

Zur Petrographie der Stubalpe in Steiermark.

Ein Beitrag zur Petrographie der kristallinen Umrandung des Grazer Beckens.

Von **Hans Leitmeier** in Wien.

Mit einer Tafel (Nr. XXVIII) und zwei Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Der silurische und devonische Ablagerungen umfassende Schichtenkomplex, in dessen Zentrum sich die Grazer Ebene erstreckt und der gewöhnlich als paläozoisches Grazer Becken bezeichnet wird, dessen Lagerungsweise in neuerer Zeit das Augenmerk mehrerer Geologen auf sich gerichtet hat, wird von einer Reihe von Gesteinen eingeschlossen, die der Serie der kristallinen Schiefer angehören und in ihrer Gesamtheit noch wenig studiert sind. Über die Tektonik dieses Gebietes wissen wir so gut wie nichts. Ob es sich um autochthone wurzelechte archaische Ablagerungen handelt oder ob diese Schichtenserie fremden Ursprungs ist und wurzellos vielleicht auf Schichten des Grazer Paläozoikums ruht, das ist eine Frage, deren Lösung den Geologen vorbehalten bleibt, die gleichwohl nicht ohne Schwierigkeiten wird enträtselt werden können. Die nachfolgenden Zeilen, die nur der petrographischen Beschreibung eines sehr geringen Teiles dieses Umrandungsgebietes gewidmet sind, vermögen natürlich nicht Klarheit in die gesamten Lagerungsverhältnisse zu bringen.

Dort, wo sich der Ammeringkogel, der letzte höhere Berg (2184 m) der südlichen Zentralkette der Alpen erhebt, befindet sich ein Gabelungspunkt. Ein Ast, der Zug der Stub-, Glein- und Brucker-Hochalpe zieht gegen NO, der andere Ast, der sich noch einmal zu einer Höhe von 2144 m erhebt, die Koralpe, zieht nach Süden. Diese Gabel bildet die westliche und nordwestliche Umrandung des Grazer Paläozoikums.

Die letzten petrographischen ¹⁾ und geologischen ²⁾ Untersuchungen ergaben, daß die Gesteine dieses Gebirges in den verschiedenen Gebieten verschieden sind. So herrschen in dem Gleinalpenzuge Gneise vor, im Stub- und Koralpengebiete dagegen Glimmerschiefer.

¹⁾ Doelter, Das kristalline Schiefergebirge zwischen Drau- und Keintal. Mitteilungen des naturw. Vereines für Steiermark 1895.

²⁾ M. Vacek, Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 11.

Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1911, 61. Bd., 3. u. 4. Heft. (H. Leitmeier.)

Eine erste petrographische Beschreibung haben die Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite der Kor- und Stubalpe durch Doelter und Ippen¹⁾ erfahren. Letzterer beschreibt auch eine Anzahl von Doelter, ihm selbst und Doelters Schülern aufgesamelter Handstücke sehr ausführlich. Zu seinen Ausführungen werden im folgenden einige Zusätze gemacht und einige kleine (meist lokale) Berichtigungen gegeben werden.

Folgende Zeilen sollen einen verhältnismäßig kleinen Teil des Stubalpengebietes, die Stubalpe selbst und die Umgebung von Salla zum Gegenstande der Untersuchung haben. Als Stubalpe im engeren Sinne bezeichnet man den Höhenrücken, der vom Rappelkogel und Wölkerkogel bis in die Gegend von Scherzberg zieht. Diesen Rücken überquert der Gaberlsattel, der einen vielbenützten Übergang vom mittleren Murtale (Graz) in das obere Murtal (Judenburg und Knittelfeld) bildet.

Über die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes ist verhältnismäßig wenig bekannt. In Sturs Geologie der Steiermark wird dieses kristalline Gebirge der eozoischen Fazies zugerechnet.

M. Vacek²⁾ stellt die Gesteine der Stubalpe in seine Granatglimmerschieferstufe, der zweiten Stufe, die das Grazer Becken umrahmen. Es sind der Hauptmasse nach Glimmerschiefer, die, wie er anführt, sich auch mit dem petrographischen Ausdrucke „Glimmerschiefer“ decken. Ihnen eingelagert sind Gneise und Pegmatite. Vacek zieht eine geologische Parallele mit den Radegunder Pegmatiten, eine Gleichstellung, die auch petrographisch mit einem Teil der Pegmatite, der turmalinführenden, wie im späteren gezeigt werden soll, vollkommen berechtigt ist. Und mit vollem Rechte führt Vacek aus, daß die Radegunder Pegmatite Glimmerschiefern eingelagert sind und als solche mit Gneisen nichts zu tun haben. Doch soll im nachfolgenden gezeigt werden, daß auch hier echte Gneise im Stubalpengebiete keine Seltenheit sind, doch stets dem Glimmerschiefer eingelagert sind und mit diesem einen großen Gesteinskomplex bilden.

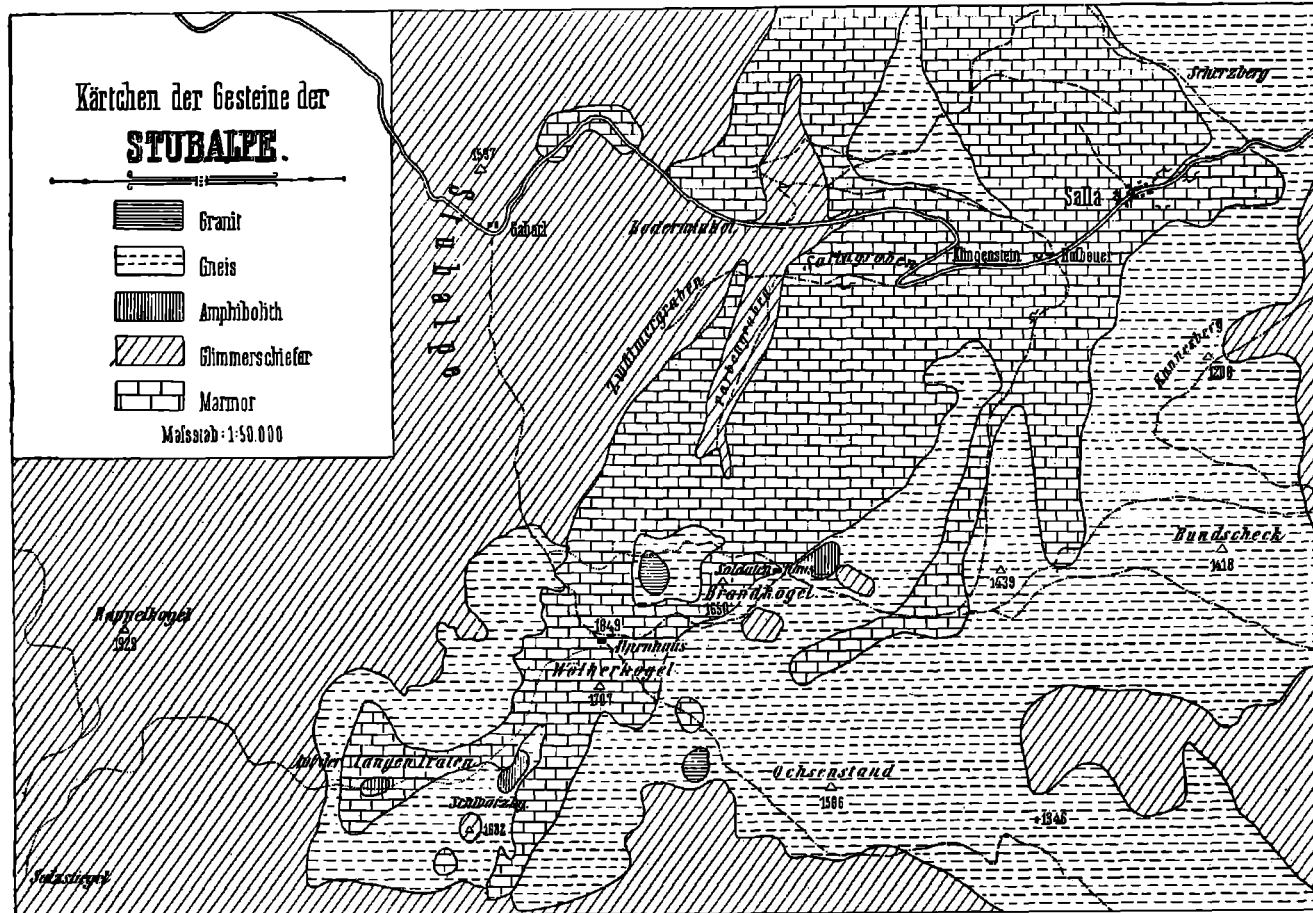
Diese von Vacek berührte Ähnlichkeit der Gesteine von St. Radegund am Fuße des silurischen Schöckels scheint mir immerhin für die Tektonik des kristallinen Gebirges nicht ganz ohne Bedeutung zu sein. Diese Gesteine, zum Teil sichere Eruptivgesteine, zeigen dieselbe Ablagerungsform und ragen hier (bei St. Radegund) inselartig aus dem Paläozoikum hervor, und hier wird zu zeigen sein, ob dieser Gesteinskomplex wurzelecht ist oder nicht. Gelingt hierfür der Beweis der Autochthonie, dann ist vielleicht auch das gesamte Gebiet der Stub- und Gleinalpe autochthon.

Den kristallinen Schiefern, die Granit und Pegmatiteinlagerungen enthalten, aufgelagert, infolge der Auffaltung zum Teil eingelagert, erscheint eine große Marmorlinse. Nach M. Vacek streicht der Marmor von Frohnleiten im Murtale bis in die Gegend von Hirschegg von NO

¹⁾ J. A. Ippen, Petrograph. Untersuchungen an kristallinen Schiefern der Mittelsteiermark (Koralpe, Poßruck, Stubalpe). Mitteil. d. naturw. Vereines für Steiermark 1896.

²⁾ A. a. O.

Fig. 1.



nach SW. In der Gegend von Scherzberg fängt aber eine deutliche Abweichung in die Südrichtung an, die über Salla und Wölkerkogel anhält, so daß im obersten Teigitschgraben sich schon ein klares SO-Streichen einstellt. Hierzu möchte ich bemerken, daß dieses Abweichen von der NO—SW-Linie in dem von mir besuchten Gebiet ein nur ganz unbedeutendes ist.

Dieser Marmor wird auch technisch verwertet und es sind in der Umgebung von Salla im Bereiche der Straße, die von Köflach über den Gaberlsattel nach Judenburg führt, eine Anzahl von Steinbrüchen angelegt worden. Da indes die Verarbeitung des Sallamarmors keine guten Resultate geliefert hatte, sind die meisten Brüche heute nicht mehr im Betriebe und das Gestein wird größtenteils zur Beschotterung der Straße verwendet. Er ist sehr zerklüftet und stellenweise so stark geschiefert, daß man größere reine Stücke nur schwer erhält. Dies entwertet das Material; auch ist sein Erzreichtum einer skulpturellen Verwertung hinderlich.

Die Gesteine des untersuchten Gebietes.

Da ursprünglich eine Beschreibung des gesamten westlichen kristallinen Umrandungsgebirges des Grazer Paläozoikums geplant war, ich aber nunmehr nicht mehr in der Lage sein werde, das Begonnene fortzusetzen und zu vollenden, so soll nur eine kurze petrographische Beschreibung der Gesteine aus der Umgebung von Salla gegeben werden.

Die wichtigsten hier auftretenden Gesteine sind: Grobkörniger Granit, Pegmatit, pegmatitischer Gneis, Zweiglimmergneis, Glimmerschiefer, Amphibolit und Marmor. In dem hier beschriebenen Gebiete treten die Amphibolite, die nach Ippen weiter westlich sehr mächtig sein sollen, sehr zurück. Bezüglich der älteren Literatur sei bemerkt, daß die gneisähnlichen Glimmerschiefer, die Ippen beschrieb und zum Teil auch pegmatitische Glimmerschiefer nannte, mehr pegmatitische Gneise sind und daß ferner der „Turmalinglimmerschiefer von Salla-Klingenstein“ nicht existiert, da die Umgebung der Ruine Klingenstein vollständig aus Marmor besteht. Vielleicht sind hier große Blöcke turmalinreichen pegmatitischen Gneises für anstehend gehalten worden (vgl. d. Karte).

Die Aufeinanderfolge dieser Gesteine dürfte sein: Glimmerschiefer, Gneis, pegmatitischer Gneis, Hornblendegesteine, Marmor. Der Granit und Pegmatit bilden einen Gang im Gneis, wie solche Gänge ja in den Alpen sehr häufig sind. Es sei aber ausdrücklich bemerkt, daß eine genaue Angabe der Lagerung der Gesteine und der tektonischen Verhältnisse überhaupt erst bei einer Gesamterforschung dieses Gebirgszuges möglich ist.

I. Saure Gesteine.

Grobkörniger Granit vom Brandkogel.

Das Gestein stellt einen pegmatitischen Granit von nicht vollkommen schriftgranitischer Struktur dar, die Rosenbusch in seiner Physiographie der Eruptivgesteine mit dem Namen grobkörnige Granite bezeichnet. Dunkle Bestandteile, mit Ausnahme des Granats und kleiner sehr selten auftretender Schüppchen von Biotit fehlen vollständig. Makroskopisch erkennt man Quarz, Feldspat und Muskovit als Hauptbestandteile und Granat als akzessorische Beimengung. Sehr gut ausgebildete Muskovitekristalle neben größeren Mikroklintafeln sowie der rauchgraue Quarz sind die charakteristischen äußeren Merkmale dieses Gesteins.

Die mikroskopische Untersuchung des Granites ergab: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Andesin, Muskovit, Granat, Hämatit, Magnetit und Apatit als die Bestandminerale.

Der Quarz ist stark korrodiert und kommt selten in größeren Körnern vor, die dann gewöhnlich undulös auslöschen. Die dicht beisammen liegenden Körnchen zeigen nur stellenweise gemeinsame Auslöschung, ein Zeichen der Entstehung aus einem Korn. Diese verschiedene Orientierung der einzelnen Körnchen weist auf starke mechanische Störungen hin, die über dieses Gestein ergangen sind und diese Zertrümmerung bewirkt haben. Er birgt des öfteren Einschlüsse von Apatitnadelchen und Gasporen.

Der Orthoklas tritt gegen den Mikroklin zurück und tritt teils in einzelnen Individuen auf, teils in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz. Der Mikroklin zeigt Gitterstruktur. Er scheint zum Teil jünger zu sein als der Orthoklas und birgt sehr oft Einschlüsse von Quarz. Jedenfalls ist ein Teil des Quarzes gleichzeitig mit dem Mikroklin gebildet worden. Dadurch kam eine Art Eutektstruktur im Gesteine zustande, die in dem pegmatitischen Habitus ihren Ausdruck findet.

Die Bestimmung der beiden Feldspate erfolgte durch die Lichtbrechung, die sich immer niedriger erwies als die des Quarzes.

Der Andesin kommt in Körnern vor, die öfters Zwillingstreifung zeigen. Auslöschung $\perp c$ ergab 7° . An Stellen, wo Quarz und Andesin zusammenstießen wurde gefunden: $\omega < \alpha'$, $\omega < \gamma'$ und ebenso $\epsilon < \alpha'$, $\epsilon < \gamma'$. Die Differenz zwischen ω und α' zeigte sich als recht gering.

Der Muskovit ist sehr häufig und in guten Kristallen ausgebildet. An solchen sieht man, daß er gegenüber den Feldspaten stellenweise idiomorph ist. Er tritt in zwei Generationen im Gesteine auf; primärer Muskovit, der nicht jünger ist als die Feldspate (vielleicht zum Teil gleichzeitig mit jenen oder früher auskristallisiert ist), sekundärer Muskovit, der aus Biotit hervorgegangen ist. Dieser enthält hie und da noch kleine Schüppchen von Biotit, die sich als unregelmäßig eingelagerte Partien noch zum Teil erhalten haben. Vom primären Muskovit unterscheidet sich der sekundäre stets durch reichliche

Einlagerung von Magnetit und vor allem Eisenoxyd (Hämatit), die bei der Umwandlung als Spaltungsprodukte gebildet wurden. Als dritte Generation von Muskoviten könnte man noch stellenweise auftretende feine Serizitschüppchen ansehen, die man als Zersetzungsprodukte (mechanisch durch Druck) der Feldspate findet. Die Muskovite zeigen häufig Zertrümmerungs- und Biegungserscheinungen.

Die sekundäre Bildung des Biotits aus dem Muskovit ist eine oft beschriebene Tatsache. Und aus diesem Auftreten schloß Milch¹⁾, daß aller Muskovit der Granite sekundär aus Biotit entstanden sei. Dieser Ansicht schließt sich auch Rosenbusch an, der noch weiter geht und in Eruptivgesteinen allen Muskovit als sekundäre Bildung ansieht. Diese grobkörnigen Gesteine aber sprechen gegen diese Ansicht. Sicher ist hier ein Teil des Muskovits primär und direkt aus dem Magma auskristallisiert. Auch dürfte diese Ansicht Rosenbusch', die für einen Großteil der Gesteine gültig ist, mit den heutigen Ansichten über die Bildung der kristallinen Schiefer nicht völlig übereinstimmen. Heute steht man doch auf dem Standpunkt, eine Anzahl von Glimmerschiefern als direkte eruptive Bildungen anzusehen, die ja wahrscheinlich unter ähnlichen Bedingungen entstanden sein dürften wie etwa Granite. Und hierbei wird wohl eine ausschließlich sekundäre Bildung für den Muskovit nicht gut möglich sein.

Apatit bildet Einschlüsse in den Feldspaten, namentlich im Mikroklin und Andesin. Er ist säulenförmig ausgebildet und recht häufig.

Als Erze treten selten Magnetit, häufiger Hämatit auf. Beide sind zum Teil Spaltungsprodukte bei der Umwandlung von Biotit in Muskovit.

Der Granat, der gewöhnlich in kleinen Körnern auftritt, ist stark zersetzt und zeigt anomale Doppelbrechung. Er ist intensiv gelbrot gefärbt. Durch eine qualitative, chemische Untersuchung, die F. Cornu und ich vorgenommen haben und die die Anwesenheit von Mangan ergab (Schmelze mit Soda und Salpeter), wurde er als Spessartin bestimmt²⁾. Sein Auftreten ist nicht unähnlich dem auf der Insel Elba. Es liegt kein reiner Mangantonerdegranat vor, sondern es ist ihm Eisen und etwas Kalk beigemengt, wie die Analyse ergab.

Leider hatte ich zu einer quantitativen Analyse zu wenig reines Material.

Sehr stark ist an diesem Granit die Kataklaststruktur entwickelt. Auch größere Quetschzonen finden sich in diesem Gesteine, die im Dünnschliff eine Zone völlig zu kleinen Körnchen zerteilter Bestandteile zeigen, in denen keines idiomorph genannt werden kann. All dies deutet auf gewaltige mechanische Störung im Gesteinsgefüge hin.

Eine von mir im chemischen Laboratorium des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Graz ausgeführte quantitative Analyse hatte folgendes Resultat:

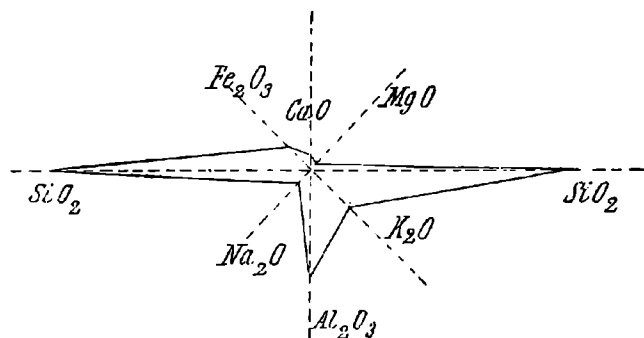
¹⁾ L. Milch, Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil.-Bd. XIV, 1902, pag. 151.

²⁾ Da Spessartin bisher meines Wissens aus Steiermark nicht bekannt ist, so liegt hier ein für dieses Kronland neues Mineral vor.

	Prozent
SiO_2	71.32
Al_2O_3	14.00
$Fe_2O_3 + FeO$	3.21
MnO	Spuren
MgO	0.31
CaO	1.75
K_2O	7.23
Na_2O	2.04
H_2O	0.34
Summe	100.20

Das Wasser wurde als Glühverlust bestimmt. Diese Analyse stimmt recht gut mit dem mikroskopischen Bilde des Gesteines überein. Zur Veranschaulichung diene nebenstehende Figur nach Brögger und Michel-Lévy.

Fig. 2.



Graphische Darstellung des Granites vom Brandkogel.

(Nach Brögger—Michel-Lévy.)

Analytiker: H. Leitmeier.

Dieses Analysenergebnis, das im allgemeinen das eines ziemlich normalen Granites ist, stimmt am besten mit den Rosenbusch'schen Granititen; nur ist die Kalizahl infolge des Muskovitenreichtums etwas hoch. Der Aluminiumoxydgehalt ist durchaus normal. Die Kalkzahl findet ihre Erklärung im Andesin, die Eisenzahl im Hämatit und im eisenreichen Granat. Daß die Kalizahl so hoch ist, deutet auf reichlichen Glimmer und das Zurücktreten des Kalnatronfeldspates gegen den Kalifeldspat. Die verschwindend kleine Menge von Magnesiumoxyd zeigt das Fehlen des Biotits und überhaupt farbiger Bestandteile. Für einen echten Pegmatit ist die Kieselsäurezahl zu niedrig und die Kalkzahl zu hoch.

Zur besseren Veranschaulichung habe ich nach dem Muster Osann's die Analyse berechnet und dafür folgende Werte erhalten:

	I.	II.
	Prozent	Prozent
$Si\ O_2$	1·1883	78·23
$Al_2\ O_3$	0·1373	9·03
$Fe_2\ O_3$	0·0446	2·93
$Fe\ O$		
$Ca\ O$	0·0312	2·12
$Mg\ O$	0·0077	0·50
$K_2\ O$	0·0769	5·06
$Na_2\ O$	0·0329	2·16
Die „Zahl“ nach Rosenbusch	1·5189	100·03

In Kolonne I sind die Molekularprocente angegeben. In Kolonne II sind dieselben auf 100 umgerechnet.

In der weiteren Berechnung nach Osann fand ich folgende Zahlen:

<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>n</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>
78·23	7·22	2·01	3·34	7	11·5	3	5·5

Die Formel für dieses Gestein würde dann lauten:

$$s_{78.23} a_{11.5} c_3 f_{5.5} n_7.$$

Auch aus dieser Berechnung sieht man, daß wir einen durchaus normalen Granit vor uns haben. Die etwas hohe *C*-Zahl zeigt die starke Sättigung mit Aluminium an, die man fast schon eine Übersättigung nennen kann. Diese Übersättigung kommt dadurch zum Ausdruck, daß die Differenz $Ca\ O = 2·12 - C$ (Zahl 2·01) eine sehr kleine Zahl (0·11) gibt. In *C* ist der Überschuß des Aluminiums angegeben, der bei Bindung der Alkalien übrigblieb. Der ist nun so hoch, daß er zur Bindung des gesamten Kalkes vollständig ausreicht. Es würde die *F*-Zahl, wenn nicht verhältnismäßig viel Eisen vorhanden wäre, sonst bedeutend kleiner sein. Diese reichliche Sättigung mit Aluminium ist in granitischen Gesteinen (Granaten, Quarzporphyren u. a.) häufig ein Zeichen beginnender Zersetzung, namentlich Zersetzung der Feldspate. Damit mag wohl zusammenhängen, daß ein Teil des Feldspates, namentlich des Orthoklases, beginnende Sericitisierung zeigt, wie bereits oben bemerkt wurde.

Pegmatit.

Ein feinkörniger Pegmatit von echt schriftgranitischer Struktur bildet die Randfazies des Granits. Der Übergang von Granit in Pegmatit ist, trotzdem der Granit gegen den Rand zu mehr die teilweise gleichzeitige Entstehung des Quarzes und Mikroklin zeigt, kein allmählicher und soweit der Ort aufgeschlossen ist, läßt sich eine deutliche Grenze verfolgen. Der Orthoklas ist in diesem Gesteine fast ausschließlich durch Mikroklin ersetzt und da der Mikroklin oft keine Gitterstruktur

zeigt, ist der scheinbare Übergang von Mikroklin in Orthoklas noch deutlicher als im Granit. Der Quarz ist lichter als der des Granites. Nur selten treten zu diesen beiden Hauptkomponenten noch feine Glimmerschüppchen hinzu.

Nach außen zu wird der Pegmatit immer grobkörniger, Muskovit tritt immer häufiger auf und allmählich hat man einen Pegmatit vor sich, der die Gigantstruktur seiner Bestandteile zeigt. Die Glimmertafeln erreichen die Größe eines dm^2 und große dicke Massen, teils Linsen, teils Bänder von Quarz, sind mit solchen von Feldspat in Wechselagerung. Hierzu gesellen sich noch kleine Kriställchen von Granat und größere von Turmalin. Am besten ist dieser Pegmatit an der Südostflanke des Wölkerkogels sichtbar.

Doch ist dieses Auftreten des Pegmatits auf wenige Stellen beschränkt. Gewöhnlich ist der Pegmatit zu einem grobkörnigen, pegmatitischen Gneis umgewandelt. Diese Gesteine sind auch in der Karte als Gneise ausgeschieden, obwohl ihre ehemalige Pegmatitnatur deutlich erkennbar ist. Die Glimmerplatten, die zum größten Teil in kleinere Individuen zertrümmert sind, sind oft lagenweise parallel angeordnet. Turmaline in großen und wohlausgebildeten Kristallen sind sehr häufig.

Der Muskovit dieser Gesteine enthält öfter Biotit eingeschlossen oder ist mit diesem parallel verwachsen. Frei ausgebildete Biotitindividuen treten indessen niemals auf. Ob es sich auch hier um Muskovit handelt, der sekundär aus Biotit hervorgegangen ist, ist nicht zu entscheiden, doch spricht das seltene Auftreten des dunklen Glimmers dafür, daß aus Magnesiasglimmer wenigstens ein Teil des Kaliglimmer entstanden ist.

An der Basis des Marmors im Steinbruch an der Straße vor Salla ist ein Pegmatit aufgeschlossen, der zwar etwas geschiefert, doch noch als Pegmatit angesprochen werden muß. Dieses Gestein enthält Lagen feinverfilzter Glimmerblättchen, die in einzelnen Partien bald lichter, bald dunkler gefärbt sind. Diese bestehen nun entweder aus Muskovit allein (licht gefärbt), Muskovit mit Biotit oder Biotit, dem aber stets etwas Muskovit beigemischt erscheint (dunkel gefärbt). Dazwischen kommt auch Phlogopit vor. Diese feinverfilzten Glimmeraggregate dringen auch in den Marmor ein.

Gneis.

Hierher gehören die eben erwähnten pegmatitischen Gesteine, die eine weite Verbreitung zeigen, wenn auch Gneise gegenüber den Glimmerschiefern im Stubalpengebiete zurücktreten. Diese Gesteine dürften mit den pegmatitischen Glimmerschiefern, die Ippen beschrieb und die ihm Gneisen ähnlich schienen, ident sein.

Zwei hierhergehörige Gesteine sollen im folgenden noch kurz beschrieben sein. An der Grenze zwischen Marmor und pegmatitischem Gneis am Westabhange des Schwarzkogels findet sich ein Gneis mit deutlicher Parallelstruktur. Sämtliche Bestandteile sind in parallelen Lagen angeordnet. Eine Lage Feldspat, auf diese folgt Quarz, dann eine Lage Muskovitblättchen, die fein verfilzt sind mit Quarz und

Feldspatkörnchen. Dazwischen schalten sich Lagen von reihenartig angeordneten Turmalinkriställchen ein. Die Lagen sind deutlich voneinander gesondert. Nur Quarz und Feldspat greifen ineinander über, ein Rest ehemaliger pegmatitischer Struktur. Dazwischen liegen einsprenglingsartig, der Lagenstruktur nicht unterworfen, Mikroklinkristalle und Granaten.

U. d. M. läßt sich diese Anordnung genau verfolgen. Der Quarz ist zu kleinen eckigen Körnchen zerrieben, die die Zusammengehörigkeit durch die teilweise undulöse Auslöschung nicht erkennen lassen. Orthoklas kommt ab und zu neben Mikroklin vor. Mikroklin tritt als Einsprengling in großen Kristallen und in Körnern ebenfalls in der Grundmasse auf. Der Orthoklas ist serizitisiert. Der Muskovit ist in kleine, mit den Spaltflächen aneinandergedrückte Blättchen zerbrochen. Die einzelnen Blättchen lassen auch Einschlüsse von resorbiertem Biotit erkennen. Von Turmalin (gemeiner Schörl) finden sich nur Bruchstücke größerer Kristalle. In den Turmalinlagen tritt auch des öfteren Granat in kleinen Körnchen (Bruchstücke) auf. Diese Struktur und Zusammensetzung lassen auch dieses Gestein als einen umgewandelten Pegmatit erkennen. Der Umwandlungsvorgang dürfte nach der auffälligen Lagenstruktur des Gesteines als eine Auswalzung zu denken sein. Von den Hauptbestandteilen hat sich nur der Mikroklin der metamorphosierenden Kraft mit einigem Erfolge widersetzt, die anderen Glimmer und der Quarz sind zertrümmert und in einzelne Lagen zerpreßt worden.

Verschieden von diesem Gestein ist der Gneis des Ochsenkogels, der einen granitischen Zweiglimmergneis mit geringem Biotitgehalte darstellt. Nach dem System Grubenmanns gehört er zu den Zweiglimmergneisen der Meso-Alkalifeldspatgneise. Die Struktur ist porphyroblastisch mit lepidoblastischem Grundgewebe.

Dieser Gneis ist viel feinkörniger wie der pegmatitische, wenngleich auch ihm noch etwas von dieser Struktur anhaftet. Es ist ein eruptiver Gneis. Zusammensetzung: Quarz, Orthoklas, Albit, Muskovit und Biotit als Hauptgemengteile, Sillimanit, Apatit, Epidot, Titaneisen und Rutil als Nebengemengteile.

Der Quarz bildet feine Körnchen mit teilweise undulöser Auslöschung. Orthoklas ist häufig, Albit selten verzwilligt. Bestimmung: Lichtbrechung: $\omega > \alpha'$, $\omega > \gamma'$; $\varepsilon > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$. Optischer Charakter positiv. Der reichlich vorhandene Muskovit ist zum Teil sekundär aus dem Feldspat entstanden. Er bildet Zwischenlagerungen zwischen Orthoklas und Albit nach zwei zueinander senkrechten Richtungen. Diese Zwischenlagerungen folgen den Spaltrissen des Feldspats. Da nun diese Muskovitblättchen alle gleich orientiert sind, so handelt es sich nicht um eine einfache Ausfüllung der Spaltrisse, sondern um eine orientierte Verwachsung. Beim Orthoklas sind diese Glimmerlamellen nach *M* und *P* gerichtet, stehen also zueinander senkrecht. (Fig. 3, Taf. XXVIII.) Im Feldspate finden sich auch Kriställchen von Sillimanit und Epidot. Diese Muskovite stellen die beginnende Serizitierung des Feldspates dar. Aber nicht nur chemisch, auch mechanisch ist dieser Gneis stark angegriffen. Die einzelnen Bestandminerale sind völlig durcheinandergemengt und zum Teil in ganz kleine Fetzen

zerrissen. Die größeren Muskovite sind vielfach zerknickt, gebogen und in Schüppchen zerteilt. Es ist unmöglich, eine kristalloblastische Reihe aufzustellen.

Es wurden noch eine Reihe anderer Auftreten dieses Gneises (vergl. die Karte) untersucht, die dem beschriebenen sehr ähnlich. Stets handelte es sich dabei um granitische Orthogneise.

Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer bilden die Hauptmasse der Stubalpengesteine. Es sind zum Teil echte, feldspatfreie Glimmerschiefer, zum Teil Gesteine, die mehr oder weniger Feldspat enthalten und dessen Bezeichnung öfter als Glimmerschiefer fast nur auf Grund des großen Glimmerreichtums erfolgte und die man vielleicht auch als glimmerreiche sedimentäre Gneise (Paragneise, Schiefergneise) bezeichnen konnte. Meist sind es biotitarms Zweiglimmerschiefer oder reine Muskovitglimmerschiefer. Die biotitarms Zweiglimmerschiefer sind gneisähnlich und fast massig. Biotitglimmerschiefer wurde im untersuchten Gebiete nicht gefunden. Da es sich hier doch nur um die Gesteine eines kleinen Gebietes des Stubalpenzuges handelt und gerade hier weniger Glimmerschiefer auftreten, während in anderen Teilen der Stubalpe die Glimmerschiefer die größte Verbreitung besitzen, soll hier nicht näher auf die verschiedenen Typen der Glimmerschiefer, die in der Arbeit Ippen¹⁾ beschrieben wurden, eingegangen werden. Nur ein Gestein dieser Gruppe soll hier mit wenig Worten angeführt sein.

Am Höhenrücken, der vom Gaberlsattel zum Almwirt führt, steht in der Mitte des Kammes ein Granatglimmerschiefer an. Er enthält große und wohlausgebildete Granatkristalle (Rhombendodekaeder). Struktur des Gesteines ist durch diese die porphyroblastische. Die Glimmer dieses Gesteines, Muskovit und Biotit, der stark chloritisiert ist mit vorwaltendem Muskovit, sind um diese Granatporphyroblasten angeschmiegt. Sie sind in eine Masse feinschuppiger Aggregate zerlegt, die, vermennt mit Quarzkörnern, die Granate in langen Zügen umschließen. Die Struktur der „Grundmasse“ ist nematoblastisch. An diesen Zügen läßt sich immer deutlich eine Richtung erkennen, wie dies bei der fluidalen Grundmasse beispielsweise eines Basaltes der Fall ist. Die durch diese Anordnung freibleibenden keilförmigen Zwischenräume sind erfüllt mit Quarzkörnern und Muskovitschüppchen, die zum Teil Neubildungen sind und auch hier, sekundär aus Feldspaten entstanden sind. In diesem Schiefer scheint fast aller Feldspat umgewandelt worden zu sein, da im Dünnschliffe beinahe kein Feldspat gefunden wurde.

Das Gestein enthält noch reichlich Rutil, aus diesem entstandenes Titaneisenerz, Magnetit und zerbrochene Stücke von Turmalinkristallen.

¹⁾ Ippen, l. c.

II. Basische Gesteine.

Amphibolit vom Soldatenhause am Fuße des Brandkogels.

Dieses Gestein bildet eine wenig mächtige Einlagerung im pegmatitischen Gneis am Ostabhange des Brandkogels. Es ist massig, grobkörnig und von Quarzbändern durchzogen. Mit freiem Auge sieht man eine dunkle Hornblende als weit überwiegenden Hauptbestandteil, dazwischen eine lichte Partie, die Feldspat ist; ferner braune Granate und glänzende Partien von Bronzit. Die Gabbrostruktur ist noch deutlich erhalten.

Unter dem Mikroskop zeigt die Struktur dieses Amphibolits noch viel deutlicher die Ähnlichkeit mit der Gabbrostruktur. Die Bestandteile, die sich an der Zusammensetzung dieses Gesteines beteiligen, sind folgende: Hornblende, Bronzit, Plagioklas, Quarz und wenig Biotit als Hauptbestandteile Granat, Titaneisen, Rutil und Titanit als Akzessorien.

Die Hornblende ist teilweise noch in guten Kristallen erhalten und ist gemeine Hornblende mit starkem Pleochroismus $\alpha:\gamma$ = grüngelb zu schwach bläulichgrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c:c = 18-19^\circ$, ist also für gemeine Hornblende ziemlich hoch. Neben dieser Hornblende enthält dieses Gestein noch eine zweite, die aber sehr selten ist. Sie ist heller gefärbt und nicht so stark pleochroitisch als die reichlicher vorkommende gemeine. Da auch die Auslöschungsschiefe $c:c$ geringer bei 17° gemessen wurde und der Achsenwinkel kleiner ist, kann es sich um Strahlstein handeln. Zu genaueren Messungen brauchbare Schnitte waren im Dünnschliffe keine zu finden. Der Biotit tritt ab und zu in braunen, stark pleochroitischen unregelmäßig begrenzten Blättchen auf und scheint sekundäre Bildung (aus Hornblende) zu sein. Der rhombische Pyroxen ist Bronzit. Die Kristalle sind stark korrodiert, der Pleochroismus ziemlich stark. Gemessen wurden: Charakter der Doppelbrechung positiv; Dispersion $\sigma > \rho$ Achsenwinkel (mit Zeichentisch) $2V = 81^\circ$ Pleochroismus α bräunlichgelb, γ grünlichgelb. Aus letzterem scheint hervorzugehen, daß ein an Eisen reicher Bronzit vorliegt.

Feldspat und Quarz treten sehr zurück. Sie bilden die Ausfüllungsmasse zwischen den Hornblendeindividuen. Der Feldspat ist ein basischer Plagioklas und nach der Bestimmung durch Vergleichung mit dem Brechungsquotienten des Quarzes, die an einer Stelle möglich war, handelt es sich um Oligoklas, $\gamma > \omega$; $\alpha' < \omega$ aber fast $= \omega$. Charakter der Doppelbrechung negativ. Zwillingsbildungen sind nur selten zu beobachten. Der sehr spärlich vorhandene Quarz bildet kleine Körnchen und zeigt undulöse Auslöschung.

Der Granat ist Almandin und tritt etwas gegenüber dem Bronzit zurück, kommt in kleinen Körnchen und großen Kristallen vor und zeigt auch nie die in Amphiboliten so häufige keliphitische Zonenbildung.

Von Erzen ist der Rutil weitaus am häufigsten und tritt stellenweise so reichlich auf, daß man von Rutilmassen sprechen kann, die auch makroskopisch sichtbar sind. Er ist sehr häufig in Titaneisen umgewandelt. Titanit ist als Umwandlungsprodukt des Rutils und Titaneisens im Gesteine enthalten. In den Hornblenden findet sich ab und zu Apatit.

Chloritschiefer vom Soldatenhaus.

Zusammen mit diesem Gesteine kommt ein sehr feinkörniger sedimentärer Chloritschiefer vor. Die Struktur des Chlorits ist sehr stark faserig und die Fasern sind oft so radiär angeordnet, daß sie Sphärokristalle bilden. Der Chlorit ist ziemlich dunkel gefärbt und stark pleochroitisch grünlichgelb zu bläulichgrün. Optische Bestimmungen an den wenigen durch Sphärolitbildung nicht gestörten Blättchen ergaben: Sehr wechselnden Achsenwinkel, der häufig bis auf 0° herabgeht. Blättchen mit verhältnismäßig großem Achsenwinkel stoßen manchmal an solche, die völlig einachsige erscheinen. Wenn auch einige solche Stellen, die das einachsige Kreuz erkennen ließen, gefunden wurden, so sind doch solche mit deutlichem Achsenwinkel weit häufiger. Der Charakter der geringen Doppelbrechung ist positiv an den ein- und zweiachsigen Individuen. Eine stellenweise etwas ins Bräunliche gehende Färbung läßt auf einen Eisengehalt schließen. Es liegt somit wohl Klinochlor vor.

Das Gestein enthält außerdem noch Quarz und größere Kristalle von Albit. Letztere sind stark verzwillingt (sowohl nach dem Karlsbader als auch nach dem Albitgesetze) und auch makroskopisch sichtbar. (Bestimmung nach der Quarzmethode.)

Sehr reichlich enthält das Gestein Titanit in großen lebhaft glänzenden Kristallen sowie in feinen Körnchen, zum Teil die typische Briefkuvertform zeigend. Optische Bestimmung durch: Starke Doppelbrechung von positivem Charakter, kleiner Achsenwinkel und sehr starke Dispersion $\rho > v$. Die Kristalle sind oft so tief gefächt, daß ein schwacher Pleochroismus zu erkennen ist. Rutil, aus dem der Titanit entstanden ist, tritt sehr zurück.

Amphibolit von der langen Tratten.

Wesentlich verschieden von dem eben beschriebenen Gesteine ist dieser Amphibolittypus. An zwei Stellen traf ich ihn. Am Abhange des Schwarzkogels, der gegen den Rappelkogel hinüberzieht und „Lange Tratten“ genannt wird und ein zweitesmal am Abhange der gegen den Wölkerkogel hinzieht. Es ist ein sehr hartes Gestein, das mit freiem Auge nur eine Differenzierung in zwei Bestandteile erkennen läßt, einen lichten, der sich schon makroskopisch als Feldspat zu erkennen gibt und einen dunklen der Hornblende. Auch sieht man schon mit freiem Auge das Überwiegen der Hornblende über den Feldspat, wenn man diesen Amphibolit auch nicht als feldspatarm bezeichnen kann. Deutlich ist die Schieferung sichtbar. Vor allem unterscheidet sich dieses Gestein aber vom gabbroiden Amphibolit des Soldatenhauses durch seine Feinkörnigkeit. Im folgenden das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung.

Das Gestein besteht aus Hornblende, Plagioklas, Epidot, wenig Granat, Rutil und etwas Quarz.

Als Hauptgemengteile kann man nur Hornblende, Plagioklas und Epidot bezeichnen, da ihnen gegenüber auch der Granat ganz bedeutend zurücktritt.

Die Hornblende ist gemeine, grüne Hornblende mit starkem Pleochroismus $\alpha:\gamma$ = gelblichgrün zu grünblau. Letzteres mit auffallend hoher Betonung des Blau. Die Auslöschung beträgt $c:c$ im Maximum 19° , im Minimum 15° . Die häufigste wurde mit 16° bestimmt. Der Pleochroismus ist wenig konstant und es kommen daneben Partien vor, die fast gar keine Farbenveränderung wahrnehmen lassen und als solche sich dem Aktinolith nähern, während die blaue Färbung, die fast himmelblau werden kann, an Glaukophan erinnert. Wahrscheinlich ist es ja, daß wir bei den meisten Hornblenden oder wenigstens einem großen Teil derselben in den Amphiboliten isomorphe Mischungen von gemeiner grüner Hornblende mit anderen Hornblenden (in diesem Falle Glaukophan und Aktinolith) vor uns haben. Die Hornblende dieses Gesteines birgt öfters Einschlüsse; Apatit und ab und zu ein Rutilkriställchen werden von ihr beherbergt.

Der Plagioklas dieses Gesteines wird in seiner Ausbildungsform vollständig von der Hornblende beeinflusst und schiebt sich keilförmig zwischen diese. Er ist gänzlich jeder kristallographischen Formentwicklung beraubt und in Körnern von unregelmäßiger, aber niemals bedeutender Größe zerbrochen. Außer diesen unregelmäßigen Zerreißungsflächen zeigt sich nicht die Spur einer Differenzierung. Niemals durchziehen ihn Spaltrisse, nur sehr selten beobachtet man Zwillingsstreifung. Die Auslöschung ist gewöhnlich sehr stark undulös und die Erscheinungen im konvergenten Lichte undeutlich und so mannigfaltig gestört, daß eine genaue optische Charakterisierung danach sehr erschwert ist. Nur der positive Charakter der Doppelbrechung konnte festgestellt werden. Mit großer Wahrscheinlichkeit haben wir es mit Albit zu tun, da die Lichtbrechung an den wenigen Stellen, wo ein Zusammentreten mit Quarz einen Vergleich ermöglicht, stets geringer ist, als die des Quarzes. Dieser Plagioklas nun birgt eine Unzahl von Einschlüssen verschiedenartiger Mineralien. Die Einschlusmineralien sind teilweise vortrefflich auskristallisiert, teils haben sie die öfter an Einschlüssen in dem Plagioklas der Amphibolgesteine vorkommende „Insekteneierform“. Weitaus am häufigsten ist Epidot. Es sind fast alle Glieder der Epidotreihe darunter vertreten. Sie treten gewöhnlich in nadelartigen Kriställchen auf, die manchmal in der Mitte an Dicke zunehmen; seltener als Körner und rundlich begrenzte Formen, die ovalartig immer noch eine Erstreckung nach der Längsrichtung erkennen lassen. Sehr häufig sind die verschiedenen Varietäten, besonders Klinzoisit und Epidot, miteinander verwachsen. Auch die dünnsten Nadelchen zeigen oft deutlich ihre Zusammensetzung aus verschiedenen Elementen. Im allgemeinen ist reiner Epidot seltener als Mischungen und Verwachsungen. So überwiegen Nadeln mit optisch positivem Charakter über solche mit negativem Charakter. Im gewöhnlichen Lichte sind sie meist farblos oder sehr schwach gelblich und grünlich gefärbt und zeigen niemals Pleochroismus. Im polarisierten Lichte zeigen sie häufig die eigentümlich fleckigen Interferenzfarben, die für den Epidot so bezeichnend sind, wenn die einzelnen Leistchen nicht zu klein zu solchen Beobachtungen sind. Die Nadelchen mit der Längserstreckung der drei Pinnakoide sind häufig durch die (111) Flächen terminal begrenzt. Eine nähere kristallographische Beschreibung

läßt die geringe Größenausbildung der Individuen nicht zu. Ab und zu drang der Epidot auch in die Hornblende ein. (Abbildung auf Tafel XXVIII, Fig. 2.)

Neben dem Epidot kommen noch Apatite als Einschlüsse vor, ferner kleine Kriställchen und Kristallbruchstücke von Hornblende. Der Apatit ist häufig tafelförmig, aber auch kleine Säulchen liegen neben den Epidotnadelchen, von denen sie nicht immer leicht zu trennen sind. Die Hornblende ist ab und zu als zerrißenes Fragment in den jüngeren Plagioklas hineingekommen und an einigen wenigen Stellen zum Teil chloritisiert.

Fragt man sich nach der Art der Entstehung des Epidots in diesem Gesteine, so ist es natürlich, daß er nur sekundärer Entstehung sein kann. Über die Entstehungsweise des Epidots aus anderen Mineralien, vor allem dem Feldspate, findet man zahlreiche Beispiele in der Literatur. Blum¹⁾ beschreibt diese Umbildung an einigen Handstücken und Cathrein²⁾ gibt eine größere Anzahl Beispiele aus der Literatur in seiner Abhandlung über die Saussuritisierung. Bei vorliegendem Gesteine besteht wohl kein Zweifel, daß der Plagioklas zum Teil in Epidot übergegangen ist. Cathrein führt an, daß der Prozeß der Epidotisierung der Feldspate die Zufuhr von Kalk, Eisen und Wasser bedinge. Der hohe Kalkgehalt des Epidots muß einen Teil des Bestandes der Zufuhr von außen verdanken. Bei Umwandlung der Hornblende in Chlorit wird Kalk allerdings frei und in sehr vielen Fällen ist auf diese Weise der hohe Kalkgehalt des Epidots in Epidotamphiboliten völlig erklärt. Hier muß man zu einem anderen metamorphosierenden Agens schreiten, da Chloritisierung der Hornblende hier nur selten vorkommt. Kohlensäurehaltige Wässer können ja das Kalzium in Form von Kalziumkarbonat auch aus größeren Entfernungen zuführen. Zudem ist ja dieser Amphibolit dem Marmor eingelagert. Die Hornblende ist so selten chloritisiert, daß der dabei freiwerdende Kalk keinesfalls zur gesamten Epidotbildung ausreicht. Der ja verhältnismäßig geringe Eisengehalt — die aus Feldspaten entstehenden Epidote sind zumeist arm an Eisen — erklärt sich leicht durch Zersetzung der Erze im Gesteine. Die verhältnismäßige Kleinheit der Kristalle, die oft bis zu Dimensionen von Mikrolithen herabsinkt und die große Menge dieser Epidote im Plagioklas zeigen, daß wir es mit einer allgemeinen, jedoch noch in nicht sehr vorgeschrittenem Stadium befindlichen Epidotisierung des gesamten Feldspates zu tun haben. Deshalb kann man dieses Gestein auch nicht Epidotamphibolit nennen.

Der Quarz liegt in Körnern zwischen dem Feldspat und enthält des öfteren Einschlüsse von Epidot. Er ist nicht häufig und tritt ganz bedeutend hinter dem Feldspat zurück. Nicht aller Quarz wird ursprünglich sein. Ein gewiß nicht unbeträchtlicher Teil dürfte bei der Epidotisierung des Feldspates entstanden sein, ein Prozeß, bei dem

¹⁾ R. Blum, Der Epidot in petrographischer und genetischer Beziehung. Neues Jahrbuch f. Mineral., Geologie u. Paläont. 1862, pag. 417.

²⁾ A. Cathrein, Mitteilungen aus dem mineralog. Laboratorium des Polytechnikums zu Karlsruhe. II. Über Saussurit. Goth. Zeitschrift f. Min. u. Krist. VII. 1883, pag. 234.

ja Kieselsäure frei wird, und es ist ganz leicht möglich, daß diese Kieselsäure nun als Quarz auskristallisiert ist, wie auch Cathrein¹⁾ in seiner bereits erwähnten Abhandlung über den Saussurit ausführt.

Der Granat, den man eben nicht selten antrifft, ist schwach gelbrötlich gefärbt und ist Almandin. Nach Grubenmanns Beschreibung sind alle Granate der Amphibolite sowie Eklogite isomorphe Mischungen von Grossular, Almandin und Pyrop. Die Kristalle sind meist gut als Rhombendodekaeder kristallographisch begrenzt. Er birgt Einschlüsse von Rutil und Quarzkörnern. Eine direkte Umwandlung in Hornblende, die bei Amphiboliten häufig zu sein pflegt, konnte ich nicht beobachten.

Titaneisen ist recht selten und scheint auch in diesem Gestein teilweise in Rutil übergegangen zu sein, teilweise in Limonit, der in Fetzen öfter im Gestein enthalten ist.

Rutil ist nicht selten und ist in guten Kristallen ausgebildet. Häufig beobachtet man auch die Zwillingsstreifung und auch herzförmige Zwillinge finden sich.

Die Ausscheidungsfolge in diesem Gestein ist folgende: Titan-eisen, Rutil, Hornblende und Granat (gleichalterig), Feldspat, Quarz.

Die Textur ist schieferig, sowohl mikro- als auch makroskopisch. Die gesamte Mikrostruktur kann man als poikiloblastische bezeichnen. Teilweise vor allem durch die als Porphyroblasten auftretenden Granaten eine heteroblastische, und zwar eine porphyroblastische bei granoblastischem Grundgewebe.

Nach dem Grubenmannschen System gehört dieses Gestein zu den Epiamphiboliten, und zwar in die Familie der Albitamphibolite.

Ein Bronzitamphibolit wurde unter den Speikkogelamphiboliten nicht beschrieben.

Der Marmor.

Über die ausgedehnte Verbreitung des Marmors in dem untersuchten Gebiet ist schon gesprochen worden. Der Marmor ist dort, wo er rein auftritt, blendend weiß und ziemlich grobkörnig. Schöne Varietäten findet man an der Straße vor Salla im kleinen Bruche und dann im großen Bruche am Wege zum Soldatenhause hinter Salla. Besonders an letzterer Stelle ist die Mächtigkeit des vollständig reinen Marmors eine bedeutendere. Unter dem Mikroskop findet man ihn stark verzahnt und die Spaltungslamellierung nach den Rhomboederflächen sehr stark entwickelt. Außer Kalzit findet man nur sehr selten ein kleines Quarzkorn und da und dort Körnchen von Pyrit und Kupferkies. Zur genaueren Untersuchung wurde von verschiedenen Handstücken aus verschiedenen Punkten des großen Bruches auf reinem Marmor Stücke abgeschlagen und diese bei Zimmertemperatur in verdünnter Salzsäure zur Lösung gebracht. Der sehr spärliche Rückstand ergab nur einige Quarzkörnchen von sehr geringen Dimensionen und etwas Erz. Von einem Silikat, das etwa im Marmor enthalten sein könnte, war nicht eine Spur zu finden.

¹⁾ A. a. O., pag. 24 f.

Ganz anders sieht der Marmor an den peripherer gelegenen Punkten aus, in der Nähe seines Kontakts mit dem Gneis oder Glimmerschiefer. Hier ist er ungemein reich an Glimmer. Dort, wo der Marmor an Gneis grenzt, enthält er nur Muskovit, an seiner Berührungsstelle mit dem Glimmerschiefer beide Glimmer. Dann ist der Quarzgehalt ein ganz bedeutend höherer und auch etwas Feldspat findet sich in kleinen Körnchen dort im Marmor. Über die Art und Weise, wie diese Minerale in den Marmor hineingekommen sind, kann wohl kein Zweifel sein, wenn man eine andere Erscheinung, die in unmittelbarer Nähe zu beobachten ist, betrachtet. Marmor und Gneis, respektive Glimmerschiefer sind oft vollständig eines in das andere hineingepreßt. Wie die einzelnen Kalzitrhomboeder dieses Marmors miteinander verzahnt sind, so sind hier Schiefer und Marmor ineinander förmlich verkeilt. Gewöhnlich ist es der Schiefer, und da wieder vor allem der Glimmerschiefer, der oft tief in den Marmor hineindringt und mit dem Marmor förmliche Wechsellager bildet. Dann sind die Kalzitkristalle aber oft mit den Bestandteilen des Schiefers, vor allem des Glimmerschiefers, völlig vermischt, so daß förmlich ein neues Gestein gebildet wird, das Ippen¹⁾ auch Kalkglimmerschiefer nennt. Deutlich kann man unter dem Mikroskop diese einzelnen Glimmerschieferzüge (vergl. Fig. 1 auf Tafel XXVIII) verfolgen, sie dann oft auskeilen oder sich gabeln und dann wiederum abgerissen sehen. Auch mannigfache Veränderungen kann man finden. So hat der Biotit stellenweise fast vollständig seinen Pleochroismus verloren und ist oft farblos. Die Kalzitkristalle sind teils zersprengt, teils sind sie erhalten geblieben und zeigen dann ein ganzes Netz von Spaltrissen.

Der Erzreichtum des Marmors kann stellenweise ganz beträchtlich anwachsen. Namentlich Kupferkiesnester sind keine Seltenheit.

Die Färbung des Marmors ist blendend weiß in den reinsten, in der Mitte gelegenen Partien; weiter gegen außen zu bekommt sie einen Stich in das Bläuliche, der oft in ein Rauchgrau übergeht. Graphitische Einlagerungen konnte ich indessen nirgends finden.

Von reinem weißem Marmor wurde eine quantitative Analyse angefertigt. Die Stücke wurden aus verschiedenen Punkten des großen Steinbruches am Wege zum Soldatenhaus genommen und vor ihrer Verwendung sorgfältig unter dem Mikroskop untersucht und nur etwas Quarz als Fremdbestandteil gefunden. Die Analyse hatte folgendes Resultat:

	Prozent
$Si O_2$	0.78
$Fe O + Fe_2 O_3$	Spuren
$Ca O$	55.48
$Mg O$	0.09
CO_2	43.61
Summe	99.96

¹⁾ J. A. Ippen, Petrograph. Untersuchungen an kristallinen Schiefen der Mittelsteiermark. Mitteilungen des naturwissenschaftl. Vereines f. Steiermark 1896.

Nach dieser Analyse muß der Marmor der Salla als ein reiner Kalzitmarmor angesehen werden; sämtliche Verunreinigungen ergeben nicht einmal 1% der Gesamtsumme.

Der Marmor, der in Platten und Bänken abgesondert ist, die, wie bereits bemerkt wurde, dem Streichen und Fallen der Schiefer folgen, wäre wegen seiner guten Farbe und der Reichhaltigkeit des ganzen Lagers technisch von hohem Werte, aber die Absonderung „Lassigkeit“ des Gesteines, dann sein verhältnismäßiger Reichtum an Erzen, die verwittern und braune Flecke im behauenen und polierten Steine hervorrufen, entwerten ihn so sehr, daß die Ausbeutung dieser Lager von Jahr zu Jahr abnimmt.

An einer Stelle am Abhang des Kamesberges sieht man in einem kleinen Marmorbruche ein über 1 m mächtiges Band eines dunklen, sehr feinkörnigen Glimmerschiefers durchgehen. An den Berührungstellen sind zertrümmerte Brocken eines körnigen Kalksteines eingelagert, der, vom ursprünglichen Kalke stammend, bei der Metamorphose erhalten geblieben erscheint. Dieser Schiefer hat Kalk aufgenommen und ist so ähnlich, wie es Doelter¹⁾ im Korallpengebiets fand, als Kalkschiefer zu bezeichnen.

Der Marmor ist jünger als der Gneis und Glimmerschiefer, da man oft letztere Gesteine als die Basis des Marmors antrifft. Jedenfalls verdankt dieses Gestein seine Umwandlung zu Marmor der Regionalmetamorphose. J. H. L. Vogt²⁾ sagt ja, daß die meisten Marmore dieser Metamorphose ihre Entstehung verdanken, und die Zahl der wirklich kontaktmetamorphen Marmore dagegen verschwindend klein sind. Lindemann³⁾ hinwiederum meint, daß alle Marmore kontaktmetamorphe Bildungen seien oder wenigstens ähnlich entstanden seien. Vogt, der als Beleg dafür getrennte Mineralführung angibt, geht bei der Auswahl dieser Minerale wohl zu weit. Lindemann aber geht viel weiter. Entschieden ist zum Beispiel Epidot auch in durch Regionalmetamorphismus entstandenem Marmor gut möglich. Bei der Umänderung des körnigen Kalkes in Marmor müssen wir ja unbedingt einen hohen Druck annehmen. Dabei ist ein Verquetschen der Berührungszonen wohl leicht möglich und ein damit zusammenhängendes Ineinandergreifen der Mineralien möglich. Auf diese Weise kann ja ein Feldspat in die Randzone (Kontaktzone) gekommen sein, der sich später in Epidot umgesetzt haben kann. In Lindemanns Arbeit findet sich im Schlußergebnis eine ganz gewiß aufrechtzuerhaltende Scheidung nach Mineralien. Marmore, die Spinell, Wollastonit, Vesuvian, Diopsid und Periklas enthalten, werden jedenfalls und unbedingt als Kontaktmarmore anzusprechen sein. Marmore, die aber nur Minerale enthalten, die in

¹⁾ C. Doelter, a. a. O.

²⁾ H. L. Vogt, Der Marmor in bezug auf seine Geologie, Struktur und mechanischen Eigenschaften. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, pag. 4.

³⁾ B. Lindemann, Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil.-Bd. XIX. 1904, pag. 197.

kristallinen Schiefern vorkommen oder sich aus Mineralien der kristallinen Schiefer bilden können, wird man wohl nach wie vor als regional-metamorph bezeichnen können. J. H. L. Vogt hat eben die Minerale, die den einzelnen Gruppen angehören, etwas zu weit gehalten.

Jedenfalls würde es niemals gelingen, für den Marmor der Salla und überhaupt für den großen Marmorzug, der von der Stubalpe bis zur Gleinalpe zieht und von dem der beschriebene nur ein Teil ist, Kontaktmetamorphose als Ursache der Umwandlung geltend zu machen.

Inhaltsangabe.

	Seite
Einleitung .	453
Die Gesteine des untersuchten Gebietes	456
I. Saure Gesteine	457
Grobkörniger Granit vom Brandkogel	457
Pegmatit	460
Gneis . .	461
Glimmerschiefer	463
II. Basische Gesteine	464
Amphibolit vom Soldatenhause am Fuße des Brandkogels	464
Chloritschiefer vom Soldatenhaus	465
Amphibolit von der langen Tratten	465
Der Marmor	468

Erklärung zu Tafel XXVIII.

Fig. 1. Biotit und Muskovit, in Marmor eingepreßt, ohne Kontakt zwischen Glimmerschiefer und Marmor.

Fig. 2. Epidotkriställchen im Feldspat des Amphibolits der langen Tratten (Insekteneierform).

Fig. 3. Glimmerlamellen, sekundär aus Feldspat hervorgegangen (beschrieben pag. 462).

