

F. E. Sueß-Festschrift

DER
GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
IN WIEN

XXIX. Jahrgang der Mitteilungen, 1936.

Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso.

4. Beitrag zur Vergleichung Penninischer Serien der West- und Ostalpen
(mit 2 Textabbildungen).

Von H. P. Cornelius.

Ungefähr so alt wie die Alpengeologie überhaupt, ist die Frage nach der Rolle der sogenannten Zentralgneise — der großen Massen granitischer Orthogneise, welche die Achse des Gebirges zu bilden scheinen. Bis um die Mitte des vorigen Jahrhunderts herrschte bekanntlich die Erhebungstheorie von L. v. Buch; dann stellte ihr A. Favre, Arn. Escher v. d. Linth u. a. die Lehre von der Passivität der Eruptivmassen entgegen, wonach die „Zentralgneise“ sehr alt und genau ebenso passiv in die Gebirgsfaltung einbezogen wären, wie irgend ein anderes Gestein. In den Westalpen errang diese Lehre in der Folgezeit einen vollständigen Sieg — selbst das Wort Zentralgneis kam in Verruf, wegen der früher damit verknüpften Vorstellungen. Vereinzelter Widerspruch — Weinschenk, Klemm, Rothpletz, Hugi, u. a. — konnte sich nicht durchsetzen. Auch in Frankreich, wo lange Zeit die Lehre von der Gneise schaffenden „Feldspatisation“ in der Tiefe der Geosynklinale (Termier u. a.) geherrscht hatte, schloß man sich schließlich an; und so konnte es für die Westalpen in den letzten Jahren als res judicata gelten, daß die Orthogneise — nicht nur die diskordant abgeschnittenen der äußeren, sondern auch die konkordanten der inneren, „penninischen“ Massive — alte, passive, „dislokationsmetamorphe“ Granite seien. Anders in den Ostalpen. Wohl gewann auch hier die eben angedeutete, u. a. von E. Sueß verfochtene Auffassung Boden, besonders seitdem die Deckenlehre die weitgehenden Analogien der Tauern-Zentralgneise mit den penninischen der Westalpen hervorhob, ja sogar die einzelnen westalpinen Gneisdecken in den Tauern wieder

zu erkennen glaubte. Aber daneben blieb immer noch die andere Ansicht lebendig, daß diese „Gneise“ unter besonderen Bedingungen erstarrte Granite, dabei verhältnismäßig jung seien, und in irgend einer Beziehung zur Metamorphose ihrer Schieferhülle und zur alpinen Gebirgsbildung stünden; auch der wohl beste Kenner der Tauern, F. Becke, teilte bis zu einem gewissen Grade diese Ansicht: er nahm zwar Metamorphose zu Gneis an, jedoch in unmittelbarem Anschluß an die Erstarrung. Sonst seien die Namen Löwl, Weinschenk, Kossmat, Sander, Angel, Heritsch genannt, aus neuester Zeit noch Christa und Kölbl.

Eine Besprechung und kritische Würdigung der einzelnen Argumente für und wider jede dieser Ansichten, soll an anderer Stelle erfolgen. Hier sei nur betont, was vor allem für ein höheres Alter der Zentralgneise beweisend scheinen mußte: Im Allgemeinen konkordante Überlagerung, mit Intrusionsverband nur mit der tiefsten, (wahrscheinlich vorpaläozoischen, sicher vortriadischen) Schieferhülle; Abwesenheit jeglicher sicheren Kontaktmetamorphose an der höheren (mesozoischen) Schieferhülle, insbesondere Abwesenheit von Kalksilikatgesteinen auch bei unmittelbarer Berührung mit Kalken; passive Verfallung des Zentralgneises mit seinen Hülsedimenten und starke tektonische Umformungen des ersteren selbst; lauter althbekannte Dinge, die ich gelegentlich der Aufnahmen in der Glockner- und Granatspitzgruppe immer wieder selbst bestätigen konnte; dazu noch die gelegentlichen, in ihrer Deutung freilich nicht ganz einwandfreien diskordanten Auflagerungen jüngerer Hüllglieder.

Allein etwas anderes hat mich in der Überzeugung von dem hohen Alter des Zentralgneises schwankend gemacht. Vor einigen Jahren berichtete Kölbl¹⁾, daß der Zentralgneis der Venedigermasse an seinem NO-Ende in primärem Kontakt mit den paläozoischen Schiefen der Grauwackenzone stünde, mit einem Gebirgsglied also, das von der Tauern-Schieferhülle durch einen großen tektonischen Kontakt getrennt ist. Hammer²⁾ hat dies im wesentlichen bestätigt. Und meine eigenen³⁾ Aufnahmen vom Stubachtal gegen W haben gezeigt, daß hier wirklich der N-Rand der Schieferhülle viel weiter südlich liegt, als man ihn früher je gesucht hatte; daß er also aller-Voraussicht nach gegen W in den Venediger Orthogneis hineinstreicht. Selbstverständlich kann das noch nicht kartierte (und nach den vorhandenen alten Karten ganz undeutbare) Zwischenstück noch Überraschungen

bringen; die Wahrscheinlichkeit, daß dadurch etwas Wesentliches an dem obigen Ergebnis Kölbls geändert wird, ist jedoch nicht allzu groß. So müssen wir heute ernstlich mit der Möglichkeit rechnen, daß die Venedigermasse die Schubfläche des Tauernnordrandes abschneidet. Da diese alpidisch ist⁴⁾, so wird damit — falls sich die angedeutete Voraussicht bestätigt — der Zentralgneis der Venedigermasse ebenfalls zu einer Intrusivmasse des alpidischen Zyklus.

Wir müßten uns dann eben damit abfinden, daß alle Argumente zugunsten eines höheren Alters der Zentralgneise sich nicht als stichhältig erwiesen hätten. Denn wenn diese auch gewiß nicht alle im strengen Sinn des Wortes gleich alt sein müssen, so bleibt für Altersverschiedenheiten doch nicht allzuviel Spielraum. Wir könnten z. B. annehmen, daß die Intrusion der Granatspitzmasse in einen früheren Abschnitt der alpinen Bewegungen fällt und daß sie deshalb weitgehend eingepaßt und eingestellt wurde; während die Intrusion der Venedigermasse länger andauerte. Diese ist ja auch nicht nur viel größer und komplexer, sondern hat auch nach verschiedenen vorliegenden Zeugnissen Erstarrungsstruktur und Intrusivverband vielfach sehr gut bewahrt, also wohl nicht mehr so viel von tektonischen Bewegungen zu leiden gehabt wie die Granatspitzmasse.

Die Seltenheit durchgreifender Kontakte, das Fehlen solcher an der „Oberen Schieferhülle“ — d. h. am Mesozoikum! — überhaupt, die Abwesenheit typischer Kontaktmetamorphose — diese Unterschiede gegenüber der Erscheinungsweise normaler Plutone müßten dann eben mit der Tiefenlage, mit Besonderheiten des Magmas oder des Intrusionsmechanismus in bewegtem Gebirge zusammenhängen. Darüber ist schon manches geschrieben worden und es sei an dieser Stelle nicht weiter darauf eingegangen.

Nun sind es aber gerade diese erwähnten Eigenheiten, die die Tauern-Zentralgneise mit den Orthogneisen der penninischen Decken in den Westalpen in eine Linie rücken. Sind sie in den Tauern nicht beweisend für ein höheres Alter, so sind sie es für die penninischen Gneise im W auch nicht! So stellt sich also von hier aus die Frage nach deren Natur und Alter, die schon lange erledigt schien, von Neuem. Es ist nicht meine Absicht, sie hier zu lösen. Aber ich möchte dazu anregen, daß ihre neuerliche Prüfung ernstlich und ohne jede Voreingenommenheit in Angriff genommen werde; wobei ich jedoch — auf Grund eigener Kennt-

nisse — gleich meiner Überzeugung Ausdruck geben möchte, daß für manche der penninischen Gneise — z. B. Arolla — oder Malojagneis — die bisherige Auffassung kaum zu erschüttern sein wird. Hier seien nur einige Beobachtungen am Orthogneis des Monte Rosa und seiner Fortsetzung in der Kuppel des Gran Paradiso wiedergegeben, die ich im Laufe der letzten Jahre machen konnte.

1. Beobachtungen an dem Monte Rosa - Gneis.

Bekanntlich hat C. Schmidt⁵⁾ einen Teil der Monte Rosa-masse als Granit bezeichnet und sogar auf einer Übersichtskarte ausgeschieden: am Unteren Plattje (der Felsinsel am NW-Fuß des Monte Rosa, auf der die Bétempshütte steht). Meine Erwartung, dort noch ganz massige Gesteinstypen zu finden, wurde nun allerdings einigermaßen enttäuscht. Allerdings, auf dem Querbruch kann das herrschende grobkörnige, insbesondere durch riesige Karlsbader Zwillinge von K-Feldspat gekennzeichnete Gestein einen recht massigen Eindruck machen; auf dem Längsbruch tritt dagegen wohl immer eine recht ausgesprochene Paralleltextur zu Tage. Sie fällt ziemlich flach gegen N. Aber ganz wie in der Granatspitzmasse schwach und stark geschieferte Gesteinspartien wechseln, so auch hier. Diese letzteren zeigen eine oft sehr feine schwarz-weiße Bänderung und linsenförmige Feldspatäugen; sie können viele Meter mächtig sein. Auffallenderweise streichen sie nun abweichend von der obigen gröberen Schieferung, von N-S bis NNO mit mittlerem W-Fall (entsprechend der Auflagerung der mesozoischen Grungesteine usw. in der Schalbetterfluh).

Außerdem beobachtet man in den gletschergeschliffenen Felsbuckeln des Unteren Plattje nicht selten Gänge und Adern von weißen Apliten bis Pegmatiten, mit schwarzem Turmalin. Die gröbere Schieferung wird von ihnen diskordant abgeschnitten, ist also älter! Dagegen konnte ich gegenüber der feinen Schieferung das Verhalten beobachten, wie es die beistehende Abbildung 1 zeigt: die Aplitader ist in Kleinfalten gelegt, zu welchen die Schieferung die Lage erzeugender Gleitflächen (W. Schmidt) einnimmt. Es liegt also die Annahme nahe, daß Schieferung und Falten auf die gleiche Durchbewegung beziehbar sind. Die Faltenachsen streichen etwa N 60° O, also „alpin“.

Die zweite Schieferung ist zweifellos jünger als die Aplitadern.

Daß aber auch voraplitische Schieferung wesentlich schärfer ausgeprägt sein kann, ersieht man aus folgenden Beobachtungen

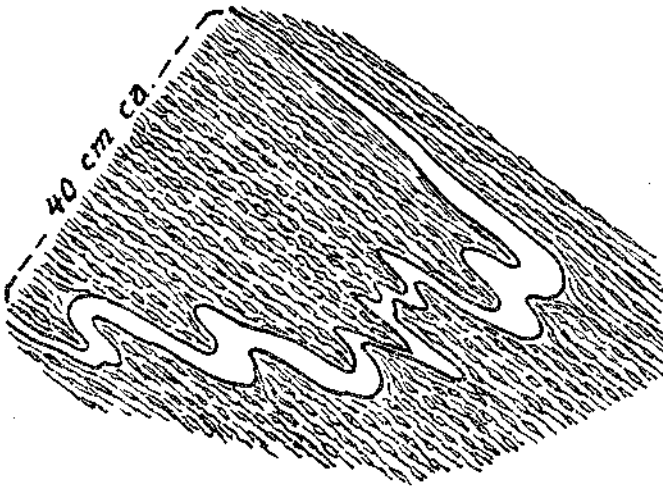


Abb. 1.

Gefältelte Ader von turmalinführendem Aplit in stark verschiefertem Monte Rosa-Gneis. — Unteres Plattje.

von der Südseite des Monte Rosa. Hier kommt am Wege von Gressoney zur Cap. Gnifetti der Orthogneis nur an einer Stelle (etwa 3250 m) unter den auflagernden Glimmerschiefern usw. (siehe Seite 15 f.) zu Tage; den unmittelbaren Kontakt sieht man nicht, wohl aber, daß die Auflagerung ganz flach und konkordant sein muß (wie sich diese Verhältnisse gegen S gestalten, wo die Glimmerschiefer alsbald viel tiefer hinabsteigen, wäre eine interessante, durch Detailuntersuchung zu lösende Frage). — Der Orthogneis ist hier sehr grobkörnig — das nahe Dach macht sich in dieser Hinsicht durchaus nicht bemerklich; die 2 bis 4 cm langen K-Feldspate liegen vollkommen in der auch durch Glimmerlagen sehr gut gekennzeichneten s-Fläche. Dunkle Schieferschollen, einige cm bis dm mächtig und bis zu einigen m lang, sind ebenfalls vollkommen in jene eingeschichtet. Dagegen setzt ein ca. $\frac{1}{2}$ m mächtiger Aplitgang schräg hindurch; die Paralleltextur des Gneises schneidet an den Gangrändern ab. Doch ist der Gang parallel den Rändern leicht geschiefert; und an der oberen Grenzfläche entwickelt er ein Salband von schwarzem Turmalin, der mehr oder minder senkrecht zu ihr aufgewachsen ist. (vgl. Abbildung 2) Dieser Gang ist mithin zweifellos jünger als die Paralleltextur des Gneises.

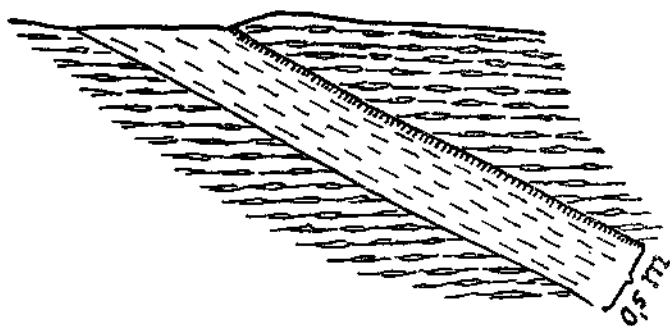


Abb. 2.

Diskordanter Aplüftung, parallel zu den Gangrändern geschiefert, mit Salband von schwarzem Turmalin am Hangendkontakt, im Monte Rosa-Gneis. Aufstieg zur Capanna Gnifetti, zirka 3250 m.

Kehren wir zurück zum Unteren Plattje! Dort gibt es auch noch Klüfte, die genau wie jene zweite Schieferung um N-S streichen und um 45° W fallen: es liegt nahe anzunehmen, daß sie von ihr durch kein zu großes zeitliches Intervall getrennt sind. Diese Klüfte aber tragen einen Belag von schwarzem Turmalin! Es hätten demnach noch gleichzeitig mit oder vielleicht wahrscheinlicher nach der letzten Durchschieferung pneumatolytische Exhalationen stattgefunden.

Da nun solche Exhalationen der Erstarrung des Magmas zwar nachzuzufolgen pflegen, aber doch nicht durch ganze geologische Zeitalter davon getrennt sein können; da ferner die zweite Schieferung und jene Falten mit einiger Wahrscheinlichkeit als alpidisch gelten können, so ergibt sich daraus, daß der Monte Rosa-Orthogneis nicht einer variszischen, sondern einer alpidischen Intrusion entsprechen müßte.

Ich bin mir wohl bewußt, daß die Schlußkette mit einigen Wenn und Aber behaftet ist. Zur Abwehr von möglichen Mißverständnissen sei aber bemerkt, daß auch bei alpidischer Intrusion die heutige Gestalt des Gneiskörpers größtenteils durch nachträgliche tektonische Deformation bedingt bleiben dürfte; dafür spricht schon die Häufigkeit der zweiten Schieferung.

Sehen wir nun, was das Mikroskop dazu sagt!

Der bloß mit der ersten Schieferung ausgestattete Gneis vom Unteren Plattje zeigt sehr schön perthitische K-Feldspate ohne Gitterung; Myrmekit nur vereinzelt an den Rändern. Einschlüsse nicht sehr häufig: rundliche Quarze, kleine Plagioklase,

meist gefüllt, aber nicht ausnahmslos. Die sonstigen Plagioklase sind meist sehr dicht gefüllt, vorwiegend mit Muskowit (Blättchengröße 0·02 bis 0·05, ausnahmsweise bis gegen 0·1 mm); nur in gewissen Fällen und da in fleckiger Verteilung, (An-reichere Kerne?) tritt daneben Zoisit auf, als dichter fast undurchsichtiger Filz bis 0·03 mm langer Nadelchen. Außerdem enthalten einzelne Plagioklase noch massenhaft kleine Granaten (0·05 bis 0·1 mm Durchmesser), von denen es fraglich ist, ob sie zur Füllung gehörig oder echte Einschlüsse sind; anderen Plagioklasen fehlen solche vollkommen, was die eine wie die andere Deutung erschwert. Quarz bildet Felder von stark verzahnten Körnern von 0·1 mm aufwärts, oder auch einfach gestalteten „Plastersteinen“; undulöse Auslöschung fehlt ganz. Dagegen sind ausgedehnte „Überindividuen“⁶⁾ vielfach schon mit Rot I. nachweisbar. Die meist unregelmäßig umgrenzten Biotitblättchen zeigen nie Umwandlungen, dagegen stets reichliche Titanitausscheidung; große Muskowite sind oft mit ihnen vergesellt, kleine in sie eingewachsen. Im Allgemeinen liegen die Glimmer in Nestern zusammengehäuft. Etwas Apatit; Titanit wohl sekundär (s. oben).

Primäre Granitstruktur ist in Resten noch erkennbar: idiomorphe Gestaltung mancher Plagioklase gegenüber Quarz. Doch überwiegen die blastomylonitischen Merkmale: dazu gehört das oben bemerkte, auf Zerfall größerer Einzelkörner mit folgender Rekristallisation zu deutende Verhalten des Quarzes ebenso wie die mit feinen Quarzkörnern ausgefüllten Risse im K-Feldspat⁷⁾. Außerdem finden sich ausgesprochene Zonen von feinem Trümmerwerk — weniger von Quarz als von Feldspaten; sowie solche von zerpfückten Muskowit- und (seltener) Biotitblättern, die gewöhnlich an die erwähnten Glimmernester ansetzen; auch hier jedoch fehlen zumeist Raumgitterstörungen. Diese Trümmerzonen verlaufen subparallel, soweit sie nicht durch große Mineralkörner zum Ausweichen gezwungen sind; sonst ist von Parallelordnung im Schliß nicht viel zu bemerken.

Es ist wohl nicht möglich, die angedeuteten Erscheinungen als „protoklastisch“, d. h. vor völliger Erstarrung zustande gekommen zu deuten; ich kann mir wenigsten nicht denken, daß dann die großen K-Feldspate, die wie in allen Graniten zuletzt, weitgehend neben dem Quarz (Einschlüsse!) kristallisiert sind, sich so gut hätten entwickeln können. Es ist wohl vorzuziehen eine Folge Erstarrung — erste Drehbewegung — mit überdauernder

Kristallisation, Aplitgänge anzunehmen. Es würde dann schon die erste Durchbewegung mit den magmatischen Vorgängen interferieren; wobei es freilich zunächst unbestimmt bleibt, ob diese erste Durchbewegung schon alpidisch oder welchen Alters sonst sie sein kann.

In dem stark verschieferten Gneis des Unteren Plattje — ganz ähnlich, aber noch schöner ist ein Schriff aus Moräne vom Oberen Plattje — sind die perthitischen K-Feldspate kleiner und viel unregelmäßiger geworden; Einschlüsse wie oben, quarzerfüllte Risse häufiger, doch fehlt auch hier jede Spur von Serizitisierung. Gefüllter Plagioklas nur noch spärlich — von Einschlüssen im K-Feldspat abgesehen — als Relikt; in der Hauptsache hat er sich aufgelöst in feinkörnige (0·01 bis 0·05 mm) Streifen aus ? Albit (Lichtbrechung!), reichlich Muskowit (0·02 bis 0·08 mm) und ebenfalls reichlich Quarz von ähnlichen Dimensionen; auch hier finden sich ausschließlich an diese Streifen gebundene kleine Granaten (0·03 bis 0·06 mm Durchmesser) sehr ungleichmäßig verteilt. Quarz zeigt herabgesetzte Korngröße (0·05 bis 0·1 mm), Korngestalten wie oben, nicht undulös; die Gruppierung zu Überindividuen geht es so weit, daß ganze Lagen fast einheitliche Orientierung zeigen, meist im Sinn der „Trennerschen Regel“ ($\gamma' \perp s$), z. T. aber auch gerade entgegengesetzt ($\gamma' \parallel s$). Auch der Biotit ist auf ganz kleines Korn gebracht (um 0·1 mm), mit seltenen Ausnahmen; auch er bildet Lagen, mit denen gelegentlich größere Muskowitblätter vergesellt sind. In dem Schriff vom Unteren Plattje nimmt Muskowit stärker überhand, er scheint hier den Biotit teilweise zu verdrängen; damit ist verstärkte Ausscheidung des (auch sonst reichlichen) Titanits verbunden. Auch Apatit hält sich an die Biotitlagen; seine Säulen von 0·1 bis 0·2 mm Durchmesser sind so auffallend intakt, daß man auch da an Rekristallisation denken möchte. Einmal fand sich ein Nest unregelmäßiger Körner von rötlichbraunem Turmalin; ferner etwas Magnetit und Pyrit.

Dieses Gestein gehört zu den vollendetsten Blastomyloniten. Quarz, Plagioklas — unter Zerfall in Albit + Muskowit! — und Glimmer sind, wie aus dem vorstehenden zu entnehmen, weitgehend auf einheitliche Korngröße verkleinert und zu dünnen Lagen ausgewalzt, deren Breite von mehr als 1 mm bis auf 0·03 mm hinabgeht, jedoch alles dies unter vollkommen überdauernder Kristallisation! Nur die Feldspatauge bilden ein Relikt der älteren Struktur.

Ein aplitischer Gang vom Unteren Plattje zeigt ein Gemenge von ziemlich gleichmäßiger Korngröße (0·5 bis 1 mm), von schwach mikropertithischem K-Feldspat (darin auf Spalt-
rissen und an den Rändern zum Teil Ansiedlung von Serizitfilz); von saurem Plagioklas mit meist ziemlich dichter Serizitfüllung, und von schwach undulösem, zum Teil aber auch in verzahnte
Haufwerke kleineren Korns zerfallenen Quarz. Glimmer treten mehr zurück: Biotit meist in Haufen (Einzelblättchen 0·1 bis 0·2 mm lang) und mit größeren (bis 1 mm) Muskowiten verknüpft. — Anklänge an panxenomorphe Struktur, doch Plagioklas zum Teil recht gut entwickelt; Paralleltexur im Schliiff nicht zu bemerken.

Von Metamorphose ist dieses Gestein jedenfalls sehr wenig betroffen!

Eine Scholle aus dem Orthogneis am Aufstieg zur Cap. Gnifetti (zirka 3200 m) zeigt einen Filz von Glimmer mit sehr wechselnder Korngröße (von 0·02 mm aufwärts); gewöhnlich herrscht Muskowit allein, zonenweise tritt Biotit hinzu oder herrscht vor; hier erreicht dann die Korngröße ihr Maximum (bis über 1 mm), zugleich wird die Parallelordnung der Blätter besser als sonst gewöhnlich. Parallele Streifen aus buchtig ineinandergreifenden Albiten wechseln mit dem Glimmergewebe; auch sie können noch sehr kleine (um und unter 0·01 mm) Blättchen von Muskowit wie von Biotit — lokal wechselnd, aber in ganz gleicher Form! — eingeschlossen enthalten. Eine „echte“ Füllung ist das jedenfalls nicht! Trotzdem bildet sie keine ältere Textur ab. Linsen- und nesterweise liegen verzahnte Quarzaggregate in den Feldspatstreifen. Spärlich sind kleine Granate verstreut, sowie etwas Erz mit Titanikränzen, auch sonst kleine Titanite. — Genetisch läßt sich aus dem skizzierten Bilde nicht viel herauslesen.

2. Einige Beobachtungen an den Gneisen des Gran Paradiso.

Im Kern der mächtigen Kuppel des Gran Paradiso⁸⁾ kommt ein Gestein vor, das man makroskopisch wohl als flaserigen Granit klassifizieren möchte. Anstehend gesehen habe ich ihn zwar nicht, nur in Blöcken auf dem Wege Valsavaranche-Pont, welche aus dem Hintergrunde dieses Tales stammen dürften. Auch dieses Gestein enthält mehrere cm lange K-Feldspate (Karlsbader Zwillinge), zum Teil noch weniger deutlich parallelgeordnet als am Unteren Plattje (Seite 4); die ziemlich reichlichen Biotite der Zwischenmasse liegen zwar parallel, jedoch jedes Blatt für sich allein, Häute bilden sie nicht. Die Ähnlichkeit mit paralleltexturierten Abarten des Bergeller Granits, welche italienische Geologen des vorigen Jahrhunderts wiederholt⁹⁾ hervorgehoben haben, besteht augenscheinlich zu Recht.

Im Dünnschliff freilich ist dieselbe wesentlich geringer, wegen des Hervortretens sekundärer Veränderungen. Hauptgemengteile: Mikroklin- Mikroperthit, sehr groß, nur leicht getrübt; Plagioklas mit dichter Fülle (gewöhnlich Zoisit über Serizit überwiegend; mehr an Engadiner Granite erinnernd als an Tauerngesteine!), häufig schmale ungefüllte albitische Randzonen, darin am Rand gegen K-Feldspat gelegentlich feine Quarzstengel (Myrmekit!). Kleine idiomorphe Plagioklase sind im K-Feldspat eingeschlossen, auch sie meist gefüllt bis auf die Albitränder. Übergang des Plagioklases in feines Zerreibsel ist gelegentlich sichtbar. Der Quarz zeigt häufig stengeligen Zerfall $\parallel c$, aber keine weitgehende Kataklase. Intensiv rotbrauner Biotit, mit Sagenit und Titanitausscheidung.

Granat findet sich wiederum nur als Einschluß in Plagioklas, in einzelnen in großer Menge, in anderen gar nicht. Apatit mäßig häufig; etwas Zirkon. Granitische Ausscheidungsfolge: Biotit \rightarrow Plagioklas \rightarrow (Quarz + K-Feldspat) ist noch in Resten erkennbar; von Paralleltextur noch weniger als im Handstück, auch die erwähnten Zertrümmerungserscheinungen führen — im übersehbaren Bereich des Schliffes — zu keiner solchen.

Beim Aufstieg vom Rifugio Vittorio Emanuele zum Gipfel des Gran Paradiso beobachtet man wiederum — wie am Monte Rosa — einen Aufbau aus grobflaserigen Augengneislagen im Wechsel mit ganz feingeschieferter. Ein — immerhin schon stark geschieferter — Augengneis mit über cm-großen, rundlichen „Augen“ aus 3300 m Höhe zeigt randliche Auflösung der Mikroperthitaugen in feines Zerreibsel mit Rekristallisation (Korngröße 0.03 bis 0.1 mm). Die großen Plagioklase haben gänzlich kleinkörnigen Zügen von Albit mit Muskowit und stets Quarz Platz gemacht; auch kleine Granaten sind streifenweise in größerer Anzahl beigemengt. Quarz bildet Felder und Streifen meist mehr oder minder verzahnter Körner, bis 0.5 mm Durchmesser; oft Überindividuen. Biotit in Zügen kleiner Blätter (0.2 bis 0.3 mm); Epidot in rundlichen Körnchen vielfach damit verknüpft, auch Züge kleinblättrigen Muskowits lassen sich meist nicht scharf davon scheiden. — Hier ist jede Spur von Erstarrungsgefüge verloren gegangen; die streifenförmige Anordnung aller Gemengteile weist auf intensive Laminarbewegung, die starke mechanische Kornverkleinerung ist bemerkenswerterweise von der Kristallisation überdauert.

Ein ganz stark verschiefertes Gestein vom Gipfelgrat des Gran Paradiso hat die Feldspat-Augen gänzlich verloren; makro-

skopisch erscheint es auf dem Querbruch fein schwarz-weiß gebändert. Im Schliff sind vom K-Feldspat noch einzelne Relikte bis 0·5 mm lang erkennbar, dazu viel feines rekristallisiertes Trümmerwerk (von 0·05 mm aufwärts). Albit bildet rundliche Körner von 0·2 bis 0·5 mm Durchmesser ohne Lamellen, nur zum Teil einfach verzwillingt; manchmal mit kleinen rundlichen Quarzeinschlüssen. Sie sind Holoblasten, die keine Beziehung mehr zu dem ursprünglichen Plagioklas erkennen lassen, sofern nicht hin und wieder zu beobachtende Haufwerke sehr kleiner Zoisit- und Epidotkörnchen, meist nur in einem kleinen Fleck des umschließenden Albitkristalls, als letzte Reste von „Fülle“ gedeutet werden dürfen. Auch der Quarz ist vollkommener rekristallisiert als oben, zu eckigem Pflaster von 0·1 bis 0·5 mm Korndurchmesser; vielfach erscheint er auch den Feldspaten in kleineren Körnern beigemischt. Biotit, Muskowit, Epidot in ähnlicher Größe wie oben mit einander vergesellt; dazu ziemlich reichliche Begleitung durch Titanit, sowie einzelne Granaten. Auch der Schliff zeigt hier selbstverständlich parallelstreifige Anordnung der Gemengteile; im Übrigen sind aber hier die blastomylonitischen Merkmale schon weitgehend — viel mehr als bei den vorher betrachteten Gesteinen — durch die Rekristallisation, insbesondere des Albits, verdeckt.

Ganz wesentlich anders sieht das Gestein aus, welches den Rand der Gneiskuppel auf der N-Seite, am Aufstieg von Cogne zum Rifugio Vittorio Sella bildet: ein feinkörniger lichter Muskowitgneis mit blaßgrünlichem Glimmer, der in dichtgedrängten — aber wohlindividualisierten! — Schuppen den Hauptbruch bedeckt, und kleinen Feldspatagen. Im Dünnschliff erscheinen diese als Mikroklin mit sehr verwaschener, oft auch ganz verlorengehender Gitterung; außer den immerhin einige mm langen „Augen“ auch viele kleinere Individuen. Der Plagioklas ist wieder größtenteils — bis auf vereinzelte Muskowithäufchen — ungefüllter Albit in rundlichen Körnern bis über 1 mm Durchmesser. Kleine rundliche Quarzeinschlüsse finden sich vielfach gehäuft darin, besonders am Rand gegen Mikroklin; das ruft den Verdacht auf umkristallisierten Myrmekit wach. Quarz bildet kleinkörniges (0·1 bis 0·3 mm) Pflaster. Neben den bis über 1/2 mm langen Muskowittafeln erscheint auch, viel spärlicher und kleiner, tiefbrauner Biotit; ferner als Begleiter der Glimmer etwas kleinkörniger Epidot, sowie sehr feine fast undurchsichtige Haufwerke nicht sicherer Natur. Endlich ist noch das sporadische Auftreten von tiefbraunem oder schwarz-

blauem Turmalin zu erwähnen. Streifige Anordnung der Gemengteile ist hier nur durch die parallelblättrigen Lagen der Glimmer ausgeprägt; im übrigen überwuchert die Kristallisation des Albits alle älteren Gefügereste. Soviel läßt sich jedenfalls erkennen, daß die Besonderheiten des Mineralbestands gegenüber den zuvor behandelten Gesteinen nicht auf andersartige Umwandlungen zurückgehen — der spärliche Biotit ist nicht der Rest eines einst zahlreicheren Volkes; vielmehr liegen zweifellos primäre Verschiedenheiten vor: eine aplitische Randfazies. Darauf läßt sich auch das Auftreten des Turmalins deuten.

Genau wie im Monte Rosagebiet gibt es auch in der Paradiskuppel aplitische Gänge, welche diskordant durch die geschieferten Gneise hindurchsetzen. Ich beobachtete solche oberhalb Eaux rouges (Valsavaranche) an dem Talsträßchen. Es ist ein weißes feinkörniges Gestein, das erst bei genauem Zusehen sehr feine parallelgestellte Biotitblättchen erkennen läßt. Der Schliiff zeigt ungegitterten K-Feldspat, vereinzelt mm lange unregelmäßige Körner, meist aber viel kleiner. Die unregelmäßig rundlichen Albite sind ungefüllt, aber oft reich an Quarzeinschlüssen, zum Teil ganz voll davon. Sonst bildet Quarz kleinkörnige Streifen; Biotit — häufig chloritisiert — unregelmäßig fetzige Blätter, 0·2 bis 0·5 mm lang; sie liegen nicht in Lagen, sondern vereinzelt, jedoch unter sich parallel. Auch sonst ist Paralleltexur viel deutlicher als das Handstück ahnen läßt; nicht nur durch die Lage der großen K-Feldspate, sondern vor allem durch die weithin parallelen Quarzstreifen ausgedrückt. Auch dieses Gestein scheint ein vollkommen kristallin verheiltes Blastomylonit.¹⁰⁾

3. Zur Vergleichung mit Tauerngesteinen.

Wenn hier zwischen den Orthogneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso einerseits, den Tauerngneisen, insbesondere dem Granatspitzgneis¹¹⁾ — als ihrem mir am besten bekannten Vertreter — andererseits eine Vergleichung unternommen wird, so genügt bezüglich der zu Eingang dieser Arbeit erwähnten, altbekannten Vergleichsmomente ein kurzer Hinweis. (Wegen eines Kalksilikatfels-Vorkommens — von dem aber weder das Alter noch eine Beeinflussung der Metamorphose von seiten des Monte Rosa-Gneises sicher ist! — vgl. den Anhang. Gegenstück dazu: ein granatführender Marmor im obersten Habachtal (Venedigermasse), dessen Kenntnis ich Herrn Prof. H. Leitmeier verdanke).

Ebenfalls ein kurzer Hinweis bezüglich der Verwandtschaft der Erzgänge: Quarzgänge mit goldführenden Kiesen treten um die kleine Aufwölbung von Brusson (Val d'Evançon) und W des Simplons ganz ebenso an den Monte Rosa-Gneis gebunden auf, wie im Sonnblickgebiet an den Zentralgneis (wobei freilich eine Abhängigkeit von dessen Magma noch durchaus nicht feststeht; vgl. die letzten Ausführungen hiezu von W. Petrascheck¹²).

Etwas mehr zu sagen ist bezüglich der diskordanten Auflagerung der Trias, wie sie erstmalig von Gb. Dal Pia z¹³) an der Paradiskuppel beobachtet wurde. Wenn man das Profil der Ostseite des Col Lauzon¹⁴) betrachtet, so sieht man, daß die Triasgesteine teils auf dem alten Glimmerschiefer usw. des „Daches“, teils aber auch unmittelbar auf dem Orthogneis aufruhend. Der erste Eindruck ist wohl der einer echten Diskordanz; und als solche hat sie Gb. Dal Pia z auch aufgefaßt. Aber Einzelheiten, welche diese Auffassung stützen könnten — z. B. Gneisgerölle in der Trias — liegen nicht vor. Und die Diskordanz ist auch nirgends unmittelbar sichtbar, sie könnte nur als tektonisch verschliffen betrachtet werden. So könnte man wohl daran denken, die Diskordanz überhaupt als tektonisch entstanden zu deuten, durch lokale Abscherung des Glimmerschiefermantels. Die komplizierte Tektonik läßt eine solche Annahme von vornherein nicht ungläubhaft erscheinen; ein unmittelbarer Beweis dafür freilich, in Gestalt der entsprechenden tektonischen Fazies der betroffenen Gesteine wäre erst zu erbringen; daß die besondere helle, feinkörnige, muskowitzreiche Ausbildung des Orthogneises hierselbst nicht unter jenen Begriff fällt, sondern auf eine primäre Randfazies zurückgeht, wurde oben angedeutet. Das Vorhandensein dieser Randfazies kann jedoch auf eine dritte Deutung führen: daß nämlich die Diskordanz nicht von oben, sondern von unten her entstanden wäre: als Intrusivdiskordanz. Doch spricht dagegen vorläufig wieder das schwere Bedenken, daß Kontakterscheinungen am Mesozoikum fehlen. Jedenfalls sieht man, daß eine Entscheidung bezüglich der Deutung dieser Diskordanz von weiterer Detailarbeit abhängt, die aber in dieser Frage durchaus aussichtsreich sein dürfte. Daß auch die besonders von Sander¹⁵) aus den Tauern (Zillertalermasse) angegebenen Diskordanzen zwischen Zentralgneis und „Hochstegenserie“ keine eindeutige Entscheidung geben, soll anderwärts ausgeführt werden.

Ein gemeinsamer Zug der Gneise des Monte Rosa und Gran Paradiso einerseits, des Granatpitzgneises andererseits ist zunächst

das Auftreten von Gesteinstypen, die noch mehr oder minder deutlich granitische Merkmale im Gefüge zur Schau tragen, neben solchen, wo dieselben gänzlich, durch zum Teil sehr weitgehende Durchbewegungen ausgelöscht sind. Immerhin sind auch die verhältnismäßig massigsten Proben stets noch mit einem gewissen Grade von Paralleltexur behaftet, so weit meine persönliche Erfahrung reicht. Es konnte oben am Monte Rosa-Gneis gezeigt werden, daß dies zwei zeitlich getrennte Schieferungsphasen sind; eben dies scheint auch in den Tauern möglich zu sein, wenngleich der strenge Beweis noch aussteht.

Es wurde oben schon auf jene Gänge hingewiesen, welche wenigstens die erste (schwächere) Schieferung durchschneiden ohne von ihr noch beeinflußt zu sein. Auch dazu finden sich Gegenstücke in den Tauern: aus der Zillertalermasse beschreiben sie Bianchi¹⁶⁾ und Dal Piaz¹⁷⁾; aus dem Sonnblickgebiet Kieslinger¹⁸⁾; ich selbst kenne aus dem Granatspitzgebiet Quarz-Turmalinadern, welche sich ähnlich verhalten.

Im Gegensatz dazu gibt es aber auch Gänge, welche mit dem umgebenden Gneis einheitlich geschiefert sind; vgl. z. B. Sander a. a. O. 1911, Seite 300.

Eine Gemeinsamkeit ist weiter der durchaus vorkristalline Charakter auch sehr weitgehender Durchbewegung (daß daneben in den Tauern — und wohl nicht nur in diesen! — auch nachkristalline Vorgänge nicht fehlen, spricht nicht dagegen; ich vermute in ihnen mehr lokale Auswirkungen jüngerer Bewegungsphasen. Dahin gehören vermutlich die nachkristallinen Störungen vom N-Rand der Venedigermasse ebenso wie die Ahrntallinie). Aber bezüglich der Mineralfazies besteht ein auffallender Unterschied: während in den Tauern — wenigstens im Granatspitzkern, ähnlich aber auch im Sonnblickgebiet — die extreme Verschieferung mit einer vollständigen Zerstörung aller Feldspate sowie des Biotits verbunden ist und zu weißen Muskowitphylliten (sogenannter Leukophyllit) führt, bleibt im Monte Rosa- und Paradiso-Gneis der Biotit fast stets erhalten und auch der Orthoklas rekristallisiert bis zu einem gewissen Grade; nur der Plagioklas zerfällt. Die Bedingungen unter denen die Durchbewegung erfolgte, waren also beiderseits recht verschieden; man kann wohl annehmen, daß in den Westalpen höhere Temperatur, vielleicht auch in den Tauern größere H₂O-Konzentration (das Material der zerstörten Mineralien ist größtenteils abgewandert!) im Spiele war.

Ich möchte diesen Gegensatz nun nicht etwa für eine Deckenparallelisation ausdeuten: denn was einstmals darüber lag ist beiderorts nicht ohne weiteres vergleichbar; die gewaltige Last ostalpiner Decken fehlte vermutlich im Westen! Im übrigen läßt die Erscheinung der Feldspatfüllung, welche eine weitere Gemeinsamkeit darstellt, gerade auf entgegengesetzte Unterschiede schließen: ihre wesentlich gröbere Ausbildung in den Tauern spricht dafür, daß dort die höhere Temperatur herrschte, gegenüber der Monte Rosa-Decke. Freilich sind Feldspatfüllung und Durchbewegung keineswegs auch zeitlich gleichzusetzen; durch ein entsprechendes Nacheinander mag sich der angedeutete Widerspruch lösen.

Wenn die Gneise des Monte Rosa und Gran Paradiso alpidisch intrudiert sind, dann können sie — ebenso wie dies andernorts für die Tauern-Zentralgneise ausgeführt werden soll — nur einer verhältnismäßig frühen Phase angehören.^{18a)} Denn daß sie ein gewaltiges Ausmaß von Durchbewegung noch erlitten haben, ist sicher — ebenso daß sie dies bereits im festen Zustande über sich ergehen lassen mußten. Ob ihre Platzergreifung auf intrusivem Wege erfolgt ist oder durch Migmatitisierung¹⁹⁾ — wie das neuerdings Reinhart²⁰⁾ von den Tessiner Gneisen annimmt — das wäre erst durch eingehende Untersuchungen festzustellen; wie auch nochmals betont sei, daß die endgiltige Lösung der Altersfrage noch solche erfordert.

ANHANG:

Über die Schieferhülle des Monte Rosa.

Bei dem Worte „Monte Rosa-Decke“ denkt man im Allgemeinen wohl hauptsächlich an einen Kern von Orthogneis und eine mesozoische Hülle mit viel Grüngesteinen; denn von einem vor-mesozoischen Mantel des ersteren ist in der Literatur nicht viel die Rede. Tatsächlich ist er im Zermatter Tal unter den riesigen Eismassen des Gornergletschers begraben, die gar Vieles verdecken können. Die italienische Karte¹²⁾ aber faßt über dem Granitgneis mit einheitlicher Farbe zusammen eine mächtige Hülle von „gneis minuti“, „micascisti“ u. a. — Namen hinter denen Verschiedenes getarnt sein kann; bezeichnet doch der an erster Stelle stehende häufig feinkörnige oder stärker verschieferte Randfazies von Orthogneisen, so daß man im Ungewissen bleibt, wo eigentlich die Grenze der Intrusivmasse zu suchen ist.

Ich habe mir im vergangenen Sommer die Sache angesehen, mit folgendem Ergebnis:

Zunächst dem Orthogneis liegt eine Zone dunkler Zweiglimmer-Gneise mit massenhaften, meist konkordant eingeschalteten aplitischen Lagen verschiedenster Mächtigkeit²³⁾. Man sieht dieselben als lichte Bänder, oft wunderlich verschlungen, die Steilwände all der hohen Gipfel vom Kastor ostwärts durchziehen, besonders schön in der SO-Wand des Lyskammes oder in der Nordend-Ostwand; die Mächtigkeit der Bänderzone erreicht viele hundert Meter, erst tief unten am W-Grat der Dufourspitze scheint der Orthogneis zu Tage zu treten.

Nach oben zu geht die aplitische Bänderung verloren und es ändert sich auch sonst zum Teil der Gesteinscharakter: am W-Grat der Dufourspitze um 4600 m tritt ein schweres dunkles plattiges Gestein auf, mit millimeterbreiten Quarzbändern und verstreuten Muskowitblättchen, das man nach dem makroskopischen Eindruck als Hornfels bezeichnen möchte.

Ein Dünnschliff zeigt vorherrschend einen sehr dichten und feinen (Blättchen um 0,005 bis 0,01 mm) Serizitfilz; nur an ganz vereinzelt Stellen ist Untergrund von (wahrscheinlich) Albit erkennbar, so daß wohl extrem gefüllte Plagioklase vorliegen. Darin liegen teils einzeln, teils in Streifen und Linsen — aber auch hier zum Teil noch durch zwischengreifenden Serizitfilz getrennt — rundliche oder gebuchtete Körner von Quarz, zum Teil deutlich in s gestreckt, von 0,1 bis 1 mm Länge. Manchmal umschließen sie äußerst feine Fasern in großer Anzahl, deren Natur sich nicht ermitteln ließ. Dunkelbrauner Biotit bildet meist sehr dünne Blätter, von 0,2 bis 0,5 mm Länge; häufiger ist Chlorit in ähnlichen Blättern, wohl aus jenen hervorgegangen, wenn auch sichtbare Übergänge selten sind; Muskowit in größeren, meist unregelmäßigen Blättern, ist oft damit eng vergesellt. In allen dreien treten — im Chlorit wohl immer — zum Teil massenhafte Einschlüsse von einem opaken Mineral in krümeligen Formen auf, das stellenweise lebhaft bläulich-graue Metallreflexe gibt und der eigentlich färbende Bestandteil des Gesteins zu sein scheint. Man könnte an Graphit denken oder auch an Ilmenit; die anscheinend mit der Chloritisierung vor sich gehende Anreicherung spricht wohl für die zweite Möglichkeit. — Letzter Hauptgemengteil ist ein ziemlich blasser Chloritoid, in meist gut umgrenzten Tafeln von 0,2 bis 0,6 mm. Stets liegt er in den Serizitmassen, teils sporadisch, häufiger gesellig; doch ist er keineswegs überall vorhanden, große Teile des Schliffes sind frei davon. Opakes Erz bildet einzelne Körner und zum Teil dünne Täfelchen. — Paralleltexur ist hauptsächlich in Gestalt von Lagenbau vorhanden: Nicht nur der Quarz (siehe oben), auch die Glimmer sind zum größten Teil in wesentlich von ihnen gebildeten Lagen angehäuft. Einstellung der einzelnen Blätter in s besteht dagegen nur teilweise, und noch mehr gilt dies vom Chloritoid. Postkristalline Gefügeverletzungen fehlen.

Eine genetische Deutung dieses Gesteins wage ich nicht zu geben. Fest steht wohl nur eine weitgehende Diaphthorese (Serizit!)

als letzter Akt seiner Geschichte. Sollte etwa im Zusammenhang damit der Chloritoid aus Granat entstanden sein und das Gestein in näherer Beziehung zu den Granatglimmerschiefern (s. unten) stehen? Aber auf einen normalen Typus derselben ist es wohl nicht zurückführbar; wie ich auch sonst nichts vergleichbares kenne. Hier bleiben umfassendere Untersuchungen abzuwarten.

Auf der S-Abdachung des Monte Rosa folgt über der Injektionszone — deren Mächtigkeit hier jedoch abzunehmen scheint — eine sehr mächtige Masse von muskowitzreichen Glimmerschiefern, meist mit Granaten, die in einzelnen Lagen bis Walnußgröße erreichen. Im Einzelnen ist der Habitus dieser Gesteine ziemlich wechselnd. Einzelne aplitische Lagen treten aber auch in ihnen sporadisch auf. Sonst finden sich noch Einlagerungen von Marmor mit Kalksilikatfels (selten; Weg von Gressoney zur Cap. Gnifetti bei zirka 3100 m), häufiger von amphibolitischen Gesteinen, zum Teil mit Glaukophan. Ein besonders schönes Glaukophangestein, mit bis 2 cm langen dunkelviolettblauen Prismen dieses Minerals, bildet bei der obersten Quelle am Aufstieg zur Cap. Gnifetti eine mehrere Meter mächtige Lage. In anderen Fällen handelt es sich nur um Linsen und Knollen solcher Gesteine. Sie sind von den italienischen Geologen als Umwandlungsprodukte von Eklogiten erkannt worden (s. unten!); daher der Name „micascisti eclogitici“ für diese ganze Gesteinsserie (die sich ähnlich in großer Ausdehnung in der Sesiazone, ferner auch am M. Emilius u. a. wiederfindet).

Im Schlift zeigt ein Granatglimmerschiefer (vom Aufstieg zur Capanna Gnifetti bei zirka 3100 m) ganze Lagen fast ausschließlich von aufeinandergewachsenen, bis über millimeterlangen Muskowittafeln gebildet; ganz lokal findet sich etwas Biotit in viel kleineren (0.1 bis 0.2 mm) Blättchen daneben. Ebenfalls ganz untergeordnet Chlorit, an den Rändern der Muskowitlagen oder vereinzelt eingestreute Flecken (größere Blätter als die des Biotits — kein Umwandlungsprodukt von diesem!). Buchtig ineinandergreifende Körner von Quarz, 0.1 bis (selten) 1 mm Durchmesser, bilden Linsen und Lagen zwischen den Glimmern; selten verflechten sich diese beiden Anteile des Gesteins enger, so daß sich „Glimmergebälke“ zwischen Quarzkörnern ausbildet. Granat, farblos und isotrop — meist rundliche — selten in gestreckte — Körner von 0.2 bis 0.3 mm, vereinzelt aber auch bis 2 mm Durchmesser; sie sind sowohl in Quarz- wie in Glimmerlagen eingebettet. In beiden Fällen ist auffallend ihre fast vollständige Einschlußfreiheit (abgesehen von einer graulichen Trübung in abgegrenzten Teilen der großen Granaten; obwohl ihre Elemente die Größenordnung von 0.01 mm erreichen können, war ihre Natur nicht zu ermitteln). Nebengemengteile: Rutil, opakes Erz — besonders der erstere einigermaßen reichlich in kleinen Körnchen. — Paralleltexur in den Glimmerlagen sehr ausgeprägt (im großen auch durch deren Wechsel mit den Quarzlagen); keine postkristalline Störung.

Der oben erwähnte Kalksilikاتفels enthält als Hauptgemengteile Diopsid, blaßrötlichen isotropen Granat, sowie Klinozoisit — alle drei vorwiegend in großen, unregelmäßig geformten, zum Teil gegenseitig einander durchdringenden Individuen (im Handstück glaubt man zu sehen, daß Diopsidkristalle — grün — von Granat — rosa — unwachsen werden). Gelegentlich sind solche siebartig mit kleinen Quarzkörnern durchsetzt; anderseits wird auch Calcit, der die Lücken füllt, zum Teil von ihnen umschlossen. Rotbrauner Titanit vereinzelt.

Das obige Glaukophangestein gibt sich im Schliiff als Abkömmling eines auffallend feinkörnigen Eklogits zu erkennen; den primären Mineralbestand vertreten blaßrötliche, isotrope Granaten von 0.1 bis 0.25 mm Durchmesser, oft idiomorph noch (110), und blaßgrünlicher Omphacit, als Pflaster mit Korndurchmessern von 0.01 bis 0.05, nur lokal bis 0.1 mm; manchmal sind einzelne Körner auch deutlich langgestreckt und in s eingeregelt (siehe unten!). Auch die Nebengemengteile: Rutil (reichlich in kleinen unregelmäßigen Körnchen), opakes Erz (ziemlich selten), Apatit (ganz vereinzelt) sind wohl primär. Die zweite Mineralgeneration vertritt vor allem der Glaukophan: a ganz blaß grünlich, l lila, c himmelblau; $b = c > a$; negativ mit kleinem Achsenwinkel, $c:c$ wenige Grade; $\gamma - a$ um 0.020. Stets ist er umgeben von einer scharf abgesetzten, stärker gefärbten Randzone mit a schmutzig lichtgelbgrün, b dunkelgrün, c blaugrün; $b > c > a$; Doppelbrechung etwas schwächer, Auslöschungsschiefe noch kleiner als im Kern. Während die Prismenflächen fast stets gut ausgebildet sind, kann sich an den Kristallenden die Randzone zwischen die Omphacitkörner usw. hinein verstein. Granat ist häufig als Einschluß, auch Rutil kommt als solcher vor; der Omphacit wurde vom Glaukophan aufgezehrt, — ohne daß das sonst übliche diablastische Zwischenstadium zu beobachten wäre! — die genannten „unverdaulichen“ Gemengteile wurden umschlossen, so daß ausgesprochene Siebstruktur zustande kommt. Weitere Gemengteile sind wohl nicht ohne Stoffzufuhr von außen zu denken: Muskowit bildet ganze Lagen in bis millimeterlangen, parallelgestellten Blättern, dringt auch öfters in das Omphacitpflaster ein; Quarz ist untergeordnet mit ihm verknüpft. — Der Wechsel der Muskowitlagen mit dem primären Eklogitgewebe — in welchem die Glaukophanprismen wiederum in s, wenn auch nicht ersichtlich in einer bestimmten Richtung geregelt liegen — schafft eine ausgezeichnete Lagentextur. Sie ist wohl das Ergebnis einer Durchbewegung, in Verbindung mit welcher die Umwandlung des Mineralbestandes erfolgte, insbesondere auch eine Zufuhr von SiO_2 und K_2O (Muskowit!) auf den Bewegungsflächen; die Heimat dieser Stoffe brauchte in diesem Falle nicht weiter als im unmittelbaren Nebengestein zu liegen.

Ob in der Metamorphose dieser Gesteinsfolge ein Einfluß des Monte Rosa-Gneises zu verspüren ist — über die Injektionszone hinaus! — ist bis jetzt schwer zu sagen. Am Kalksilikاتفels scheint ein solcher am ehesten zu erkennen; auch im Eklogit könnte er manchen neueren Auffassungen²³⁾ entsprechend angenommen werden; dagegen ist er bei dem mir vorliegenden Material der Granatglimmerschiefer nicht merklich. Die Überprägung durch regressive und Durchbewegungsmetamorphose ist wieder am Eklogit

sehr deutlich, während am Kalksilikatfels — wie an den meisten Gesteinen dieser Art! — nichts davon zu verspüren ist; und wie sich die Granatglimmerschiefer dazu verhalten, läßt sich noch nicht sagen. Auf jeden Fall liegt hier ein dankbares Feld für eingehendere Untersuchungen vor.

Im ganzen genommen zeigt diese Gesteinsfolge jedenfalls manche Analogien mit der „Unteren Schieferhülle“ der Tauern: eine Vergleichung auf breiterer Basis wird sich empfehlen. Davon gelegentlich später.

LITERATUR UND ANMERKUNGEN.

1) L. Kölbl: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sitzgsber. Ak. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 141, 1932, S. 39.

2) W. Hammer: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. Geol. Bundesanst., 85, 1935, S. 1. — Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Geriostales (Tirol). Jb. Geol. Bundesanst., 86, 1936, S. 265.

3) H. P. Cornelius: Zur Geologie von Lützelstübach. Verh. Geol. Bundesanst., 1935, S. 145.

4) Das und die Existenz einer großen Bewegungszone überhaupt wird zwar gelegentlich — z. B. von Kölbl a. a. O. und letztlich von E. Kraus, Abbau der Gebirge I (Berlin, 1936), S. 227, — in Zweifel gezogen. Meines Erachtens zu Unrecht; der angebliche Übergang der Kalkglimmerschiefer in die Grauwackengesteine existiert nicht! Denn in der Zone, wo der Übergang stattfinden sollte, herrscht tatsächlich eine wilde Schuppenstruktur: Einschaltungen einmal von mesozoischen Dolomiten, Breccien, Gips usw., anderseits von verschiedenen altkristallinen Gesteinskörpern, zum Teil von gewaltiger Mächtigkeit (vgl. Blatt Kitzbühel—Zell am See 1:75.000, herausg. v. d. Geol. Bundesanstalt, 1934; ferner H. P. Cornelius, a. a. O., 1935). Das ist ein Argument ganz unabhängig von dem Alter der Kalkglimmerschiefer; daß diese aber wirklich mesozoisch sind, ist mir immer gewisser geworden, je mehr ich sie — und ihre westalpinen Äquivalente — kennen lernen konnte. — Ein näheres Eingehen auf beide Punkte ist hier nicht möglich; dagegen ist solches für die nun vor dem Abschluß stehende geologische Beschreibung des Glocknergebietes, Teil I, von H. P. Cornelius und E. Clar, vorgesehen.

5) C. Schmidt u. H. Preiswerk: Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe; herausg. v. d. Geol. Kommission d. Schweiz. Naturf.-Ges., Bern, 1908. — C. Schmidt: Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. Eclogae geol. Helv., 9, 1907.

6) B. Sander: Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930, S. 133.

7) Vgl. dazu H. P. Cornelius: Geologie der Err-Juliergruppe I; Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, n. F. 70, 1935, S. 96.

8) Carta Geologica dell'Italia 1:100.000, Blatt Gran Paradiso. Einige petrographische Angaben über die Paradisogneise bei G. B. Dal Piaz: Geologia della catena Herbetet—Grivola—Grand Nomenon. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 7, 1928, S. 61 f.

⁹⁾ A. Bolla: Il gneiss centrale della Valtellina. Rendic. R. Acc. Lincei VII/3. — G. Melzi: Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino; Giorn. di Mineralogia, 4, 1893, S. 10.

¹⁰⁾ Leider ist die Orientierung der Paralleltexur zu den Gangrändern an dem mitgenommenen Handstück nicht ersichtlich.

¹¹⁾ G. B. Dal Piaz (Studi geologici nell'Alto Adige Orientale; Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 1934, S. 63) vergleicht manchen Typus von Orthogneisen der Zillertaler Masse mit solchen des Monte Rosa und Gran Paradiso. — Bezüglich des Granatspitzgneises vgl. L. Kölbl: Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 133, 1924, S. 291; ferner H. P. Cornelius und E. Clar: Geolog. Karte des Großglocknergebietes 1:25.000, mit Erläuterungen; herausg. v. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1935. Genauere Mitteilungen wird unsere geologische Beschreibung des Glocknergebietes bringen.

¹²⁾ W. Petrascheck: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitzber. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 141, 1932, S. 237. — In dieser Arbeit ist auch die Vergleichung der ost- und westalpinen Erzlagerstätten bereits durchgeführt.

¹³⁾ G. B. Dal Piaz: Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il paleozoico superiore nella zona pennidica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto. Atti Assoc. Miner. Piemonte; Torino 1931. Vgl. auch die Karte bei Dal Piaz, a. a. O. 1928.

¹⁴⁾ Vgl. das — allerdings etwas schematisierte — Profil Fig. 2 in H. P. Cornelius: Das Profil des Col Lauzon in den Grajischen Alpen. Mitt. Geol. Ges., Wien, 27, 1934, S. 139.

¹⁵⁾ B. Sander: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. I. Denkschr. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl. 82, 1911, S. 270. — II. Bericht, Jb. Geol. Bundesanst. 70, 1920, S. 284.

¹⁶⁾ A. Bianchi: Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 10, 1934 (Fig. 4, S. 47!).

¹⁷⁾ G. B. Dal Piaz, a. a. O. 1934, S. 15 u. a.

¹⁸⁾ A. Kieslinger: Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. Jb. Geol. Bundesanst. 86, 1936, S. 253.

^{18a)} Zu einer ganz ähnlichen Altersstellung („in einem früheren Abschnitt des alpinen Deckenschubs“) der Tauern-Zentralgneise kommt — auf Grund von Kölbl's Angaben — Prof. F. E. Sueß in seiner (nach Abschluß meines Manuskriptes erschienenen) Arbeit: Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung; Fortschr. Geol. 13/42, 1937, S. 58.

¹⁹⁾ E. Wegmann: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch. 26, 1935.

²⁰⁾ M. Reinhard: Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarb. Mijnbowk. Vereen. Delft, 1934/1935, S. 39.

²¹⁾ Carta Geologica dell'Italia 1:100.000, Blatt Monte Rosa; der in Betracht kommende Teil ist aufgenommen von V. Novarese, S. Franchi, A. Stella.

²²⁾ Vgl. E. Argand: La géologie des environs de Zermatt. Verh. Schweiz. Naturf.-Ges., 1923, II, S. 109.

²³⁾ H. Backlund: Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rdsch. 27, 1936, S. 53 f.