

Bearth, P. (1932): Die Diabasgänge der Silvretta. – Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt., 12: 147-178, 2 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Zürich.

Die Diabasgänge der Silvretta

Von *Peter Bearth* in Basel

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Einleitung	148
Alter der Gänge	150
Verteilung der Gänge	151
Petrographischer Teil	154
Mikroskopische Beschreibung	155
a) Strukturen	155
b) Kristallisationsfolge	156
c) Mineralbestand	157
1. Eigentliche Diabase	157
A. Primäre Mineralien	157
B. Sekundäre Mineralien	159
2. Diabasporphyrite	160
3. Hornblendediabase	161
4. Hornblendebiotitdiabase	163
5. Geschieferter Diabase	163
Miarolithische Bildungen	165
Myrmekitähnliche Verwachsungen	166
Endogene Umwandlungen	168
Ursachen der Umwandlungen	171
Chemismus der Diabase	172
Bemerkungen zur Intrusionsmechanik	175
Vergleich mit andern Gebieten	177
Schlußwort	178
Literaturverzeichnis	178

ZUSAMMENFASSUNG.

Die vorliegende Arbeit gibt eine zusammenfassende Darstellung der Diabasgänge des südöstlichen Teiles der Silvrettadecke. Ihre Unterlage bildet die geologische Aufnahme des Gebietes im Masstab 1: 25 000. Die beigelegte Karte im Masstab 1: 100 000 zeigt die wesentlichen Züge im Aufbau dieses Gebietes und die Verteilung der beobachteten Diabasgänge.

Neben der geologischen Beschreibung wurde Sorgfalt auf die mikroskopische Analyse der Diabase gelegt, die unter anderem eine gewisse Variation des petrographischen Charakters ergab. Besondere Aufmerksamkeit wurde den durch spätmagmatische (pneumatolytisch - hydrothermale) Vorgänge hervorgerufenen Gesteinsumwandlungen getragen. Ebenso wurde eine kurze Dar-

stellung der Einwirkungen alpin-tektonischer Vorgänge auf einen Teil der Gänge gegeben. Am Schlusse finden sich noch die chemischen Analysen zweier Diabase und ein Vergleich mit dem Chemismus verwandter Gesteine.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Teilergebnis der im Zeitraum 1924—1931 von mehreren Petrographen in der Silvretta durchgeführten Aufnahmen im Masstab 1:25 000. Das in dieser Zeit von A. STRECKEISEN, F. SPAENHAUER, P. BEARTH und E. WENK aufgenommene Gebiet bedeckt im Grundriss eine Fläche von rund 580 km². Es umfasst die kristallinen Gesteine des südwestlichen Teils der sogenannten Silvrettadecke, der höchsten tektonischen Einheit der Schweizeralpen. Auf der beiliegenden Karte ist die Begrenzung dieser Fläche durch eine schraffierte Linie angegeben.

Im wesentlichen wird das Gebiet aufgebaut von Ortho- und Paragneisen, Mischgneisen und Amphiboliten. Die meist langgestreckten Gesteinszonen streichen vorherrschend ENE. Im nordöstlichen Teil geht das Streichen immer mehr in die ESE-Richtung über, so dass der gesamte Komplex östlich vom Inn in der Nuna-Gruppe konvergiert. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt dieses merkwürdig fächerartige Ausstrahlen der Gesteinszüge von der Nuna-Gruppe, in der wie in einem Brennpunkt alle Zonen sich sammeln.

Dieses Gebiet ist durchsetzt von sporadisch auftretenden Gängen oder Ganggruppen. Es handelt sich mit wenigen Ausnahmen um Diabase. Die spärlich auftretenden Aplite, Pegmatite und die von STRECKEISEN beschriebenen Lamprophyre werden hier nicht berücksichtigt.

Das von den oben genannten Bearbeitern gesammelte Material ist so umfangreich, dass eine statistische Bearbeitung wertvolle Ergebnisse zu geben versprach. Es ist aber naturgemäss nicht nach jeder Richtung hin vollständig, so dass nicht alle im Verlaufe dieser Arbeit auftretenden Fragen ihre Lösung finden konnten. Die Gesichtspunkte, nach denen gesammelt werden sollte, ergeben sich oft erst im Laufe der Bearbeitung.

Alle beobachteten Gänge sind auf der beiliegenden Karte im Masstab 1:100 000 eingezeichnet. Es sind im ganzen 176. Häufig ist es sehr schwer, die Gänge im Felde zu verfolgen, da sie oft unterbrochen sind. Aus diesem Grunde mag es sein, dass gelegentlich getrennt gezählte Gänge in Wirklichkeit nur Teile ein und desselben Ganges sind. Jedoch dürfte die Anzahl derjenigen Gänge, die uns infolge der Bedeckung durch die Vegetation, durch Schutt und Eis ent-

gangen ist, bedeutend höher sein. Die genannte Zahl ist also eher zu tief als zu hoch.

Der Begriff Diabas ist hier gebraucht für ein Ganggestein. Mineralbestand: Augit und basischer Plagioklas. Struktur: diabasisch-körnig bis typisch ophitisch. Der Begriff ist auch für jene Gesteine beibehalten worden, die infolge endogener pneumatolytisch-hydrothermalen Umwandlungen einen andern Mineralbestand besitzen, aber offenbar aus den ersteren entstanden sind. Diese Definition ist praktisch in Übereinstimmung mit der in der modernen englischen und amerikanischen Literatur üblichen Anwendung des Begriffes „Diabas“.

Über die Entwicklung der Begriffe Diabas, Basalt und Dolerit, die oft synonym gebraucht werden, und der daraus entstehenden Verwirrung gibt A. JOHANNSEN eine interessante Zusammenstellung (27).

Für eine andere Gruppe von Ganggesteinen haben wir die Bezeichnung Diabasporphyrit verwendet. Diese Gesteine stimmen im Mineralbestand mit den eigentlichen Diabasen überein, treten geologisch in Verbindung mit ihnen auf, zeigen strukturell Übergänge zu ihnen und weisen entweder basischen Plagioklas oder Augit oder beide zusammen als Einsprenglinge auf. Für diese Gesteine werden in der Literatur gelegentlich die Begriffe „Labradorporphyrit“ und „Augitdioritporphyrit“ gebraucht (20, 44). Wir geben der Bezeichnung „Diabasporphyrit“ den Vorzug, da er den engen genetischen Zusammenhang mit den Diabasen gut zum Ausdruck bringt und weil zwischen den beiden Typen keine scharfe Grenze gezogen werden kann.

Ausser diesen beiden Gesteinstypen der eigentlichen Diabase und der Diabasporphyrite finden sich hauptsächlich in der Nuna-gruppe mineralogisch etwas abweichende Ganggesteine, die als Hornblende- und Hornblendebiotitdiabase bezeichnet werden.

In petrographischer Hinsicht verdienen die mioolithischen Hohlräumfüllungen besondere Aufmerksamkeit, welche Aufschlüsse über endogene, postmagmatische Vorgänge, hauptsächlich hydrothermalen Natur, geben. Diese Vorgänge stehen in zeitlichem und genetischem Zusammenhang mit jener Gruppe von Erscheinungen, die eine mehr oder weniger vollständige Umwandlung des ursprünglichen Mineralbestandes hervorrufen und die teils pneumatolytischen, teils hydrothermalen Charakter tragen. Diese Umwandlungen haben überall die Tendenz, die Diabase in ein strukturloses Gemenge von Calcit, Chlorit, Sericit, Quarz und Erz zu verwandeln. Diese Umbildung geht stufenweise vor sich und ist nicht eine Folge

der Verwitterung, sondern das Ergebnis endogener Prozesse. Die durch sie gebildeten Mineralien nennen wir im Folgenden sekundäre Mineralien, im Gegensatz zu den primären, liquidmagmatischen Gemengteilen. Sekundär ist hier nirgends im Sinne von Vorgängen gebraucht, die ausserhalb des magmatischen Zyklus fallen. Der Begriff charakterisiert lediglich spätmagmatische, pneumatolytisch bis hydrothermale Bildungen.

In einem Schlusskapitel dieser Arbeit werden einige Bemerkungen über den Vorgang der Intrusion hinzugefügt. Sie haben hypothetischen Charakter.

ALTER DER GÄNGE

Eine genaue Altersbestimmung ist heute noch nicht möglich. Die Gänge durchbrechen alle die Silvretta aufbauenden Gesteinskomplexe, ohne ihre Regionalmetamorphose mitzumachen, sind also sicher jünger als diese, folglich nachhercynisch. Andererseits sind sie voralpin, denn alle Gänge in der Nähe der Überschiebungsfläche sind, als Folge der alpinen Dislokation, geschiefert. Im Val Barlasch fallen vier Vorkommen von geschiefertem Diabas in eine ungefähr NS-streichende Mylonitzone und ihre Schieferung dürfte ursächlich mit dieser in Zusammenhang stehen. Nach SPAENHAUER sind die dort vorgefundenen Gesteine verheilte, rekristallisierte Mylonite, die als alt, jedenfalls präalpin, betrachtet werden müssen.

Niemals wurde ein Diabas in den triasischen Sedimenten der Silvrettadecke (Ducanmulde) gefunden. Dies ist jedoch nicht als strikter Beweis für das höhere Alter der Gänge zu betrachten, denn die Sprunghaftigkeit in der Verteilung der Gänge ist nun bekannt und ausserdem sind die Sedimente der Ducanmulde abgeschert.

In den permischen Konglomeraten sind meines Wissens nirgends Diabasgerölle gefunden worden; wahrscheinlich sind die Gänge zur Zeit der Intrusion nirgends an die Oberfläche emporgedrungen.

Es wurde die Ansicht geäussert (20, 49), dass die Intrusion der Diabase zeitlich mit der der Ophiolite zusammenfalle, dass sie also mesozoisch seien. Ein Vergleich des Chemismus schliesst diese Möglichkeit nicht aus. Man findet bei den mesozoischen Ophioliten gleichfalls eine Tendenz zur Alkalireihe, wenn auch nicht so ausgeprägt wie bei den Diabasen. Einzelne Ophiolite des Unterengadinerfensters kommen den Diabasen in der chemischen Zusammensetzung sehr nahe. In diesem Zusammenhange wurden auch die von BODMER-BEDER (4a) für seine Arbeit über die Diabase, Variolite und Spilite der Weissfluh benutzten Dünnschliffe durchgesehen. Diese Gesteine

zeigen sowohl mineralogische als auch strukturelle Unterschiede gegenüber den Diabasen der Silvretta, so dass ein Zusammenhang der beiden Intrusionen, der schon aus tektonischen Gründen unwahrscheinlich ist, nicht angenommen werden kann. Wenn aber die Diabasgänge im Mesozoikum in die Decke eingedrungen wären, so müsste man an der Basis der Decke Ophiolite erwarten. Das ist aber nicht der Fall. Ausserdem ist es immerhin auffallend, dass nirgends in der Trias der Silvrettadecke Diabase gefunden wurden.

Den Argumenten, die HAMMER (20) für ein mesozoisches oder postmesozoisches Alter der Gänge anführt, können wir keine grosse Beweiskraft beilegen. HAMMER beschreibt einen Gang vom Zwölferispitz, der Kalkschollen enthält, die aus der Tiefe, „wahrscheinlich aus den von den Gneisen des Rojentales überschobenen mesozoischen Schichten der Lischannagruppe stammen“. Danach müssten die Gänge postalpin sein. Aber im Silvrettakristallin treten da und dort vereinzelt Kalkschollen auf. Der Parallelisierung auf Grund rein lithologischer Merkmale bei diesen beiden Kalken kann ich keine grosse Beweiskraft zusprechen.

Eine Parallelisierung mit den mesozoischen Suldeniten und Ortleriten der Ortlergruppe erscheint uns deshalb gefährlich, weil wir es hier mit einer anderen tektonischen Einheit als der Silvrettadecke zu tun haben.

Aus allen bis jetzt bekannten Tatsachen ist ein sicherer Schluss auf das Alter der Gänge nicht möglich. Wir halten vorläufig an der Auffassung fest, dass es sich um eine späthercynische Intrusion handle, da uns diese Deutung gegenwärtig noch als die natürlichste erscheint.

VERTEILUNG DER GÄNGE

Sehr auffällig ist die ungleiche Verteilung der Gänge. In den westlichen und östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes fehlen sie fast ganz und auch im nördlichen Teil sind sie nur spärlich vertreten. Dagegen bilden die Gänge im Süden eine schwarmweise Anhäufung von langgestreckter Form, deren Längsaxe vom Sertigpass in ENE-Richtung auf 25 km Länge bis in die Nunagruppe hineinzieht. Der Verlauf dieses Schwarmes deckt sich also mit der herrschenden (hercynischen?) Streichrichtung. Die von ihm bedeckte Fläche umfasst rund 150 km², d. h. $\frac{1}{4}$ des gesamten Untersuchungsgebietes. Darauf entfallen 150 Gänge, also 85 %.

Von den übrigbleibenden 26 Gängen fällt die Mehrzahl auf eine nördliche Linie, welche vom Leidbachhorn über Jakobshorn, Sentis-

horn und Eisentällispitz nach dem Vereinapass und Piz Linard zieht und in ihrem Gesamtverlauf in bemerkenswerter Weise wiederum mit der herrschenden Streichrichtung übereinstimmt.

Diese sprunghafte Art der Verteilung macht sich aber auch im Einzelnen innerhalb des grossen Schwarmes bemerkbar. Jedem, der das Gebiet aufmerksam begeht, muss die Anhäufung der Gänge an einzelnen Punkten und deren Fehlen in mehr oder weniger grossem Umkreis um diese Häufungsstellen auffallen. Derartige örtliche Häufungen findet man am Sertig- und Scalettapass, im Val Villuoch, am Piz Vadret und Sursura-Pitschen, am Südhang des Piz d'Urezza u. s. f. Radiale Anordnung der einzelnen Gänge um ein Zentrum ist hie und da andeutungsweise vorhanden, aber nirgends klar ausgeprägt.

Die Gänge durchbrechen alle oben genannten Gesteinstypen, welche die Silvretta aufbauen. Ihre Häufigkeit ist von der Natur des Nebengesteins völlig unabhängig.

Die Streichrichtung der Gänge ist im allgemeinen willkürlich, d. h. es ist in der Regel keine bevorzugte Richtung bemerkbar und keine Abhängigkeit des Verlaufs vom Streichen des umgebenden Gesteins. Eine Ausnahme bilden die Gänge der Nunagruppe, die mehrheitlich konkordant in den Gneisen eingelagert sind, während überall sonst ausgeprägte Diskordanz herrscht. Abgesehen von der Nunagruppe zeigen die Gänge sonst weder unter sich noch in Bezug auf das Nebengestein regional gesetzmässige Anordnung.

Bemerkenswert ist noch, dass die Typen der Hornblende- und Hornblendebiotitdiabase fast ausschliesslich auf den östlichen Teil des Gebietes beschränkt sind und weiter im Osten, im Ötztal, sogar dominieren. Wenn diese Typen als saurere Differentiate aufgefasst werden, so liegt im Osten der Schwerpunkt einer mehr sauren, im Westen hingegen der Schwerpunkt einer mehr basischen Intrusion.

Ein einzelner Gang zeigt in seiner Richtung oft starken Wechsel, der manchmal unerwartet rasch, häufig auch allmählich erfolgt. Die Inkonstanz im Streichen ist so häufig, dass man sie geradezu als charakteristisches Merkmal bezeichnen kann. Wechsel der Richtung eines Ganges innerhalb desselben konstant streichenden Gesteinskörpers sind überall zu beobachten, obwohl keinerlei Anzeichen im Nebengestein auf eine vorgezeichnete Störungsursache (Verwerfung, Inhomogenität u. s. f.) hindeuten. Am Vadret findet man nebeneinander in demselben Gesteinskomplex horizontale und vertikale Gänge. Andererseits beobachtet man nicht selten Gänge, die eine scharfe Trénnungsfläche zwischen zwei verschiedenen Gesteinszonen glatt und ohne Störung durchschlagen. Dies ist bemerkenswert, denn die

Unterschiede in bestimmten mechanischen Eigenschaften der durchbrochenen Gesteine (z. B. Paraschiefer und Amphibolit) lassen a priori ein anderes Verhalten erwarten.

Die Fallrichtung kann selten bestimmt werden. Eine Andeutung gibt natürlich die Intersektion mit dem Gelände. In den zentralen Partien, z. B. Sertig, Vadret, stehen die meisten Gänge senkrecht oder nahezu senkrecht. Angenähert horizontale Lagerung findet man selten. Ein gesetzmässiger Wechsel lässt sich aus den vorhandenen Daten nicht herauslesen.

Es ist gewöhnlich schwierig, über die longitudinale Erstreckung eines Ganges genaue Angaben zu machen. Schutt und Vegetation verhindern vielfach die Verfolgung und die Identität im lithologischen Charakter macht es oft unmöglich, in einem Schwarm zwei Gänge auseinanderzuhalten. Oft bricht ein Gang plötzlich ab und setzt an einem andern Ort ebenso unvermittelt wieder ein. Der längste bis jetzt ununterbrochen verfolgbare Diabasgang durchzieht die Nordwand des Piz Fontauna und ist vom Sertigpass aus sichtbar; er hat eine Länge von 1,6 km bei 18 m Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit der einzelnen Gänge schwankt zwischen einigen Centimetern und 50 m. Am häufigsten dürften Gänge zwischen 5—10 m sein. Einzelne stockartige Massen erreichen auch eine Mächtigkeit von bis 100 m (mehr als 50 m). Eine solche Masse, die Linsen des durchbrochenen Orthogneises einschliesst, findet sich westlich vom Piz Fontauna, eine andere am Südhang der Val Villuoch und eine dritte in Macun, im Nordwesten des P. Nuna. Bemerkenswert ist die Konstanz der Mächtigkeit, die die Gänge in ihrem ganzen Verlaufe meist zeigen. Scharf gezeichnete Salbänder bilden die Regel. Verzweigungen findet man hie und da, manchmal ohne dass einer der Zweige eine Abnahme der Mächtigkeit gegenüber dem ursprünglichen Stamme erkennen lässt.

Die Gänge setzen meist unvermittelt, ohne ihre Mächtigkeit zu verringern, ab. Aufspaltungen am Ende sind beobachtet worden, bilden aber Ausnahmen.

Der Kontakt mit dem Nebengestein ist fast immer sehr scharf. Unter dem Hammer bricht er meistens weg. In seltenen Fällen zeigen sich am Rande Trümmerbildungen; gelegentlich hat die Gangmasse Trümmer des Nebengesteins völlig eingeschlossen und so ganz lokale und wenig mächtige Eruptivbreccien geschaffen. Kontaktwirkungen von Belang sind am Nebengestein nirgends beobachtet worden. Eine am Kontakt beobachtete Grünfärbung von Orthogneis ist auf eine Chloritisierung des Biotites zurückzuführen. Allerdings

durchbrechen die Gänge nirgends Gesteine, die für Kontaktwirkungen, wie sie durch solche Intrusionen hervorgebracht werden, empfindlich wären.

Petrographischer Teil

Der verbreitetste Typus ist ein feinkörniges bis dichtes, dunkelgrünes bis schwarzes Gestein, das den Eindruck grosser Frische erweckt. Selten wird die Korngrösse so bedeutend, dass man mit blossen Auge die Feldspatleisten und die dunklen, meist unregelmässig begrenzten Augite erkennen kann. Das Gestein zeigt deutlich massige Struktur. Eine Ausnahme macht hier die Gruppe der Diabasporphyrite, die bis 1 cm grosse Feldspateinsprenglinge und kleinere, schwarze Flecken von Augit aufweist. Eine zuverlässige Bestimmung und Einteilung ist aber nur auf Grund der mikroskopischen Analyse möglich.

Oberflächlich verwittern die Gesteine verschieden. Am häufigsten sind orange und braune Farben, aber auch ein helles Grau oder Graugrün trifft man an. Es handelt sich stets nur um eine dünne, ein paar Millimeter dicke Verwitterungsrinde. Aus den hellen Orthogneisen und Mischgneisen heben sich die Diabase deutlich heraus, fallen aber in den Amphiboliten meist nur durch ihre andersartige Klüftung auf.

Die Gänge zeigen schiefwinklige polyedrische Absonderungsformen, gelegentlich auch mehr regelmässige, plattige Absonderung, wobei zwei Spaltflächensysteme ungefähr senkrecht zueinander und zur Fallebene stehen.

Bei den mächtigeren Gängen ist meist zwischen Salband und zentraler Partie ein deutlicher struktureller Unterschied festzustellen, während die schmälere Gänge makroskopisch meist gleichkörnig erscheinen, aber fast durchwegs durch die grössere Feinheit des Kornes auffallen. Rasche Erstarrung an der Grenzfläche findet in der Ausbildung glasiger Partien seinen Ausdruck. Diese Glasbildung ist jedoch eine seltene Erscheinung. ESCHER (13) erwähnte einen derartigen Kontakt am Grialetsch — zwischen Diabas und Amphibolit. Ich kann nur noch zwei weitere Beispiele beifügen. Die Seltenheit dieser Erscheinung erklärt sich aus der niedrigen Viskosität des basaltischen Magmas.

Am häufigsten findet bei den mächtigeren Gängen eine progressive Änderung der Struktur von der Mitte nach dem Salbande hin statt. Als Beispiel erwähnen wir den Gang des Piz Fontauna (Figur 1). Er ist 18 m mächtig und lässt sich als flach nach Süd-

westen einfallende Platte vom Ostgrat des Piz Fontauna bis in den Moränenschutt des Osthanges der Val Tschüvel hinein verfolgen. Das liegende Salband, ca. 3 m breit, zeigt dichte Grundmasse mit hell herauswitternden Einsprenglingen, also porphyrische Struktur. Diese geht dann allmählich durch Verschwinden der Einsprenglinge und Grösserwerden des Kornes in eine grössere zentrale Masse über, in der die Feldspatleisten von blossem Auge erkennbar sind. Auch das hangende Salband zeigt etwas dichtere Grundmasse als der Kern,

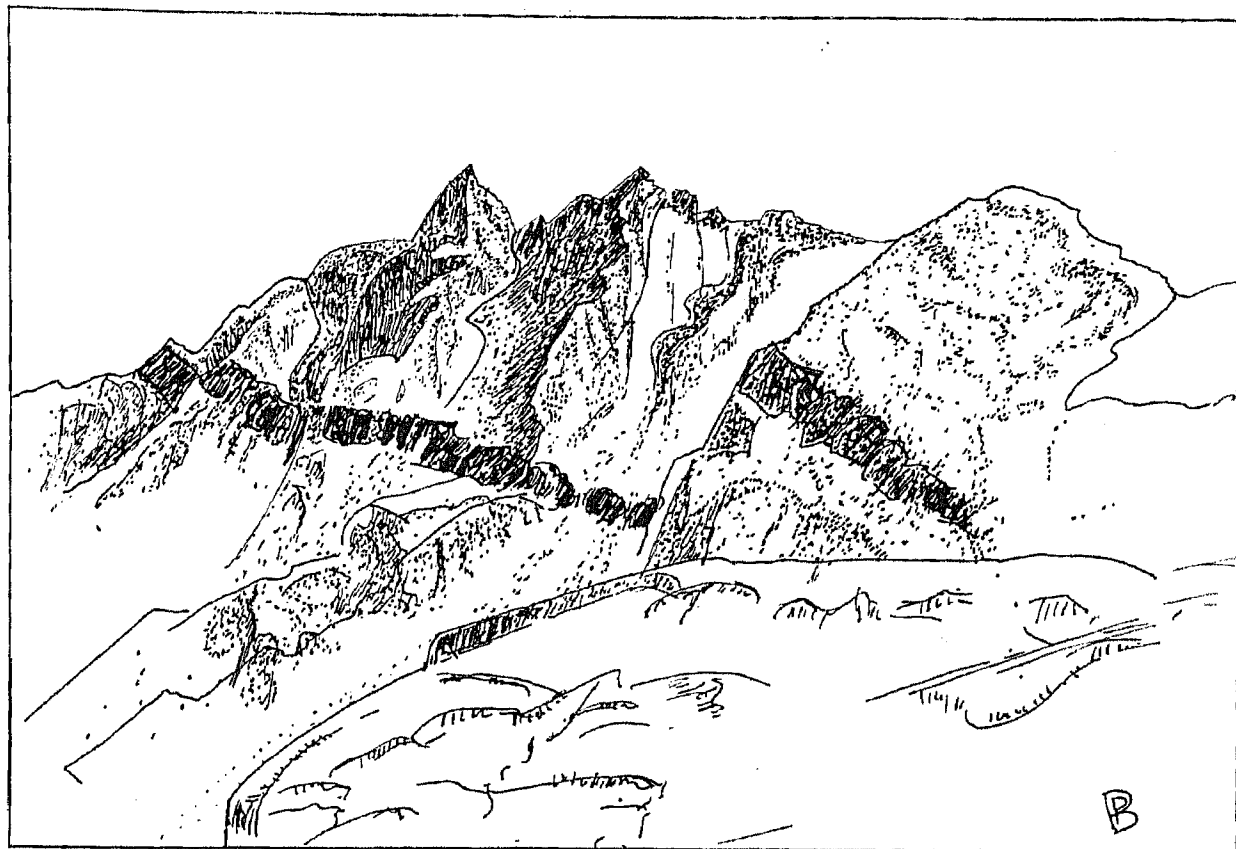


Fig. 1. Der Diabasgang des Piz Fontauna von N gesehen.

jedoch keine Einsprenglinge, dafür aber bis 1,5 cm grosse, unregelmässige Nester, die mit Feldspat, Epidot und Calcit gefüllt sind. Der Gang ist also strukturell asymmetrisch gebaut. Abgesehen von derartigen randlichen Modifikationen ist die Gangmasse in der Regel durchaus einheitlich. Ganz ausnahmsweise findet man dünne Segregationsadern — jüngere Ausscheidungen, die mit Feldspat, Epidot und Calcit, selten mit Erz, ausgefüllt sind.

Zusammengesetzte Gänge sind nirgends beobachtet worden.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

a) Die Strukturen

Eine Gruppierung der vorliegenden Gesteine ist, mit Ausnahme

derjenigen der Nunagruppe, zunächst allein auf Grund der strukturellen Unterschiede möglich. Diese Unterschiede sind teils auf das Vorherrschen der einen der beiden Hauptkomponenten — Plagioklas oder Augit —, hauptsächlich aber auf die Verschiedenheit der Kristallisationsbedingungen zurückzuführen. Es lassen sich drei Strukturtypen unterscheiden, die aber durch Übergänge miteinander verbunden sind. Am verbreitetsten ist die diabasisch-körnige, divergent-strahlige Struktur — die einerseits bei ganz feinkörnigen Gesteinen in eine Intersertalstruktur übergeht, andererseits bei relativ grobkörnigen Massen einen stetigen Übergang in die ophitische Struktur zeigt. In der Regel kann man schon von bloßem Auge die Gesteine mit porphyrischer Struktur von den oben genannten Typen unterscheiden, während diese erst mit Hilfe des Mikroskops getrennt werden können.

Die ursprüngliche Struktur ist häufig durch sekundäre Prozesse verwischt oder gänzlich zerstört worden.

Die Strukturunterschiede ergeben folgende Unterteilung:

1. Diabase mit diabasisch-körniger bis ophitischer und intersertaler Struktur, kurz „Diabase“ genannt,
2. Diabase mit porphyrischer Struktur, „Diabasporphyrite“ genannt.

Den „Diabasen“ wurden noch einige Ganggesteine aus der Nunagruppe hinzugefügt, die im Mineralbestand Abweichungen zeigen und in der Struktur mehr zu den Lamprophyren hinneigen.

Gesondert werden ferner jene Ganggesteine behandelt, die durch nachträgliche tektonische Vorgänge textuelle Umwandlungen erfahren haben.

b) Kristallisationsfolge

Die Kristallisation der beiden Hauptgemengteile Plagioklas und Augit erfolgte in den gewöhnlichen Diabasen meist etwa gleichzeitig, d. h. sie begann zuerst mit einer Ausscheidung von Plagioklas, dem dann der Augit folgte. Die Kristallisation des Feldspates ging danach z. T. nach Abschluss der Bildung von Augit noch weiter. In den Interstitien bildete sich Erz, Biotit, Chlorit oder auch Quarz.

Die Feldspateinsprenglinge der Diabasporphyrite haben häufig zonar angeordnete idiomorphe Augite eingeschlossen. Andererseits führen auch die Augiteinsprenglinge Einschlüsse von Feldspat, deren Charakter nicht näher bestimmt werden konnte und die meist xenomorph sind. Vielleicht handelt es sich hier um einen später auskristallisierten, saureren Plagioklas oder diese Erscheinungen sind

wiederum der Ausdruck für eine simultane Kristallisation der Plagioklas- und der Augiteinsprenglinge.

c) Mineralbestand

Die Gesteinskomponenten zerfallen in zwei genetisch verschiedene Gruppen, die als primär und sekundär unterschieden wurden. Sekundäre Mineralien sind das Ergebnis postmagmatischer, pneumatolytisch-hydrothormaler Prozesse endogener Natur. Sie bilden sich dabei z. T. auf Kosten der primären Mineralien, die in normaler Weise durch Kristallisation aus dem flüssigen Magma entstanden sind. Eine Trennung ist nicht überall mit aller Strenge durchführbar.

1. EIGENTLICHE DIABASE

A. Primäre Mineralien

Plagioklas ist der vorherrschende Gemengteil. Der prozentuale Anteil¹⁾ schwankt zwischen 50 %—70 %. Er bildet meist schmale Leisten, scharf begrenzt, mit annähernd quadratischem Querschnitt. Nur wenige Schliffe eignen sich zu genauen Messungen nach der FEDOROFF-Methode (38). Diese ergaben einen Gehalt von 30—40 % An. Es handelt sich also um basischen Oligoklas bis Andesin. $2V = 85^\circ$, in einem Falle $\pm 2V = 90^\circ$. Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz sind häufig, daneben treten selten Periklinlamellen und Karlsbaderzwillinge auf. Die maximale Auslöschung in einem Schnitt senkrecht (010) ergab in einem Falle $\pm 13^\circ$. Mit wenigen Ausnahmen zeigt der Plagioklas im Dünnschliff starke Umwandlung der inneren Partien in eine braune bis dunkelgraue Masse, die aus Körnern von Epidot und Zoisit und einem hellen Gewebe eines glimmerartigen Minerals besteht. Dieses Mineral zeigt faserigen bis blätterigen Habitus, hat positiven Charakter der Hauptzone, Doppelbrechung des Muskovits und ist einaxig negativ. Wahrscheinlich handelt es sich um Sericit, jedoch konnte eine chemische Analyse, die erst die sichere Unterscheidung von optisch gleichartigen Mineralien wie Talk gewährleistet, nicht gemacht werden. Für die Bildung von Sericit spricht indessen der hohe Kaligehalt der Analyse eines solchen Gesteins, der wohl zur Hauptsache im Plagioklas verborgen ist. Die umgewandelte dunkle Kernpartie des Plagioklases ist umrahmt von einem scharf gezeichneten, hellen Rand, der überall, wo er bestimmt werden konnte, als Albit sich erwies. Dieser Rand ist gegen alle später einsetzenden Umwandlungen sehr widerstands-

¹⁾ Alle im Folgenden angegebenen quantitativen Mineralbestände werden in Volumprozenten ausgedrückt.

fähig und oft das einzige Relikt, das die ursprüngliche Struktur des Gesteins noch zu erkennen gestattet.

Orthoklas konnte nirgends festgestellt werden.

Quarz ist in den meisten Gesteinen vorhanden, jedoch nur in wenigen als primärer Bestandteil. Er füllt dann als letztes Kristallisationsprodukt einen Teil der Interstitien aus. Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Plagioklas kann man gelegentlich beobachten, sie dürften aber z. T. sekundären Ursprungs sein. Diese Frage wird in einem späteren Abschnitt eingehend behandelt.

Olivin konnte nirgends nachgewiesen werden. Jedoch finden sich vereinzelt Pseudomorphosen von Chlorit, deren Umriss an Olivin erinnern und die vielleicht daraus hervorgegangen sind.

Der Augit bildet isometrische Körner oder grosse, allseitig von Plagioklas durchwachsene Tafeln. Sie sind fast farblos, nicht pleochroitisch, oft mit einem Stich ins Braunviolette, der auf Titan-gehalt hindeutet. Axenwinkel um 60° . Auslöschungsschiefe zwischen 35° und 45° .

Randlich geht der Augit sehr häufig unter Abscheidung von Erz in faserige, blassgrüne Hornblende über, die ihrerseits sich wieder in Chlorit umwandelt. Diese Umwandlung lässt sich bis zum vollständigen Ersatz des Augitkristalles durch Chlorit verfolgen. Häufig kann man auch eine randliche Verwachsung von Augit mit Biotit beobachten, jedoch können aus dem mikroskopischen Bilde keine sicheren Schlüsse auf etwaige genetische Beziehungen zwischen den beiden Mineralien gezogen werden.

Biotit ist nur in wenigen Schliffen vorhanden und auch hier meist nur reliktmäßig mit verschwimmenden Umrissen in Chlorit eingebettet. Der Pleochroismus ist meist kräftig:

n_γ = dunkelbraun, n_β = braun, n_α = hellgelb.

Einaxig oder nahezu einaxig. Er füllt als letztes Produkt der Kristallisation mit Quarz und Erz die Interstitien und ist wahrscheinlich öfters als synantetische Bildung zwischen Erz und Plagioklas im Sinne SEDERHOLMS aufzufassen.

Delessit. In einigen Gesteinen ist die Zwischenklemmasse von einem intensiv gelbgrün gefärbten Mineral gebildet, das faserigen Habitus besitzt und oft Andeutungen von Radialstruktur zeigt. Das Mineral ist pleochroitisch:

n_γ = grün, n_β = hellgrün, n_α = hellgelbrot

Die Fasern zeigen positiven Charakter der Hauptzone, Doppelbrechung etwas höher als Quarz, positives Relief. Einaxig, negativ. Es scheint sich um Delessit zu handeln.

Da im vorliegenden Falle der Augit sowohl wie der Feldspat vollkommen frisch sind, so muss der Delessit entweder ein Umwandlungsprodukt einer glasigen Mesostasis oder ein durch wässerige, residuale Lösungen während des Endstadiums der Kristallisation des Magmas abgelagertes Mineral sein. Für das Vorhandensein einer glasigen Grundmasse spricht keine einzige Beobachtung; dies erscheint im Gegenteil in Anbetracht der gleichmässigen, relativ ansehnlichen Korngrösse als ausgeschlossen. So bleibt die letztere Deutung die wahrscheinlichste; sie steht auch mit anderen Beobachtungen im Einklang.

Chlorit. Dieser Begriff ist als Sammelbegriff zu betrachten. Tatsächlich zeigen die unter diesem Namen zusammengefassten Mineralien eine grosse Variation der optischen Eigenschaften. Als primär möchte ich nur blassgrüne Aggregate von Sphäroliten eines schwach doppelbrechenden Minerals mit positiver Hauptzone und blauschwarzen anomalen Interferenzfarben betrachten. Alle anderen Chlorite sind sekundären Umbildungen zu verdanken.

Das schwarze Erz kommt in Form unregelmässiger Körner oder als Skelette und feine Nadeln vor. Die Skelette und Nadeln durchsetzen oft andere Mineralien. Die Körner liegen in den Interstitien. Die häufige Bildung von Leukoxen zeigt, dass es sich um titanhaltigen Magnetit handelt. Pyrit ist in stark umgewandelten Diabasen gelegentlich zu beobachten. Öfters ist ein Teil des Erzes sekundären Umbildungen zu verdanken.

Als akzessorische Bildung spielt vor allem Apatit eine grosse Rolle, der in Form schlanker Nadeln oft durch mehrere Gemengteile hindurchgewachsen ist und besonders im hellen Quarz stark auffällt.

Titanit bildet kleine Körner. Selten.

B. Sekundäre Mineralien

Sericit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz (sehr selten auch Chlorit) sind die durch Umwandlung des basischen Kerns der Plagioklase gebildeten Mineralien. Ihre genaue Bestimmung ist nicht möglich, da sie sich in kleinen, pigmentierten Häufchen zusammenballen, welche vom Mikroskop nur unvollkommen aufgelöst werden. Das Pigment mag Erz enthalten.

In der kryptokristallinen Grundmasse einer porphyrischen Randfacies eines Diabases fanden sich Pseudomorphosen nach Feldspateinsprenglingen, die den Charakter eines weissen Glimmers, aber scheinbar erheblich höhere Doppelbrechung aufweisen. Wahrscheinlich handelt es sich um Talk.

Oft als sekundäre Bildung, und zwar nach Augit, erweist sich die Hornblende. Es ist dies eine aktinolithische Hornblende, fein-faserig, schwach pleochroitisch blaugrün bis farblos; nur selten zeigen sich fleckenweise intensivere Farbe und Pleochroismus. Auslöschungsschiefe 15° . Die Umbildung von Augit in Hornblende erfolgt unter Abgabe von Erz.

Die Hornblende ist ihrerseits verwachsen mit Chlorit, der aus ihr entstanden ist. Farbe und Pleochroismus zeigen starke Intensitätsunterschiede bei den verschiedenen Mineralien dieser Gruppe. Die Farbe variiert von blassgrün bis grün. Die Doppelbrechung ist meist schwach, schwankt aber ebenfalls. Faserartige Bildungen mit höherer Doppelbrechung, die an Serpentin erinnern, gehen in schwach doppelbrechende Mineralien über. Anomale Interferenzfarben kennzeichnen alle diese Mineralien, meist sind sie dunkelblau mit Abweichungen gegen schwarz oder violett, selten dunkelbraun.

Ein Teil des Chlorites bildet sich auch aus Biotit. Gelegentlich tritt auch Biotit als sekundäre Bildung auf, besonders auffällig in einer Partie des Ganges am Piz Fontauna, wo der Biotit kleinere, durch Einschlüsse stark getrübe braune Blättchen bildet, die randlich andeutungsweise Chloritisierung zeigen. Diese Biotite bilden Häufchen in einer Masse von Calcit, Erz und Quarz, und scheinen mir sekundär, durch Neukristallisation entstanden zu sein.

Calcit bildet unregelmässige Häufchen, die meist braun gefärbt erscheinen und nur an Stellen, wo Sammelkristallisation möglich war, als grössere farblose Körner erscheinen. Wie weit andere Karbonate beigemischt sind, konnte nicht entschieden werden.

Quarz. Die unregelmässige Begrenzung und randliche Verwachsung mit der umgebenden Grundmasse sowie die Zunahme mit dem Fortschreiten der hydrothermalen Umwandlungen beweist, dass der Quarzgehalt hauptsächlich diesen sekundären Prozessen zu verdanken ist.

Auch der Gehalt an Erz ist davon abhängig.

2. DIE DIABASPORPHYRITE

In einer mikrokristallinen bis kryptokristallinen Grundmasse liegen idiomorphe Einsprenglinge von Augit und Plagioklas, seltener Orthaugite und Pseudomorphosen von Chlorit (letztere vielleicht nach Olivin).

Die Plagioklaseinsprenglinge bilden Kristalle bis 1 cm Länge, haben Tendenz zu isometrischer Ausbildung und zeigen oft Zonarstruktur. Makroskopisch erscheinen sie blassgrün. Es fällt schwer,

unter dem Mikroskop noch ein gut erhaltenes Fragment zu finden, das die feine Lamellierung der basischen Plagioklase erkennen lässt. Das Mineral ist in Epidot, Zoisit (+ Calcit?), Erz und Sericit umgewandelt.

Die Einsprenglinge zeigen häufig Einschlüsse von idiomorphem, isometrischem Augit, der in einer ganz bestimmten Periode der Plagioklasbildung ausgeschieden wurde, da er in diesen in einer bestimmten Zone angeordnet erscheint. Daneben finden sich auch noch Einschlüsse von Quarz und sogar myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, selten auch Hornblende und Chlorit.

Die bis 3 mm grossen, idiomorphen Einsprenglinge von Augit zeigen meist einen Stich ins Rötliche. Zwillinge sind häufig. Die grösseren Individuen zeigen gelegentlich eine durch unregelmässige Einschlüsse von Plagioklas verursachte poikilitische Struktur. In mehreren Fällen wurde eine durch Protoklase verursachte Krümmung der Augitkristalle beobachtet.

Fleckenweise ist der Augit in eine blaugrün-hellgelb pleochroitische, faserige Hornblende umgewandelt, die immer kleine Körnchen von Epidot und Titanit (?) führt.

Orthaugit. Der meist mit dem Augit parallel verwachsene Orthaugit ist schwach pleochroitisch und wenig gefärbt.

n_p = blaugraugrün, n_a = farblos.

Er gehört in die Reihe Enstatit-Hypersthen. Dieses Mineral wird in blassgrünen, schwach doppelbrechenden Bastit umgewandelt, wobei immer ein Kristall von Bastit einen Orthaugit völlig ersetzt. Dabei werden unbestimmbare, hoch brechende Körner, vielleicht von Epidot, gebildet.

Bemerkenswert ist die Beobachtung, dass die Kristallisation von Orthaugit nach derjenigen von Augit erfolgt ist.

Die aus dem Augit entstandene Hornblende ist etwas lebhafter gefärbt als der Orthaugit und zeigt stärkeren Pleochroismus und schiefe Auslöschung. Sie geht in einen Chlorit über, dessen Doppelbrechung schwächer ist als diejenige des Bastits.

Grundmasse. Dieselben Mineralien, die als Einsprenglinge auftreten, bilden auch die Grundmasse, deren Hauptanteil divergentstrahlig angeordneter, meist stark umgewandelter Plagioklas ist. Daneben finden sich noch Erz und gelegentlich Karbonat und Quarz und stets auch Apatit.

3. HORNBLENDEDIABASE

Gesteine, in denen Hornblende als primärer Gemengteil, z. T.

neben, z. T. ohne Augit auftritt, finden sich besonders zahlreich im Nunagebiet. Nördlich vom Inn ist dieser Typus durch den Gang der Fuorcla Linard vertreten.

Ähnliche Ganggesteine beschrieb HAMMER besonders aus dem Ötztal (21 a). Er nennt sie Spessartitdiabase. Tatsächlich neigen sie zur Ausbildung der panidiomorphen Struktur der Lamprophyre; aber ihr Zusammenhang mit den eigentlichen Diabasen ist eindeutig und sehr eng — man darf sie nicht als Lamprophyre bezeichnen —, deshalb ziehen wir die Bezeichnung Hornblendediabas vor.

Die in Rede stehenden Gesteine sind etwas heller als die gewöhnlichen Diabase.

Der Plagioklas bildet auch hier den Hauptgemengteil. Er hat die Tendenz zu isometrischer Ausbildung und zeigt häufig Zonarstruktur. Auch hier ist der basische Kern in der Regel in eine von dunklem Pigment durchsetzte Masse von Sericit umgewandelt und nur mehr der Albitrand intakt. Die Bestimmung eines Plagioklases nach FEDOROFF ergab einen An-Gehalt von 30 %.

Augitrelikte wurden nur in drei Gängen beobachtet. Es handelt sich um einen blassbraunen Titan-Augit, der in diesen Gängen teilweise, in andern aber vollkommen ersetzt wird durch ein blassgrünes, ganz schwach pleochroitisches Mineral. Dieses ist zweiachsig, negativ, $2V = 80^\circ$, Auslöschungsschiefe 15° (n_γ/c). Dieses auf Kosten des Augites unter Abscheidung von Erz gebildete Mineral ist eine Hornblende. Der stets vorhandene Quarz, der bis 5 % des Gesteins ausmacht, füllt immer die Interstitien aus. Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind häufig.

Orthoklas wurde auch hier nirgends beobachtet.

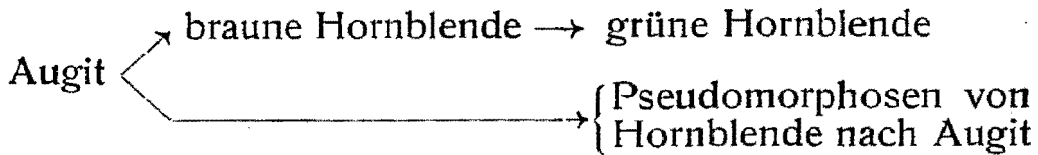
Charakteristisch für diese Gesteine ist der Gehalt an brauner oder braungrüner Hornblende. Sie ist in der Regel randlich mit dem Augit oder mit den eben erwähnten Pseudomorphosen nach Augit verwachsen. Nur dort, wo sie als dunkler Gemengteil dominiert, zeigt sie wohlausgebildete Formen. Der Pleochroismus ist sehr deutlich.

n_γ = dunkelbraun, n_β = braun, n_α = gelbbraun.

Die braune Hornblende ist dann randlich wiederum oft mit einer grünen verwachsen.

n_γ = blaugrün, n_β = grün, n_α = blassgelb.

Es ist beachtenswert, dass in diesen Gesteinen drei gut unterscheidbare Generationen von Hornblenden auftreten. Jede kennzeichnet ein bestimmtes Stadium der Gesteinsbildung. Zeitlich muss man sie, zusammen mit dem Augit, folgenderweise ordnen:



Epidot und Zoisit, Erz, Chlorit und Apatit sind in untergeordneter Menge vorhanden. Der Epidot zeigt vorzügliche morphologische Ausbildung. Dies und seine Verteilung sprechen für primäre Herkunft des Minerals.

4. HORNBLENDEBIOTITDIABASE

Von dem oben beschriebenen Typus bis zu Gesteinen, in denen der Biotit als dunkler Gemengteil überwiegt, finden sich alle Übergänge. Auch örtlich ist der Zusammenhang gewahrt, denn ausser in der Nunagruppe findet man Vertreter nur am Plattenhorn und am E-Grat des Piz Saglains. HAMMER nennt diese Gesteine Kersantitdiabase (20, 21 a).

Augit ist in diesen Gängen nicht mehr vorhanden. Die mit dem Biotit vergesellschaftete Hornblende ist stets grün und lebhaft pleochroitisch. Nirgends wurde braune Hornblende zusammen mit Biotit beobachtet. Der braune Biotit bildet mit Erz zusammen häufig Nester. Das Erz erscheint in Skelettform und ist stets von einem Leukoxenrand umgeben. Eigentümlich sind auch Nester von wohlausgebildetem Epidot.

Quarz ist meist vorhanden und füllt die Interstitien aus.

Die Resultate einer chemischen Analyse dieses Gesteins sind weiter unten angegeben.

5. GESCHIEFERTE DIABASE

In mehreren Fällen lässt sich eine Schieferung der Diabase erkennen. Es ist beachtenswert, dass Schieferung und Kataklastik sich vorwiegend in jenen Gängen bemerkbar machen, die in der Nähe der alpinen Überschiebungslinie liegen. Dies ist so ausgeprägt, dass diese Gesteine den Verlauf dieser Linie charakterisieren. Dabei ist eine Abnahme der Presswirkungen mit der Entfernung von der Überschiebungslinie deutlich zu erkennen. Dies wird besonders auffällig, wenn man zwei Gänge am Osthang der Val Sulsana vergleicht, von denen der eine ca. 50 m, der andere über 1000 m von der Überschiebung entfernt ist. (Die Überschiebungsfläche wird dabei als senkrecht stehend angenommen, wofür die Intersektion mit dem Gelände spricht.) Auch mehr im Innern der Decke findet man gelegentlich gepresste Ganggesteine, aber weit weniger häufig und nicht mit derselben Gesetzmässigkeit.

Die durch die Überschiebungen erzielten Umwandlungen prägen sich vor allem in der Textur aus, während die dadurch bewirkten Mineralumwandlungen einen gewissen Grad nicht überschreiten. Die ursprünglichen Gemengteile sind gegen Stress empfindlich, der Plagioklas scheinbar mehr als der Augit, was aber auf dessen vorherige Umwandlung in Sericit und Epidot zurückzuführen ist. Es ist überhaupt oft schwer, die postmagmatischen Umwandlungen von den durch Stress bewirkten zu trennen. Letztere haben die Ersteren wahrscheinlich oft nur verstärkt.

Die ersten Anzeichen der Einwirkung eines gerichteten Druckes äussern sich in einem Zerbrechen der Plagioklasleisten und einer Tendenz zur Parallelorientierung der zerbrochenen Teile. Die frühere Zwischenklemm-Masse, bestehend aus Chlorit und Erz neben wenig Sericit und Epidot, sammelt sich bereits zu kurzen Flasern.

Ganz besonders schön zeigt ein Diabasporphyrit der Val Barlasch die weitere Entwicklung der Kataklaswirkungen. Die Plagioklaseinsprenglinge sind zu Linsen und schmalen Bändern ausgezogen, aber bei gekreuzten Nicols als solche noch erkennbar durch ihre Häufung von Sericit und Epidot. Die z. T. uralisierten Augite zeigen, wenn sie angenähert isometrisch sind, deutlich, wie sich die Grundmasse auf der einen Seite staut und auf der anderen Seite eine Art toten Raumes schafft. Langgestreckte Augitindividuen liegen mit der Längsaxe in der Schieferungsrichtung. Die Grundmasse zeigt ausgeprägte Paralleltextur. Hellere und dunklere Flasern wechseln anschwellend und abnehmend miteinander ab. Die dunkleren, grüngefärbten Flasern führen neben Hornblende vor allem Chlorit und Epidot. In ihnen häufen sich die Erzkörner, während die aus Sericit und Quarz (+ Talk?) gebildeten hellen Flasern davon frei sind.

Eine noch weitergehende Zerstörung der ursprünglichen Struktur und des Mineralbestandes zeigt ein Gestein aus der Nunagruppe. Ein helles, äusserst feinfilziges Gewebe von Sericit, Feldspat und Quarz ist durchzogen von dünnen, dunkel pigmentierten Fasern, von Streifen schwarzen Erzes und von Quarzschnüren. Das Gestein führt reichlich durch Sammelkristallisation gebildete Epidotkörner.

Bemerkenswert sind aber vor allem aderartig verlaufende, fast isotrope Partien, in denen noch eckige Trümmer von Mineralaggregaten zu erkennen sind. Diese fast isotropen Partien erweisen sich bei stärkster Vergrösserung als ein Teig von feinen, völlig zertrümmerten und ineinander verzahnten Körnern, die als Ganzes infolge dieser Zermahlung eine niedrige Doppelbrechung zeigen.

Durch Diaphtorese werden also die ursprünglichen Mineralien z. T. mechanisch zerstört und die Neubildung vor allem von Epidot, dann auch von Chlorit, Sericit und Quarz gefördert.

In Anbetracht der geringen Widerstandskraft der ursprünglichen Mineralien gegenüber mechanischer Beanspruchung, die bereits durch hydrothermale Umwandlungen z. T. untergraben wurde, erscheinen auch hier die Einwirkungen der alpinen Tektonik nicht als besonders stark.

MIAROLITHISCHE BILDUNGEN

Die folgenden Erscheinungen werden hauptsächlich in dem schon mehrfach erwähnten Gange am Piz Fontauna beobachtet. Sie fehlen aber auch in andern Gängen nicht. Wie schon oben erwähnt, wurden im hangenden Salband dieses Ganges bis 1 cm grosse, helle, unregelmässige Einschlüsse beobachtet. Unter dem Mikroskop erwiesen sich diese Einschlüsse als ehemalige, durch Neubildungen gefüllte Hohlräume. Eine scharfe Begrenzung der Einschlüsse durch die Grundmasse oder ein radiales Hineinwachsen der begrenzenden Kristalle in einen ehemaligen Hohlraum ist nirgends zu beobachten. Das bedeutet, dass die Hohlräume bei Abschluss der Kristallisation des Magmas noch nicht existierten. Es ist naheliegend, deren Bildung der Einwirkung des Druckes zuzuschreiben, der durch die Abspaltung einer gasförmigen Phase am Ende der Erstarrung des Magmas entstand. Wir haben es also mit miarolithischen Gebilden zu tun.

Die Hohlräume sind hauptsächlich mit Albit ausgefüllt, der auch teilweise in unregelmässigen Rissen und Löchern der Randpartien sich gebildet hat und allen andern Mineralien gegenüber idiomorphe Umrisse zeigt. Diese kompakten Albite sind teilweise oder gänzlich von myrmekitähnlichen Bildungen eingeschlossen, die sich als Verwachsungen von Quarz und Albit erweisen. Sie stellen z. T. wurmförmige Einbuchtungen des Quarzes in den Albit dar und dürften als synantetische Bildungen zu betrachten sein. Die zuletzt ausgeschiedenen Mineralien sind brauner bis grüner Epidot, Calcit und etwas Erz. Epidot kristallisiert dabei gelegentlich in radialer Anordnung um Albit als Kristallisationszentrum aus. Im Kontakte mit Erzkörnern zeigt der Epidot lebhaft grüne Farbe und ausgeprägten Pleochroismus (Pistazit). Bemerkenswerterweise findet man in den Feldspäten der Grundmasse dieses Gesteines überall reichlich Körner von Epidot, trotzdem die Feldspäte selbst sehr frisch erscheinen.

Gegen Calcit ist Epidot idiomorph, ebenso Quarz gegen Calcit. Epidot und Quarz scheinen unmittelbar aufeinander zu folgen. Wo

die an Karbonat gesättigte Lösung mit dem Albit direkt in Kontakt kam, scheint sie ihn aufgelöst und durch Calcit ersetzt zu haben. Die Ausscheidungsfolge stellt sich als eine einzige, einfache Serie wie folgt dar:

Albit
Myrmekit, Epidot
Quarz
Calcit
Erz

Diese Mineralien findet man auch in einzelnen dünnen Rissen, die das Gestein durchziehen. Dabei wächst der zuerst aus der Lösung abgesetzte Albit in völlig paralleler Orientierung und als unmittelbare Fortsetzung der durch den Riss zerbrochenen Plagioklase der Grundmasse weiter. Sogar die Zwillingslamellen setzen sich in den Albit hinein fort. Dies ist nur denkbar, wenn die Kristallisation des Mineralen sehr langsam erfolgen konnte. Die Reinheit des Albites spricht für seine Bildung aus wässerigen Lösungen, desgleichen der Calcit, der z. T. als Einschluss in ihm vorhanden ist.

Sowohl die Mineralparagenese wie die besondere Beschaffenheit der Mineralien spricht für eine allmähliche Absonderung derselben aus gesättigten wässerigen Lösungen. Die Reihenfolge der Mineralbildung ist ein Ausdruck der sich ändernden Lösungsbedingungen, die bei sinkender Temperatur eintreten müssen.

Irgendwelche Umwandlungen des Nebengesteins, die an das Eindringen dieser Lösungen in die Hohlräume und Risse gebunden wären, sind nicht beobachtet worden.

MYRMEKITÄHNLICHE VERWACHSUNGEN

Es dürfte kaum ein Zufall sein, dass in demselben Gang, der die eben erwähnten Einschlüsse führt, die Interstitien mit myrmekitischen Verwachsungen erfüllt sind und zwar auch in jenem Teil des Ganges, der frei ist von Bildungen der beschriebenen Art.

Je nach der geometrischen Begrenzung oder der Zusammensetzung möchte ich drei Arten von Verwachsungen dieses Charakters unterscheiden.

1. Verwachsungen von Quarz und Albit, welche allgemein auf die Interstitien beschränkt sind und deutlich an den Umrissen der Feldspäte absetzen. Die Richtung der Verfingerung oder Verwachsung steht dabei senkrecht zur Grenze des Plagioklases. Die Quarzfortsätze vereinigen sich dabei sehr oft in einer zentralen, geschlos-

senen Quarzfläche. Der Feldspat wurde überall als Albit bestimmt; Orthoklas konnte nirgends mit Bestimmtheit nachgewiesen werden.

2. Verwachsungen von Quarz mit primären Plagioklasindividuen der Grundmasse. In mehreren Fällen ersetzen diese myrmekitischen Bildungen den Plagioklas, durch dessen kristallographische Richtungen ihr Wachstum bestimmt wurde. Das erste Stadium dieses Vorganges zeigen sehr schwach doppelbrechende Flecken an, in deren Mitte bei stärkerer Entwicklung sich Quarz bildet. Der Übergang von Plagioklas zu Quarz ist ein stetiger und erfolgt durch eine schmale Zone hindurch, deren Ränder die Doppelbrechung von Quarz resp. von Plagioklas besitzen und deren Zentrum fast isotrop erscheint. Diese dunkle Zone entspricht vermutlich verschiedenen Silifizierungszonen des Feldspates.

3. Viel seltener wurden myrmekitähnliche Verwachsungen zwischen Feldspat oder Quarz und Chlorit gefunden. Ob der Chlorit in diesem Falle Biotit oder Feldspat ersetzt, kann man nicht mehr entscheiden.

Ähnliche Strukturen haben mehrere Autoren beschrieben und SEDERHOLM hat die bis jetzt beobachteten Tatsachen und widersprechenden Ansichten zusammengestellt und einer Diskussion unterzogen (41). Diese Erscheinungen haben im Zusammenhang mit grundsätzlichen petrogenetischen Betrachtungen BOWEN's eine grosse Bedeutung erlangt (5, 6, 7).

Es scheint mir wahrscheinlich, dass der erste und der zweite hier genannte Fall zwei verschiedenen Phasen der Gesteinsbildung angehören. Im ersteren Falle ist die Annahme simultaner Kristallisation von Albit und Quarz mit den Beobachtungen vereinbar, ganz im Gegensatz zum zweiten Falle, wo augenfällig der Feldspat durch Quarz verdrängt wird und also einer späteren Periode angehört. Die ersteren Bildungen sind wahrscheinlich primärmagmatisch, die letzteren das Ergebnis der korrodierenden Wirkungen hydrothermalen Lösungen von Kieselsäure auf Feldspat. Der dritte Fall scheint genetisch eher zum ersten als zum zweiten zu gehören, jedoch muss dies wegen der Unsicherheit, die über die Rolle des Chlorites herrscht, ungeklärt bleiben.

Der Ersatz des Plagioklases durch Quarz (Fall 2) scheint mir in direktem Zusammenhang mit dem Eindringen der quarzreichen Lösung in die Hohlräume und der Bildung des dort beobachteten Myrmekites zu stehen. Trotzdem dies nicht durch Beobachtungen belegt werden kann, enthält die Annahme einer zeitlichen Koinzidenz der beiden Erscheinungen doch die einfachste Deutung.

ENDOGENE UMWANDLUNGEN

Im petrographischen Teil dieser Arbeit werden die Umwandlungen, denen die einzelnen Mineralien sukzessive unterworfen sind, beschrieben. Um einen Überblick über die Tendenz dieser Umwandlungen zu gewinnen, stelle ich sie hier nochmals im Zusammenhang dar. Links ist das Ausgangsmineral, rechts das Endprodukt seiner Umwandlung angegeben. Es ist zweckmässig, dabei den Kern des Plagioklases und seinen Albitrand getrennt zu betrachten, da sich beide sehr verschieden verhalten.

- | | | |
|--|---|------------------------------------|
| 1. Plagioklas (basischer Kern) | Sericit + Epidot + Zoisit
(selten Chlorit) | |
| | Sericit + Calcit + Quarz | |
| 2. Plagioklas (Albitrand) | Sericit (Paragonit?) + Albit ? | |
| 3. Augit | Hornblende + Erz | } z. T. in Calcit +
Quarz + Erz |
| 4. Orthaugit | Bastit | |
| 5. Biotit | Chlorit | |
| 6. Hornblende | Chlorit | |

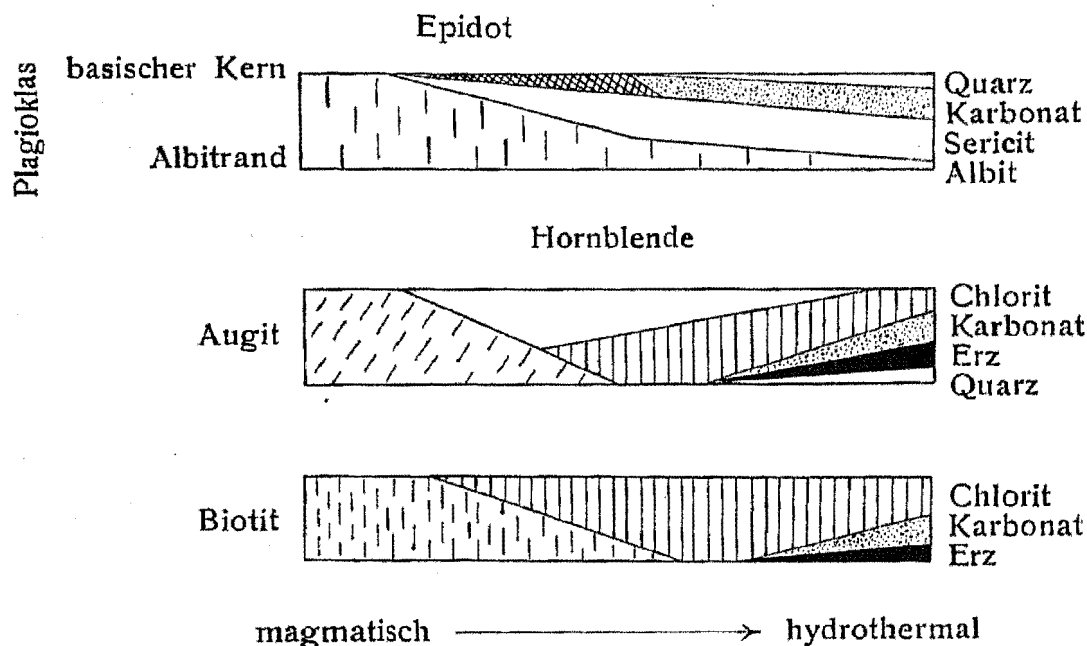


Fig. 2. Umbildung der magmatischen Gemengteile (Silvretta).

Ein anschauliches Bild der Umwandlungen von Plagioklas, Augit und Biotit gibt Fig. 2. Die femischen Bestandteile haben zunächst die Tendenz, Chlorit zu bilden, der aber im weiteren Verlauf der Umwandlung immer mehr durch Karbonat, Erz und Quarz ersetzt wird. Dasselbe Ziel scheint die Umwandlung von Plagioklas zu haben, der aber daneben noch Sericit bildet, der sich als stabil erweist.

Die Anzahl der Komponenten im umgewandelten Diabas ist grösser als in einem Gestein, das von sekundären Bildungen frei ist.

Die Umwandlung ist lückenlos zu verfolgen und erfolgt überall gleichsinnig. Das Endergebnis ist ein Gestein, das wesentlich aus Karbonat, Sericit und Erz mit untergeordneten Mengen von Quarz und Chlorit besteht.

Bemerkenswert ist die Beobachtung, dass hier Karbonat und Erz (+ Quarz) an Stelle von Chlorit treten. Ein Teil des Mg-Gehaltes des Chlorites mag hierbei in das Karbonat übergehen, ein Teil zusammen mit Eisen steckt wahrscheinlich in dem braunen Pigment, das all diesen sekundär gebildeten Calcit umgibt. Nur dort, wo er durch Sammelkristallisation sich neu gebildet hat, ist der Calcit klar und einschlussfrei.

Basischer Plag. (Kern)

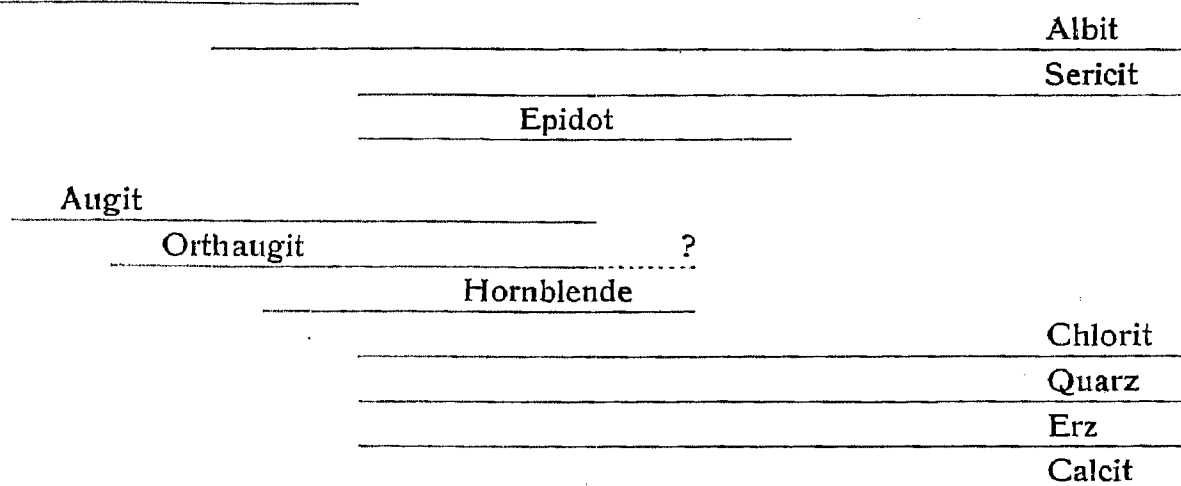


Fig. 3. Reihenfolge der Mineral-Bildungen und -Umwandlungen in den Diabasen der Silvretta.

Verdrängung von Chlorit durch Calcit erwähnt auch TOMKEIEFF, während WAGER in einer Arbeit über hydrothermale Umwandlungen im Whin Sill den umgekehrten Vorgang beschreibt.

Die schematische Darstellung der Fig. 3 ist ein Versuch, die zeitliche Aufeinanderfolge und den Existenzbereich der einzelnen Umwandlungen klarzulegen. Die zeitliche Korrelation kann in einzelnen Fällen mit Bestimmtheit festgelegt werden, in den meisten aber nicht. Vor allem kann man nicht eindeutig feststellen, ob die Umwandlung von Plagioklas vor derjenigen von Augit erfolgt oder umgekehrt: beide Fälle scheinen vorzukommen. Dies beweist eine gewisse Unabhängigkeit der beiden Mineralgruppen den Umwandlungen gegenüber.

Jeder vertikale Schnitt durch dies Schema ergibt eine wirklich vorhandene Mineralkombination. Man sieht aus dieser Darstellung, dass das Verschwinden von basischem Plagioklas und die Bildung

von Sericit und Epidot zeitlich zusammenfallen, ferner, dass zwischen der Zerstörung von Epidot und dem Auftreten von Calcit ein ursächlicher Zusammenhang bestehen muss, oder dass z. B. Albit sehr widerstandsfähig ist, gemessen an basischem Feldspat oder Augit, u. a. m.

Eine chemische Analyse eines umgewandelten Diabases wurde bis jetzt noch nicht ausgeführt, so dass man noch keine zuverlässige Übersicht über eventuell dabei stattfindende Stoffverschiebungen gewinnen kann. Immerhin ergeben sich aus der Gegenüberstellung der primären Mineralien mit den Endprodukten der hydrothermalen Umwandlung einige wertvolle qualitative Schlussfolgerungen.

Karbonat bildet prozentual einen grossen Anteil des umgewandelten Diabases. Es füllt auch als letzte Bildung noch vorhandene Hohlräume. Es muss also eine erhebliche Zufuhr von CO_2 , vielleicht auch von Calcit stattgefunden haben, dieses jedenfalls im Endstadium. Die Umbildungen sind durch wässrige Lösungen verursacht worden; dafür sprechen die wasserhaltigen Mineralien der sekundären Phase und der wahrscheinlich aus denselben Lösungen in den Hohlräumen abgeschiedene Albit.

Die so auffällige Widerstandskraft des Albitrandes der Plagioklasse ist vielleicht dem Umstande zuzuschreiben, dass die wässrige Lösung natronreich war. BAILEY und GRABHAM (3) haben in einer Arbeit über Albitisation von basischem Plagioklas die Ansicht ausgesprochen, dass die Endlösungen basaltischer Magmen reich an Na_2CO_3 seien. Diese Auffassung ist später mehrfach von anderen Autoren bestätigt und diskutiert worden, so von BOWEN (5), FENNER (14), WAGER (52) u. a.

Die Umwandlung der Diabase ist völlig unabhängig vom umgebenden Gestein. Es besteht keine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der umgewandelten und der nicht umgewandelten Diabase. Hingegen scheint eine gewisse Abhängigkeit des Erhaltungsgrades von der Höhe vorzuliegen, wie die Zusammenstellung (Tab. 1) zeigt, die folgendermassen gewonnen wurde.

Tabelle 1.

spez. Gew.	Anzahl der Diabase	
	über 2500 m	unter 2500 m
> 2,85	8	12
< 2,85	18	6

Es wurde das spezifische Gewicht von 50 verschiedenen Handstücken bestimmt. Das Mittel daraus ergab 2,85. Die 50 Bestimmungen wurden dann auf die mittlere Höhe der entsprechenden

Gänge bezogen, d. h. auf 2500 m. Es zeigte sich nun, dass die Mehrzahl der spezifisch leichteren Gesteine über die Durchschnittshöhe zu liegen kommt, die meistens spezifisch schwereren aber unter diesem Niveau liegen. Die genauen Zahlen gibt obenstehende Tabelle.

Diese Feststellung gewinnt ihren besonderen Wert durch den Nachweis, dass niedriges spezifisches Gewicht und hoher Grad der Umwandlung zusammenfallen. Wenig umgewandelte Gesteine haben ein höheres spezifisches Gewicht als stark umgewandelte. Also ist die obige Feststellung gleichbedeutend mit der Aussage, dass man auf weniger umgewandelte Gesteine trifft, je tiefer man geht. Freilich verwischt die verschiedene Korngrösse der Gesteine, mit der das Porenvolumen im Zusammenhang stehen kann, diese Unterschiede einigermaßen. Sie sind aber doch so ausgeprägt, dass man bei einem Gestein mit einem spezifischen Gewicht unter 2,80 mit grosser Sicherheit auf starke Umwandlung schliessen darf. Es zeigt sich übrigens, dass die Zerstörung des Plagioklases von unmerklichem Einfluss auf das spezifische Gewicht ist, und dass die Herabsetzung des spezifischen Gewichtes bei stark umgewandelten Gesteinen hauptsächlich auf die Umwandlung von Augit zurückzuführen ist.

URSACHEN DER UMWANDLUNGEN

Die Umwandlung zu Sericit, Chlorit, Calcit, Quarz und Erz wird von vielen Petrographen als Ergebnis der Verwitterung betrachtet. Wir fassen sie hier als Ergebnis pneumatolytisch-hydrothermalen Vorgänge auf, als endogene metasomatische Prozesse, die durch juvenile Lösungen verursacht wurden. Gegen den Einfluss der Verwitterung sprechen folgende Gründe:

1. Das frische Aussehen der Gesteine. Nirgends sind Anzeichen der Oxydation, selbst bei völlig umgewandelten Diabasen, zu erkennen.

2. Tatsächlich auftretende Verwitterung ist nur auf eine schmale, meist rot gefärbte Randzone beschränkt, die ganz scharf absticht gegen das übrige Gestein.

3. Der Umstand, dass, mit Ausnahme der Gratpartien, im ganzen Gebiet keine Gesteine Zersetzung infolge von Verwitterung zeigen.

4. Die Ansicht, dass in den Alpen die Erosion im allgemeinen viel rascher fortschreitet als die Verwitterung.

Für einen pneumatolytisch-hydrothermalen Ursprung der beschriebenen Umwandlungen spricht der kontinuierliche Charakter der Mineral-Um- und -Neubildungen.

Der oben erwähnte, statistisch gefundene Zusammenhang zwischen Meereshöhe eines Ganges und der Intensität der Umbildungen in demselben erklärt sich damit, dass eben die flüchtigen Bestandteile sich in den höheren Partien eines Ganges anreichern. Diese Auffassung wird unterstützt durch die am Diabase des Piz Fontauna gemachte Beobachtung, wonach nur im hangenden Salbande miarolithische Bildungen vorhanden sind.

Der aussergewöhnlich hohe Alkaligehalt der Gesteine ist wahrscheinlich der Anreicherung in einer pneumatolytisch-hydrothermalen Phase zu verdanken. Natronzufuhr wird ja durch mehrere Beobachtungen wahrscheinlich gemacht. Von der Verwitterung müsste man aber gerade eine Verminderung des Alkaligehaltes erwarten.

Umwandlungen analoger Art und unzweifelhaft hydrothermalen Ursprungs sind bereits in mehreren Diabasen beobachtet und z. T. eingehend beschrieben worden, so hauptsächlich von amerikanischen und englischen Petrographen. Dabei zeigt sich eine grosse Übereinstimmung sowohl im Auftreten als auch in der Art der Umwandlungen.

CHEMISMUS DER DIABASE

Leider zeigen die meisten Diabase so starke Umwandlungserscheinungen, dass sie für eine chemische Analyse nicht mehr in Betracht kommen. Auch die erste hier analysierte Probe, die aus der zentralen Partie des Ganges vom Piz Fontauna stammt, ist nicht völlig frei von Umwandlungen, die möglicherweise den ursprünglichen Chemismus etwas verändert haben. Die Feldspäte dieses Gesteins sind frisch. Ihre Zusammensetzung schwankt zwischen 30 % und 40 % An. Der Augit ist in Hornblende umgewandelt. Etwas Chlorit und 5—10% titanreiches Erz sind vorhanden. Epidot ist vorhanden (2—5 %), hingegen konnte kein Karbonat festgestellt werden. Die Interstitien sind mit myrmekitischen Verwachsungen von Plagioklas und Quarz gefüllt.

Unter 2 in Tabelle 2 sind die Werte der chemischen Analyse eines Hornblendebiotitdiabases vom P. Saglains angeführt, der weiter oben beschrieben wurde. Das analysierte Gestein führt Plagioklas (30 % An) mit Hornblende und Biotit ungefähr zu gleichen Teilen und ist frei von Umwandlungen. Dementsprechend ist auch der Wassergehalt gering und CO₂ fehlt überhaupt.

Die rechts angegebenen Werte sind die von NIGOLI für die Klassifikation verwendeten Ausdrücke.

Tabelle 2.

1			2		
	Gew. %	NIGGLIwerte		Gew. %	NIGGLIwerte
SiO ₂	53,16	si = 163	SiO ₂	53,67	si = 157
TiO ₂	4,00	al = 22	TiO ₂	3,20	al = 26
Al ₂ O ₃	12,02	fm = 43	Al ₂ O ₃	15,07	fm = 38
Fe ₂ O ₃	7,62	c = 18	Fe ₂ O ₃	1,45	c = 20,5
FeO	4,42	alk = 17	FeO	7,65	alk = 15,5
MnO	0,02	k = 0,28	MnO	0,11	k = 0,29
MgO	2,97	mg = 0,32	MgO	3,65	mg = 0,42
CaO	5,53	qz = -5	CaO	6,45	qz = -5
Na ₂ O	4,10		Na ₂ O	3,81	
K ₂ O	2,44	Ls = 0,69	K ₂ O	2,31	Ls = 0,72
P ₂ O ₅	0,59	Fs = 0,34	P ₂ O ₅	0,66	Fs = 0,31
CO ₂	0,72	Qs = -0,03	CO ₂	—	Qs = -0,03
H ₂ O+	2,68		H ₂ O+	1,86	
H ₂ O-	0,10	spez. Gew. 2,82	H ₂ O-	0,06	
	<u>100,37</u>			<u>99,96</u>	

Analytiker: P. BEARTH

Tabelle 3.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	55,40	54,76	58,24	51,92	49,34	51,64
TiO ₂	4,17	3,26	1,40	2,46	2,59	1,95
Al ₂ O ₃	12,53	15,38	15,54	14,12	14,04	13,87
Fe ₂ O ₃	7,95	1,45	2,45	3,96	3,41	3,25
FeO	4,60	7,80	5,41	8,73	9,94	10,12
MnO	0,02	0,11	—	0,16	0,21	0,16
MgO	3,09	3,72	5,11	5,56	6,36	5,58
CaO	4,82	6,59	4,15	9,35	9,73	9,64
Na ₂ O	4,27	3,89	3,75	2,49	2,89	2,66
K ₂ O	2,54	2,37	3,95	0,89	1,00	0,73
P ₂ O ₅	0,61	0,67	n. best.	0,27	0,49	0,40
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1. Analyse des Diabases vom Piz Fontauna.
2. Analyse eines Hornblendebiotitdiabases vom P. Saglains.
3. Analyse eines Diabasporphyrites vom Sertigpass.
4. Durchschnitt von 6 Analysen vom Whin Sill.
5. „ von 50 Analysen von Plateau-Basalten.
6. „ von 11 Analysen von Dekkan-Basalt.

In Tabelle 3 sind diese Analysen nochmals auf wasserfreie Werte und 100 % umgerechnet. Die CO₂ wurde als CaCO₂ umgerechnet und die dafür nötige Menge von CaO von dem oben angegebenen abgezogen. Zum Vergleich ist in Tabelle 3 die Analyse eines Diabasporphyrites vom Sertigpass ebenso berechnet worden. Die ursprünglichen Werte sind in der Arbeit von ESCHER (13) angegeben. Kolonnen IV, V und VI geben die Durchschnittswerte von Analysen

aus anderen Gebieten. Sie sind einer Arbeit von DALY und BARTH (11) entnommen worden.

Ein Vergleich der Analysen I und II mit III zeigt ziemlich grosse Unterschiede in verschiedenen Werten, z. B. Fe_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 . Diese Differenzen dürften durch verschiedene Mengenverhältnisse und Unterschiede im Mineralbestand zu erklären sein, die für die Diabase und Diabasporphyrite charakteristisch sind. Bemerkenswert ist, dass die Porphyrite einen erheblich basischeren Plagioklas führen als die eigentlichen Diabase, wenigstens bestimmte ESCHER die Feldspäte der Grundmasse bei einem Porphyrit als Bytownit. Der höhere MgO -Gehalt bei III erklärt sich durch einen höheren Gehalt an Augit und vielleicht auch eine etwas andere Zusammensetzung dieses Minerals bei den Diabasporphyriten. Die Differenz im MgO -Gehalt ist übrigens nicht so gross, wie sie scheint, da in III das P_2O_5 nicht bestimmt wurde und somit der MgO -Betrag zu hoch erscheint. Der Betrag der Schwankungen in den verschiedenen Oxydwerten übersteigt nirgends die Differenzen, die man in anderen Gebieten beobachten kann.

Interessant ist der Vergleich zwischen der Analyse des Diabases und der des Hornblendebiotitdiabases. Diese beiden mineralogisch so verschiedenen Gesteine sind chemisch unbestreitbar eng verwandt. Der mineralogische Unterschied dürfte auf verschiedene Kristallisationsbedingungen zurückzuführen sein. Die Beobachtungen beweisen nun einwandfrei das Vorhandensein einer Reaktionsserie Augit \rightarrow braune Hornblende \rightarrow grüne Hornblende \rightarrow Biotit. Die Annahme drängt sich auf, dass in den Gesteinen, welche durch die letzten Glieder der Reaktionsserie gekennzeichnet sind, die Kristallisation langsamer erfolgte als in den augitführenden Diabasen. Die Bedingungen dafür scheinen im Osten besonders günstig gewesen zu sein. Auch die geologische Untersuchung legt es nahe, im Osten tiefer erodierte Teile des kristallinen Deckenkörpers anzunehmen.

Was aber die Gesteine der Silvretta von den petrographisch verwandten Typen, deren Chemismus durch die Analysen IV, V und VI dargestellt ist, stark unterscheidet, ist in erster Linie der hohe Alkaligehalt. Das Verhältnis $\left(\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}\right)$ wird dabei ebenfalls ein ganz anderes; es überschreitet in der Silvretta sogar den Wert $\frac{1}{2}$, während es bei den Durchschnittswerten der basaltischen Gesteine meist um $\frac{1}{3}$ herum liegt. Tatsächlich erinnern diese Gesteine in ihrem Chemismus viel mehr an Trachydolerite bis Trachyandesite als an gewöhnliche Basalte. Nur besitzen erstere bei gleichem Gehalt an Alkalien und SiO_2 durchwegs bedeutend mehr Tonerde. Auffällig ist die

grosse Verwandtschaft im Chemismus mit den Mugariten der Insel Skye, mit denen sie in dem hohen Alkaligehalt, den niedrigen CaO und MgO ausgezeichnet übereinstimmen, obwohl der Mineralbestand ein wesentlich anderer ist. Nirgends konnte in der Silvretta Orthoklas nachgewiesen werden, so dass man zur Schlussfolgerung gelangt, dass dieses Molekül vorwiegend in den Plagioklasen steckt.

Das analysierte Gestein I ist nicht frei von postmagmatischen Umbildungen. Diese pneumatolytisch-hydrothermalen Prozesse haben den rein magmatischen Charakter des Gesteins möglicherweise so verwischt, dass direkte Vergleiche mit dem Chemismus anderer Gesteine ihren eigentlichen Sinn verlieren.

BEMERKUNGEN ZUR INTRUSIONSMECHANIK

Aus der im ersten Kapitel beschriebenen Verteilung der Gänge sowohl, wie aus der petrographischen Untersuchung lassen sich gewisse Schlussfolgerungen über die Mechanik der Intrusion ziehen. Ich hielt es für zweckmässig, diese Folgerungen ihres hypothetischen Charakters wegen von der Beschreibung der Tatsachen scharf zu trennen.

Es sollen im Folgenden einige Punkte herausgehoben werden.

1. Weder der regionale Bau noch die lokale Beschaffenheit des umschliessenden Gesteins erklären die Verteilung und den Verlauf der Gänge.

Die auffälligste Tatsache, die Häufung der Gänge auf einen relativ kleinen Raum, lässt keinen Zusammenhang mit der Tektonik erkennen und ist auch völlig unabhängig von der Art des intrudierten Gesteins. Sie beweist nur eine regional beschränkte Ausdehnung des Magmaherdes.

Im ersten Kapitel wurde ferner das Fehlen einer bevorzugten Richtung in der Anordnung der Gänge hervorgehoben. Die Willkür im Streichen der Gänge ist charakteristisch für unser Gebiet. Sie dürfte ein Argument für das Fehlen einer regional wirksamen Kraft sein, die die Intrusionsspalten erzeugt oder den Intrusionsvorgang begleitet hätte. Vielleicht aber hat die komplexe Tektonik des intrudierten Gebietes die Wirkung eines solchen regionalen Momentes aufgehoben, das man sich gerade in der Anordnung der Gesamtheit der Gänge wirksam denken kann. Beachtenswert von diesem Gesichtspunkte aus ist jedenfalls die Parallelität der Längsaxe des südlichen Schwarmes mit der Linie des nördlichen Gangzuges.

Keine Feldbeobachtung spricht ferner dafür, dass der Verlauf eines Ganges durch das Nebengestein irgendwie bedingt wurde. Un-

vermittelte Richtungsänderungen eines Ganges erfolgen in einem homogenen Gesteinskomplex scheinbar gänzlich unmotiviert. Wie weit zur Zeit der Intrusion im Gesteinskörper vorhandene Spannungen präformierend auf die Gangbildung eingewirkt haben, lässt sich nicht beurteilen.

Am wahrscheinlichsten scheint mir die Auffassung zu sein, dass im Gesteinskörper vorhandene Spannungen durch die Intrusion selbst verstärkt und z. T. sogar bestimmt worden sind, was ihren Wechsel von Ort zu Ort verständlich machen würde und den plötzlichen Richtungswechsel, das Nebeneinander von horizontalen und vertikalen Gängen, erklären würde. Das Magma ist also nicht passiv in vorgebildete Spalten hineingepresst worden, sondern ist selbst aktiv und spaltenbildend eingedrungen. Dieser Vorgang hat vielleicht eine gewisse Analogie mit der Bildung starker Druckzonen, die im Vredefort-Gebiet in Transvaal die sogenannten Pseudotachylite erzeugten (19). Die weitgehenden pneumatolytisch-hydrothermalen Umbildungen weisen auf das Vorhandensein einer hochgespannten Dampfphase hin, die den Intrusionsvorgang aktiv beeinflusst haben kann.

Nun a g r u p p e. Mehr durch die Streichrichtung der Nebengesteine ist die Intrusion in der Nunagruppe beherrscht worden. In diesem Gebiete konvergieren die Gesteinszonen auf schmalem Raume, so dass ein solcher Einfluss ohne weiteres plausibel erscheint. Für diese Konvergenz sind sicher teilweise alpin-tektonische Vorgänge verantwortlich.

2. Die Intrusion der Diabase erfolgte gleichzeitig von verschiedenen Zentren aus.

Die Einheitlichkeit der Zusammensetzung der Gänge im ganzen Gebiete spricht für die Gleichzeitigkeit der ganzen Intrusion. Dagegen sprechen auch die Verschiedenheiten in der Struktur nicht; denn die eigentlichen Diabase und Diabasporphyrite finden sich nebeneinander in denselben Schwärmen, und niemals ist ein Durchkreuzen zweier Gänge beobachtet worden.

Im ersten Kapitel wurde auch die lokale Anhäufung der Gänge erwähnt und einige Orte aufgezählt, an denen sie besonders auffällt.

3. Die Intrusion erfolgte plötzlich.

Die oft geringe Mächtigkeit der Gänge setzt geringe Viscosität und rasche Intrusion voraus. Ohne diese Annahmen wäre eine so gleichmässige Intrusion auf oft grosse Distanzen nicht denkbar. Auch die gleichförmige Ausbildung der Gangmasse in struktureller und mineralogischer Hinsicht spricht dafür, dass keine wesentliche Kri-

stallisation während der Intrusion stattfinden konnte. Die Masse ist als Ganzes in einem Akte in die Spalten eingedrungen und dort auskristallisiert. Ophitische Struktur wäre anders nicht verständlich und auch die Abwesenheit von Fluidalstruktur spricht dafür. Bei einem langsamen Eindringen wäre ausserdem mehr Rücksicht auf den vorliegenden Bau des intrudierten Körpers zu erwarten.

Der tiefe Schmelzpunkt des basaltischen Magmas und der zweifelhafte Gehalt an flüchtigen Bestandteilen verhinderten ihrerseits eine zu rasche Kristallisation.

4. Die Intrusion erfolgte nicht in grosser Tiefe.

Wäre dies der Fall, so müsste das Bild der Intrusion ein ganz anderes sein. In grosser Tiefe herrschen in physikalischer Hinsicht auf verhältnismässig ausgedehnten Gebieten einheitliche Bedingungen, die in der Anordnung der Gänge sich abzeichnen müssten. Die Intrusion müsste ausserdem langsam erfolgt sein, wogegen alle unter 3. erwähnten Gründe sprechen.

VERGLEICH MIT ANDEREN GEBIETEN

Ein Vergleich mit anderen Gebieten basischer Gangintrusionen ist notwendig, um gewisse Eigentümlichkeiten der Silvretta noch schärfer herauszuheben. Besonders bemerkenswert sind in dieser Hinsicht die britischen Inseln Mull, Rum und Skye.

Eine Karte der Gänge von Skye oder Mull zeigt den prinzipiellen Unterschied in der Anordnung gegenüber der Silvretta. Die Richtung scheint auf den britischen Inseln von zwei Faktoren abhängig zu sein. Ursachen erster Ordnung haben einen deutlichen Parallelismus der Gänge erzwungen. Abweichungen haben ihren Grund in sekundären Ursachen, die ihren Ausdruck in einer lokalen Tendenz zu radialer Anordnung finden.

Das genaue Gegenteil davon ist in der Silvretta zu sehen. Hier scheinbar völlige Willkür, dort eine einheitliche, gesetzmässige Anordnung. Das liegt wohl daran, dass wir es in der Silvretta mit einer stark gefalteten Region zu tun haben, während die erwähnten Intrusionen in England in ungefalteten Gebieten stattfanden. Auf diesen grundsätzlichen Unterschied macht HARKER aufmerksam. Er bemerkt dann aber auch wörtlich: "Where there are definite axes of folding, there is often a tendency for the dykes to run at right angles to the axes, and they show, therefore, a parallel disposition, which, however, is less constant than the regional parallelism in a plateau country." Eine derartige Tendenz der Anordnung, wie sie auch im Gotthardmassiv sich zeigt, fehlt in der Silvretta vollkommen.

SCHLUSSWORT

Zu besonderem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. MAX REINHARD verpflichtet, der meine Arbeit im Felde und im Laboratorium stets auf jede mögliche Weise gefördert hat. Ebenso danke ich ihm sowie Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF und Herrn Prof. Dr. H. PREISWERK für die in Vorlesungen und auf Exkursionen gegebenen Anregungen. Herrn Dr. P. ESENWEIN schulde ich Dank für die Einführung in die Technik der Gesteinsanalyse.

Dankbare Erinnerungen verbinden mich auch mit der Bevölkerung des Albulatales und des Engadins, insbesondere von Latsch, Bergün und Zuoz. Unvergesslich bleiben mir die von Schönheit ausgefüllten, arbeitsreichen Sommertage in dieser prächtigen Landschaft.

LITERATURVERZEICHNIS

1. H. L. ALLING, The Mineralography of the Felspars. Journ. Geol. **29**, 1921, S. 193.
2. P. ARBENZ, Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Eclog. geol. **16**, 1920, S. 116.
3. E. B. BAILEY and G. W. GRABHAM, Albitization of Basic Plagioclase Felspar. Geol. Mag. **6**, 1909, S. 250.
4. BARRFILL, Manyville Mining District. Montana. Prof. Pap. 57. U. S. Geol. Surv. 1907, S. 157—159.
- 4 a. BODMER-BEDER, Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge. Neues Jahrb. für Min., Beil., Bd. **XII**, 1898.
5. N. L. BOWEN, The later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol. **23**, 1915.
6. — The Reaction Principles in Petrogenesis. Journ. Geol. **30**, 1922.
7. — The Evolution of the Igneous Rocks. 1928.
8. J. CADISCH, W. LEUPOLD, H. EUGSTER und R. BRAUCHLI, Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Heim-Festschrift, 1919.
9. R. J. COLONAY, The Final Consolidation Phenomena in the Crystallization of Igneous Rock. Journ. Geol. **31**, 1923. 169.
10. R. A. DALY, Igneous Rocks and their Origin.
11. R. A. DALY and T. BARTH, Dolerites associated with the Karroo System, South Afrika. Geol. Mag. **67**, 1930.
12. H. VON ECKERMANN, The Gevele Diabase. 1925.
13. F. ESCHER, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. 1921.
14. C. N. FENNER, The Watchung Basalt. Ann. New York Acad. Sc. **20**, II. 1920.
15. — The Katmai magmatic Province. Journ. Geol. 1926, S. 673.
16. — Crystallisation of Basalts. Am. Journ. Sc. 1929, S. 225.
17. ST. GHICA-BUDESTI, Les Plagioclases des Banatites. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **11**, 1931.
18. V. M. GOLDSCHMIDT, Economic Geology **17**, 1922, S. 105.
19. A. L. HALL and G. MOLLENGRAAFF, The Vredefort Mountain. 1925.
20. W. HAMMER, Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rassassergates. Verh. Geol. R. A. 1912, S. 121.

21. W. HAMMER, Über Pseudotachylit in den Ostalpen. 1931.
- 21 a. — Erläut. zur geol. Karte der Rep. Österreich, Bl. Ötztal. 1929.
22. A. HARKER, Natural History of Igneous Rocks.
23. A. HOLMES, The Nomenclature of Petrology. 1920.
24. A. HOLMES and H. F. HARWOOD, The age and composition of the Whin Sill. Min. Mag. 1928.
25. J. JAKOB, Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. 1928.
26. A. JOHANNSEN, Essentials for the Microscopical Determination... 1922.
27. — On the use of the terms „Diabase“ and „Dolerite“. Journ. Geol. 35, 1927, S. 270.
28. A. LACROIX, Les enclaves des roches volcaniques. 1893.
29. Memoirs of the Geol. Surv. The Tertiary Igneous Rocks of Skye. 1904.
30. — Tertiary and Post Tertiary Geology of Mull. 1924.
31. P. NIGGLI, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
32. — Der Taveyannazsandstein... Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 2, 1922, S. 169.
33. — Gesteins- und Mineralprovinzen. I, 1923.
34. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7, 1927.
35. — Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. 1927.
36. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN und R. U. WINTERHALTER, Chemismus schweiz. Gesteine. 1931.
37. F. DE QUERVAIN, Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. VIII, 1928, S. 1.
38. M. REINHARD, Universaldrehtischmethoden. 1931.
39. H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie. 1877. II.
40. ROSENBUSCH-OSANN, Elemente der Gesteinslehre. 1923.
41. J. J. SEDERHOLM, On synantetic minerals. Bull. Com. Geol. Finl. 1916.
42. K. H. SCHEUMANN, Zur Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. Centralbl. für Min. 1922, S. 495.
43. E. V. SHANNON, Intrusive Triassic Diabase. Proc. U. S. Nat. Museum. 66, 1924.
44. F. SPAENHAUER, Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 12, 1932.
45. G. STACHE und C. v. JOHN, Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe. Jahrb. geol. R. A. 1877.
46. R. STAUB, Über Alter, Wesen und Ursache der Gesteinsmetam. in Graubünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. 1920.
47. — Die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 1922, S. 78.
48. — Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 52, 1923.
49. A. STRECKEISEN, Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 8, 1928, S. 87.
50. S. J. TOMKEIEFF, On some chloritic minerals. Min. Mag. 1921, 21.
51. — A contribution to the petrology of the Whin Sill.
52. L. R. WAGER, Metasomatism in the Whin Sill. Geol. Mag. 66, 1929.
53. N. S. WASHINGTON, Chemical Analysis of Rocks. 1930.
54. N. H. and A. N. WINCHELL, Elements of Optical Mineralogy. 1927.

Eingegangen: 15. Januar 1932.

