

N^o 13.

1917.

Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Bericht vom 1. Oktober 1917.

Inhalt: Eingesendete Mitteilung: W. Hammer: Ueber einige Amphibolite aus dem Kaunergrat in den Oetztaler Alpen. — Literaturnotizen: F. Heritsch und K. Krüse.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Eingesendete Mitteilung.

W. Hammer. Ueber einige Amphibolite aus dem Kaunergrat in den Oetztaler Alpen.

Wie schon aus den älteren Darstellungen von Stotter und Pichler und aus den ersten Uebersichtsaufnahmen der geologischen Reichsanstalt bekannt ist, werden die Gneise der Oetztaler Alpen in dem nördlichen und nordwestlichen Teil dieser Gebirgsgruppe von zahlreichen und oft sehr mächtigen Lagern von Amphiboliten durchzogen. Aus einer der mächtigsten Zonen solcher Gesteine, welche zwischen Längenfeld und Sölden das Oetztal überquert, wurden in neuerer Zeit zahlreiche Arten solcher basischer Eruptiva von Hezner¹⁾ eingehend beschrieben.

Die geologische Detailaufnahme des kristallinen Anteiles auf dem Blatt Landeck der österreichischen Spezialkarte gab reichlich Gelegenheit, den Verlauf und die Gliederung solcher Amphibolitzüge im vorderen Kaunertal und Pitztal zu studieren. Ihre Anzahl und Mächtigkeit erwies sich dabei in diesem Gebiete größer als es die alten, handkolorierten Karten der Reichsanstalt nach den Aufnahmen von G. A. Koch darstellen.

Eine bedeutende Zone solcher Gesteine überquert am Südrand des Kartenblattes südlich von Feuchten das Kaunertal. Während auf der Höhe des Kaunergrates, an der Verpeilspitze und am Schwabekopf die Schichten derselben sehr steil aufgerichtet sind, biegen sie sich gegen Feuchten zu flacher gegen N aus und streichen am linken Talhang in den Wänden südlich von Grasse ganz flach aus, wobei durch kleine Verwürfe im Streichen der Schichtenzug gestaffelt ist und stellenweise auch südliches Einfallen annimmt. Ebenso umsäumen die höheren Lager von Amphibolit auf der Kuppalm in sehr flacher Lagerung die Karls Spitze und richten sich erst dort, wo sie am

¹⁾ Tschermacks mineral. Mitt., 1903, S. 437.

Alten Mann den Kamm gegen das Stalanzertal überschreiten, wieder steiler auf. Nach dieser Seite hin endet die Amphibolitzone gleich darauf im obersten Stalanzertal an der großen Dislokationsfläche gegen die Bündnerschiefer; gegen Osten setzt sie sich über das Pitztal weg fort und trifft — nach Angabe der älteren Kartenaufnahme — das Oetztal in der Schlucht zwischen Längenfeld und Sölden.

Nördlich von Feuchten durchschneidet das Kaunertal bei Platz neuerlich eine amphibolitreiche Zone; diese setzt am Mathankopf ober Fendels ein und entfaltet sich östlich der Talsohle in großer Mächtigkeit am Bergkamm des Radelsteins; sie erhebt sich weiterhin zum kühnen Felsgipfel des Gsahlkogels und auch die schmale Gipfelschneide der Rofelewand wird noch von dem südlichsten Lager dieses Zuges gebildet; die anderen streichen nördlich davon über den Gschwandferner und den Nordgrat der Rofelewand durch und verqueren südlich von St. Leonhard das Pitztal — ihre Fortsetzung im Oetztal ist die von L. Hezner studierte Amphibolitregion von Längenfeld. Die Schichten dieses Zuges bleiben im Kaunertal und am Kaunergrat stets steil aufgerichtet.

Nach ein paar minder ausgedehnten Amphibolitlagern folgt dann gegen Norden zu eine Amphibolitmasse von besonders großer Mächtigkeit und Geschlossenheit. Sie setzt am inneren Kaunerberg, nahe über der Bündnerschiefergrenze ein, schwingt sich in steiler Stellung zur Grathöhe am „Köpfl“ P. 2836 auf und umzieht nun in sehr flacher Lagerung den Hauptkamm auf der Pitztaler Seite bis ins Saxuiremental nördlich von St. Leonhard. Sie endet hier, ohne in die Tiefe des Pitztales hinabzusteigen. Ihr Liegendes bildet die große flache Aufwölbung einer mächtigen Granitgneismasse, welche vom Pitztal in der Gegend von Zaunhof von Unterau bis Ritzenried aufgeschlossen wird.

Die Eintragung einer großen Amphibolitmasse auf der alten Manuskriptkarte von G. A. Koch, welche bei Ritzenried das Pitztal überschreiten soll, beruht auf einem Irrtum, weil die riesigen Klötze von Amphibolit, welche bei dem genannten Orte und oberhalb desselben allenthalben herausragen, nur Trümmer einer großen Bergsturzmasse sind, welche von den Hängen des Söllberges und der Ritzenriederalm niedergebrochen ist. Der kleine Riegelberg an der linken Talseite zwischen Ritzenried und Wiese besteht ganz aus dieser von gewaltigen Amphibolitblöcken zusammengesetzten Sturzmasse. Die von oben zufließenden Wässer verschwinden zwischen dem Blockwerk und aus manchen der Klüfte weht einem auch im wärmsten Sommer ein eisiger Hauch entgegen. Die Felswände darüber mit anstehendem Gestein zeigen durchwegs den flach abgewölbten Granitgneis und erst über diesem in ungefähr 2200 m Höhe setzt der Amphibolit ein.

Dieser erreicht an der Nordostkante des Söllberges eine Mächtigkeit von mindestens 400 m, ohne durch Zwischenlagerungen anderer Gesteine unterbrochen zu sein — jedoch bei bedeutender Mannigfaltigkeit in der eigenen Gesteinsausbildung.

Zu weitest nördlich am Auslauf des Kaunergrates im Pitztal streicht noch über den Kieleberg ein Streifen von Amphibolit, der erst östlich des Pitztales sich stärker entfaltet.

Sowohl ihrer Struktur nach als auch nach der mineralogischen Zusammensetzung zeigt sich größte Mannigfaltigkeit, wenn auch bestimmte Typen weitaus überwiegen und den Gesamtcharakter bestimmen.

Es soll hier nicht eine systematische Beschreibung derselben gegeben werden, da noch nicht das ganze aufgesammelte Material durchgearbeitet werden konnte, sondern nur über etliche auffälligere Formen in Kürze berichtet werden.

Eine Erhaltung der ursprünglichen magmatischen Erstarrungsstruktur ist nur in seltenen Fällen und dann nur andeutungsweise zu beobachten. In der Regel ist schon eine unvollkommene Parallelschichtung der in ihrer Umgrenzung an gabbroide Struktur erinnernden Hornblende eingetreten. Beispiele dafür liefert der Amphibolitzug des Schwabenkopfs.

Die Struktur ist vielmehr ganz allgemein eine kristalloblastische. Dabei ist entweder eine gleichmäßige Mischung der Bestandteile vorhanden oder der bei Amphiboliten häufige lagenweise Wechsel dunkler und lichter Gemengteile. Beide Typen sind fast in jedem größeren Lager nebeneinander zu beobachten und durch Uebergänge miteinander verbunden. Eine mehr oder weniger vollkommene Einordnung der Hornblende mit ihrer Hauptdimension in die Schieferungsebene ist vorherrschend, doch fehlt es auch nicht an Formen, wo diese Orientierung fehlt oder unvollkommen ist.

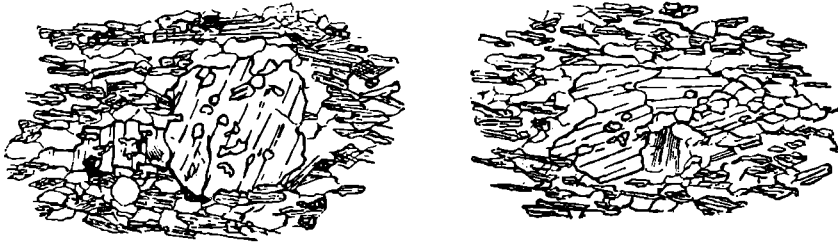
Eine porphyroblastische Struktur zeigt schon makroskopisch ein Amphibolit am Nordgrat des Gsahlkogels. Es ist ein schwachfaseriger bis unvollkommen fein gebänderter feldspatreicher Amphibolit, an welchem im Querbruch schwarzgrüne Hornblenden augenartig hervortreten. Im Hauptbruch erscheinen sie mit 1×2 cm großen Flächen flach eingeordnet. Die Farbe der Hornblende im Dünnschliff ist: *a* blaßgelblichgrün, *b* kräftig moosgrün, *c* bläulichgrün. Die großen Hornblenden erscheinen auch im Dünnschliff augenförmig abgerundet und sind an den zuspitzenden Enden reich an Einschlüssen. Im übrigen Gesteinsgemenge sind kleinere Hornblenden von prismatischem Querschnitt und auch in Uebergangsgrößen zu den „Hornblendeaugen“ vorhanden. Der Feldspat ist ein Albit, welcher besonders in den hornblendereichen Lagen und in der Nähe der „Augen“ stark mit Zoisitbüscheln erfüllt, sonst stark verglimmert ist.

Die Hornblendeaugen löschen manchmal etwas undulös aus, besonders an den Enden, von den übrigen Bestandteilen zeigt nur der wenige Quarz kataklastische Erscheinungen. Die Augenbildung ist von der Kristallisation überdauert worden und später ist nochmals schwache Deformation eingetreten.

Nur mikroskopisch zeigt dieselbe Struktur ein äußerst feinkörniger bis dichter, feldspatarmer Amphibolit (Hornblendeschiefer) bei der Kaunergrathütte (Schutzhütte des Alpenvereins östlich vom Madatschjoch). Hier sind in dem gut parallel geschichteten, sehr feinkörnigen Gemenge von blaßgrüner Hornblende, etwas Feldspat und Quarz (manchmal mit Uebergang zu lagenweiser Anreicherung), in einer Probe auch primärer Biotit, einzelne große Hornblenden gleicher Art wie die kleinen eingeschaltet, welche augenartig abgerundet sind und mitunter aus 3—4 Teilstücken sich zusammensetzen; sie liegen

mit der *c*-Achse stark schräg, seltener auch ganz quer zur Schieferung. In einem anderen Schlicke sieht man an das stark gerundete große Individuum im „Augenwinkel“ ein neues zweites sich ansetzen nach Art einer Fortwachsung in der Richtung der größten Wegsamkeit, wie dies Sand er¹⁾ für Albit, Granat etc. zuerst beschrieben hat. (Fig. 1.) Die großen Hornblenden enthalten stets sehr viele Einschlüsse von Feldspat, Quarz, Glimmer, Zoisit, während jene des Grundgewebes ganz oder nahezu ganz frei davon sind, auch dort, wo sie ausnahmsweise eine beträchtlichere Größe erreichen. Diese größeren Grundgewebshornblenden liegen parallel zur Schieferung und sind von gleicher prismatischer Ausbildung wie die kleineren. Die Quarzeinschlüsse sind manchmal strauchartig verzweigt. An manchen Stellen läßt die Anordnung der Einschlüsse die Spur einer relikten Schichtung normal auf *c* vermuten.

Fig. 1.



Die „Augen“ lassen sich als Reste einer älteren Hornblendegeneration deuten, welche später zerbrochen, abgerundet und gedreht wurden, worauf bei fortdauernder Kristallisation der übrige feinkörnige, nematoblastische Amphibolit sich ausbildete.

In betreff der mineralogischen Zusammensetzung überwiegen die typischen Plagioklasamphibolite.

Daneben entfalten sich in den Amphibolitzonen des Kaunergrates recht häufig Granatamphibolite. In der Regel sind es hornblendereiche dunkle Gesteine von ziemlich grobem Korn mit mäßigem Gehalt an Plagioklas, auch biotit- und quarzhaltig.

Im Amphibolitzug Feuchten—Schwabenkopf fand ich Keliphit-amphibolite, wie sie in der östlichen Fortsetzung derselben Zone im Oetzthal nach den Angaben von L. Hezner in starker Verbreitung auftreten. Einen Uebergang zu dieser Gesteinsart bildet ein Amphibolit vom Mooskopf, oberhalb Feuchten, dessen Struktur sich durch die Feinheit des Kornes und das Ineinandergreifen von Hornblende und Plagioklas bereits stark der diablastischen nähert. Doch sind die kleinen Hornblenden noch verhältnismäßig gut idiomorph, der Granat ist fast ganz in Nester von Epidot, Zoisit, Plagioklas, Hornblende und Quarz umgewandelt, eingefügt in ein Skelett von Granat-

¹⁾ Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1914, S. 567 u. ff.

substanz. Das Gestein besitzt Bänderung in feldspatreiche und feldspatarme Lagen.

Eigentlichen Keliphitamphibolit fand ich an der Westwand des Schwabenkopfs, bei der Kaunergrathütte und am Südostgrat der Verpeilspitze.

Das Gestein von der Kaunergrathütte würde nach dem makroskopischen Aussehen — dicht, lichtgraugrün mit dunklen Flecken (Granat) — und der Art des Grundgewebes auch mit dem Eklogitamphibolit, Typus Burgstein von L. Hezner, übereinstimmen; es enthält aber keine Reste von Omphazit. Das Grundgewebe ist mikrodiablastisch, richtungslos-körnig, die Korngröße wechselt in wolkigen Partien bis zu äußerster Feinheit. Auch hier sind an Stelle der Granaten mehrfach nur mehr Nester von Hornblende, Biotit und Erz; die Hornblende der Granatumrindung ist deutlich grün gefärbt im Gegensatz zu der Farblosigkeit jener im Grundgewebe. Das Gestein vom Schwabenkopf zeigt dem freien Auge in einem dichten lichtgraugrünen, feinflaserigen Grundgewebe sehr zahlreiche rötliche Granaten bis zu Hanfkorngröße mit dunkler Rinde und besitzt u. d. M. ebenfalls mikrodiablastische Struktur mit Hornblende und Plagioklas als Bestandteilen; darin liegen die zahlreichen Granaten mit ihrer Keliphitrinde, an deren Zusammensetzung hier auch Biotit stark beteiligt ist; die Art seines Verbandes mit der Hornblende läßt aber auf sekundäre Entstehung aus der Hornblende schließen. Die Keliphitrinde ist in diesem Gestein nicht rein radialstrahlig, sondern ihre Strahlen sind entsprechend der Flaserung des Gesteines an die augenartigen Granaten an zwei Seiten parallel der Flaserung niedergedrückt und stehen nur in den „Augenwinkeln“ radial, unter gleichzeitiger Ansammlung von neugebildetem Quarz an diesen Stellen. Auch die einheitlich auslöschenden Teile des Grundgewebes zeigen parallele Anordnung in nach der Schieferung gestreckten Umrissen. Titaneisen mit Leukoxenrand ist in langgestreckten Körnern der Schieferung eingeordnet.

Die Keliphithornblende geht randlich in die diablastische über; außerdem gehen aus dem diablastischen Hornblendegrundgewebe einzelne ganz große grüne Hornblenden oder Gruppen größerer Individuen hervor, mit annähernd paralleler Anordnung zur Schieferung. Da dort, wo der Granat ganz umgewandelt ist, an seiner Stelle richtungslos gestaltete Aggregate von Biotit, Hornblende, Quarz, Feldspat und Erz eintreten, dürften jene großen Hornblenden aus dem Grundgewebe hervorgegangen sein durch Sammelkristallisation. Als Uebergangsteil ist oft brauner Rutil eingesprengt.

Ein sehr ähnliches Gestein beschreibt L. Hezner als dem Keliphitamphibolit schon sehr nabestehende Uebergangsform zu gewöhnlichen Amphiboliten aus dem Amphibolitprofil von Sölden (l. c. S. 556).

Auch in der großen Amphibolitmasse des Söllberges sind Granat- und Keliphitamphibolite eingeschaltet. Eine Probe der letzteren Art zeigt u. d. M. ein richtungslos struiertes Gemenge von größeren Hornblenden und von Partien mit mikrodiablastischem Hornblende-Plagioklasgrundgewebe, welches sich aus einheitlich auslöschenden

kleinen Feldern zusammensetzt. Die Hornblende ist in beiden Formen kräftig gefärbt; an den großen Hornblenden erscheint *c* lauchgrün, *a* und *b* hell, beziehungsweise dunkler bräunlichgelb; oft ist ein randlicher Saum dunkler gefärbt, die Querschnitte besitzen nicht selten gute kristallographische Begrenzung. Die keliphitische Rinde um die reichlich vorhandenen Granaten ist bald breit und deutlich strahlig, öfter aber, ebenso wie in den früher beschriebenen Vorkommen, gröber körnig und ohne deutliche strahlige Anordnung. Bei manchen Granatkörnern fehlt die Umrindung ganz; solche mit Keliphitrinde stecken sowohl im Grundgewebe als in den Aggregaten großer Hornblenden. Sekundär ausgeschiedener Quarz verbreitet sich dort und da, Titaneisen mit Leukoxenrändern ist häufig. Auftreten und Beschaffenheit der großen Hornblenden lassen sie hier als primären Bestandteil erscheinen; Reste von Pyroxen im Grundgewebe wurden keine gefunden.

Dieser Keliphitamphibolit reiht sich ebenso wie die anderen Vorkommen in den Typus I solcher Gesteine von L. Hezner ein, wenn man sie nicht noch zu den Eklogitamphiboliten stellen will, doch mit vollständig uralitisiertem Omphazit.

Der schöne Granatamphibolit südlich Graslehen, der nördlichsten Amphibolitzone des Kaunergrats angehörig, ist in struktureller Hinsicht eine Uebergangsform von den gewöhnlichen Feldspatamphiboliten zu den Keliphitamphiboliten. Der Granat besitzt hier nur dort und da Ansätze zu einer Keliphitrinde, überall treten aber im Gesteinsgefüge Partien auf mit gröberer mikropegmatitischer Verwachsung von Hornblende und Feldspat, entsprechend den mikrodiablastischen Feldern obiger Beispiele; durch Größerwerden der Bestandteile und Vereinfachung der Durchwachsung gehen jene Felder in Aggregate gewöhnlicher größerer Hornblende über, so daß hier jene Aggregatform nicht auf Umsatz aus Pyroxen zurückzuführen sein dürfte.

In der langen Reihe der Amphibolitarten des Kaunergrates gliedern sich an die Plagioklasamphibolite nach der einen Seite hin durch stetige Abnahme des Feldspatgehalts Gesteine an, welche schließlich als Hornblendeschiefer und Strahlsteinschiefer im engeren Sinne bezeichnet werden können. Meist sind es feinfaserige Gesteine, doch fehlen auch nicht Lagen mit großstrahliger Aggregation, zum Beispiel in den Wänden an der rechten Seite des Madatschtales. Nach der anderen Seite hin entwickeln sich durch Zurücktreten des dunklen Gemengteils aplitische Arten, wie solche schon in den weißen Lagen der Bänderamphibolite allenthalben vorkommen.

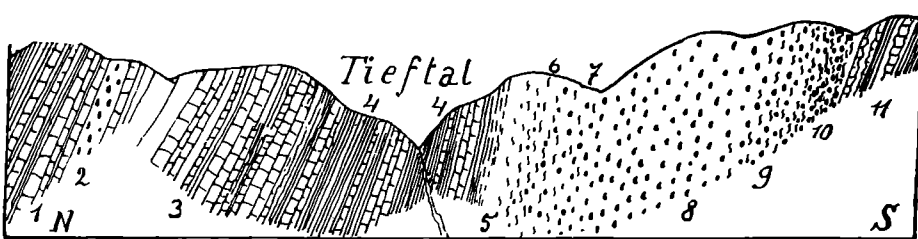
Hier kann ein Gestein angereicht werden, welches schon makroskopisch durch seine lichte, gesprenkelte Färbung auffällt und bei der mikroskopischen Untersuchung durch seinen Gehalt an Kalifeldspat sich wesentlich heraushebt aus den begleitenden Amphiboliten. Es ist am unteren Ende des Tieftalbaches südlich Feuchten, an der Westseite des Mooskopfs, inmitten einer reichen Folge von amphibolitischen Gesteinen aufgeschlossen. Gegen Osten setzt es sich in sehr verringerter Mächtigkeit noch in den Südwänden des Mooskopf-Madatschspitzenkammes fort; an der gegenüberliegenden Talseite des Kaunertals innerhalb Grasse ist es nicht mehr zu finden.

Das Profil Fig. 2 gibt die Gesteinsfolge am Fuß des Mooskopfs.

Das Hauptgestein des Lagers ist weiß mit einzelnen dunkelgrünen Sprenkeln und besteht aus einem feinzuckerkörnigen weißen Quarzfeldspataggregat ohne Schichtung oder Schieferung, in welchem verstreut einzelne schwärzliche langgestreckte Hornblendenester von wenigen Millimetern bis zu 1·5 cm Größe stecken. Sie zeigen auch im Kern des Lagers angenähert Parallelstellung; deutlicher tritt dies in dem hornblendereicheren Randteil hervor, der dadurch ausgesprochene Streckungs- (Stengel-) Struktur annimmt.

U. d. M. ergeben sich als Hauptbestandteile: Oligoklas (Albit-Oligoklas) mit feiner reichlicher Zwillinglamellierung, Mikroklin mit deutlicher Gitterung, beide in gleichgroßen, klaren Körnern, fast ohne Einschlüsse; ersterer bedeutend vorwiegend; inverse Zonenstruktur an manchen Körnern zu sehen. Quarz, reichlich in gleichmäßiger Verteilung. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, zackig ineinandergreifende Ränder und vielfach auch randliche Mörtelstruktur,

Fig. 2.



Profil an der rechten Flanke des Kaunertals beiderseits der Mündung des Tieftals.

1 Amphibolit wechselnd mit aplitisch-quarzitischen Bänken; 2 einzelne Bänke von Dioritaplit; 3 vorwiegend aplitisch-quarzitische Lagen mit zwischengeschalteten Amphibolitbänken; 4 vorwiegend dunkle Amphibolite; 5 weißer Aplit (ohne dunkle Gemengteile); 6 Aplit, biotithältig, übergehend durch Zunahme der Biotitester in: 7 biotithältiger Dioritaplit; 8 Quarzdioritaplit; 9 hornblendereichere biotithältiger Aplit; 10 feinkörnige dunkle Randzone; 11 Amphibolit, wechselnd lagernd mit hellen aplitisch-quarzitischen Lagen.

während die Feldspate nur gelegentlich etwas undulös auslöschten, die Hornblende ohne Deformation ist. Diese ist in einzelnen besonders großen Individuen oder Gruppen von einem großen und etlichen kleineren eingesetzt, ohne Kristallumrisse von buchtiger, siebartig durchlöcherter Form infolge sehr zahlreicher Einschlüsse von Quarz und Feldspat (besonders auch Mikroklin) und besitzt sehr kräftige Färbung (|| c dunkelblaugrün, ⊥ c hellgrünlichgelb). Oft mit ihr zusammen, aber auch allein, beobachtet man Titanit.

Eine vereinzelt Bank gleicher Gesteinsart im Nordteil des Profils ist im wesentlichen von gleicher Zusammensetzung und Struktur; nur mit etwas weniger Mikroklin und noch etwas stärkerer Kataklyse (Plagioklase mit verbogenen oder geknickten Lamellen, Quarzmörtelstruktur).

Die Randzone im Süden des Hauptlagers ist makroskopisch bedeutend reicher an dunklen Gemengteilen bei geringer Größe derselben, so daß die Tracht des Gesteins sich mehr der eines feldspatreichen Plagioklasamphibolites nähert mit ausgesprochener Streckungsstruktur der dichter gedrängten Nester von dunklen Bestandteilen, unter denen man auch mit freiem Auge kleine Biotitschüppchen erkennt. U. d. M. zeigt sich die Hornblende in kleineren, aber gleich unvollkommen entwickelten Individuen wie im Kerngestein und daneben in annähernd gleicher Menge Biotit, in klaren, gut ausgebildeten, kreuz und quer gestellten Schuppen, welche meist mit der Hornblende vergesellschaftet sind (aber allem Anscheine nach primär). Beide zusammen sind gleichmäßiger im Gestein verteilt als im obigen. Feldspate: Oligoklas; Mikroklin weniger als im Kern des Lagers, vielleicht auch unegitteter Kalifeldspat; ferner wurde vereinzelt Mikroklinmikropertit beobachtet sowie einzelne Körner von Myrmekit. Die kataklastischen Erscheinungen gleich wie im Kern.

Die begleitenden Amphibolite sind gewöhnliche hornblendereiche Plagioklasamphibolite, teilweise mit ausgeprägter Bänderung. Die Hornblende derselben ist nach der Dünnschliffprobe blasser gefärbt als im obigen Gestein (auch in allen übrigen Amphiboliten ist sie in der Regel von blasserer Färbung im Dünnschliff).

Herr Dr. O. Hackl hatte die Freundlichkeit, von dem Kerngestein eine quantitative chemische Analyse auszuführen, deren Ergebnis hier folgt in Zusammenstellung mit Vergleichsanalysen verwandter Gesteine:

	I	II	III	IV
<i>Si O₂</i> . .	71·30	76·01	74·66	71·55
<i>Ti O₂</i>	0·38	—	Spur	Spur
<i>Al₂ O₃</i> .	16·12	12·17	13·59	12·28
<i>Fe₂ O₃</i>	0·34	2·29	0·08	1·41
<i>Fe O</i> .	2·66	1·83	0·68	2·70
<i>Ca O</i>	0·96	0·91	2·47	0·93
<i>Mg O</i> .	0·07	0·28	0·24	0·99
<i>K₂ O</i> .	2·89	1·17	3·52	2·41
<i>Na₂ O</i>	4·05	5·70	3·32	4·31
Glühverlust . .	0·54	0·50	0·36	1·02
<i>P</i> .	Kaum nachweisbar	—	1·43	—
Summe	99·31	100·86	100·35	100·53
Spez. Gewicht	2·659	2·68	2·626	2·674

- I. Gestein vom Tieftal südlich Feuchten.
- II. Dioritaplit von der Ruseinbrücke in Graubünden nach Rosenbusch, Elemente d. Gest. S. 263.
- III. Tonalitaplit vom Burgkofel bei Taufers, nach Becke, Denkschriften d. kais. Akad. Wien, 75. Bd., S. 160.
- IV. Diaphtoritischer Granitgneis vom Kellerjoch nach Becke, l. c. S. 178.

Gestein vom Tieftal:

Molekularquotienten × 1000, nach Becke berechnet		Molekularprozent nach Osann		Metallatomprozent	
$Si O_2$	1188	$Si O_2$	79.2	Si	67.75
$Ti O_2$	5	$Ti O_2$		Al	17.92
$\frac{1}{2} Al_2 O_3$	315	$Al_2 O_3$	10.5	Fe	2.35
$\frac{1}{2} Fe_2 O_3$	4	$Fe O$	2.8	Ca	0.95
$Fe O$	37			Mg	0.11
$Ca O$	17	$Ca O$	1.1	K	3.47
$Mg O$	2	$Mg O$	0.1	Na	7.45
$\frac{1}{2} K_2 O$	61	$K_2 O$	2.0	Metallatomzahl:	
$\frac{1}{2} Na_2 O$	131	$Na_2 O$	4.3	178.6	

Osann'sche Werte:

$$\begin{array}{lll}
 S = 79.2 & T = 3.1 & \\
 A = 6.3 & k = 1.8 & T \text{ zu } A \text{ hinzugerechnet} \\
 C = 1.1 & & \text{ergibt:} \\
 F = 2.9 & & a' = 14.0 \\
 & & c' = 1.7 \\
 a = 12.2 & & f' = 4.3 \\
 c = 2.2 & s_{79} a_{12} c_2 f_6 & \\
 f = 5.6 & &
 \end{array}$$

Becke'sche Werte:

$$\begin{array}{lll}
 A_0 = 192 & & T \text{ zu } A_0 \text{ gerechnet ergibt:} \\
 C_0 = 61.5 & & A_0' = 281 & a_0' = 8.80 \\
 F_0 = 22.5 & & C_0' = 17 & c_0' = 0.53 \\
 & & F_0' = 21.5 & f_0' = 0.67 \\
 a_0 = 6.9 & & Si = 67.75 & U = 20.38 \\
 c_0 = 2.3 & & & L = 11.87 \\
 f_0 = 0.8 & & &
 \end{array}$$

Nach der mineralogischen Zusammensetzung, im besonderen wegen des beträchtlichen Gehaltes an Kalifeldspat und Quarz und dem Zurücktreten der Hornblende kann man das Gestein zu den Dioritapliten, beziehungsweise zum Quarzdioritaplit stellen. Die chemische Untersuchung und der Vergleich mit Analysen aplitischer Gesteine bestätigt diese Zuteilung.

Die benachbarten tonalitischen und granodioritischen Gesteine der Oetztaler Alpen — Granodiorite der Engelwand und des Acherkogels im Oetztal, Tonalitgneise der Klopaier Spitze und Hennesiegelspitzen im Langtauerertal —, welche man ihrem Aussehen nach zunächst zum Vergleich heranziehen möchte, tragen stärker dioritischen, beziehungsweise tonalitischen Charakter an sich, ihre Analysen zeigen durchwegs niedrigeren Kieselsäuregehalt, größere

Mengen an CaO und MgO , weniger Alkalien; das spezifische Gewicht liegt über 2.7. Doch bestehen in der Tonalitgneismasse der Klopaier-
spitzen auch Abarten aplitischen Charakters mit Gehalt an Kalifeld-
spat, welche näher verwandt sind mit dem Tiefalgestein — eine ein-
gehende Beschreibung der Langtauferer Tonalitgneise wird demnächst
erscheinen ¹⁾.

Nach Struktur und Zusammensetzung völlig übereinstimmende
Gesteinsproben habe ich in Dr. Th. Ohnesorges Material aus der
Hochedergruppe (Irzwände, Flauerlingeralm) in den nördlichsten Oetz-
taler Alpen gesehen.

Im Zusammenhalt mit den begleitenden Amphiboliten läßt sich
der Dioritaplit des Tiefs als einer aplitischen Differentiation des
Magmas herleiten. Die Hornblende- (und Biotit-) Nester können als
eine Konzentration der femischen Bestandteile nach Art von basischen
Konkretionen betrachtet werden, die hornblende- und biotitreiche
Randzone als Uebergang zu dem normalen gabbroiden Ursprungsgestein
der Amphibolite. Eine ganz ähnliche Zusammenscharung der dunklen
Gemengteile in kleinen Nestern zeigt der Forellenstein von Gloggnitz.
Die Bildung einzelner großer Hornblendes oder Gruppen solcher mit
ein paar kleineren kann auch erst durch Umkristallisation als Samm-
lung gleichmäßig verteilter kleinerer (wie im Randgestein) oder als
Verschmelzung ursprünglich vorhandener Nester kleiner Hornblendes
zu einem großen Individuum gedeutet werden.

Gegen die Annahme einer späteren Intrusion von Quarzdiorit-
aplit in die Amphibolitzone und Herleitung der Amphibolnester als
„Einschmelzungsschollen“ aus den durchbrochenen Gesteinen spricht
die Verschiedenheit in der Färbung der Hornblendes, das Fehlen
des Biotits im Kern und Auftreten desselben in einer Randzone und
auch die regelmäßige Verteilung der dunklen Nester im ganzen Gestein.

Für die Zugehörigkeit zu dem gesamten Amphibolitkomplex zeugt
auch das Vorkommen von Uebergangsformen in den begleitenden
Gesteinen.

Die Schichtfolge nördlich des Dioritaplit (siehe Fig. 2) besteht
aus einer vielfachen Wechselfolge dunkler amphibolitischer Lagen mit
helleren grauen Gesteinsbänken, welche makroskopisch quarzitisches
Aussehen besitzen. Auch manche der dunklen Bänke erscheinen im
Felde quarzitisches, weisen aber bei mikroskopischer Untersuchung einen
hinreichenden Amphibolgehalt auf, um sie noch zu den Amphiboliten
stellen zu müssen.

Außer dem schon früher erwähnten „Hangendlager“ von Quarz-
dioritaplit finden sich unter den hellen Bänken grau und weiß ge-
sprengelte Lagen vom Aussehen eines glimmerarmen grobkörnigen
Gneises, welche im Dünnschliff die Zusammensetzung aus Plagioklas
(Albit-Oligoklas) und Quarz zeigen, während an Stelle der dunklen
Gemengteile nur Fetzen und Nester von Chlorit vorhanden sind;
der Quarzgehalt ist wenig größer als im Dioritaplit, Kalifeldspat wurde

¹⁾ Hammer und Schubert, Die Tonalitgneise des Langtauferertals.
Sitzungsber. der kais. Akad. der Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., Abt. I,
126. Bd., S. 421.

keiner konstatiert; die Struktur ist ebenso wie dort stark kataklastisch; der Quarz mit Mörtelkranz umgeben oder in feinkörnige Aggregate zerdrückt. Im ganzen also ein Gestein von aplitischem Habitus, das von den häufigen Aplitbändern der Bänderamphibolite zu dem Dioritaplit überleitet. Andererseits finden sich in den dunklen amphibolitischen Gesteinsbänken solche, bei welchen die Hornblende in großen porphyroblastischen Individuen von kräftiggrüner Färbung auftritt und die anderen farblosen Gemengteile in Menge bis zu skelettartiger Zerteilung umschließt; sie ist in mäßiger Anzahl im Feldspatquarzemenge verteilt, ohne begleitende kleinere Hornblendegeneration und erinnert an die Hornblendeausbildung im Dioritaplit. Sie bilden den Uebergang strukturell und nach der Zusammensetzung von Dioritaplit zu den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten.

Diese quarzarmen und hornblendereichen Formen sind nicht oder wenig kataklastisch, während alle aplitischen Arten starke Kataklase, besonders eben an den Quarzen, aufweisen.

In den Wänden an der dem Tieftal gegenüberliegenden Flanke des Kaunertals sind auch noch solche verwandte Gesteinsarten zu sehen. Makroskopisch lassen sie in einem ziemlich lichtgraulichen, feinkörnigen Gesteinsgemenge zahlreiche einzelne größere schwärzliche Hornblenden hervortreten. U. d. M. besitzen sie die oben erwähnte Struktur mit siebartig durchlöcherten Hornblendeporphyrblasten von sehr kräftiggrüner Färbung und annähernd paralleler Einordnung in einem sonst ziemlich richtungslos gestalteten Aggregat rundlicher kleinerer Plagioklas- und Quarzkörner, welche auch hier nicht oder nur wenig kataklastisch sind.

Auch Granatamphibolite umfaßt der Amphibolitzug des Tieftals. Aus dem Profil an der Mündung des Tieftals zeigt der Schriff eines solchen ein sehr feinkörniges Hornblendeaggregat als Uebergang zu diablastischer Struktur, aus dem die großen Granatkörner sowie einzelne groß ausgewachsene Amphibole und Albite hervorragen. Eine andere Probe aus der Fortsetzung der Zone in den Wänden des Madatschtales zeigt ein Gestein gleicher Art, aber in sehr stark verflasertem und zerdrücktem Zustand: länglich gepreßte große Granatkörner schwimmen in einem Flasergerewebe von äußerst feinkörnigem, kryptodiablastischem Grundgerewebe, in dem in länglichen Schlieren Körner und Aggregate sekundären Quarzes ausgeschieden sind. Der Granat besitzt keine Keliphitrinde und ist nur zum Teil in Hornblende und Zoisit umgesetzt. Auch ganz vereinzelt Amphibolporphyroblasten gleicher Größe, wie die Granaten, liegen eingebettet im Grundgerewebe. Auch die Plagioklasamphibolite zeigen auf dieser Strecke oft heftige mechanische Beanspruchung, wobei sich Amphibolite mit Hornblendeaugen von mikroskopischer Größe entwickeln, analog wie die Augen- gneise aus granitischen Gesteinen.

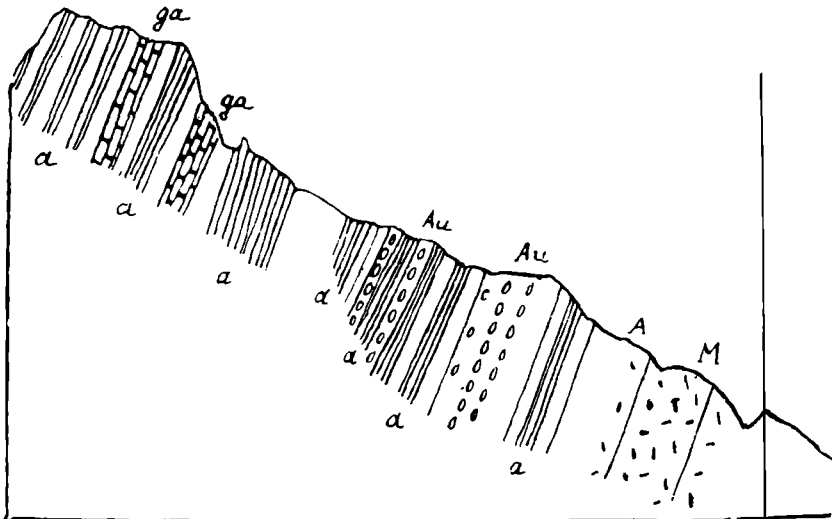
Häufig sind im Kaunergrat die Amphibolite eng verbunden mit Biotitorthogneisen sowohl dergestalt, daß sie eine Art Randfazies größerer Granitgneislager bilden oder auch in vielfacher Wechselagerung mit Biotitgneisen, wobei das eine Mal die Amphibolite herrschend sind, zum Beispiel am Gsahlkopf, Radelsteinkamm, oder

der Amphibolit durchzieht nur in dünnen Bändern große Massen von Biotitgneis, wie am Schweikert, an der Rofelewand u. a. O.

In den randlichen Teilen der Amphibolitlager stellen sich dann biotithaltige Lagen ein, als Vermittlung zum angrenzenden Biotitgneis. Man trifft dann vielfache Wechsellagerung von gewöhnlichem Amphibolit mit Biotithornblendegneis und Biotitgneis granitischen Charakters zum Beispiel am Gsahlkogel, Schwabenkopf u. a. O.

In dem schönen Profil am SO-Grat der Verpeilspitze bildet die Amphibolitfolge das Hangende einer größeren Orthogneismasse; diese ist gegen den Rand hin als aplitischer glimmerarmer Muskovit-

Fig. 3.



Profil über den Südostgrat der Verpeilspitze.

M Muskovitgranitgneis, übergehend in aplitische Lagen *A*; *Au* Augengneis, in aplitisch-quarzitische Lagen übergehend; *a* Amphibolit, in Wechsellagerung mit Gneisbänken; *ga* Granat- und Kelphitamphibolit.

granitgneis entwickelt und darüber folgt eine Wechselfolge von Amphibolit mit Lagen von Augengneis, zu unterst ein starkes Lager desselben, dann mehrere schwächere Bänke im Wechsel mit Amphibolit (s. Profil Fig. 3) und quarzitischen Bänken. Die Felsen des obersten Gipfelaufbaus werden von Amphiboliten mit Einlagen von Granat- und Kelphitamphibolit gebildet. Die Augengneisfolge zieht im Westen auch am Südgrat des Schwabenkopfs durch. Eine ähnliche Gesteinsreihe beobachtet man auch an der Südseite des Gsahlkopfs, wo am Schweikertferner eine große Orthogneismasse den Sockel des Berges bildet und darüber (hier wie am Verpeilspitz bei sehr steiler Stellung der ganzen Folge) getrennt durch einen schmalen Streifen von Biotit-schiefergneis wieder eine lebhaft wechselnde Reihe von Plagioklas-

amphibolit, Granatamphibolit, Biotithornblendegneis und Biotitgneis folgt und darin auch einzelne Lagen von Augengneis, hier auch etwas granathältig.

Der Augengneis vom Verpeilspitz zeigt u. d. M. stark flaserige Struktur mit unvollkommener Sonderung der Bestandteile nach den Fasern und besteht aus: Quarz, Oligoklas-Albit in feinlamellierten Körnern, außerdem Schachbrettalbit, seltener Mikroklin und ungegitterter Kalifeldspat. Ein kleineres „Auge“ (großes wurde im Schlift keines getroffen) besteht ebenfalls aus Mikroklin. Alle Feldspate (mit Ausnahme der Schachbrettalbite) in starker Verglimmerung. Dunkle Gemengteile sind wenig enthalten: Biotit und Hornblende, letztere in kleinen, parallel der Faserung gestellten prismatischen Körnern von sehr blaßgrüner Färbung. Titanit als Akzessorium. Diese Augengneislagen lassen sich als tektonische Fazies von alpitischen Differentiationen der Amphibolitmasse auffassen. In der Gesteinsprobe vom Verpeilspitz sind nur schwache Spuren von Kataklyse vorhanden, die Deformationsphase wurde von der Umkristallisation überdauert. In den Amphiboliten am Karlsplatz (Fortsetzung derselben Amphibolitzone westlich Feuchten) zeigen die Quarzfeldspatlagen des Amphibolits u. d. M. ebenfalls Augenstruktur, indem der Feldspat größere abgerundete isometrische Körner bildet, welche in einem flaserigen Aggregat von hochgradig zerpreßtem Quarz eingebettet liegen. Einzelne Nester von Chlorit und Zoisit deuten auf ehemalige Hornblende; Titanit ist teils in diesen Nestern, teils einzeln verstreut.

Hier läge also das nach der Deformation nicht mehr umkristallisierte Ausgangsmaterial derartiger Augengneise vor.

Literaturnotizen.

F. Heritsch. Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. I. Teil: Die Fauna- und Stratigraphie der Schichten mit *Heliolites Barrandei*. Mit 1 Tafel und 1 Textfigur. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien (Mathem.-naturwiss. Klasse), Bd. 92 (1915), Seite 551—614. — II. Teil: Die geologische Stellung der Schichten mit *Heliolites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). Mit 6 Textabbildungen und 1 geologischen Karte. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien (Mathem.-naturwiss. Klasse), Bd. 94 (1917), Seite 53—112.

Der Verfasser veröffentlicht in der vorliegenden Arbeit die stratigraphischen und paläontologischen Ergebnisse seiner sich über mehr als 10 Jahre erstreckenden Beobachtungen im Grazer Paläozoikum. Besonders wertvoll für unsere Kenntnis des Grazer Devons wurde ferner die von der geologischen Abteilung des Joanneums vorgenommene Ausbeutung zweier neuer Fundstätten von Versteinerungen im Korallenkalk mit *Heliolites Barrandei* (Fiefenmühle in Talwinkel und Schirdinggraben bei Gratwein), die durch den Reichtum und die Mannigfaltigkeit der Fauna alle bisher bekanntgewesenen Fossilfundorte des Grazer Paläozoikums weit übertreffen.

Der erste Teil der „Untersuchungen“ enthält zunächst die Beschreibung der an den beiden genannten Fundorten aufgefundenen Versteinerungen; zwei weitere, weniger reiche Fundstätten, Hochtrötsch und Pleschkogel, werden angegeschlossen. Der Fundort bei der Fiefenmühle, mit 59 Arten der reichste des Grazer

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1917

Band/Volume: [1917](#)

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

Artikel/Article: [Ueber einige Amphibolite aus dem Kaunergrat in den Oetztaler Alpen 219-231](#)