabenbruches, der eine Schieferzone dergestalt in den Granit eingebettet hätte, steht die innige Verknüpfung von Granit und Schiefer entgegen.

Zu erwähnen ist schließlich noch, daß an der Hangendgrenze des Granits der oberen Kuppelwieseralpe auch einige kleine aplitische Gänge den Schiefer durchbrechen.

b) Granit des Kellerbergs.

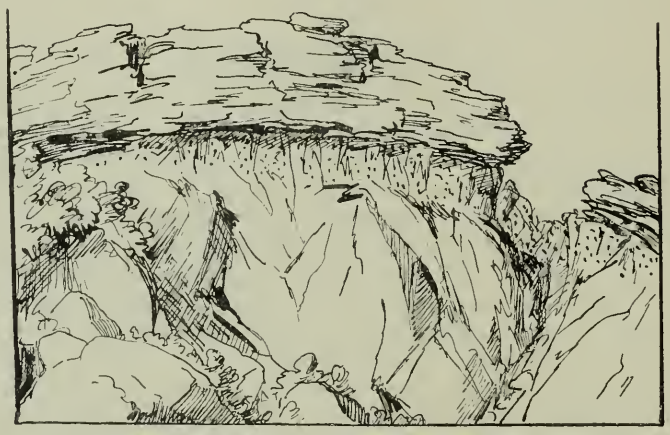
Dieser Granit breitet sich am Nordfuße der Hochwart (Ulten—Vintschgauerkamm, 2607 *m*) aus, in den als Kellerberg im Volksmunde bezeichneten Hängen (Nörderberg der Generalstabskarte). Er reicht von dem Quellengebiete des bei dem Bauernhofe Forst bei Tschirland ins Etschtal mündenden Grabens bis zu dem Felskamme (Punkt 2057 *m*), der die beiden Ursprungstäler des Kellerberggrabens teilt. Auch er ist ein langgestreckter Rücken, der aber durch die Erosion entzweigeschnitten ist. Die Hauptmasse des Gesteines befindet sich westlich des Kellerberggrabens. Vermöge seiner hohen Lage an und ober der Waldgrenze ist er gut aufgeschlossen und es ist von diesem Vorkommen mehrfach das Liegende und Hangende zu sehen. Das beste Bild erhält man an den felsigen Köpfen, welche den Forstergraben oben abschließen. Die umstehende Skizze (Fig. 2) zeigt, wie sich der Schiefer oben ganz flach dachförmig über den Granit legt. Er wölbt sich gegen Westen abwärts, die Westgrenze ist nur teilweise erschlossen; man sieht dann sehr steil stehende Schiefer als Grenze. Das Liegende des Granits, im Forstergraben bilden Phyllite, die mäßig steil bergein fallen. Gegen Osten unterbrechen die großen Schutthalden und alten Moränen des westlichen Ursprungs des Kellerberggrabens den Zusammenhang; nur vereinzelt sind an der Talschwelle anstehende Granitfelsen zu sehen, erst am Felskamm (Punkt 2057 *m*) liegen wieder vollständige Aufschlüsse vor: An der Basis des Felskammes hat man im vorderen Teile desselben gneisähnliche Schiefer in sehr flacher Lagerung, höher oben treten hauptsächlich Hornblendegneise (stellenweise granathaltig) auf. Diese fast horizontal liegenden Systeme von Schieferschichten sind aber hin und wieder von Granit durchzogen, der sich sowohl lagenweise zwischen die Schichten legt, als auch Apophysen und kleine Gänge quer durch die Schiefer entsendet. Diese Gänge sind stellenweise Aplit, auch reine Quarzgänge kommen vor; daneben tritt Muskovitpegmatit mit Schörl in Adern auf, die im Gestein verfließen. An einer Stelle wurde auch eine Zerlegung

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

des Granits von der Art beobachtet, daß er als Aplit erscheint, in dem aber Schlieren, die ganz aus Biotit bestehen, und Nester von Quarz eingebettet sind. Weiter südlich nimmt der normale Granit den ganzen Kamm ein und dort, wo der Felskamm an den breiten, vom Hauptkamm nördlich hervortretenden Rücken anschließt, legt sich als Hangendes dünnplattiger Muskovitgneis darüber und über ihn stark phyllitischer zweiglimmeriger Gneis. Der vordere Teil dieses Kammes bietet also ein Bild der seitlichen Verzahnung eines Lakkolithen mit dem umgebenden Gesteine.

Die hangenden Schiefer sind im S und SO des Granitlakkolithen durch Gänge von Granatporphyrit durchbrochen. Ebenso treten im NW zwischen dieser Granitintrusion und den granitischen Intrusionen im Schleidertal Granatporphyrite auf.

Fig. 2.



Ansicht eines Teiles des Kellerberggranits mit dem Schieferdach; zwischen Granit und Schiefer eine aplitische Randzone.

Der Kellerberggranit ist dem Kuppelwiesergranitit petrographisch sehr ähnlich, ja fast gleich. Es ist ein grobkörniges Gestein von granitischer Struktur, ganz wie dort (makroskopische Korngröße 2—4 *mm*). Man unterscheidet leicht mit freiem Auge den glasiggrauen Quarz und den mehr weißlichen Feldspat und als dritten Bestandteil den Biotit, der aber hier beträchtlich reichlicher vorhanden. Ich führe hier gleich das am Dünnschliff gewonnene Auszählungsergebnis an; es ist: 55·4% Feldspat, 26·8% Quarz, 15% Biotit, 2·2% Granat, 0·6% Erz (Magnetit sehr wahrscheinlich). Im Vergleiche mit dem Kuppelwiesergesteine sieht man, daß der Zunahme des Biotits hier eine Abnahme des Feldspates entspricht; der Quarzgehalt ist in beiden fast ganz gleich. Die Feldspate sind, wie sich im Dünnschliff bestimmen läßt, Orthoglas und Oligoklas, letzterer noch vorherrschend, doch ist der Orthoklas hier stärker vertreten als im Kuppelwiesergestein. So wie dort sind auch hier die Feldspate in großen, vollständig xenomorphen

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Körnern entwickelt, die Oligoklase zeigen eine sehr feine Zwillingslamellierung; der Orthoklas ist meist dicht durchspickt mit Muskovit und Zoisit. Zwischen den Feldspatkörnern ist oft ein „Mörtel" aus ganz feinen Feldspat- und Quarzkörnern. An einer mehr randlich gelegenen Partie ist dies so stark ausgebildet, daß makroskopisch der Anschein einer porphyrischen Struktur hervorgerufen wird, im Dünnschliff sieht man aber, daß es nur auf einer starken Entfaltung jener Mörtelstruktur beruht. Der Quarz tritt außer in diesem „Mörtel" auch noch in Nestern von gröberem Korn, mit zackigen Rändern ineinandergreifend, auf. Der Reichtum an Biotit wurde schon oben erwähnt. Auch Granat ist hier mehr und in größeren Körnern vorhanden als im Kuppelwiesergestein und wurde daher auch noch sein Prozentgehalt berechnet. Als Nebengemengteile finden sich Magnetit, Apatit und Zirkon; letztere beide als erstgeboren in den anderen Gemengteilen eingeschlossen.

In analoger Weise wie im Kuppelwiesertale tritt auch hier eine hornblendeführende Abart auf; sie ist aber hier nicht so deutlich geschieden von dem Normalgesteine, beziehungsweise die lokalen Verhältnisse lassen eine solche Konstatierung nicht zu. Ich fand sie sowohl an der Ostseite des westlichen Begrenzungskammes des Kellerberggrabens als an der Talschwelle dieser obersten Talweitung. An dem schon durch sein höheres spezifisches Gewicht auffallenden Gesteine sieht man neben dem etwas zurücktretenden Biotit als zweiten dunklen Bestandteil ganz unregelmäßig geformte schwärzliche Hornblendesplitter von 2—10 *mm* Länge bei geringer Breite. Die Feldspate sind die gleichen wie im Hauptgestein, auch die anderen Bestandteile sind gleich (Granat hier in Kriställchen); die Hornblende zeigt *a* hellgraugelb, *b* bräunlichgrün, *c* bläulichgraugrün. An der Grenze gegen den Schiefermantel wurde an mehreren Stellen ein aplitischer Rand der Granititmasse beobachtet. An dem oben abgebildeten Köpfl ist diese Randzone 1—2 *m* mächtig, aber an anderen Stellen wieder schwindet diese Randausbildung auf 0·5 *cm* Mächtigkeit herab.

Die Schiefergesteine, welche an den Granitit grenzen, zeigen durchweg einen hochkristallinen Habitus, das in der obigen Skizze dargestellte Gestein über dem Granit sieht makroskopisch wie ein biotitreicher Gneis aus, die Schiefer vom Felskamm (Punkt 2057 *m*) besitzen den Habitus von Glimmerschiefern; man sieht auf den Spaltflächen große Glimmerschuppen, im Querbruche dicke glasige Qarzlagen zwischen den Glimmerflasern und Lagen. Auch große Granatkörner sind darin partienweise in Menge zu sehen. Untersucht man die Gesteine mikroskopisch, so erhält man auch wieder das Bild hochkristalliner Glimmerschiefer: man sieht wechselnde Lagen von Quarz und von Glimmer. Das Korn ist ein sehr grobes, die Glimmerblättchen erreichen eine Größe, wie sie in den Gneisen dieser Gegend sonst nirgends zu finden ist. Es ist Biotit und Muskovit vorhanden, ersterer wohl vorwaltend. Manche Partien der Kontaktgesteine bestehen fast ausschließlich aus solchen Glimmern[1]). Dabei tritt zwischen den

[1]) Bildung glimmerreicher Gesteine als Zeichen von Kontaktbildung unter Druck: siehe Weinschenk, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1902.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

großen Täfelchen ein wirres Aggregat ganz kleiner Glimmerschüppchen auf. Der Quarz ist reich an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen, die sich in Linien quer zur Erstreckung der Quarzlagen anordnen; die Aggregationsweise der Quarzkörner ist ganz wie die in den Schiefern, ein Mosaik fein ineinander verzahnter, gelegentlich etwas länglicher Körner. Feldspat ist gar keiner oder nur sehr wenig zu finden. Stets ist Granat mehr oder weniger vorhanden. Er ist in den einen Schliffen in kleinen Kriställchen, in anderen (von Gesteinen mit makroskopisch sichtbarem Granat) in unregelmäßigen Körnern und Splittern ausgebildet, die Biotit, Quarz und Erz einschließen. Die Schieferlage, die in der Skizze abgebildet ist, ist auffallend reich an Illmenit und Leukoxen. Letzterer bildet sehr kleine länglichrunde, sehr stark lichtbrechende Körnchen, die sich meistens ährenartig aneinanderreihen; man sieht auch, daß manchmal mehrere solche Ähren sich nebeneinanderlegen. An manchen Stellen ist im Innern der Ähre noch Illmenit als Füllung zu sehen. Der Leukoxen zeigt hohe Interferenzfarben und schiefe Auslöschung; im auffallenden Licht sieht man den charakteristischen weißgelben Ton. Das Gesteinspulver ergab bei der Prüfung mit Kaliumbisulfat und Wasserstoffsuperoxyd einen sehr starken Titangehalt, der der durch Zählung erhaltenen Zahl von ungefähr 10 % Leukoxen und Illmenit entspricht.

Auch der Hornblendegneis wurde an einem Kontaktstücke mit Granit mikroskopisch untersucht. Der Kontakt ist ganz unscharf; stellenweise ist die Hornblende des Schiefers zipfelartig in den Granit hineingezogen.

Der Schiefer ist sehr hornblendereich, Feldspat ist wenig und Quarz noch weniger vorhanden. In sehr großer Menge ist Titanit in Ameiseneierform verstreut im Gestein. Das Gestein im ganzen und dessen einzelne Bestandteile haben durchaus das gewöhnliche Aussehen der Hornblendeschiefer, ohne daß von Kontaktwirkungen seitens des Granits etwas zu spüren wäre. Letzterer selbst ist am Kontakt glimmerfrei.

Trotzdem in den Schliffen und im Felde in diesen Gesteinen keine typischen Kontaktmineralien und Kontaktstrukturen entdeckt wurden, so bin ich doch der Meinung, daß alle diese hochkristallinen Gesteine, welche den Granit umhüllen, durch Kontakt umgewandelte Phyllite sind. Einesteils spricht im Mineralbestand der Mangel (oder die Seltenheit) des Feldspates dafür; der Gehalt an großen Granaten erinnert auch an die Phyllite des Hauptkammes, in denen auch Hornblendeschiefer eingelagert vorkommen. Vor allem aber gehen gegen Westen diese Schiefer im Streichen in die typischen Granatphyllite über, auch im Liegenden des Granits kommen wieder die Phyllite zutage, so daß hier der Granit ganz in diese eingebettet erscheint. Gegen Osten folgt im Streichen ein Schiefer, der in der Mitte zwischen Phyllit und phyllitischem Gneis steht, so daß man ihn weder ersterem noch letzterem sicher zuteilen kann. Der Mangel an Feldspat wurde deshalb als Grund für obige Meinung angeführt, weil die phyllitischen Gneise beträchtlich Feldspat enthalten und dort, wo sie feldspatarm sind, gleich auch einen mehr phyllitischen Charakter annehmen, wie zum Beispiel an der unteren Grenze der Hauptkammphyllite. Gesteine

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

von derartigem kristallinen Habitus, wie jene Kontaktgesteine ohne Feldspat als wesentlichen Gemengteil, kommen hier sonst nicht vor.

Dieser Kontaktmantel des Granits ist übrigens ein wenig mächtiger, überall kommt man sehr bald zu den unveränderten Gesteinen. An der südlichen Grenze, also an der Decke des westlichen Teiles, schätze ich diese Kontaktzone auf höchstens 50 *m*.

c) Unterer Granit im Forstergraben.

Diese und die folgenden Granite sind etwas geringer an aufgeschlossener Ausdehnung und sind wegen ihrer Lage in den tieferen Gehängen weit weniger gut sichtbar und erforschbar als die vorhergehenden. Es ist daher auch nicht so viel über sie mitzuteilen.

Der Graben, der hinter dem Bauernhofe Forst bei Tschirland ins Vintschgau mündet und dessen Quellen aus dem Kellerberggranit entspringen, durchschneidet in seinem mittleren Teile zwischen den Höhenlinien 1000 und 1200 *m* eine Granitmasse, die beiderseits bis zu dem begrenzenden Bergrücken hinaufreicht. Das Liegende bildet der phyllitische Gneis, der hier größtenteils die Gehänge bildet und auch keine Veränderung am Kontakt zeigt. Im Hangenden treten Granatphyllite auf, ein ganz isoliertes Vorkommen, da gleich darüber wieder der Phyllitgneis kommt und auch östlich und westlich keine Fortsetzung derselben gefunden wurde. Auch an ihm ist keine Kontaktumwandlung zu sehen. Gegen Osten greift der Granit zackig in die Phyllitgneise ein.

Der Granit ist nicht durch die ganze Masse konstant in Zusammensetzung und Struktur. Großenteils ist er als mittelkörniger (etwas feineres Korn als am Kellerberggranitit) Biotitgranit ausgebildet, im oberen Teile nimmt das Gestein durch Hervortreten besonders großer Feldspate einen porphyroiden Charakter an, gleichzeitig tritt Muskovit neben Biotit auf und endlich beobachtete ich auch bei allen diesen Graniten aplitische Abarten. Übrigens zeigen die Feldspate schon in der granitischen vorherrschenden Ausbildung eine Neigung zu einsprenglingsartigem Hervortreten. Unter dem Mikroskop zeigen diese Feldspate ganz xenomorphe Formen. Hier sind nun die Kalifeldspate deutlich vorwiegend an Menge gegenüber dem Plagioklas, wir haben also einen eigentlichen Biotitgranit vor uns. Neben großen Orthoklaskörnern, die durch ihre Auslöschungsschiefe und die Lichtbrechung deutlich erkennbar sind, tritt hier auch Mikroklin in geringer Menge auf. Der Plagioklas ist wieder ein saurer Oligoklas. Quarz ist viel vorhanden; auch myrmekitische Einwachsungen im Orthoklas kommen vor. Glimmer ist ziemlich wenig vorhanden, Muskovit scheint nur sekundär aufzutreten. Granat ist hier wie früher ein ständiger Nebengemengteil. Die porphyroide Ausbildung zeigt nun auch im Feldspatgehalt einen Unterschied: hier ist Mikroklin der herrschende Feldspat; er zeigt vorzüglich entwickelte Gitterstruktur, oft aber nicht über die ganze Fläche, sondern nur fleckenweise. Karlsbader Zwillinge mit der charakteristischen Auslöschung von 15° wurden auch beobachtet. Dabei treten strahlig angeordnete Quarzeinwachsungen auf; in einem Karlsbader Zwilling laufen diese Strahlen symmetrisch gegen die Zwillings-

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

naht zusammen. Orthoklas tritt ganz zurück dagegen. Ein Querschnitt wurde mit schön entwickelter Mikroperthitstruktur gefunden. In geringer Menge finden sich endlich noch kleine Körner eines sauren Plagioklases. Auch dieses Gestein ist glimmerarm, Muskovit ist aber neben Biotit auch primär vorhanden. In deutlicher Weise offenbaren sich die Einwirkungen des Gebirgsdruckes: der Quarz ist oft in mörtelartig feine Aggregate zerdrückt, besonders aber sind an den Mikroklingittern schön mannigfache Verbiegungen zu beobachten.

d) Granit im Schleidertal.

Nahe benachbart mit den vorbeschriebenen Graniten tritt ein solcher auch im Schleidertal auf, das bei Tschirland ins Etschtal mündet. Er wird in der Talrinne vom Bach angeschnitten zwischen den Höhenlinien 1200 und 1300 und ist gegen Nordost bis zum Kamm hinaus zu verfolgen, während er gegen Westen im untersten Teile des Gehänges endet. Eine kleine Granitmasse tritt im nordöstlichen Gehänge unter ihm auf und zwei langgestreckte schmale Zonen kommen ober ihm zutage, die eine am Rande der Talterrasse bei Punkt 1772 *m* im südöstlichen Zuflußgebiete des Schleidertales, die zweite etwas höher oben an demselben Gehänge.

Die Gesteine der großen Granitmasse sind petrographisch dem Granit im Forstergraben entsprechend. Es ist ein echter Biotitgranit, denn seine Feldspate sind Orthoklas, Mikroklin und Oligoklas; der Glimmer ist Biotit; der vorhandene Muskovit ist größtenteils sekundären Ursprunges. Die Kalifeldspate zeigen perthitische Fasern, und zwar fransenartig längs dem Rande. Auch myrmekitischer Kalk findet sich in ihnen vor. Sonst ist der Quarz in Menge vorhanden in den bekannten Körneraggregaten. Die großen Feldspate lösen sich oft in Aggregate kleinster Körnchen auf, die dann zwischen den großen Körnern mörtelartig eingeschlossen liegen. Trotz diesem Zeichen der Zertrümmerung ist weder am Feldspat noch am Quarz wellige Auslöschung zu sehen.

Deutliche Spuren starker Umformung zeigen die schmalen Granitstreifen im höheren Teile des Gehänges. Hier hat man schon makroskopisch das Bild eines ausgewalzten und gestreckten Gesteines vor sich. Auf den Bruchflächen der einen Richtung erscheinen große, ungefähr isodimensionale rundliche oder viereckige weiße Feldspatanschnitte und viele kleine solche und etwas länglich lagenförmige wellige Anschnitte; in der darauf senkrechten Richtung dagegen sieht man sehr lang hinziehende, ganz dünne weiße Lagen zwischen den dunklen Glimmerlagen und gelegentlich langgestreckte Augen; an der Kante kann man sehen, wie die nahe isodimensionalen Anschnitte der einen Seite sich als lange Flasern durch die andere Fläche hinziehen. Unter dem Mikroskop sieht man den Feldspat in Lagen durch den Schliff ziehen, die aus ganz feinen Körnchen des Feldspates bestehen, selten sieht man (in Anschwellungen der Lagen) noch Stückchen von Mikroklin und Orthoklas. Neben diesen Feldspatzonen treten dann solche auf, die ausschließlich aus Quarz bestehen, und solche, die aus Biotit mit wenig Feldspat und Quarz zusammengesetzt sind.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Hier tritt übrigens auch Leukoxen wieder in ähnlichen ährenförmigen Gruppen auf, wie früher beim Kontaktgestein vom Kellerberge beschrieben wurde.

Das Gestein ist vorwiegend einer Streckung unterworfen worden und dabei sind die Feldspate in die Länge gezogen und unter gleichzeitiger Zertrümmerung in kleine Körnchen zu Lagen, beziehungsweise schmalen Streifen gewalzt und gestreckt worden. Es stehen ja auch im nicht gestreckten Gestein und — wie oben beschrieben — auch in den ganz normal struierten anderen Graniten dieser Gegend die Feldspate durch ihre Größe den anderen Bestandteilen weit vor und so entsteht dann hier eine den Augengneisen sich nähernde Strukturform.

e) Granit von Saënt.

Schließlich ist hier noch ein Vorkommen im Rabbital anzuführen, nämlich auf der Alpe Saënt. Es werden die die Alpe umschließenden Wände größtenteils von diesem zweiglimmerigen Granit aufgebaut, welcher sich gegen Ost und West weit ins Gehänge hinein fortsetzt. Im Kerne ist er grobkörnig und massig struiert, gegen den Rand zu wird er feinkörnig und schiefrig (Lagengneis), wodurch die Grenze gegen den Phyllitgneis, der ihn unter- und überlagert, unscharf wird. Die schiefrige Randzone im Hangenden ist aplitisch.

Anhangsweise ist noch eine kleine Intrusion von zweiglimmerigem Granit am Südhange des Hochwart im Falkomaitale zu erwähnen.

Muskovitgranitgneis und Pegmatit.

Ebenso wie im südlichen Teile der Ultener Berge, so bilden auch hier diese beiden Gesteinsarten eine eng verbundene Gruppe; ihre Ausbreitung ist aber hier, wenigstens was den Pegmatit anbetrifft, eine ungleich größere.

Muskovitgranitgneise treten besonders an der Nordseite des Kammes, in den Vintschgauer Gehängen, auf. Es sind da vor allem zwei große Lager anzuführen: Das eine liegt an der Gabelung des Kellerberggrabens (gegenüber Naturns). Es reicht nach Ost und West bis auf die begrenzenden Bergrücken hinauf, die steile Grabensohle liegt durch 400 *m* Höhenintervall in ihm. Die größte Erstreckung OW ist 1·3 *km*. Eine kleine Masse, die beim derzeitigen Stand der Erosion selbständig erscheint, liegt etwas höher im Graben, gehört aber wohl dazu. Die zweite derartige Intrusivmasse erstreckt sich vom Tablanderwald — westlich der Tablanderalpe, im Schleidertal — über den vom Maierguteck zum Markukberg ziehenden Kamm bei Punkt 2186 *m* bis zur Zirmtalalm. Auf jenem Kamm hat das Lager eine horizontale Mächtigkeit von rund 600 *m*. Die längste Erstreckung OW ist 1·7 *km*. Beide Lager haben im Kartenbild eine plump linsenförmige Gestalt. Ein Lager von geringerer Mächtigkeit als dieses, aber größerer Längenausdehnung erstreckt sich vom Rücken zwischen Pawigl und dem Klausbache (vorderes Ultental) unter dem Guggenbergalpl durch über mehrere Gräben hin bis gegen den Höferbach (Seitengraben des Falkomaitales), das heißt über ungefähr 3·5 *km* bei einer Durchschnitts-

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

mächtigkeit von 250 *m*. Weitere kleinere Lagen finden sich im unteren Teile des Schleidertales, am Peilstein (ober St. Walburg) und an dessen Nordostkamm, am Hochwart (Falkomaital) und am Marlingerjoch (Lärschkogel). Die Lager am Peilstein liegen im Granatphyllit, das am Markukkamm an der Grenze von Phyllitgneis und Granatphyllit, die anderen vollständig im zweiglimmerigen phyllitischen Gneis.

Der petrographische Habitus dieser Gesteine ist ganz gleich dem der Muskovitgranitgneise von Zoccolo (Mandrie), welche im ersten Teile dieser Arbeiten beschrieben wurden. Auch diese Granitgneise haben den Landschaftscharakter der Granite infolge ihrer schweren Verwitterbarkeit gegenüber den Schiefern und ihres massigen, großklotzigen Bruches. Auch sie haben im größeren Teile ihrer Erstreckung bei den kleinen Lagern ganz gneisige Struktur durch Parallelstellung und öfters auch flaserige Scharung des Muskovits. Am Markukkamm und auch bei anderen Vorkommen ist in größerer Ausdehnung eine quarzreiche, aplitische Ausbildung entwickelt, während im Kellerberggraben wieder Schwankungen in der Richtung gegen die Pegmatite auftreten. Wo gneisige Struktur auftritt, ist die Schieferung parallel der der umgebenden Gneise. Eine durchgreifende Lagerung gegenüber dieser wurde nirgends beobachtet, auch keine Apophysen.

Das Gestein vom Kellerberggraben untersuchte ich mikroskopisch. Es ist kleinkörnig, die Bestandteile allotriomorph; Glimmer, und zwar Muskovit, ist wenig vorhanden. Die Hauptmasse besteht aus Quarz und Feldspat. Als Kalifeldspate finden sich Mikroklin mit schöner Gitterstruktur und Orthoklas, letzterer mit Einlagerungen von Albit; zurückstehend an Menge gegenüber diesem Feldspat ist außerdem noch Oligoklas vorhanden. Sehr selten als Nebengemengteil ist Granat zu sehen. Die hohe Azidität und das Vorherrschen der Kalifeldspate scheidet diese Gesteine von den zweiglimmerigen Graniten dieser Gegend und zeigt ihre enge Beziehung zu den Pegmatiten.

Pegmatite treten in sehr großer Menge im Vintschgau auf, aber auch im äußeren Ultental. Besonders schön entwickelt sind sie im Martelltal, dessen Tiefe in mächtige Lagermassen solcher Pegmatite eingeschnitten ist, während die höheren Berghänge sehr zahlreiche ausgedehnte, geringmächtige Lager und querdurchbrechende Gänge in den Schiefern enthalten, besonders schön auf der Flimalpe. Es sind meist Muskovitpegmatite, die in den großen Lagermassen in Muskovitgranite und Aplite übergehen und so ihre enge Verwandtschaft, ja Gleichheit teilweise mit den früher genannten Muskovitgranitgneisen dartun, daneben aber auch Turmalinpegmatite, Quarzfeldspatpegmatite und reine Quarzgänge. Ich habe von diesen Gesteinen, deren Lagerung, Kontaktmetamorphose etc. in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1903, pag. 345 („Über die Pegmatite der Ortlergruppe") eine eingehende Darstellung gegeben und verweise daher auf diese, statt hier näher darauf einzugehen.

Tonalit.

An der Südostgrenze des Gebietes tritt der Tonalitstock des Kreuzberges am Eingange des Ultentales auf. Da er nicht mehr zu

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

diesem Rabbijoch—Marlingerkamm gehört, sondern nur an dessen Fuß ansteht, ist hier nicht näher darauf einzugehen. Es liegt über ihn die eingehende Bearbeitung von U. Grubenmann[1]) vor und die Kontaktzone an den Schiefern des Ultenkammes wurde von E. Künzli[2]) genau untersucht und beschrieben. Bei der Aufnahme des südwestlichen Viertels des Blattes Meran wurden wesentliche Abweichungen in der Ausdehnung des Tonalits gegen SW von den Angaben Künzlis getroffen. Diese neuen Befunde beziehen sich aber auf den südwestlichen Teil der Tonalitmasse, der vollständig außerhalb des hier zu behandelnden Gebietes liegt, und werden später eigens mitgeteilt werden. Am Nordrande des Kreuzbergmassivs stimmen meine Beobachtungen im Felde, soweit sich die Kontaktverhältnise makroskopisch verfolgen lassen, mit den Angaben Künzlis überein. Mikroskopische Untersuchungen machte ich keine mit Rücksicht auf die vorliegende genaue Bearbeitung.

Diorit und Porphyrite.

In dem Tale „in der neuen Welt" und auf der Weißbrunner Alpe, also an den Quellwurzeln des Ultentales, treten Diorite auf; Porphyrite sind besonders auch in dieser Gegend, außerdem aber im ganzen Rabbijoch—Marlingerkamm reichlich vertreten, und zwar treten Hornblendeglimmerporphyrite, Granatporphyrite, Quarzglimmerporphyrite und aplitische Porphyrite auf. Über diese Gesteine und über die Diorite habe ich im Jahrbuch 1903, I. Heft, eine eingehende Schilderung veröffentlicht und verweise daher auf diese.

II. Tektonik.

Die Faltenzüge, welche den nördlichen Teil des Ultener Gebietes aufbauen, schließen sich unmittelbar an die des südlichen Teiles an.

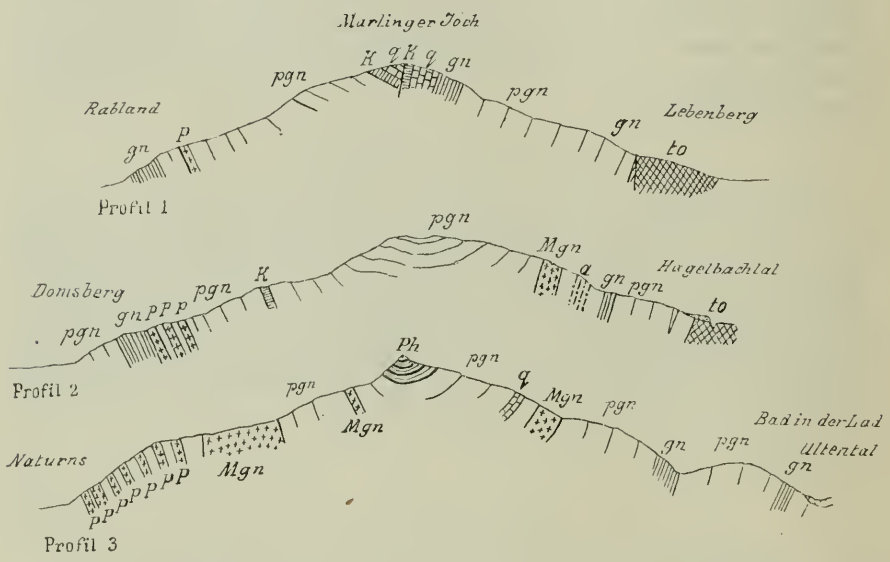
Das tektonische Element, das die Verbindung beider Teile bildet, ist die „Ultentalantiklinale", wie ich im ersten Teile die Schichtenantiklinale nannte, die das Kirchbergtal als Luftsattel überwölbt. Die am Nagelsteinkamm NO—SW streichenden und NW einfallenden Gneise und Quarzite bilden den Nordschenkel, dem die ähnlichen südfallenden Schichten auf den Gehängen der Klapfberger Kachelstuben als Südschenkel gegenüberstehen. Hier wie dort sind Quarzite im Gneis eingelagert; die Kalke des Kirchbergtales sind im Nordschenkel nicht mehr entwickelt. Dieses Gewölbe setzt sich dem allgemeinen Schichtstreichen entsprechend längs der Sohle des Ultentales gegen NO zu fort. In ganz ähnlicher Weise aber, wie es von den südlichen Faltenzügen gezeigt wurde, ist auch diese Falte gegen NO zu enger zusammengepreßt; es ist kein deutlicher Scheitel mehr

[1]) U. Grubenmann, „Über den Tonalitkern des Iffinger bei Meran". Mittlgn. d. naturforschenden Gesellsch. in Zürich. XLI, 1896, 340.

[2]) E. Künzli, „Die Kontaktzone um die Ulten-Iffingermasse bei Meran". Tschermaks min. Mittlgn. 1899, 412.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

zu sehen. An der Schlucht des Mesnerbaches bei St. Nikolaus ist noch ein steiler Sattelbau der Schichten erkennbar, bei St. Walburg dagegen bilden die Hänge nur mehr seiger stehende und nach N überkippte Schichten. Hier treten wieder Kalke in diesem Horizont auf. Auch weiter gegen NO zu ist nichts mehr von einem antiklinalen Bau zu bemerken; die sonnseitigen Gehänge des Ultentales werden von mehr weniger nordwestfallenden Schichtkomplexen der Gneisformation gebildet; diese sind es auch, welche über dem Tonalitkerne am Eingange ins Ultental liegen und vom Etschtal angeschnitten werden.



gn. Gemeiner zweiglimmeriger Gneis. — *pgn.* Phyllitischer Gneis. — *q.* Quarzite. — *K.* Kristalliner Kalk. — *h.* Amphibolit. — *Ph.* Phyllit. — *P.* Pegmatit. — *Mgn.* Muskovitgranitgneis. — *to* Tonalit.

In Profil 2 ist zu berichtigen: „Dornsberg" statt „Domberg" und (auf der rechten Seite des Profils) *h* statt *a*.

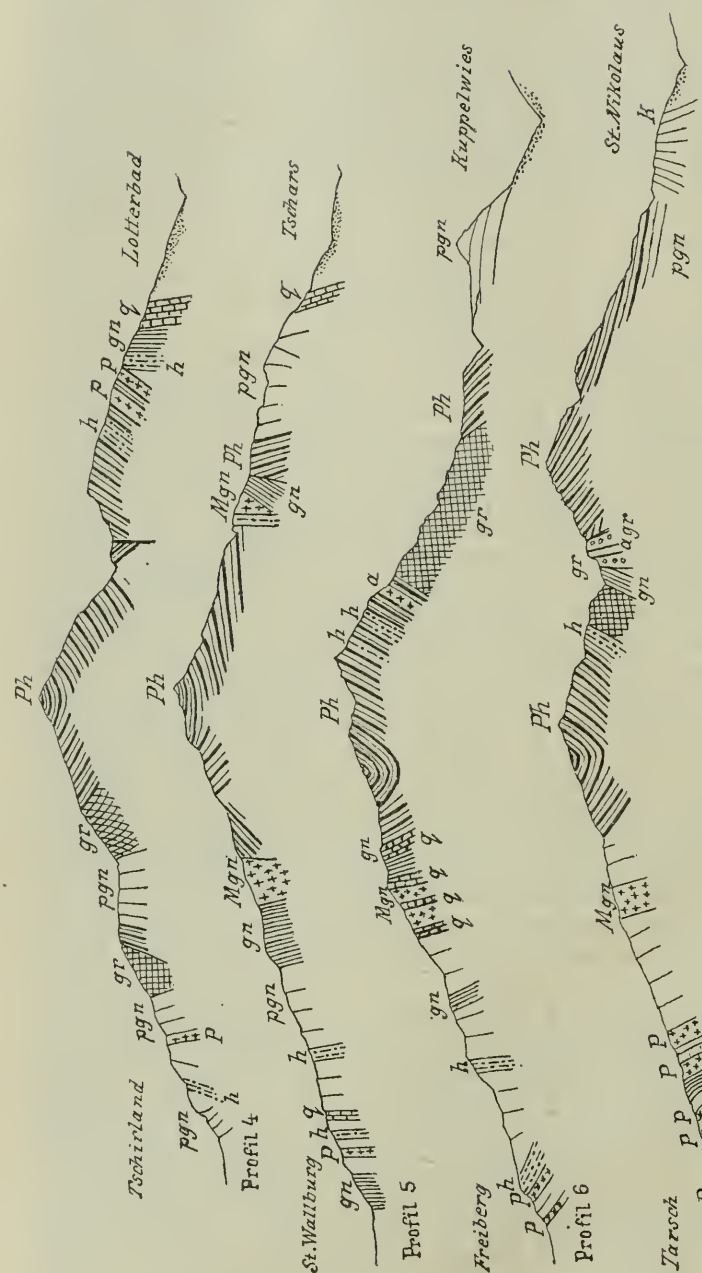
An das Gewölbe des Nagelsteinkammes gliedert sich nordseits die Mulde der Weißbrunner Alpe an, eine sehr flache Schichtenmulde. An dem innersten Teile des Nagelsteinkammes liegen hier auf den Gneisen bereits die Phyllite und ihre rostigen Quarzite und diese bilden in ihrer muldenförmigen Lagerung den Gleckkamm; der Kamm Gleck — Schwärzerjoch liegt im Südschenkel der Mulde, der zum Eggenspitz aufsteigende Kamm im Nordflügel. Die ganze Talform schließt sich hier im innersten Winkel des Ultentales der Schichtlage an. Wo die Falschauer in tiefem Sturz von den Almboden in die waldige Talschlucht hinter St. Gertraud hinabstürmt, schneidet sie noch tief in die Gneisformation hinein, einförmige zweiglimmerige Gneise ans Licht bringend.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Der Mittelschenkel dieser „Ultentalfalte“, aus den Gneisen des Nagelsteinkammes bestehend, richtet sich nach seinem Übertritte auf das sonnseitige Gehänge des Tales steil auf; er bildet den einen Schenkel jenes obenerwähnten steilen Gewölbes ober St. Nikolaus. Der nördliche Muldenschenkel aber bildet mit seinen flachen Schichten die Gehänge der Pilsbergalpe, der Tuferalpe und der Kaserfeldalpe, kurz die Waldhänge und untersten Almhänge talaus bis gegen St. Nikolaus. Auf den hangenden Gneisen liegen hier immer noch die Phyllite. An diesen Muldenbau schließt nordseits nun ein mächtiger Gewölbebau an, dessen Südschenkel dem Nordschenkel jener Mulde entspräche. Zwischen Mulde und Gewölbe schieben sich hier aber Störungszonen ein, die aus Überfaltung hervorgehen. Nur an den weiten Hängen des Schwemmberges scheint Mulde und Gewölbe kontinuierlich ineinander überzugehen.

Jene Störungszone beginnt an dem schroffen Felsbau der beiden Eggenspitzen. Die Phyllitschichten der großen Weißbrunner Mulde richten sich, je näher man dem vorderen Eggenspitz kommt, immer steiler auf, von kleineren Schwankungen abgesehen; an dem Felsgrate zwischen vorderem und hinterem Eggenspitz klettert man anfangs noch über diese steil südfallenden Schichten, dann aber kommen nordfallende Schichten, der Gipfel des hinteren Eggenspitz wird wieder von flach südfallenden Schichten gebildet, am Nordgrat aber neigen sich die Schichten dann wieder nördlich, wie auch die Schichten auf der Sternaialpe gegen das Saëntjoch zu liegen. In der Fortsetzung gegen NO nimmt diese enge Zusammenfaltung in der Gipfelregion der Eggenspitzen aber durchaus bruchartigen Charakter an. An dem Kamme, der die Tuferalpe von der Flatschbergalpe trennt, stoßen an die sehr flach südfallenden Phyllite der Mulde eingeklemmte Schichtpakete, die einen steil nordwestfallend, die anderen seiger stehend, und ebenso verwerfungsmäßig stoßen von ihnen die anfangs ziemlich steil, später flacher südostfallenden Phyllite ab, welche zum Schenkel des nächsten Sattels gehören. Ober der Flatschbergalpe ist diese Bruchzone noch deutlich zu bemerken, auf den öden kahlen Hängen des Steinberges und Kaserberges ist aber in der Fortsetzung im Streichen von dieser Bruchzone nichts deutliches mehr zu bemerken; wohl aber tritt weiter südlich am Steinberg noch einmal für kurze Zeit eine Steilstellung der Schichten ein, die unvermittelt zwischen die darüber und darunter flach am Hange sich senkenden Schichten den Charakter einer parallel jener verlaufenden Störungszone hat. Die weiten Alphänge des Schwemmberges aber werden von den konform dem Gehänge flach südfallenden Schichten gebildet, die dem ganzen Berge seine Form, sein Aussehen und auch seine Wasserarmut gegeben haben. Erst tief unten bei den Höfen Grubberg, Vogelegg und darunter treten — durch aufschlußlose Vegetationshänge getrennt — plötzlich die steilstehenden Schichten auf, in deren westlicher Fortsetzung jenes steile Gewölbe ober St. Nikolaus liegt. Jene Störungszone, die vom Eggenspitz her gegen NW zieht, verliert sich also südöstlich des Hasenohr, ebenso eine kleine parallele weiter südlich und am Schwemmberge bilden Mulden- uud Sattelschenkel eine zusammenhängende weite flach abwärts sich wölbende Platte.

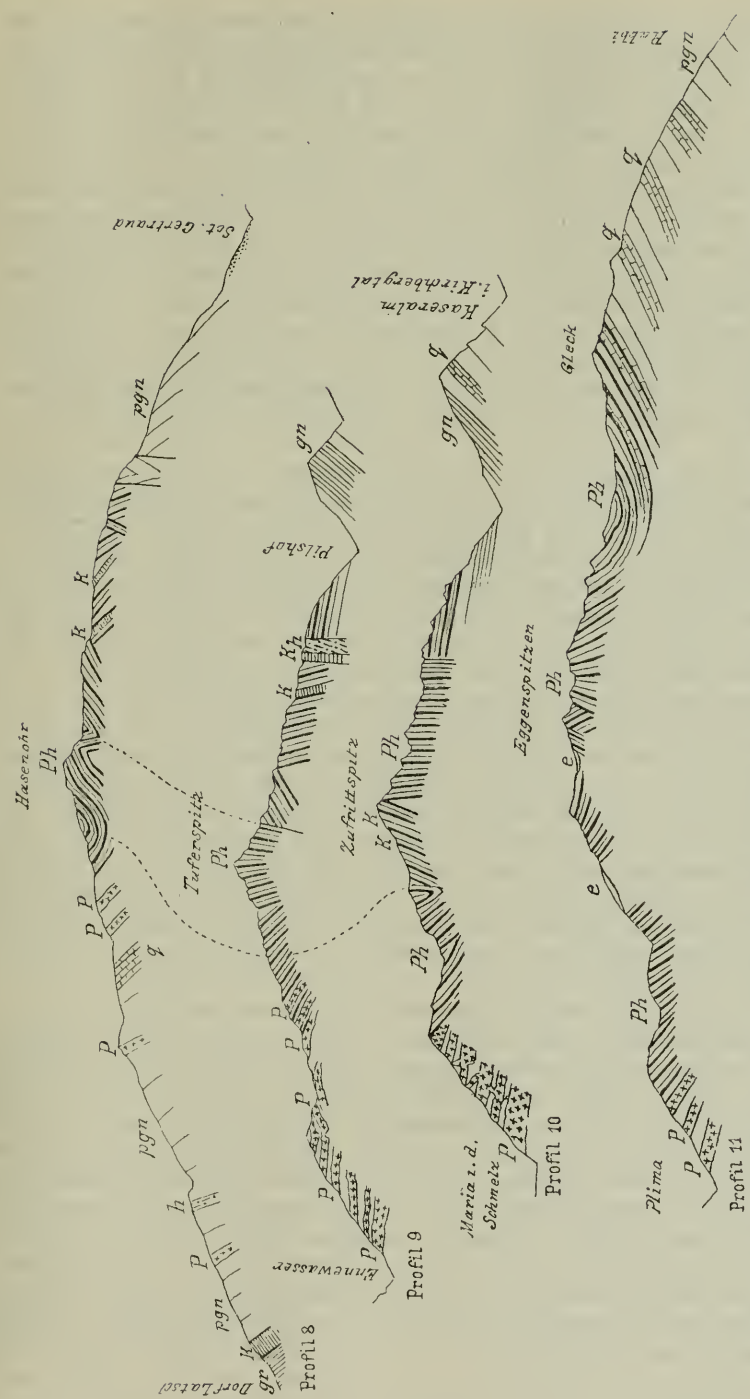
Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at



gn. Gemeiner zweiglimmeriger Gneis. — *pgn.* Phyllitischer Gneis. — *q.* Quarzit. — *K.* Kristalliner Kalk. — *h.* Amphibolit. — *Ph.* Phyllit. *P.* Pegmatit. — *Mgn.* Muskovitgranitgneis. — *a.* Aplit. — *gr.* Granit. — *agr.* Amphibolgranit.

In Profil 5 sind die Namen der Endpunkte umzustellen: Tschars liegt am linken, St. Walburg am rechten Ende des Profils.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at



gn. Gemeiner zweiglimmeriger Gneis. — *pgn.* Phyllitischer Gneis. — *q.* Quarzit. — *K.* Krystalliner Kalk. — *h.* Amphibolit. — *Ph.* Phyllit. *P.* Pegmatit. — *e.* Eis.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Diese Aufwölbung der Schichten, von deren Südschenkel wir jetzt sprachen, zusammen mit der nördlich darangegliederten Mulde, besonders letztere selbst, bildet das besterkennbare und verfolgbare tektonische Element dieses Teiles und ist für den ganzen Bau sehr charakteristisch. Diese Falte, die man als „Kammfalte" des Ulten—Vintschgauerkammes bezeichnen kann, liegt ganz im Bereiche der Phyllite. Diese liegen an ihrem Beginn am Ultener Hochjoch flach muldenförmig am Kamme des Gebirges und diese Mulde bleibt längs des ganzen Bergzuges hin erhalten, und zwar ist die Muldenmitte fast hin und wieder etwas auf seine Nordseite gerückt. Zwischen Hasenohr und Tuferspitz tritt sie auf die Südseite über und hier ist auch die Mulde mehr zusammengepreßt, während sie sonst, gerade zum Beispiel am Hasenohr, fast durchweg flach ist. Aber nach dem Tuferjoche verläuft die Muldenmitte der hier steil aufgerichteten Mulde wieder auf der Nordseite und zieht über die Aplitscharte ins obere Martelltal hinein.

Die bei Beginn der Mulde im NO einen schmalen Streifen bildenden Phyllite greifen im oberen Falkomaital auf den Peilsteinkamm über, auch hier wie an der Südseite des Hauptkammes nordfallend. Doch zeigen die steil südfallenden Partien, die an der Schattenseite des Peilsteinrückens anstehen, daß diese mächtige Phyllitmasse nicht einfach die Fortsetzung des Südschenkels jener Mulde ist, sondern ein unregelmäßig angegliederter Flügel ist, der wahrscheinlich einem Absinken längs einer an der Nordseite des Peilsteinrückens verlaufenden Verwerfung seine Angliederung verdankt. Dies kommt auch in der südwestlichen Fortsetzung, im Marschnelltale, zum Ausdruck, wo diese Phyllite steil südfallen und durch eine eingeklemmte schmale Zone von Gneis und Hornblendeschiefer von der Hauptkammulde getrennt sind. Hier im Marschnelltale endet diese Störungszone und es dürfte dies in Verbindung damit stehen, daß hier wieder solche NW—SO streichende Schollen und Verwerfungen auftreten. Im unteren Teile des Marschnelltales sind die Schichten in der mannigfaltigsten Weise durcheinandergeschoben und auf ganze kurze Strecken wechselt das Streichen zwischen NO—SW und NW—SO und dazwischen gelegene Richtungen vielmals.

Hier an dem das Marschnell- vom Koflraster- und Kuppelwiesertal trennenden Rücken, dem Riemerbergl, taucht zuerst das zur „Kammfalte" gerechnete, südlich angegliederte Gewölbe auf. Am Riemerbergl haben wir nicht mehr die gleichförmig gegen den Hauptkamm einfallenden Phyllite wie weiter nordöstlich, sondern die Schichten liegen fast söhlig, neigen sich bald nach der, bald nach jener Seite ein wenig. Schauen wir aber gegen SO, so sehen wir als Fortsetzung in der Tiefe des Kuppelwiesertales den mächtigen Granitintrusivrücken dieses Tales, durch die Erosion angeschnitten, als die Grundlage und darüber auf den beiderseitigen Kämmen die zu einem darüberliegenden Gewölbe einander entgegenstrebenden Phyllite: links die mächtige nach S geneigte Schichtplatte des Schwemmberges, rechts den nordfallenden Südschenkel der Kammulde. Jedenfalls setzt sich der Granit noch beiderseits unter dem flach gewölbten Dache fort. Diese Schichtwölbung läßt sich dann übers Hasenohr zum Südgrat

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

des Tuferspitzes hin verfolgen. Aber auch sie wird hier, ebenso wie ihre Mulde, steiler emporgeschoben und in der weiteren südwestlichen Fortsetzung, wo ihr Scheitel nahe dem Gipfel des Zufrittspitzes hinzieht, stehen beide Schenkel sehr steil aufgerichtet. In dieser Form setzt sie sich gegen das oberste Martelltal hin fort. In dieser Kammfalte findet also ganz im Gegensatze zu allen südlichen Falten, die sich gegen NW zu erweitern, in dieser Richtung eine stärkere Zusammenpressung statt. Es kommt dadurch eine gewisse Kompensation in dem Zusammenschube des Gesamtquerschnittes zustande, dementsprechend auch in den nördlichen Teilen des Gebietes das Streichen noch ein nordost- bis südwestliches oder ostnordost- bis westsüdwestliches ist, während sonst ja ein Streichen der Schichten bei einem durchgehenden Auseinandertreten der Falten gegen SW in OW-Richtung eintreten müßte in den nördlicheren Falten.

Es bleibt nun schließlich noch der Bau des Vintschgauergehänges zu erklären. Dies ist eine Aufgabe, die dem Geologen sehr wenig Erfolg bietet. Auf der ganzen Strecke vom Martelltal bis nach Meran hinab haben wir eine vorwiegend NO—SW und ONO—WSW streichende Schichtfolge vor uns, die fast durchweg in sehr steiler Stellung zusammengepreßt ist. Durch die wie ungeheure Knollen in den Schiefern steckenden granitischen Massen entstehen einerseits dadurch, daß die Schichten um sie herum aufgewölbt wurden, Veränderungen in jenem allgemeinen Streichen, zu denen andererseits noch die besonderen Störungen kommen, zu welchen die Einschaltungen derartiger harter, mehr widerstandsfähiger Massen in den leichter zertrümmerbaren oder verbiegbaren Gneisen bei der Zusammenfaltung Veranlassung gaben. Berücksichtigt man noch, daß auch hier jene im ersten Teile beschriebenen Störungen in NW—SO-Richtung auftreten, so erhellt daraus, daß bei dem Mangel einer feineren stratigraphischen Gliederung in den Gneishorizonten es nicht möglich ist, ein sicheres Faltungsbild dieses Teiles zu geben. Es treten in dem einen Profil steile Anti- oder Synklinalen auf, die schon im allernächsten Profil nicht mehr oder nur sehr gezwungen wieder gefunden werden können. Meistens ist wohl die ganze Masse zu einem fast gleichförmig steil bergein fallenden Schichtpaket zusammengestaut.

Ein Faltenrudiment dieser Hänge, das schon Stache[1]) auffand, ist jene nach Ansicht Staches unter die älteren Gneisphyllite einfallende Falte der Laaser Schichten. Betreffs meiner stratigraphischen Deutung siehe oben. Am deutlichsten ist sie an dem von Tarsch zur Tarscher Alpe führenden Weg erschlossen. Man sieht hier die Gneise und Pegmatite weiter außen am Hang flach bergein fallen, an den Hängen des Tarschergrabens aber steil zur Tiefe abbiegen bis zu steil nordfallender Stellung. Eine gleiche Schichtbiegung sieht man im untersten Teile des Schlumsbachgrabens (bei Spineid). Weiter gegen NO und auch gegen SW zu ist diese Erscheinung nicht mehr erschlossen; das allseitige steile Bergeinfallen tritt an seiner Stelle auf. Immerhin können obige Aufschlüsse als Belege dafür dienen, daß die im Laaser Gebiete deutlich sichtbare überkippte Falte sich hierher fortsetzt.

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 129.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Am Marlingerjoch treffen die steil aufgerichteten Schichten der Nordseite des Gebirges mit den analogen der Ultener Sonnseite zusammen, eine gewaltige Synklinale bildend, deren Mitte dem Jochkamme entlang läuft. Von St. Vigil zur schwarzen Lacke schneidet eine Verwerfung im NNO—WSW-Richtung die beiden „Schenkel" voneinander ab; das ganze Nordostende des Gebirges, das heißt das Gehänge ober der Töll, ist von zahlreichen kleinen NS verlaufenden Verwerfungen durchschnitten, die an der staffelförmigen Verschiebung der Pegmatite ober Josefsberg gut zu sehen sind. Man sieht übrigens schon an der Reichsstraße auf die Töll, wie dort der Gneis dicht von NS-Klüften durchschnitten ist. Die große Marlingerjochsynklinale ist wahrscheinlich auch keine einfache Mulde, sondern durch vollständig zusammengeklappte Falten kompliziert.

Stache[1]) gibt an, daß längs der ganzen Vintschgauer Basis des Gebirges eine Bruchlinie verlaufen müsse wegen des Gegensatzes der beiderseitigen Talhänge. Es ist auch entschieden auffällig und dafür sprechend, daß von den Laaser Schichten am sonnseitigen Gebirgsfuß durchaus nichts vorhanden ist und ebenso umgekehrt auf der Südseite nichts von den mächtigen Augengneismassen, die auf jener Sonnseite eine Hauptgesteinsart sind. Nur bei Egartbad tritt ein grobkörniger, flaseriger, stellenweise der Augenstruktur sich nähernder Gneis auf, der ähnlichen Gesteinen auf der anderen Seite entspricht. Von der Töll nach dem Eingang des Passeiertales hin setzen sich dagegen die gleichen pegmatithaltigen Gneishorizonte ununterbrochen fort, die am Marlingerjoch anstehen. In der Nordostecke des Gebirges, am nördlichen Teile des Marlingerjoches, herrscht ein OW-Streichen vor, das im Gehänge ober Quadratsch in NNW-Streichen übergeht, so daß jene Augengneise der Texelgruppe noch hier herüberstreichen. Auch der Marmor ober Quadratsch zeigt noch NNW-Streichen.

Im ersten Teile der Arbeit wurde eingehend über die eigenartige tektonische Erscheinung berichtet, daß mitten in den NO—SW streichenden Faltenzügen Schollen mit quer dazu liegenden Streichungsrichtungen auftreten, so am Monte Pin und Le Mandrie, am Rabbijoch und anderen Orten. Die Störungszone, die vom Rabbijoch bis Magras hinabzieht, den Unterlauf des Rabbitales bestimmend, bildet die geologische und geographische Grenze zwischen den zwei Abschnitten, in welche bei dieser Beschreibung der ganze Ultentaler Bergkranz geteilt wurde. Leider sind in der weiten Weideregion der oberen Caldeseralm die Aufschlüsse zu weit voneinanderliegend, um im einzelnen die Schollenbildung zu verfolgen. Der Rücken, auf dem die obere Caldeseralm steht, besteht aus einer eingesunkenen Scholle. Denn die Gesteine, welche sie zusammensetzen, sind Phyllite, die ihrem Habitus nach vollständig den Phylliten am Gleck entsprechen. In sie eingebettet am Bache, der vom Rabbijoch kommt und die Westgrenze dieser Scholle bildet, ist ein Lager von Bänderkalk und aplitischem Gestein, die total zertrümmert sind. Das Streichen der Schichten schwankt nahe um NS, das Fallen ist steil gegen O gerichtet; unter dem Hauptkamme werden sie quer abgeschnitten von der das

[1]) l. c.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

ganze Rabbijoch und Saßforagebiet einnehmenden NO streichenden und sehr flach südfallenden Phyllitmasse mit ihren Quarzitlagen; gegen Osten stoßt die Scholle an eine Scholle von NW—SO streichenden gemeinen Gneisen (mit Quarzit und Hornblendeschiefer in gleicher Lagerung). Gegen SO zu, in dem östlichen Seitenarme des vom Rabbijoch kommenden Tälchens, dreht sich das Streichen mehr gegen NO—SW; hier sind wieder Quarzite eingelagert, die eine brecciöse Struktur angenommen haben. Sie haben noch NNO—SSW-Streichen. Die Phyllite darunter haben schon NO—SW-Streichen. Ein Stück unter dem von der Alpe in den Graben hineinführenden Weg, also im ganzen unteren Teil des Grabens, wird aber dann wieder die Gneisformation angeschnitten, die zuerst feste grünliche, tiefer unten phyllitische Gneise zeigt, die beide die im Saßforagehänge herrschende sehr flache Lagerung besitzen. Da die oberen Gneise OW, die tieferen aber auf einmal NS streichen, läuft hier vielleicht die Fortsetzung jener Verwerfung durch, welche die Phyllitscholle längs dem vom Joch kommenden Bache von der Saßforagneismasse trennt und die in ihrer Richtung die Fortsetzung der Verwerfung im unteren Rabbitale bildet.

Parallel dazu treten Verwerfungen und Störungen des Streichens im Gehänge ober Piazola, am Eingang in die Val Maleda und gegenüber deren Ausmündung ein. Infolge der dichten Bewaldung konnte ich sie hier nicht zusammenhängend beobachten. Im Berghange westlich Coller sieht man das Auftreten einer dieser Verwerfungen sehr gut an dem kniefömig gebrochenen Verlaufe der hier im Gneise liegenden Amphybolite.

Im dem Ulten—Vintschgauer Bergzug treten derartige Erscheinungen ebenfalls, aber seltener und in geringerer Ausdehnung auf. Die größte derartige NW—SO streichende Scholle dürfte die zwischen dem Teebrunnen ober Latsch und dem Zwölferspitz sein. Im unteren waldigen Terrain kommt sie durch die im Gneise liegenden mächtigen Pegmatitlager zum Ausdruck; am Zwölferspitz selbst ist ihre Umgrenzung durch Bruchlinien an der Scharte südöstlich der Spitze deutlich zu sehen; an der Schönen Blais schiebt sich wieder eine NW—SW streichende Schichtmasse ein, an dem nach NW absteigenden Rücken aber liegen wieder die plattigen großen Pegmatitlager parallel dem Kammverlaufe. Schon oben wurde als hierher zu zählend auch die verwirrte Schichtlage im unteren Teile des Marschnelltales angeführt. Ebenso dürfte das NW—SO-Streichen größerer Partien im obersten östlichen Quellast des Kellerberggrabens und im Schleidertale hierher zu zählen sein. In der Nähe der Granitlakkolithe entsteht aber auf ganz normale Weise durch die Form der Granitintrusion eine derartige Änderung im Streichen.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 541
I. Gesteine und deren Verbreitung 542
1. Phyllitgneisformation 542
a) Zweiglimmeriger phyllitischer Gneis 542
b) Gemeiner zweiglimmeriger Gneis 545
c) Einlagerungen in den Gneisen 546
Nachtrag zur Stratigraphie der Gneise 547
2. Die Laaser Schichten 548
3. Phyllitformation 549
4. Eruptivgesteine 553
Biotit- und Amphibolgranite 553
a) Granitit und Amphibolgranit des Kuppelwiesertales 554
b) Granit des Kellerbergs 559
c) Unterer Granit im Forstergraben 563
d) Granit im Schleidertal 564
e) Granit von Saënt 565
Muskovitgranitgneis und Pegmatit 565
Tonalit 566
Diorit und Porphyrite 567
II. Tektonik 567

Erklärung zu Tafel XIII.

Fig. 1. Pegmatitlager im Schiefer in den Wänden über den unteren Flimsen.

Fig. 2. Block mit Pegmatitintrusion im Schiefer.

Digitised by the Harvard University, Download from The BHL http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Fig. 1.

Autor phot.

Fig. 2.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LIV, 1904.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1904

Band/Volume: 054

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

Artikel/Article: Die kristallinen Alpen des Ultentales. 541-576