Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 12 (1932)

Heft: 2

Artikel: Geologie und Petrographie der Keschgruppe

Autor: Bearth, P.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-13330

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Geologie und Petrographie der Keschgruppe

Von *P. Bearth* in Basel

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite
Übersicht 256
Die Orthogneise 258
a) Grobflaserige Augengneise 258
b) Streifengneise 260
c) Aplitische und aplitisch-pegmatitische Orthogneise . . . 260
d) Einschluß im Orthogneis 261
Aplite 261
Pegmatite 262
Mylonite 262
Bemerkungen zur Genese der Orthogesteine 263
Paragneise 265
a) Biotitschiefergneise 266
b) Hornfelsartige Paragneise 266
c) Feldspatknotengneise 266
d) Quarzitische Gneise 266
e) Hornblendeführende Einschlüsse 267
Graphitische Schiefer 267
Mischgneise 267
a) Glimmerreiche Augengneise 267
b) Injektionsgneise 268
Die Kontaktzone des Munt Platta Naira 268
Kristallisationsfolge 271
Einlagerungen von Amphibolit 271
Zum Chemismus der Gesteine 272
Zur Genese der Gesteine des Munt Platta Naira 272
Regionale Beziehungen 273
Amphibolite 275
Diabase 275
Kalklinsen im Orthogneis 276
Zur Tektonik der Keschgruppe 277
Literaturverzeichnis 278

Die Grundlage der folgenden Arbeit bildet die geologische Aufnahme eines Teiles der Silvrettadecke im Masstab 1:25 000. Der markanteste Punkt des Gebirgsstückes bildet der Piz Kesch, zugleich die höchste Erhebung in der Silvretta, nach dem also auch dieses Gebiet benannt werden soll. Die Feldarbeiten wurden in den Sommer-

monaten 1928—1929 ausgeführt, im Anschluss an die von A. STRECKEISEN (**24**) und F. SPAENHAUER (**22**) bereits begonnene Kartierung des schweizerischen Teiles der Silvrettadecke. Die beiliegende Karte im Masstab 1:50 000, welche die wesentlichen Ergebnisse dieser Arbeit enthält, schliesst direkt westlich an die von F. SPAENHAUER in den S. M. P. M., Bd. XII, 1932 gegebene Darstellung der Vadret-Sursuragruppe an. Bezüglich der Eingliederung dieser Einzelgebiete in den Gesamtbauplan des Silvrettakristallins vergleiche man die in derselben Nummer dieser Zeitschrift von P. BEARTH (**1**) gegebene Übersichtskarte der Silvrettadecke. Was die Geschichte der geologischen Erforschung der Silvretta betrifft, verweise ich ebenfalls auf die Arbeiten von STRECKEISEN und SPAENHAUER.

Das hier als Keschgruppe bezeichnete Gebirgsstück wird im Westen durch den oberen Teil der Val Tuors und durch die Val Plazbi begrenzt, im Norden durch die Lais-da-Raveis-ch, Val Sertig und Val Fontauna, im Osten durch die Val Sulsana. Die südliche Begrenzung wird gebildet durch die Intersektion der Überschiebungsfläche Campodecke-Silvrettadecke mit der Oberfläche. Diese Linie läuft von der hintersten Val Plazbi in östlicher Richtung über die Fuorcla Pischa zur Rascher-Hütte und der Alp Griatschauls nach Sulsana hinunter.

Die Untersuchungen ergaben folgende generelle Unterteilung der Gesteine, welche dieses Gebiet aufbauen:

1. Ein Komplex saurer Orthogneise, in allem identisch mit den von A. STRECKEISEN und F. SPAENHAUER beschriebenen Typen. Sie sind jünger als die unter 3. und 4. angeführten Gesteine sedimentären Ursprungs.

Zu dieser Gruppe sind auch die wenigen Aplite und Pegmatite zu rechnen.

2. Mischgesteine, in denen eine innige Vermischung von Ortho- und Paramaterial vorliegt.

3. Paragneise. Dazu zählen wir verschiedene Typen ursprünglich sedimentärer Gesteine. Unter ihnen ist die Gruppe der Tonerde-Silikat-Gneise noch besonders durch die Merkmale eines pneumatolytischen Kontaktes ausgezeichnet.

In diese Gruppe gehören auch einzelne schmale quarzitische Einlagerungen und einige Graphitlinsen.

4. Amphibolite.

5. Diabase.

In dieser Arbeit beschränken wir uns hauptsächlich auf die Angabe der verschiedenen Gesteinstypen und deren Verteilung; die Be-

schreibung des Mineralbestandes dürfen wir um so eher kurz fassen, als A. STRECKEISEN und F. SPAENHAUER in ihren oben erwähnten Arbeiten denselben eingehend behandeln.

Tektonisch bildet die Keschgruppe einen Teil der oberostalpinen Silvrettadecke. Sie ist die unmittelbare westliche Fortsetzung der Vadret-Sursura-Gruppe, welche — petrographisch mannigfaltiger — sich vor allem durch die grossen Amphibolitzüge vom Keschgebiet unterscheidet. Die Keschmasse entspricht, dies zeigt ein Blick auf die Übersichtskarte, einer axial nach Westen aufsteigenden Orthogneismasse. Die weitere, zum Teil eingewickelte westliche Fortsetzung in der Gruppe des Piz Fregslas trägt denselben petrographischen Charakter. Die Nähe des West- und Südrandes der Decke macht sich auch im Keschgebiet in einer allgemein verbreiteten Kataklase bemerkbar, die am stärksten im Süden und Westen sich ausprägt, aber auch in den übrigen Teilen nicht fehlt.

Nach der STAUB'schen Darstellung (**23**) würde die Keschgruppe zur Ötztalmasse zu zählen sein. Da aber die von ihm postulierte Trennungslinie in der schweizerischen Silvretta nicht vorhanden ist, so fällt diese Zweiteilung für uns weg.

DIE ORTHOGNEISE

Wir unterscheiden drei geologisch wichtige Typen, die rein makroskopisch schon voneinander unterscheidbar sind:

a) Grobflaserige Augengneise. (Identisch mit den Flüela-Granitgneisen von STRECKEISEN.)

b) Biotitreiche Streifengneise.

c) Aplitische und aplitisch-pegmatitische Gneise.

Als besondere Gruppe zählen wir noch dazu die Aplite und Pegmatite.

Diese Unterteilung ist lediglich als beschreibendes Schema aufzufassen. In der Natur ist sie nicht durchführbar, vielmehr müssen die verschiedenen, räumlich eng verbundenen Typen genetisch und kartographisch durchaus als eine Einheit betrachtet und behandelt werden. Jedes detaillierte Profil demonstriert ihre Zusammengehörigkeit. Immerhin gibt es Bezirke, in denen der eine oder der andere dieser Typen dominiert und so eine gewisse geologische Selbständigkeit gewinnt.

a) Die grobflaserigen Augengneise

Dieses typische Gestein baut in der Hauptsache die Gruppe Piz Forum-Piz Murtelet auf. Nirgends sind die grobflaserigen Augen-

gneise in charakteristischerer Ausbildung zu sehen als am Piz Forun oder an der Nordflanke des Piz Murtelet. Sie ziehen nördlich bis an das Kühalphorn heran und greifen dann über den Südhang der Val Fontauna nach der Val Müsella hinüber. Der Piz Griatschauls wird ebenfalls von grobflaserigem Augengneis von etwas abweichendem Typus aufgebaut. Diese Abweichung ist durch sehr starke Kataklase bedingt.

In der Regel zeigen die Augengneise deutliche Schieferung. Lokal kann diese allerdings so stark zurücktreten, dass die Gesteine granitischen Habitus erhalten.

Die Orthogneise sind grau, hellrot anwitternd, mit grossen Orthoklasaugen, eingebettet in Flasern von Biotit und Muskowit. Die Füllmasse zwischen den Flasern wird hauptsächlich von Plagioklas und Quarz gebildet.

Mineralbestand:

Der Plagioklas ist ein saurer Oligoklas mit ca. 10% An. Nur selten findet man einen basischen Oligoklas mit bis 25 % An. Meist sind die Plagioklase stark sericitisiert. Hie und da beobachtet man inverse Zonarstruktur.

Die Plagioklase der Augengneise führen oft zahlreiche hoch doppelbrechende, kristallographisch gut ausgebildete Mikrolithen. Unter diesen überwiegt der Muskowit, daneben aber findet man auch Biotit, Epidot und Zoisit. Oft beschränken sich diese Mikrolithenhaufen auf den Kern eines Plagioklaskristalles. Sie sind ausserdem vorwiegend in Feldspäten beobachtet worden, die rings von Orthoklassubstanz umschlossen werden und die häufig korrodierte Ränder zeigen. Durch diesen Mikrolithengehalt kontrastieren die Plagioklase besonders unter gekreuzten Nikols scharf mit dem mikrolithenfreien Kalifeldspat. Spindelförmige Einschlüsse von Kalknatronfeldspäten sind ebenfalls oft von den oben genannten Mineralien begleitet.

Diese Mikrolithen sind auf die Augengneise beschränkt; in einem einzigen Falle fanden sich solche auch in einem aplitischen Gneis der Botta Bruonz.

Der häufig nach dem Karlsbadergesetz verzwillingte Kalifeldspat bildet die grossen Augen dieser Gesteine. Perthitische Entmischungsstrukturen sind stark verbreitet, ebenso ist Mikroklingitterung sehr häufig. In der Grundmasse ist Orthoklas in Form von Fetzen und Körnern eingelagert, oft siebartig von kleinen Glimmerfetzen durchsetzt. Die bis 5 cm grossen Porphyroblasten führen fast

immer Einschlüsse von Plagioklas, häufig auch von Quarz. Myrmekitische Bildungen sind nicht häufig.

Der oft diablastisch mit Kalifeldspat verwachsene Quarz, der bis 40 % des Gefüges bilden kann, zeigt stets undulöse Auslöschung, gelegentlich auch eine durch Differentialbewegungen hervorgerufene Lamellierung.

Biotit in wechselnden Mengen bildet den wichtigsten dunklen Gemengteil (5—10 Vol.%). Pleochroismus: n_α = lichtgelb, n_β = gelbbraun, n_γ = dunkelrotbraun. Er ist oft unter Abscheidung von Erz chloritisiert.

Muskowit spielt in diesen Typen eine untergeordnete Rolle, fehlt aber doch selten in einem Schliff. Er ist meist mit Biotit vergesellschaftet.

Nebengemengteile sind: Erz, Apatit, Granat, Epidot, Zoisit, Titanit, Zirkon, Calcit und Orthit.

b) Streifengneise

Im Mineralbestand ist kein Unterschied vorhanden gegenüber den Augengneisen. Die Streifengneise zeigen meist einen etwas höheren Biotitgehalt. Die Unterschiede sind mehr struktureller Natur. Die Kalifeldspataugen erscheinen ersetzt durch dünne Orthoklaslagen und -streifen; überhaupt ist ein bis in mikroskopische Dimensionen reichender lagiger Wechsel von Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Biotit zu bemerken.

Der kontinuierliche Übergang in grobflaserige Augengneise ist an vielen Orten zu beobachten.

Ihre Hauptverbreitung haben diese Gesteine am Piz Val Müra, Piz Virogla und in der Val Müsella. Auch der Kesch-Gneis ist zur Hauptsache ein Streifengneis, allerdings durch Kataklase stark in seinem äusseren Habitus verändert.

Die Streifengneise gehen an mehreren Orten in typische Mischgneise über. Sie dürften als Ganzes genommen kaum mehr einen völlig reinen Orthocharakter besitzen.

c) Aplitische und aplitisch-pegmatitische Orthogneise

Diese Gesteinstypen bilden fast den ganzen westlichen Rand unseres Gebietes, allerdings auch hier oft alternierend mit Augengneisen und Streifengneisen. Sie sind ferner am Piz Villuoch vertreten und als Einlagerungen überall in den grobflaserigen Augengneisen zu treffen. Ein vereinzeltes schönes Vorkommen eines apli-

tischen Gneises ist in einem Anschnitt mitten in den Moränen unterhalb der Botta Bruonz aufgeschlossen. Das Gestein lässt makroskopisch neben Quarz und Feldspat noch Muskowit erkennen. Der höhere Gehalt an Muskowit, der öfters den Biotit völlig ersetzt, ist neben dem feineren Korn das Hauptkennzeichen der aplitischen Gesteine. Diese Merkmale treffen auch für die aplitisch-pegmatitischen Gesteine zu. Der Unterschied liegt in der Korngrösse und Struktur.

d) Einschluss im Orthogneis

Genau S vom oberen Lais da Raveis-ch, in 2860 m Höhe, befindet sich ein schwarzer Einschluss von elliptischer Form mitten in grobflaserigem Orthogneis. Er ist 3 m lang und 2 m breit und zeigt besonders randlich starke schlierige Ausbildung. Von blossem Auge kann man Granat, Biotit und Quarz unterscheiden. Letzterer nimmt gegen den Rand hin zu und bildet z. T. mit Feldspat zusammen die hellen Schlieren im Gestein.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt neben teilweise idiomorphem Granat, Biotit und Quarz noch poikiloblastische grüne bis farblose Hornblende, eingebettet in einem Gewebe von Sericit. Die hellen Schlieren sind aus Quarz, Plagioklas und Sericit gebildet. Sie führen oft stark vererzte dunkle Streifen von feinkörnigem Granat und Hornblende. Verteilung und Mengenverhältnis der Gemengteile sind einem starken Wechsel unterworfen. Nebengemengteile sind Chlorit, der oft den Granat umrandet, Zirkon, Apatit und Epidot.

Es handelt sich wahrscheinlich um einen stark metamorphen ton- und eisenreichen Einschluss sedimentärer Herkunft.

APLITE

Aplitgänge sind in der Keschgruppe, wie in der Silvretta überhaupt, ziemlich selten. In unserem Arbeitsgebiet erscheinen sie hauptsächlich an die Streifengneise gebunden. Sie sind dementsprechend am Piz Val Müra und auf dem Grate, der diesen mit dem Piz Virogla verbindet, verhältnismässig häufig. Dann beobachtet man sie recht oft an der Südwand der Keschnadel, wo diese schmalen weissen Bänder gute Leitlinien für die zahlreichen Verwerfungen und Verschiebungen bilden. Selten nur übersteigt die Mächtigkeit der Aplite den Betrag von 10 cm. Sie sind in der Regel konkordant in den Gneisen eingelagert.

Die Streifengneise, mit denen die Aplite assoziiert sind, zeigen, wie bemerkt, eine deutliche Verwandtschaft mit den Mischgneisen.

Es ist beachtenswert, dass die Aplite in der Silvretta in solchen Zonen auftreten, wo die Orthogneise bereits deutlich mit Paramaterial gemischt erscheinen.

Die Aplite besitzen deutliche Paralleltextur und zeigen ein verzahntes Gewebe von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Muskowit bildet ebenfalls einen wesentlichen Gemengteil, Biotit hingegen findet sich nur untergeordnet.

Nebengemengteile sind Granat, Turmalin, Apatit, Chlorit und schwarzes Erz.

PEGMATITE

Wenn man auf dem Westgrate des Piz Virogla bis zu dem nach dem Punkt 2980 nordwärts abzweigendem Grate geht, so stösst man an dieser Stelle auf zwei Turmalinpegmatitgänge, die nur etwa zwölf Meter voneinander entfernt liegen. Der westlich gelegene Gang ist ca. 20 m mächtig, der östliche davon etwa 25 m. Hundert Meter weiter im Osten trifft man einen dritten Gang derselben Art. Diese Pegmatite bilden kleine Türme im Grat, die schon durch die helle Farbe von den dunkeln Gesteinen der Umgebung stark abstechen. Der Kontakt mit den hornfelsartigen Gneisen der Umgebung ist sehr scharf. Manchmal beobachtet man muskowitreiche, wenige Zentimeter mächtige Apophysen der Gänge in das Nebengestein.

Die Pegmatite zeigen deutliche Schieferung und eine wohl durch Kataklase erzeugte blassgraue Trübung des Feldspates und des Quarzes. Die oft mehrere Zentimeter grossen Kristalle von schwarzem Turmalin sind kristallographisch schlecht begrenzt und mit zahlreichen Einschlüssen besetzt. Der silberglänzende Muskowit bildet meist verbogene Tafeln von bis 4 cm Durchmesser.

Das Mikroskop zeigt ein diablastisches Gefüge von Quarz und Orthoklas neben wenig Plagioklas und Muskowit. Der Turmalin zeigt starken Pleochroismus von grünbraun bis blassbraun, Zonarstruktur und poikiloblastische Durchwachsung mit Feldspat und Quarz. Als Nebengemengteile beobachtet man nur kleine Körner von Apatit.

Das Gestein erfuhr nachkristalline, kräftige Kataklase. Quarz und Feldspat werden von Mörtelkränzen umschlossen.

MYLONITE

Da in erster Linie die Orthogneise durch tektonische Vorgänge in Mitleidenschaft gezogen worden sind, so müssen diese auch im Zusammenhang mit ihnen dargestellt werden.

Postkristalline, alpine tektonische Vorgänge haben auf das Gestein in einem weit umfassenderen Sinne eingewirkt als in den bis jetzt beschriebenen, mehr zentralen Partien der Decke. Die Folgen sind naturgemäss im südlichen Teil des Gebietes, ausgehend von der Überschiebungsfläche, am stärksten bemerkbar. Sie beschränken sich aber nicht darauf. Man wird sozusagen keinen Schliff finden, in dem nicht Kataklase bemerkbar ist, wenn auch die verschiedensten Grade einer solchen zu beobachten sind. Die durch Kataklase bewirkten strukturzerstörenden Wirkungen sind oft so kräftig, dass sie direkt für den Habitus der Gesteine kennzeichnend sind. In diesem Sinne kann man z. B. von einem Keschgneis sprechen — im grossen Ganzen ist das ein meist biotitreicher Streifengneis ähnlich dem des Piz Val Müra —, der aber durch Mylonitisierung ein eigenes, unruhiges Gepräge erhält. Durch die Chloritisierung des Biotites schlägt zugleich die Farbe von einem graubraunen in einen graugrünen Ton um. Dasselbe gilt von Gneisen des Piz Villuoch und zahlreichen mehr isolierten Vorkommen.

Lokal ganz besonders intensiv ausgeprägte Mylonitisierung findet man südlich vom Piz Gritschouls. Man begegnet hier schmalen, gangartigen schwarzen Streifen, die nichts anderes als in Ultramylonite umgewandelte Orthogesteine darstellen. Eigentliche Pseudotachylite, wie sie HAMMER aus den Ostalpen beschreibt, haben wir allerdings auch hier nicht finden können.

BEMERKUNGEN ZUR GENESE DER ORTHOGESTEINE

Bei der Betrachtung der flüelagranitischen Intrusion legen wir das Hauptaugenmerk auf die stark schlierige Durchbildung des gesamten Gneiskomplexes, die im Keschgebiet besonders auffällt. Wo man die Übergänge zwischen eigentlichen Augengneisen und Mischgneisen sich schrittweise vollziehen sieht — wie z. B. in der Zone Piz Kesch-Piz Val Müra —, da ergibt sich eine Deutung eigentlich von selbst. In derartigen Zonen ist eine intensive Durchmischung von Ortho- und Paramaterial zu beobachten, wobei bald das eine, bald das andere überwiegen kann. Dabei sind orogenetische Vorgänge nicht allein formbestimmend im Grossen wie im Kleinen gewesen, ihre Mitwirkung dürfte auch einen wesentlichen Einfluss auf die Beschaffenheit des eindringenden Magmas selbst gehabt haben. Wenn man die Innigkeit der Durchmischung von Ortho- und Paramaterial sich vor Augen hält und die Stetigkeit der Übergänge berücksichtigt, so wird man sich fragen, ob überhaupt irgendwo in der Silvretta ein reiner Orthogneis vorhanden sei. Wenn man, von solchen Über-

legungen ausgehend, von den durch Einverleibung von Paramaterial erfolgten Änderungen zu abstrahieren versucht, so erhält man für das ursprüngliche Orthomaterial eine an aplitisch-pegmatitische Restlösungen erinnernde Zusammensetzung. Der aussergewöhnlich saure Charakter der flüelagranitischen Intrusion, ebenso wie die ausgesprochene Kalivormacht dieser Gesteine, würde sich somit als Folge der Ausquetschung von Restschmelzen aplitisch-pegmatitischen Charakters und ihrer Durchmischung mit Paramaterial ergeben. Der Chemismus dieser Gesteine deutet darauf hin, dass man es hier mit bereits stark vorgeschrittenen Differentiationsprodukten zu tun hat, deren wirklicher Charakter vielleicht teilweise durch die Aufnahme von Paramaterial verwischt worden ist. Die Durchbewegung des magmatischen Stoffes während der Intrusion macht es auch verständlich, warum Lamprophyre fehlen und warum im ganzen Gebiete eigentliche Aplite und Pegmatite eine so untergeordnete Rolle spielen. Nennenswerte Differentiationsprodukte können sich erfahrungsgemäss unter solchen Bedingungen nicht bilden.

Die Bildung dieser Gesteine kann nicht in einem Akte erfolgt sein. Eine markante Unstetigkeit in ihrem Werdegang kennzeichnet der Gegensatz der Augen und der Zwischenmasse bei den Augengneisen. Dieser Gegensatz ist nicht nur morphologisch-struktureller, sondern auch stofflicher Natur. Der grösste Teil der Orthoklassubstanz ist in den Augen konzentriert. Diese schliesst Plagioklaskristalle ein, die ihrerseits die oben beschriebenen Mikrolithe führen. Analoge Bildungen sind früher von E. WEINSCHENK (**28**) aus den Zentralalpen beschrieben worden, und neuerdings hat E. CHRISTA (**4**) in seiner Arbeit über die Tiefengesteine des Zemmgrundes eine eingehende morphologische und petrogenetische Darstellung derselben gegeben.

Wir beobachteten eine besonders schöne Ausbildung dieser Erscheinungen im Gamsbodengneis, im übrigen aber scheinen sie in den Zentralmassiven selten zu sein. In den Tessinergneisen fehlen sie ganz. Hingegen begegnen wir ihnen wieder in den kristallinen Körpern der unterostalpinen Decken.

Zu dieser, einer älteren, vielleicht pegmatitischen Phase zugeschriebenen Augenbildung in der Silvretta gehört genetisch auch ein Teil des Biotites. Dieses Mineral ist oft in völlig getrennte, aber immer noch einheitlich auslöschende Fetzen auseinandergerissen; es zeigt verzahnte, korrodierte Ränder, die schlecht zum flaserigen Strukturcharakter des Gesteines passen.

Möglicherweise kommt allein den Augenbildungen reiner Orthocharakter zu. Für die Hauptmasse erscheint es fraglich, ob sie diesen Charakter wirklich in aller Reinheit bewahrt hat.

Wir betrachten also die als Orthogneise beschriebenen Gesteine der Silvretta als ihrem Wesen nach den Mischgneisen verwandt. Die Intrusion des aplitisch-pegmatitischen Orthomaterials erfolgte unter z. T. völliger Aufnahme von Paramaterial. Orogenetische Vorgänge haben diese Erscheinungen in ihrem ganzen Verlaufe weitgehend bestimmt.

PARAGNEISE

In WSW-Richtung die Val Sulsana kreuzend, streichen von der Vadret-Sursura-Gruppe her einige schmale, lang anhaltende Paragneiszonen herüber, die, ihre Streichrichtung beibehaltend, rasch an Mächtigkeit gewinnen. Ihnen kann man die Paragneise des Piz Murtelet, des Munt Platta Naira und vor allem den mächtigen Paragneiszug der Val Plazbi entgegenstellen, an denen ein Umbiegen der Streichrichtung nach S zu beobachten ist. Alle diese Gesteinszüge werden aus denselben Elementen aufgebaut; jedoch zeigt die Zone der Val Plazbi eine grössere Mannigfaltigkeit als die übrigen, und auch der Zug des Munt Platta Naira zeigt gewisse Besonderheiten, die eine getrennte Behandlung erfordern.

Die Hauptmasse der Paragesteine wird von gewöhnlichen Biotitschiefergneisen gebildet, die besonders in den oberen Kars der Val Plazbi eine beträchtliche Mächtigkeit erlangen. Auch die Hauptmasse des Arschettazuges nordöstlich vom Piz Griatschauls wird von ihnen gebildet. Ebenso haben sie den Hauptanteil an den Parazonen des Piz Murtelet, des Munt Platta Naira und der Val Fontauna. Neben ihnen erreichen die dichten, hornfelsartigen Gesteine, teils braunviolett gefärbt, teils infolge Chloritisierung grüngrau, eine verhältnismässig grosse Ausdehnung. Diese Gesteine sind in der Karte durch eine feine Punktsignatur angegeben. Sie bilden Körper von linsiger Form, eingeschaltet in die übrigen Paragneise. Schöne Typen findet man im obersten Schegvel, besonders in den isolierten Rundhöckern unterhalb der Keschhütte, an der Westflanke des Piz Kesch und in der Parazone der Botta Bruonz bis zur Fuorcla Villuoch. Der ganze Ostgrat des Piz Virogla wird von ihnen gebildet. In der grossen Zone der Val Plazbi trifft man, besonders in den Partien, welche den Westrand des Vadret da Porchabella bilden, mehrere pneumatolytisch beeinflusste Gesteinszüge, die zahlreiche Andalusit-Quarz-Knauer und

Quarzlinsen führen. Mit ihnen sind Feldspatknotengneise vergesellschaftet, die allerdings nur untergeordnete Bedeutung erlangen.

Quarzlinsen, oft von beträchtlicher Ausdehnung, begleiten alle diese Paragesteine.

Morphologisch fallen die Paragneise durch die Bildung sanfter Rücken und dunkel anwitternde Oberfläche auf, beides im Gegensatz zu den Orthogneisen.

a) Die Biotitschiefergneise

Gut geschieferte, gelegentlich fein gefältelte Gesteine, rostrot anwitternd.

Mineralbestand: selten undulöser Quarz, meist sericitisierter und saussuritisierter Plagioklas, gewöhnlicher Biotit, häufig vergesellschaftet mit Muskowit. Daneben aus Biotit gebildeter Chlorit. Die Chloritisierung der Gesteine ist durch einen gewissen Rhythmus ausgezeichnet. Man findet parallele, chloritisierte Streifen in regelmässigen, kurzen Abständen.

An Nebengemengteilen findet man: Apatit, Zirkon, Erz, Granat, Turmalin.

b) Hornfelsartige Paragneise

Bei deutlicher Paralleltextur zeigen sie hornfelsartige Struktur, feines Korn und isometrische Ausbildung der Komponenten.

Mineralbestand: Stark zersetzter Oligoklas, Quarz, viel brauner Biotit, Chlorit, wenig Muskowit. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Erz, Granat, Calcit, Turmalin und Titanit auf.

c) Feldspatknotengneise

Sie erlangen nirgends im Keschgebiet selbständige Bedeutung.

Bei flaseriger Textur zeigen sie Porphyroblasten von Plagioklas in einem granoblastischen Gefüge.

Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskowit sind die Hauptgemengteile, daneben findet man Apatit, Zirkon, Erz, Granat und Chlorit als Nebengemengteile.

d) Quarzitische Gneise

Am Nordgrat des Piz Kesch tritt in ca. 3000 m Höhe ein dunkles quarzitisches Band zu Tage, das sich mit schwankender Mächtigkeit an der Westwand hinzieht und bis zum westlichen Ende des Vadret Kesch zu verfolgen ist. Von den hornfelsartigen Gneisen ist es nur durch den dunkeln Fettglanz unterschieden. An der Westseite des

Vadret Kesch zeigt es sehr kräftige Schieferung. Das Gestein zeigt überall deutliche Paralleltextur und ein diablastisches Gewebe von Quarz mit wenig Plagioklas.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Biotit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz, graphitische Substanz.

e) Hornblendeführende Einschlüsse

Am Südhang des obersten Schegvel fand sich innerhalb einer hornfelsartigen Parazone ein gleichfalls dichtes, graugrünes Gestein, das dunkelgrüne Flecken von ca. 1 cm Durchmesser zeigt. Diese Flecken werden durch Hornblendebüschel gebildet.

Das Gestein ist parallel struiert und zeigt grano- bis diablastische Struktur.

Hauptgemengteile: Poikiloblastische Porphyroblasten von Hornblende, Quarz und Sericit.

Nebengemengteile: Granat, Erz, Titanit, Apatit.

Graphitische Schiefer

Graphitführende dunkle Schiefer bilden in der Regel kleine, sporadisch auftretende Linsen in den Paragneisen. Ein solches Vorkommen ist etwa 200 m S der Botta Bruonz, ein zweites ist nahe der Paragneis-Orthogneisgrenze in der obersten Val Plazbi vorhanden und ein weiteres am Nordwestgrat des Piz Kesch. Die Einlagerungen sind stets konkordant.

Das mikroskopische Bild zeigt in einer Grundmasse von Sericit und graphitischer Substanz Reste von meist stark zersetztem Plagioklas, Quarz mit zahlreichen Einschlüssen von Sericit und Chlorit. Daneben untergeordnet Erz, Turmalin und Karbonat.

Was diese Graphitlinsen geologisch bedeuten, wissen wir nicht. Obwohl im obersten Sertigtal die dort vorhandenen Verrukanofetzen von solchen Schiefern umrandet werden, so beweist doch nicht jedes Vorkommen von Graphit karbonisches Alter. Quarz- und Graphitlinsen werden in Paragneisen häufig gefunden.

MISCHGNEISE

Wir unterscheiden zwei Typen, in denen Ortho- und Paramaterial zu einer Einheit verschmolzen sind. Der erste entspricht einem endogenen Assimilationsprodukt, der zweite einem exogenen Injektionskontakt.

a) Glimmerreiche Augengneise

Der W vom Piz Val Müra nach der Fuorcla d'Es-chia sich hin-

ziehende zackige Grat stellt in seiner Gesamtheit einen N-streichenden Mischgneiszug dar, dessen hervorstechendste Merkmale der hohe Biotitgehalt sowie eine starke schlierige Ausbildung sind. Augenarme, biotitreiche Partien wechsellagern mit mehr streifigen Gneisen, die weder genetisch noch in irgendwelcher Hinsicht ausser dem höheren Biotitgehalt von den oben beschriebenen Streifengneisen abweichen, mit denen sie durch alle Übergänge verbunden sind. Ein charakteristisches Merkmal dieser Zone sind auch die zahlreich auftretenden hornfelsartigen Partien von Paramaterial, in deren Risse oft helle aplitische Lagen eingedrungen sind. Eine an Injektionsfältelung erinnernde Beschaffenheit ist an mehreren Orten zu beobachten.

Als Ganzes betrachtet erinnert dieser Komplex an eine unter Durchbewegung und Assimilation in der Erstarrung fixierte Masse.

b) Injektionsgneise

Injektionsgneise begleiten die Mehrzahl der Paragneiszüge, so am Ostgrat des Piz Virogla, den Paragneiszug der Val Fontauna und denjenigen von Arschetta-Botta Bruonz-Fuorcla Villuoch. So zeigt der Injektionskontakt zwischen den Streifengneisen des Piz Virogla und der östlich davon gelegenen Parazone folgendes typische Profil: Streifengneise, biotitreiche Augengneise, schmales, konkordantes Pegmatitband, lagiger Wechsel von biotitreichen Streifen- und Augengneisen mit streifigen und linsigen Einlagerungen von Orthogneis, die allmählich ganz zurücktreten zugunsten von reinem Paragneis.

Aus dieser Gesteinsassoziation lässt sich schon ersehen, dass zwischen den beiden Gruppen dieses Abschnittes kein prinzipieller Unterschied besteht.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt nichts Neues. Bei flaseriger und streifiger Textur zeigen die Gneise oft Porphyroblasten von Orthoklas in mittelkörnigem, lepido-granoblastischem Gewebe von Biotit, Plagioklas und Quarz. Der Plagioklas scheint teilweise basischer zu sein als in den Orthogneisen.

Das mikroskopische Bild bestätigt nur das makroskopisch schon Feststellbare, den lagigen Wechsel von Ortho- und Paramaterial in diesen Gneisen, der bis in mikroskopische Dimensionen hinein noch beobachtbar ist.

DIE KONTAKTZONE DES MUNT PLATTA NAIRA

Eine interessante Gesteins- und Mineralassoziation tritt am nördlichen Kontakt zwischen der Parazone des Munt Platta Naira und

den grobflaserigen Augengneisen des Piz Forun auf. Dieser Kontakt ist in den Kars, die dem Nordgrat des Piz Forun vorgelagert sind, teilweise sehr gut aufgeschlossen. Er zeigt so eigenartige Verhältnisse, dass eine eingehende Besprechung notwendig wird.

Die uns hier interessierenden Gesteine bilden eine intermediäre Zone von schwankender Mächtigkeit, die einerseits in Biotitschiefergneise, andererseits in grobflaserige Augengneise übergeht. Das augenfälligste Merkmal dieses Gesteinskomplexes ist seine schlierige Ausbildung. Dunkle geschieferte Biotitgneise wechseln ab mit hellen massigen Schlieren. Der unruhige Charakter wird noch erhöht durch die eingelagerten Quarzlinsen und Quarz-Andalusitknauer und durch einzelne schmale Züge und Linsen von grünschwarzem Amphibolit. Die weissen Schlieren sowohl wie die biotitreichen Züge führen lagenweise gehäuften Granat, der rostrot anwittert und dem Gestein ein warziges Aussehen verleiht. Er kann über 1 cm Durchmesser erreichen, ist aber meist kleiner und von schmutziggelbbrauner Farbe. Daneben findet man vorzüglich in den biotitreichen Lagen oft bis 2 cm lange Prismen von blassblauem Disthen, dazu wenig auffällige dunkelbraune Flecken von Andalusit. Neben Biotitflecken beobachtet man in den hellen Gesteinen oft dunkelgrüne, strahlig angeordnete Fasern, deren Anordnung an die Hornblenden in den Garbenschiefern erinnert. Muskowit tritt neben Biotit stark zurück.

Aus der petrographischen Beschreibung der Zone ergibt sich somit eine Dreiteilung in:

a) biotitreiche, flaserige Gneise,
b) meist massige, helle Gesteine,
c) Amphiboliteinlagerungen.

Der Mineralbestand der Typen a und b ist derselbe, weshalb die Gemengteile beider im Folgenden gemeinsam beschrieben werden. Der wesentliche Unterschied liegt im Mengenverhältnis der Gemengteile und dem dadurch bedingten Strukturwechsel. In den hellen Schlieren dominiert ein saurer Plagioklas zusammen mit wechselnden Mengen von Quarz. Biotit und Hornblende sind die wesentlichen dunklen Gemengteile. In den flaserigen Gneisen überwiegt der Biotit, vergesellschaftet mit Muskowit, daneben hat man Albit und Quarz als helle Gemengteile. Die Mineralien Granat, Staurolith, Disthen und Andalusit sind in beiden Typen vertreten, doch scheint in den hellen Schlieren der Andalusit zu überwiegen, in den dunkeln, biotitreichen hingegen der Disthen. Schliffe, in denen alle zuletzt genannten Gemengteile gleichzeitig vorzufinden sind, kann man unschwer erhalten.

Zu a) und b):

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit, Hornblende, Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit.

Nebengemengteile: Chlorit, Sillimanit, Sericit-Pinit, schwarzes Erz, Apatit, Zirkon, Rutil, Epidot, Zoisit.

Typus b) zeigt zwischen Biotitflasern eingelagertes granoblastisches Gewebe von Plagioklas und Quarz mit Porphyroblasten von Granat, Staurolith, Disthen und Andalusit. Wenn Biotit und Quarz zurücktreten, entsteht eine hornfelsartige Struktur von polyedrisch begrenzten isometrischen Kristallen von Plagioklas; flaserige Textur kann dann ganz verschwinden und der Biotit in einzelnen Nestern sich sammeln. In einer dem Orthogneis unmittelbar benachbarten hellen Gneislage bilden Plagioklas und Quarz ungefähr zu gleichen Teilen die fast einzigen Gemengteile. Sie sind hier diablastisch verwachsen.

Der Plagioklas wurde als Albit-Oligoklas bestimmt. Er ist in der Regel frisch und zeigt nur am Rande manchmal sericitische Bildungen. Zwillingslamellierung ist selten. In manchen Gesteinen bildet dieser Feldspat 90—95 % des Volumens.

Quarz zeigt meist eine schwache undulöse Auslöschung. Er ist in den hellen Albitgneisen nur selten.

Biotit sammelt sich in Flecken oder flaserigen Zügen. Er umschliesst oft kranzförmig den Granat. Stets handelt es sich um den gewöhnlichen, braunroten Biotit. Er ist häufig chloritisiert. Sehr oft beobachtet man die so allgemein verbreitete Verwachsung von Biotit und Sillimanit. Zwischen diesen beiden Mineralien besteht eine genetische Beziehung, jedoch gibt das mikroskopische Bild keine Auskunft über den Sinn dieser Beziehung.

Muskowit ist meist mit dem Biotit vergesellschaftet. Er ist somit auch nur in den glimmerreichen, flaserigen Gneisen relativ reichlich zu finden.

Die Hornblende ist auf die Gruppe der hellen, albitreichen Gesteine beschränkt. Es ist eine antophyllitische, fast farblose Hornblende, die ziemlich getrübt erscheint. Dem Biotit gegenüber, mit dem sie stets verwachsen erscheint, zeigt sie immer scharfe kristallographische Begrenzung, niemals aber dem Plagioklas gegenüber.

Sehr häufig ist diese Hornblende umgewandelt in gelbgrünblassgelb pleochroitische Fasern eines glimmerartigen Minerals, das einaxig positiv ist, positive Elongation und Doppelbrechung zwischen Quarz und Biotit zeigt und ein höheres Relief besitzt als Biotit. Wahrscheinlich ist es ein Mineral der Chlorit-Serpentin-Gruppe.

Der Granat ist in Schlieren oft so gehäuft, dass er einen ganz wesentlichen Bestandteil des Gesteines ausmacht. Er ist kristallographisch meist schlecht ausgebildet und erfüllt mit Einschlüssen von Erz, Plagioklas, Quarz, Biotit, Epidot und Zoisit. Oft lässt sich eine homogene, kompakte Randpartie von einem mit Einschlüssen vollgestopften zentralen Teil unterscheiden. Der Granat ist immer isotrop und zeigt im Dünnschliff eine graue Färbung.

Der blassgelbe Staurolith ist ebenfalls skelettartig entwickelt. Am Aussenrande sowohl wie gegen die Einschlüsse hin umsäumt ihn ein schmaler Rand eines pinitartigen Minerals.

Der Disthen ist im Dünnschliff farblos, zeigt positive Elongation und teilweise Umwandlung in Muskowit.

Der Andalusit zeigt fleckenweise Pleochroismus n'_α = rot, n'_γ = farblos, negative Elongation, niedrigere Doppelbrechung als Disthen und auch niedrigeres Relief. Er schliesst oft Feldspat, Biotit und Muskowit ein.

Randlich sind sowohl Disthen wie Andalusit in ein sericitartiges Mineral umgewandelt. Verwachsungen der beiden Mineralien wurden nur in einem einzigen Falle beobachtet, wo man den Eindruck erhält, dass Andalusit auf Kosten von Disthen gebildet worden sei.

Granat, Staurolith, Disthen und Andalusit ist die skelettartige Ausbildung gemeinsam.

Cordierit ist nirgends gefunden worden.

Kristallisationsfolge

Die Bildung von Hornblende und Biotit scheint mir vor der Kristallisation von Plagioklas und Quarz erfolgt zu sein. Man beobachtet manchmal, wie Feldspatkristalle den Glimmer verbogen und zerrissen haben. Granat, Staurolith, Disthen und Andalusit scheinen jüngere Bildungen zu sein; als Jüngstes unter ihnen betrachten wir den Andalusit. Die drei Erstgenannten halten wir für syngenetisch. Nirgends konnte ein Einschluss irgend eines dieser drei Mineralien in einem anderen beobachtet werden.

Einlagerungen von Amphibolit

Diese dunklen, ader- oder linsenartigen Einschlüsse von geringer Mächtigkeit zeigen eine porphyroblastische Struktur. Die xenoblastischen Porphyroblasten von grüngelb pleochroitischem Amphibol zeigen eine Auslöschungsschiefe von 18°. Sie sind reich an Einschlüssen, hauptsächlich von Quarz. Das Grundgewebe, vielleicht

aus Plagioklas entstanden, wird von Sericit und wenig Chlorit gebildet. Nebengemengteile sind: Titanit, Apatit, Granat und Erz.

Zum Chemismus der Gesteine

Die Mineralassoziation zeigt, dass diese Gesteine aus einem kalkarmen Tonschiefer entstanden sein müssen. Kalifeldspat fehlt vollkommen, an seine Stelle tritt der tonerdereichere Kaliglimmer. Staurolith findet sich ebenfalls mit Vorliebe in tonerdereichen, kalkarmen Gesteinen. Alles Natron diente der Bildung von Albit. Die Bildung von teilweise reinen Albit-Oligoklasgesteinen legt die Annahme einer pneumatolytischen Zufuhr von Natron nahe. Ein Überschuss von Tonerde ist nach der Bildung von Plagioklas und Biotit immer noch vorhanden, er führt zusammen mit einem Überschuss von Ferromagnesium und Kalk (?) zur Kristallisation von Granat, Staurolith und schliesslich von Disthen. Kieselsäure ist meist nur in geringem Überschuss vorhanden. Femische Elemente finden sich in wechselndem Verhältnis. Für die Bildung dieser Gesteinsassoziation sind also ausser der ursprünglichen Beschaffenheit eines tonerdereichen, kalkarmen Sedimentes auch metasomatische Prozesse verantwortlich.

Zur Genese der Gesteine des Munt Platta Naira

Über die physikalischen Verhältnisse, die bei der Entstehung geherrscht haben mögen, kann wegen der geringen Kenntnis der Entstehungsbedingungen der dabei beteiligten Mineralien sehr wenig ausgesagt werden. Wichtig ist in dieser Hinsicht die Erfahrungstatsache, dass Staurolith und Disthen vorwiegend in Gesteinen vorkommen, die unter Stress gebildet worden sind, während Andalusit als typisches Anti-Stress-Mineral bekannt ist. Eine besondere Schwierigkeit bietet dann auch die Frage der Bildung von Sillimanit und dessen Assoziation mit Biotit.

Wir wollen die Tatsachen, die uns für das Verständnis der Entstehung dieser Gesteine wesentlich erscheinen, nochmals hervorheben und diskutieren.

1. Die schlierige Beschaffenheit lässt sich auf primäre Unterschiede des ursprünglichen Sedimentes zurückführen, ist aber vielleicht auch die Folge einer unter Durchbewegung erfolgten Kontaktmetamorphose. Wir haben es hier nicht mit einem gewöhnlichen Thermokontakt, sondern mehr mit einem Kontakt von thermodynamischem Typus zu tun. Irgendeine gesetzmässige Abhängigkeit

der Mineralführung von der Entfernung vom Kontakte ist übrigens nicht feststellbar.

2. Die Bildung der reinen Albit-Oligoklasschlieren wird als Folge der Zufuhr von Natron bei der Kontaktmetamorphose betrachtet.

3. Eine besondere Betrachtung erfordert endlich die Assoziation Staurolith-Sillimanit-Disthen-Andalusit. Diese Paragenese ist, wie statistische Beobachtungen zeigen, sehr selten, und sie kann ihre Entstehung nur einem ausnahmsweise erfüllten Zusammentreffen verschiedener Umstände verdanken.

Für die Beurteilung der Vergesellschaftung wäre eine bessere Kenntnis der Gleichgewichtsverhältnisse wichtig. Geologische Tatsachen zeigen, dass Disthen und Andalusit im allgemeinen nicht syngenetisch sein können. Ebenso erscheint die Paragenese Staurolith-Andalusit nur ausnahmsweise, und ausserdem sind sich sämtliche Autoren darüber einig, dass diesem Nebeneinander nicht Gleichzeitigkeit, sondern ein Nacheinander der Bildung entspricht. Hingegen erscheint es wahrscheinlich, dass Staurolith und Disthen syngenetisch sind und beide in einer Stressphase gebildet wurden. Andalusit und Sillimanit aber wären entweder vor- oder nachher, jedenfalls unter anderen physikalischen Bedingungen gebildet worden. Die Beobachtungen sprechen für eine Aufeinanderfolge Disthen-Andalusit. Es ist dabei durchaus nicht notwendig anzunehmen, dass zwischen der Bildung von Andalusit und der von Disthen eine grössere Zeitspanne liege. Die Koexistenz von Disthen und Andalusit in paralleler Verwachsung ist schon mehrfach beobachtet worden.

Regionale Beziehungen

Die sonst so seltene Assoziation Staurolith-Disthen-Sillimanit-Andalusit ist in der Silvretta ziemlich häufig anzutreffen. Ihre Verbreitung trägt regionale Züge, sie wird also auch regional einheitliche Ursachen haben. Die Gesteine sind im Sinne des Faziesbegriffes von TILLEY isograd, d. h. unter isophysikalischen Bedingungen entstandene Mineralassoziationen. Sie sind aber weder isochemisch noch isophysikalisch mit den gewöhnlichen Biotitschiefergneisen der Silvretta.

Gemeinsam ist der Mehrzahl der hier in Betracht fallenden Gesteine ausser der typischen Mineralparagenese noch ihr geologisches Auftreten. Im allgemeinen bilden sie Einlagerungen in den Amphiboliten, so am Ostgrat des Kühalphorns, am Boktenhorn in der Vadret-Sursura-Gruppe, am Piz del Ras und in der Scalettazone. Ausnahmen

bilden nur die Züge vom Pischahorn und vom Munt Platta Naira. Sämtliche Zonen aber zeigen die Merkmale einer pneumatolytischen Beeinflussung; die meisten führen nesterweise Turmalin.

Beobachtungen in der Scalettazone führen zu der Auffassung eines plastischen Zustandes der Gesteine dieser Zone zu einem Zeitpunkt, wo Regional- und Kontaktmetamorphose am stärksten umbildend einwirkten. Regional- und Kontaktmetamorphose gehören derselben orogenetischen Phase an. Erstere ist durch Stress charakterisiert, letztere wirkte sich vielleicht noch aus, als der Stress in Abnahme begriffen war. Es ist denkbar, dass die Entstehung von Staurolith und Disthen in die erste Phase fällt, diejenige von Andalusit aber in die zweite zu stellen ist. Bei allen bis jetzt untersuchten Gesteinen wird der Andalusit als letzte Bildung betrachtet.

Die Abweichungen, die das Gestein vom Munt Platta Naira noch besonders kennzeichnen, vor allem die Verbindung mit Albit-Oligoklasgesteinen, lassen sich aus der Besonderheit dieses Kontaktes verstehen. Dieser war hier ein unmittelbarer, während die anderen, zum Vergleich herangezogenen Gesteinszüge mit dem Intrusivkörper nicht direkt in Berührung gelangten, sondern mehr eine selektive Kontaktmetamorphose auf grössere Distanz erfahren haben.

Abschliessend können wir sagen, dass alle die durch die Mineralassoziation Staurolith-Disthen-Andalusit gekennzeichneten Gesteine der Silvretta einer Interferenz von Regional- und Kontaktmetamorphose ihre Entstehung verdanken, wobei letztere infolge besonderer geologischer Verhältnisse am Munt Platta Naira den Charakter des Gesteines stärker bestimmt hat als irgendwo in der Silvretta.

Wir gelangen hier zu ganz ähnlichen Schlussfolgerungen, wie sie J. Suzuki (**24a**) aus dem von ihm untersuchten Glimmergneis von Piodino bei Brissago (Tessin) gezogen hat. Nach ihm wurde in den betreffenden Gneisen der Staurolith in einer Phase der Dislokationsmetamorphose gebildet, der Andalusit aber während einer Phase thermaler Kontaktmetamorphose durch Pegmatitintrusion. Die Vorkommen von Brissago zeigen auch in ihrem geologischen Auftreten viel Ähnlichkeit mit den entsprechenden Gesteinszügen der Silvretta. Soweit sich aus der Darstellung von Suzuki erkennen lässt, finden sich die Staurolith-Andalusit führenden Gneise ebenfalls in Amphiboliten eingeschlossen, analog zur Mehrzahl der entsprechenden Gesteine in der Silvretta.

Eine ähnliche Gesteinsassoziation, wie wir am Munt Platta Naira haben, beschreibt Olaf A. Broch von der Halbinsel Nesodden bei Oslo (**3**). Er erwähnt Staurolith- und Disthengneise vergesellschaftet

mit Oligoklas-Gedrit- und Albitgneisen. Es fehlt also der Andalusit. Auch auf Nesodden findet sich eine schlierige Ausbildung des Komplexes. Sehen wir von dem wahrscheinlich später entstandenen Andalusit ab, so dürften die genetischen Verhältnisse in beiden Fällen ähnlich gewesen sein.

AMPHIBOLITE

Amphibolite spielen im Keschgebiet eine ganz untergeordnete Rolle. Sie finden sich nur im östlichen Teil in Form von schmalen Zügen, welche meist die auskeilenden Enden der grossen Amphibolitzüge der Vadret-Sursura-Gruppe bilden. In den meisten Fällen werden sie symmetrisch von Paragneisen eingeschlossen.

Nach ihrem petrographischen Charakter können wir zwei Typen unterscheiden:

a) Gewöhnliche Plagioklasamphibolite,
b) Granatamphibolite.

Der erste Typus ist hauptsächlich durch den Amphibolit S der Punta da Splü vertreten. Er entspricht den am stärksten vertretenen Amphiboliten der Silvretta. Ein sehr schöner Granatamphibolit folgt als schmales Band dem Bache der Val Müsella.

a) Gewöhnliche Plagioklasamphibolite

Es sind gut geschieferte, dunkelgrüne Gesteine mit granoblastischer Struktur.

Hauptgemengteile: Gewöhnliche, schwach gefärbte Hornblende ($c/n_\gamma = 15^0$) und Plagioklas.

Nebengemengteile: Biotit, Epidot, Quarz, Erz, Chlorit und Calcit.

b) Granatamphibolite

Dunkelgrün, mit rostroten Granaten von 2 mm Durchmesser, gut geschiefert.

Mineralbestand:

Gew. Hornblende, Plagioklas, Granat, Chlorit, Epidot und Apatit. Neben den Porphyroblasten von Granat beobachtet man auch dunkle Haufen von Zoisit, Epidot, Sericit, Erz und Chlorit, in denen zerstreut hie und da Granatkörner liegen. Es scheint sich um Pseudomorphosen nach Granat zu handeln. In der Regel sind die letzteren auch mit einem Saum der erwähnten Mineralien umgeben.

DIABASE

Die Diabasgänge sind im Keschgebiet in der Hauptsache auf den Osten und den Norden beschränkt. Auch hier findet man sie nur in sporadisch verteilten Schwärmen, was übrigens für die Vorkommen

in der Silvretta überhaupt gilt. Schöne Gangbildungen, bis 6 m mächtig, trifft man an der Westseite des Piz Murtelet in 2780 m Höhe. Mächtige Gänge sind auch in der Val Villuoch an beiden Hängen oberhalb der untersten Talstufe aufgeschlossen. Zahlreiche, meist weniger mächtige Vorkommen, trifft man im God Dröslöng und überhaupt am ganzen Westhang der Val Sulsana. Eine ca. 100 m mächtige Gangmasse ist nördlich vom Piz Müsella, am untersten Ende des Südwestgrates vom Piz Fontauna (Punkt 3007 der Karte) vorhanden. Der längste, bis jetzt aus der Silvretta bekannte Gang durchschneidet den Piz Fontauna quer. Er ist vom Wege, der den Sertigpass mit der Keschhütte verbindet, als dunkles Band gut sichtbar.

Eine eingehende geologische und petrographische Beschreibung der Diabasgänge der ganzen Silvretta erfolgte in einer früheren Arbeit des Verfassers, die in der vorhergehenden Nummer dieser Zeitschrift veröffentlicht wurde (**1**).

KALKLINSEN IM ORTHOGNEIS

Isolierte Vorkommen von Kalk sind schon mehrfach aus der Silvretta beschrieben worden. Ihre Herkunft ist in den meisten Fällen rätselhaft. Die drei im folgenden beschriebenen Vorkommen des Keschgebietes sind vielleicht alle tektonisch eingeschuppt. Das ist einzig für den grobspätigen Marmor der Punta da Splü zweifelhaft.

Eine Einquetschung mehrerer Kalklinsen in den Orthogneis beobachtet man an der Südbasis des Kesch, in den Felsköpfen westlich vom Bach, der dem Vadret Kesch entspringt. Die Keschgneise streichen hier NNE und fallen beinahe senkrecht. Quer zum Streichen findet man verschiedene, bis drei Meter mächtige Linsen von Marmor. Salbandartige Bildungen dieser Kalkzüge führen reichlich gut ausgebildeten Pyrit. Kalk und Orthogneis sind oft so verknetet, dass man ohne weiteres im selben Handstück beide erhalten kann.

Das mikroskopische Bild stimmt mit dem makroskopischen Befund überein. Die Feldspäte und Quarze des Orthogneises sind zerschlagen, in die Spaltrisse hinein zwängt sich der Calcit. Teilweise sind diese Spaltrisse mit frisch gebildetem Albit erfüllt.

Ein anderes Vorkommen von grobspätigem weissen Marmor, das mit Amphibolit verknetet erscheint, findet sich S der Punta da Splü in der Val Sulsana in 1850 m Höhe. Es ist auf eine Länge von 6 m aufgeschlossen und erscheint ca. 1 m hoch.

Eine dritte, zweifellos tektonisch bedingte Einschuppung von Sedimenten ist am untersten Felssporn nördlich vom grossen Schutt-

kegel der Val Dröslöng in 2050 m Höhe aufgeschlossen. Er besteht aus einer Breccie von Dolomit und aus Rauhwacke. Der ca. 30 m breite Aufschluss verschwindet im unteren Teil in Schutt, im oberen Teil steht er im Kontakt mit mylonitisiertem Orthogneis. Der Aufschluss liegt etwa 100 m nördlich der Überschiebungsgrenze.

ZUR TEKTONIK DER KESCHGRUPPE

Die Keschgruppe bildet einen Teil des kristallinen Kernes der oberostalpinen Silvrettadecke, der höchsten tektonischen Einheit der Schweizer-Alpen.

Im allgemeinen ist die Streichrichtung, wie die beiliegende Karte zeigt, ausser im Westen und im Süden überall nahezu Ost-Nord-Ost, die Stellung im allgemeinen sehr steil bis senkrecht. Die in den

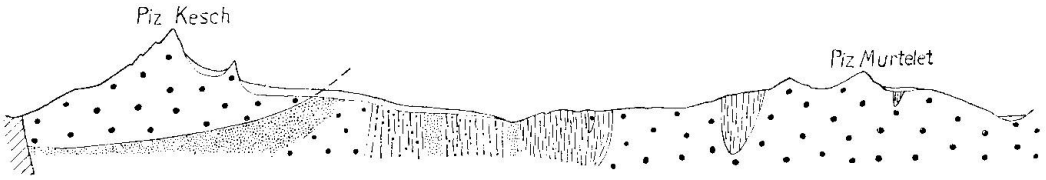


Fig. 1. Profil der Keschgruppe.

Orthogneisen eingelagerten Paragneis- und Amphibolit-Zonen machen den Eindruck langgestreckter Mulden. Für den alten, herzynischen (?) Bau des Gebietes ist das Umbiegen der Streichrichtung im Westen und Südwesten, wie es sich im Verlaufe der Parazone der Val Plazbi abbildet, von Wichtigkeit.

Die ruhigen Züge der ursprünglichen Tektonik werden naturgemäss durch alpine Einflüsse einigermassen gestört. Dies äussert sich vor allem in der Ausbildung von Mylonit- und Ruschelzonen, die, meist von geringer Ausdehnung, das ganze Gebiet durchsetzen, ganz abgesehen von der grossen Mylonitzone, welche den südlichen Überschiebungsrand begleitet. Einige der wichtigsten Mylonitzonen sind durch parallele Schraffen in der beiliegenden Karte angedeutet. Eine derselben begleitet den Nordrand der Parazone des Piz Porchabella bis zur Botta Bruonz. Eine andere quert das oberste Schegvel beim Wege, der auf der Nordseite des Tales zur Keschhütte führt, in ca. 2450 m Höhe. Alle diese Zonen sind durch Gleitspiegel und walzenförmige, sowie schalige Ausbildung der Gesteinskörper gekennzeichnet.

Zu einer kleinen Überschiebung ist die Trennungsfläche zwischen den Paragneisen der Val Plazbi und der Orthogneismasse des Piz Kesch ausgebildet. Die ganze Basis der Keschmasse zeigt längs dieser

Linie sehr starke Zertrümmerung des Gesteins. Die Keschmasse erscheint dabei etwas nach Norden verschoben, jedenfalls um einen geringen Betrag; denn auf der Ostseite des Vadret da Porchabella ist der Zusammenhang zwischen denselben Gesteinszügen nicht gestört. (Siehe das Profil Fig. 1.)

Der Anteil der alpinen Tektonik auf die innere Struktur der Keschgruppe ist also verhältnismässig gering. Er ist beschränkt auf die Ausbildung von Mylonit- und Ruschelzonen, und nur in einem Falle kommt es zur Bildung einer Gleitfläche von grösserer Bedeutung.

Der Verfasser dankt Herrn Professor M. Reinhard für das Interesse und die Unterstützung, die er der Arbeit im Felde sowohl wie im Laboratorium entgegengebracht hat. Er ist ferner Herrn Dr. A. Senn, der bereits am Westhange der Val Sulsana kartiert hatte, für die Überlassung seiner Aufnahmen und des bereits gesammelten Materials zu Dank verpflichtet.

In der Legende der beiliegenden Karte fehlt irrtümlicherweise die feine Punktsignatur für die dichten, hornfelsartigen Paragneise.

LITERATURVERZEICHNIS

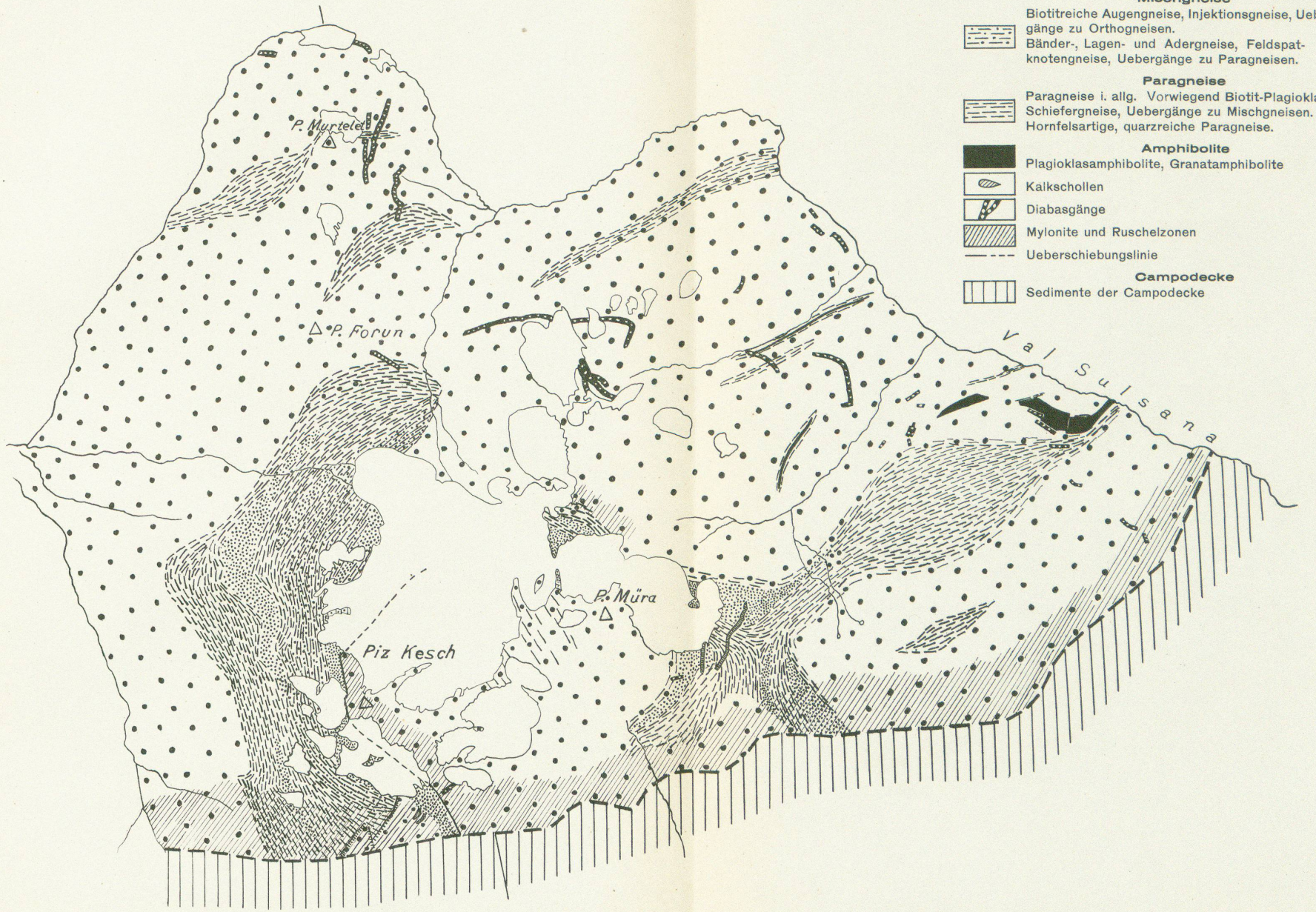
1. P. Bearth, Die Diabasgänge der Silvretta. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. **12**, 1932, S. 147.
2. F. Becke, Zur Fazies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. T. M. P. M., Bd. **35**, 1922, S. 215.
3. O. A. Broch, Ein suprakrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden. Norsk. Geol. Tidskr., Bd. **9**, 1926, S. 81.
4. E. Christa, Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Bd. **81**, 1931, S. 533.
5. F. Escher, Petr. Unters. in den Bergen zw. Davos und Piz Kesch. Jahrb. Naturf. Ges. Graubd., 1921.
6. O. H. Erdmannsdörfer, Über Disthen-Andalusitparagenesen. Heidelberger Akad. der Wissensch., 1928.
7. P. Eskola, Petrogr. Charakteristik der krist. Gesteine von Finnland. Fortschr. Min., Bd. **11**, 1927, S. 57.
8. — The Mineral Fazies of Rocks. Norsk. Geol. Tidskr., Bd. **6**, 1920.
9. H. Eugster, Geologie der Ducangruppe. Schw. Beitr., N. F. **49**, 1922.
10. A. Gramann, Über die Andalusitvorkommen im Flüela- und Scalettagebiet, 1899. Diss.
11. U. Grubenmann, Beitr. zur Geologie des Unterengadins. Schw. Beitr., Bd. 23, 1909.
12. — Mitt. über einen schweiz. Sillimanitgneis. Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, 1907, S. 297.
13. Grubenmann-Niggli, Die Gesteinsmetamorphose, 1924.
14. L. Hezner, Petr. Unters. der kristall. Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard. N. Jahrb. BB. **27**, 1908, S. 157.

Schweiz. Min. Petr. Mitt. Band XII. 1932

GEOLOGISCHE KARTE DER KESCHGRUPPE.

Aufgenommen von P. Bearth 1928—30.

1 : 50 000



Legende.

Silvrettadecke.

Orthogneise

Grobfaserige Granitgneise, aplitisch-pegmatitische Gneise, Uebergänge zu biotitreichen Gneisen.

Mischgneise

Biotitreiche Augengneise, Injektionsgneise, Uebergänge zu Orthogneisen.
Bänder-, Lagen- und Adergneise, Feldspatknotengneise, Uebergänge zu Paragneisen.

Paragneise

Paragneise i. allg. Vorwiegend Biotit-Plagioklas-Schiefergneise, Uebergänge zu Mischgneisen.
Hornfelsartige, quarzreiche Paragneise.

Amphibolite

Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite

Kalkschollen

Diabasgänge

Mylonite und Ruschelzonen

Ueberschiebungslinie

Campodecke

Sedimente der Campodecke

Leere Seite
Blank page
Page vide

15. L. Krige, Petr. Unters. im Val Piora und Umgebung. Eclog. **14**, 1918, S. 519.
16. E. Kündig, Selektive Metamorphose. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. **6**, 1926, S. 294.
17. P. Niggli, Chloritoidschiefer. Schw. Beitr., N. F. **36**, 1912.
18. P. Niggli und J. Johnston, Einige allgemeine Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. N. Jahrb. BB. **37**, 1914.
19. M. Reinhard, Der Coziagneiszug in den Rum. Karpaten, 1906. Diss.
20. — Die kristallinen Schiefer des Fagaraser Gebirges. An. Inst. Geol. Rom. 1909, 1. Heft.
21. Br. Sander, Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. Geol. Staatsanst., Bd. **71**, 1921, S. 173.
22. F. Spaenhauer, Geologie und Petrographie der Vadret-Sursura-Gruppe. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. **12**, 1932, S. 27.
23. R. Staub, Der Bau der Alpen. Schw. Beitr., N. F. **52**, 1924.
24. A. Streckeisen, Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. **8**, 1928, S. 87.
24a. J. Suzuki, Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneis von Piodino bei Brissago. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. **10**, 1930, S. 117.
25. C. E. Tilley, Some mineralogical transformations. Min. Mag., Vol. **21**, 1926, S. 34.
26. — The Facies Classification in Metamorphic-Rocks. Geol. Mag., Vol. **61**, 1924, S. 167.
27. Tarnuzzer-Grubenmann, Unter-Engadin. Schw. Beitr., N. F. **23**, 1909.
28. E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen. Abh. Bayr. Akad. Wiss., 1894.

Eingegangen: 11. Juni 1932.