

SEPARAT-ABDRUCK

AUS

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHEN UND PETROGRAPHISCHEN

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN

VON

F. B E C K E.

F. BECKE. PETROGRAPHISCHE STUDIEN AM TONALIT DER
RIESERFERNER.

WIEN,

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

XX. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.

Von F. Becke.

(Mit Tafel XII und XIII und 3 Textbildern.)

Südlich vom wasserscheidenden Hauptkamme der hohen Tauern erhebt sich das krystallinische Gebirge der Centralkette zwischen dem Tauferer Boden im Westen und dem Defferegggen-Thal im Osten in der Rieserferner Gruppe zu bedeutenden Höhen. Hier treten in den krystallinen Schiefen granitisch körnige Gesteine auf, die nach den Untersuchungen von F. Löwl¹⁾ zwei zusammenhängende Kerne bilden, welche einst von der Schieferhülle völlig umschlossen erst durch die fortschreitende Denudation entblösst wurden.

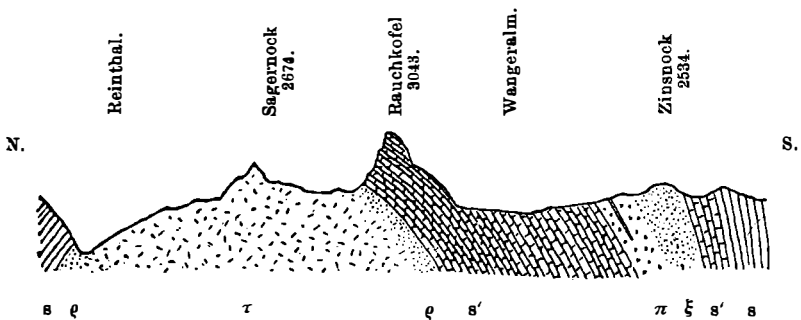
Der östliche langgestreckte Rieserkern culminirt im Hochgall; der westliche Reinwaldkern wird an seinem Nordrand vom Reinthal durchsägt, das in einer tiefen, durch die Reinfälle bekannten Klamm den Tauferer Boden in der Nähe des Weilers Winkel erreicht. Die Klamm beginnt mit dem Tobelfall bei der Tobelbrücke, und zieht zwischen dem Höhenkofel links und dem mit einer Ruine gekrönten Burgkofel rechts zu Thal. In dieser Klamm und in dem etwa halbwegs zwischen Winkel und Bad Rein beim sogenannten Sager einmündenden Gelththal, welches den Tonalitkern in seiner

¹⁾ F. Löwl, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Petermann's Mittheilungen. 1893, Heft IV und V. Das Gestein aus dem Reinthal wird bereits von G. vom Rath nach Handstücken der Innsbrucker Sammlung als Tonalit erwähnt, und zwar schon in jener Arbeit, in der der Name Tonalit für das Adamellogestein eingeführt wurde (Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1864, pag. 249). Später wurde das Rieserfernergestein besprochen von F. Löwl, Ein Profil durch den Westflügel der hohen Tauern (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1881, pag. 448). Damals erkannte Löwl noch nicht die intrusive Natur des Gesteins. Ebensovienig kam Teller, von dem die erste treffliche geologische Aufnahme des Gebietes herrührt, zur richtigen Auffassung. Er nahm einen allmählichen Uebergang des granitischen Kernes in die Schieferhülle an und dachte sich beide in „syngenetischem Verband“, das heisst gleichalteriger Bildung (Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1882, pag. 342). E. Suess erwähnt im „Antlitz der Erde“, I, pag. 321, den „Dom von Granit“ in Zusammenhang mit dem grossen Südtiroler Tonalitbogen.

gängen Breite bis zum Südflügel der Schieferhülle durchzieht, findet man die trefflichsten Aufschlüsse über den Verband des körnigen Gesteins mit seiner Schieferhülle.

Das granitisch-körnige Gestein ist in seiner Hauptmasse ein typischer Tonalit.¹⁾ Nach Löwl's Beobachtungen, von deren Richtigkeit ich mich unter seiner freundlichen Führung im August 1892 in der Umrandung des Reinwaldkernes überzeugen konnte, bildet der Tonalit einen gewölbten Kern, dem sich die Schiefer (Stache's Gneissphyllit) allseitig im grossen und ganzen anschmiegen; wäre irgendwo eine horizontale Basis für das körnige Massengestein sichtbar, so würde der Reinwaldkern ein geradezu classisches Beispiel eines theilweise aus seiner Umhüllung befreiten Lakkolithen darstellen.

Fig. 1.



Durchschnitt des Reinwaldkerns 1 : 100.000 nach Löwl.

τ Kerntonalit.
ρ Randgesteine.

ξ Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock.

π Pegmatit.

s Schiefer.

s' Schiefer mit Pegmatitlagern.

Wenn man die Grenze zwischen Kern und Hülle genauer prüft, so findet man allenthalben die deutlichsten Beweise der Intrusion. Die Grenze, welcher im allgemeinen die Schieferung der Hülle folgt, zeigt im einzelnen allerhand Ausbuchtungen, und in den der Grenze benachbarten Schieferlagen findet man an zahlreichen Stellen Radialgänge, die die Schieferhülle quer durchsetzen und mit diesen oft in sichtbarem Zusammenhang Lagergänge,

¹⁾ Vergl. G. vom Rath, l. c.

welche die Schichtfugen des Schiefers auseinander gedrängt haben. Solche Lagergänge kommen wohl in sehr verschiedenen Dimensionen vor, und es hindert nichts, die dem Reinwaldkern südlich vorliegende mit ihrem Zubehör von Pegmatiten etwa 1200 Meter mächtige Masse des Zinsnocks ebenfalls als einen solchen nur ungewöhnlich mächtigen Lagergang aufzufassen. Die intrusive Natur des Kerngesteins wird ausserdem bekräftigt durch die an manchen Stellen massenhaft vorhandenen Einschlüsse, die zum Theil mit dem Nebengestein übereinstimmen und in den verschiedensten Dimensionen von viele Meter grossen Schollen bis zu handgrossen und noch kleineren Fetzen herabsinken.

Die allgemeinen Lagerungsverhältnisse werden durch das bestehende Profil (Fig. 1), welches nach Löwl copirt ist, wiedergegeben. Bezüglich der Details sei auf die citirte Arbeit von Löwl hingewiesen, welche von einer Uebersichtskarte begleitet ist, ferner auf die treffliche Aufnahme des Blattes Bruneck der österreichischen Specialkarte 1 : 75.000, die von Teller durchgeführt wurde, und von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien bezogen werden kann. Obzwar Teller zu einer unhaltbaren Auffassung des Verhältnisses zwischen Kerngestein und Schieferhülle gelangte, ist die Wiedergabe des thatsächlich Beobachteten in dieser Karte ganz vorzüglich.

I. Die Gesteine des Reinwaldkerns.

Das Gestein des Reinwaldkerns ist in seinen centralen Partien von auffallender Gleichmässigkeit. Typisches und frisches Materiale liefern die Schutthalden, welche von dem westlichsten Tonalitgipfel (Wasserfallspitze) gegen das Reinthal und den Tauferer Boden herabziehen, ferner die zahllosen Blöcke, welche den mittleren Theil des Reinthals zwischen der Mündung des Gellthals und der Klamm erfüllen. Auf dieses typische mittelkörnige Gestein passt Wort für Wort die Beschreibung, welche G. vom Rath vom Tonalit des Adamello geliefert hat. Es ist ein hellgefärbtes mittelkörniges Gestein, in dem schneeweisser Feldspath mit etwas perlmutterglänzenden Spaltflächen und hellgrauer Quarz den Grund abgeben, von dem sich die dicksäulenförmigen Biotitkrystalle und die schlankeren rabenschwarzen Hornblendesäulen grell abheben.

Wo man Gelegenheit hat, diesen Normaltonaliten in grösseren Aufschlüssen zu verfolgen, wie beispielsweise in den flachgeneigten Felsplatten, über die man von der äusseren Gelththalalpe gegen die Elferscharte hinansteigt, bemerkt man nicht selten die rundlichen dunklen basischen Ausscheidungen oder „Schlierenknödel“, wie sie R e y e r genannt hat, die an angewitterten Stellen infolge der leichteren Zerstörung des vorherrschenden Biotits rundliche Löcher hinterlassen. Dagegen liefern die mitvorkommenden durch schuppig vertheilten Biotit ebenfalls braun gefärbte Einschlüsse von Schiefergneiss hervorragende Buckel.

Nicht eben selten sieht man an farbigen Gemengtheilen angereicherte Partien in eigentlichen Schlieren auftreten. An den Blöcken, die im Reinthal oberhalb der Mündung des Lanebachs herumliegen, habe ich solche dioritische Schlieren eingemalte beobachtet; leider nicht am anstehenden. Die rohe Parallelstructur, die sich an diesen Blöcken kundgibt, geht im Handstück fast verloren. Obzwar Spuren von Dynamometamorphose nicht fehlen, kann diese Parallelstructur nicht durch nachträgliche Schieferung erklärt werden. Es handelt sich hier um schlierige Erstarrung des Magmas.

Eine andere gleichfalls an vielen granitischen Gesteinen wohl-bekanntere Erscheinung sind die schmalen hellgefärbten aplitischen Gänge, welche bald feinkörnig, bald pegmatitisch ausgebildet, das Gestein wie ein Netzwerk durchziehen und an denen man bisweilen beobachten kann, dass sie die basischen Concretionen durchsetzen, ohne die Theile merklich gegen einander zu verschieben.

Nur selten wird die Einförmigkeit dieses Normalgesteins durch schmale Gänge eines dunklen porphyritischen Gesteins unterbrochen (Aufstieg von der inneren Gelththalalm gegen den Gelththalferner, Elferscharte).

Mannigfaltiger und unruhiger wird das Gesteinsbild, wenn man sich der Schiefergrenze nähert. Die Verschiedenheiten beziehen sich theils auf die Structur, theils auf den Mineralbestand.

Ganz allgemein beobachtet man in der Randzone ein Feinerwerden des Kornes. Die grossen Glimmer- und Hornblendesäulen werden seltener, Biotit verbreitet sich in kleinen xenomorphen Schuppen im ganzen Gestein, welches dadurch sein charakteristisches schwarzweiss geflecktes Aussehen verliert. Dabei kann die mineralogische Zusammensetzung noch nahezu die gleiche sein. Durch die

hier und da auftretenden grösseren Plagioklaskrystalle, die vereinzelt grösseren Biotite und Hornblenden wird eine Annäherung an porphyrtartige Structur angedeutet, die jedoch nie auffallend hervortritt. Wir wollen diese Varietät feinkörnigen Randtonalit nennen. Typische Vertreter findet man im Reinthal bei der Tobelbrücke und auf den Schutthalden, die gegen den Höhenkofel herabziehen.

Das Eintreten dieser Structuränderung wird oft von einer Aenderung in der mineralogischen Zusammensetzung begleitet. Kalifeldspath, der im Normaltonalit gegenüber Plagioklas und Quarz fast verschwindet, tritt in grösserer Menge auf, gleichzeitig verliert sich die Hornblende gänzlich aus dem Gemenge; dabei bleibt aber immer noch Plagioklas mit basischem Kerne wesentlicher Gemengtheil. Nach der mineralogischen Zusammensetzung könnte man das Gestein als Granitit classificiren, obwohl es von typischem Granitit in der Structur und in der Ausscheidungsfolge abweicht. Um diesen Unterschied zur Geltung zu bringen und die Beziehung zum Kerntonalit anzudeuten, mag diese Varietät als Randgranitit bezeichnet werden.

Ein grosser Theil der Intrusionen in der Schieferhülle (überhängende Felswand am Weg vom Winkelbad zu den Reinfällen, Gang bei Mitterthal, südlich vom Reinwaldkern) fällt dieser Varietät zu.

Das schöne Gestein der mächtigen Intrusivmasse des Zinsnocks theilt mit der eben besprochenen Varietät den Mangel an Hornblende, dagegen ist die Menge des Mikroklin noch so gering, dass hier die Bezeichnung Quarzglimmerdiorit das richtige trifft.

In den an Kalifeldspath reicheren Varietäten des Randgranitits tritt stellenweise Mikroklin gleichsam porphyrisch aus dem mittel- oder feinkörnigen Gesteine hervor. Es ist aber sehr zweifelhaft, ob diese bis 3 Centimeter grossen, milch- oder bläulichweissen Körner, die bisweilen Karlsbader Zwillingbildung verrathen, als echte Einsprenglinge aufzufassen sind. Typische Blöcke dieser Varietät, die als porphyrtartiger Randgranitit bezeichnet werden soll, findet man bei der Tobelbrücke im Reinthal und in den mächtigen Schutthalden, welche von der Wasserfallspitze gegen den Höhenkofel herabziehen und durch ihren Reichthum an gneissähnlichen Einschlüssen ausgezeichnet sind.

Ueber den gegenseitigen Verband dieser Varietäten in der Randzone und mit dem Kerntonalit kann ich keine bestimmten

Angaben machen. Man erhält den Eindruck, als wären diese Varietäten unbestimmt gegeneinander abgegrenzt und durch Uebergänge untereinander und mit dem Kerngestein verbunden; auch Löwl kommt zu dem Resultat, dass die Randgesteine „wolkg“ in den Kerntonalit verfließen. ¹⁾ Nach Löwl's Angabe herrschen diese Randgesteine im Rieserkern bedeutend vor.

Für eine fernere Gesteinsvarietät lässt sich dagegen an mehreren Stellen deutlich gangförmiges Aufsetzen erkennen. Die schmalen aplitischen Adern im Kerntonalit wurden schon erwähnt. In grösserem Masstab wurden solche Aplitgänge in der Randzone beobachtet. Die deutlichste Stelle findet sich am Nordwestabhänge des Burgkofels, wo derartige Gänge von grösserer Mächtigkeit sowohl im Kerntonalit als im porphyrtigen Randgranit auftreten. Das Gestein dieser Gänge zeigt feines oder mittleres Korn, ist arm an Biotit und zu ihm gesellt sich in nicht ganz unbeträchtlicher Menge Muscovit als primärer Gemengtheil. Dieses Gestein enthält gleichwohl immer noch die charakteristischen zonar struirten Plagioklase mit recht basischen Kernen, und wenn wir es als aplitähnlich bezeichnen, so ist es doch in seiner mineralogischen Zusammensetzung ebensoweit entfernt vom eigentlichen Aplit, wie der Tonalit vom Granit; es mag als aplitähnlicher Randgranit bezeichnet werden.

Die Randgesteine zeigen an mehreren Stellen local eine sehr grobkörnige Structur, und vermitteln so den Uebergang zu den grobkörnigen Pegmatiten, denen eine gesonderte Besprechung vorbehalten ist.

Die verschiedenen Varietäten unterscheiden sich merklich in den Mengenverhältnissen, zum Theil auch in der Art der Gemengtheile. Es wäre eine lehrreiche Aufgabe, diesen Verschiedenheiten auch in chemischer Beziehung nachzugehen. Dies muss künftigen Untersuchungen überlassen bleiben. Inzwischen können aber die

¹⁾ In den von Löwl publicirten Profilen sind diese Randgesteine mit δ Diorit bezeichnet, einer petrographisch nicht ganz znlässigen Abkürzung für Quarzglimmerdiorit. Als solchen hatte ich die mir zuerst bekannt gewordenen Randgesteine bestimmt; die mikroklinreicheren Varietäten, auf welche diese Bezeichnung nicht mehr passt, lernte ich erst später kennen. Ich muss diese Verhältnisse erwähnen, da man bei flüchtiger Betrachtung von Löwl's Profilen auf den Gedanken kommen könnte, die Intrusivmassen der Rieserferner hätten dioritische (basische) Randzonen. Dies ist nirgends der Fall, vielmehr sind die Randzonen durchwegs saurer und alkalireicher als der Kern.

unten folgenden Zahlen für das spezifische Gewicht der aufgezählten Varietäten einen Masstab abgeben für den Betrag, den diese Unterschiede erreichen. Die Zahlen wurden durch Wägung grösserer möglichst frischer Stücke des Gesteines mittelst der hydrostatischen Wage bestimmt.

Dioritische Schlieren im Kerntonalit (Reinthal)	2·917
Normaltonalitblöcke im Reinthal	2·790
Kleinkörniger Randtonalit, Höhenkofel	2·731
Quarzglimmerdiorit, Zinsnock	2·688
Porphyrtartiger Randgranitit, Höhenkofel	2·665
Aplitartiger Randgranit, Burgkofel	2·626

Vorgreifend mag hier gleich erwähnt werden, dass für den gangförmig auftretenden Tonalitporphyr der Geierast die Zahl 2·683 erhalten wurde.

Diesem Wechsel des spezifischen Gewichtes entspricht ein solcher in der Art (vergl. Plagioklas) und Menge der Gemengtheile. Das letztere Verhältnis kann leicht übersehen werden, da die feinere Vertheilung der farbigen Gemengtheile in den Randgesteinen ihr Zurücktreten an Menge verhüllt. Sehr klar ergibt es sich aus folgenden Versuchen, die wesentlichen Gemengtheile nach dem spezifischen Gewichte quantitativ zu trennen. Es diente hierzu von den feinsten staubartigen Theilchen durch Schlämmen befreites Pulver des Normaltonalits (Blöcke im mittleren Reinthal) und des porphyrtartigen Randgranitits (Höhenkofel). Das Pulver wurde mittelst schwerer Flüssigkeit nach abnehmendem spezifischen Gewicht in Partien zerlegt und die erhaltenen Pulvermengen gewogen.

	Normaltonalit	Randgranitit	Besteht aus:
I. $s > 2·73$	39·6 Proc.	10·5 Proc.	Biotit u. Hornblende, Apatit etc.,
II. $s > 2·63$	57·8 „	46·9 „	Plagioklas und Quarz,
III. $s > 2·58$	1·2 „	24·1 „	Mikroklin mit natronreichem Plagioklas,
IV. $s < 2·58$	1·4 „	18·5 „	fast reinem Mikroklin.

Mikroskopische Physiographie der Gemengtheile.

Untersuchungsmethoden.

Bei den zu schildernden Untersuchungen kamen zum ersten Male in systematischer Weise jene Methoden zur Anwendung, über

welche in diesen Mittheilungen zum Theil schon berichtet wurde, und welche hauptsächlich darauf ausgingen, die verbreiteten, namentlich die farblosen Gemengtheile mit grösserer Schärfe und übersichtlich zu unterscheiden, nicht nur das Vorhandensein von Quarz, Plagioklas, Orthoklas zu erweisen, sondern gleichzeitig deren Vertheilung im Dünnschliff mit einem Blick zu übersehen. Diese Methoden haben sich zum Theil während des Studiums dieser Gesteine aus anfänglichen tastenden Versuchen entwickelt. Gegenwärtig sind sie so vervollkommenet, dass sie mit Sicherheit gehandhabt werden können und ein zuverlässiges Hilfsmittel bei der Untersuchung darbieten.¹⁾ Die Aetz- und Färbemethode kann mit Vortheil auch auf angeschliffene Flächen der Handstücke angewendet werden.

In einer in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie publicirten Studie²⁾ habe ich gezeigt, in welcher Weise man die Lichtbrechungsunterschiede der Gesteinsgemengtheile zur Bestimmung benützen kann.

Um kleinere Unterschiede der Lichtbrechung zu erkennen, kann man sich entweder starker Ablendung bei centraler Beleuchtung oder schiefer Beleuchtung bedienen.

Im ersteren Falle beobachtet man ein charakteristisches Verhalten an den Grenzen stärker und schwächer lichtbrechender Durchschnitte bei verschiedener Einstellung des Tubus. Nehmen wir an, wir hätten einen Durchschnitt eines stärker lichtbrechenden Minerals umschlossen von einem schwächer lichtbrechenden. Bei stark eingegengtem Beleuchtungskegel erscheint die Grenze bei einer bestimmten Einstellung als haarscharfe Linie. Hebt man den Tubus, so entwickelt sich auf der Seite des stärker lichtbrechenden Durchschnittes eine schmale Lichtlinie, die sich bei weiterer Hebung verbreitert und verschwimmt. Bei Senkung des Tubus erhält man dieselbe Erscheinung: auf der Seite des schwächer lichtbrechenden Minerals. Die Lichtlinie an der Grenze lässt durch eine optische Täuschung den ganzen Durchschnitt heller beleuchtet erscheinen als die Umgebung. Es erscheint also bei einer Hebung (Senkung) des Tubus das stärker (schwächer) lichtbrechende Mineral heller erleuchtet.

¹⁾ Vergl. diese Mitth., XII.

²⁾ F. Becke, Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzungsber. der Wiener Akad. I. Abth., 1893, Juliheft.

Vorausgesetzt ist, dass die Grenze rein sei von fremden Körpern (Zeretzungsproducten, Einschlüssen, Glashäutchen zwischen den Durchschnitten etc.). Die erforderliche Einengung des Beleuchtungskegels erzielt man am besten durch Einschaltung einer Irisblende unter dem Polarisator (bei den Instrumenten von F u e s s) oder durch Senken des den Polarisator tragenden Armes, nachdem über demselben eine passende Blende angebracht wurde (bei den Instrumenten von R e i c h e r t).

Bei Beobachtung mit schiefer Beleuchtung, die bei den F u e s s'schen Mikroskopen leicht durch seitliche Verschiebung der halbgeöffneten Irisblende erzielt werden kann, beobachtet man bei Verschiebung der Irisblende nach rechts, dass die im Bilde nach rechts gewendeten Grenzen der stärker lichtbrechenden Durchschnitte heller erleuchtet erscheinen, wodurch sie sich plastisch von der schwächer lichtbrechenden Umgebung abheben. Derselbe Effect kann erzielt werden, indem man über dem Ocular die Randstrahlen mit einem von rechts gegen die Mitte vorgeschobenen Schirm abfängt, z. B. mit dem Mikrorefractometer von S. E x n e r.

Mittelst dieser Hilfsmittel kann man noch sehr geringe Unterschiede der Lichtbrechung wahrnehmen. Ein Unterschied von $\frac{1}{1000}$ im Brechungsexponent der aneinandergrenzenden Durchschnitte ist noch wahrnehmbar.

Dieses bisher ziemlich vernachlässigte Hilfsmittel lässt nun den Orthoklas, dessen Brechungsexponenten weit unter denen aller Plagioklasse und des Quarzes stehen, mit Leichtigkeit und auf einen Blick von den anderen farblosen Gemengtheilen unterscheiden. Ganz sicher ist unbewusst die Unterscheidung häufig unter Benützung dieser Lichtbrechungsunterschiede erfolgt. Ich halte dieses diagnostische Mittel für weitaus zuverlässiger als die optische Orientirung und die mangelnde Zwillingsstreifung.

Die Plagioklasse gestatten aber, wofern sie mit Quarz verwachsen vorkommen, eine noch viel genauere Bestimmung unter dem Mikroskope, als bis jetzt mit Hilfe der Auslöschungsschiefen der zufälligen Durchschnitte in Dünnschliffen möglich war.

Ein Vergleich der mittleren Brechungsquotienten für die verschiedenen Plagioklasse und für Quarz lehrt, dass Albit und Oligoklas schwächer, Andesin, Labrador, Anorthit stärker lichtbrechend sind als Quarz.

Man kann aber noch weiter gehen, wenn man auf die Verschiedenheiten der Brechungsexponenten infolge der Doppelbrechung Rücksicht nimmt. Jedem Plagioklasdurchschnitt entsprechen hier nach zwei verschiedene Brechungsquotienten, von denen der grössere γ' zwischen β und γ , der kleinere α' zwischen α und β liegen muss. Ebenso liefern die Quarzdurchschnitte zwei verschiedene Brechungsexponenten, von denen der kleinere mit ω identisch ist, während der grössere zwischen ω und ε liegt, sich aber ε nähert, wenn man nur die stark doppelbrechenden, annähernd der Axe parallelen Durchschnitte berücksichtigt.

Wenn man nun solche Durchschnitte aufsucht, in welchen Plagioklas und Quarz aneinandergrenzend gleichzeitig auslöschten, und berücksichtigt, dass hierbei entweder ω und ε mit α' und γ' gleichsinnig, oder unter 90° gekreuzt sein können, so lassen sich 4 verschiedene Vergleiche ausführen; man kann in der Parallelstellung ω mit α' vergleichen, wenn man das Präparat so einstellt, dass ω des Quarzes mit der Schwingungsrichtung des Polarisators übereinstimmt; nach einer Drehung um 90° erhält man den Vergleich von ε und γ' . In der Kreuzstellung lässt sich in derselben Weise successive ω und γ' , ε und α' vergleichen.

Da α' und γ' in der Plagioklasreihe regelmässig mit dem Gehalt an Anorthitsubstanz ansteigen, indem beim Albit beide kleiner als ω von Quarz, beim Labradorit dagegen schon beide grösser als ε sind, so lassen sich, wie am angeführten Orte ausführlicher begründet wurde, folgende Abtheilungen der Plagioklasreihe unterscheiden:

	Parallelstellung	Kreuzstellung	Zusammensetzung
I.	$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma'$	$\omega > \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$	$Ab \dots \dots \dots Ab_8 An_1$
II.	$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma'$	$\omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$	$Ab_8 An_1 \dots \dots Ab_3 An_1$
III.	$\omega = \alpha' \quad \varepsilon > \gamma'$	$\omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$	$Ab_3 An_1 \dots \dots Ab_2 An_1$
IV.	$\omega < \alpha' \quad \varepsilon = \gamma'$	$\omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$	$Ab_2 An_1 \dots \dots Ab_3 An_2$
V.	$\omega < \alpha' \quad \varepsilon < \gamma'$	$\omega < \gamma' \quad \varepsilon = \alpha'$	$Ab_3 An_2 \dots \dots Ab_1 An_1$
VI.	$\omega < \alpha' \quad \varepsilon < \gamma'$	$\omega < \gamma' \quad \varepsilon < \alpha'$	$Ab_1 An_1 \dots \dots An.$

Die Abtheilung I kann als Albit, II als saurer, III als basischer Oligoklas, IV als saurer, V als basischer Andesin bezeichnet werden, VI umfasst die Glieder von Labrador aufwärts. Diese neue Bestimmungsmethode ergänzt in willkommener Weise die anderen, die sich auf die Ermittlung der Auslöschungsschiefe in orientirten Schnitten gründen.

Letztere Methode kann insbesondere auch bei der Charakterisierung der Hornblenden und Augite wertvolle Behelfe liefern. Nur ist es vor allem wichtig, die Auslöschungsschiefe auf Schnitten nach 010 zu kennen. Diese lassen sich leicht in den Dünnschliffen an dem centrisch symmetrischen Interferenzbild bei konoskopischer Untersuchung erkennen. Die Angaben derartiger Auslöschungsschiefen wurden stets auf die Einzelfläche 010 und auf die *c*-Axe als Ausgangsrichtung bezogen. Der Sinn der Abweichung wird stets durch + (im Uhrzeigersinn) und — (entgegengesetzt) angegeben.

Die Gemengtheile.

Wenn man die Gemengtheile des Normalgesteins nach ihrer Menge ordnet, so würde die Reihenfolge lauten: Plagioklas, Biotit, Quarz, Hornblende, Mikroklin, sodann die accessorischen Gemengtheile. In den mikroklinreichsten Randgesteinen dürfte die Menge von Mikroklin, Plagioklas und Quarz ungefähr gleich sein; Biotit tritt an Menge zurück. Dabei zeigen die Gemengtheile so viel Gemeinsames, dass eine gemeinsame Besprechung möglich und geboten erscheint. Sonach sollen die wesentlichen Gemengtheile in folgender Reihenfolge geschildert werden: Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Hornblende, Biotit, sodann folgen die accessorischen: Muscovit, Granat, Apatit, Zirkon, Titaneisen.

Plagioklas.

Seine schneeweiße Farbe gibt dem Gestein sein charakteristisches Aussehen. In den Dünnschliffen hebt er sich schon im gewöhnlichen Licht durch kräftige Lichtbrechung aus der Umgebung der übrigen farblosen Gemengtheile (Mikroklin und Quarz) hervor. Viele Durchschnitte zeigen, namentlich wo sie an Quarz grenzen, automorphe Gestaltung; auch wenn diese in den äusseren Umrissen nicht erhalten ist, oder durch Verwachsung mit den Nachbarn gehemmt wurde, lassen doch die Anwachsstreifen die Form errathen. Sie ist durch gleichmässige Entwicklung von *M* und *P* breit parallel-epipedisch; sonst lassen sich noch *y*, *l* und *T*, seltener und untergeordnet auch *x* oder eine Pyramide der Zone [*Mx*] erkennen.

Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz combinirt mit dem Carlsbader Gesetz ist bei den grösseren Individuen die Regel. Die Lamellen nach dem Albitgesetz sind aber weder sehr zahlreich, noch sehr regelmässig, sondern häufig absätzig entwickelt. Seltener treten Lamellen-

systeme auf, die sich nahezu rechtwinklig durchkreuzen und auf gleichzeitige Ausbildung des Albit- und Periklingsetzes hindeuten.

Die Untersuchung der Durchschnitte im polarisirten Lichte enthüllt einen äusserst complicirten Aufbau. Im allgemeinen kann man unterscheiden:

- a) einen basischen inhomogenen Kern
- b) die zonar struirte Hülle
- c) secundäre Adern.

I. Der Kern.

Die meisten Durchschnitte zeigen einen schon im gewöhnlichen Licht durch höhere Lichtbrechung, Trübung und Ansiedlung verschiedener Neubildungen von der durchsichtigen Hülle unterscheidbaren Kern. Bei der optischen Untersuchung erweist sich der Kern selbst als inhomogen. Bei deutlicher Ausbildung erkennt man ein stark lichtbrechendes Kerngerüst, das nach den hohen Werten der Auslöschungsschiefe in Schnitten parallel M aus einer kalkreichen Plagioklasmischung besteht. Häufig lässt dieses Kerngerüst Spuren von Zonenstructur erkennen; es ist durch grossen Reichthum an wässerigen Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet und secundären Veränderungen stark ausgesetzt. Das Kerngerüst ist vielfach unterbrochen und bildet eine schwammige Masse, die häufig nur gegen aussen einigermaßen zusammenhängende Partien darbietet, was die Abgrenzung des inhomogenen Kerns gegen die darauffolgenden Hüllen recht auffällig erscheinen lässt.

Die Lücken des schwammigen Kerngerüsts werden in krystallographisch paralleler Orientirung durch eine in der Auslöschungsschiefe um mehrere Grade abweichende Feldspathmischung ausgefüllt. Diese Füllsubstanz erweist sich auch häufig als inhomogen, erscheint bei keiner Stellung des Durchchnittes vollkommen dunkel; die in verschiedenen Stellungen auslöschenden Partien sind ebenso unregelmässig gegeneinander abgegrenzt wie gegen das Kerngerüst. Gleichwohl erweisen gelegentlich durchgehende Zwillinglamellen und Spaltrisse, dass diese Partien krystallographisch parallel orientirt sind, die Verschiedenheiten der optischen Orientirung und die deutlich wahrnehmbaren Unterschiede der Lichtbrechung daher auf Unterschieden der chemischen Zusammensetzung beruhen. Nur in seltenen Fällen lässt sich ein unmittelbarer Zusammenhang der Füllsubstanz mit gleichzeitig auslöschenden Zonen der Hülle nachweisen. Häufig

finden sich erst in den äusseren Theilen der Hülle Zonen, die mit der Füllsubstanz optisch übereinstimmen; die Füllsubstanz ist in diesen Fällen saurer, natronreicher als die unmittelbar den Kern umschliessenden Zonen. Doch wurde stets beobachtet, dass die Füllsubstanz sich bezüglich ihrer Orientirung im Rahmen der von den Zonen der Hülle gesteckten Grenzen hält.

Die Füllsubstanz wurde frei von Flüssigkeitseinschlüssen befunden, oder doch sehr merklich ärmer als das Kerngerüst. Die Mengenverhältnisse zwischen Kerngerüst und Füllsubstanz schwanken in weiten Grenzen; häufiger scheint aber die letztere zu überwiegen.

2. Die Hülle.

Um diesen inhomogenen Kern legen sich in centralen Durchschnitten concentrische Zonen, welche im grossen und ganzen der bekannten Regel folgen, dass nach aussen immer albitreichere Schichten folgen. Würde ein mikroskopischer Wanderer die Zonenfolge von innen nach aussen durchwandern, indem er immer der entsprechenden Auslöschungsrichtung nachgeht, so würde er in Durchschnitten nach M eine nach oben concave Curve beschreiben. Selten würde diese Curve ganz stetig ausfallen (einfach fortschreitende Zonenstructur Höpfnér's), sehr häufig würde sie aus Gliedern zusammengesetzt sein, die im kleinen demselben Gesetze folgen (periodische Zonenfolge mit basischen Recurrenzen) oder aus abwechselnden sehr kurzen geradlinigen Strecken zickzackförmig sich zusammensetzen. Die letztere Form kann wohl auch in jene übergehen, wo die scharfen Knicke sich verlieren und ein stetiger Uebergang von sauren zu basischen Mischungen und wieder zurück vorzuliegen scheint. Indessen ist nicht zu vergessen, dass der Anschein solcher stetigen Uebergänge auch dadurch hervorgerufen werden kann, dass ein Schichtenbündel der gewöhnlichen Art vom Schliiff schief durchschnitten wird, so dass sich die in Wirklichkeit scharfen Grenzen schräg überlagern. Diese Erwägung wird dadurch nahe gelegt, dass nicht selten in Durchschnitten nach M bestimmte Zonenfolgen, soweit sie dem Anwachskegel der Flächen P und y angehören, scharfe Grenzen zeigen, während sie in den Anwachskegeln der Flächen l T (und x oder vielmehr o) verwaschen scheinen.

Als sehr bezeichnend ist hervorzuheben, dass ausnahmslos zu äusserst eine stetige Zonenfolge immer albitreicherer Schichten an-

getroffen wird, die allerdings bald schmaler, bald breiter entwickelt ist und zu äusserst die albitreichste Feldspathmischung der ganzen Hülle enthält.

3. Adern.

Die Hülle sowohl als der Kern der Feldspathe werden ab und zu, besonders deutlich in mechanisch stark beeinflussten Gesteinspartien von Adern durchzogen, welche aus einer nach Auslöschungsrichtung und Lichtbrechung noch natronreicheren Mischung bestehen. Auch die Substanz dieser Adern ist krystallographisch parallel orientirt mit der Hauptmasse. Die Adern durchsetzen den Feldspath in anscheinend unregelmässiger Weise, stellenweise entstehen ganze Netzwerke des albitähnlichen Feldspathes; nicht selten beobachtet man, dass die Adern eine bestimmte Richtung bevorzugen, die dann mit der *c*-Axe des Feldspathes übereinstimmt. Bei den Feldspathen eines porphyrischen Gesteines von der Geierrast wurde beobachtet, dass grössere Partien der Hülle durch solchen Aderfeldspath verdrängt zu sein schienen, unter Erhaltung der äusseren automorphen Contour. Die Verdrängung ging von solchen Stellen aus, wo durch die Anhäufung von sehr kleinen Muscovitschüppchen in Flasern, die sich um die Ecken der Feldspathdurchschnitte herumschmiegen, dynamische Beeinflussung der Feldspathe angedeutet ist.

Die ausserordentlich zusammengesetzte Beschaffenheit der Plagioklaskörner ist in mehr als einer Beziehung bemerkenswert. Ohne Zweifel ist ihr hauptsächlich die schneeweisse Farbe der Feldspathkörner, sowie der perlmuttähnliche Glanz der Spaltflächen nach *M* zuzuschreiben, den schon der Entdecker des Tonalit Gerhard vom Rath als charakteristisch für dieses Gestein hervorgehoben hat.¹⁾ Diese Eigenthümlichkeiten lassen den Plagioklas im Handstück nach einiger Uebung vom mitvorkommenden bläulichweissen Mikroklin unterscheiden.

An den Plagioklasdurchschnitten nach *M* beobachtet man Anzeichen von Dispersion der Auslöschungsrichtungen. Stellt man einen Durchschnitt nach 010 auf dunkel ein, und dreht ihn im Uhrzeigersinn, so wird er bläulichweiss, bei entgegengesetzter Drehung gelblichweiss. Hieraus ist zu schliessen, dass die negative Auslöschungsschiefe gegen die Kante *M/P* für das rothe Ende des Spectrums grösser

¹⁾ Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch. 1864, pag. 250.

ist als für das violette. Stellt man die Füllsubstanz oder die innersten Hüllen eines der complicirten Plagioklasdurchschnitte auf dunkel ein, so erscheint das Kerngerüst gelblich, die äusseren Hüllen bläulichweiss.

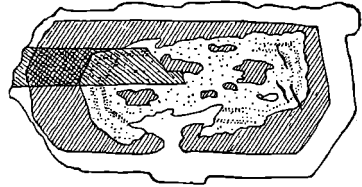
Die Zusammensetzung der Plagioklase ändert sich in den verschiedenen Gesteinsvarietäten in dem Sinne, dass im Kerntonalit basischere, in den verschiedenen Randgesteinen sauerere Feldspathmischungen vorherrschen.

Folgende Angaben werden dies bestätigen; sie können zugleich als Beispiele für die eben geschilderten Strukturverhältnisse der Plagioklase dienen.

Fig. 2.

Kerntonalit.

Ein Schnitt ungefähr parallel *M* (vergl. beistehende Fig. 2) lässt ein schwammiges Kerngerüst (in der Figur punktirt) mit Andeutung von Zonenstructur erkennen, darüber folgen in ihrer Auslöschungsschiefe merklich verschiedene Hüllen, die auch (deütlich am unteren Rande) als Füllsubstanz in die Lücken des Kerngerüstes eingreifen. Adern durchziehen Kerngerüst und Hüllen. Der schraffierte Streifen links ist eine Periklinlamelle.



Auslöschungsschiefe:

Kern	{	— 31°
	—	26°
innere Hülle (schraffirt)		— 21°
äussere Hülle (weiss)		— 10°
Adern (schwarz)		+ 3·2°.

Andere ähnliche Schnitte gaben Auslöschungen, die zwischen einem Maximum von — 27 bis 23 für den Kern und einem Minimum von — 13·5 bis 7 für die äussersten Hüllen schwanken.

Die Untersuchung der äusseren mit Quarz in Berührung kommenden Schichten mittelst der Lichtbrechungsunterschiede ergab in allen Fällen Andesin, und zwar entweder basischen Andesin, z. B. in Blöcken aus dem Reinthal:

$$\omega < \alpha' \quad \varepsilon < \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon = \alpha'$$

oder sauren Andesin (Einschluss im aplitischen Randgranit vom Burgkofel):

$$\omega < \alpha' \quad \varepsilon = \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'.$$

In dem feinkörnigen *Randtonalit* vom Höhenkofel zeigen die Plagioklase noch keine merkliche Verschiedenheit. Durchschnitte nach *M* liefern im Mittel

für das Kerngerüst	— 29°
„ die Füllsubstanz	— 19°
„ „ äusserste Hülle	— 11°.

Die äusserste Hülle zeigte folgendes Verhalten beim Vergleich mit Quarz:

$$\omega = \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha',$$

was auf basischen Oligoklas hinweist. Stellen, wo der Quarz mit den inneren Schichten der Hülle verglichen werden konnte, gaben aber $\varepsilon = \alpha'$, was auf basischen Andesin deutet.

Basischer Oligoklas bildet auch die an vielen Stellen am Rande der Mikroklinkörner auftretenden mikropegmatischen Verwachsungen mit Quarz.

Im Quarzglimmerdiorit des Zinsnock lieferten Schnitte nach *M* folgende Zahlen:

Kerngerüst	— 23·5°
Füllsubstanz	— 9 bis — 11
erste Hülle	— 12 bis + 5
äusserste Hülle	— 8·5 bis + 6.

In diesem Gestein sind die basischen Recurrenzen sehr ausgeprägt, die Hüllen zeigen einen Umschlag im Sinne der Auslöschungsrichtungen, der sich auch in den Schnitten senkrecht zur Längsfläche an den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz zu erkennen gibt.¹⁾

Der Vergleich der äusseren Hüllen gibt in vollkommener Uebereinstimmung:

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$

oder sauren Oligoklas.

Der mikroklinreiche porphyrtartige *Randgranitit* vom Höhenkofel zeigt an den Plagioklasen so unvollkommene Formentwicklung, dass Schnitte nach *M* mit Sicherheit nicht erkannt werden konnten; doch liess sich an Durchschnitten mit deutlicher Zwillingsstreifung erkennen, dass der Sinn der Auslöschungsschiefe nicht umschlägt,

¹⁾ Vergl. F. Becke, Eruptivgesteine aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Diese Mittheilung, 1883, pag. 160.

wenn man eine Zwillingslamelle aus dem Kern in die Hüllen verfolgt, woraus geschlossen werden darf, dass die äusseren Zonen die Zusammensetzung des sauren Oligoklases nicht erreichen. Die Vergleichung mit Quarz ergab für die äusseren Hüllen

$$\omega < \alpha' \quad \varepsilon = \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha',$$

was einem Andesin von saurer Zusammensetzung entspricht. Die mikropegmatitisch mit Quarz verwachsenen Plagioklaspartien ergaben

$$\omega = \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$

oder den Charakter von basischem Oligoklas.

Im aplitartigen Randgranit sind die Plagioklase besser begrenzt und es war möglich, Durchschnitte beiläufig nach *M* ausfindig zu machen.

Die besten ergaben für den hier an Masse sehr zurücktretenden

Kern	— 17°
äusserste Hülle . . .	0 bis + 0·5°
Adern	+ 6·5°.

Der Vergleich mit Quarz ergab:

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$

für die Hüllen, wonach man auf sauren Oligoklas zu schliessen hätte; dasselbe Resultat ergab die Untersuchung der hier reichlich vorhandenen mikropegmatitischen Partien.

Die gewonnenen Resultate sollen hier nochmals tabellarisch zusammengestellt werden.

	Kern	äusserste Hüllen	Plagioklas des Mikropegmatit
Kerntonalit	Bytownit	Andesin	—
fein königer Randtonalit	Bytownit	Andesin	basischer Oligoklas
Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock	Labrador	saurer Oligoklas	—
mikroklinreicher Randgranit	?	saurer Andesin	basischer Oligoklas
Aplitähnlicher Randgranit	Zw. Andesin u. Labrador	saurer Oligoklas	saurer Oligoklas

Dass in der That die chemische Zusammensetzung der Plagioklase in den verschiedenen Abänderungen etwas variirt, wird noch durch folgenden Versuch bekräftigt. Bei den auf pag. 385 angeführten

Versuchen, die wesentlichen Gemengtheile quantitativ zu trennen, wurde zwischen der I. aus Biotit und Hornblende und der II. aus Plagioklas und Quarz bestehenden Partie eine kleine Menge eines unreinen aus Biotit und weissen Körnchen bestehenden Zwischenproductes gewonnen, das nicht gewogen wurde. Die weissen Körnchen bestanden aus den schwersten Antheilen der Plagioklase. Beim Kerntonalit waren die Körnchen durch Salzsäure zersetzbar und in der Lösung wurde *Al* und *Ca* mikrochemisch nachgewiesen. Beim mikroklinreichen Randgranit wurden die zuerst ausfallenden Plagioklaskörnchen von Salzsäure nicht mehr merklich angegriffen; sie lieferten aber nach Behrens untersucht ebenfalls Reaction auf *Ca* und *Al*, sowie in der Bořický'schen Probe auf *Na*.

Mikroklin.

Der Kalifeldspath findet sich in sehr wechselnder Menge. Im Kerntonalit bildet er unbedeutende xenomorphe Körner, die zwischen den grossen Plagioklasen eingeklemmt sind. In grösserer Menge findet er sich in den saueren Randgesteinen, hier treten oft auch grössere Körner auf, die durch ihre grössere Durchsichtigkeit und bläuliche Färbung sich vom schneeweissen Plagioklas abheben. Aber auch hier zeigt sich nie eine Andeutung von Krystallform. Die Körner sind rundlich oder unbestimmt eckig. Die Untersuchung der grösseren Körner aus dem porphyrartigen Randgranit ergab, dass Mikroklin vorhanden sei. Mikroklingitterung ist auch an den Durchschnitten der Dünnschliffe häufig zu beobachten; wenn sie in manchen Durchschnitten fehlt, so darf gleichwohl nicht auf Orthoklas geschlossen werden; denn wiederholt untersuchte ich Spaltstücke nach der besseren Spaltbarkeit (001), die dünngeschliffenen einheitlich auslöschten, unter 15° gegen die Spaltrisse nach (010). Ich glaube daher durchwegs das Vorhandensein von Mikroklin annehmen zu müssen. Häufig ist das Auftreten von einzelnen Mikroklinlamellen in Zwillingsstellung auf die randlichen Partien der Körner oder auf ganz vereinzelte Stellen beschränkt.

Eine allgemein verbreitete Erscheinung ist die Einlagerung von mikroperthitischen Spindeln, welche jedoch nie in hervorragend grosser Zahl auftreten, ferner finden sich insbesondere in den feinkörnigen mikroklinreicheren Randgesteinen sehr häufig jene rundlichen oder zapfenartigen Gebilde in den Rand der Mikroklinkörner eingesenkt,

welche im polarisirten Lichte mikropegmatitische (Implications-) Structur zeigen und hauptsächlich aus Plagioklas und Quarz bestehen. Ueber die Bedeutung dieser Mikropegmatitzapfen soll weiter unten gehandelt werden.

Die mikroperthitischen Plagioklasspindeln sind häufig bartähnlich an die Mikropegmatitzapfen und an eingeschlossene grössere Plagioklaskrystalle angewachsen. Nach verschiedenen Richtungen sieht man bisweilen die Spindeln von einem eingeschlossenen Plagioklaskorn auslaufen. Diese Erscheinungen sind mit der Vorstellung, dass die Mikroperthitispindeln ursprünglich bei der Erstarrung sich gebildet hätten, nicht recht vereinbar; viel leichter verständlich wird diese Erscheinung, wenn man annimmt, dass die Substanz derselben bei der ursprünglichen Gesteinserstarrung dem Kalifeldspath isomorph beigemischt war und bei nachträglicher Umlagerung sich in Gestalt jener Spindeln ausschied. Dabei konnten sehr wohl die angrenzenden Mikroperthitzapfen und eingeschlossenen Plagioklaskörner als Ansatzpunkte für die sich ausscheidenden Spindeln dienen.

Die optischen Eigenschaften dieser mikroperthitischen Spindeln konnten in orientirten Schliften untersucht werden, welche aus den grossen Mikroklinkörnern des porphyartigen Randgranitits vom Höhenkofel hergestellt wurden; es ergab sich, dass dieselben in Schliften nach *P* unter einem sehr kleinen Winkel gegen die Kante *MP* auslöschten, also einem Oligoklas entsprachen.

Quarz.

Der Quarz bildet keinen unwesentlichen Bestandtheil der Gesteinsmassen. Selbst im plagioklasreichsten Kerntonalit kann man nach den mikroskopischen Bildern etwa ein Viertel bis ein Fünftel der Gesteinsmasse auf Quarz rechnen. Dabei ist seine Neigung, sich in bestimmten Gebieten des Gesteins in ziemlich grossen einheitlichen Individuen auszubilden, welche zahlreiche, verschieden orientirte Plagioklaskörner ganz oder zum Theil umschliessen, gut erkennbar. Die Umgrenzungen dieser Körner sind ganz regellos, sie sind durch die umgebenden Körner vorgezeichnet. Solche Quarzlacunen, die sich schon im Handstück als licht rauchgraue Flecken vom schneeweissen Plagioklasgrund abheben, gehören zu den bezeichnendsten Eigen thümlichkeiten des Gesteins. Meist ist es Plagioklas, an den der Quarz angrenzt oder Mikroklin; selten kommt er mit Hornblende und

Biotit in Berührung, welche gewöhnlich durch Plagioklas umhüllt werden.

In den mikroklinreichen Randgesteinen bildet er dagegen gerne einigermassen rundliche und meist kleinere Körner.

Der Quarz zeigt sehr schön die bekannten Eigenthümlichkeiten des Granitquarzes. Haarfeine Mikrolithen, wie zarte schwarze Striche erscheinend, ferner unendlich dünne violettbraun durchscheinende Täfelchen von rundlicher, zerlappter oder sechsseitiger Form, endlich scharfe Zirkonkryställchen gehören zu den bezeichnendsten Einschlüssen, zu denen sich noch Scharen von Flüssigkeitseinschlüssen mit mobilen Libellen gesellen.

In manchen Handstücken zeigt der Quarz jenes grosskörnige Gefüge, das die Franzosen als Quartz granitoïde bezeichnen; in vielen Varietäten, namentlich auffallend in vielen Gesteinen der Randzone zeigen sich die oft beschriebenen undulösen Auslöschungen, welche sich bis zum Zerfall in die charakteristischen zackig-körnigen Aggregate steigern, die für dynamometamorphe Gesteine so charakteristisch sind. Bisweilen sind diese kataklastischen Erscheinungen begleitet von jener zarten Streifung, welche bei schwachen Vergrösserungen den Eindruck macht, als wären Lamellen von abweichender Licht- und Doppelbrechung annähernd senkrecht zur Hauptaxe eingelagert.

Hornblende.

Die Hornblende zeigt gewöhnlich nur in der Prismenzone halbwegs deutliche Begrenzung durch (110) und (010); oft wird auch diese vermisst und man sieht nur längliche Körner. Die Farbe ist vorherrschend dunkelgrün, in vielen Vorkommnissen zeigt sich ein sehr unregelmässig begrenzter, bräunlichgrüner Kern scharf abgegrenzt gegen die rein grüne Hülle. Der braune Kern erscheint nicht selten in inselartige Flecken aufgelöst, was mit der Annahme eines einfachen zonalen Wachstums nicht recht vereinbar ist, und auf eine nachträgliche Veränderung hinzuweisen scheint.

Nach dem optischen und chemischen Verhalten ist das vorliegende Mineral ein eisenreiches Glied der gemeinen Hornblende.

Die Auslöschungsschiefe in Schnitten sehr annähernd parallel (010) ¹⁾ wurde gefunden:

¹⁾ Vergl. oben, Untersuchungsmethoden, pag. 389.

- a) in dioritischen Schlieren des Kerntonalit (Reinthal) $cc = 14^\circ$,
- b) im feinkörnigen Randtonalit vom Höhenkofel $cc = 13\cdot5^\circ$.

Hier wurde beobachtet, dass cc im braunen Kern etwas kleiner ist als in der grünen Hülle; eine Messung war wegen der tiefen Färbung nicht möglich.

Spaltblättchen nach (110) aus den dioritischen Schlieren ergaben eine Auslöschungsschiefe von $12\frac{1}{2}^\circ$.

Die braune und grüne Modification unterscheiden sich auch durch die Lage der optischen Axen. In einem Dünnschliff des feinkörnigen Randtonalits fand sich ein Durchschnitt nahe parallel (100), der bei konoskopischer Beobachtung eine optische Axe A und die Spur der negativen Mittellinie a erkennen liess. Die scheinbaren Winkel mit der Flächennormalen n waren:

	nA	na
im braunen Antheil . . .	32°	26·5°
im grünen Antheil . . .	25°	33·5°

Nimmt man 1·64 als mittleren Brechungsexponent der Hornblende, so ergibt sich annähernd $2V = 68^\circ$ für den braunen, $2V = 71^\circ$ für den grünen Antheil. Das sind ähnlich niedrige Zahlen, wie ich sie vor Jahren an der gemeinen Hornblende des Adamellotonalit beobachtete.¹⁾

Der Pleochroismus ist kräftig; die Farben für b und c für die grüne und braune Modification etwas verschieden, für a ununterscheidbar; z. B. für die Hornblende aus dem feinkörnigen Randtonalit vom Höhenkofel:

	a	b	c
grüne Hornblende	hell ledergelb	dunkelgrasgrün	dunkelgrün in's bläulichgrüne
braune „	„	dunkelgrünlichbraun	dukelolivengrün

Das spezifische Gewicht wurde an der Hornblende aus dioritischen Schlieren des Kerntonalit durch Schweben in Methylenjodid zu 3·14 bestimmt. Die mikrochemische Probe ergab Reactionen auf Ca , Mg , Fe , ausserdem auch eine deutliche Reaction auf Al .

Die Hornblende enthält häufig Apatit und kleine bronzegelbe Erzpartikel als fremde Einschlüsse; sehr häufig ist Biotit parallel orientirt eingewachsen, so dass die Spaltfläche des Glimmers mit der Querfläche der Hornblende übereinstimmt. In den äusseren

¹⁾ $2V = 70\cdot5^\circ$. Vergl. diese Mitth. VII, pag. 105.

Partien finden sich oft kleine, scharf begrenzte Plagioklaskrystalle; durch die Orientirung und die hohe Lichtbrechung erweisen sie sich als anorthitreiche Mischungen. Die Erscheinung des Kerngerüsts wurde an diesen von Hornblende umschlossenen Plagioklasen nicht beobachtet.

Bisweilen kommen faserig-stenglige Fortwachsungen an den Rändern der dunkelgrünen Hornblenden vor, die aus viel heller gefärbter Hornblende bestehen. In der Orientirung der Auslöschungsrichtung ist kein merklicher Unterschied zu constatiren. Die Farben sind aber stark verschieden.

So wurde an einem Durchschnitte aus der öfter erwähnten dioritischen Schliere beobachtet:

	c	a
Kern	grasgrün in's bläuliche	blass gelbgrün
Fortwachsung	blassblaugrün	farblos.

Biotit.

Im Kerntonalit bildet der Biotit ausschliesslich bis 1 Centimeter hohe, horizontal gerippte Säulen, die beim Auswittern rundlich sechseckige Löcher hinterlassen. In den Randgesteinen sind xenomorphe Lappen in der Gesteinsmasse vertheilt. In allen untersuchten Varietäten erwies er sich optisch einaxig, wo nicht die optischen Erscheinungen durch Verstauchung und Verbiegung der Blättchen gestört sind. Die Farbe ist ein schönes helles holzbraun für α , dunkelrothbraun für β und γ .

Das specifische Gewicht wurde bestimmt zu 3·085—3·10 an mehreren Blättchen aus dioritischen Schlieren im Kerntonalit des Reinhals, zu 3·07 für Blättchen aus mikroklinreichem Randgranitit des Höhenkofels. Mikrochemisch liess sich *Al*, *Fe*, *Mg*, *K* nachweisen. Dass die Biotite der verschiedenen Gesteinsvarietäten nicht vollkommen gleichartig sind, ergibt sich ausser durch die etwas verschiedenen Zahlen für das specifische Gewicht auch aus anderen Beobachtungen. In den alkalireicheren Randgesteinen neigt die Farbe des Biotit kaum merklich in's Grünbraune; der Kerntonalit hat rein rothbraunen Biotit. Beide Minerale verrathen die Neigung, sich in chloritische Minerale umzusetzen, so dass homoaxe Pseudomorphosen entstehen. Im Kerntonalit hat dieser Chlorit sehr schwach positive Doppelbrechung, im Randgranitit bildet sich schwach nega-

tiver Chlorit. Alle Verschiedenheiten weisen wohl auf einen grösseren *Fe*-Gehalt im Biotit des Kerngesteines hin.

Sehr reichlich sind im Biotit Einschlüsse farbloser Apatitsäulen vorhanden; Hornblendeeinschlüsse habe ich nicht beobachten können, während umgekehrt in der Hornblende Biotiteinschlüsse sehr häufig sind. Kleine, gut begrenzte Plagioklaskrystalle, die in ihren optischen Eigenschaften und im Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen den basischen Kernen der Gesteinsplagioklase entsprechen, sind in den äusseren Theilen der Biotitdurchschnitte, aber wohl nie in deren Centrum vorhanden.

Die grossen Biotitsäulen im Kerntonalit lassen oft eine Umrandung mit kleinen Biotitlamellen erkennen, die gegen den Kern öfter deutlich durch eine Zone schwarzer Erzkörnchen oder auch durch kleine Feldspathindividuen abgegrenzt, nach aussen allmählichen Uebergang in grüne Farbentöne darbieten, dabei aber stets die hohe Doppelbrechung der Glimmer beibehalten und von den grünlichen, chloritischen Veränderungsproducten sehr leicht zu unterscheiden sind. Solcher mit einem Stich in's Grüne behafteter Biotit bildet oft auch Verwachsungen mit Zoisit und offenbar ebenfalls erst in einem späteren Stadium gebildeter Hornblende; ferner zeigt dieser grüne Biotitrand nie völlig ungestörte Lagerung, sondern die randlich angesetzten Lamellen weichen alle nach derselben Seite vom Parallelismus mit dem Kernkrystall ab, als ob sie unter einseitig wirkendem Druck gebildet wären.

An den grossen Glimmersäulen beobachtet man nicht selten Erscheinungen, die auf Gleitung nach den Flächen der Druckfigur hinweisen. Da diese Erscheinung bei den Ganggesteinen des Iselthales am deutlichsten sich offenbart, mögen vorgreifend die bei diesen Gesteinen gewonnenen Resultate schon hier angeführt werden.

Man sieht auf den Spaltflächen der Biotitsäulen mehr oder weniger scharfe Knicke, die auf einer der Randkanten senkrecht stehen. In den Durchschnitten senkrecht zur Spaltbarkeit entsprechen diesen Knicken geradlinige Streifen, innerhalb deren die feinen Spalt-*r*isse nach (001) abgelenkt erscheinen. Diese Streifen erscheinen bei Dunkelstellung des Hauptkrystalles hell. Die Streifen sind häufig beiderseits scharf abgegrenzt, bisweilen ist die Grenze nur einerseits scharf, auf der anderen unbestimmt. Dann verlaufen die Spalt-*r*isse bogenförmig aus der abgelenkten Lage in die Richtung derjenigen

des Hauptkrystalles; die Auslöschung des Streifens erfolgt dann nicht präcis und man beobachtet „wandernde Schatten“. Wo die Begrenzung beiderseits scharf, und eine genauere Messung möglich war, ergab sich, dass Spaltbarkeit und die damit zusammenfallende Auslöschungsrichtung im Streifen und im Hauptindividuum symmetrisch orientirt ist in Bezug auf die Längsrichtung des Streifens. Oefter wurde jedoch der Winkel zwischen Auslöschung und Begrenzung der Lamelle etwas kleiner gefunden als er nach der angeführten Regel hätte sein sollen, niemals grösser; als ob die angestrebte symmetrische Grenzlage nicht völlig erreicht worden wäre.

Die verschobenen Streifen durchsetzen manchmal die ganze Höhe, manchmal nur Theile der Glimmersäulen. Häufig enden sie an fremden Einschlüssen. Selten beobachtet man ein einziges System solcher Lamellen, die dann gleichzeitig auslöschen; öfter sind zwei, manchmal auch drei Systeme zu beobachten. In diesem Fall beobachtet man stets einen Unterschied in der Breite der Lamellen, und zwar waren stets die breitesten und am wenigsten präcis ausgebildeten jene, welche sich der rechtwinkeligen Orientirung gegen die Spaltrisse am meisten näherten.

An den Durchschnitten des porphyrischen Gesteines vom Michelsbacher Wasserfall im Iselthal wurde an mehreren Individuen der Winkel zwischen der Spaltrichtung des Hauptindividuums und der Richtung der Streifensysteme gemessen. Die Lamellensysteme sind mit I, II, III bezeichnet und so geordnet, dass I das schmalste und am meisten von der Rechtwinkligkeit abweichende System bedeutet.

Als Ausgangspunkt für die Messung dient die Trace der Endfläche, die Zeichen + und — bezeichnen Drehung im Uhrzeigersinn oder entgegengesetzt.

	1	2	3	4	5	6
I. . . .	— 75	— 71	+ 75	— 65	+ 76	+ 80
II. . . .	+ 81	+ 75	+ 84	+ 72	—	—
III. . . .	—	+ 80	—	—	—	—

Da die unter dem Mikroskope beobachteten Winkel von der unbekanntem Schnittrichtung abhängig sind, so lassen sich aus diesen Zahlen nur wenig sichere Folgerungen ableiten; doch scheint soviel gewiss, dass hier zum Theil steilere Gleitflächen entwickelt sein müssen, als Tschermak beobachtet hat, der für die Gleitflächen der Glimmer Winkel von circa 55° und 66° angibt.

Die Beobachtungen lassen aber keinen Zweifel, dass auch beim Glimmer die Gleitung von einer Umstellung in Zwillingsstellung begleitet wird, wie dies von Kalkspath, Eisenglanz, Diopsid und anderen Mineralen bekannt ist.

Accessorische Gemengtheile.

Der Muscovit spielt in den körnigen Gesteinen der Rieserfernergruppe keine hervorragende Rolle. Dem Kerntonalit fehlt er als ursprünglicher Gemengtheil. In den mikroklinreichen Varietäten des Randgesteines und namentlich in den aplitähnlichen, deutlich gangförmig auftretenden Gesteinen kommt er mit Biotit zusammen in scharf ausgebildeten Tafeln vor; ebenso ist er in manchen Pegmatiten reichlich vorhanden; er bildet hier öfter mehrere Centimeter grosse rhombische Tafeln. Als Neubildung ist er sehr häufig insbesondere in den theilweise zersetzten basischen Kernen der Plagioklase, in denen sich öfter ganze Nester ziemlich grosser Schuppen ansiedeln. Spärlich und local beschränkt ist dagegen sein Auftreten in zartschuppigen Streifen in der Form von Sericitfasern.

Unter den accessorischen Gemengtheilen wird der Granat am häufigsten mit freiem Auge wahrgenommen; eine Beziehung seines Auftretens zur Contactgrenze konnte ich im Reinwaldkern nicht mit Sicherheit erkennen; dagegen lässt sich sagen, dass er in den gangförmig auftretenden Tonalitporphyriten regelmässig auftritt. Im Reinwaldkern findet er sich sowohl in den hornblendereichen, dem eigentlichen Diorit nahe stehenden Varietäten, als in dem Normalgestein; und auch in den hornblendearmen Randgesteinen findet er sich vor. Nur in den sehr hell gefärbten glimmerarmen aplitähnlichen Gesteinen fehlt er, wie es scheint.

Der accessorische Granat muss sich sehr frühzeitig aus dem Magma ausgeschieden haben; denn er hat unverkennbar als Structurcentrum gewirkt, um welches die übrigen Minerale gesetzmässig gelagert sind. Stücke aus dem Reinhthal, der hornblendereichen Varietät angehörig, lassen sehr deutlich einen inneren Kranz von Hornblende und einen äusseren von Plagioklas erkennen. In einem Stück des Normalgesteines ist der innere Kranz aus Biotit und Hornblende schmal und deutlich, der äussere, aus Plagioklas bestehende, grenzt sich weniger scharf ab von der plagioklasreichen Umgebung.

In einem Stück, das dem feinkörnigen hornblendearmen Randtonalit angehört, ist eine deutliche, breite, innere Zone vorhanden, die aus Biotit besteht. Die äussere aus farblosen Gemengtheilen ist kaum angedeutet und schwimmt unmerklich mit der Gesteinsmasse.

Es haben sich in allen diesen Fällen die Minerale nach ihrer auch aus anderweitigen Beobachtungen ermittelten Reihenfolge abgeschieden. Besonders hervorzuheben ist dabei, dass in jeder Ringschichte auch Körner der nachfolgenden oder vorangegangenen Schicht vorhanden sind; was mit der Vorstellung harmonirt, dass die Ausscheidungsperioden der Gemengtheile übergreifen, dass aber in jeder Periode quantitativ ein Mineral überwiegt.

Die grossen (bis 1·5 Centimeter) Körner aus den körnigen Gesteinen stecken voll von Einschlüssen, unter denen Hornblende und Plagioklas an Menge hervorragend; doch findet sich auch Quarz und Biotit.

Die Farbe des Granat ist lichter oder dunkler colombinroth. Die chemische Prüfung wurde am Granat aus dem gangförmig auftretenden Tonalit vom Oblasser vorgenommen und ergab das Vorhandensein von *Al*, *Fe*, *Ca* und *Mg*, wonach man das Mineral zum gemeinen Granat zu rechnen haben wird.

Der Orthit, den der Entdecker des Tonalit als einen charakteristischen accessorischen Gemengtheil anführt, tritt sowohl im Kerntonalit als in den Gesteinen der Randfacies und auch in den gangförmig auftretenden Tonalitporphyriten auf. Die bestentwickelten Krystalle fand ich im porphyrtigen Randgranit vom Höhenkofel, wo Querschnitte der nach der Symmetrieaxe gestreckten Säulen sechseckige Form mit den Flächen (001) vorherrschend, (100), ($\bar{1}$ 01) erkennen lassen; nicht selten sind Zwillinge nach (100). In Schnitten annähernd parallel (010) wurde die Auslöschungsschiefe

$$c\alpha = +50\cdot5^{\circ}$$

($\alpha\alpha = -13^{\circ}$) beobachtet. Die Ebene der optischen Axen liegt parallel der Symmetrieebene, die Dispersion ist $\rho < \nu$ um die negative Mittellinie und der Pleochroismus

- a blassgrünlichgelb,
- b kastanienbraun,
- c dunkelgrünlichbraun.

Die Absorption $b > c > a$.

Nach der konoskopischen Untersuchung scheint c erste Mittellinie zu sein, jedoch ist $2E$ sehr gross, so dass die Entscheidung unsicher bleibt. Bis auf diese Differenz und die hier etwas grössere Auslöschungsschiefe stimmt unser Orthit mit den Angaben von Rosenbusch.¹⁾ Die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ ist wohl etwas geringer als M. Lévy und Lacroix für Allanit angeben; in Schliften, wo Quarz strohgelb erscheint, lieferten Schnitte nach (010) grün 2. Ordnung (entsprechend etwa 0.025).

Fast immer sind die Orthitkrystalle von einem Saum von Epidot umgeben, der nur stellenweise regelmässig begrenzt, durch hellere Farbe und die Auslöschungsschiefe $ca = +5.5^\circ$ verschieden ist.

Von den übrigen Accessorien ist nicht viel zu sagen. Der Apatit bildet mässig lange, scharf hexagonale Säulen, die mit Vorliebe im Biotit, auch in der Hornblende eingewachsen sind. Im Gesteinsgewebe bildet er öfter undeutlich begrenzte längliche Körner.

Zirkon ist häufig nachweisbar, und eine sehr charakteristische Form, Combination eines Prismas mit einer scharfen achtseitigen Pyramide ist in den Quarzen und Feldspathen nicht selten zu sehen; sie findet sich sowohl im Kerngesteine, als in den mannigfaltigen Varietäten der Randfacies, als auch in den porphyrischen Ganggesteinen.

Eigenthümlich ist es, dass Erze eine kaum nennenswerte Rolle spielen. Im Kerntonalit sind hier und da die Grenzen der grossen Biotitdurchschnitte mit winzigen schwarzen Erzpunkten besetzt; in seltenen Fällen wurden sehr kleine Körnchen in randlichen Partien der Hornblende (dioritische Schlieren im Tonalit des Reinhales), im Granat (Tonalitgang vom Oblasser im Iselthale), im Plagioklas (aplitartiger Granit vom Burgkofel) beobachtet; ganz vereinzelt finden sich bisweilen schwarze hexagonale Tafeln mit Apatit verwachsen.

Aus dem dioritischen Gesteine des Reinhales konnten die Erzpartikel in winzigen Mengen durch Flussäure isolirt werden. Sie sind eisenschwarz, etwas pechglänzend, werden vom Magnetstab nicht angezogen und geben in der Phosphorsalzperle Ti-Reaction; man darf sie sonach als Titanisenerz bezeichnen.

¹⁾ Mikrosk. Physiographie. I, 3. Aufl., pag. 613.

Structur, Ausscheidungsfolge, Vorgänge bei der Gesteinsverfestigung.

Das geologische Auftreten des Rieserferner Tonalits erweist seine intrusive Natur; die mineralogische Zusammensetzung ist eine solche, wie sie für eruptive Massengesteine wohlbekannt ist. Auch die Structur stimmt mit jenen Regeln überein, die sich aus dem Studium der körnigen Massengesteine ergeben haben: die Gesteinsgemengtheile lassen in ihren Verbandverhältnissen und in ihrer feineren Structur eine gesetzmässige Bildungsfolge erkennen, die mit der Vorstellung der Erstarrung aus schmelzflüssiger Lösung wohl vereinbar ist. Dabei werden aber noch einige andere Verhältnisse beobachtet, die auf spätere Veränderungen hinweisen.

Diesen Verhältnissen sollen die folgenden Erörterungen gewidmet sein.

Die Structur der körnigen Gesteine der Rieserfernergruppe ist vollkrystallinisch und hypidiomorphkörnig im Sinne von Rosenbusch; es lässt sich daher auch über die Ausscheidungsfolge manches aus dem Anblick der Dünnschliffe entnehmen; die wichtigsten Typen sollen gesondert besprochen werden.

Im Kerntonalit hat man genügenden Grund anzunehmen, dass die Hauptmasse der Plagioklase sich erst später ausschied als die Hornblenden und Biotite. Doch reicht die Bildungszeit der sehr kalkreichen Kerne der Plagioklase weit zurück, wie die Einschlüsse von scharfen Plagioklaskrystallen in den äusseren Schichten der Hornblenden und Biotite und selbst im Granat beweisen. Bezüglich des relativen Alters von Biotit und Hornblende wäre man geneigt, den Biotit für älter als Hornblende zu halten, da Einschlüsse des ersteren in letzterer sehr häufig, umgekehrt aber nicht auftreten. Sehr wertvolle Anhaltspunkte liefern die als Structurcentren fungierenden accessorischen Granatkrystalle, um welche die später ausgeschiedenen Gemengtheile sich in concentrischen Ringen sondern; auch hier wurde Biotit in einem inneren, Hornblende in einem äusseren Ringe herrschend gefunden. Dann folgt erst Plagioklas. Doch darf man sich nicht vorstellen, dass die Biotitbildung mit der Krystallisation von Hornblende abgeschlossen war. Die Fälle, wo beide Minerale krystallographisch orientirt mit einander verwachsen, beweisen wohl eine gleichzeitige Krystallisation. Ja manche Vorkommnisse, die namentlich bei den porphyrischen Gesteinen zur

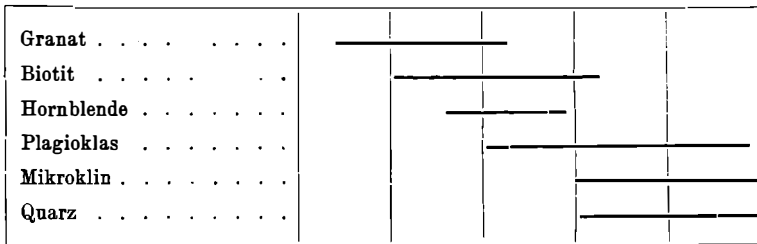
Herrschaft kommen, lassen sich nur als Neubildung von Biotit auf Kosten der Hornblende deuten. Die Biotitbildung reicht somit sowohl weiter zurück, als sie auch länger andauert als die Bildung der Hornblende.

Mikroklin und Quarz haben beide später zu krystallisiren begonnen als der Plagioklas, der gegen beide Minerale, insbesondere aber gegen den Quarz seine Krystallform behauptet. Aber auch hier lassen sich beweisende Stellen auffinden, welche das Uebergreifen der Bildungszeiten bekunden. Wiederholt findet man, dass Quarzkörner direct an den basischen Kern der Plagioklase grenzen, und die saureren Hüllen, welche sich nur an die freien Seiten anlegen, abschneiden. Hier ist somit der Quarz zum Theil mindestens gleichaltrig mit dem Hüllplagioklas.

Das gegenseitige Verhältnis von Mikroklin und Quarz lässt sich beim Kerntonalit nicht mit voller Sicherheit entnehmen.

Für den Kerntonalit kann man daher folgendes Schema aufstellen, in welchem nach dem Vorschlag von Tschermak die Bildungsdauer der Minerale durch horizontale Striche dargestellt wird. Hierbei kann von den accessorischen Gemengtheilen: Zirkon, Apatit, Orthit, Titaneisen abgesehen werden, von denen nur sicher ist, dass sie der Bildung der wesentlichen Gemengtheile vorangehen, während zur Beurtheilung ihres relativen Alters keine Beobachtungen vorliegen.

Ausscheidungsfolge im Kerntonalit.

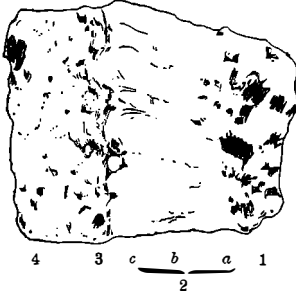


Die Structur im feinkörnigen Randtonalit unterscheidet sich von der des Kerntonalit hauptsächlich dadurch, dass die letzten Antheile des Biotit nicht mehr durch Fortwachsen der grossen Biotitsäulen zur Ausscheidung kommen, sondern selbständig in Form xenomorpher Lappen erstarren; Hand in Hand damit geht auch ein Kleinerwerden des Kornes für die späteren Feldspath- und Quarzausscheidungen. Bei der Betrachtung der Tonalitgänge im Iselthal wird sich zeigen, wie

durch Fortschreiten und schärfere Ausprägung dieser Grössenunterschiede sich der Uebergang zu deutlich porphyrischer Structur vollzieht.

In jenen Randgesteinen, in welchen der Gehalt an Mikroklin beträchtlich zunimmt, namentlich aber in den aplitähnlichen Gesteinen, die durch das Eintreten von Muscovit als primärem Gemengtheil charakterisirt sind, erleidet die Ausscheidungsfolge gewisse Abänderungen. Lehrreiche Aufschlüsse liefern Beobachtungen, welche ich an der Nordwestseite des schon mehrfach erwähnten Burgkofels unterhalb der Tobelbrücke machen konnte. Normaler Tonalit greift hier weit in die Randzone ein und wird gangförmig vom aplitartigen Randgranit durchsetzt. An einer kleinen Felswand am Nordwestabhang beobachtete ich einen etwa $\frac{1}{2}$ Meter grossen flachen Einschluss von Kerntonalit im aplitartigen Gestein. Der scharf begrenzte Gesteinsbrocken ist von einer inneren 1.5—2 Centimeter mächtigen, fast glimmerfreien Zone umgeben, darauf folgt eine schmale glimmerreiche Hülle, dann folgt erst das normale aplitartige Gemenge.

Fig. 3.



Die beistehende Fig. 3 zeigt die an einem von der Contactstelle abgeschlagenen Scherben mit freiem Auge wahrnehmbaren Verhältnisse in natürlicher Grösse.

Die bei stehende Fig. 3 zeigt die an einem von der Contactstelle abgeschlagenen Scherben mit freiem Auge wahrnehmbaren Verhältnisse in natürlicher Grösse.

Bei mikroskopischer Untersuchung von Schliffen zeigt sich, dass die erste glimmerfreie Zone vollkommen scharf gegen das eingeschlossene Bruchstück (1 in der Figur) abgegrenzt, aber innig mit ihm verwachsen ist. Während der Kerntonalit an dieser Stelle sonst reich ist an Hornblende, sieht man doch kein Hornblendeindividuum an den Aplit angrenzen, dagegen finden sich wirrschuppige Aggregate kleiner Biotite, die die dicksäulenförmige Gestalt der Hornblenden zur Schau tragen. Es ist also die Hornblende in Berührung mit dem alkalireichen Magma des Aplit in Biotit umgewandelt worden. Die glimmerfreie Contactzone des Aplit (2 in der Figur) gliedert sich weiter in verschiedene Lagen.

a) Dem Einschluss zunächst folgt in einer Mächtigkeit von höchstens 3 Millimeter Quarz und Plagioklas in unregelmässig körnigem Gefüge. Darauf folgt

b) eine dickere Lage, in der strahlig angeordnete längliche Körner von saurem Oligoklas mit reichlicherem Mikroklin abwechseln; der Oligoklas zeigt schwache Andeutungen von Zonenstructur mit höchstens 4^o erreichenden Differenzen der Auslöschungsschiefen; beide sind spärlich mikropegmatitisch von Quarz durchwachsen; hie und da stellen sich auch schmale riemenartige Streifen von Biotit dazwischen ein (in der Figur durch schwarze Linien angedeutet), wie sie in Pegmatiten so häufig auftreten.

c) Von einem bestimmten Niveau an nimmt plötzlich die mikropegmatitische Durchwachsung mit Quarz überhand, so dass in den äusseren Partien der Quarz mindestens ein Drittel der Masse ausmacht. Dieser Mikropegmatit reicht nun in den zierlichsten divergentstrahligen Büscheln bis an die Glimmerhülle.

Diese selbst (3 in der Figur) besteht aus Tafeln von Biotit und Muscovit, die sich mit ihren Breitseiten an die convexen Enden der Mikropegmatitbüschel anlegen und zwischen sich an einigen Stellen rundliche Quarzkörner einschliessen. Die Glimmerhülle geht dann allmählich in das Gesteinsgewebe über (4 in der Figur), indem sich Krystalle von zonargebautem Plagioklas, Mikroklin u. s. w. zwischen die Glimmerblätter einmengen.¹⁾

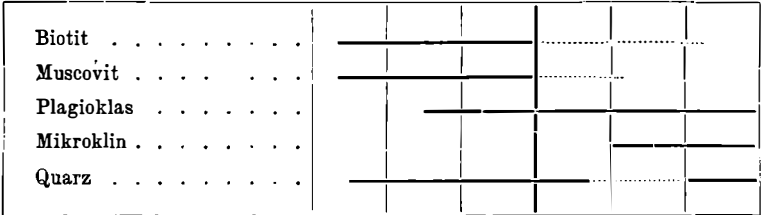
Durch Anätzen einer angeschliffenen Fläche und Färben mit Baumwollblau konnte ich die an Dünnschliffen gewonnenen Ergebnisse controliren, namentlich auch mich überzeugen, dass in der innersten dem Einschluss zunächst liegenden körnigen Zone *a* der Mikroklin noch fehlt, während er in der zweiten strahligen *b* mächtig hervortritt und an Masse den Plagioklas überwiegt, während gleichwohl auch dieser in mikropegmatitischer Verwachsung mit Quarz bis an die äussere Glimmerlage herantritt.

Es ist nun zunächst klar, dass der Einschluss als Krystallisationscentrum wirkte und sich aus dem Magma die aufeinanderfolgenden Ausscheidungen schichtenweise übereinander absetzten. Die äussere glimmerreiche Lage kann jedoch diese Entstehung nicht haben; man kennt sehr gut die Stellung, in welcher Glimmer sich an fester Unterlage ansetzen; dies erfolgt immer mit den Randflächen, niemals mit der Tafelfläche. Diese Stellung haben auch die

¹⁾ Im Gesteinsgewebe haben die Plagioklase basische Kerne mit 20^o erreichenden Auslöschungsdifferenzen.

schmalen Glimmertafeln, die in der strahligen Pegmatitzone eingewachsen sind. Dagegen entspricht die Stellung der Tafeln in der glimmerreichen Aussenzone ganz gut der Vorstellung, dass sie durch die fortwachsenden Pegmatitstrahlen zusammengeschoben wurden. Sie entsprechen somit sammt den rundlichen Quarzkörnern und den zonar gebauten Plagioklasen älteren Ausscheidungen, die im Magma bereits vorhanden waren, als der Einschluss als Krystallisationscentrum zu wirken anfang. Die Abscheidung des Pegmatitrandes begann mit körnigen Aggregaten von Plagioklas und Quarz; erst später stellte sich Mikroklin ein. Die Quarzabscheidung wurde dadurch zeitweilig in den Hintergrund gedrängt, lebte aber gegen Ende, bei Ausbildung der äussersten quarzreichen Mikropegmatitlagen wieder auf. In dieser ganzen Periode ist wohl ein quantitatives Ueberwiegen des Mikroklin zu bemerken, allein auch die Ausscheidung von saurem Oligoklas und von Biotit hat bis zu Ende in abgeschwächtem Masse fortgedauert. Wenn wir das zeitweilige Zurücktreten der Ausscheidung eines Gemengtheiles durch punktirte Linien andeuten, so kommen wir zu folgendem Schema für die Ausscheidungsfolge, wobei der Zeitpunkt, in dem der Einschluss von Kerntonalit als Structurcentrum zu wirken begann, durch einen stärkeren Verticalstrich markirt ist.

Ausscheidungsfolge im aplitartigen Randgranit.



Dieselbe Ausscheidungsfolge gilt auch für den mikroklinreichen Randgranitit. Es ist insbesondere hervorzuheben, dass sich keinerlei Beweise auffinden lassen für das höhere Alter der grossen Mikroklinindividuen, die in diesem Gestein häufig auftreten. Im Gegentheil scheinen die Biotittafeln, die bisweilen die Mikroklinkörner in tangentialer Stellung rings umgeben, in ähnlicher Weise im festen Zustand von dem wachsenden Mikroklinkorn zur Seite geschoben zu sein, wie wir dies oben für die Glimmerlage am Contact des aplitartigen Granites mit Tonalit annehmen mussten. Bemerkenswert für die

späte Ausscheidung des Mikroklin ist auch, dass im Inneren der grossen Quarzkörner nie Mikroklin als Einschluss auftritt, während Plagioklase sowohl im Quarz als im Mikroklin vorkommen.

Der Mikroklin theilt also mit dem Quarz die Stellung, die dieser in den Graniten allein inne hat. Diese eigenthümliche Rolle des Kalifeldspathes im Tonalit hat bereits G. vom Rath¹⁾ durch makroskopische Beobachtung sehr gut erkannt.

Die Erkenntnis, dass in diesen Gesteinen zum Schluss Plagioklas, Mikroklin und Quarz gleichzeitig krystallisiren, erlaubt nun auch eine richtige Deutung jener mikropegmatitischen Aggregate von Feldspath und Quarz, die in den Randgesteinen in ziemlicher Verbreitung vorkommen, aber auch in dem Kerngesteine nicht fehlen.

Mikropegmatit.

Diese Verwachsungen treten stets am Rande oder in der Nähe des Randes in den Mikroklinkörnern auf; dort, wo sie mit dem Rand des Durchschnittes in Verbindung stehen, erkennt man eine zapfenähnliche Gestalt, die mit gerundeter Oberfläche in das Innere des Mikroklinkornes vordringt. Wo derartige Gebilde mit dem Rande nicht unmittelbar zusammenhängen, liegen sie diesem doch so nahe, dass man ganz gut annehmen kann, die Verbindungsstelle sei über oder unter der Schlibfebene vorhanden gewesen und durch den Schliff entfernt worden. Die Durchschnitte sind in diesem Falle annähernd kreisrund.

Diese Mikropegmatitzapfen lassen im polarisirten Lichte die Zusammensetzung aus zwei durcheinander gewachsenen Individuen erkennen, welche keine gesetzmässige Stellung gegeneinander einnehmen. Bei Anwendung starker Blendung oder schiefer Beleuchtung kann man sich von dem verschiedenen Lichtbrechungsvermögen der verwachsenen Minerale überzeugen. Das Mengenverhältnis von Feldspath und Quarz ist ziemlich constant, und zwar ist stets vom Quarz weniger vorhanden, so dass das mikroskopische Bild aus einer einheitlich auslöschenden Grundsubstanz besteht, die durch gelegentliche Spaltrisse ihre Feldspathnatur bekundet, in welche dünne, wurmähnlich gekrümmte Quarzstengel eingebettet sind. Die genauere

¹⁾ Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch. 1864, pag. 255.

Untersuchung der Lichtbrechungsunterschiede in geeigneten Schnitten lässt zunächst erkennen, dass an diesen Gebilden schwach lichtbrechender Mikroklin nur in sehr geringen Mengen theilnimmt; nur am äusseren Rand der zapfenartigen Durchschnitte greift hier und da Mikroklinsubstanz in das Gebilde ein, so dass der Rand wie gezähnelte aussieht; sie ist dann parallel orientirt mit dem umgebenden Mikroklinkorn. Die Hauptmasse besteht aus Plagioklas und Quarz.¹⁾

Ich habe den Versuch gemacht, auf Grund der Lichtbrechungsunterschiede den Plagioklas dieser Gebilde genauer zu bestimmen, und habe folgende Resultate erzielt:

In der Pegmatitzone des aplitähnlichen Randgranites von der Nordwestseite des Burgkofels wurde ermittelt:

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha' \quad \text{saurer Oligoklas.}$$

Ebenso verhalten sich die mikropegmatitischen Partien in einem ähnlichen aplitartigen Gestein, das auf der Südseite des Burgkofels Schlierengänge im Randgranit bildet.

Im mikroklinreichen porphyrartigen Randgranit vom Höhenkofel ergab sich:

$$\omega = \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha' \quad \text{basischer Oligoklas.}$$

Ebenso verhält sich feinkörniger Randtonalit vom Höhenkofel.

Der Plagioklas des Mikropegmatit gehört also immer den natronreicheren Gliedern an, selbst wenn im Gestein kalkreicher Plagioklas vorhanden ist. Nie wird aber so natronreicher Plagioklas vorgefunden, wie er in den „Adern“ der Plagioklase vorliegt.

Die Anordnung der auseinanderlaufenden Quarzstengel lässt in günstigen Schnitten eine bestimmte Wachstumsrichtung erkennen, welche immer vom Rande des Mikroklinkornes einwärts gerichtet

¹⁾ Ich hatte Gelegenheit, diese Gebilde auch an einigen anderen Gesteinen zu untersuchen, und ehe ich noch die Unterscheidung von Plagioklas und Orthoklas durch Lichtbrechungsunterschiede gelernt hatte, mich auch durch die Färbemethode überzeugt, dass in diesen Gebilden in der That Plagioklas mit Quarz verwachsen ist, z. B. in den ausgezeichneten Mikropegmatitzapfen, welche in die grossen Orthoklaskörner des Kepernikgneisses der Sudeten randlich eingesenkt sind. Vergl. auch R. Herz, Gesteine der Ecuatorianischen Westcordillere. Berlin 1892, pag. 12. Das gilt natürlich nicht für alle mikropegmatitischen Verwachsungen; so sind z. B. die ausgezeichneten Mikropegmatite in der Zwischenmasse des Kersanitit von Els im niederösterreichischen Waldviertel aus Orthoklas und Quarz gebildet.

ist, als ob die Aggregate sich in den Mikroklin gewissermassen eingefressen hätten. Dies scheint manche Beobachter zu der Meinung veranlasst zu haben, dass die Zapfen sich durch Corrosion des Mikroklin gebildet hätten; man hat sogar die Verwitterung für diese Gebilde verantwortlich gemacht.¹⁾ Die Art und Weise, wie an frischen Stellen Mikroklin und Mikropegmatit verzahnt sind, schliesst aber den Gedanken an eine secundäre Verdrängung aus, und fordert eine andere Art der Erklärung.

Noch wäre schliesslich zu erwähnen, dass diese Mikropegmatitzapfen häufig von benachbarten Plagioklaskrystallen ausgehen, mit denen dann auch der Feldspathantheil parallel orientirt ist. Seltener setzen sich solche Zapfen an benachbarte Mikrokline oder Quarze an.

Für das richtige Verständniss dieser Gebilde ist es wichtig, dass sie gerade an jenen Stellen auftreten, an denen sich die zuletzt erstarrten Antheile des Gesteines befinden müssen, nämlich an den äusseren, somit jüngsten Theilen desjenigen Gemengtheiles, der zuletzt sich auszuschcheiden beginnt. Die Erfahrungen an der Mikropegmatitzone vom Burgkofel lehrten, dass die Krystallisation des Mikroklin anfängt, ehe noch alle Plagioklas- und Quarzsubstanz ausgeschieden wurde. Es ist aber sehr wohl möglich, dass für den Kalifeldspath eine gewisse Uebersättigung platzgreift, ehe seine Ausscheidung beginnt, einmal, weil für den Kalifeldspath keine isomorphen starren Kerne vorhanden sind, wie sie dem natronreichen Plagioklas in den älteren kalkreichen Plagioklaskrystallen sich darbieten, sodann weil erfahrungsgemäss die Kalisilicate überhaupt nicht leicht krystallisiren. Ist die Krystallisation einmal begonnen, so wird sie rasch vorwärts schreiten und dadurch die Ausscheidung der anderen Minerale zurückdrängen. Durch den raschen Herausfall der Kaliverbindung wird sich aber Kieselsäure und Plagioklassubstanz im Magmarest relativ anreichern und es wird deren Ausscheidung an jenen Stellen erfolgen, wo noch Raum vorhanden ist, zwischen den heranwachsenden Mikroklinen und den Plagioklas- und Quarzkörnern der Umgebung. Diese neuen Ausscheidungen werden sich aber eher an die alten Plagioklas- und Quarzkörner als an die ungleichartigen, rasch wachsenden Mikrokline ansetzen; daher die einwärts in das Mikroklinkorn zielende Wachstumsrichtung der Zapfen.

¹⁾ Vergl. Julius Romberg, Petrograph. Untersuchung an argentinischen Graniten. Neues Jahrb. f. Min. 1892, B. Bd. VIII.

Ich sehe also in den mikropegmatitischen Zapfen nicht das Resultat einer späteren Corrosion oder gar der Verwitterung, sondern die zuletzt gleichzeitig mit dem Rand der Mikroklinkörner erstarrten Magmaantheile.¹⁾

Zonenstructur der Plagioklase.

In den pag. 407 und 410 aufgestellten Schemen der Erstarrungsfolge haben die Horizontallinien des Plagioklas eine besondere, von den übrigen verschiedene Bedeutung. Die aufeinanderfolgenden Plagioklasausscheidungen sind nicht identisch, sondern ändern sich in gesetzmässiger Weise, indem anfänglich anorthitreiche Mischungen ausgeschieden werden, während später immer albitreichere Hüllen sich um den Kern lagern. Diese gesetzmässige Folge ist, seit sie zuerst von Toernebohm und Hoepfner entdeckt wurde, ungewein häufig wiedergefunden worden.²⁾ In neuester Zeit hat R. Herz³⁾ diese Frage wieder aufgenommen und durchaus zutreffend erklärt. Da die *An*-Substanz im Magma schwerer löslich ist und leichter krystallisirt als die *Ab*-Substanz⁴⁾, scheidet sich aus dem Magma, dessen Zusammensetzung dem Verhältnis $mAn : nAb$ entspricht, ein Feldspath von der Zusammensetzung $\alpha mAn : nAb$ aus, wobei $\alpha > 1$. Der Magmarest wird dadurch immer reicher an *Ab*, weshalb die folgenden Ausscheidungen sich immer mehr dem Albit nähern. Diese Deutung der allgemein geltenden Regel wird auch durch die experimentellen und theoretischen Untersuchungen über gemischte Lösungen und Schmelzflüsse erhärtet.⁵⁾

Diese Auseinandersetzungen erklären befriedigend den Fall, den Hoepfner an den Plagioklasen des Monte Tajumbina trefflich

¹⁾ Vergl. hierzu auch K. v. Chrustschoff, Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Russlands. Diese Mitth. IX, pag. 470.

²⁾ Vergl. die Zusammenstellung der hierauf bezüglichen Literatur in F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., Bd. I, pag. 230 u. f.

³⁾ R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere. Berlin 1892, pag. 32 u. ff. Separatabdruck ans Reiss u. Stübel, Reisen in Südamerika.

⁴⁾ Vergl. Lagorio, Ueber die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Diese Mitth. 1887, VIII, insbesondere pag. 521.

⁵⁾ Vergl. F. W. Küster, Ueber die Erstarrungspunkte isomorpher Gemische. Zeitschr. für phys. Chemie, VIII, pag. 577 und Bakhuis Roozeboom, Ueber die Löslichkeit von Mischkrystallen, speciell zweier isomorpher Körper. Ebenda, pag. 504.

beschrieben hat, und der als einfache stetige Zonenfolge bezeichnet werden mag.

Die Plagioklase folgen aber nicht immer diesem einfachen Gesetz, sondern es kommen viel häufiger complicirter gebaute Krystalle vor, die sich vorläufig in folgender Weise gruppiren lassen:

1. Periodische Folge mit basischen Recurrenzen. Um den Kern legen sich folgeweise *Ab*-reichere Schichten; dann folgt nach einer scharfen Grenze eine zweite ähnliche Zonenfolge, die wieder mit *An*-reicherer Mischung beginnt und stetig zu *Ab*-reicheren übergeht. Solche Perioden können sich oft wiederholen. Gewöhnlich beobachtet man, dass sowohl die Anfangs- als die Endglieder der aufeinanderfolgenden Perioden, unter sich verglichen, der allgemeinen Regel gehorchen und nach aussen *Ab*-reicher werden. Doch gilt dies nicht ausnahmslos.

2. Regelmässig wechselnde Zonenfolge. Auf den Kern folgt eine *Ab*-reichere Schichte, auf diesen eine *An*-reichere, wieder eine *Ab*-reichere u. s. f., dabei gehorchen die abwechselnd auf einanderfolgenden basischen sowohl als sauren Schichten der allgemeinen Regel, sie werden je weiter nach aussen liegend um so *Ab*-reicher.

3. Unregelmässig wechselnde Zonenfolge. Die aufeinanderfolgenden Schichten lassen keine Gesetzmässigkeit erkennen.

In unseren Gesteinen findet sich 1 sehr häufig, besonders schön im Zinsnockgestein; 2 ist in typischer Weise an den Einsprenglingen im Tonalitporphyrith zu beobachten. 3 wurde ebenfalls beobachtet, insbesondere im Kerntonalit.

Diese Störungen der allgemeinen Regel haben verschiedene Erklärungsversuche hervorgerufen. Hoepfner¹⁾ hat Strömungen im Magma angenommen, die den wachsenden Krystall an verschiedene Stellen bringen, an denen die Temperatur des Magmas wechselt, und demzufolge verschieden zusammengesetzte Plagioklasssubstanz sich ausscheidet. Herz²⁾, der insbesondere den Fall 1 (Periodische Zonenfolge mit basischen Recurrenzen) im Auge hat, der kurz nach Hoepfner's Beschreibung von mir³⁾, in jüngster Zeit auch von

¹⁾ Ueber das Gestein des Mte. Tajumbina in Peru. N. Jb. f. Min. 1881, II, pag. 164

²⁾ R. Herz l. c. und diese Mitth. XIII, pag. 5.

³⁾ F. Becke, Eruptivgesteine der Gneissformation des niederösterr. Waldviertels. Diese Mitth. 1883, V, pag. 147.

Küch¹⁾, Belowsky²⁾ und Anderen geschildert wurde, hat diese Strömungshypothese noch weiter ausgebildet. Er stellt sich vor, dass der Plagioklaskrystall, nachdem er sich aus seiner Umgebung die gesammte verfügbare Feldspathsubstanz entsprechend der oft erwähnten Regel angelagert hat, durch Strömungen in Magmapartien geführt werde, die noch Feldspathsubstanz gelöst enthalten, dort beginnt der Process von neuem. Dabei will er den wechselnden Druck- und Temperaturverhältnissen nicht alle Einwirkung absprechen.

Gegen die so formulierte Strömungshypothese lassen sich manche Bedenken erheben. Wie soll man sich Strömungen im Magma vorstellen, die lediglich die Krystalle verschieben, das Magma selbst aber unberührt lassen, oder doch die im Magma schwimmenden Krystalle wiederholt aus ihrer magmatischen Umbüllung heraus in andere Magmapartien führen? Wie soll in einem Magma, in dem allenthalben in kurzen Abständen Krystallisationscentra vertheilt sind, jene Uebersättigung zu Stande kommen, welche die Herz'sche Hypothese fordert? Wie soll man schliesslich die Fälle 2 und 3 erklären, wie das der allgemeinen Regel gehorchende Saurerwerden der einander folgenden kleineren Perioden?

Die Erscheinungen erklären sich wohl viel einfacher, wenn man berücksichtigt, dass der oben eingeführte Coëfficient α keine Constante, sondern wie fast alle physikalischen Coëfficienten von den äusseren Umständen (Druck und Temperatur) und von der chemischen Zusammensetzung des Magmas, namentlich auch von seinem Gehalt an Gasen und Dämpfen abhängig sein wird.

Das Zusammenspiel dieser Factoren kann sehr wohl den normalen Ablauf des Ausscheidungsprocesses in der Weise modificiren, wie es die oben angeführten 3 Fälle verlangen. Wir haben bisher keine Kenntniss von dem Zusammenhang des Coëfficienten α mit den angeführten Factoren. Die Häufigkeit periodischer Zonenfolgen mit basischen Recurrenzen legt es nahe, anzunehmen, dass bei der Erstarrung der Gesteine häufig und periodisch eintretende Ereignisse eine plötzliche Erhöhung von α bewirken. Ob man diese Ereignisse

¹⁾ R. Küch, in Reiss u. Stübel, Reisen in Südamerika. Geolog. Studien in der Republik Colombia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. Berlin 1892, pag. 26 u. a. a. O.

²⁾ M. Belowsky, Gesteine der westecuatorianischen Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Inaugural-Diss. Berlin 1892.

in plötzlicher Temperaturabnahme, oder in Druckänderungen zu suchen habe, lässt sich zur Zeit wohl nicht entscheiden.

Derartige Aenderungen können nun ganz wohl auch durch Strömungen des Magmas sammt den darin schwimmenden Krystallen erzeugt werden, und in diesem von Hoepfner angedeuteten Sinn vermag auch ich einen Einfluss der Strömungen auf die Ausbildung der Zonenstructur zuzugestehen.

Einem Einwand gegen die hier vertretene Hypothese muss ich noch begegnen. Sucht man die Ursache der Zonenstructur in den äusseren Umständen, so muss man nothwendig folgern, dass alle nebeneinander liegenden Krystalle ähnliche Aenderungen durchgemacht haben, und somit auch ähnliche Zonenstructur aufweisen. Dies scheint bei oberflächlicher Betrachtung nicht der Fall zu sein. Indessen ist zu berücksichtigen, dass die Uebereinstimmung der Zonenstructur nur dann aus dem mikroskopischen Bilde zu entnehmen wäre, wenn man durchweg centrale, parallel orientirte Schnitte durch gleich alte Krystalle vergleichen könnte. Diesen Bedingungen genügen nun offenbar die zufälligen Durchschnitte der Dünnschliffe nicht. Trotzdem kann man sich häufig überzeugen, dass gewisse hervorstechende Merkmale der Zonenstructur: wie eine besonders breite oder eine besonders schmale Aussenzone, oder einzelne auffallend abweichend orientirte Zonen, sich in der That bei allen annähernd gleich grossen Durchschnitten desselben Dünnschliffes wiederholen.

Magmatische Umwandlungen.

Zu einigen Erörterungen gibt noch die pag. 390 geschilderte inhomogene Beschaffenheit des basischen Kernes Anlass. Aehnliche Erscheinungen sind nicht allzuhäufig beschrieben worden. In der letzten Zeit haben F. Graeff und R. Brauns¹⁾ Plagioklase aus einem porphyrischen Ganggestein von Cingolina in den Euganeen beschrieben, welche mit der hier zu erörternden Erscheinung auf den ersten Blick einige Aehnlichkeit zu haben scheinen. Die Plagioklase dieses Gesteines sind durchzogen von Einschlüssen, die aus

¹⁾ F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntnis des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganeen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, I, pag. 129. — Aehnliche Dinge scheint auch M. Belowsky beobachtet zu haben, der sich mit einer anderen Deutung beruhigt, l. c. pag. 28.

saurem, parallel mit dem Wirth orientirten Feldspath bestehen, der übereinstimmt mit der äussersten Hülle desselben, nebstdem auch Mikrolithen beherbergt, wie sie in der Grundmasse verbreitet sind. Sie erklären die Erscheinung durch Erstarrung von Mutterlaugenresten, die beim Wachsthum der Einsprenglinge eingeschlossen wurden, oder als Ausfüllung von Hohlräumen, welche nach abgeschlossener Ausbildung durch chemische Corrosion in jenen entstanden sind.

Für den Plagioklas des Rieserfernergesteines glaube ich den letzteren Fall annehmen zu müssen. Allgemeine Erwägungen lassen mich in dem als Kerngerüst bezeichneten Theil der Plagioklase die Reste der ältesten Plagioklasauscheidungen erblicken. Namentlich die aus der optischen Orientirung und der hohen Lichtbrechung erschlossene kalkreiche Zusammensetzung (im Kerngerüst liegt stets die *An*-reichste Mischung des Plagioklaskrystalles vor), ferner der Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen sprechen dafür. Andererseits sind die Formen des Kerngerüstes in vielen Fällen so zusammenhanglos und locker gefügt, dass man sich schwer vorstellen kann, wie ein derartiges Gebilde durch Krystallisation aus dem Magma hätte entstehen können. Ueberdies lassen sich in allerdings seltenen günstigen Fällen in der That Verhältnisse beobachten, die geradezu auf Corrosion und Ausfüllung der Lücken durch Feldspathsubstanz hinweisen, wobei die Füllsubstanz gleichzeitig mit gleichartigen Theilen der Hülle und in theilweise sichtbarem Zusammenhang mit dieser gebildet wurde (vergl. Fig. 2 auf pag. 393). Es ist wohl auch von vorneherein nicht unwahrscheinlich, dass die basischen Kerne von dem relativ alkalireicher gewordenen Magmarest angegriffen werden; es ist auch verständlich, dass diese Corrosion sich nur auf die kalkreichsten Theile des Kernes erstreckt. Nothwendige Voraussetzung ist, dass das Magma irgendwie durch Lücken oder Risse in den zuletzt abgesetzten Schichten Zutritt zum Kerne erhalte. Es wird so auch verständlich, warum die Füllsubstanz meist aus einer saureren Mischung besteht, als die innerste Schichte der zonargebauten Hülle. Die Corrosion kann erst erfolgen, wenn eine merkliche Differenz zwischen der Zusammensetzung des Kernes und des Magmarestes eingetreten ist.

Der Zeitpunkt, wann jene Resorption und homoaxe Ersetzung durch natronreichere Plagioklasmischungen erfolgte, lässt sich dadurch

einigermaßen bestimmen, dass die Plagioklas-Einschlüsse in der Hornblende und im Biotit nichts von jenen Corrosionserscheinungen zeigen.

Auch die auf pag. 399 erwähnte Durchdringung und Umhüllung brauner Hornblende durch grüne scheint auf ähnliche, während der magmatischen Erstarrung erfolgende moleculare Umwandlungen zurückzuführen zu sein.

Endlich scheint auch die Umwandlung von Hornblende in Biotit, deren Spuren man vielfach, besonders deutlich aber in den porphyrischen Gesteinen begegnet, hierher zu gehören.

Durch die erwähnten Erscheinungen an den Plagioklasen wird eine gewisse Zweitheilung der Erstarrung des Gesteines angedeutet, und man könnte sich versucht fühlen, beim Plagioklas die Kerne als Gemengtheile der primären Consolidation den Hüllen als Gemengtheilen der secundären Consolidation entgegenzustellen.

Dieser Unterschied würde sich jedoch nicht decken mit den zweierlei Generationen, wie sie Rosenbusch für die porphyrische Structur fordert. Jene Zweitheilung wird durch chemische Verhältnisse bedingt, und die Trennung entspricht dem Zeitpunkt, in welchem die Zusammensetzung des Magmarestes mit der der zuerst ausgeschiedenen kalkreichen Plagioklaskerne nicht mehr im Gleichgewicht zu halten ist. Eine zweite Plagioklaseneration, wie sie für die porphyrische Structur erfordert wird, kann sich aber zu sehr verschiedenen Zeitpunkten zu bilden beginnen, wenn nämlich die äusseren Umstände eine feinkörnige Ausbildung des Magmarestes herbeiführen.

Aehnliche inhomogene Plagioklaskerne beobachtete ich im Augitdiorit von Schemnitz und im Quarzdiorit vom Neunteststein.

Umwandlungen nach der Erstarrung.

Ausser den direct aus dem Magma erstarrten Gemengtheilen kommen in den Rieserferner Gesteinen in weiter Verbreitung, aber relativ geringer Menge noch eine Anzahl Minerale vor, die ich als secundäre Gebilde betrachte, ohne ihnen aber die Entstehung durch eigentliche Verwitterung zuschreiben zu wollen. Diese Minerale sind vornehmlich: Epidot, Zoisit, Muscovit, Oligoklasalbit, Calcit.

Der Epidot, durch die starke Lichtbrechung, die lebhaften Polarisationsfarben, die symmetrische Axenlage quer zur Längs-

erstreckung der Körner gut charakterisirt und von sehr lichter Färbung, daher kaum wahrnehmbarem Pleochroismus, hat zunächst ein charakteristisches Auftreten in Begleitung des Orthit, dessen Kristalle er mit dicken Schichten oder einseitigen Fortwachsungen umhüllt. Bezeichnend ist, dass sich in denselben Schlifften an anderen Stellen nur Zoisit vorfindet; der Orthit hat die Ausscheidung der dimorphen Substanz in der isomorphen Epidotform veranlasst.

Zoisit und Epidot finden sich sonst noch in unregelmässigen Körnern besonders zwischen Biotit und Plagioklas. Dass der letztere durch Zoisit verdrängt wird, ist an der trüben undurchsichtigen Beschaffenheit der unmittelbar angrenzenden Plagioklaspartien leicht zu erkennen; dagegen geht er mit Biotit und Hornblende Verwachsungen ein, die man nur als gleichzeitige Bildungen auffassen kann. Aehnliche Beobachtungen scheinen v. Foullon zu der Meinung von der primären Natur des Epidotes in Porphyriten ¹⁾ veranlasst zu haben. Es wurde bereits früher erwähnt, dass der in solchen Verwachsungen vorkommende Biotit öfter durch eine in's Grünliche geneigte Farbe, die Hornblende durch lichtere Tinten einen Unterschied von der älteren Generation derselben Gattungen erkennen lässt. Ich halte es für richtiger, auch den Biotit und die Hornblende jener Verwachsungen als Neubildungen anzuerkennen.

Sehr häufig tritt ferner Zoisit in den basischen Kernen der Plagioklase auf, und ist hier oft von Muscovit in grösseren Schuppen begleitet. Das Auftreten im getrüben undurchsichtigen Plagioklas lässt an der secundären Natur dieser Gebilde keinen Zweifel zu. Selten findet sich neben dem Kalksilicat in derselben Weise das entsprechende Carbonat als Calcit.

Muscovit, Calcit und Zoisit bilden ferner nicht selten die Füllung schmaler Spalten, die das Gestein weithin durchziehen und hier ist der Muscovit in der Regel als feinschuppiger Sericit ausgebildet. In den Randgesteinen, die bisweilen Muscovit auch als primären Gemengtheil führen, kann man unter Umständen zweifelhaft werden, welcher Bildung einzelne Individuen angehören.

Zu den Bildungen gleicher Kategorie gehört endlich noch der albitähnliche Plagioklas, der in der Form unregelmässiger Adern

¹⁾ Ueber Porphyrite aus Tirol. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, Bd. XXXVI, besonders pag. 756.

von krystallographisch parallel orientirter Substanz in die Plagioklas-krystalle eindringt.

Es ist nicht zu verkennen, dass die Menge dieser Neubildungen in einem gewissen Verhältnis steht zu den Spuren mechanischer Beeinflussung des Gesteines, die sich in den bekannten Erscheinungen der undulösen Auslöschung am Quarz, in den zahlreichen, oft gedrängt parallel laufenden Klüftchen und Sprüngen der Plagioklase, der Stauchung der Biotite offenbart und nicht selten bis zur Ausbildung deutlicher Kataklastenstructuren gesteigert ist.

Nichtsdestoweniger kann ich in der mechanischen Beeinflussung des Gesteines nicht die Ursache jener Neubildungen erblicken. Ich möchte vielmehr annehmen, dass sich unsere Gesteine, nachdem die magmatische Erstarrung abgelaufen war, lange Zeit hindurch unter äusseren Umständen befanden, in welchen die durch Erstarrung geschaffenen Verbindungen nicht die stabilste Gleichgewichtslage darstellten; namentlich gilt das für die basischen Plagioklase, deren Silicate unter den herrschenden Umständen dem Zerfall in Natronaluminiumsilicat (Albit) einerseits, in Kalkaluminiumsilicat (Zoisit, Epidot) andererseits zustrebten. Es ist auch zu vermuthen, dass alkalihaltige Lösungen das Gestein durchsetzten; nur so ist die Neubildung von Biotit und Kaliglimmer verständlich. Diese Umsetzungen gingen überall im Gestein von statten, wo die umbildenden Lösungen eingreifen konnten. Wo das Gestein durch den Gebirgsdruck zermalmt wurde, fanden sie am intensivsten statt.

Durch diese Vorgänge wird die typische Massengesteinsstructuren mehr und mehr verwischt und es ist lehrreich, darüber nachzudenken, was man vor sich haben würde, wenn diese Vorgänge noch länger und intensiver hätten wirken können. Die Tendenz aller Neubildungen geht nun offenbar dahin, unsere Gesteine den krystallinischen Schiefern näher zu bringen; wir dürfen daher vielleicht vermuthen, dass schliesslich ein gneissähnliches Gestein herausgekommen wäre, das nun durch Uebergänge und Wechsellagerung (vergl. das oben Gesagte über Einschlüsse von Schiefergneiss und Lagergänge in der Schieferhülle) noch inniger mit seiner Schieferhülle verknüpft wäre, als dies jetzt der Fall ist.

Bei Vollendung der in ihren Anfangsstadien gut erkennbaren metamorphen Vorgänge wäre wohl ein Gestein entstanden, welches

dem Begriff eines anogen metamorphen Gesteines ¹⁾ nahe stünde. Indessen ist die Uebereinstimmung keine vollkommene, da insbesondere die reichliche Neubildung von Chlorit und sericitähnlichem Muscovit fehlt, und da auch Biotit unter den Neubildungen anzunehmen ist.

Pegmatite.

Grobkörnige Gemenge der Tonalitgemengtheile, unter denen aber die älteren Ausscheidungen, die Hornblenden, die kalkreichen Plagioklase fehlen, Biotit gegenüber dem Muscovit, Plagioklas gegen Kalifeldspath zurücktreten, begleiten vielfach die Randfacies des Tonalitkernes, bilden lager- und gangförmige Intrusionen in der Schieferhülle, und zeigen namentlich Uebergänge in die aplitartigen Gesteine, die als mächtigere Gänge im Rande und als schmale Adern im Kerntonalit auftreten.

Der vorherrschende, durch bläulichweisse Farbe ausgezeichnete Feldspath erweist sich als Mikroklin mit dem specifischen Gewichte 2·576 (pegmatitische Partien in der überhängenden Wand aus mikroklinreichem Randgranit unterhalb der Tobelbrücke) bis 2·555 (Pegmatitlager im Schiefergneiss nördlich vom Gänsbichljoch). Auch diesen Mikroklin fehlt häufig auf weite Erstreckung jede Spur der Mikroklingitterung, so dass man Quadratcentimeter grosse Präparate mit einheitlicher Auslöschung herstellen kann. Die Auslöschungsschiefe wurde am letzteren Vorkommen auf *P* mit 16°, auf *M* mit + 8—9° gemessen.

Der Mikroklin ist reichlich von perthitischen Albitspindeln durchwachsen; die Auslöschungsschiefe auf *P* ergab sich zu 3—4°, auf *M* + 18°. Quarzeinschlüsse im Plagioklas erwiesen sich als merklich stärker lichtbrechend als dieser, was mit der Bestimmung als Albit übereinstimmt.

Der selbständig auftretende Plagioklas bildet schneeweisse, unregelmässige Körner, die meist geringere Dimensionen erreichen als der Mikroklin. In der Probe von der überhängenden Wand erhielt ich das specifische Gewicht 2·643, was auf einen dem Albit nahe stehenden Oligoklas hinweist. In den Pegmatiten, welche

¹⁾ F. Becke, Vorläufiger Bericht über die krystallinischen Schiefer und den geol. Bau des hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzungsberichte der Wiener Akademie. 1892, Bd. CI.

nördlich vom Zinsnock die Basis des Quarzglimmerdiorits bilden, wurde der Plagioklas nach der Lichtbrechung als Albit bestimmt: er gab die Charakteristik

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega > \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'.$$

Quarz von lichtgrauer Färbung tritt gegenüber den Feldspathen zurück. Muscovit findet sich in grossen rhombischen Tafeln, Biotit spärlich und in kleinen Schuppen; als seltener accessorischer Gemengtheil tritt Granat auf. Stängligen Turmalin sah ich am Zinsnock; nach Löwl findet er sich reichlich in den Pegmatiten des Staller Sattels, südlich vom Rieserkern.

Die Pegmatite lassen eine regellos körnige Structur erkennen; eine bestimmte Ausscheidungsfolge lässt sich nicht ermitteln; alle Gemengtheile scheinen gleichzeitig zu krystallisiren. Spuren von Kataklyse sind häufig schon mit freiem Auge an den unregelmässig gebrochenen Spaltflächen der Feldspathe zu erkennen; es ist schwer, eine auch nur 1 Quadratcentimeter grosse, ebene Spaltfläche zu erzielen; im Dünnschliff sind die kataklastischen Erscheinungen öfter sehr auffallend.

Die Pegmatitlager, welche das Zinsnockgestein im Liegenden begleiten, sind stellenweise als wahre Pegmatitgneisse ausgebildet. Grosse Tafeln von Muscovit sind, mit ihren längeren Axen in die Streckungsrichtung eingestellt, randlich aufgeblättert; kleine, braungüne Biotitschuppen sind mit dem Rand verwachsen. Der Kern der Muscovite ist getrübt durch massenhafte Einschlüsse von haardünnen farblosen Nadeln (c in der Längsrichtung, Sillimanit?); der Saum der Muscovite ist frei davon und ist vielfach zerlappt und unterbrochen durch Einschlüsse von Quarz und Feldspath.

Mikroclin mit undeutlicher, verschwimmender Gitterung und Albitspindeln bildet eiförmige oder rundliche Körner. Dazwischen findet sich ein feinkörnig flasriges Gemenge, an dem sich ein dem Oligoklas nahestehender Albit ($\omega > \gamma'$, aber der Unterschied sehr klein), Quarz und Mikroclin betheiligen. Die gleichartigen Körner sind in parallelen Zügen und Flasern geordnet, wie häufig in den Gneissen, entbehren jeder Spur von Krystallform und bedingen, ohne dass man hier deutliche Spuren von Kataklyse zu erkennen vermöchte, eine ausgeprägte Parallelstructur, welche noch durch Parallelzüge kleinerer Muscovitlamellen erhöht wird. Rundliche Körner von blassrothem Granat bilden einen spärlichen accessorischen Gemengtheil.

An einem der von Löwl am Südrand des Zinsnocklagers gesammelten Stücke glaube ich zu erkennen, dass das körnige Zinsnockgestein die Parallelstructur des Pegmatites schräge durchsetzt, somit jünger wäre als die Ausbildung der Parallelstructur im Pegmatit.

Während also ein Theil der Pegmatite, wie die Uebergänge in die aplitischen Ganggesteine beweisen, jünger als oder doch gleichalterig mit der Tonalitintrusion ist, so dass man die ganz zutreffende Bezeichnung eines Exsudates aus dem Massengestein auf sie anwenden kann (Reyer), gibt es andere Pegmatite, die der Intrusion des Zinsnocklagers vorangehen, und diese sind mit einer auffallenden Parallelstructur versehen. Es wäre nicht unmöglich, dass diese letzteren mit der Tonalitintrusion überhaupt nichts zu thun haben; man könnte sie vielleicht mit den weiter südlich zur Herrschaft kommenden Knollengneissen in Zusammenhang bringen. Alle hiermit verknüpften Fragen zu lösen bin ich nach meinen Beobachtungen nicht im Stande, weshalb ich mich begnüge, das thatsächlich Beobachtete wiederzugeben.

Einschlüsse von Gneiss.

In einer bestimmten Zone nicht weit von der äusseren Grenze treten im Tonalit des Reinwaldkernes zahlreicher als sonst fremde Einschlüsse auf. Diese Zone wird vom Reinbach nächst der Tobelbrücke durchbrochen, und man kann das Auftreten derselben sowohl am anstehenden, insbesondere an der Felswand unmittelbar neben dem Tobelfall studiren, an welcher der Thalweg nach Rein vorüberführt, als auch an den zahlreichen Blöcken, welche unweit von diesem Punkt am südlichen Fuss des Höhenkofels herumliegen.

Auch die kleineren Intrusionen in der Schieferhülle, die z. B. in der überhängenden Felswand neben dem Touristenweg von Winkelbad zu den Reinfällen weiter unterhalb trefflich aufgeschlossen sind, strotzen oft von solchen Einschlüssen.

An letzterem Punkte sind die biotitreichen Contactgneisse¹⁾ leicht durch ihren Glimmerreichtum von dem Intrusivgesteine mit seinen einzelnen regelmässigen sechsseitigen Glimmertafeln zu unterscheiden; sie zeigen kaum einen nennenswerten Unterschied gegen-

¹⁾ Vergl. weiter unten Schieferhülle.

über dem Normalgestein der Schieferhülle. Interessant ist hier nur das Verhalten der hornblendereichereren Schieferereinschlüsse, welche gegen die Contactgrenze auf eine Erstreckung von 1 bis $\frac{1}{2}$ Centimeter die Verdrängung der Hornblende durch Biotit recht gut erkennen lassen.

An der Tobelbrücke und am Höhenkofel ziehen hellere, glimmerärmere Einschlüsse die Aufmerksamkeit auf sich. In ihrer Gesamtfärbung ähneln sie einigermaßen der Randausbildung des Eruptivgesteines. Diese Aehnlichkeit könnte ganz wohl dazu führen, sie als etwas zum Tonalit selbst Gehöriges anzusehen, und es hat den Anschein, dass diese Gebilde die Ansicht mit verschuldet haben, das granitische Gestein gehe schlierig in eine Flasergneisszone über, die den „syngenetischen“ Verband von Granit und Schieferhülle beweisen sollte.

Löw l¹⁾ hat in seiner Publication klar auseinandergesetzt, dass diese Deutung unhaltbar ist. Die schieferigen Partien sind stellenweise scharf abgegrenzt, die Schieferung ist in den verschiedenen Einschlüssen nach allen möglichen Richtungen orientirt.

Mehrere Proben dieser schieferigen Partien von der Tobelbrücke und vom Höhenkofel wurden in Dünnschliffen geprüft, auch solche, an denen die Grenze zwischen dem Einschluss und dem Massengestein untersucht werden konnte.

Es ergab sich dabei:

1. Die mineralogische Zusammensetzung weicht durch den grösseren Gehalt an Mikroklin von den mikroklinreichsten Typen des Randgranitits ab. Mikroklin ist der dominirende Feldspath.

2. Der Plagioklas entbehrt der deutlichen Zonenstructur und der ausgeprägten basischen Kerne. Er findet sich in schmalen Körnerzügen, welche insbesondere nach der Färbung deutlich hervortreten und sich zunächst an die Züge von Biotitschüppchen anschmiegen.

3. Nach der Lichtbrechung ist der Plagioklas dieses Gesteins identisch mit dem des umschliessenden Randgranitits. Beide stehen zwischen Andesin und Oligoklas.

4. In den accessorischen Gemengtheilen: Orthit, Apatit, Zirkon, Zoisit zeigt sich Uebereinstimmung mit dem Tonalit, doch fehlt den Zirkonen die spitzpyramidale Form; dem Quarz fehlen Einschlüsse

¹⁾ Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol, l. c. pag. 6 u. 7.

von haarförmigen Mikrolithen, die violettbraunen hexagonalen Täfelchen.

5. Die Structur der Einschlüsse ist die für Flasergerneisse charakteristische. Feinkörniger Plagioklas bildet um die zu Linien angeordneten Biotitschuppen gruppirt im Querschliff langgestreckte Züge¹⁾, zwischen denen schlanke Linsen von Quarzkörnern liegen; diese umschliessen wieder die oft augenartig hervortretenden Mikroklinkörner, die gewöhnlich von einem Mosaik kleinerer Individuen, namentlich in der Streckungsrichtung, begleitet werden. Im Detail bekundet der Mikroklin seine geringere Krystallisationskraft, indem Quarz- und Plagioklaskörner mit rundlich convexen Grenzen in die Mikroklinkörner eingreifen, der stellenweise geradezu das Cement für jene bildet.

Sehr spärlich finden sich mikropegmatitische Verwachsungen von Plagioklas und Quarz am Rand der Mikroklinpartien.

6. Die Schlitze dieser Einschlüsse zeigen nicht selten höchst ausgeprägte Kataklasstructur, namentlich am Quarz, welche auf den Einschluss beschränkt ist und sich im umschliessenden körnigen Gestein nicht in dieser Masse ausbildet. Sie muss somit schon im Moment des Einschliessens bestanden haben.

7. Die Grenze zwischen dem Einschluss und dem Massengestein ist insbesondere an den der Schieferung parallelen Grenzen eine so scharfe, dass man selbst im mikroskopischen Bild für jedes einzelne Korn angeben kann, wohin es gehört. In einem Präparat ist die Grenze durch Anreicherung von Apatit markirt, der sich aus dem Magma auf der Oberfläche des Einschlusses angesiedelt hat. Minder scharf ist die Grenze dort, wo sie quer auf die Schieferung verläuft; dort gewinnt man eher den Eindruck einer vollständigen Verschmelzung, dem man auch im grossen an mehreren Stellen kaum entgehen kann; es läge sogar die Vermuthung nahe, dass der Mikroklinreichtum der Randfacies durch die Einschmelzung so mikroklinreicher Einschlüsse zu erklären sei.

Diese Beobachtungen rechtfertigen die Annahme, dass diese lichten Gneisseinschlüsse aus der unbekanntem Unterlage des Tonalitkerns emporgebracht wurden.

¹⁾ Ausschliesslich in diesen Zügen finden sich Orthit, Apatit, Zoisit.

II. Die Gangvorkommnisse aus dem Iselthale.

Eilf Kilometer vom Ostende des Rieserkerns treten bei St. Johann im Iselthale, südlich von Windisch-Matrei, mächtige Tonalitgänge im Gneissglimmerschiefer auf. Wenn ich mir erlaube, hier einige Beobachtungen über diese Gesteine mitzuthemen, so geschieht es, weil die bisherigen Mittheilungen die Zugehörigkeit dieser Gesteinsvorkommen zum grossen Südtiroler Tonalitbogen nicht mit der wünschenswerten Klarheit zum Ausdruck bringen.

Diese gangförmigen Gesteine haben schon eine ziemliche Literatur. Die erste Erwähnung findet sich bei Stur.¹⁾ In dem Bericht über die geologischen Aufnahmen im westlichen Südtirol und in Kärnten sagt dieser Autor: „Eines bisher aus dieser Gruppe (es ist vom alten Glimmerschiefer des Südabhangs der Centralkette die Rede) nicht bekannten Gesteins, eines porphyrischen Hornblende-granits, muss hier noch Erwähnung geschehen. Ich habe es auf einem beschränkten Raume bei St. Johann im Iselthale beobachtet, wo es gangartig im Glimmerschiefer auftritt.“

F. Teller hat diese Vorkommen genau untersucht.²⁾ Er fand zwei verschiedene Typen, der eine, durch makroskopisch körnige Structur, lichte Farbe und accessorischen Granat ausgezeichnet, erinnert durchaus an Tonalit; der andere, dunkler gefärbte, trägt ausgesprochen porphyrische Structur zur Schau. Teller fand beide Varietäten im Zusammenhang und derart verbunden, dass die tonalitähnliche Varietät die mittleren, die porphyrische die randlichen Partien der grösseren Intrusionen bildet. Die durchgreifende Lagerung dieser Gesteine im Gneissglimmerschiefer wird von zwei Localitäten (Mieblsbacher Wasserfall und Gehöft Oblasser) klar und anschaulich beschrieben. Die Erkenntnis von der Zusammengehörigkeit dieser deutlich gangförmig auftretenden Vorkommen mit den granitisch körnigen Gesteinen der Rieserfernergruppe wurde nur durch die Vorstellung von dem höheren Alter des Rieserfernergesteins verhindert.

¹⁾ Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1856, pag. 405.

²⁾ F. Teller, Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1886, Bd. XXXVI, pag. 715.

H. v. Foullon hat diese Gesteine im Anhang an Teller's Publication beschrieben.¹⁾ Sie bilden bei ihm die Gruppe 2 und einen Theil der Gruppe 3 der „Quarzglimmerporphyrite“, erstere die makroskopisch körnigen, letztere die porphyrischen Varietäten umfassend. Auch v. Foullon hebt die Aehnlichkeit mit Tonalit hervor, die soweit geht, dass seine Beschreibung des makroskopischen Aussehens der körnigen, granatführenden Varietät ohne irgend eine Aenderung Wort für Wort auf das Gestein des Reinwaldkerns angewendet werden könnte.

Professor Löwl hat dieses Vorkommen im Jahre 1892 besucht und Teller's Angaben vollinhaltlich bestätigt gefunden. Das porphyrische Salband der mächtigeren Intrusivmassen hat eine nur geringe Mächtigkeit, $\frac{1}{2}$ Meter bei der Intrusivmasse beim Gehöft Oblasser nach einer von Löwl's Hand herrührenden Etiquette eines von dort stammenden Handstückes.

Löwl verdanke ich auch eine kleine Serie von Gesteinsproben vom Michelsbacher Wasserfall und vom Oblasser, welche die ausserordentliche Aehnlichkeit der mittleren Theile der Intrusivmasse mit dem Rieserferner Tonalit und den allmählichen Uebergang in porphyrische Structur gegen das Salband trefflich veranschaulichen. Leider scheint ganz frisches Material nicht vorzukommen, so dass manche Beobachtungen, namentlich aber eine genauere Bestimmung der Feldspathe, unterbleiben musste.

Die an diesem Material angestellten Beobachtungen können die bereits von v. Foullon hervorgehobene Aehnlichkeit mit dem Rieserfernertonalit nur bestätigen. Das Gestein aus der Mitte der Intrusivgänge gleicht dem „kleinkörnigen Randtonalit“, höchstens ist vielleicht der Gegensatz zwischen den deutlich zonarstruirten grösseren Plagioklasen und dem kleinkörnigen Gemenge von Plagioklas, Orthoklas und Quarz dazwischen etwas ausgeprägter. Ob man hier von einer wirklichen Grundmasse sprechen kann, wird wahrscheinlich der eine so, der andere anders beantworten; man hat eben keinen reinen, sondern einen Mitteltypus vor sich. Recht auffallend ist es, dass die Plagioklase, die sonst in allen Stücken denen des Tonalits gleichen, eine sehr schmale Aussenzone mit

¹⁾ H. v. Foullon. Ueber Porphyrite aus Tirol. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1886, Bd. XXXVI, pag. 747.

stetig wandernder Auslöschungsschiefe besitzen, als wäre das Material, das in den entsprechenden breiteren Zonen der Tonalit-Plagioklase ausgeschieden wurde, hier zum Theile anderweitig zum Aufbau der kleineren Plagioklaskörner verwendet worden.

Die grösste Aehnlichkeit mit dem Tonalit bekunden die grossen fassförmigen braunen Biotitkrystalle, über deren ausgezeichnete, den Gleitflächen folgenden Zwillingslamellen bereits auf pag. 401 gehandelt wurde. Die Hornblende dieser Gesteine zeigt einen umso vollkommeneren Idiomorphismus, je ausgeprägter die porphyrische Structur ist. In meinen Proben zeigt sie jedoch mehr in's gelbbraune geneigte, von der im Tonalit herrschenden grünen etwas verschiedene Farbe. Für den Granat hebt schon v. Foullon den Reichthum an fremden Einschlüssen hervor, worunter auch ich besonders in den äusseren Theilen vielfach Quarz erkennen konnte.

Der Uebergang zur deutlich porphyrischen Structur des Salbands erfolgt durch Feinerwerden des Kornes in der aus beiden Feldspathen und Quarz bestehenden, zwischen den grösseren Krystallen liegenden Masse. Von den farbigen Gemengtheilen tritt nur der Biotit auch in die Grundmasse ein, und zwar im Gegensatz zu den säulenförmigen Einsprenglingen in sehr dünnen Lamellen, die schmale leistenförmige Querschnitte liefern, die stellenweise eine garbenähnliche Anordnung zeigen. Erwähnenswert ist ferner noch das Vorkommen von Pseudomorphosen von der Gestalt länglicher Säulen mit schlecht erhaltenem Querschnitt, welche aus einem blaugrünen chloritischen Mineral, einem lichten Glimmer und feinfaseriger, lichter Hornblende bestehen und muthmasslich auf einen Pyroxen bezogen werden dürfen. Sie sind ausschliesslich auf das porphyrische Salband beschränkt und fehlen dem körnigen Gestein des Centrums der Gänge.

Die Hornblende zeigt an vielen Stellen die Umbildung in wirschuppige Aggregate von Biotit. Andere, die Feldspathe betreffende Umwandlungen sind durch die oft weit vorgeschrittene Verwitterung unkenntlich gemacht.

Ein von Löwl gesammeltes Stück lässt den unmittelbaren Contact mit dem benachbarten Schiefer erkennen. Man sieht an den aus der Contactstelle hergestellten Schliffen, dass die Feinheit des Kornes der Grundmasse gegen das Salband zunimmt; die äussersten Partien zeigen Andeutungen von Granophyrstructur (Rosenbusch). Hier kann man sich selbst im Dünnschliff von der intrusiven Natur des

Gesteins überzeugen, da von der Contactgrenze ganz dünne Apophysen der dichten Grundmasse in den übrigens unveränderten Schiefer verlaufen.

Aus dem hier angeführten, den Beschreibungen früherer Beobachter, sowie aus der schwer in Worte zu fassenden, aber dem Beschauer mit zwingender Gewalt sich aufdrängenden Aehnlichkeit im ganzen Habitus ergibt sich die Zugehörigkeit des Iselthaler Intrusivgesteins zum Rieserferner-Tonalit. Man darf dasselbe wohl als östlichen Ausläufer des Rieserkerns ansehen und einen unterirdischen Zusammenhang mit jenem vermuthen.

Es ist eine bemerkenswerte Thatsache, dass ein Salband von porphyrischer Structur an den grossen Tonalitkernen der Rieserferner nirgends beobachtet wurde; vielleicht steht damit eine andere wichtige Erscheinung im Zusammenhange: Die Schiefer, in denen die gangförmigen Intrusionen bei St. Johann aufsetzen, zeigen keine Spur einer Contactmetamorphose, während sich solche Spuren an der Schieferhülle des Tonalits nachweisen lassen.

Auch mit den granitisch-körnigen Gesteinen der Rieserferner kommen porphyrisch struirte Gesteine vor, aber diese treten immer nur in Form relativ wenig mächtiger Gänge auf, denen das körnig struirte Centrum fehlt. Mit diesen Gängen soll sich der nächste Abschnitt befassen.

XXI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

- Fedorow E. v.: Universal- (Theodolith-)Methode in der Mineralogie und Petrographie. I. Theil. Universal-geometrische Untersuchungen. — Zeitschr. f. Kryst. XXI, 5/6.
- Jahn Hans: Ueber die latenten Verbindungswärmen einiger organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. phys. Chemie. XI, 6.
- Loczka J.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Constitution des Pyrits. — Földtani Közlöny. XXII.
- Luzi W.: Ueber Graphit und Graphitit. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. XXVI, 6.
- Vater H.: Ueber den Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonates. Theil I. — Zeitschr. f. Krystall. XXI, 5/6.

Mineralogie.

- Brögger W. C.: Suddtit, et nyt mineral fra Oruro i Bolivia. — Christiania Videnskabs-Selskabs Forhandlingar for 1892. Nr. 18.
- Frenzel A.: Ueber den Kylindrit. — Neues Jahrb. f. Min. 1893, Bd. II, pag. 125.
- Friedel Charles: Cours de Minéralogie. Minéralogie générale. Paris, Masson, 1893.
- Kenngott A.: Zur Formel des Turmalins, Zusammensetzung des Helvin, Danalith; Basisfläche des Quarzes und oktaëdrischer Granat aus Elba. — Neues Jahrb. f. Min. 1893, Bd. II.
- Penfield J. L.: On Cookeite from Paris and Hebron, Maine, Mineralogical Notes. — Americ. Journ. of Science Vol. XLV, May 1893.

Petrographie, Geologie.

- Bombicci-Porta L.: Rivendicazione della priorità degli studj e della conclusioni sul sollevamento dell' Apennino Emiliano per via di scorrimenti e di pressioni laterali e la diretta azione della gravità. — Rend. d. Sess. della R. Accad. delle scienze dell' Istituto di Bologna, 30. April 1893.
- Delebecque A. et L. Duparc: Sur les changements survenus au glacier de la Tête Rousse depuis la catastrophe de Saint Gervais, du 12 juillet 1892. — Comptes rendus, 14 août 1893.
- Duparc L. et Mrazec L.: Sur les élogites du Mont Blanc. — Comptes rendus, 5 juin 1893.
- Dieselben: Note sur les roches amphiboliques du Mont Blanc. — Archives des sciences physiques et naturelles. 3^{ème} Pér. Tome XXX.
- Duparc L. et Ritter E.: Les Massifs cristallins de Beaufort et Cevins. Étude petrographique. — Archives des sciences physiques et naturelles 3^{ème} Pér. Tom. XXX, Nr. 7, 1893.

- Elich E.: Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. — Inaug.-Dissert. Berlin 1893.
- Ippen J. A.: Zur Kenntniss der Eklogite und Amphibolgesteine des Bachergebirges. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1893.
- Lang O.: Die vulcanischen Werde am Golfe von Neapel. — Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. XLV, 2, 1893.
- Lawson Andrew C. and Juan de la C. Posada: The Geology of Caramelo Bay. — University of California, Bull. of the Department of Geology. Vol. I, 1893.
- Michigan: Report of the State Board of Geological Survey for the years 1891 and 1892. Containing a Provisional Report by D. M. E. Wadsworth upon the Geology of the Iron, Gold and Copper Districts of Michigan. By Authority; Lansing 1893.
- Palache Charles: The Soda-Rhyolite North of Berkeley. — University California. Bull. of the Department of Geology. Vol. I, 1893.
- Prendel R.: Petrographische Untersuchungen des Meteoriten Grossliebenthal. — Odessa 1893.
- Derselbe: Meteorit „Zmenj“, gefallen im August 1858. — Odessa 1893.
- Riva C.: Sopra alcune rocce della val Sabina. — Rend. del R. Istituto Lombardo. Ser. II, Vol. XXVI, Fasc. XI—XII.
- Sederholm J.: Ueber den Berggrund des südlichen Finnlands. — Fennia, 8. 1893.
- Smyth C. H. Jr.: Alnoite containing an uncommon variety of Melilite. — Americ. Journ. of Science. Vol. XLVI. August 1893.
- Wadsworth M. E.: siehe Michigan, Report.



XXII. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.

Von F. Becke.

(Mit Tafel XII und XIII und 3 Textbildern.)

(Schluss.)

III. Porphyritische Gänge im Bereich des Reinwaldkerns.

Im Tonalit der Rieserferner und in dessen Schieferhülle treten an vielen Stellen gangförmig Gesteine auf, die in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und in gewissen Structureigenthümlichkeiten der Gemengtheile die Verwandtschaft zum Tonalit bekunden. Nicht wenige derartige Gänge sind in der trefflichen Teller'schen Karte verzeichnet; ihr Gestein hat zum Theile eine eingehende petrographische Untersuchung durch H. v. Foullon¹⁾ erfahren. Nach Teller²⁾ kann man diese Gänge in zwei Gruppen zusammenfassen: *a)* lichte Quarzglimmerporphyrite; *b)* dunkle quarzarme Porphyrite. Dieselbe Gruppierung mag auch hier beibehalten werden, wobei ich nur statt Quarzglimmerporphyrit den Terminus Tonalitporphyrit gebrauchen will, um die Beziehung zum Tonalit anzudeuten.

Zu den von Teller aufgeführten Vorkommen habe ich nach Löwls und meinen Beobachtungen noch folgende hinzuzufügen:

¹⁾ H. von Foullon, Ueber Porphyrite aus Tirol. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. XXXVI. Bd., pag. 747, 1886.

²⁾ Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXXVI. Bd., pag. 731 u. ff.

A. Tonalitporphyrit.

1. Am Weg von Ahornach nach Rein etwas westlich von der in der Generalstabskarte angegebenen Quelle findet sich in dem dort recht phyllitähnlichen Schiefer ein etwa 1 Meter mächtiger nordsüdlich streichender Gang; er zeigt eine merkliche Verfeinerung des Korns am Salband und Andeutungen einer dem Salband entsprechenden Parallelstructur.

2. Auf der Mittelmoräne des Gelttbalfeners liegen zahlreiche Blöcke eines schönen lichten Tonalitporphyrits herum, deren Anstehendes leider nicht gefunden werden konnte.

3. Am Weg, der von der Wangeralpe (Hochalplhäusl) zum Joch zwischen dem oberen Mühlbachthal und dem östlich benachbarten Wielenthal hinaufführt, kreuzt man ein mehrere Meter mächtiges Gangsystem, das die hier ziemlich steil in Süd fallenden Schiefergneise des westlichen Ausläufers der Geierrast, sowie auch die in ihnen auftretenden Pegmatitgänge durchsetzt. Das Gestein gleicht in allen Stücken dem vom Gelttal. Am Anstehenden erkennt man sehr deutlich eine Verdichtung des Korns am Salband und eine Parallelstructur, welche der Begrenzungsfläche des Ganges entspricht.

4. Ein wenig mächtiger Gang überquert den Grat zwischen dem eben erwähnten Joch und dem Gipfel des Zinsnock etwa 600 Meter südlich vom Joch entfernt. Auch das Gestein dieses Ganges ähnelt dem aus dem Gelttal.

5. Nordöstlich vom Gipfel der grossen Windschar am markirten Weg abwärts tritt ein mehrere Meter mächtiger Gang eines lichten feinkörnigen Gesteins in den braunen Schiefen auf; das Gestein ist undeutlich porphyrisch, enthält kleine rothe Granatkörner, ist sehr glimmerarm und könnte als Uebergang in den aplitartigen Randgranit aufgefasst werden.

6. Sehr schöne, durch deutliche Schieferung ausgezeichnete Varietäten fand Prof. Löwl auf der Patscheralm, leider ist das Anstehende dieses Gesteins nicht bekannt.

B. Dunkle quarzarme Porphyrite.

1. Schmale, oft nur wenige Centimeter mächtige Gänge auf den Rundhöckern im oberen Gelttal, unterhalb der Ausläufer des Morgenkofels und Wasserkopfs.

2. Mächtigere Gänge in den Klippen an der Ostseite der Elferscharte.

Leider habe ich von keinem dieser Vorkommen Proben mitgenommen. Dagegen konnte ich von Prof. Löwl gesammeltes Material untersuchen, welches von einem Gang im Tonalit südlich von der Antholzer Scharte stammt.

Tonalitporphyrit.

Als Typus der lichten Ganggesteine kann das Gestein des Geltthalferners hingestellt werden. Es enthält in einer hell aschgrauen, sehr feinkörnigen, schimmernden Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, ferner Gruppen von Biotitschuppen.

Der Quarz bildet die für Porphyrquarz typischen Doppelpyramiden mit Einbuchtungen der körnigen Grundmasse, Schwärmen von Flüssigkeitseinschlüssen zum Theile mit würfelförmigen Kryställchen, aber ohne Glaseinschlüsse. (Vergl. Fig. 6, Taf. XIII.)

Der Plagioklas tritt in scharfen Krystallen auf, die MPx vorwaltend, Tly untergeordnet erkennen lassen, und Zwillingsbildung nach dem Karlsbader, Albit- und Periklingesetz darbieten. Auch hier trifft man einen meist nur kleinen, daher nicht in allen Schnitten sichtbaren, inhomogenen Kern und reichliche Zonen, die in recht ausgeprägter Weise die regelmässig wechselnde Zonenfolge¹⁾ erkennen lassen. (Vergl. Fig. 8, Taf. XIII.)

Ein guter Durchschnitt nach M lieferte folgende Auslöschungsschiefen:

- | | |
|--|---------|
| 1. Kerngerüst und innerste Zonen | — 11·6° |
| 2. Fiillsubstanz | — 4 |
| 3. Mittlere Zonen mit 1 unter vielfacher
Reurrenz wechselnd | — 6·6 |
| 4. Aeusserste schmale Zone, wandernde
Auslöschung bis | + 6. |

Hiernach bildet ein Andesin von basischer Mischung die Hauptmasse, während die Hüllen von mittlerem Andesin bis zu saurem Oligoklas reichen. Damit stimmen andere Beobachtungen: Ein in die Hüllen eingewachsenes Quarzkorn liess erkennen:

$$\omega < \gamma' \varepsilon > \alpha'$$

¹⁾ Fall 2, vergl. pag. 415.

Spaltplättchen nach *M*, von denen natürlich nicht auszumachen ist, welcher Zone sie angehören, ergaben eine Auslöschungsschiefe von -2 bis -3° .¹⁾

Der Biotit bildet in diesem Gestein nur selten grössere Individuen. Vorherrschend bildet er wirrschuppige Aggregate, denen bisweilen auch Muscovitschuppen eingelagert sind, die auf dem Hauptbruch als breite Fläsern, auf dem Querbruch als schmale fluidal angeordnete Leisten (Fig. 8) erscheinen und durchaus nicht den Eindruck von primären Gebilden machen. Nach Analogie mit den Ganggesteinen vom Iselthal verbergen sich unter diesen Fläsern Pseudomorphosen nach Hornblende, aber auch grössere Einsprenglinge von Biotit mögen in dieser Weise umkrystallisirt sein; namentlich gilt das von jenen Aggregaten, in denen eine grössere verbogene Biotittafel von kleineren Schüppchen umgeben ist.²⁾

Unter den accessorischen Gemengtheilen ist *Orthit* in schlanken Nadeln, Zwillingen nach (100), hervorzuheben (Fig. 6). Er zeigt deutlichen Pleochroismus: *a* blassgrünlichbraun, *b* violettbraun in's grünliche, *c* grünlichbraun, *a* und *c* wenig verschieden, Absorption $b > c > a$. Um die + Mittellinie Dispersion $\rho > \nu$. Da an einzelnen Axenbildern einmal starke, einmal schwache Dispersion bemerkt wurde, scheint geneigte Dispersion vorhanden zu sein. Ebene der optischen Axen parallel der Symmetrieebene.

Granat bildet spärliche, zum Theil scharf krystallisirte Ikositetraëder von blassrother Farbe. Häufig gewahrt man Krystalle doppelter Bildung, indem der scharf ikositetraëdrisch krystallisirte, klare Kern von einer trüben, blasser gefärbten Hülle umgeben wird, welche die Ausbildung des Rhombendodekaëders anstrebt. Diese Schichten fehlen, wo der Granat an einen Plagioklaseinsprengling grenzt, sind dagegen insbesondere mächtig, wo der Granat an die Biotitaggregate stösst; in einem der letzteren erscheint ein rundum ausgebildetes Rhombendodekaëder. Das weist deutlich auf zwei verschiedene Bildungsstadien

¹⁾ In dem Gestein der Geierrast scheint der Plagioklas etwas basischer zu sein; die Auslöschungsschiefe in Schnitten nach *M* wurde gefunden:

Kern	— 33° bis — 22°
Zonen	— 11·5° bis — 2·5°
Adern	+ 9°.

²⁾ Am Salband des Gesteins von der Geierrast finden sich scharfe hexagonale Tafeln von Biotit.

des Gesteins. Von sonstigen accessorischen Gemengtheilen ist noch Apatit in ziemlich unregelmässig gestalteten länglichen Körnern, ferner Zirkon zu erwähnen, der scharfe tetragonale Prismen mit spitzer achtseitig pyramidalen Endigung bildet, die in ganz ähnlicher Ausbildung auch im Kerntonalit auftreten.

Bei der Untersuchung der feinkörnigen Grundmasse leistete die Färbemethode treffliche Dienste. Bei Beobachtung im gewöhnlichen Licht (Fig. 6) erkennt man zunächst spärlich verstreut sehr kleine grünlichbraune Biotitschüppchen und winzig kleine Häufchen trüber, stark lichtbrechender Körnchen. Letztere sind besser und grösser entwickelt in der schiefrigen Varietät der Patscher Alm und dort als winzige Zoisitsäulchen erkennbar. Diese spärlichen Gemengtheile liegen in einem Gemenge farbloser grösserer Körner, zwischen denen noch feiner körnige Partien eine Art Netzwerk bilden. In diesem treten sofort Muscovitschuppen, meist leistenförmige Durchschnitte mit charakteristischer Spaltbarkeit, durch ihre kräftige Lichtbrechung hervor. Bei sorgfältiger Abstufung des Beleuchtungskegels (Irisblende) zeigt sich, dass in diesem feinkörnigen Netzwerk noch ein zweites farbloses, klares Mineral steckt, dem eine merklich geringere Lichtbrechung zukommt als den grösseren rundlichen Körnern. Letztere erscheinen bei Beobachtung im gewöhnlichen Licht nicht gleichartig; manche zeigen Andeutungen von Spaltbarkeit und Trübung, andere sind vollkommen wasserhell. Bei Anwendung des polarisirten Lichtes geben die letzteren oft lebhaftere Interferenzfarben; nur an wenigen Körnern der ersten Art zeigte sich Zwillingsstreifung.

An gefärbten Präparaten (Fig. 7) erkennt man, dass sich ein Theil der grösseren Körner intensiv blau färbt, ein anderer Theil farblos bleibt. Die zweierlei Körner sind daher Plagioklas und Quarz. Das Bild zeigt mehr farblose Stellen als dem Quarz entspricht, da auch der Muscovit farblos bleibt. Stellenweise lässt sich auch nach der Färbung ganz gut feinkörnige Orthoklasmasse erkennen; sie ist deutlich angeätzt, aber wenig gefärbt und tritt erst bei auffallendem Licht in lichtblauer Färbung hervor.

Hierbei zeigt sich recht deutlich, dass der Orthoklas¹⁾ ziemlich ungleichmässig in der Grundmasse vertheilt ist. Insbesondere ist in

¹⁾ Der Grundmassebestandtheil des Tonalitporphyrit wird als Orthoklas aufgeführt, da sich Mikroklingitterung nicht erkennen liess. Da aber auch die kleinen

manchen Präparaten eine Anhäufung der Orthoklaskörner um die Plagioklaseinsprenglinge klar nachzuweisen; durch Entziehung der Plagioklassubstanz, die vom Einsprengling beim Fortwachsen verbraucht wurde, musste sich die Kaliverbindung in der Umgebung anreichern. Auch glaube ich bei der Vergleichung verschiedener Proben ein Wechselverhältnis mit dem Muscovit beobachtet zu haben; je reichlicher dieser sich einstellt, desto weniger Orthoklas ist nachweisbar.

Die Menge der in der Grundmasse nachweisbaren Orthoklase ist in allen untersuchten Proben gering. Niemals beobachtete ich ein solches Anschwellen der Orthoklasmengen wie bei dem Randgranitit und den aplitähnlichen Ganggesteinen der Randfacies des Kerntonalites.

Eine nähere Bestimmung der Plagioklaskörner der Grundmasse schien bei diesen porphyrischen Gesteinen von besonderem Interesse. Das Gestein vom Gelththal erwies sich als geeignet für diese Untersuchung. Es gelang in der That an einigen Stellen den Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz anzustellen, und es ergab sich übereinstimmend die Charakteristik:

$$\omega < \alpha' \quad \varepsilon = \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$

was auf einen sauren Andesin hinweist. Der Plagioklas der Grundmasse hat also dieselbe Zusammensetzung wie die Hüllen der Einsprenglinge, ein Resultat, welches mit allen bisherigen Erfahrungen in erfreulicher Uebereinstimmung steht, und andererseits die Gleichzeitigkeit der Bildung der Grundmasse-Plagioklase und der Hüllen der Einsprenglinge bekundet.

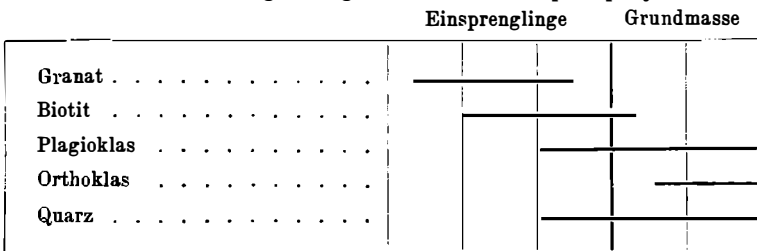
Wie erwähnt, erreichen die äussersten schmalen Säume der Einsprenglingsplagioklase der Auslöschungsrichtung nach noch die Oligoklasmischung, an den Plagioklasen der Grundmasse konnte dies nicht constatirt werden. Berücksichtigt man indessen, dass diese äusserste Hülle bei den Einsprenglingen sehr schmal ist, und dass naturgemäss die allerkleinsten, also auch jüngsten, Plagioklaskörnchen der Grundmasse sich der vergleichenden Prüfung entziehen, so wird man in dem anscheinenden Fehlen der Oligoklasmischung in der Grundmasse nur einen unvermeidlichen Beobachtungsfehler erblicken.

Mikroklaskörner des Tonalit die Gitterung häufig vermissen lassen, so ist es recht leicht möglich, dass auch hier der Kalifeldspath eigentlich Mikroklasin ist.

Manche Proben des Gesteins aus dem Gelththal, insbesondere deutlich auch die dichten vom Salband stammenden Stücke des Ganges an der Geierrast, zeigen Andeutungen von Granophyrstructur.¹⁾ Die Plagioklaskörner der Grundmasse sind etwas in die Länge gezogen und verästeln sich nach aussen unter Beibehaltung der einheitlichen Orientirung, während wurmförmig gestaltete Quarzstängelchen dazwischen treten, und in die Lücken und Zwickel setzt sich schliesslich noch ähnlich verflochtene, schwach lichtbrechende Orthoklassubstanz hinein.

Die zuletzt mitgetheilten Beobachtungen lassen erkennen, dass die Erstarrung der wesentlichen Gemengtheile in der Hauptsache nach derselben Reihenfolge und mit grossentheils übergreifenden Bildungszeiten erfolgte wie im Kerntonalit. Nur ist der wesentliche Unterschied vorhanden, dass die späteren Krystallisationen nicht durch Anschluss an die bereits vorhandenen Einsprenglinge erfolgten, sondern dass durch rasche Krystallisation um zahlreiche neu entstandene Krystallisationscentren die feinkörnige Grundmasse gebildet wurde. Wenn wir versuchen, diesen Zeitpunkt an der Hand des Schemas auf pag. 407 zu fixiren, so werden wir den Beginn der Grundmassenbildung etwa auf den 4. Verticalstrich verlegen; um aber den Verhältnissen, wie sie hier vorliegen, gerecht zu werden, müssten wir den Horizontalstrich des Mikroklin später beginnen lassen, den des Quarz aber beträchtlich nach links verlängern, so dass das Schema etwa folgende Gestalt annimmt²⁾:

Ausscheidungsfolge im Tonalitporphyr.



¹⁾ Nach Rosenbusch = Pegmatophyrstructur Lossen = Implications-structur Zirkel.

²⁾ Die Hornblende fällt hier weg, da ihre frühere Anwesenheit nur mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit erschlossen, über ihre Bildungszeit aber nichts ermittelt werden kann. Die übrigen accessorischen Gemengtheile wurden auch hier nicht berücksichtigt; sie stellen wohl auch hier die ältesten Ausscheidungen dar.

Von principieller Bedeutung erscheint mir, dass auch hier Plagioklas, Quarz und Orthoklas in den letzten Stadien der Gesteinsverfertigung gleichzeitig krystallisiren, dass aber der Orthoklas zuletzt zu krystallisiren beginnt.

Die Spuren magmatischer Umwandlungen, der inhomogene Kern der Plagioklase mit basischem Kerngerüst, die muthmassliche Umwandlung von Hornblende in Biotit treten im Tonalitporphyrit ebenso auf wie in dem Kerntonalit. Aber auch die nachmagmatischen Neubildungen treten uns in ganz ähnlicher Weise entgegen, wozu insbesondere die reichliche Neubildung von Muscovit zu zählen ist.

Für diese Auffassung des in der Grundmasse vertheilten Muscovit sind namentlich die Beobachtungen massgebend, die ich an den Plagioklaseinsprenglingen des Gesteins der Geierrast machen konnte. Dieses Gestein lässt in der Nähe des Salbandes eine recht deutliche Parallelstructur erkennen, die dem Salband parallel geht und sich insbesondere durch die Parallelstellung der Biotitfasern zu erkennen gibt. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich die Grundmasse vielfach durchsetzt von sehr kleinen Muscovitschüppchen, die im allgemeinen beiläufig jener Parallelstructur entsprechend angeordnet sind. Die Muscovitschüppchen sind ungleichmässig im Schliß vertheilt und häufen sich insbesondere in der Nachbarschaft der Plagioklaseinsprenglinge an, um welche sie sich in dicht gedrängten Zügen herumschmiegen. Wo eine solche Muscovitfaser den Plagioklas berührt, erscheint die Substanz des letzteren durch gleich orientirte, schwach lichtbrechende Adersubstanz unter Erhaltung der ursprünglichen Form ersetzt, die sich dann in reichlicher Verzweigung von diesen Berührungsstellen aus in das Innere des Einsprenglings hereinzieht.

Diese Verhältnisse machen es sehr wahrscheinlich, dass der Muscovit jener Züge und die albitähnliche Adersubstanz der Feldspathe sich erst nachträglich im bereits starren Gestein unter der Einwirkung von Druckkräften entwickelten.

In dieselbe Kategorie gehören auch die Neubildungen von Granat, die sich in der Herausbildung dodekaëdrischer Fortwachungen um die ikositetraëdrischen Kerne kund geben; und wie der Verband mit diesen Granatneubildungen lehrt, ist auch ein Theil des Biotit diesen nachmagmatischen Umbildungsprocessen zuzuschreiben.

Diese Neubildungen bedingen, sowie die im Kerntonalit eine Annäherung an die Structur und Zusammensetzung krystallinischer Schiefer, welche, wie die von Prof. Löwl gesammelten Fundstücke von der Patscher Alm lehren, mitunter sehr weit gehen kann.

Schiefriger Tonalitporphyrit.

Diese Fundstücke, deren Anstehendes nicht ermittelt werden konnte, besitzen bei unverkennbarer Aehnlichkeit mit dem geschichteten Tonalitporphyrit eine deutliche, an manche Granulite erinnernde Paralleltextr. (Vergl. Fig. 9 und 10, Taf. XIII.)

Die Gemengtheile des Gesteins sind:

Einsprenglinge von Plagioklas. Im allgemeinen ist noch die Form kurzer gedrungener Krystalle zu erkennen; die Form ist aber bei weitem nicht so scharf wie im Gestein aus dem Gelththal. Sie sind häufig nicht mehr ganz frisch und enthalten zahlreiche fremde Einschlüsse, worunter namentlich viele Biotitschuppen.

Quarz findet sich spärlich in grösseren Körnern, die aber keine Spur von Krystallform zeigen und kaum als Einsprenglinge hervortreten.

Die Grundmasse besteht aus einem gleichmässig feinkörnigen Gemenge von Quarz, Plagioklas und Orthoklas, das durch Anwendung der Irisblende und Färbemethode trefflich aufgelöst werden kann. Eine genauere Untersuchung lehrt, dass der Orthoklas¹⁾ am wenigsten Tendenz zeigt, seine Form zur Geltung zu bringen. Er tritt in sehr unregelmässigen gezackten Körnern auf, in welche Quarz und Plagioklas mit convexen Grenzen eingreifen.

Die ausgeprägte Parallelstructur wird dem Gestein durch den Biotit verliehen, welcher in langen Zügen angenähert parallel gestellter Blättchen die Grundmasse durchzieht. Neben den lang fortstreichenden Zügen tritt der Biotit in sehr viel kleineren, annähernd parallel gestellten Schüppchen allenthalben in der Grundmasse auf.

Sehr eigenthümlich ist das Verhalten des Muscovit, der in silberweissen, nicht allzukleinen, der Schieferung parallelen Schuppen schon dem freien Auge auffällt.

Im Dünnschliff sieht man die grossen Individuen dieses Minerals am häufigsten in Begleitung der Plagioklaskrystalle. Oefter

¹⁾ Ob Orthoklas oder Mikroklin vorliegt, lässt sich auch hier nicht entscheiden; Mikroklingitterung wurde nicht beobachtet.

sitzen grosse einheitliche Schuppen im centralen, etwas zersetzten Kern, oder sie legen sich seitlich ohne erkennbare Gesetzmässigkeit an die grossen Plagioklase an, mit höchst unregelmässigen, aber scharfen Grenzlinien an dem Feldspath abstossend; nicht selten umschliessen sie in ihren randlichen Partien unregelmässig gestaltete Feldspathkörner. Auch die Biotitfasern werden öfter von regellos angewachsenen Muscovitindividuen begleitet. Im Gesteinsgewebe der Grundmasse fehlt hier der Muscovit.

Accessorisch ist Apatit, ferner feinkörniger Titanit, beide mit Biotit verwachsen, beobachtet worden.

Eine Eigenthümlichkeit, die nur mit der im starren Zustande erfolgten Schieferung des Gesteins vereinbar ist, bilden die Streckungshöfe um die Plagioklaskörner; in der Nachbarschaft der Plagioklase siedeln sich in der Streckungsrichtung des Gesteins grosse Quarzkörner an, während der ganze gröberkörnige Complex augenähnlich von der feinkörnigen Grundmasse mit den gleichsam fluidal angeordneten Biotitschüppchen umgeben wird.

Was an meinem Materiale nicht entschieden werden kann ist die Frage, ob die Schieferung im Zusammenhang mit und im Anschluss an die Intrusion, oder ob sie erst durch spätere Erdrindbewegungen zu Stande kam. Zur Entscheidung sind noch weitere Beobachtungen erforderlich.

Lamprophyrisches Ganggestein.

Von den dunklen Gängen, die im Gegensatz zu den lichten Tonalitporphyriten auch im Kerngestein selbst auftreten, konnte ich leider nur das Material eines einzigen untersuchen, welches Prof. Löwl südlich von der Antholzerscharte gesammelt hat. Ob das Vorkommen identisch ist mit einem der von Teller auf der Karte verzeichneten und von v. Foulton untersuchten Ganggesteine jener Gegend, muss ich unentschieden lassen.

In der dunkelgrauen, fast schwarzen, dichten Grundmasse treten makroskopisch nur Biotitblättchen als Einsprenglinge hervor. Die Untersuchung des Dünnschliffes ergibt reichliche Einsprenglinge von Magnesiaglimmer mit grossem, heller gefärbtem Kern und schmaler, dunkler Randzone. Der Kern verhält sich wie Anomit, die Randzone ist einaxig. Die Absorptionsunterschiede $b = c > a$ sind sehr auffallend; a dunkelrothbraun, $b = c$ hellstrohgelb.

Fast ebenso reichlich treten Nadeln von Hornblende auf, mit sechsseitigem Querschnitt durch gleichmässige Ausbildung von (010) und (110). Die langen Nadeln sind durchweg Zwillinge nach (100); daneben finden sich spärlich kurze, dicke, einfache Krystalle. Der Pleochroismus ist deutlich: *c* kastanienbraun, *b* rothbraun, *a* blassbräunlichgelb. Die Krystalle zeigen oft einen relativ hellen Saum.

Spärlicher finden sich Pseudomorphosen, die entweder aus feinkörnigem Calcit, oder aus diesem und feinschuppigem Biotit bestehen und deutliche Augitformen erkennen lassen. Sie sind häufig von dunklen Körnchen umsäumt, die keulig verdickt nach Innen wachsen und wohl die Ueberreste eines magmatischen Corrosionshofes darstellen. Sehr selten finden sich Pseudomorphosen, die aus einem Gemenge von Talkschüppchen und Erzpartikeln bestehen und meist von einem Kranz von Biotittafeln umgeben sind. Sie stammen wohl von Olivin ab.

Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen, muthmasslich einer ziemlich basischen Mischung angehörig, da sie sich leicht mit *FH* und Anilinblau färben. Ferner aus einer zweiten Generation dünner Biotittäfelchen und Erzkörnchen.

Mehr den Eindruck von Fremdlingen machen Quarzkörnchen, die in kleiner Menge auftreten. Manche sind mit Calcit verwachsen und erweisen sich im polarisirten Lichte mosaikartig zusammengesetzt. Diese sind wohl secundärer Bildung. Andere erscheinen einheitlich und zeigen einen radiaalfaserigen Kranz, welcher ähnlich wie die Augitpseudomorphosen aus feinkörnigem Calcit und Biotit-schüppchen besteht; wahrscheinlich waren um diese Quarzfremdlinge Augitkränze vorhanden, wie sie in ähnlichen Gesteinen so häufig auftreten.

Aus der Schilderung dieses Gesteins geht unverkennbar eine gewisse Aehnlichkeit mit lamprophyrischen Typen hervor, deren Auftreten in Begleitung des körnigen Massengesteins durchaus nicht überraschend wäre. Im Sinne der von Rosenbusch aufgestellten Systematik könnte das Gestein füglich als Kersantit mit porphyrischer Structur bezeichnet werden. Vollkommen identische Gesteine scheinen Foullon nicht vorgelegen zu sein, obzwar die unter Nr. 7 bei den Quarzglimmerporphyriten angeführten, nach der Beschreibung einige Aehnlichkeit bekunden; sie stammen ebenfalls aus der Umgebung des Rieserferner-Massivs.

IV. Die Schieferhülle.

Eine eingehende Untersuchung der schiefrigen krystallinischen Gesteine, welche die Tonalitkerne der Rieserferner umhüllen, lag nicht im Programm dieser Arbeit. Sie werden von Teller¹⁾ als glimmerreiche, schiefrige Gneisse zur Abtheilung der Gneissphyllitgruppe (Stache) gezogen; die älteren Aufnahmen von Stur rechneten sie zum altkrystallinen Glimmerschiefer, welcher zur jüngeren „Schieferhülle“ der Centralgneissmassive in Gegensatz gebracht wurde.

An dieser Stelle sollen nur einige Bemerkungen Platz finden, welche insbesondere die Frage betreffen, ob die Schieferhülle des Rieserferner Tonalits Spuren einer Contactmetamorphose aufweise oder nicht.

Ich glaube diese Frage bejahen zu können, wengleich die metamorphischen Erscheinungen nicht jenen hohen Grad erreichen, den man vielleicht a priori nach der Ausdehnung und Mächtigkeit des krystallinen Kerns erwarten sollte.

Um der gestellten Frage näher zu treten, suchte ich mir zunächst ein Material zu verschaffen, welches einerseits weit genug vom Kern entfernt ist, um annehmen zu können, dass es ausserhalb des Contactbereiches liegt, andererseits in stratigraphischer Beziehung der Schieferhülle des Tonalitkerns gleichwertig erscheint. Dieses Material soll dann verglichen werden mit den Gesteinen, die ich an mehreren Stellen am Rand des Reinwaldkerns sammelte. Der eigentliche Vergleich kann sich nur auf das Hauptgestein erstrecken, welches in ziemlicher Gleichförmigkeit die Hülle des Tonalitkerns bildet und in welchem andere Gesteinsarten nur als untergeordnete Einlagerungen auftreten.

A. Der unveränderte Gneissglimmerschiefer.

Gute Aufschlüsse, die den gestellten Anforderungen genügen, findet man im Westen des bogenförmigen Westendes des Reinwaldkerns jenseits des Taufererbodens. In der Klamm, durch welche der Mühlwalder Bach bei Mühlen den Tauferer Thalboden erreicht, befindet man sich etwa 3000 Meter vom Westrand des Tonalitkerns im Streichen seiner Axe. Die Schiefergesteine lassen hier in der Fortsetzung des Reinwaldkerns eine nordöstlich streichende Antiklinale erkennen. Die Klamm ist in den Gewölbekern eingeschnitten.²⁾ Man

¹⁾ Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1882.

²⁾ Vergl. Löw1, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol, pag. 2.

darf wohl annehmen, dass das Kerngestein der Antiklinale tektonisch und stratigraphisch gleichwertig ist mit der Hülle, die den Tonalitkern unmittelbar umgibt. Ein Unterschied in Structur und Zusammensetzung der Hülle des Tonalitkerns gegenüber dem Mühlener Gestein wird auf Rechnung der Contactmetamorphose gesetzt werden dürfen.

Das Gestein der Klamm bildet deutliche Aufschlüsse, insbesondere am südlichen Ufer. Man sieht die parallel mit dem Bach streichenden Bänke nach Süden einfallen. Das Gestein macht den Eindruck deutlicher Schichtung. Die Schichten unterscheiden sich durch grösseren Reichthum an Biotit einerseits, an Quarz andererseits.

Bei der Betrachtung mit freiem Auge tritt auf dem Hauptbruche insbesondere feinschuppiger, silberweissglänzender Muscovit hervor; auf dem Querbruch erkennt man, dass derselbe gegenüber dem braunen Biotit, sowie dem körnigen Gemenge von Quarz und Feldspath zurücktritt.

Die Untersuchung des Dünnschliffs lehrt, dass Oligoklas (der Vergleich mit Quarz ergibt: $\omega = \alpha' \epsilon > \gamma' \omega < \gamma' \epsilon > \alpha'$), Quarz und grünlich brauner Biotit ungefähr zu gleichen Theilen sich am Aufbau des Gesteins betheiligen. In geringerer Menge und nur lagenweise angehäuft findet sich Muscovit. Den Charakter von accessorischen Gemengtheilen haben:

Klinochlor, sehr schwach positiv doppelbrechend, deutlich zweiaxig; er bildet hier und da Putzen und kleine Nester.

Granat, kleine, trübe Körner und Körnergruppen ohne deutliche Formausbildung.

Turmalin, seltene braune Säulchen mit ziemlich scharfen Formen.

Apatit, spärliche, ziemlich unförmliche Körner.

Zirkon in kleinen Nadeln, ein metallglänzender Kies und hexagonale Tafeln von Eisenglanz sind noch ferner zu erwähnen.

Bemerkenswert ist, dass Orthoklas in diesem Gestein nicht nachweisbar ist. Alle Feldspathe, auch die zahlreichen ungestreiften Durchschnitte sind nach der Lichtbrechung Plagioklas.

Die wesentlichen Gemengtheile und viele von den accessorischen sind in äusserst unregelmässig gestalteten Individuen ausgebildet, die in den zackigsten Contouren ineinander greifen und sich vielfach umschliessen.

Spuren von Quetschungen sind — wie meist in feinkörnig-schiefrigen Gesteinen — nur spurenweise vorhanden. Die Schieferung

ist nicht durch kataklastische Zerquetschung des Gesteins, sondern durch Ausrystallisiren der Gemengtheile unter Druck entstanden.

Man kann das Gestein als einen feldspathhaltigen Glimmerschiefer, als Gneissglimmerschiefer bezeichnen, wofern man unter dieser Benennung ein krystallines Schiefergestein verstehen will, das bei beträchtlichem Feldspathgehalte die Schieferstructur des Glimmerschiefers zur Schau trägt.

B. Der Contactgneiss der Schieferhülle.

Vergleicht man mit diesem Gestein das Hauptgestein der Schieferhülle, wie man es beispielsweise an der überhängenden Wand unterhalb der Tobelbrücke, zwischen Winkelbad und Kematen, im Gelththal am Fusse des Schnebigen Nock und an der Schulter des Wasserkopfs antrifft, so bemerkt man vor Allem den deutlicher krystallinen Habitus. Der Biotit, der sich im Gestein von Mühlen in der braunen Gesteinsmasse verbirgt, tritt in deutlichen grossen Schuppen hervor, die an den Stellen unmittelbaren Contactes bis $\frac{1}{2}$ Quadratcentimeter erreichen.

Das Fehlen des feinschuppigen Muscovit gibt dem Gestein einen mehr gneissartigen Charakter, obzwar Varietäten mit überwiegendem Feldspathgehalt nirgends vorkommen, ja der Feldspathgehalt meist stark hinter der Quarzmenge zurückbleibt.

Die mineralogische Zusammensetzung weicht in einigen Punkten ab und die auftretenden Minerale haben vielfach andere Eigenschaften.

Der Biotit zeigt hier dunkelrothbraune Farbe, ohne jeden grünlichen Stiel. Er zeigt wohl häufig Umwandlung (Verwitterung) zu einem schwach-doppelbrechenden chloritischen Mineral, primärer Klinochlor fehlt jedoch.

Der Muscovit tritt nicht selten auf, so dass er bisweilen als wesentlicher Gemengtheil angesehen werden muss; sein Auftreten ist jedoch sehr verschieden von dem im Mühlener Gestein. Er bildet isolirte, häufig quer zur Parallelstructur des Gesteins orientirte Blättchen (in einem Vorkommen wurde der etwas kleine Winkel $2E = 60^\circ$ circa gefunden), die besonders an den Rändern lappig von Quarz und anderen begleitenden Mineralen durchwachsen sind. Seltener bildet er einen grobschuppigen Belag auf den Schieferungsflächen.

Quarz überwiegt lagenweise die übrigen Gemengtheile. Manche Lagen bestehen bloß aus rundlichen Quarzkörnern, die durch feinkörnigen Plagioklas verkittet sind. Am Quarz sind öfter Druckspuren sehr deutlich; man findet oft undulöse Auslöschung und Zerfall in wenig verschieden orientirte, längliche Körner, welche regelmässig nach der Hauptaxe gestreckt sind. Oft ist dieser Zerfall verbunden mit dem Auftreten von zarten Streifungen, welche von Böhm, Kalkowsky, Küch und Anderen wiederholt beschrieben wurden.¹⁾ Die zarten Streifen erscheinen bei Untersuchung mit schwächeren Objectiven wie schwächer licht- und doppelbrechende Lamellen; bei Anwendung starker Immersionssysteme lassen sie sich in Reihen winziger, dichtgedrängter Pünktchen auflösen. Es dürften somit diese Lamellen massenhaft eingelagerten Hohlräumen entsprechen, die in ihrer Gesamtheit auf das Licht wie eine Verdünnung der Quarzlamelle wirken.²⁾

Ich fand die fast geradlinigen oder schwach gebogenen Streifensysteme stets beiläufig parallel ω eingelagert, d. i. senkrecht zur Hauptaxe, wobei Abweichungen bis 10° häufig, solche bis 30° seltener vorkommen. Nimmt man hinzu, dass alle derartig gestreiften Quarze dem Zerfall in längliche, in der Orientirung wenig differirende Körner unterlegen sind und dass die Lamellen oft in deutlich erkennbarer Abhängigkeit von den grösseren, reihenweise geordneten Flüssigkeitseinschlüssen stehen, indem sie von diesen beiderseits auslaufen, so kommt man zur Vorstellung, dass sie eigentlich nichts Anderes darstellen, als unvollkommen ausgeheilte Zerrklüfte.

Der Plagioklas tritt in der herrschenden Varietät minder massenhaft auf als Quarz; häufig bildet er Aggregate rundlicher Körnchen, die bisweilen Spuren undeutlicher Zonenstructur im polarisirten Lichte erkennen lassen. Hervorragend ist die Neigung, fremde Einschlüsse, namentlich rundliche Biotitschüppchen zu umschliessen. Der Plagioklas ergab in Schlifften von den Halden unter der Gellthalspitze: $\omega < \alpha' \varepsilon < \gamma' \omega > \gamma' \varepsilon = \alpha'$, was einem basischen Andesin entspricht. In anderen Fällen wurde aber auch ein saurer Andesin oder basischer Oligoklas angetroffen.

¹⁾ Vergl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie 2. Auflage, I, pag. 196.

²⁾ In gequetschtem Kerntonalit fand ich ganz ähnliche und ähnlich orientirte Streifen, die sich wie stärker lichtbrechende Lamellen verhielten. Bei diesen konnte selbst bei den stärksten anwendbaren Vergrößerungen keine Auflösung in einzelne Pünktchen beobachtet werden.

Von sonstigen accessorischen Gemengtheilen ist einschlussreicher Granat in bis erbsengrossen Körnern, oft mit deutlicher Tendenz, Rhombendodekaëder zu entwickeln, sehr verbreitet. Ferner Turmalin von brauner Farbe in scharfen Kryställchen. Unter den Blöcken, welche oberhalb der Mündung des Gelthals von den Wänden des Gatternock im Reinhthal abgestürzt sind, fand ich solche, deren Schieferungsflächen stellenweise mit einem seidenglänzenden Harnisch von Turmalinnädelchen bedeckt waren. Ich sammelte Handstücke, wo diese Ueberzüge mehrere Quadratcentimeter gross sind.

Fast nie fehlen in diesen Gesteinen eigenthümliche, rundliche Pseudomorphosen, welche aus feinschuppigem Muscovit bestehen; ich sah sie in Schlifften vom Hangenden des Zinsnockgesteines, von Blöcken am Fuss der Gelthalspitze, vom Anstehenden unmittelbar über der Tonalitgrenze an der Schulter des Wasserkopfs; sie fehlen auch nicht in den Schlifften des Gesteins von der überhangenden Wand bei den Reinfällen, wo ich stellenweise auch Reste des ursprünglichen Minerals auffand, das sich als Disthen erwies. Ich kann nicht mit Bestimmtheit behaupten, dass alle diese Pseudomorphosen ursprünglich aus Disthen bestanden. Für das zuletzt erwähnte Vorkommen steht dies ausser Zweifel, bei anderen erinnert die runde Form an Cordierit.

Noch ein anderes Thonerdesilicat findet sich in weiter Verbreitung: Sillimanit, der in Büscheln feiner Nadeln insbesondere die grossen quergestellten Muscovittafeln erfüllt, oft auch den Quarz bis zur Undurchsichtigkeit durchsetzt. Auch er erliegt öfter der Umwandlung in zartschuppigen Muscovit.

Sonst wurden noch Apatit, Zirkon, Rutil, Magnetkies in diesen Gesteinen angetroffen. Auch hier vermochte ich Orthoklas nicht nachzuweisen, obzwar ungestreifte Feldspathkörner in Menge vorhanden sind.

Die Structur des Gesteins unterscheidet sich von dem Mühlener Gneissglimmerschiefer nicht nur durch die durchschnittlich 5—10mal grösseren Dimensionen der Gemengtheile, sondern auch durch die Art, wie dieselben gegeneinander abgegrenzt sind. Es fehlt das ausgezackte Ineinandergreifen, es herrschen geschlossene, isometrische Durchschnitte, die sich mehr oder weniger geradlinig gegeneinander absetzen, so dass namentlich an plagioklasreichen Stellen die sogenannte Pflaster- oder Bieneuwabenstructur sich einstellt. Endlich findet man auch nicht selten jene oft central gehäuften Einschlüsse

der Gemengtheile ineinander, welche den Ausdruck Siebstructur veranlassen haben. Alle diese Erscheinungen sind von der Art, wie man sie am Contact der krystallinen Schiefer an körnigen Massengesteinen wiederholt beobachtet hat. ¹⁾

Es liegt nahe, die vorliegenden Gesteine mit der in jüngster Zeit so erfolgreich von Salomon ²⁾ untersuchten Contactzone des Adamello zu vergleichen. Hierbei zeigen sich Aehnlichkeiten und Unterschiede. Soviel scheint sicher zu sein, dass genaue Aequivalente der durch Reichthum an Cordierit ausgezeichneten inneren Contactzone in den Rieserfernern fehlen. Dagegen zeigen unsere Gesteine mit den Contactgneissen und Contactglimmerschiefern der äusseren Zone unverkennbar eine grosse Aehnlichkeit. Namentlich in der vorwiegenden Entwicklung von Biotit, dem Zurücktreten des Muscovit, in der Erhaltung der schieferigen Structur. Statt der dort accessorisch auftretenden Minerale Andalusit und Cordierit haben wir hier Disthen und die Pseudomorphosen aus schuppigem Muscovit. Einen Unterschied bedingen ferner die faserigen Orthoklase, die in den Contactgneissen des Adamello eine so grosse Rolle spielen. Diese fehlen unseren Gesteinen. Man wird die Unterschiede durch eine minder intensive contactmetamorphe Einwirkung einerseits, durch eine ursprüngliche Verschiedenheit des Materiales anderseits erklären können.

C. Einlagerungen im Contactgneiss.

α) Quarzit.

Im oberen Geltthal sieht man quer durch die Firnhalden, die vom Wasserkopf und der schwarzen Wand zum Geltthalferner herab-

¹⁾ Vergl die von Roth, Allgem. u. chem. Geologie, III, pag. 94 zusammengestellte Literatur. Roth verhält sich zwar gegenüber der Contactmetamorphose der krystallinen Schiefer durch Massengesteine sehr skeptisch, weil Gneisse, Amphibolite, Glimmerschiefer in den Contactzonen häufig keine bemerkbaren Veränderungen erkennen lassen. Wenn die Zusammensetzung eines Schiefers von vorneherein den chemischen Gleichgewichtszuständen in einem Contacthof entspricht, wenn das Gestein bereits aus jenen Mineralen besteht, deren Bildung durch die Contactmetamorphose angestrebt wird, kann sich die Metamorphose höchstens in Structuränderungen kundgeben, und ist ausser diesen keine Mineralneubildung zu erwarten.

²⁾ W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviole im italienischen Antheil der Adamellogruppe. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellschaft. 1890, Bd. XLII, pag. 450. — Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1891, Beil. Bd. VII, pag. 471.

ziehen, in einer Reihe von Entblössungen weisse Felsen herausragen. Das Gestein unterscheidet sich durch seine lichte Farbe sehr auffallend von den dunkel verwitternden Schiefern. Es zeigt im grossen deutliche Schichtung in 5—20 Centimeter mächtige Bänke, die sich infolge eines Belages der Schichtflächen mit grobschuppigem Muscovit leicht trennen. Die einzelnen Schichten zeigen wieder eine der Schichtung parallele Bänderung durch abwechselnde weisse und graue Lagen; stellenweise erkennt man darin sehr flache Fältelungen.

Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass Quarz weitaus vorherrscht. Untergeordnet findet sich Oligoklas in kleinen Körnchen, der durch Färbung leicht nachgewiesen werden kann, noch seltener gewahrt man durch ihre schwache Lichtbrechung charakterisirte Orthoklaskörnchen. Muscovit ist in einzelnen isolirten Schüppchen in paralleler Stellung verstreut; sehr spärlich findet sich Biotit; die grauen Bänder sind durch Reichthum an hexagonalen Graphitblättchen gefärbt.

Die Rolle accessorischer Gemengtheile spielen: Apatit, Zirkon, ferner rundliche stark licht- und doppelbrechende Körnchen (muthmasslich Titanit). Endlich kommen eingewachsen in Muscovit feine büschlig aggregirte Sillimanitnadeln vor.

β) Amphibolit und Kalksilicatsfels.

Am Ausgang des Gelthales an den Abhängen des Gatternock zeigt die Schieferhülle eine grosse Mannigfaltigkeit. Sie ist hier von einigen grösseren und sehr vielen kleineren Tonalitgängen durchschwärmt. Die turmalinreichen Varietäten des Contactgneisses von dieser Stelle wurden bereits erwähnt. Ausserdem findet man wechselagernd mit dem Hauptgestein jene Amphibolite austreichen, welche die Teller'sche Karte auch an den östlichen Abhängen des Gatternock verzeichnet, und welche auch am Südrande des Reinwaldkerns in der Nähe der Contactfläche die Eintönigkeit der Schieferhülle unterbrechen.

Ich untersuchte Dünnschliffe von der zuerst bezeichneten Fundstelle beim „Sager“ im Reinthal. Der normale Amphibolit ist deutlich schieferig, von dunkelgrüner Farbe und schwachem Seidenglanz auf dem Hauptbruche; am Querbruch lässt er Lagenstruktur erkennen infolge des Wechsels sehr schmaler feldspathreicherer Schichtchen, welche mit stärkeren, feldspatharmen Lagen wechseln.

Nicht selten zeigt sich in diesen Lagen auch eine schwache Fältelung. Das Gestein ist ein normaler feldspäthiger Amphibolit mit weitaus vorherrschender, stängliger grüner trichroitischer Hornblende, mit wenig Plagioklas, untergeordnetem Zoisit und sehr geringen Mengen eines lichtgrünen Pyroxens. Linsenförmige Gruppen von winzigen Titanitkörnchen um schwarze Erzpartikel geschart, vervollständigen das bekannte und oft beschriebene Gesteinsbild.

In diesem Amphibolit beobachtete ich am Anstehenden Einlagerungen eines sehr charakteristischen Gesteins, welches aus einer lichtgrünen pyroxenreichen körnigen Masse besteht, die unregelmässig geflammt erscheint durch biotitreiche linsenförmige Partien.¹⁾ Nur in herumliegenden Blöcken fanden sich noch andre Varietäten, in denen insbesondere rother Granat eine Rolle spielt. Unter diesen war die eine, die durch dunkelcolombinrothen Granat und dunkelgrasgrünen Pyroxen ein sehr in's Auge fallendes Aussehen erhält, oft durch beträchtlichen Gehalt an bläulichweissem Calcit ausgezeichnet. Eine andere zeigte blässröthliche Färbung und war von dicken Lagen weissen faserigen Wollastonites durchzogen.

Die Structur aller dieser Varietäten ist die für derartige krystalline Kalksilicatsfelse charakteristische. Im Gestein entbehren alle Gemengtheile jeder Spur von Krystallform; nur wo sie an grössere Nester von grobkörnigem Quarz oder von Calcit stossen, grenzen sie gegen diese mit unvollkommenen Krystallflächen.

Manche Varietäten zeigen Andeutungen einer rohen Lagenstructur, indem quantitativ verschieden gemengte Partien mit einander abwechseln. Oefter durchdringen sich die wechselnden Gemenge unbestimmt wolkig, ohne Andeutung von Parallelstructur.

Ein Hauptgemengtheil aller dieser Gesteinsabänderungen ist licht- bis dunkelgrüner Pyroxen. Dieses Mineral bildet längliche Körner mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit. Selten finden sich Andeutungen eines zweiten Spaltensystems nach einer schiefen Endfläche; diese Spaltrisse sind im Sinne der Elasticitätsaxe α gegen die Verticalaxe geneigt und entsprechen somit genau der Absonderung,

¹⁾ Diese Gesteinsausbildung wiederholt sich in ähnlicher Weise in sehr verschiedenen Gebieten. Ich kenne sie aus den Augitgneissen des niederösterreichischen Waldviertels, aus den Kalksilicatschiefern, die in der Schieferhülle des Kepernikgneisses der Sudeten auftreten, endlich findet sich genau derselbe Typus in Begleitung des sogenannten Allochroitfels von Blanda in Mähren.

die für den Salit so charakteristisch ist. Ziemlich häufig sind Zwillinge nach der Querfläche. An konoskopisch controlirten Schnitten nach (010)¹⁾ wurden je nach der Tiefe der Färbung des Augit verschiedene Auslöschungsschiefen beobachtet.

In einer Varietät mit dunkelgrasgrünem Pyroxen, der noch im Dünnschliff deutlich grün gefärbt erschien, beobachtete ich

$$cc = 47.5^{\circ}.$$

Im selben Präparat fand sich auch ein Durchschnitt senkrecht auf die 1. Mittellinie c , der die Messung

$$2E = 104^{\circ}$$

und die Bestimmung der Dispersion $\rho > \nu$ gestattete.

An der lichtgrün und (durch Biotit) braun geflammten Varietät, deren Pyroxen im Schliff farblos erschien, wurde bestimmt

$$cc = 44^{\circ}.$$

Diese Beobachtungen ergeben, dass der Pyroxen nicht in die Diopsidreihe gehören kann, deren eisenreichstes Endglied, der Hedenbergit, erst den Winkel $cc = 47^{\circ} 10'$ erreicht. Es wäre naheliegend, an Fassait zu denken, dem nach Doelter, trotz geringen Fe -Gehaltes, ein hoher Wert $cc = 47^{\circ} 10'$ zukommt. Allein dies verbietet die chemische Untersuchung, welche kein Al im Pyroxen nachweisen liess; auch Alkalien waren nicht nachweisbar. Es scheint somit, dass in diesen Gesteinen eine besondere Pyroxenvarietät steckt, die sich mit keiner der bisher genauer untersuchten Varietäten deckt.²⁾

Die Farbe des Pyroxens ist im Dünnschliff durchwegs blassgrün, bei den im Stück heller gefärbten nahezu farblos, und ohne erkennbaren Pleochroismus.

Nächst dem Pyroxen ist wohl am meisten verbreitet der Granat, der in seiner Färbung mit dem Pyroxen parallel geht. In Stücken mit dunkelgrasgrünem Pyroxen ist der Granat colominroth, in der Varietät mit lichtgrünem Pyroxen blassrosenroth. Der grün und braun geflammten Varietät scheint er ganz zu fehlen.

¹⁾ Vergl. oben, pag. 389.

²⁾ Aehnlich hohe Auslöschungsschiefen zeigen auch die Pyroxene der Augitgneisse des Waldviertels. Der dunkelschwarzgrüne, im Schliff tiefgrüne Augit aus dem Augitgneiss von Mühlfeld ergab $cc = 48.5^{\circ}$, der blasser grüne Augit aus dem Augit vom Seyberer Berg $cc = 46^{\circ}$.

Gegenüber dem Pyroxen spielt in diesen Gesteinen die Hornblende eine untergeordnete Rolle. Spärliche, stänglige, sehr dunkelgrüne Partien, oft in paralleler Verwachsung mit Augit, finden sich in der eklogitartigen Varietät mit dunkelgrünem Pyroxen. Reichlicher ist eine blassgrüne Hornblende in der grün und braun geflammten Varietät vorhanden, auch hier kommen häufig Parallelverwachsungen mit Augit vor; die Elasticitätsachsen c sind in beiden Mineralen im selben Sinne geneigt; der Pleochroismus der Hornblende c blaugrün, b grasgrün, a gelblich, die Absorption $c > b > a$.

An Menge kommt dem Pyroxen fast gleich ein fast farbloses, gleichfalls stark lichtbrechendes Mineral, das in den Varietäten mit lichtem Pyroxen im gewöhnlichen Licht nur schwierig von diesem zu unterscheiden ist. Im polarisirten Licht zeigt es aber bedeutend schwächere Doppelbrechung, und die genauere optische Untersuchung liess es als Zoisit erkennen. Flussäure greift es gar nicht an, während der Augit sich nach der Aetzung beim Färbeversuch mit einer dünnen Farbhaut überzieht. Nur selten scheint an Stelle des Zoisit Epidot ausgebildet zu sein.

Ausser den genannten Mineralen findet sich noch local Quarz und Calcit, der Färbeversuch liess ausserdem noch vereinzelt Plagioklaskörnchen erkennen, die sich insbesondere in der Nachbarschaft des Pyroxen halten, den Zoisit zu meiden scheinen. Gelegentlich finden sich noch kleine Titanitkörnchen.

An der grün und braun geflammten Varietät zeigen sich besonders deutliche Spuren von Druck und Zerrung. Augitkrystalle sind auseinandergezerrt, die Risse durch Quarz und Hornblendenadeln erfüllt, denen sich auch Calcit zugesellt. Die grünen Hornblenden sind streckenweise zerrissen, und die entstandenen Klüfte durch faserige, blasser gefärbte Hornblende in paralleler Orientirung ausgefüllt.

Eine recht eigenthümliche, durch grösseren Feldspathgehalt, grüne Hornblende und besonders durch den Reichthum an Titanitkrystallen ausgezeichnete Varietät von Kalksilicatfels findet sich in der oft erwähnten überhängenden Wand am Weg von Winkelbad zu den Reinbachfällen. Ich fand sie in Form von Schollen, die im intrusiven Randgranit eingeschlossen waren.

Die Titanitkrystalle zeigen die Combination nr im Gleichgewichte mit untergeordnetem P. Sie erreichen Dimensionen bis 5 Millimeter und haben eine blass rothbraune Färbung.

Die Titanitkrystalle sind in einem Gemenge von Quarz, Plagioklas und Zoisit eingewachsen, welches lagenweise dunkelgrüne Hornblende enthält. Diese Hornblendelagen erscheinen auf dem Querbruch als körnige Streifen, an welche sich beiderseits die Feldspath- und Zoisitkörner in divergentstrahliger Stellung anschliessen. Auf dem Hauptbruch erkennt man, dass die Hornblende selbst ein radialstrahliges Gefüge besitzt.

Der Plagioklas erweist sich als inhomogen, indem stärker und schwächer lichtbrechende Partien einander in paralleler Orientirung durchdringen. Dabei herrscht die stärker lichtbrechende Mischung im Inneren, die schwächer lichtbrechende aussen vor: letztere liess sich durch Vergleich mit Quarz als basischer Andesin bestimmen ($\omega < \alpha' \varepsilon < \gamma' \omega < \gamma' \varepsilon = \alpha'$). Der Kern muss somit mindestens Labrador sein.

Die Hornblende lässt ebenfalls inhomogene Beschaffenheit erkennen. Schnitte nach (010) ergaben für die inneren, etwas compacten, bräunlichgrünen Partien die Auslöschungsschiefe

$$cc = 14 \cdot 5^{\circ}.$$

In den äusseren, deutlicher faserigen und heller grüngefärbten Partien war die Auslöschungsschiefe circa 3° grösser. Das specifische Gewicht wurde an dunkeln Stängeln zu $3 \cdot 153$ im Mittel bestimmt. Mikrochemisch verhielt sich diese Hornblende so wie die des Tonalit. Accessorisch treten Biotit, Klinochlor, sparsam kleine Zirkone auf.

Kleinere Brocken dieses Gesteins, die vom Massengestein eingeschlossen sind, lassen deutlich die Umwandlung der Hornblende in Biotit erkennen, die von den Rändern der Einschlüsse nach Innen fortschreitet.

Ein sehr ähnliches Gestein fand Löwl unweit der Rieserfernerhütte.

Die zuletzt beschriebenen Gesteine haben unverkennbar eine grosse Aehnlichkeit mit den Contactgesteinen, welche kürzlich von Salomon aus dem Tonalit des Adamello beschrieben wurden.¹⁾

Insbesondere scheint das grün und braun geflammte Gestein mit seinem Contactpyroxenit, das zuletzt beschriebene mit seinem Contactamphibolgneiss übereinzustimmen. Ich meine, es fehlt in der

¹⁾ W. Salomon, Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1891, Beil.-Bd. VII.

petrographischen Nomenclatur ein bezeichnender und umfassender Name, welcher alle die so überaus mannigfaltigen Gemenge einschliesst, die aus mehr oder weniger körnig ausgebildeten Kalksilicaten bestehen und aus der (contact- oder regional-) metamorphen Umkrystallisirung stark silicathaltiger Kalke, vielleicht unter Umständen auch aus reinen Kalken unter Zuführung von Silicaten hervorgehen. Für die dichten Gemenge dieser Art, die in den Contacthöfen von Sedimentgesteinen um Granite etc. auftreten, ist der Name Kalksilicathornfels üblich. Für die gröber struirten möchte ich den Namen Kalksilicatfels, bezüglich für die deutlich schieferigen Kalksilicatschiefer vorschlagen.

Zu diesem Kalksilicatfels würden dann unter Anderen gehören: Die Augitgneise des Waldviertels, die Malakolith- und Egeranfelse des Riesen- und Erzgebirges, viele (aber nicht alle) Eklogite, der sogenannte Allochroitfels von Blauda, die bereits früher erwähnten grün und braun geflammten augit- und biotitführenden Einlagerungen in der Schieferhülle des Kepernikgneisses der Sudeten.

Vom chemischen Standpunkte wurde die Existenzberechtigung einer derartigen Gruppe innerhalb der Grundgebirgsgesteine von Rosenbusch¹⁾ angedeutet, Beck hat in seiner hochinteressanten Studie über die Contacterscheinungen an Graniten des Elbschiefergebirges²⁾ solche Gesteine unter dem Namen Kalksilicatgesteine zusammengefasst.

Alle die unter *C* angeführten Einlagerungen können — vielleicht mit Ausnahme der wollastonitführenden Kalksilicatfelse — ebensogut in jedem Gebiet krystalliner Schiefer vorkommen, ihr Auftreten kann nicht als beweisend für eine vom Tonalit ausgehende Contactmetamorphose hingestellt werden, namentlich weil bezüglich dieser Gesteine der Vergleich mit ähnlichen Einlagerungen ausserhalb des möglichen Contactbereiches fehlt. Ebenso wenig sprechen sie aber gegen die Annahme von Contactmetamorphose; und sollte sich zeigen, dass die ausserhalb des Tonalitbereiches im Schiefer auftretenden Kalklager der Begleitung durch Pyroxen, Granat und Wollastonit führende Kalksilicatfelse entbehren, so würde deren Vorkommen beim Sager directe Beweiskraft gewinnen.

¹⁾ Diese Mitth. XII, pag. 49.

²⁾ Diese Mitth. XIII, pag. 318.

A n h a n g.

Die Schiefergesteine des Staller Sattels.

Die genannte Oertlichkeit bildet in einer Entfernung von etwa $\frac{5}{4}$ Kilometer von der Südgrenze des Rieserkerns einen vielfach benutzten Uebergang vom Defferegggen- in das Antholzer Thal. An dieser Stelle fand Löwl eigenthümlich ausgebildete Schiefergesteine, deren Auftreten er folgendermassen beschreibt ¹⁾: „Der breite Staller Sattel bietet zwei durch einen hohen Rundhöcker geschiedene Uebergänge. Den nördlichen benutzt der Fussessteig, den südlichen der bequeme Saumweg, dessen Kehren auf der Westabdachung des Joches in dem senkrecht aufgerichteten, stellenweise sogar überkippten Gneissmantel des Rieserkerns eine Schichtenreihe kreuzen, in der sich dreierlei Schiefergesteine unterscheiden lassen. Das erste ist ein sehr feinkörniger, röthlich grauer, zweiglimmeriger Schuppengneiss, der in Tafeln bricht, zwischen den Tafeln aber eine schwache, oder auch gar keine Schieferung aufweist; das zweite ein dünnschieferiger, weisser Glimmerschiefer mit ebenflächigen, manchmal schwach gerunzelten Muscovithäutchen; das dritte ein dichtes, graues, feingeschieferes Gestein, das sich in seiner ganzen Tracht mehr dem Phyllit als dem Glimmerschiefer nähert. Die beiden zuletzt angeführten Schiefer, der weisse und der graue, sind über und über mit kleinen schwarzen Flecken betupft, aber auch der feinkörnige Tafelgneiss zeigt solche dunkle Concretionen, zumal auf angewitterten Flächen.“

Was ich durch mikroskopische Untersuchung an den von Prof. Löwl freundlichst zur Verfügung gestellten Stücken beobachtete, mag hier kurz mitgetheilt werden.

I. Röthlichgrauer Schuppengneiss.

Die Dünnschliffe dieses Gesteins sehen höchst merkwürdig aus. Man erkennt zunächst zahllose, bis 1 Millimeter grosse Quarzkörner, welche in ihrer eckigen Gestalt durchaus an die klastischen Quarze eines feinkörnigen Sandsteins erinnern, und die man wohl auch für nichts Anderes halten kann, als für solche Zeugen einer ursprünglich klastischen Bildungsweise des Gesteins. Sie machen wohl die Hälfte der Gesteinsmasse aus.

¹⁾ Löwl, l. c. pag. 10.

Zwischen den klastischen Quarzkörnern findet sich als Cement ein krystallines Gemenge, welches nicht gleichmässig entwickelt ist. Stellenweise besteht es aus stark lichtbrechendem, einfachbrechendem, fast farblosem Granat. Indem die Granatsubstanz sich zwischen den klastischen Körnern unter Verdrängung der übrigen Cementminerale ausbreitet, entstehen im Dünnschliff trübe Flecken, von deren Grund sich die klastischen Quarzkörner in ihren eckigen Formen besonders gut abheben. Diese Flecken sind unbestimmt rundlich elliptisch und erreichen 2—3 Millimeter im Durchmesser.

Ganz ähnliche Flecken bildet noch ein zweites Mineral, das ich nur mit Reserve als Zoisit ansprechen möchte. Sie bestehen aus einem Filz stark lichtbrechender, aber sehr schwach doppelbrechender, farbloser Nadeln, bei denen bald a , bald c der Längsrichtung entspricht. Die Auslöschungsrichtung liess sich nicht ermitteln, da entweder die Uebereinanderlagerung oder die Umhüllung durch andere Minerale die Entscheidung hinderte. Von FH werden sie nicht merklich angegriffen.

Der Rest des Cementes, in dem diese zweierlei stark lichtbrechenden Minerale gewissermassen als Concretionen auftreten, besteht wesentlich aus einem Gemenge von Feldspath, Biotit und Muscovit.

Der Feldspath bildet meist kleine, selten etwas grössere Körner, die dann Andeutungen von Siebstructur erkennen lassen; er gehört durchwegs einem Plagioklas der Oligoklasreihe an, da sich alle Feldspathe nach dem Aetzen leicht blau färben und der Brechungsexponent nur wenig niedriger ist als der des Quarzes. Orthoklas liess sich nicht erkennen. Ob vielleicht einige der seltenen, grösseren, unregelmässig eckigen Plagioklaskörner klastische Relicte seien, muss unentschieden bleiben.

Rothbrauner Biotit überwiegt an Menge den Muscovit; beide treten in grösseren und kleineren Individuen auf; die ersteren zeigen namentlich am Rande Andeutungen von Siebstructur.

Accessorisch treten auf: reichliche Tafeln von Eisenerz und Säulchen von Turmalin (ϵ farblos, ω grünlichbraun).

2. Weissler Glimmerschiefer.

Dieses dünnstieferige Gestein zeigt in der Zusammensetzung die grösste Aehnlichkeit mit dem Gneissglimmerschiefer von Mühlen; nur dass der Muscovit an Menge beträchtlich überwiegt, wodurch

das Gestein die dünnstieferige Structur und die silbergraue Färbung erhält. Die von Löwl erwähnten Knoten sind nichts Anderes als die im Gestein von Mühlen gleichfalls vorhandenen Chloritconcretionen. Sie sind hier zahlreicher vorhanden und bestehen aus einem scheinbar einaxigen Klinochlor, der in Querschnitten vielfach wiederholte Zwillingbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz und eine beträchtliche Auslöschungsschiefe erkennen lässt. Der Biotit ist grossentheils unter Ausscheidung gezackter Nadelbüschel in ein fast einfachbrechendes chloritisches Mineral umgewandelt.

3. Grauer Fleckschiefer.

Das dritte der von Prof. Löwl am Staller Sattel angetroffenen Gesteine ist sehr feinkörnig und in der mir vorliegenden Probe un deutlich schiefrig, von hellgrauer Farbe, mit verwaschenen dunkelgrauen Flecken auf der Schieferungsfläche. Auf quer zur Schieferung angeschliffenen Flächen treten die grauen Flecken bestimmter begrenzt, meist mit rundlichen, zuweilen auch mit eckigen Contouren auf.

Die hellgraue Masse besteht aus einem Gemenge von vorherrschendem Plagioklas, bräunlich grünem Biotit und spärlichen, aber ziemlich grossen Muscovitindividuen. Ganz vereinzelt findet man Quarz in rundlichen Körnern. Eines derselben gestattet den Vergleich mit benachbartem Plagioklas und liess erkennen :

$$\omega < \gamma' \quad \varepsilon = \alpha'$$

was auf Andesin hinweist.

Accessorisch treten braune Turmaline und Erzpartikel auf. Die grösseren unter den letzteren zeigen auffällige Siebstructur, indem sie durch Einschlüsse von Plagioklas und Biotit wie durchlocht aussehen.

Im Bereich der dunkelgrauen Flecken fehlt der Plagioklas, der Biotit ist spärlich und grossentheils in ein grünes, chloritähnliches Mineral verwandelt; die Hauptmasse besteht aus Muscovit, dessen feine Schüppchen zum grossen Theil parallel orientirt sind, so dass sie gleichzeitig auslöschten. Darnach hat man es hier wohl mit Pseudomorphosen zu thun, wie sie in so vielen Fruchtschiefern nachgewiesen wurden, und man könnte sich veranlasst finden, an Cordierit zu denken; Beweise für diese Annahme lassen sich freilich nicht beibringen.

Bezüglich der Structur sei erwähnt, dass die Biotite und die einzelnen grösseren Muscovite sehr regellose Stellungen einnehmen und die Parallelstructur des Gesteins hauptsächlich durch die kleinen Muscovitschüppchen bedingt wird.

Sehr eigenthümliche Verhältnisse lassen die als weisse Adern auftretenden Spaltenausfüllungen in diesem Gestein erkennen. Man kann zweierlei solche Adern erkennen, die an ihren Durchkreuzungsstellen das gegenseitige Altersverhältnis klar beobachten lassen.

Die älteren sind weniger scharf vom Gestein gesondert und bestehen aus einem körnigen Gemenge von Plagioklas, Orthoklas und grünem Biotit. Die jüngeren Spalten sind mit reinem Orthoklas erfüllt, der ersichtlich von den Wänden aus gewachsen ist, und enthalten ausserdem nur geringe Mengen eines chloritischen Mineralen in Helminth ähnlichen Formen. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass Orthoklas trotz aufmerksamen Suchens im Gesteinsgewebe nicht erkannt werden konnte. Die Bildungsfolge: Biotit, Plagioklas, Orthoklas, sodann Orthoklas und Helminth ist eine, die auf alpinen Mineraldrusen oft beobachtet wird.

Die beschriebenen Schiefer kamen infolge ihrer eigenthümlichen Flecken und Knoten in den Verdacht contactmetamorpher Ausbildung. Die mikroskopische Analyse zeigt bei dem röthlichgrauen Schuppengneiss sehr merkwürdige Structurverhältnisse, welche wohl beweisen, dass das Gestein ursprünglich ein Sandstein aus klastischen Quarzkörnern mit reichlichem, kalkhaltigem Cement war, welches letztere später krystallinisch wurde. Die Auffindung solcher Structuren in den allgemein für sehr alt gehaltenen „Gneissphylliten“ ist an und für sich sehr wichtig und bedeutungsvoll. Die mineralogische Zusammensetzung und die Structur widersprechen nicht der Annahme einer Contactmetamorphose, aber es liegen auch keine zwingenden Gründe für eine solche vor. Der Chloritgehalt des weissen Glimmerschiefers spricht eher gegen als für Contactmetamorphose. Nur bei dem grauen Fleckschiefer lassen sich sowohl in dem Gehalt an Pseudomorphosen (nach Cordierit?), als in der Structur Merkmale auffinden, die eine contactmetamorphische Einwirkung wahrscheinlich machen. Es müsste also die Gegend des Staller Sattels die äusserste Grenze der Contactzone bezeichnen, wo metamorphe und unveränderte Gesteine ineinandergreifen.

Die wichtigsten Resultate der vorstehenden Arbeit sind im Folgenden kurz zusammengefasst:

Das Keingestein des Rieserferner, dessen intrusive Natur von Löwln nachgewiesen wurde, hat die typische Zusammensetzung und die hypidiomorph körnige Structur des Tonalit. Es ähnelt auch in untergeordneten Zügen (Orthitgehalt, basische Concretionen, aplitische Kluftblätter) dem typischen Tonalit des Adamello.

In der Nähe der Contactgrenze zeigt das sonst sehr gleichmässige Gestein eine saurere, an Alkalifeldspath reichere Randfacies, in der auch die Structur sich ändert und zum Porphyrartigen hinneigt.

Mit dem Gesamtcharakter des Gesteins ändert sich gesetzmässig auch die in den Feldspathen vorhandene Plagioklasmischung.

Die Gemengtheile des körnigen Massengesteins krystallisiren in bestimmter Reihenfolge, aber in übergreifenden Ausscheidungszeiten. Die Ausscheidung des Quarzes beginnt bei den SiO_2 -reicheren Randgesteinen sehr früh und begleitet die Erstarrung bis zum Schluss, wo Kalifeldspath (Mikroklin), saurer Plagioklas und Quarz gleichzeitig krystallisiren. Die letzten Ausscheidungen von Plagioklas und Quarz bilden mikropegmatitische, in die Rinde der Mikroklinkörner eingesenkte Partien.

Die Plagioklase enthalten ein sehr basisches, schwammiges, lückenhaftes Kerngerüst, dessen Lücken durch homoaxe saure Plagioklassubstanz ausgefüllt wird (Füllsubstanz). Der inhomogene Kern wird von concentrischen Hüllen umgeben, die unter mancherlei Recurrenzen und Unregelmässigkeiten nach aussen im Ganzen immer albitreicher werden. Die Inhomogenität der Plagioklaskerne ist durch nachträgliche chemische Corrosion von Seiten des Magmarestes zu erklären, der durch die vorausgegangenen Ausscheidungen alkali- und kiesel-säurereicher geworden.

Die Zonenstructur der Feldspathe mit den häufigen basischen Recurrenzen kann ohne Schwierigkeit durch Schwankungen in den äusseren Umständen bei der Erstarrung (Druck, Temperatur, Durchgasung) erklärt werden.

An die magmatische Erstarrung schliesst sich eine Phase, während welcher in dem bereits starren Gestein Neubildungen stattfanden, die zum Theil der Gattung nach mit den ursprünglichen Gemengtheilen übereinstimmen, doch aber eine merkliche Verschieden-

heit erkennen lassen (Hornblende, Biotit, saurer Plagioklas der Adern), zum Theil auch der Gattung nach verschieden sind (Epidot, Zoisit, Muscovit). Diese Neubildungen erfolgen unter Einwirkung gleitenden Druckes, von dessen Wirkung ihre Vertheilung zum Theil abhängig erscheint, doch treten diese dynamometamorphen Erscheinungen nur in bescheidenen Grenzen auf.

Das Rieserfernergestein ist begleitet von pegmatitischen Lagern und Gängen, welche blos von denjenigen Gesteinselementen gebildet werden, die im Gesteinsgewebe des Kerntonalits am spätesten auskrystallisiren: saure Plagioklase, Mikroklin, Quarz, zu denen sich spärliche Mengen von Muscovit und Biotit gesellen.

Ferner treten im Bereich des Tonalit porphyrisch struirte Gesteine auf, die sich in zwei Gruppen gliedern lassen:

a) lichtgefärbte Tonalitporphyrite, welche Tonalitmagma in mikrogranitischer Erstarrung darstellen. Sie finden sich nur in Gängen in der Schieferhülle und zeigen in manchen Gliedern einen hohen Grad dynamometamorpher Schieferung.

b) Dunkle, quarzarme Porphyrite, welche sowohl den Tonalit, als die Schieferhülle in Gängen durchsetzen und in einem basischen Endgliede eine grosse Verwandtschaft mit lamprophyrischen Gesteinstypen darbieten.

Das herrschende Gestein der Schieferhülle lässt im Vergleich mit stratigraphisch gleichwertigen Gesteinen ausserhalb des möglichen Contactbereiches deutliche Anzeichen von Contactmetamorphose erkennen, welche sich sowohl in der mineralogischen Zusammensetzung (Verschwinden des Chlorit, Reichthum an Biotit und Turmalin, Eintreten von Disthen und eigenthümlichen Pseudomorphosen aus feinschuppigem Muscovit), als in der Ausbildung charakteristischer Contactstructuren äussert. Der Annahme von Contactmetamorphose widersprechen auch nicht die aus graphithaltigem Quarzit, Amphiboliten und mannigfachen Kalksilicatifelsen bestehenden Einlagerungen des Contactgneisses.

Ausser Einschlüssen dieser Contactgesteine der Schieferhülle enthält der Tonalit in einer bestimmten Zone noch Einschlüsse von hellen, mikroklinreichen Augen- und Flasergneissen, die von der unbekannteren Unterlage des Rieserfernerkerns her stammen.

Eine wichtige Frage blieb bis jetzt unerörtert: das Alter der Intrusion. Hierüber kann die petrographische Untersuchung nur

insoferne Anhaltspunkte liefern, als sie die Identität der Rieserfernergesteine mit solchen erweist, deren geologisches Alter mit grösserer Schärfe ermittelt werden kann.

Die grosse Aehnlichkeit des Rieserfernertonalits mit dem Gestein des Adamello ist hervorgehoben worden. Zwischen dem Gestein des Adamellokerns und dem Stock des Re di Castello, der sicher jünger ist als Muschelkalk, werden greifbare Unterschiede nicht angegeben. Weiter im Osten treten im Bachergebirge¹⁾ und in der Trias im östlichen Kärnten (Prävali²⁾) porphyritische Intrusivgesteine auf, die nach den vorliegenden Beschreibungen mit den Ganggesteinen des Iselthales, indirect also mit den porphyritischen Begleitern des Rieser-tonalits die grösste Aehnlichkeit haben. Dies legt den Gedanken nahe, dass die ganze Zone der Intrusivgesteine vom Re di Castello im Süden bis zu den Porphyritgängen von Prävali einer grossen Intrusionsperiode angehöre, welche zeitlich ungefähr zusammenfiel mit den grossen Eruptionen im südöstlich anstossenden Senkungsfeld. Löwl hat allerdings die grossen Kerne für älter als die permische Alpenfaltung gehalten, indem er annimmt, dass die Ausbildung kuppelförmiger Schieferhüllen um intrusive Kerne ungestörte Lagerung der Schiefer voraussetze, die zur Triaszeit im Gebiet dieser Kerne kaum vorhanden war. Ist man aber geneigt, den krystallinen Schiefen jenen Grad von Schmiegsamkeit zuzuschreiben, welcher die Umstellung aus der ost-westlichen Faltenstellung in die kuppelförmige Lagerung gestattet, so würde das schwerste Bedenken schwinden; denn die von Löwl erkannte Verwerfung zwischen Re di Castello und Adamello kann auch bei gleichzeitiger Intrusion beider bestehen. Die Entscheidung dieser Fragen erfordert noch weitere Beobachtungen und Vergleiche und muss wie andere von minderm Belang (vergl. Pegmatite, schieferiger Tonalitporphyrit) künftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

¹⁾ Teller, Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1893, Nr. 7.

²⁾ v. Foulton, Ueber Quarzglimmerdiorite aus dem östlichen Kärnten. Ebenda. 1889, Nr. 4.

Tafelerklärung.

Tafel XII.

Fig. 1. Aus Kerntonalit. Vergrößerung 56. Nicol gekreuzt. Plagioklasdurchschnitt beiläufig parallel *M*. Idiomorphe Gestaltung gegen Quarz rechts oben, Kalifeldspath links oben. Die lange Linie rechts oben und links unten entspricht *P*; oben und unten Anwachsstreifen nach den Prismenflächen, links oben und rechts unten Anwachsstreifen nach *y*; untergeordnet sind auch Anwachsstreifen nach *x* (oder *o*) zu erkennen. Man beobachtet deutliche Zonenstructur; die Zonen mittlerer Auslöschungsschiefe sind dunkel; der Kern ist bereits aus der Dunkelstellung herausgetreten, die äusserste Hülle noch nicht in Dunkelstellung eingetreten. Man beachte die zahlreichen scharfen Zonengrenzen in den Anwachskegeln von *y*, die verwaschenen Zonengrenzen in den Anwachskegeln der Prismen; erstere stehen nahezu senkrecht zur Schnittichtung, letztere kommen durch Ueberlagerung schräg zum Schnitt orientirter Grenzen zu Stande. Der Krystall wird von unregelmässig orientirten „Adera“ durchzogen, welche aus homoax eingelagerter Albitsubstanz bestehen. Kerngerüst und Füllsubstanz lassen sich in diesem Bilde nicht unterscheiden.

Fig. 2. Aus Kerntonalit. Vergrößerung 25. Nicol gekreuzt. Gruppe von Quarz- und Plagioklaskörnern. Am Plagioklas erkennt man oben das grau erscheinende, durch zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse getrübe Kerngerüst, dessen Lücken durch helle Füllsubstanz ausgefüllt sind. In der rechts anschliessenden und in Zwillingsstellung befindlichen Partie befindet sich das Kerngerüst in Auslöschungsstellung (dunkel), die Füllsubstanz tritt hell hervor. Die schwarze, baumförmig verzweigte Partie besteht aus Epidot- und Zoisitneubildungen; die Partie links besteht aus Quarz mit deutlicher kataklastischer Structur.

Fig. 3. Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock. Vergrößerung 12. Nicol gekreuzt. Die älteren Plagioklase treten grösser hervor. Bei dem oberen erkennt man den inhomogenen Kern (Kerngerüst dunkel, Füllsubstanz hell). Mit dem Kerngerüst stimmt in der optischen Orientirung nahezu überein die innerste Zone der Hülle, die Füllsubstanz ist mit saureren Hüllschichten parallel orientirt. Die breiten Hüllschichten lassen deutlich eine basische Recurrenz erkennen. Die grossen Plagioklase liegen in einem xenomorph-körnigen Gemenge von Plagioklas, Quarz (an der Kataklase leicht erkenntlich), Mikroklin, Biotit. Dadurch wird eine Annäherung an porphyrische Structur angedeutet, wie sie bei den Randgesteinen häufig ist.

Fig. 4. Randgranitit. Höhenkofel. Vergrößerung 24. Nicols gekreuzt. Zwei grössere Mikroklinkörner umgeben von einem xenomorph körnigen Gemenge von Quarz, Plagioklas, Biotit. Das linke lässt deutlich die Gitterung erkennen, die aber auf raudliche Partien beschränkt bleibt. Das rechte zeigt unten und links am Rande mikropegmatitische Partien von Plagioklas und Quarz; vgl. Text pag. 411. Das Negativ liess im Anschluss an das centrale Plagioklaskorn bartförmig angeschossene Mikropertitispindeln erkennen, die im Lichtdruck verloren gingen. Dieselbe Stelle wurde in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie, Juli 1893, abgebildet.

Fig. 5. Porphyritischer Rand der Tonalitintrusionen im Iselthal, Michelsbacher Wasserfall. Vergrößerung 45 ohne Analysator, Schwingungsrichtung des Polarisators vertical. Querschnitt einer dicken Biotittafel mit den durch Gleitung nach

den Flächen der Druckfigur entstandenen Zwillingslamellen. Man beachte die insbesondere in den äusseren Schichten zahlreich auftretenden Einschlüsse von idiomorphen Plagioklasen. Ueber dem Biotitdurchschnitt erscheint eine der pag. 429 des Textes beschriebenen Pseudomorphosen nach Pyroxen. In der Grundmasse Andeutungen von Granophyrstruktur, die aber im Bilde nicht ersichtlich sind.

Tafel XIII.

Fig. 6—8. Tonalitporphyr, Gelthalferner.

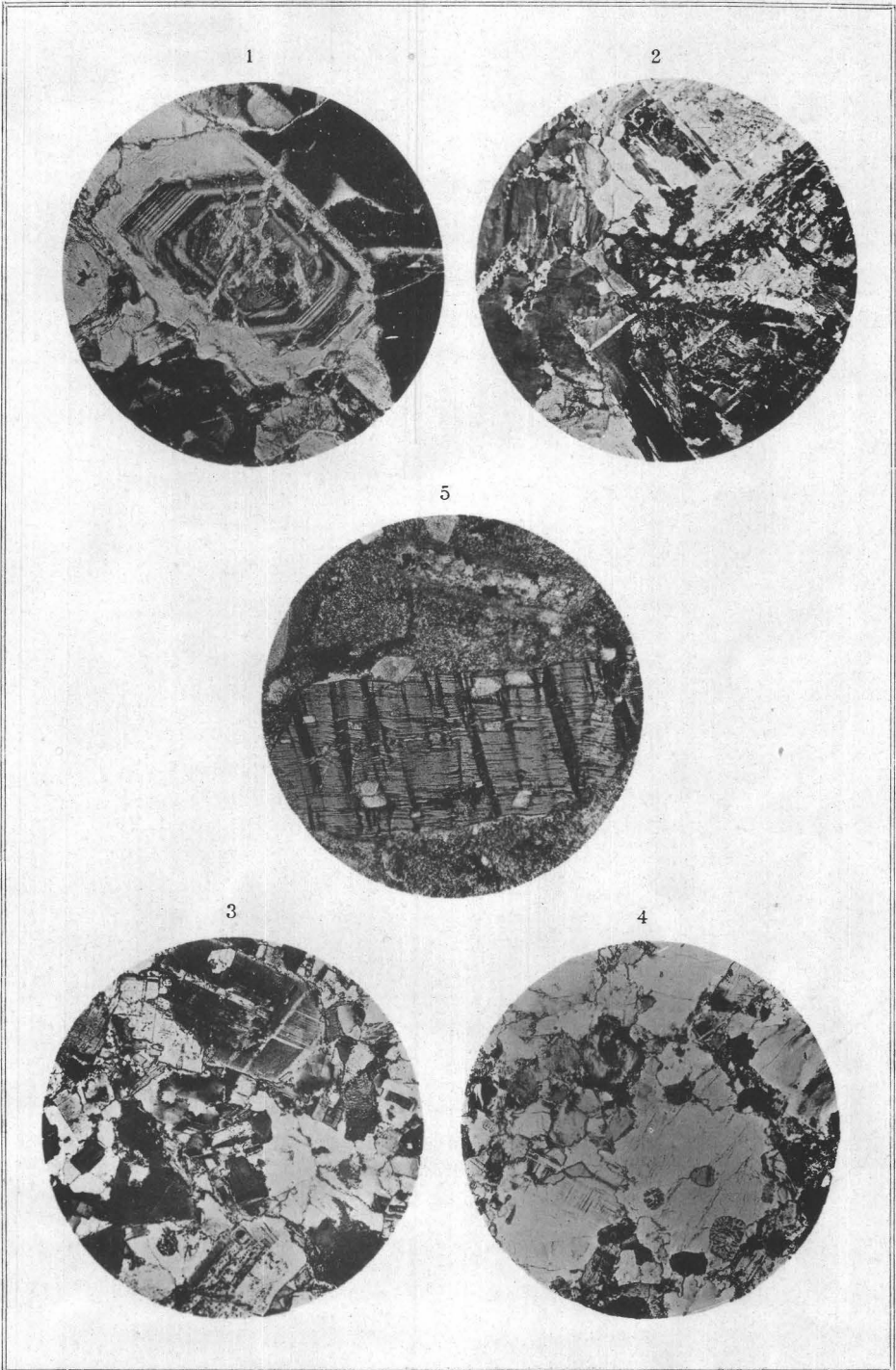
Fig. 6. Gewöhnliches Licht. Vergrößerung 12. Zwei Einsprenglinge von Quarz mit Einbuchtungen der Grundmasse; eine zwischen beiden eingeklemmte Orthitsäule ist zweimal geknickt. In der Grundmasse erkennt man spärliche dunkle Biotitschüppchen und zahlreiche hellere Körner, zwischen denen eine feinerkörnige Masse sichtbar wird. Oberhalb des Orthitkrystalles liegt eine kleine Gruppe von Granatkörnern.

Fig. 7. Gewöhnliches Licht. Vergrößerung 15. Die linke grössere Hälfte des Gesichtsfeldes ist durch *HF* geätzt und gefärbt. Die hellen Körner der Grundmasse differenzieren sich in dunkelgefärbte (Plagioklas) und farblose (Quarz). Oben erscheint ein Durchschnitt durch einen Quarzeinsprengling vollkommen hell, rechts ist ein Plagioklaseinsprengling sichtbar, der dunkel (blau gefärbt) ist, soweit er in die geätzte Hälfte des Gesichtsfeldes reicht. Links unterhalb des Plagioklases ist ein Granatkorn sichtbar, an dem man deutlich den hellen Kern und die trübere Rinde erkennen kann. Unten erscheint im Bilde eine schuppige Partie von Biotit.

Fig. 8. Vergrößerung 15 Gekreuzte Nicols. Zeigt einen Plagioklasdurchschnitt aus mehreren, nach verschiedenen Gesetzen vereinigten Individuen. Der Durchschnitt geht beiläufig nach *M*. An dem hellsten Individuum erkennt man am Umriss die Tracen von *P*, den Prismenflächen und von *x*. Auch hier zeigt sich ein kleiner inhomogener Kern, bestehend aus Kerngerüst und Füllsubstanz, die breite Hülle zeigt regelmässig abwechselnde Zonenstruktur. Das in Auslöschungsstellung befindliche Individuum lieferte die Zahlen, die im Text pag. 435 angeführt sind. Oberhalb der Plagioklasgruppe ist eine der aus Biotit bestehenden Pseudomorphosen (nach Hornblende?) sichtbar. Die hellen Stellen derselben sind Muscovitschuppen.

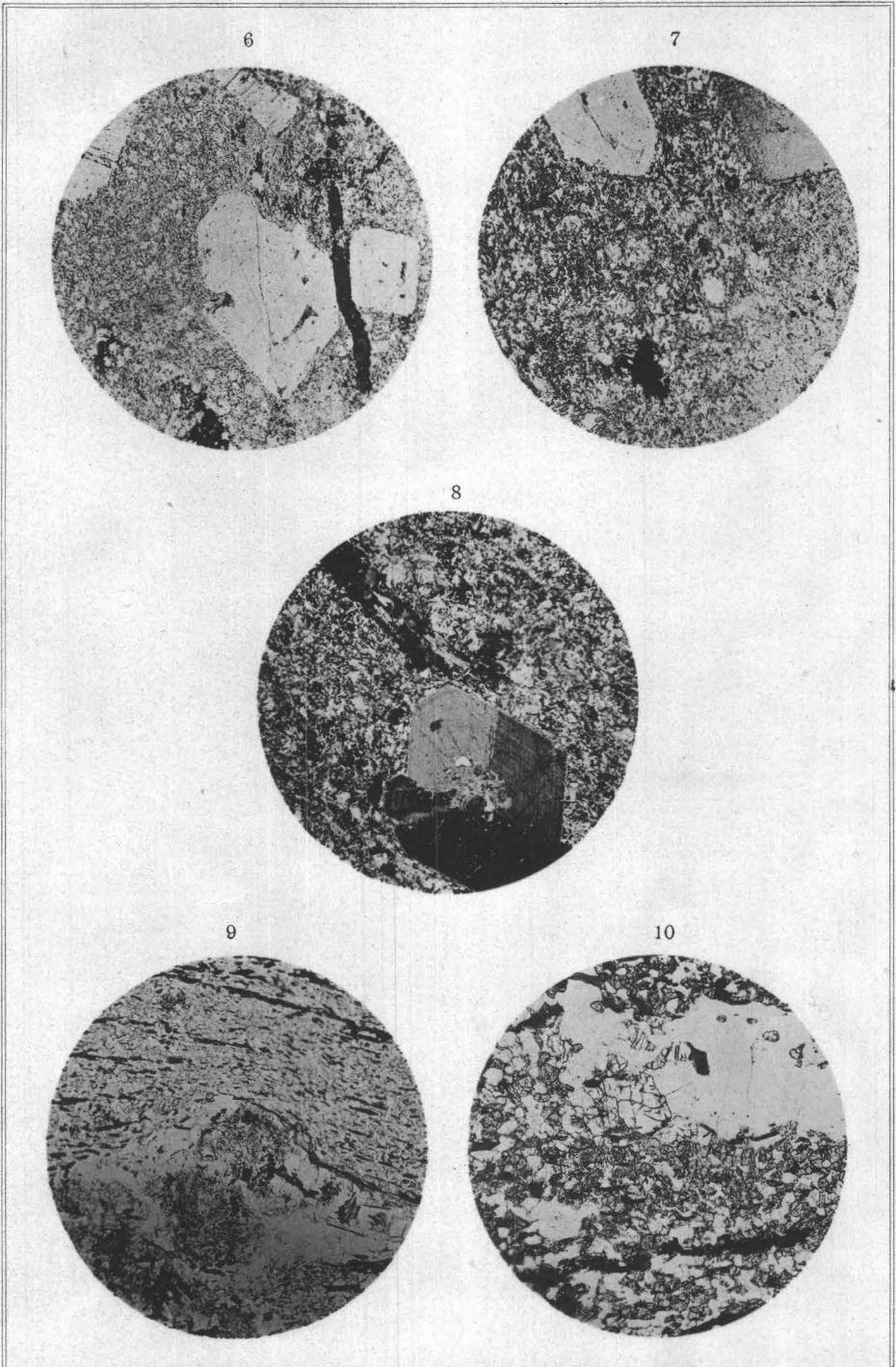
Fig. 9. Vergrößerung 12. Gewöhnliches Licht. Schieferiger Porphyr von der Patscheralm. Dünnschliff quer zur Schieferung. Man erkennt zwei Plagioklase mit trübem Kern und klarerer Hülle mit Streckungshöfen zu beiden Seiten, bestehend aus grösseren Quarzkörnern, das ganze von der feinfaserigen Grundmasse augenartig umschlossen. In der Grundmasse fallen die feinen langgestreckten Biotitfasern auf.

Fig. 10. Partie aus der Grundmasse desselben Gesteins, bei stärkerer Vergrößerung (Vergrößerung 25) nach der Aetzung mit Anilinfarbe gefärbt. Man erkennt, dass die Grundmasse aus viererlei Mineralien zusammengesetzt ist: *a*) wasserheller Quarz; *b*) dunkel gefärbter Plagioklas; *c*) Orthoklas: helle Körner mit dunklen Adern, besonders deutlich in der oberen Hälfte nahe der Mitte des Bildes, ferner die kleinen Körner in der Quarzpartie; *d*) Biotitschuppen, durch ihre sehr dunkle Färbung und die der Spaltbarkeit entsprechende Streifung auch im Photogramm leicht von dem gekörnelt erscheinenden Plagioklas zu unterscheiden.



Negative vom Autor.

Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.



Negative vom Autor.

Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

~~~~~  
**Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.**  
~~~~~