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

Band: 8 (1928)

Heft: 1

Artikel: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden)

Autor: Streckeisen, Albert

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-9917

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: 15.03.2026

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

Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden)

(Mit 6 Tafeln und 3 Figuren im Text.)

Von *Albert Streckeisen*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	90
Morphologie	92
1. Quartäre Ablagerungen	92
2. Oberflächengestaltung	94
Geologischer Bau	95
Übersicht	95
Einzelbeschreibung	100
Verbreitung der kristallinen Gesteine der Flüelagruppe in der übrigen Silvretta und in der Oetztalergruppe	109
1. Paragneise	109
2. Amphibolite	110
3. Mönchalpgranit	111
4. Flüelagranitgneise	111
Ergebnis	113
Tektonische Beziehungen zwischen Silvretta und Oetztalergruppe	113
Petrographischer Teil	115
I. Das Silvrettakristallin	115
Die Paragneise.	115
Allgemeines	115
Petrographische Beschreibung	117
1. Biotitschiefergneise	117
2. Biotitfleckengneise	119
3. Feldspatknotengneise	120
4. Staurolithschiefergneise und -glimmerschiefer	124
5. Granatgneise und -glimmerschiefer	129
6. Quarzitgneise	131
6. Wenig verbreitete Gesteine	132
a) Quarzfreier Biotit-Plagioklas-Schiefer	132
b) Quarz-Pyroxen-Fels	132
Chemismus und genetische Verhältnisse	133
1. Der Ursprung der Paragneise	134
2. Chemismus und Mineralbestand	137
3. Änderung des Chemismus durch magmatische Beeinflussung	138
4. Die Entstehung der Quarz-Andalusit-Linsen	140
Graphitische Schiefer und Konglomerate	142
Allgemeines	142

Seite
Petrographische Beschreibung 142
Genetische Verhältnisse und Chemismus 144
Die Amphibolite 145
Allgemeines 145
Petrographische Beschreibung 145
1. Feldspatamphibolite 145
a) Granoblastische Plagioklasamphibolite 147
b) Plagioklasamphibolite mit Hornblendeporphyroblasten . 148
c) Knotenamphibolite 149
2. Epidotamphibolite 151
3. Granatamphibolite 153
4. Eklogitamphibolite 154
5. Biotitamphibolite 157
6. Strahlsteinschiefer 158
7. Mylonitisierte Gesteine 158
a) Chloritschiefer 158
b) Calcitreicher Mylonit 159
Chemismus und genetische Verhältnisse 159
1. Der Ursprung der Amphibolite 159
2. Die Amphibolite als magmatische Serie 164
3. Chemismus und Mineralbestand 166
4. Die verschiedenen Stadien in der Metamorphose der Amphibolite 167
Der Mönchalpgranit 168
Allgemeines 168
Petrographische Beschreibung 169
1. Der eigentliche Mönchalpgranit 169
2. Die Granitgneise 174
3. Die Streifengneise 175
4. Schiefereinschlüsse 176
a) Quarzitischer Hornfels 176
b) Biotitreicher Schiefergneis 177
c) Biotitreicher Hornfelsgneis 177
5. Lamprophyre 178
Mönchalpgranitische Gesteine ausserhalb der Flüelagruppe . 180
1. Der Mönalpgranit vom Piz Fless 180
2. Die Cordieritgranite der Oetztaler Alpen 181
Chemismus und genetische Verhältnisse 181
1. Intrusionsverhältnisse 181
2. Chemismus 182
3. Umwandlungen 184
4. Zur Altersfrage 185
Die flüelagranitischen Intrusionen und ihre Injektionszonen 186
A. Die Flüelagranitgneise 186
Allgemeines 186
Petrographische Beschreibung 186
1. Granitgneise 186
2. Aplitisch-pegmatitischer Gneis 189
3. Glimmerreicher Augengneis 191

Seite
4. Aplit- und Pegmatitgänge 192
5. Wenig verbreitete granitische Gesteine 193
a) Feinkörniger Zweiglimmerorthogneis 193
b) Alkaligranit vom Flüela-Weisshorn 194
Mylonitisierung der flüelagranitischen Gesteine . . . 194
B. Die Injektionszonen 196
Allgemeines 196
Petrographische Beschreibung 197
1. Injizierte und aufgeschmolzene Paragneise . . . 197
2. Injizierte nnd aufgeschmolzene Amphibolite . . . 198
3. Kalksilikatfelse 200
4. Quarz-Plagioklas-Gneis 201
C. Chemismus und genetische Verhältnisse 202
1. Intrusionsbedingungen und Chemismus 202
2. Umwandlungen 203
3. Die granitischen Gesteine von Silvretta-Oetztal als magmatische Serie 206
4. Zur Altersfrage 212
Die Diabasgänge 213
II. Die Basalschuppe 215
Allgemeines 215
Petrographische Beschreibung 217
Die Hornfelsgneise 217
Die Amphibolite 218
Tektonisch umgeformte Hornfelsgneise und Amphibolite . . 219
1. Hornfelsgneise mit Muskovitporphyroblasten . . . 220
2. Serizit-Chlorit-Schiefer 220
3. Flaserige Chloritschiefer 220
Unterostalpiner Granit 220
Flüelagranitgneise 221
1. Grobflaserige Granitgneise 222
2. Aplitisch-pegmatitische Gneise 223
Aplitische Gneise 223
Basische Eruptiva 223
1. Saussuritgabbro 224
2. Chlorit-Hornblende-Schiefer 224
Diabasartige Gesteine 225
Permische und mesozoische Bildungen 225
1. Verrucano und Quarzporphyre 226
a) Klastische Bildungen 227
b) Quarzporphyre 227
2. Dolomite und Kalkschiefer 228
Bestimmung der Plagioklase nach der Fedorow-Methode . 228
Zusammenfassung 229
Literaturverzeichnis 233
Erklärung der Tafeln 237
6 Tafeln, 3 Figuren im Text.

Einleitung

Graubünden ist dasjenige Gebiet der Schweizer Alpen, an dessen Aufbau sich autochthone Zentralmassive, helvetische, penninische und ostalpine Decken gleichermassen beteiligen. Von West nach Ost fällt eine Decke nach der andern ostwärts ein und verschwindet unter der nächsthöheren, bis in der Silvrettadecke die höchste Stufe der Schweizer Alpen erreicht ist. Das östliche Axialgefälle gestattet uns einen Einblick in den innern Bau des Alpengebirges. Es ist daher kein Wunder, dass gerade die Untersuchungen in Graubünden die anderwärts (Freiburger Alpen, Glarner Alpen) gewonnenen Anschauungen über den Bau der Alpen gestützt, erweitert und vertieft haben. Die geologische Erforschung Graubündens, die wir hauptsächlich den Arbeiten von G. Theobald, R. Helbling, F. Zyndel, R. Staub und den Geologen der Berner Schule verdanken, ist vor einigen Jahren zu einem gewissen Abschluss gekommen; aus den vielen Spezialuntersuchungen hat sich ein Gesamtbild vom geologischen Aufbau Graubündens ergeben, das in grossen Zügen bereits in der „Geologie der Schweiz" von Alb. Heim dargestellt ist.

Mit der Erforschung des tektonischen Baus vermochte die petrographische Untersuchung nicht Schritt zu halten. Man beschränkte sich darauf, die tektonische Stellung der kristallinen Komplexe klarzulegen, und wandte sich dann neuen Aufgaben zu. Nur das unterostalpine Kristallin hat in einzelnen Teilgebieten eine eingehendere petrographische Bearbeitung erfahren (R. Staub, H. P. Cornelius u. a.); neuerdings auch die penninische Adulagruppe (H. Jenny, G. Frischknecht, J. Kopp). Insbesondere lagen aus der Silvrettagruppe nur wenige neuere Arbeiten vor (F. Escher), und man begann bereits, von einer „verwaisten Silvretta" zu sprechen.

Im Sommer 1924 begann ich, die Flüelagruppe geologisch und petrographisch zu untersuchen. Doch sollte die geologische Kartierung und petrographische Beschreibung der Gesteine nur die Grundlage sein, auf der versucht werden sollte, ein Bild von der Entstehung und Geschichte der Gesteine und ihrer Bauformen zu erhalten.

Das kristalline Grundgebirge der Silvretta hat eine lange, wechselreiche Geschichte hinter sich; es ist mehrmals von magmatischen Schmelzflüssen durchtränkt worden und hat mehrfach Gebirgsbildungen mitgemacht. Seine Gesteine, vorwiegend kristalline Schiefer eruptiven wie sedimentären Ursprungs, sind durch diese Ereignisse teils entstanden, teils umgewandelt worden, und sind so,

wie sie heute vorliegen, das Resultat mannigfaltiger, oft sich widerstreitender Vorgänge. Der Chemismus dieser Gesteine ist seit ihrer Entstehung im allgemeinen nicht oder nur wenig verändert worden und kann daher Auskunft geben über die Art und Weise ihrer Bildung; Struktur, Textur und Mineralbestand haben sich den jeweils herrschenden Bedingungen (Temperatur, Belastungsdruck, Stress) angepasst oder anzupassen gesucht, und je nach der Vollständigkeit oder Unvollständigkeit, mit der das geschah, haben sich Relikte aus früheren Perioden erhalten können. Es ist eine mühsame, aber interessante Aufgabe, aus den heute vorliegenden Merkmalen der Gesteine ihre Geschichte zu rekonstruieren; sie kann aber immer nur teilweise gelingen, weil die früheren Perioden von den späteren mehr oder weniger vollständig verwischt wurden, und wir nur durch Relikte über vorangegangene Epochen Aufschluss erhalten können.

Die Bauformen, so wie sie sich beim Verfolgen der geologischen Zusammenhänge ergeben, sind das direkte Abbild einer Gebirgsbildung. Auch hier können reliktische Formen älterer Gebirgsbildungen erhalten worden sein; doch kommt dies seltener vor, weil frühere Gebirgsbildungen von den späteren meist vollständig überwältigt werden. In unserm Fall erkennen wir eine ältere, herzynische Struktur, die von der alpinen Faltung als Ganzes in ihren Bau einbezogen worden ist.

Durch eine Kombination von Feldbeobachtungen, mikroskopischer und analytisch-chemischer Untersuchung ist versucht worden, Anhaltspunkte für die Geschichte der Silvretta zu gewinnen. Eine vollständigere Rekonstruktion wird eine vergleichende Untersuchung der alpinen Grundgebirgskomplexe zur Voraussetzung haben und muss späteren Zeiten überlassen bleiben. Je mehr sich so unser Wissen erweitert, desto mehr werden wir uns auch seiner Grenzen bewusst werden.

Die Flüelagruppe, das Gebiet, auf das sich die vorliegende Untersuchung erstreckt, ist folgendermassen begrenzt:

im Westen: Laret - Davos-Dorf - Dischmatal,
im Süden: Grialetschpass,
im Osten: Val Grialetsch - Kehrenthäli - Vereinatal - Alp Novai,
im Norden: Alp Novai - Ob. Gschwandter Boden (oberhalb Klosters) - Laret.

Da es nicht möglich war, der Arbeit eine genaue geologische Karte beizugeben, musste mehrfach auf die Blätter 419 und 423 der

Siegfriedkarte verwiesen werden, die der geologischen Kartenaufnahme als Grundlage dienten, und zwar folgende Ausgaben:

Blatt 419, Davos, Aufnahme 1844, Revision 1883, Druck 1918,

Blatt 423, Scaletta, Aufnahme 1846, Revision 1881, Druck 1921; eine Revision des Blattes Scaletta 1927 konnte nicht mehr verwendet werden. Um eine Verwendung der neuen Karten zu gestatten, sind für genaue Ortsbezeichnungen die auf diesen Blättern angegebenen Koordinaten des eidg. top. Gradnetzes benützt worden.

Der petrographischen Beschreibung sind Angaben über die durchschnittlichen Mengenverhältnisse und mittleren Grössenverhältnisse der einzelnen Hauptgemengteile beigefügt worden. An Hand von Darstellungen bestimmter prozentualer Zusammensetzungen, die eigens zu diesem Zweck hergestellt wurden (nach Art von Abb. 54 und 56, S. 314 und 324 in Lit. 50), sind die Mineralbestände der einzelnen Dünnschliffe geschätzt worden, von denen ein Durchschnitt genommen wurde; die Genauigkeit dieser Methode ist nicht sehr gross, liefert aber trotzdem ein anschauliches Bild der mineralischen Zusammensetzung eines Gesteins und ist den unbestimmten Angaben „viel", „häufig", „gelegentlich", „selten" vorzuziehen. Die mittleren Grössen wurden mit dem Netzmikrometer gemessen; dabei ist zu berücksichtigen, dass die wirkliche Korngrösse grösser ist als die Durchschnittsgrösse der Körner im Schliff, da manche Körner vom Schliff randlich getroffen werden und dann zu kleine Werte ergeben; diese Fehlerquelle lässt sich, besonders bei ungleichkörnigen Gesteinen, nicht immer ausschalten. Für die Besprechung der petrochemischen Verhältnisse wurde die Darstellungsweise von P. Niggli (64) angewandt.

Das untersuchte Material ist im Naturhistorischen Museum der Stadt Basel deponiert. Eine Sammlung der wichtigsten Gesteinstypen befindet sich im Flüelahospiz.

Morphologie

1. Quartäre Ablagerungen

Die Schuttbedeckung in der Flüelagruppe, besonders im Flüelatal, ist beträchtlich und erschwert die Verfolgung tektonischer Zusammenhänge. Sie besteht in der Hauptsache aus Moräne und Gehängeschutt.

Die *Moränen* gliedern sich in Talmoräne und Lokalmoräne. Die erstere kleistert die beiden Flanken der Haupttäler mit sehr verschiedenartig zusammengesetztem Moränenmaterial aus; sie reicht am Seehorn bis auf H. 2050 m; das Flüelatal bei Davos ist mit

Moräne erfüllt und daher bereits eiszeitlichen Alters. Die Lokalmoräne findet sich hauptsächlich in den Kartälchen und ist meist petrographisch einheitlich; die Moränenbedeckung ist hier oft nicht sehr mächtig; häufig tritt auch anstehender Fels hervor. An den Seitenhängen der Karnischen finden sich sog. Schneehaldenmoränen.

Die Methode, die Rückzugsstadien nach der Höhenlage der Moränen zu gliedern, erscheint nicht ganz zuverlässig. So wird z. B. in einem bestimmten Zeitpunkt der Hauptgletscher noch weit ins Tal vorspringen, während die kleineren Kargletscher sich bereits stärker zurückgezogen haben. Die Moränen grösserer und kleinerer Gletscher, die sich in gleicher Höhenlage befinden, sind daher nicht ohne weiteres gleichaltrig. Mit Rücksicht hierauf können in unserm Gebiet an Hand von Moränenwällen folgende Stadien unterschieden werden:

I. Zweite Phase des Daunstadiums (nach H. Eugster, Lit. 21):

a) Talmoränen H. 1850—2100 m. Sehr schön entwickelt im Dischmatal zwischen Am Rhin (1850 m) und Dürrboden (2000 m). Im Flüelatal oberhalb Tschuggen 1950 m, bei Mehlkasten 2050 m und Carlimatten 2150 m. Im Grialetschtal bei Alp Pra dadaint 1950 m.

b) Vorderste Moränen der Seitentälchen: Tschuggenthäli 2250 m, Carlimatten Westseite 2250—2300 m, Kehrenthäli 2350 m u. a. m.

II. Endphasen des Daunstadiums:

a) Talmoränen H. 2100—2400 m. Schlecht entwickelt. Im Dischmatal ob Dürrboden. Im Flüelatal unmittelbar nördlich von „Flüela"pass (2350 m). Im Tal gegen Süs bei Chaunt sura H. 2180 m.

b) Karmoränen. Sehr verbreitet; gut entwickelt in fast allen Kartälchen. 2400—2700 m.

III. Rezente Stadien:

Im heutigen Zeitpunkt (1927) sind die Gletscher stark zurückgewichen. Noch die Siegfriedkarte (Aufnahme 1844—1846, Revision 1881—1883) verzeichnet ein viel weiteres Vorgreifen der Gletscher: der Jörigletscher erreichte beinahe die Jöriseen, der Radüner Gletscher die Felsen im obern Radünthäli; der Grialetschgletscher war bis zu H. 2320 vorgestossen und hatte auch auf die linke Seite des Grialetschtals übergegriffen. Die Moränen dieser Vorstösse sind sehr schön erhalten, besonders im Grialetschtal, dann auch im Radünthäli (H. 2460 m) und bei den Jöriseen.

Auch einige Moränen in den Kartälchen sind rezenten Alters (NW-Seite des Flüela-Weisshorn, Schwarzhorngletscher).

Der *Gehängeschutt* ist häufig von Moräne nicht zu unterscheiden; im allgemeinen zeigt er etwas steilere Böschungen. Manchmal treten mächtige Schutthalden auf, die von der Vegetation schlecht oder gar nicht bedeckt werden (Südseite des Seehorns, SW-Seite des Flüelapasses).

2. Oberflächengestaltung

Die heutigen Oberflächenformen sind in der Hauptsache während der Eiszeit entstanden und weitgehend durch die Gletschererosion bedingt; sie können als alternde glaziale Denudationsformen bezeichnet werden (67). Die Berggräte sind beidseitig von Karnischen begleitet; Pischahorn, Flüela Weisshorn und Flüela Schwarzhorn sind typische Karlinge. Die Verebnungen von Carlimatten und Flüelaberg sind die gut erhaltenen Reste eines älteren Taltroges, in den sich das jüngere Tal eingetieft hat. Schöne Rundhöckerlandschaften („roches moutonnées") finden sich am Flüelapass, an den Jöriseen und anderwärts. Fast alle Seen des Gebietes sind Karseen. Diese Verhältnisse sind bereits von F. Nussbaum (67) kurz dargestellt worden. Neuerdings hat J. Cadisch (12) versucht, die verschiedenen Karböden und Trogschultern nach ihrer Höhenlage in verschiedene Verebnungssysteme vorwiegend glazialen Ursprungs zu gliedern.

Die Gipfel- und Gratformen sind durch die Verwitterung der verschiedenen Felsarten sehr verschieden gestaltet; die festen, sehr widerstandsfähigen Amphibolite bilden scharfe, zackige Gräte und spitze Gipfel (Flüela Schwarzhorn); die Granitgneise zeigen mildere, geschlossene, massige Formen (Flüela Weisshorn, Sentishorn); die Paragneise bilden sanftere, gerundete Höhen (Pischahorn, Bühlenberg). Gipfel und Gräte sind alle stark zerklüftet, häufig in Blöcke zerfallen; sie eignen sich wenig zur Messung von Schieferungslagen.

Die Seitenhänge der Täler sind oft mehr oder weniger stark verrutscht; so besonders der Drusatschahang, beide Seiten des Mönchalptals und des Flüelatals (Bederaberg, Flüelaberg, Tschuggenberg, Engeberg) u. a. Oft lässt sich diese Verrutschung mehr vermuten als sicher nachweisen.

Eine kleine Sackungsmasse (8) ist nördlich vom „Rücken" ausgebrochen (Rütiwald) und gegen Aeuja in langsamer Abwärtsbewegung begriffen.

Am Nordwestrand greift der Serpentinbergsturz der Totalp ins Untersuchungsgebiet ein; er dürfte spätglaziales oder interstadiales Alter besitzen, da auf ihm kristalline Blöcke lagern, die nicht vom

Drusatschahang herstammen können. Eine genauere Untersuchung steht noch aus.

Die Anlage der Haupttäler (Dischmatal, Flüelatal, Mönchalptal, Vereinatal) gegen NW oder NNW wird von J. Cadisch (12) durch eine gemeinsame ursprüngliche Entwässerung nach der Landquart erklärt, was sehr einleuchtend ist. Die auffällige Umbiegung des unteren Flüelatals gegen W macht es wahrscheinlich, dass die Flussumkehr und Entwässerung nach der Albula schon sehr frühe stattgefunden hat. Auch die Zügenschlucht besitzt interglaziales Alter.

An einigen Stellen ist der alte Bachlauf von Moräne zugefüllt worden, und es hat sich daneben ein neuer, epigenetischer Lauf im Fels eingeschnitten (Flüelaschlucht bei Davos, Radünerbach beim Wegerhaus Chaunt sura im Susascatal); doch handelt es sich stets um Epigenesen von untergeordneter Bedeutung.

Geologischer Bau

Übersicht[1])

Das Silvrettakristallin, das sich vom Piz Kesch über das zentrale Silvrettagebirge bis an die Arlberglinie erstreckt, und der zugehörige Sedimentmantel bilden zusammen die Silvrettadecke (oberostalpine Decke), die oberste Decke der Schweizer Alpen.[2]) Sie stellt eine gewaltige Schubmasse dar, die die tieferen tektonischen Einheiten, Teile der unterostalpinen Decken, verquetscht, von ihren Wurzeln abgerissen und nach Norden verfrachtet hat (Wirkung als „traîneau écraseur"). Diese unterostalpinen Elemente sind besonders im Rhätikon (Falknis, Sulzfluhgruppe) und in der Aroser Gegend (Aroser Schuppenzone) angehäuft worden. Sie stechen im oberen Prätigau (Monbieler Halbfenster) ostwärts unter das Silvrettakristallin ein und tauchen 15 km weiter östlich, bei Guarda und Ardez im Unterengadin, wieder darunter hervor. Auch seinem Südrand entlang (Zuoz-Albulapass-Bergün) wird das Silvrettakristallin) von tieferen tektonischen Einheiten begrenzt (9, 96). Es wurzelt

[1]) Man vergleiche hiezu die tektonische Skizze S. 97, die nach den Arbeiten von M. Blumenthal, J. Cadisch, F. Escher, H. Eugster, W. Häfner, Alb. Heim, W. Leupold, A. Spitz, R. Staub, G. Theobald und nach eigenen Aufnahmen zusammengestellt wurde; sie bietet keine Gewähr für eine im einzelnen richtige Darstellung, sondern beschränkt sich darauf, ein allgemeines Bild von der geologischen Lage und von der Innenstruktur des Silvrettakristallins zu vermitteln.

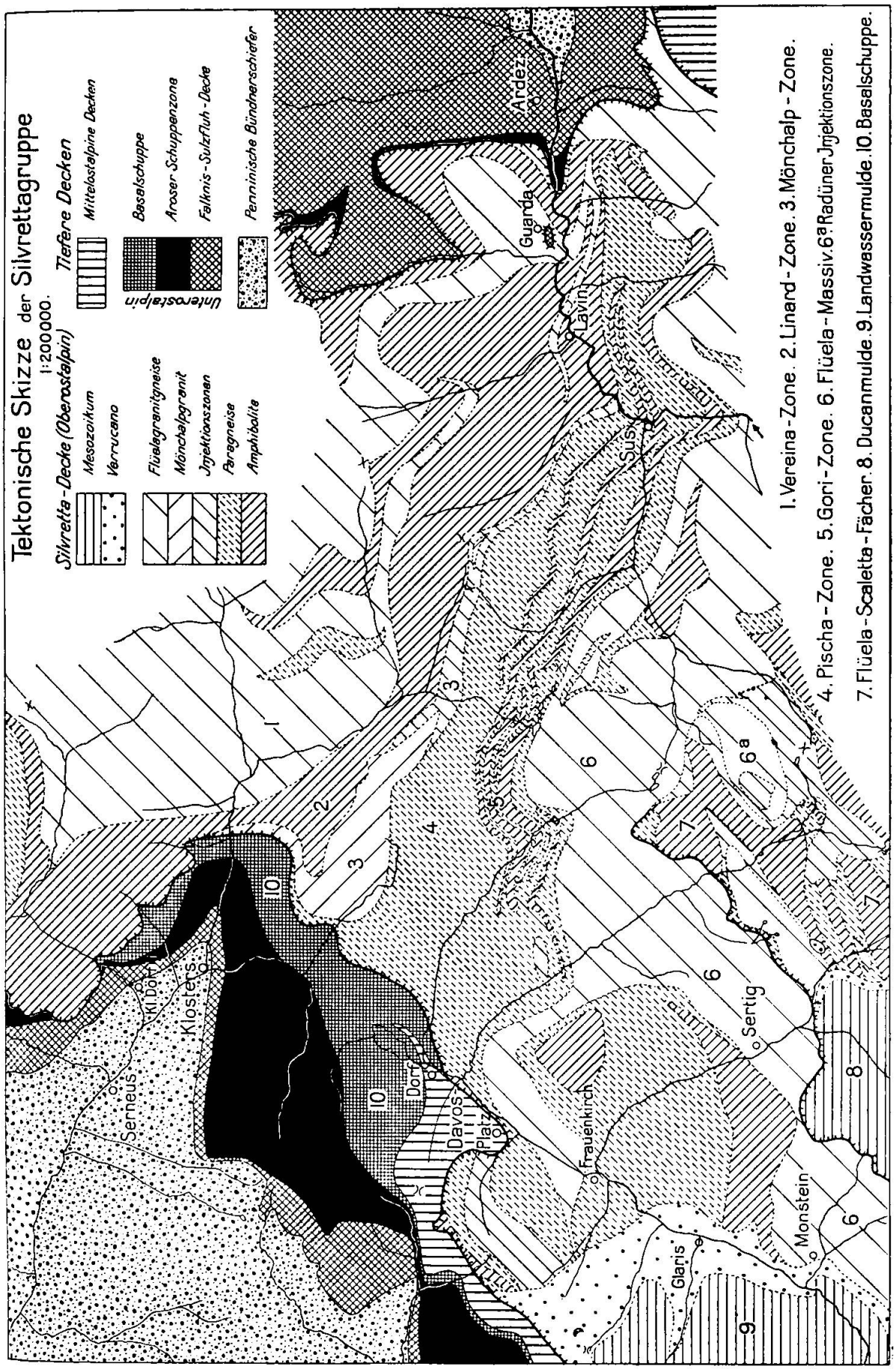
[2]) Über ihre Aufteilung in Ötztalerdecke und die Silvrettadecke s. str. vgl. S. 113 f.

nicht in der Tiefe, es bildet kein autochthones Massiv, sondern eine auf fremder, jüngerer Unterlage schwimmende Deckscholle.

Von Davos bis Alp Novai (bei Klosters) schaltet sich zwischen den unterostalpinen Decken als Liegendem und dem Silvrettakristallin als Hangendem eine Gesteinsserie ein, die aus ineinander verschuppten oberostalpinen und unterostalpinen Elementen besteht; sie wird als „Basalschuppe" bezeichnet. Aus ihr taucht am Davosersee ein Kern von Triasdolomit hervor, der westwärts rasch anschwillt und sich zur Decke der Aroser Dolomiten entwickelt (Mittelostalpin); diese hat sich *nach* der Überschiebung der Silvrettadecke mit ihrer Stirn in das überliegende Silvrettakristallin eingebohrt und im Aroser Gebiet einen Teil desselben eingewickelt (Aroser und Parpaner Rothorn). Wie weit die Basalschuppe selber nach Westen verfolgt werden kann, bleibt noch zu untersuchen.

Im Verlauf der Alpenfaltung ist der Sedimentmantel der Silvrettadecke in Falten gelegt, teilweise auch geschuppt und von seiner kristallinen Unterlage abgeschert worden; nur wenige Reste sind auf dem Kristallin selber erhalten geblieben (Ducanmulde); der grössere Teil der Sedimente ist weiter nach Norden verfrachtet worden (Scesaplanagruppe im Rhätikon, Vorarlberger und Tiroler Kalkalpen).

Das Silvrettakristallin hat sich der alpinen Faltung gegenüber viel starrer verhalten. Ihre tektonischen Spannungen haben sich an einigen Scherflächen und Ruschelzonen ausgewirkt, von denen das Kristallin durchsetzt ist. Die wichtigste von ihnen ist die Ducanscherfläche, an der die Sedimente der Ducanmulde von ihrer Unterlage abgeschert worden ist und die auch ins Kristallin eingreift. Eine andere lässt sich im unteren Vereinatal beobachten. Abgesehen von diesen tektonisch bevorzugten Stellen möchte ich die Wirkung der alpinen Faltung auf das Silvrettakristallin nicht sehr hoch anschlagen. Die normal auflagernden mesozoischen Sedimente zeigen im allgemeinen nur geringe oder gar keine Veränderungen metamorpher Natur (Ducanmulde), ganz im Gegensatz zum Sedimentmantel des Gotthardmassivs oder der Tessiner Decken. Die Diabasgänge, die im Silvrettakristallin aufsetzen, sind manchmal etwas geschiefert, häufiger aber vollkommen frisch; ihr Alter ist noch unbekannt; obwohl sie im Sedimentmantel noch nicht aufgefunden wurden, möchte man sie doch wegen ihres unmetamorphen Charakters mit den mesozoischen Ophiolithen parallelisieren; aber auch in diesem Fall haben sie die Hauptphasen der Alpenfaltung mitgemacht, ohne tiefer greifende Umwandlungen davonzutragen, wäh-


Tektonische Skizze der Silvrettagruppe
1:200000.
Silvretta-Decke (Oberostalpin)
Mesozoikum
Verrucano
Flüelagranitgneise
Mönchalpgranit
Injektionszonen
Paragneise
Amphibolite
Tiefere Decken
Mittelostalpine Decken
Basalschuppe
Aroser Schuppenzone
Falknis-Sulzfluh-Decke
Penninische Bündnerschiefer
Unterostalpin
Ardez
Guarda
Lavin
Susi
Klosters
Kl. Dörf
Serneus
Dorf
Davos
Platz
Frauenkirch
Sertig
Monstein
Glaris
1. Vereina-Zone. 2. Linard-Zone. 3. Mönchalp-Zone.
4. Pischa-Zone. 5. Gori-Zone. 6. Flüela-Massiv. 6a Radüner Injektionszone.
7. Flüela-Scaletta-Fächer. 8. Ducanmulde. 9. Landwassermulde. 10. Basalschuppe.

rend ihre Äquivalente in den Bündnerschieferregionen im Wallis und in Graubünden zu Grünschiefern umgewandelt worden sind. Ich möchte daher selbst die Paralleltextur der Flüelagranitgneise nicht der alpinen Faltung zuschreiben, sondern sie auf Rechnung einer herzynischen Schlussphase[1]) setzen; denn so frisch diese Gesteine auch aussehen, lässt sich doch eine deutliche Umkristallisation an ihnen beobachten.

Granitische Gneise, Schiefergneise (Paragneise) und Amphibolite bilden die drei Hauptgesteine des Silvrettakristallins, die etwa zu gleichen Teilen auftreten.

Paragneise und Amphibolite bilden meist langgestreckte parallele Zonen mit im allgemeinen ostwestlichem Streichen. Es sind dies die Zonen, die schon THEOBALD (105) auf seiner Karte durch die ganze Silvretta durchzuziehen suchte; allerdings entspricht ihr Verlauf nicht immer dieser Darstellung.

Die Paragneise sind meist zu mächtigen Komplexen vereinigt. Ihnen sind die Amphibolite in meist lang anhaltenden Lagern eingeschaltet, unter sich durch schmale Gneislagen getrennt. Sie treten gern in Schwärmen auf und ordnen sich so zu Amphibolitzonen, die die Paragneiszonen begleiten und gleichfalls auf grosse Erstreckung anhalten. Die Amphibolitzonen sind manchmal als mächtige kompakte Massen entwickelt (Flüela Schwarzhorn). Oder sie bestehen aus einer Anzahl Amphibolitbänder, die im Streichen auskeilen und sich auch ablösen (Gori-Zone); doch lassen sich zuweilen einzelne Amphibolitbänder bis 10 km weit verfolgen und bilden dann wertvolle tektonische Leithorizonte. Auch die als Mönchalpgranit bezeichneten Granite und Granitgneise sind konkordant zwischen Paragneise und Amphibolite eingeschaltet, aber wenig ausgedehnt.

Anders verhalten sich die flüelagranitischen Gesteine. In ihren Dachpartien sind aplitische und granitische Gneise konkordant zwischen die Paragneise oder Amphibolite eingeschaltet, häufig unter Ausbildung von Mischgneisen gegen die Schieferhülle. In den Kernregionen der Granitgneis-Massive sind die Paragneise und Amphibolite diskordant abgeschnitten und aufgeschmolzen worden; der Zonenverband und damit die alte Struktur wurde zerstört. Die flüelagranitischen Intrusionen erscheinen somit jünger als die aus Para-

[1]) Als herzynische Faltung wird — ohne Rücksicht auf irgendwelche Streichrichtungen — diejenige Faltung bezeichnet, die sich im Permokarbon abgespielt hat und der das Plateau Central, die deutschen Mittelgebirge und die alpinen Zentralmassive ihre orogenetische Entstehung verdanken.

gneisen und Amphiboliten bestehende, bereits gefaltete Schieferhülle, die sie in den tieferen Teilen aufgeschmolzen, in den Dachregionen lagenweise injiziert haben.

Als jüngste Bildungen erscheinen Diabasgänge, die zuweilen schwarmweise auftreten und Granitgneise, Paragneise und Amphibolite häufig senkrecht zu deren Schieferung durchqueren.

Der geologische Bau des Silvrettakristallins ist im wesentlichen älter als die Alpenfaltung und von ihr nur wenig verändert worden. In diesem Altkristallin finden sich graphitische Schiefer und Konglomerate konkordant eingefaltet; obwohl über deren Alter noch nichts genaueres bekannt ist, sind sie vermutlich ins Karbon zu stellen; es liegt daher nahe, den innern Bau des Silvrettakristallins auf die herzynische Faltung zurückzuführen. Die Flüelagranitgneise, die diese Innenstruktur durchbrechen und die graphitischen Schiefer randlich zuweilen als Einschlüsse führen, wären dann als jungpaläozoische (oberkarbonische) Granitintrusionen anzusprechen, wie sie im ganzen herzynischen Gebirge sehr reichlich vorkommen; sie haben hier allerdings nachträglich noch eine starke Umkristallisation erfahren, die einer Stressphase am Schluss der herzynischen Faltung zugeschrieben werden muss. Auch das Auftreten mächtiger klastischer Bildungen in Perm und Untertrias der Silvrettasedimente (Verrucano) sprechen für eine unmittelbar vorangegangene Faltung. Die Ähnlichkeit mit den benachbarten herzynisch gefalteten Grundgebirgskomplexen (Bernina-, Gotthard- und Aarmassiv) tritt deutlich hervor. Ohne einen strikten Beweis führen zu können, betrachten wir daher die Silvretta als herzynisch gefaltetes Massiv, das von der alpinen Faltung en bloc erfasst und ohne sehr wesentliche Änderungen in den alpinen Bau einbezogen worden ist.

Um die geologischen Strukturen zu erkennen, die das Silvrettakristallin beherrschen, müssen die Untersuchungen grösserer Gebiete vorliegen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht ausgeführt werden konnten. Bis jetzt lassen sich erst die alten Angaben Theobalds über das Silvretta-Gewölbe (im Norden) und den Flüela-Scaletta-Fächer (im Süden) bestätigen, ohne dass jedoch in genetischer Beziehung seine Ansichten übernommen werden dürften. Diese beiden tektonischen Formen werden getrennt durch das Flüela-Massiv (Hauptverbreitung der grobflaserigen Granitgneise). Das Silvretta-Gewölbe verläuft ziemlich genau E—W; seine Axe folgt dem oberen Landquarttal und zieht sich über den Silvrettagletscher; sie senkt sich gegen W. Der Flüela-Scaletta-Fächer enthält vorwiegend Paragneise und Amphibolite in steiler bis senkrechter Lagerung; sie

streichen gegen NE oder NNE; sie werden vom Flüelagranitgneis diskordant durchbrochen und aufgeschmolzen.

Einzelbeschreibung[1])

Im folgenden sollen Verbreitung, geologische Lagerung und Verbandsverhältnisse der im Untersuchungsgebiet vorkommenden kristallinen Gesteine nach ihrer Zonengliederung beschrieben werden. Wir beginnen dabei im Norden:

1. Im unteren Vereinatal, zwischen Alp Novai und Alp Vereina, treffen wir eine Serie heller, stark verschieferter Gneise, die wir als *Vereina-Zone* bezeichnen. Es handelt sich um den Randteil einer flüelagranitischen Intrusion, der als Injektionszone ausgebildet ist: granitische Magmen sind in sedimentogene Gesteine eingedrungen, haben sie injiziert und teilweise assimiliert, sodass es oft unmöglich ist, eruptiven und sedimentogenen Anteil auseinander zu halten. Heute liegen diese Gesteine als granitische und aplitische Gneise, Augengneise, Lagengneise u. s. w. vor. An einzelnen Stellen (Vereinasträsschen) haben sie eine starke tektonische Beanspruchung erlitten und sind zu Myloniten umgewandelt worden.

Die Hauptentwicklung der Vereinazone liegt ausserhalb des Untersuchungsgebietes auf der Nordseite des Vernelatals und in der Umgebung des Verstanklahorns. Glimmerreiche Augengneise und Injektionsgneise verschiedenster Art herrschen vor, granitische Gneise und grobe Augengneise treten eher zurück. Das Ganze hat viel mehr den Charakter einer Injektionszone von grossem Ausmass als den eines Massivs. Manchmal sind ihr auch grössere Paragneis- und Amphibolitlager eingeschaltet.

Die Vereinazone besitzt im untern Vereinatal ziemlich regelmässiges Streichen und Fallen N 30—50 W, e[2]) 40—50 SW; sie ist dem herzynischen Zonenbau konkordant eingeordnet. Bei der Alp Vereina wendet sie sich stärker gegen E, erreicht über die Nordseite des Vernelatals das obere Val Lavinuoz; vom P. Tiatscha an wird sie stark eingeengt; sie verläuft am NE- und E-Hang von P. d'Anschatscha und P. Champatsch mit N 75—85 E, e 30—60 S, ist im Bett des Tuoibachs bei Guarda gut aufgeschlossen und überschreitet bei Giarsun den Inn. In der Gegend von Guarda sind die Gneise der Vereinazone oft stark mylonitisiert, was wenigstens teilweise dadurch bedingt ist, dass die Gesteine unmittelbar an der

[1]) Vgl. die geologische Übersichtskarte Tafel I.

[2]) e = Einfallen.

Überschiebungsfläche der Silvrettadecke gelegen sind (Basismylonite).

Nördlich vom Landquarttal ist die Vereinazone von M. Blumenthal (7) weiter verfolgt worden. Sie besteht hier aus „lichten, grobflaserigen, zweiglimmerigen, jedoch biotitreicheren Orthogneisen", die mit grossen Orthoklaseinsprenglingen als Augengneise entwickelt sind und von Blumenthal als „Garneragneise" bezeichnet werden; in Richtung nach der Tiefe gewinnt das Gestein gelegentlich (Garfiun) granitischen Habitus, nach der Höhe stellen sich mehr feinflaserige Augengneise ein (Schiltkette). Auch hier scheint die Vereinazone den Charakter einer Injektionszone von grösserem Ausmass zu besitzen. Sie wendet sich im Landquarttal nach N, in der Schiltgruppe gegen NE und biegt im Garneratal nach E um, wobei sie stets mit 25—35° gegen W, NW und N einfällt.

Die Vereinazone besitzt demnach die Gestalt eines axial nach W abtauchenden Gewölbes, dessen Axe etwa mit dem Landquarttal zusammenfällt (Silvretta-Gewölbe).

2. Auf die Vereinazone folgt gegen S und SW die aus Amphiboliten bestehende *Linard-Zone*. Sie zieht vom Lauenzughorn durch die Nordostabhänge des Pischahorns nach der Vereina, wo sie aus der NW—SE-Richtung in die W—E-Richtung einbiegt; sie setzt sich dann durch Ungeheuerhörner und Plattenhörner zum P. Sagliains fort, wo sie wieder scharf gegen SSE umbiegt; sie verbreitert sich im P. Linard und in der Umgebung des Val Glims, stellt sich wieder mehr in die Ostrichtung ein, quert den untern Teil des Val Lavinuoz, bildet den Südabhang des P. Chapisun und überschreitet westlich von Guarda den Inn. Das Fallen ist sehr gleichmässig gegen W, SW und S gerichtet und beträgt meist 30—60°; dabei sind die Gesteinslagen in den Gipfelpartien mehr flach, in den tieferen Gebirgsteilen jedoch stärker geneigt; im Val Lavinuoz tritt sogar Überkippen mit Nordfallen ein. — Vom P. Linard an treten gegen E in den Amphiboliten zahlreiche Einschaltungen von Injektions- und Orthogneisen, sowie Paragneiseinlagerungen auf; dies bewirkt die Verbreiterung der ganzen Zone.

Die nördliche Fortsetzung der Linardzone ist von M. Blumenthal (7) als „Aelpeltiserie" beschrieben worden. Vom Landquarttal streicht sie erst gegen N über Aelpeltispitz-Kessigrat und Valzifenzergrat, sodann gegen NE nach Gaschurn im Montafun. Sie fällt mit 20—50° nach W und NW und verflacht immer mehr gegen das Montafun. Die tektonische Form der Linard-Aelpelti-Zone kann also als Umhüllung des gegen W axial abfallenden Gewölbes der zen-

tralen Silvretta gedeutet werden, worauf schon Blumenthal aufmerksam macht. Petrographisch besteht die Aelpeltiserie aus Hornblendegneisen, die von Amphiboliten überlagert werden; Blumenthal hält den ganzen Komplex für sedimentogen und erwähnt das Auftreten von Diskordanzschichtung in einem gebänderten Amphibolit. Im Hangenden des Aelpeltiserie stellen sich Glimmer- und Granatglimmerschiefer mit dem Andalusitvorkommen des Heimspitz ein; sie dürfen vielleicht der Pischazone gleichgesetzt werden.

3. Zwischen die Amphibolite der Linardzone im N und die Paragneise der Pischazone im S schiebt sich eine Serie sehr verschiedenartiger Gesteine ein, die wir als *Mönchalp-Zone* bezeichnen. An ihr beteiligen sich Orthogneise, Mischgneise, Paragneise und Amphibolite; vor allem aber erhält sie durch den Mönchalpgranit und dessen Granitgneise und Streifengneise ihren petrographisch einheitlichen Charakter.

Die Mönchalpzone beginnt im Lauenzug auf H. 1830 m, wo Streifengneise anstehen, die in der Richtung nach dem Gatschieferspitz steil ansteigen und auf H. 2200 m das Plateau westlich des Lauenzughorns erreichen (Koord. 789,900 : 190,900 km). Hier verschwinden sie unterm Schutt und setzen erst 1300 m weiter im Westen — auf H. 2150 m im Nordhang des Mönchalpbergs (Koord. 788,450 : 190,625 km) — wieder ein. Von da schwillt die Mönchalpzone stark an und erreicht in der Gegend des Mönchalpthälispitz und des P. 2722 ihre grösste Mächtigkeit; hier sind Mönchalpgranit und Granitgneise am besten entwickelt.

Im südlichsten, obersten Teil der Mönchalpzone befindet sich ein Augengneisband, das sehr lang anhält und daher einen guten tektonischen Leithorizont bildet. Im Lauenzug schliesst es westlich an die Streifengneise an und fällt steil gegen E ein, wendet sich dann — an der Gatschiefer Alphütte südlich vorbeiziehend — gegen den Mönchalpberg, dessen Kamm es unmittelbar W P. 2332,5 überschreitet, hier N—S streichend und 50 E einfallend. Es verläuft dann zunächst gegen S, biegt bei Mönchalp Innersäss in die Ostrichtung um und streicht in der Pischamulde ruhig N 60 W, e 45 SW.

Die Figur, die dieses Augengneisband und konkordant dazu die übrigen Gesteine der Mönchalpserie beschreiben, ist die einer liegenden Falte mit gegen W gerichteter Stirn, deren Axe in der N—S-Richtung liegt und etwa 35° gegen S einfällt. Der liegende Schenkel der Falte ist entweder stark ausgequetscht oder gar zerrissen; die starke Moränenbedeckung lässt dies nicht sicher entscheiden, doch ist das zweite wahrscheinlicher. Diese Zerreissung,

die längs einer N 90 E, e 35° S streichenden Scherfläche stattgefunden hätte, ist der Grund, weshalb die Streifengneise auf Gatschieferalp auf eine Distanz von fast 1,5 km aussetzen und auch nicht an der Felsrippe südlich der Gatschiefer Alphütte auftreten. Der Kern der Falte ist durch Amphibolite vollständig ausgefüllt, die in der Nordwand des Mönchalpthälispitz anstehen. Doch tritt von den Amphiboliten der Linardzone nur ein Teil in diese Falte ein; der Grossteil nebst den NE anschliessenden Vereinagneisen besitzt von der Vereinagegend bis in den Lauenzug ziemlich konstantes ruhiges Streichen N 60—30 W, e 40 SW.

Die Falte am Mönchalpberg scheint mit der Überschiebung des Silvrettakristallins und mit der Abgliederung der Basalschuppe in Zusammenhang zu stehen. Die Faltenaxe und die oben erwähnte Scherfläche sind parallel dem Streichen der Hornfelsgneise in der Basalschuppe (N 85 E, e 35 S im Inner-Kinn auf H. 1730 m). Im Lauenzug, wo Basalschuppe und Silvrettaüberschiebung steil ostwärts in die Tiefe sinken, hat die Falte ihr Ende und wird von den weiter östlich folgenden Gesteinen nicht mehr mitgemacht. Die Falte ist als eine Verbiegung der basalen Teile des überschobenen Silvrettakristallins zu bewerten. Sie hat nur lokale Bedeutung und gehört nicht zur Innenstruktur des Silvrettakristallins.

Vom Mönchalpthälispitz und von der Pischamulde tritt die Mönchalpzone in die NE-Abhänge des Pischahorns hinein, quert das Eisenthäli und überschreitet das Vereinatal 500 m S Fremdvereina. Der Granit erstreckt sich bis ins Hafenthäli, die Granitgneise bis ins Kleinhafenthäli; die letzten Streifengneise findet man im Eisenthäli (im Bachbett auf H. 2430 m). Durch das Auskeilen der charakteristischen mönchalpgranitischen Gesteine wird die Mönchalpzone auch an Mächtigkeit stark reduziert.

Östlich des Vereinatals verläuft sie am Südhang des Süserthäli zum Flesspass und setzt in den Nordabhang des P. Fless, wo wiederum Mönchalpgranit in einer feinkörnigen Varietät auftritt. Dann erstreckt sie sich am NE-Abhang der Kette P. Fless-P. Murtèra-P. Chastè und erreicht 1 km unterhalb Süs den Inn.

Ausser mönchalpgranitischen Gesteinen beteiligen sich am Aufbau der Mönchalpzone

an Paragneisen: Hornfelsgneise (charakteristisch), Staurolithglimmerschiefer und Granatgneise;

Amphiboliten: vorwiegend Knotenamphibolite (charakteristisch), ferner Granatamphibolite;

Orthogneisen vom Flüelatypus: Augengneise und aplitische Gneise, untergeordnet auch granitische Gneise;
Mischgneisen: Injektionsgneise, Knotengneise, Hornblendegneise, Hornblende-Biotit-Gneise u. s. w.

Die mönchalpgranitischen Gesteine treten in verschiedenen Komplexen auf, die durch schmale oder breitere Bänder von Mischgneisen u. s. w. getrennt sind. Der Hauptkomplex bildet einen einheitlichen breiten Zug, der vom Mönchalpberg über Mönchalpthälispitz und Reff in die NE-Wände des Pischahorns streicht und erst im Eisenthäli verschwindet. Der nächstsüdlichere Zug ist vom ersten nur durch eine schmale Zwischenlage getrennt und scheint sich — soweit die Aufschlüsse eine Deutung gestatten — im E wie im W mit dem ersten Band zu vereinigen, sodass die Gneiszwischenlage im oberen Mönchalpthäli etwa als eine eingeschlossene Scholle aufzufassen wäre. Diese beiden Komplexe bestehen hauptsächlich aus Granitgneisen und Streifengneisen; der typische Granit tritt nur an wenigen Stellen auf (Mönchalpberg, Reff, Felsrippe zwischen Hafenthäli und Novaier Thäli). Der südlichste Komplex, meist nur aus typischen Streifengneisen bestehend, beginnt bei Mönchalp-Innersäss in der Basis des Hörnligrats und ist durch die Pischamulde bis zum NW-Grat des Pischahorns zu verfolgen, wo er unter dem Gletscher verschwindet und sich wahrscheinlich mit dem Hauptkomplex vereinigt; diese südlichste Zone ist auffallend schmal und vom Hauptkomplex durch eine breitere Zone von Mischgneisen getrennt, die aber gegen E an Mächtigkeit stark abnimmt.

Nordwestlich von Mönchalp-Innersäss ist das Gebiet stark verschuttet und ausserdem sind die spärlichen Aufschlüsse verrutscht. Es ist deshalb nicht sicher zu entscheiden, ob diese südlichste Zone mit den mönchalpgranitischen Gesteinen identisch ist, die 300 m E P. 2332,5 den Kamm des Mönchalpbergs überschreiten. Doch erscheint dies wahrscheinlich.

Der Gesteinsverband in der Mönchalpzone ist durchgehend ein konkordanter. Auch wo Orthogneise vom Flüelatypus auftreten, die ich für jünger als den Mönchalpgranit halte, sind sie stets konkordant eingeschaltet; sie wurden bei der Intrusion zwischen die Lagen und Bänder der umgebenden Gesteine eingepresst und gaben Anlass zur Bildung von Mischgneisen.

4. An die Mönchalpzone schliesst sich südlich eine aus Paragneisen bestehende breite Zone von 2000—2500 m Mächtigkeit an, die wir als *Pischa-Zone* bezeichnen. Sie streicht vom Bühlenberg und vom Hörnli über das Pischahorn nach der Fremdvereina und von da über Rossthälispitz, Piz Fless, Piz Murtèra, Piz Chastè

nach dem Inntal, das sie unmittelbar nördlich von Süs quert. Die Gneise zeigen vom Hörnli bei Davos bis an den Inn ein ziemlich gleichmässiges Einfallen von 30—60° gegen S oder SW. Den nördlichsten, tiefsten Teil der Pischazone bildet eine bis 1000 m mächtige Serie von Staurolithschiefergneisen, die von der Pischamulde über das Pischahorn bis ins Vereinatal ziehen. An der Basis dieser Serie bilden Quarzitgneise einen charakteristischen stratigraphischen Horizont. Die Staurolithschiefergneise wechsellagern mit Biotitschiefergneisen und Feldspatknotengneisen, wobei die letzteren meist gleichfalls Staurolith, Andalusit, Disthen, Granat führen, wenn auch nur in mikroskopischen Dimensionen. Quarz-Andalusit-Linsen sind sehr reichlich eingelagert. „Bänke mit dicht gedrängten Knoten wechseln mit glimmerreichen Lagen, in denen einzelne besonders grosse Knoten lockerer verteilt sind. Daneben treten Lagen von kleinkörnigem, paralleltexturiertem, glimmerarmem Muskovitgneis und sehr glimmerreiche Schieferlagen ohne Knoten auf; alle Gesteinsarten können in ihren Mächtigkeiten bis zu einer Bänderung herabsinken. Sehr oft enthalten die die Albitknotengneise begleitenden Glimmergneislagen ... grosse Porphyroblasten von Staurolith, Disthen[1]) oder Granat; auch die Perlgneise führen meist lockerer verstreut diese Mineralien" (Hammer). Biotitfleckengneise (besonders am Flüelaberg und im Eisenthäli) vermitteln den Übergang zu einer Serie von Biotitschiefergneisen, die den südlichen, höheren Teil der Pischazone bildet.

5. An die Pischazone schliesst sich südlich die amphibolitische *Gori-Zone* an. Die einzelnen Amphibolitbänder setzen am Kamm Baslerkopf-Bühlenberg zwischen den Paragneisen ein, queren das Flüelatal, erreichen im Tschuggenthäli und beim Gorihorn ihre Maximalentwicklung; unter mehrfacher Ablösung im Vereinatal lassen sie sich durch die Murtèragruppe bis in die Gegend von Süs verfolgen, wo sie über den Inn setzen und in die Basis der Nunagruppe eintreten. Zwischen den Amphibolitbändern finden sich Lagen von Biotitschiefergneisen, Granatgneisen und Staurolithschiefergneisen; ferner sind Injektionsgneise, Augengneise, aplitische und granitische Gneise in konkordantem Verband eingeschaltet. Südlich von der Gorizone folgt nochmals eine schmale Zone von Paragneisen (vorwiegend Biotitschiefergneisen), die sich weiter gegen Osten verbreitert.

6. Hierauf folgt mit normalem Injektionskontakt eine mächtige Intrusionszone, die wir als *Flüela-Massiv* bezeichnen und in der die

[1]) der in unserm Fall meist durch Andalusit ersetzt ist.

Flüelagranitgneise ihre Hauptentwicklung besitzen. Sie erstreckt sich in der Flüelagruppe vom Flüela Weisshorn zum Sentishorn und Dischmatal. Von hier zieht sie gegen SW über Börterhorn und Wuosthorn nach Sertig und ist südlich von Monstein wieder in grosser Ausdehnung aufgeschlossen. Östlich vom Flüelapass stellen sich Streifen von Paragneisen und Amphiboliten ein, zwischen die die granitischen Gesteine eingekeilt werden und sich verschmälern; so verlaufen die Flüelagranitgneise vom Flüela Weisshorn gegen SE durch das untere Grialetschtal zum P. Arpschella, queren südlich von Süs den Inn und setzen jenseits in die Nunagruppe fort, wo sie P. Arpiglia und P. Mezdi aufbauen.

Der grobflaserige Granitgneis tritt vorzugsweise in den Kernpartien des Massivs auf, so am Flüela Weisshorn und am Sentishorn. Der aplitisch-pegmatitische Gneis ist das verbreitetere Gestein; er bildet die randlicheren Teile des Massivs. Die beiden Gesteine sind durch Übergänge verbunden; seltener lässt sich beobachten, dass der grobflaserige Granitgneis den aplitisch-pegmatitischen Gneis gangartig durchsetzt (so am SW-Abhang des Braunhorns). Der glimmerreiche Augengneis, bei dessen Entstehung Einschmelzung von Paragneismaterial stattgefunden hat, ist fast nur auf Dachregionen beschränkt; er bildet das Hauptgestein in der Umrahmung des Radüner Gletschers.

SW vom Flüelapass kommt der Flüelagranitgneis mit Amphiboliten und Paragneisen in Berührung. Die Kontaktverhältnisse sind wegen der reichlichen Schuttbedeckung nicht überall gut zu erkennen. Zudem haben die Grenzflächen zwischen den verschieden starren Komplexen der Orthogneise einerseits, der Amphibolite und Paragneise andrerseits am leichtesten jüngeren tektonischen Beanspruchungen nachgegeben und die Ausbildung von Gleitflächen und Ruschelzonen gestattet. Eine solche tritt nördlich von der Schürlialp im Dischmatal bei P. 1935 (Koord. 789,350:179,250 km) ins Untersuchungsgebiet ein, verläuft gegen NNE, quert östlich vom Braunhorn den Gebirgskamm, wendet sich dann gegen SW und löst sich am Flüelapass in eine Anzahl minder wichtiger Ruschelzonen auf. Die Paragneise und Amphibolite des oberen Schönthäli mit durchschnittlich N 0 E, e 45 W überlagern die Flüelagranitgneise, die gleichfalls N 0 E, e 50 W streichen; die Diskordanz ist deutlich tektonisch. Die Scherfläche erweist sich als Fortsetzung der Ducanscherfläche (21), die im Flüelatal ausklingt; vielleicht steht mit ihr auch die starke Ruschelzone am Jöriflüelapass in Verbindung; die reichliche Schuttbedeckung lässt die Frage unentschieden.

Deutlicher sind die Kontaktverhältnisse südlich und südöstlich vom Flüelapass. Aus der Schutthalde des Schwarzhorn-Gletschers treten bis zur Höhe von 2610 m Felsen zu Tage, die aus glimmerreichem Augengneis bestehen. Ebensolche Aufschlüsse findet man etwas weiter östlich. Dann folgt ein gut aufgeschlossener Kontakt (Koord. 792,350 : 180,000 km): der glimmerreiche Augengneis ist leicht gefältelt und entsendet einzelne Apophysen in den Paragneis; dieser ist am Kontakt sehr stark gefältelt und führt sehr reichlich Quarz in Linsen und Adern (injiziert); der Kontakt selbst ist scharf. Der Orthogneis liegt hier *über* dem Paragneis: eine grössere Apophyse des Flüelagranitgneises scheint von unten her in die Amphibolitmasse des Flüela Schwarzhorn einzudringen. Deutlicher zeigt sich das auf der Dischmaseite (Giementhäli und Schwarzhornthäli), wo ein Lappen von Flüelagranitgneis und Injektionsgneisen tief zwischen die Amphibolite eingreift.

Nördlich vom Schwarzkopf[1]) ist der Kontakt durch Schutt verdeckt; aber weiter östlich in den Rundhöckern des untersten Radünthäli ist er wiederum gut aufgeschlossen (so besonders Koord. 793,250 : 179,700 km zu beiden Seiten des Radünerbachs). Aus den Paragneisen (Feldspatknotengneise mit vielen Quarzlinsen) entwickeln sich Injektionsgneise mit ptygmatisch gefältelten Aplitadern, und diese gehen allmählich in glimmerreichen Augengneis über.

Vom obersten Radünthäli erstreckt sich gegen N und NW ein Komplex von Amphiboliten mit zwischengelagerten Paragneisen; er bildet das Flüela Schwarzhorn und springt lappenartig in das Granitgneisgebiet des Flüelamassivs vor. Seine Gesteine streichen im Mittel N 45 E und stehen annähernd senkrecht. Der Komplex wird in seiner ganzen Breite (NW—SE-Erstreckung) sowohl auf der Flüela- wie auf der Dischma-Seite von den steilstehenden Flüelagranitgneisen unterlagert. Wenn man von den sekundären tektonischen Störungen absieht, die die Grenzen der verschieden starren Komplexe zur Auslösung benutzten, so ist der Kontakt ein primärer und im allgemeinen diskordanter Eruptivkontakt. Einzelne keilförmig eingedrungene Apophysen ergeben lokal das Bild konkordanter Einlagerungen.

7. Das Untersuchungsgebiet wird gegen S abgeschlossen durch eine Serie steilstehender Amphibolite und Paragneise, die im Mittel

[1]) Der Schwarzkopf ist eine aus Amphibolit bestehende Anhöhe an der Nordflanke des Radüner Thäli (Koord. 792,750 : 179,700 km); auf der Siegfriedkarte ist er durch einen Ring der Höhenquote 2580 gekennzeichnet. Vom Flüelapass aus erscheint er als markanter Felskopf.

SW—NE streichen. Sie bilden den *Flüela-Scaletta-Fächer.* Am Flüela Schwarzhorn dringen sie am weitesten gegen Norden vor. Die ganze Serie ist teilweise stark aplitisch und granitisch injiziert; so besonders im Radüner Gebiet, wo sie als *Radüner Injektionszone* ausgebildet ist.

Hier, in der Umrahmung des Radünergletschers, besitzt der Flüelagranitgneis wiederum grössere Verbreitung: vorherrschend ist der glimmerreiche Augengneis, doch treten auch aplitisch-pegmatitische Gneise auf. Diese Gesteine ziehen von den oben erwähnten Radüner Rundhöckern über den Tiergartenkopf[1]) nach dem Radüner Kopf und von da südlich vom Radüner Rothorn (P. 3034) vorbei ins Dischmatal. Von diesem Zug spaltet sich nördlich vom Radünergletscher ein zweiter Zug ab, der den Gebirgskamm zwischen P. 2880 und P. 3034 überschreitet und sich im Dischmatal mit dem ersten Zug wieder vereinigt. Damit ist das Radüner Rothorn, das ursprünglich aus Paragesteinen bestand, allseitig von Orthogneisen umgeben. Seine Gesteine sind durch die magmatische Beeinflussung weitgehend verändert worden: Paragneise wurden zu Feldspatknotengneisen und zu Injektionsgneisen mit ptygmatisch gefältelten Aplitadern umgebildet, und diese gehen schrittweise in flaserige glimmerreiche Augengneise und granitische Gneise über. Die gewöhnlichen Amphibolite wurden in Knotenamphibolite, dann in saure Biotit-Hornblende-Gneise umgewandelt, bis zuletzt der Hornblendegehalt überhaupt verschwindet. Hie und da sind Linsen und Bänder von Orthogesteinen (vorwiegend aplitischer Natur) in unregelmässiger Anordnung und Ausdehnung eingeschaltet. Das ganze Gebiet zwischen Radünthäli, oberem Val Grialetsch und oberstem Dischmatal ist eine grosse Injektionszone: Paragneise, untergeordnet auch Amphibolite, sind von den granitischen Magmen injiziert, resorbiert und assimiliert worden. Die vielfachen Übergänge konnten auf der Karte nicht dargestellt werden; es wurden deshalb grosse Gesteinskomplexe als „Mischgneise" ausgeschieden.

Im Dischmatal ist die Injektionszone stark eingeengt: Am Grialetschpassweg trifft man vom Dürrboden bis zum Gletscherthäli steilstehende gewöhnliche Paragneise und Amphibolite, die nicht magmatisch beeinflusst erscheinen; sie streichen mit N 35 E in die Injektionszone hinein, wo sie im „Granitbad" bis zur Unkenntlichkeit umgestaltet werden.

Der östliche Rand der Radüner Injektionszone verläuft von den

[1]) Auf der Siegfriedkarte unbenannte Höhe zwischen Radünthäli und unterem Grialetschtal (Koord. 793,375 : 178,650 km).

Radüner Rundhöckern zuerst in SE-, dann in S-Richtung; er erreicht bei der Alp Grialetsch den Talboden und zieht sich über den Grialetschpass nach dem Dischmatal. Das untere Grialetschtal besteht aus aplitisch-pegmatitischem Gneis, der vom Flüela Weisshorn herkommt und sich über P. Murterchömber ins Arpschella- und Sursura-Gebiet fortsetzt. Es scheint, dass die Radüner Injektionszone, die als Dachregion des flüelagranitischen Massivs zu bewerten ist, längs der Flüelastrasse (zwischen Flüelapass und Val Grialetsch) gegen N in die Luft ausstreicht. Im obersten Kehrenthäli (NW vom Munt della Bescha, P. 2948,9) treten wiederum ähnliche Injektionsgneise auf.

8. Ausserhalb des Flüelamassivs finden sich flüelagranitische Gesteine als kleinere oder grössere Apophysen in den nördlich anschliessenden Paragneis- und Amphibolitzonen eingeschaltet.

Eine solche Apophyse beginnt am Dischmabach bei Hof, verbreitert sich rasch und erreicht auf der Luchsalp die Höhe von 2250 m; hier ist sie nach oben mit normalem Intrusivkontakt abgeschlossen. Jenseits des Gebirgskammes setzt sie nördlich vom Baslerkopf auf H. 2300 m wieder ein, verläuft als langgestrecktes, schmales Band parallel zu den Amphibolitbändern in ESE-Richtung, quert das Flüelatal am „Mehlkasten" und verschwindet am jenseitigen Hang wieder auf H. 2200 m. Sie besteht vorwiegend aus grobflaserigem Granitgneis, der im Flüelatal von aplitisch-pegmatitischem Gneis begleitet ist. — Ein vereinzelter und gering mächtiger Aufschluss von grobflaserigem Granitgneis findet sich am Fuss des Engebergs auf der linken Seite des Flüelabachs unterhalb Tschuggen (Koord. 788,700 : 185,250 km); er steckt linsenartig in den Paragneisen und ist gleichfalls als Abzweigung von einem granitischen Herde aufzufassen.

In der Gegend des Gorihorns und des oberen Jöritals sind flüelagranitische Gesteine konkordant zwischen die Amphibolite und Paragneise eingeschaltet. Es handelt sich vorwiegend um aplitisch-pegmatitische Gneise und feinkörnige Zweiglimmerorthogneise, die von Injektionsgneisen, Mischgneisen u.s.w. begleitet sind.

Verbreitung der kristallinen Gesteine der Flüelagruppe in der übrigen Silvretta- und in der Ötztalergruppe

1. *Paragneise*

Wie aus den Arbeiten von F. Escher (18), M. Blumenthal (7), U. Grubenmann (30), A. Spitz (85) und W. Hammer (32a) her-

vorgeht, sind die in der Flüelagruppe vorkommenden Paragneise auch in der übrigen Silvretta reichlich vertreten. Am verbreitetsten sind die granoblastischen Biotitschiefergneise; häufig sind ferner Feldspatknotengneise, sowie Quarz-Andalusit-Linsen in den Schiefergneisen; auch Quarzitgneise werden mehrfach erwähnt. Bei seinen Untersuchungen am Ostende der Silvrettagruppe hat W. Hammer die gleichen Gesteinstypen unterschieden, die in der Flüelagruppe angetroffen wurden.

In der Ötztalergruppe liegen die Verhältnisse ähnlich, und die Schlüsse, zu denen W. Hammer (40) gekommen ist, decken sich weitgehend mit der Auffassung, die bei der Untersuchung der Flüelagruppe gewonnen wurde. Als normale, primäre Fazies betrachtet Hammer den „Ötztaler Schiefergneis", der als kleinkörniger, glimmerreicher Biotitplagioklasgneis mit granoblastischer Struktur und guter Kristallisationsschieferung vorliegt und sowohl quarzitische wie schuppige Abarten besitzt; Kalifeldspat fehlt. Eine erste sekundäre Fazies ist die tektonische Fazies der Phyllitgneise, bei der die Durchbewegung die Kristallisation überdauert hat; der Gesteinscharakter ist phyllitisch, Serizitschüppchen und Muskovitflasern bedecken die Schieferungsflächen, Biotit ist nur reliktisch vorhanden, der Feldspatgehalt vermindert; zudem tritt Diaphthorese auf. Eine zweite sekundäre Fazies ist diejenige der Feldspatknotengneise, deren Entstehung einer späteren Kristallisationsphase unter magmatischer Einwirkung zugeschrieben wird (Verfeldspatung der Schiefergneise durch Neubildung von Albitporphyroblasten); ihnen schliessen sich Schiefergneise mit Staurolith, Disthen und Granat an; die Quarz-Andalusit-Linsen werden als pneumatolytische Gangbildungen gedeutet. Glimmerschiefer treten reichlicher auf als in der Silvrettagruppe.

Die Quarzphyllite, mit kristallinen Kalken, Kalkglimmerschiefern und Chloritschiefern vergesellschaftet, bilden wichtige Bewegungshorizonte; sie finden sich vorwiegend an den Randzonen (so vor allem am Nordrand von Silvretta-Ötztal) und sind nicht eigentlich den kristallinen Kernen zuzuzählen; ihre Durchbewegung ist vermutlich eine Wirkung der alpinen Faltung.

2. *Amphibolite*

Aus den übrigen Teilen der Silvrettagruppe werden vorwiegend granoblastische und porphyroblastische Plagioklasamphibolite, sowie Granat- und Epidotamphibolite genannt. M. Blumenthal (7) hat die Linardzone bis ins obere Montafun verfolgt. F. Escher (18)

beschreibt aus der Gegend von Sertig zwei Amphibolitzonen, von denen die südliche dem Flüela-Scaletta-Fächer angehört, während die nördliche vielleicht einem Wiedereinsetzen der Gori-Zone entspricht; aus der südlichen Zone erwähnt Escher einen gabbroähnlichen Amphibolit. — Die zentrale Silvretta enthält in der Gegend des Piz Buin und des Val Tuoi amphibolitische Gesteine in grosser Ausdehnung, wie schon die alten Karten von B. Studer und A. Escher (99) und von G. Theobald (105) erkennen lassen; porphyroblastische Amphibolite sind ziemlich häufig, auch mesozonal umkristallisierte Gabbros mit vollständig erhaltener Eruptivstruktur treten auf. — Dagegen sind im östlichen Teil der Silvrettagruppe Amphibolite nur untergeordnet vorhanden, wie aus den Aufnahmen von W. Hammer (32 a) hervorgeht.

In der Ötztalergruppe spielen die Amphibolite besonders im nördlicheren Teil eine wichtige Rolle. Sie wurden von L. Hezner (48) und W. Hammer (36, 40, 42) eingehend untersucht und stimmen mit denen der Silvrettagruppe weitgehend überein. Ausser granoblastischen und porphyroblastischen Plagioklasamphiboliten (letztere mit echten oder etwas verwischten Gabbrostrukturen) treten Granat-, Eklogit-, Epidot- und Biotit-Amphibolite, sowie Strahlsteinschiefer auf, ausserdem Eklogite und Peridotite. Die Amphibolite werden als Orthogesteine aufgefasst und teilweise auf Gabbros, teilweise auf Diabase und Diabastuffe zurückgeführt.

3. *Mönchalpgranit*

Aus der Silvretta ist bis jetzt kein ähnliches Gestein bekannt. Hingegen stimmen die von Th. Ohnesorge (41) entdeckten und von W. Hammer (41) beschriebenen Cordieritgranite der Ötztalergruppe (Winnebachgranit, Sulztalergranit, Inzingergranit) mit dem Mönchalpgranit vollkommen überein. Eine nähere Zusammengehörigkeit steht wohl ausser Frage.

4. *Flüelagranitgneise*

Die flüelagranitischen Gesteine sind besonders im westlichen und südwestlichen Teil der Silvretta (Gegend von Sertig, Flüelagruppe, Vernela-Silvretta-Gebiet) weit verbreitet. M. Blumenthal(7) beschrieb sie als „Garneragneis" und „Valiseragneis", F. Escher (18) als „grobkörnigen Granit", „grobkörnige Augengneise" und „Silvrettagneise". In der Nunagruppe überwiegen nach A. Spitz (85) grobflaserige Granitgneise („Sursassgranit", „Stragliavitagranit", „Sonchagranit") über die aplitisch-pegmatitischen Gneise; aus der

Gegend von Guarda und aus dem „Oberen Gneiszug" beschreibt Spitz Mylonite und Ultramylonite, die sich von Flüelagranitgneisen ableiten. — Im Ostteil der Silvrettagruppe treten granitische Gesteine stark zurück, während Biotitschiefergneise vorherrschen. Vom Hohen Riffler erwähnt W. HAMMER (32a) eine bedeutendere Masse von zweiglimmerigem Augen- und Flasergneis mit einem Kern von Biotitgranit und randlicher Begleitung durch Muskovitgranitgneise.

In der nördlichen Hälfte der Ötztalergruppe sind granitische Gesteine sehr häufig; sie stimmen mit denen der Silvretta überein, soweit aus den Beschreibungen von W. HAMMER (32b, 32c, 38, 39, 40) hervorgeht. Es können drei Typen unterschieden werden, die aber meist zusammen vorkommen und durch Zwischenformen verbunden sind: 1. Zweiglimmerige Augen- und Flasergneise (grobflaserige Granitgneise und glimmerreiche Augengneise; grosse Kalifeldspataugen enthaltend; Muskovit gegen Biotit überwiegend; sie sind am häufigsten); 2. Muskovitgranitgneise (aplitisch-pegmatitische Gneise; gleichmässig mittel- bis grobkörnig, reich an Kieselsäure und Alkalien, biotitfrei; häufig als aplitische Randfazies oder als aplitische Lager in den Paragneisen); 3. Biotitgranitgneise (grobflaserig bis feinkörnig, Kalifeldspat zurücktretend, Muskovit fehlend, arm an Kieselsäure und Alkalien, zuweilen mit Hornblende; am wenigsten verbreitet). Von ihrer Struktur wird gesagt: „Bei der Umkristallisation, welche sie nach ihrer Erstarrung noch erfahren haben, trat ein Zerfall der ursprünglichen Mineralkörner, besonders des Feldspates, aber auch bei Quarz und Glimmer, in Aggregate kleinerer Körner ein und Ausbildung inverser Zonenstruktur der Feldspäte." Im Anschluss an B. Sander sucht Hammer noch eine Unterteilung in zwei Serien durchzuführen, von denen die erste Gruppe granitischen Charakter besitzt (echte Granitgneise, Augengneise), aber verschiefert und diaphthoritisiert wurde (Ausbildung von Serizitschiefern); die zweite, jüngere Gruppe besteht aus basischeren (quarzdioritischen) Gesteinen, die keiner stärkeren nachkristallinen Durchbewegung unterworfen wurden. Diese Trennung kann in der Flüelagruppe nicht durchgeführt werden: die gut ausgebildeten granitischen Gneise aus der Gegend des Flüelapasses sind mit den stark verschieferten Gneisen der Vereina-Zone (bei denen die Diaphthorese bis zu Quarz-Serizit-Schiefern führte) ursprünglich identisch; die letzteren haben einzig noch durch die alpine Faltung eine starke Verschieferung erlitten, die bei den ersteren fehlt. Ob der Unterschied in der Durchbewegung der Ötztaler Gesteine in ähnlicher Weise auf einer verschiedenartigen Einwirkung der alpinen

Faltung beruht, ist noch zu untersuchen. Nach ihrem Chemismus gehören die typischen Flüelagranitgneise ebenso wie die zweiglimmerigen Augen- und Flasergneise und die Muskovitgranitgneise zur ersten Gruppe. Es scheint noch nicht ganz klar, ob die quarzdioritischen Gesteine der zweiten Gruppe eine jüngere magmatische Intrusion darstellen, ober ob sie — wie die Biotit-Hornblende-Gneise der Flüelagruppe — durch Aufschmelzung von Amphibolitmaterial in granitischem Magma und nachfolgende Erstarrung gebildet wurden (vgl. S. 212).

Ergebnis

Diese Übersicht zeigt, dass Silvretta- und Ötztalergruppe in ihren Hauptgesteinen weitgehend übereinstimmen und eine einheitliche petrographische Provinz bilden. Gewisse Unterschiede sind teilweise auch auf Verschiedenheiten in der Nomenklatur zurückzuführen.

Tektonische Beziehungen zwischen Silvretta- und Ötztalergruppe

Früher nahm man einen unmittelbaren Zusammenhang dieser kristallinen Massen an, die nur durch das Erosionsfenster des Unterengadins voneinander getrennt wären. W. Hammer (32 a, b) hat dann nachgewiesen, dass die Ötztaler Masse auf die Silvretta überschoben ist, und er hat diese Überschiebung von Prutz oberhalb Landeck bis an den Inn bei Imst verfolgt.

R. Staub (96) hat versucht, eine ähnliche Überschiebungslinie in der südlichen Silvretta aufzufinden und hat bereits Keschgruppe und Landwassermulde als „Ötztalerdecke" einer tektonisch tieferen „Silvrettadecke im engeren Sinne" gegenübergestellt (94). Er hat dabei angenommen, dass die von C. Tarnüzzer (101, 30) entdeckten Triasdolomite von Guarda-Giarsun am Westrand des Unterengadiner Fensters eine ähnliche tektonische Bedeutung besitzen wie die ins Kristallin eingeschuppten Triasgesteine bei Prutz an dessen Ostrand; dass daher der durch P. Kesch, P. Vadret, P. Grialetsch, P. Sursura, P. Nuna dominierte Gebirgsteil einem tektonisch höhern Niveau entspreche als die zentrale Silvretta, und dass eine wichtige Überschiebung sich von Guarda-Giarsun wahrscheinlich zum Seehorn bei Davos verfolgen lassen müsse. Diese Überschiebung müsste die Flüelagruppe queren; es ist mir indessen nicht gelungen, sie aufzufinden. Bei einer kursorischen Begehung der Gegend von Guarda-Giarsun fiel mir auf, dass die dortigen Dolomite über dem

Stationsgebäude mehr als 60 m mächtig sind, während sie 500 m weiter westlich, noch vor der Mündung des Val Tuoi, vollständig verschwunden sind; der Aufschluss besitzt ovale Gestalt und lässt den Eindruck aufkommen, es handle sich hier um ein Wiederauftauchen des Unterengadiner Fensters; umsomehr als dasselbe knapp 1 km weiter östlich im Inn bei Magnacun endet und auch im oberen Val Tuoi ein grösseres Zweigfenster (96) bildet; dass das kleine Fenster von Guarda-Giarsun nicht im Inntal, sondern an dessen Nordhang zum Vorschein kommt, würde mit der asymmetrischen Lage des ganzen Unterengadiner Fensters gut übereinstimmen. Eine wichtige alpine Überschiebungslinie im Innern des Silvrettakristallins konnte bis jetzt nicht nachgewiesen werden, und es ist deshalb die Bezeichnung „Ötztalerdecke" für den Südteil der schweizerischen Silvretta (Keschgruppe) bis auf weiteres abzulehnen. Auf Grund der Arbeiten von W. Hammer (32a, 32b) und W. Schmidt (80, 81) betrachten wir die Linie Prutz-Nauders-Schlinigpass als westliche Begrenzung des Ötztaler Kristallins (abgesehen von den kleinen Deckschollen auf den Unterengadiner Dolomiten); die Ötztalerdecke tritt dann in der Schweiz nur unmittelbar an deren Ostgrenze und in sehr geringer Ausdehnung auf.

W. Schmidt (80, 81) nimmt an, dass die Überschiebung der Ötztaler Masse auf die Silvretta in einer „Jungphase" geschehen und als Folge des Vorschubs der Dolomitenscholle aufzufassen ist: er macht dabei auf die gleichen Umrissformen von Dolomitenscholle, Etschbucht und Ötztaler Masse aufmerksam. Er glaubt hingegen, Silvretta und Ötztal als genetisch sehr verschiedenartige Komplexe auseinanderhalten zu müssen; doch können wir ihm darin angesichts der grossen petrographischen Übereinstimmung nicht folgen. Wahrscheinlicher erscheint uns hier die Deutung von R. Staub (94): Silvretta und Ötztal bildeten ursprünglich eine einheitliche Decke mit gleicher Wurzel; in einer Spätphase („Jungphase") wurde der Kopf der Decke (Silvretta) vom Rumpf (Ötztal) überfahren und abgequetscht. Die Umgrenzung der Ötztaler Masse ist dabei nach der Auffassung von Hammer und Schmidt zu korrigieren; dass die Wirkungen der Spätphase auf den Vorstoss der Dolomitenscholle zurückzuführen sind, ist sehr wohl möglich.

Petrographischer Teil

I. Das Silvrettakristallin

Die Paragneise

Allgemeines

Unter den Paragneisen lassen sich verschiedene Gesteinstypen[1]) unterscheiden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind und auch nach Mineralbestand und Chemismus ein einheitliches Ganzes bilden.

Das verbreitetste Gestein ist der *Biotitschiefergneis,* ein mittel- bis feinkörniges Gestein, das aus Quarz, Plagioklas, Biotit und zuweilen auch Muskovit besteht und granoblastische Struktur wie ausgezeichnete Kristallisationsschieferung aufweist. In gewissen Abarten ist der Biotit porphyroblastisch ausgebildet, es entstehen so die *Biotitfleckengneise.* Wenn der Quarz gegenüber Plagioklas und Glimmer stark überwiegt, so gehen aus den Schiefergneisen *Quarzitgneise* hervor; auch bei diesen findet man neben granoblastisch struierten Gesteinen Varietäten mit Biotitporphyroblasten. In manchen Schiefergneisen erhält der Feldspat eine porphyroblastische Ausbildung: zuerst ist sie nur mikroskopisch erkennbar, dann bemerkt man auf dem Querbruch kleine helle Knötchen von 1 bis 2 mm Durchmesser („Perlgneise" nach Hammer), endlich ist das Gestein gleichmässig mit grösseren Plagioklasknoten (von max. 1 cm Durchmesser) durchsetzt; es entwickeln sich so aus den Biotitschiefergneisen die *Feldspatknotengneise* (Taf. II und III). In andern Gesteinen tritt Staurolith in grösseren, kristallographisch oft gut ausgebildeten Individuen (bis zu 4 cm Länge) auf, von dicken Glimmerzügen begleitet; je nach dem Auftreten von meist porphyroblastischem Plagioklas sind diese Gesteine als *Staurolithschiefergneise* oder *Staurolithglimmerschiefer* zu bezeichnen. In analoger Weise entstehen durch das Auftreten grosser Granatkristalle die

[1]) Zur Nomenklatur: Als Gneise werden solche kristalline Schiefer bezeichnet, welche neben Quarz und Feldspat einen Glimmer bezw. dunklen Gemengteil als Hauptbestandteil besitzen, während bei den Glimmerschiefern Feldspat nicht oder nur untergeordnet vorkommt (29). Strukturelle und texturelle Merkmale werden durch ein Präfix hervorgehoben (Schiefergneis, Knotengneis, Flasergneis, Augengneis u. s. w.), während der Mineralbestand oder der hervortretende Hauptgemengteil durch eine weitere Beifügung gekennzeichnet wird. Der Name soll einem Gestein nicht auf Grund eines theoretischen Systems verliehen werden, sondern er soll der Ausdruck derjenigen Eigenschaften sein, die das Bild des Gesteins in der Natur bestimmen.

allerdings wenig verbreiteten *Granatgneise* und *Granatglimmerschiefer.*

Häufig kommen in den Biotitschiefergneisen, in den Staurolithschiefergneisen und besonders reichlich in den Knotengneisen dezimeterlange *Linsen und Knollen von Quarz mit oder ohne Andalusit* (Taf. II, 1 und III, 1) vor. Sie sind meist konkordant eingelagert; seltener durchqueren sie die Gneise auf Klüften; vereinzelt findet man grössere Andalusitkristalle ohne Quarz im Gestein.[1]) Der Andalusit bildet blauviolette (selten rotviolette), prismatische Kristalle bis zu 10 cm Länge und ist häufig von grobblättrigem Muskovit begleitet. Der Quarz besitzt oft ein blauschwarzes Aussehen. Sehr selten findet sich Disthen, der aus Andalusit entstanden sein dürfte.

Der Mineralbestand

Quarz, Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Biotit, Muskovit als ständige Hauptgemengteile,

Granat, Staurolith, Disthen, Sillimanit, Andalusit, Turmalin als Neben-, Über- und teilweise Hauptgemengteile

entspricht katazonalen bis katamesozonalen Verhältnissen, weist also hin auf eine Kristallisation in grösseren Tiefen. Charakteristisch ist das vollständige primäre Fehlen von Kalifeldspat;[2]) wenn er zur Seltenheit auftritt, so ist er stets in unmittelbarer Nachbarschaft von Orthogesteinen vorhanden und auf Injektion zurückzuführen. Es scheint dies ein provinziales Merkmal zu sein und auszudrücken, dass unter den bei der Kristallisation herrschenden physikalisch-chemischen Bedingungen Kalifeldspat unbeständig war und an seiner Stelle Quarz und Muskovit bezw. Biotit gebildet wurden.

Strukturen und Texturen: Am verbreitetsten ist granoblastische Struktur mit guter Kristallisationsschieferung; die Umkristallisation fand unter ruhiger Auswirkung gerichteten Drucks wahrscheinlich in ziemlich grossen Tiefen statt (konstruktive Dislokationsmetamorphose). Spätere Vorgänge haben die ursprüngliche Struktur und Textur manchmal etwas verwischt. Die schuppige Textur bei Feldspatknotengneisen und Staurolithschiefergneisen, bedingt durch die dicken Glimmerzüge, ist möglicherweise als Abbildungskristallisation von Gleitflächen (77, 79) zu deuten. Die

[1]) Wegen der grossen Verbreitung wird auf eine Aufzählung sämtlicher „Andalusitlagerstätten" verzichtet; die reichsten, bis jetzt nicht bekannten, Fundstellen liegen am Pischahorn.

[2]) Die Angabe von F. Escher (18), dass die Feldspatporphyroblasten meist Orthoklase seien, beruht auf Irrtum.

Plagioklas- und wahrscheinlich auch die Biotitporphyroblasten sind nachträglich durch magmatische Beeinflussung (mit oder ohne Stoffzufuhr) entstanden.

Die Paragneise sind die *metamorphen Produkte toniger und sandiger Sedimente.* Eigentümlich ist das Fehlen von Vertretern mergeliger und kalkiger Gesteine, man wollte denn die Amphibolite als solche ansprechen, wofür wenig Anhaltspunkte vorhanden sind. *Kristalline Kalke* sind äusserst selten und fehlen im Untersuchungsgebiet gänzlich; bis jetzt sind in der schweizerischen Silvrettagruppe erst zwei Vorkommen bekannt: das eine befindet sich am Nordabhang des Piz Mezdi südlich von Lavin und wurde von THEOBALD (104, 105) und SPITZ (85) beschrieben; das andere hat Dr. A. SENN in Val Sulsanna bei Zuoz aufgefunden (mündliche Mitteilung); auch im österreichischen Teil der Silvretta sind die Marmorvorkommen nicht viel häufiger. Ein im Untersuchungsgebiet vereinzelt angetroffenes Quarz-Pyroxen-Gestein darf gleichfalls als Derivat eines kalkreicheren Sediments gelten. Die Seltenheit dieser Gesteine erhärtet indes nur die Tatsache, dass die ältesten Teile im Grundgebirge der Silvretta ursprünglich mächtige Komplexe toniger Schichten mit einzelnen sandigen Einlagerungen waren, während kalkreichere und wahrscheinlich auch mergelige Glieder eine ganz untergeordnete Rolle spielten.

Petrographische Beschreibung

1. *Biotitschiefergneise*

(granoblastische, biotitreiche Schiefergneise)

Es sind gut geschieferte mittel- und kleinkörnige Gneise von graubrauner Farbe mit einem Stich ins Violette; meistens sind sie rostbraun angewittert.[1]) Die Schieferungsflächen sind mit Schuppen von Biotit und meistens auch Muskovit bedeckt, der Querbruch zeigt ein ruhig körniges Gefüge von Quarz, Plagioklas und Glimmer. Die Verteilung der Hauptgemengteile im Gestein ist eine sehr gleichmässige; die Glimmer sind in getrennten, parallel geordneten kleinen Schuppen dem Quarz-Feldspat-Gewebe eingefügt, ohne sich zu Zügen zusammenzuschliessen. Dadurch entsteht bei granoblastisch verzahnter Struktur eine gute Paralleltextur. Die Quarz- und Feld-

[1]) Grubenmann (30) führt die rostige Verwitterung der Paragneise auf Limonitisierung von Pyritkörnchen zurück; indessen ist der Pyrit ziemlich selten und fehlt in manchen Gneisen ganz. Die rostige, limonitische Verwitterung ist durch die Zersetzung von Biotit, Magnetit und Hämatit bedingt.

spatkörner sind in der Schieferungsrichtung deutlich gestreckt und verstärken damit die Paralleltextur.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetit, Hämatit, graphitische Substanz, Rutil; sekundär: Chlorit, Limonit, Staurolith, Pinit, Sillimanit, Granat.

Übergemengteile: Turmalin, Orthit.

Der *Quarz* kommt in getreckten, klaren Individuen vor und zeigt keine oder nur geringe undulöse Auslöschung; häufig ist er tropfenartig in die Feldspäte eingesprengt; er selbst enthält keine Einschlüsse. Der *Plagioklas* ist ein basischer Oligoklas bis saurer Andesin von 23—33 % Anorthit-Gehalt; er ist meist frisch, seltener serizitisiert[1]) oder leicht bräunlich pigmentiert. Er ist oft invers zonarstruiert; Zwillingsbildungen nach dem Albit- und nach dem Periklingesetz sind gleich häufig. Der typisch tombakbraune *Biotit* zeigt einen mittelstarken Pleochroismus von hellgelb zu rotbraun mit einem Stich ins Rötliche. Er enthält pleochroitische Höfe und ist mit Apatit und schwarzem Erz vergesellschaftet. Er tritt in gestreckten Schuppen nach der Basis mit fehlender prismatischer Begrenzung auf. Selten ist er in Chlorit umgewandelt. Der *Muskovit* bildet kleine, schmale Schuppen; er ist kleiner und besser idiomorph als der Biotit und von diesem unabhängig primär entstanden.

---

[1]) Als *„Serizitisierung"* wird in dieser Arbeit rein morphologisch die Erscheinung bezeichnet, dass sich kleine Glimmerschüppchen mehr oder weniger reichlich im Feldspat — und zwar fast ausschliesslich im Plagioklas — eingelagert finden. Die Natur des Glimmers konnte nicht festgestellt werden und dürfte schwer festzustellen sein. JOHANNSEN (55) vermutet Paragonit; REINHARD(72) deutet die Erscheinung als eine Entmischung, bei der der oft beträchtliche Kaligehalt der sauren Plagioklase in Form von Kaliglimmer (Serizit) ausgeschieden wird; dieser „antiperthitische" Vorgang würde der perthitischen Entmischung des Kalifeldspats unter Albitausscheidung entsprechen. Diese Deutung erscheint einleuchtend, solange es sich um eine schwache oder mittelstarke Serizitisierung handelt; wenn aber, wie bei mylonitischen Umwandlungen, der Feldspat vollständig zu einem „serizitischen" Mörtel verdrückt wird, so dürfte noch eine „Paragonitisierung" dazutreten. Die Bezeichnungen „Serizit" und „Serizitisierung" sollen daher als rein morphologische Begriffe verwendet werden.

F. ESCHER (18) gibt an, dass die im Feldspat ausgeschiedenen Schüppchen aus Kaolin beständen und fast ausschliesslich auf den Kalifeldspat beschränkt seien; diese beiden Angaben beruhen auf Irrtum. Die Schüppchen besitzen nach Licht- und Doppelbrechung die Eigenschaften eines weissen Glimmers. Der Wirt ist fast ausschliesslich Plagioklas (nach der Lichtbrechung stets eindeutig erkennbar); nur bei starker Mylonitisierung tritt auch Serizitisierung des Kalifeldspats ein.

Der Tonerdereichtum ist charakterisiert durch *Granat, Staurolith, Sillimanit* und ein feinschuppiges Aggregat eines weissen Glimmers, das als *pinit*artige Umwandlung eines Tonerdeträgers aufgefasst wird. *Turmalin* in länglichen Stäbchen und *Orthit* in rundlichen Körnern mit farblosem Rand und hellviolettem Kern vervollständigen das Bild.

Die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung deutet auf langsame, ruhige Kristallisation unter gerichtetem Druck nach dem Rieckeschen Prinzip; postkristalline Gleitflächen oder Glimmerzüge als Abbildung präkristalliner Gleitflächen fehlen.

Mengenverhältnisse:		Durchschn.
Quarz	35—40 %	38 %
Plagioklas	30—40 %	37 %
Biotit	20—25 %	22 %
Muskovit	0— 5 %	3 %

Dimensionen:	
Quarz- u. Feldspatkörner:	0.12 : 0.25 mm
Biotitschuppen:	0.13 : 0.75 mm

An die gewöhnlichen mittel- bis kleinkörnigen Schiefergneise schliessen sich feinkörnige und feinschuppige Varietäten an, die ein hornfelsartiges Aussehen besitzen. In Mineralbestand, Struktur und Textur stimmen sie mit ersteren im wesentlichen überein und unterscheiden sich von ihnen hauptsächlich durch geringere Korngrösse (Quarz-Feldspat-Körner 0.09 : 0.15 mm, Biotitschuppen 0.04 : 0.30 bis 0.06 : 0.84 mm). Zuweilen tritt Orthoklas auf, stets in unmittelbarer Nähe von Aplitbändern; er ist als injiziert aufzufassen. Diese Gesteine sind wenig verbreitet und auf die Umgebung des Mönchalpgranits beschränkt.

2. *Biotitfleckengneise*

(glimmerreiche Schiefergneise mit Biotitporphyroblasten)

„Diese Schiefergneise unterscheiden sich von den vorigen durch die Art und Verteilung ihres Glimmers. Die Schieferungsflächen sind mit silberhellen Schüppchen von Muskovit dicht überstreut, ausserdem sind über diese Flächen in auffallender Weise grosse dunkelbraune Schuppen von Biotit gleichmässig in lockerer Verteilung verbreitet, wodurch sie ein lebhaft gefleckte Aussehen gewinnen. Im Querbruch tritt stärker das feinkörnige Quarz-Feldspat-Gemenge hervor, doch sind auch hier die Biotitflecken zu sehen. Im übrigen sind diese Gneise nach Struktur und Zusammensetzung den gewöhnlichen Schiefergneisen gleich und gehen auch ganz allmählich aus diesen hervor" (Hammer, Lit. 32).

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Biotit (porphyroblastisch), Quarz, Plagioklas, Muskovit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Rutil, schwarzes Erz, graphitische Substanz.

Übergemengteile: Staurolith, Sillimanit, Pinit, Turmalin, Orthit.

In einem kleinkörnigen, verzahnt granoblastischen Gefüge von Quarz und Plagioklas liegen grosse *Biotitporphyroblasten,* die schlechte Formentwicklung besitzen und siebstruiert sind (Taf. IV, Fig. 1). Ihre Kristallisation war für das Gestein der letzte gestaltende Vorgang, alle andern Gesteinsgemengteile finden sich in ihnen eingeschlossen. Einzelne Biotitlamellen sind quergestellt und dann etwas dicker und weniger lang als die Individuen, die sich der Schieferungsrichtung angepasst haben; in ihrem Schatten hat sich Quarz angereichert. Kleine Schuppen von Muskovit und zuweilen auch von Biotit sind dem Quarz-Feldspat-Gefüge sehr reichlich eingestreut. Die Textur ist eine ausgezeichnete Kristallisationsschieferung.

Die Biotitfleckengneise sind aus den gewöhnlichen Biotitschiefergneisen durch eine *nachträgliche Sammelkristallisation,* die ausschliesslich den Biotit betroffen hat, hervorgegangen. Die andern Gemengteile bilden ein typisch granoblastisches Gefüge.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:	
Quarz	35 %	Quarz- und Feldspatkörner:	0.12 : 0.35 mm
Plagioklas	35 %	Biotitporphyroblasten:	0.25 : 2.0 : 3.0 mm
Biotit	25 %	Kleine Glimmerschuppen:	0.04 : 0.24 mm
Muskovit	5 %		

3. *Feldspatknotengneise*

(glimmerreiche Schiefergneise mit Plagioklasporphyroblasten)

Die oft etwas gewellten Schieferungsflächen sind von Biotit und Muskovit bedeckt. Auf dem Querbruch zeigen sich weisse, rundliche Körner von Plagioklas, deren Grösse zwischen einigen mm und 1 cm schwankt. Durch Verwitterung treten die Feldspatknoten oft auch auf dem Hauptbruch hervor, sodass die Gesteine durch ihr gesprenkeltes Aussehen schon von weitem auffallen (Taf. II, 1 und III, 1).

Obwohl die gewöhnlichen Biotitschiefergneise allmählich in die Feldspatknotengneise übergehen und auch ein lagenweiser Wechsel zwischen beiden sehr häufig ist, so ist doch ihre Abgrenzung meist scharf; besonders mikroskopisch, wo das Auftreten der siebstruierten Plagioklasporphyroblasten sehr auffällig ist.

Die gut umgrenzten Plagioklasknoten liegen häufig in einem granoblastisch verzahnten Gefüge von Quarz, Glimmer und Plagioklas, wobei der Quarz oft vorherrscht; dieses Grundgewebe besitzt ruhige Kristallisationsschieferung. Ebenso oft aber werden die Feldspatknoten von schuppigen Glimmerzügen (vorwiegend Biotit) umgeben (lepidoblastische Struktur) und sind dann meist etwas gefältelt. Zwischen diesen beiden Ausbildungsweisen der Knotengneise finden sich alle Übergänge. In beiden Fällen bedingen die Feldspatknoten eine flaserige Textur des Gesteins (Taf. III, 2a u. b).

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Plagioklas (porphyroblastisch), Quarz, Biotit, Muskovit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Rutil, Magnetit, Ilmenit, Hämatit, graphitische Substanz; sekundär: Chlorit, Limonit, Serizit.

Übergemengteile: Granat, Staurolith, Disthen, Sillimanit, Pinit, Orthit, Turmalin.

Die *Feldspatporphyroblasten* sind ausnahmslos Plagioklase. Sie sind meist frisch, selten etwas serizitisiert; oft sind sie nach Albit, Periklin, Karlsbad, selten nach Manebach verzwillingt; nach den beiden ersten Gesetzen polysynthetisch, nach den beiden letzten in Zwillingen von zwei Individuen; häufig ist Doppelverzwillingung Albit-Periklin, seltener Albit-Karlsbad. Oft ist inverse Zonarstruktur vorhanden, wobei der Kern 15—18 % An, die Hülle 22—25 % An besitzt. Die Plagioklasknoten zeigen typische Siebstruktur mit Einschlüssen von Quarz (in grösseren gerundeten Körnern, kleinen runden Tropfen und wurmförmig gekrümmten Röhren), Biotit, Muskovit und sämtlichen Nebengemengteilen. Während der Granat isometrisch ausgebildet und unregelmässig verteilt ist, sind die Quarzkörner und Glimmerschuppen meist gestreckt und zu Reihen oder Zügen angeordnet. Diese sind oft gerade und schräg gestellt, d. h. bilden mit der Schieferung einen Winkel, der bis 90° betragen kann; oder sie sind leicht gekrümmt und schmiegen sich der Schieferungsrichtung an; in andern Fällen sind sie s-förmig gebogen (helizitisch gefältelt), wobei der Drehungssinn bei allen Knoten eines Gesteins derselbe ist. In der Regel sind die Feldspatknoten allseits von Glimmerflasern oder -schuppen umgeben. Die Knoten sind meist gerundet und werden in der Schieferungsrichtung oft von Quarz-Streckungshöfen begleitet; doch können die Feldspäte auch spitz ausgezogen endigen. Vor den Knoten weichen die Glimmerzüge bezw. das parallel struierte granoblastische Grundgewebe keilförmig auseinander; trotzdem werden einige Parallellagen vom Knoten

schräg abgeschnitten und deren Substanz in den Knoten einbezogen, wo die Glimmerschuppen als (meist in der Richtung veränderte) Züge sich fortsetzen; die Parallellagen vermögen also nicht, sich den wachsenden Knoten vollkommen anzuschmiegen.

Für die s-förmigen Biegungen der in den Porphyroblasten eingeschlossenen Züge stehen zwei Erklärungsmöglichkeiten offen: entweder ist eine ältere Fältelung von den Porphyroblasten fixiert und abgebildet worden, oder der Porphyroblast hat sich während seiner Bildung gedreht und die ursprünglich geraden Züge verbogen. Im ersten Fall müssten sich ausserhalb des Porphyroblasten korrelate Fältelungen vorfinden, was meist nicht zutrifft. Wenn die eingeschlossenen Züge gerade gestreckt sind und mit der Schieferung einen Winkel bilden, so ist das indessen nur so zu erklären, dass die Porphyroblasten *nach* ihrer Bildung eine Drehung ausgeführt haben. Die Einschlüsse beweisen also, dass während und nach der Porphyroblastenbildung im Gestein Bewegungen vor sich gegangen sind, denen die sich bildenden wie die fertigen Porphyroblasten unterworfen waren.

Gegenüber den Plagioklasknoten bieten die andern Hauptgemengteile wenig Interesse. Ausser den Einschlüssen in den Knoten tritt der *Quarz* in einzelnen Körnern und in (mikroskopisch) grösseren Adern und Linsen auf, die in der Schieferungsrichtung gestreckt sind und oft die Umbiegungen von Fältelchen ausfüllen. *Plagioklas* mit der gleichen Frische und von der gleichen Zusammensetzung wie in den Knoten ist auch im Grundgewebe vertreten. *Biotit* zeigt starken Pleochroismus von hellgelb nach rotbraun und enthält häufig pleochroitische Höfe; er ist oft randlich ausgebleicht und dann häufig von Sillimanitfasern umgeben; manchmal ist er ganz in weissen Glimmer umgewandelt, und nur zuweilen vorhandene Biotitrelikte im Innern der Muskovitschuppen erweisen die Umwandlung; Chloritisierung des Biotits ist nicht häufig. *Muskovit* ist meist vorhanden, aber nie vorherrschend; er ist teils primär, teils aus Biotit hervorgegangen.

Granat ist sehr häufig; er bildet kleine runde Körner oder kleine, gut ausgebildete Rhombendodekaeder, seltener Ringe oder Halbringe um Biotit, Quarz und Plagioklas. Die Feldspatknoten sind oft über und über von diesen kleinen Granaten durchspickt (Tafel III, 2a und b); doch kommen sie weniger reichlich auch im Grundgewebe vor.

Staurolith ist ziemlich häufig; er tritt in Längsprismen vorzugsweise in den Glimmerzügen auf. Mehrfach wurde eine Umwandlung

von Staurolith in ein feinschuppiges chloritisches Aggregat beobachtet; die Umrisse bleiben erhalten, die Spaltrisse angedeutet, und meistens ist Staurolith noch in Relikten vorhanden.

Disthen ist selten. Er tritt vollkommen frisch in mittelgrossen Körnern auf und ist erkennbar durch folgende Eigenschaften: farblos; gute prismatische Spaltbarkeit; positive Hauptzone; Lichtbrechung höher als Andalusit und Apatit, wenig niedriger als Staurolith; Doppelbrechung etwas höher als Staurolith.

Sillimanit (Fibrolith) ist häufig und kommt, meist büschelweise, in langen Nadeln und Fasern mit positiver Hauptzone und hoher Lichtbrechung vor. Zuerst tritt er bei der Ausbleichung des Biotits an dessen Rändern auf, büschelig von ihm ausstrahlend; er ist in Quarz (nie Cordierit!) eingebettet; manchmal wird der ganze Biotit durch ein feines parallelfaseriges Gewirr von Sillimanitnadeln ersetzt; seltener treten getrennte, streng parallele, langgestreckte Sillimanitnadeln im Quarz auf, die Paralleltextur markierend, oder es finden sich Sillimanitbüschel im Plagioklas nesterweise angehäuft. Sillimanit und Disthen zeigen keine Beziehung zueinander, obwohl sie im gleichen Gestein vorkommen können. Sillimanit scheint immer sekundär und meist aus Biotit hervorgegangen zu sein.

Als *Pinit* werden kleinschuppige wirrfaserige Aggregate aus weissem Glimmer, Chlorit oder diesen beiden Mineralien zusammen bezeichnet. Die Umwandlung von Staurolith in Chloritpinit konnte mehrfach beobachtet werden. Der Muskovitpinit ist von diesem auch durch seine langgestreckte schmale Form deutlich unterschieden; die Frage, welches Mineral das Edukt dieser Pseudomorphose darstellt, muss offen gelassen werden.

Cordierit wurde trotz aller darauf gewandten Aufmerksamkeit nie beobachtet.

Graphitische Substanz in kleinen Körnern ist reichlich vorhanden und durch das ganze Gestein verteilt.

Mengenverhältnisse:		Durchschn.
Quarz	20—50 %	34—38 %
Plagioklas	30—50 %	34—35 %
Biotit	5—40 %	19—23 %
Muskovit	0—40 %	9—4 %
Übergemengteile	0—15 %	4—0 %

Dimensionen:	
Plagioklasknoten:	0.8 : 0.8 bis 2.5 : 4.0 mm
Quarzkörner:	0.20 : 0.26 bis 0.40 : 0.60 mm
Biotitschuppen:	0.13 : 0.45 bis 0.17 : 0.80 mm

Die Knotengneise leiten sich von Biotitschiefergneisen und Staurolithschiefergneisen ab, aus denen sie *durch einen neuen Kristallisationsprozess („Verfeldspatung")* hervorgegangen sind. Ver-

ursacht wurde ihre Bildung durch die *Intrusion granitischer Magmen,* die eine weitgehende Injektion des Nebengesteins zur Folge hatte: die Knotengneise finden sich hauptsächlich in diesen Injektionszonen (Radüner Gebiet, Südrand der Mönchalpzone).

Die Umkristallisation hat nur den Plagioklas betroffen; derselbe ist hier saurer (15—20 % An) als in den Edukten (25—35 % An); wahrscheinlich hat Natronzufuhr stattgefunden, ausserdem ist ein gewisser Kalkgehalt in dem eingelagerten Granat angelegt worden. Staurolith, Disthen und ein reichlicheres Auftreten von Sillimanit sind auf die Knotengneise am Südrand der Pischazone beschränkt; sie sind an das Vorkommen von Staurolithschiefergneisen gebunden.

Analoge Verhältnisse hat V. M. Goldschmidt (25) aus dem Stavangergebiet beschrieben: In einen altpaläozoischen Phyllitkomplex intrudiert und injiziert granitisches Magma. Im Kontakthof treten Granat und Biotit auf, dann findet Kornvergröberung statt; unmittelbar am Kontakt werden Albitporphyroblastenschiefer ausgebildet, die unsern Knotengneisen sehr ähnlich sind. Ähnliche Gesteine, gleichfalls im Zusammenhang mit Kontaktphänomenen, sind von A. Lacroix (58) aus den Pyrenäen, von M. Reinhard (73) aus den Karpathen beschrieben worden.

4. *Staurolithschiefergneise und -glimmerschiefer*

Es sind sehr glimmerreiche, schieferige, häufig leicht gefältelte Gesteine mit viel Staurolith und auch Granat. Die Schieferungsflächen sind von silberweissem Glimmerbelag überdeckt, in dem manchmal noch verschwommene braune Schuppen und Fetzen von Biotit erkennbar sind. Staurolith bildet auf dem Hauptbruch kleine blaugrüne, chloritisierte Stäbchen oder grössere, gut entwickelte schwarzbraune Kristalle bis zu 4 cm Länge (so besonders auf der Südseite des Pischahorn-Südgipfels und in der Mulde „Verborgen Pischa"), und auch kleine Granatkörner treten häufig hervor. Auf dem Querbruch bilden die Glimmer feinschiefrige, schuppige Züge, mit eingelagerten Kristallen von Staurolith, Granat, Plagioklas, Andalusit und Linsen von Quarz; das Auftreten von Plagioklasporphyroblasten vermittelt den Übergang zu den Knotengneisen. Das rostige Aussehen des Gesteins, besonders auf den Schieferungsflächen, ist durch Häute limonitischer Substanz bedingt; es hat dem Eisenthäli seinen Namen gegeben. Knollige Massen von derbem Quarz, stengeligem Andalusit und grobblättrigem Muskovit sind den Staurolithschiefergneisen reichlich eingelagert.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Staurolith, Granat, Sillimanit.

Nebengemengteile: Zirkon, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, graphitische Substanz (Apatit fehlt); sekundär: Chlorit, Limonit.

Übergemengteile: Andalusit, Disthen, Pinit, Turmalin.

Das Verhältnis der Hauptgemengteile ist sehr variabel und mit ihm auch die Struktur: 1. Häufig bilden dicke schuppige Glimmerzüge die Hauptmasse des Gesteins, und ihnen sind die andern Gemengteile eingelagert (lepidoblastische Struktur). 2. Tritt Plagioklas reichlicher auf, so bildet er oft siebstruierte, einschlussreiche Knoten; auch Quarz, Staurolith, Andalusit und Granat kommen in gerundeten, knotenartigen Individuen vor (porphyroblastische Struktur). 3. Mehrere Plagioklasindividuen treten zu einem lückenlosen Gewebe zusammen, und Glimmerzüge nebst Staurolith und Granat sind poikilitisch darin eingelagert (poikiloblastische Struktur); auch Andalusit, allein oder mit Plagioklas zusammen, kann in dieser Weise die Rolle des Wirtes übernehmen. Diese verschiedenen Strukturen kommen häufig nebeneinander im gleichen Gestein vor. an und verleihen so dem Gestein eine unruhige, schuppig-schiefrige, oft etwas gefältelte Textur, die sehr wohl als Abbildungskristalli-

Die schuppigen Glimmer ordnen sich zu dicken, langen Zügen sation von Gleitflächen gedeutet werden kann

Der *Biotit* bildet breite, gestreckte Schuppen mit starkem rotbraunem Pleochroismus. Häufig ist er zu weissem Glimmer ausgebleicht, seltener unter Abscheidung von Erzkörnchen in Chlorit umgewandelt; sehr oft ist er randlich in Sillimanit ausgefasert oder durch Aggregate wirrfaseriger gefältelter Sillimanitbündel vollständig ersetzt. Der so umgewandelte Biotit bildet makroskopisch den lichtgrau-silberweissen, seidenglänzenden Belag auf den Schieferungsflächen, der verschwommene Biotitrelikte enthält. Bei der Umwandlung geht limonitische Substanz in Lösung, die sich auf Schieferungsflächen, Klüften und an den Körnergrenzen abscheidet.

Muskovit ist teils durch Ausbleichung aus Biotit entstanden, teils dürfte er primär gebildet sein.

Der *Plagioklas* ist meist ein Oligoklas-Andesin von 22—30 % An, doch treten (besonders als Knoten) auch saurere Typen (12—17 % An) auf. Verzwillingung nach Albit und Periklin ist häufig, ebenso inverse Zonarstruktur. Der Plagioklas tritt in Körnern, Knoten und im poikiloblastischen Grundgewebe auf. Er ist meist

sehr frisch. Die Knoten enthalten Einschlüsse von Quarz, Granat und besonders Glimmerschüppchen und kohliger Substanz, die sich zu Zügen anordnen; diese sind gerade gestreckt und bilden mit der Schieferungsrichtung einen Winkel oder sie sind gekrümmt oder s-förmig gebogen (vgl. S. 121 f.); die Zwillingslamellierung ist in allen Fällen gerade. Hinter den Knoten treten manchmal Quarz-Streckungshöfe auf.

Der *Quarz* tritt eher zurück. In Nestern und Linsen durchschneidet er die Glimmerzüge. Bei Ausbildung der poikiloblastischen Struktur verwächst er in langen schmalen Lappen mit Plagioklas bezw. Andalusit. Hier und im übrigen bildet er die Füllmasse des Gesteins. Er enthält viel Sillimanit eingelagert; andere Einschlüsse sind selten.

Der *Staurolith* bildet gut idiomorphe prismatische Kristalle mit Endbegrenzung; sie sind den Glimmerzügen eingelagert, die sie meist schräg oder quer durchbrechen. Manchmal zeigt der Staurolith siebstruierte und lappige Formen, die in Glimmerzüge und Quarzaggregate fingerförmig eingreifen; er ist daher eine jüngere Bildung, die die andern Mineralien teils eingeschlossen oder beiseite geschoben, teils zum eigenen Aufbau in sich aufgenommen hat. Als Einschlüsse treten auf Quarz, Turmalin, Ilmenit und graphitische Substanz, aber keine Glimmer. Turmalin ist unregelmässig verteilt; die graphitische Substanz ist zu Zügen angeordnet, denen die in gleicher Richtung langgestreckten Ilmenitkörner eingelagert sind; die Züge sind oft gebogen (vgl. S. 122); wo sie aus dem Staurolith austreten, vereinigen sie sich beidseits mit den Glimmerzügen, die durch den Staurolith unterbrochen sind, weil ihre Substanz bei der Staurolithbildung assimiliert worden ist.

Häufig ist der Staurolith teilweise oder ganz in ein feinschuppiges chloritisches Aggregat (Chloritpinit) umgewandelt; die äussern Umrisse bleiben dabei meist erhalten, die Spaltrisse durch limonitische Äderchen angedeutet. Durch eine weitere Umwandlung geht der „Chloritpinit" in einen „Muskovitpinit" über, indem zuerst die Rand- und Spaltrisspartien in ein feinfaseriges serizitisches Aggregat übergeführt werden, während der chloritische Kern länger erhalten bleibt.

Granat ist häufig. Er bildet grosse, gerundete oder kristallographisch umgrenzte Körner, die meist von den Glimmerzügen umflossen werden, seltener sie durchbrechen; er ist selten siebstruiert und umschliesst dann Quarz und Glimmer; in Vorkommen und Ausbildung hält er sich an den Staurolith. Ferner tritt er in kleinen

runden Körnern als Einschluss in den Porphyroblasten und Poikiloblasten auf.

Disthen tritt nur vereinzelt auf und ist nie mit Andalusit vergesellschaftet.

Sillimanit kommt in feinen Nadeln und Fasern mit positiver Hauptzone vor. Er ist stets in der Nähe des Biotits entwickelt und strahlt oft radial von ihm aus; manchmal sind ganze Biotitschuppen in parallelfaserige Bündel von Sillimanitnadeln umgewandelt; sie sind fleckig bräunlich gefärbt und umschliessen zuweilen noch reliktische Biotitfetzen. Zum Andalusit oder Disthen zeigt der Sillimanit keinerlei genetische Beziehung; er scheint ausschliesslich aus Biotit entstanden zu sein.

Andalusit ist ziemlich häufig und stets auffallend frisch; der typische rötliche Pleochroismus kommt nur in einzelnen Fällen vor, und auch da ist die Färbung unregelmässig fleckig im ganzen Korn verteilt. Selten beobachtet man einen Übergang von Andalusit in serizitischen Pinit, wobei nicht entschieden werden kann, in welcher Richtung eine Umwandlung erfolgt ist. Der Andalusit kommt porphyroblastisch und poikiloblastisch vor; er enthält Einschlüsse von Quarz, Biotit, Muskovit, Staurolith, Granat, Ilmenit und graphitischer Substanz; solche von Plagioklas oder Sillimanit fehlen. Wenn Züge von in Sillimanit ausfasernden Biotitschuppen in den Andalusit eintreten, so setzt sich der Biotit in Schüppchen in gleicher Richtung fort, während der Sillimanit aufgezehrt wird. Staurolithkristalle werden im Andalusit manchmal in eine Anzahl Stücke und Fetzen von einheitlicher optischer Orientierung aufgelöst; oder es findet eutektisch anmutende Verwachsung von Staurolith mit Andalusit statt, wobei aber letzterer stets deutlich die Rolle eines Wirtes spielt. Der Andalusit ist somit eine der jüngsten Bildungen, und es scheint, dass er den älteren Staurolith teilweise verdrängt und aufgezehrt hat. Poikiloblastischer Andalusit ist in eutektartiger Weise mit langgestreckten, oft verzweigten und zerfetzten Quarzbändern verwachsen. Das Fehlen von Plagioklaseinschlüssen erklärt sich zwanglos dadurch, dass die Bildung der Plagioklasknoten und die Andalusitbildung gleichaltrig sind.

Turmalin bildet kleine gelbbraune, gut idiomorphe Individuen, oft mit grauem oder graublauem Kern. Er ist besonders gern im Staurolith eingeschlossen.

Graphitische Substanz ist sehr reichlich vorhanden und bildet langgestreckte Züge, die mit den Glimmerzügen zusammengehen;

während hingegen letztere durch Staurolith und Granat unterbrochen werden, setzen die ersteren unbekümmert durch sie hindurch.

Cordierit wurde nie beobachtet; die sillimanitführenden, farblosen, klaren Körner, die sehr cordieritverdächtig waren, erwiesen sich im konvergenten Licht stets als Quarz. Der Cordierit scheint zu fehlen; das mag daran liegen, dass der Mg-Gehalt im Biotit angelegt ist und der Tonerdeüberschuss an Fe gebunden im Staurolith oder als reines Tonerdesilikat auftritt.

Mengenverhältnisse:		Durchschn.
Quarz	5—30 %	18.2 %
Plagioklas	0—50 %	31.0 %
Biotit (u. Sill.)	5—50 %	16.6 %
Muskovit	0—30 %	11.3 %
Staurolith	5—30 %	12.5 %
Andalusit	0—15 %	6.7 %
Granat	0—10 %	3.7 %

Dimensionen:

Plagioklasknoten:
1.5 bis 4 mm, meist ca. 2 mm im Durchm.
Granatkörner: grosse 1.5 mm Dm.
kleine 0.25 mm Dm.
Staurolith: a : c 0.25 : 1.0 bis 3 : 5 mm
Andalusit: a : c 3 : 5 mm
Glimmer:
Züge 0.7 bis 1.0 mm dick
einzelne Schuppen 0.06 : 0.50 bis 0.08 : 1.20 mm.

Die Ursprungsgesteine der Staurolithschiefergneise unterscheiden sich von denen der Biotitschiefergneise durch grösseren *Tonerdereichtum;* das tritt im Chemismus durch reichlichen Tonerdeüberschuss und im Mineralbestand durch Auftreten der Tonerdeträger Andalusit, Disthen, Sillimanit, Granat, Staurolith auffällig in Erscheinung.

Die Staurolithschiefergneise sind typische *Ungleichgewichtsgesteine* (vgl. B. SANDER, Lit. 79). In ihnen treten die drei Modifikationen Andalusit, Disthen und Sillimanit auf, von denen stabil stets nur eine möglich ist; doch sind die zum Gleichgewicht führenden Umwandlungen langsam und träge, und bei tieferen Temperaturen sind alle drei Modifikationen haltbar; Sillimanit ist im vorliegenden Fall ein Umwandlungsprodukt aus Biotit, zeigt keinerlei genetische Beziehungen zu Andalusit und Disthen und scheidet daher für die Betrachtung aus; Andalusit und Disthen kommen je mit Staurolith, aber nicht nebeneinander vor und entstammen verschiedenen Bildungszeiten.

Die Assoziation Staurolith-Andalusit ist gleichfalls nicht gewöhnlich. Staurolith ist meist mit Disthen, Granat und Glimmern in Gesteinen verbreitet, die unter starkem Stress entstanden sind. Andalusit kommt mit Cordierit in Hornfelsen vor, die im innern Kontakthof einer Granitintrusion bei Abwesenheit von Stress gebildet wurden. In unserm Fall zeigen die Dünnschliffbeobachtungen,

dass Staurolith und Andalusit ungleichaltrige Bildungen sind und daher auch auf verschiedenartige Bedingungen zurückgeführt werden müssen. Der Andalusit ist deutlich jünger als der Staurolith, und dieser ist seinerseits jünger als die in ihm eingeschlossenen Züge von graphitischer Substanz und Erz und die an ihm abgeschnittenen Glimmerzüge. Das heute vorliegende Gestein ist nicht in einem Guss gebildet worden, sondern lässt in Mineralbestand und Struktur Bestandteile aus drei verschiedenen Phasen erkennen:

I. Phase: Ihr entstammen die *Glimmerzüge* mit eingelagerter graphitischer Substanz und Erz, dazwischen war Quarz und Plagioklas eingeschaltet. Die lepidoblastische Struktur, die das Gestein in dieser Phase kennzeichnet, ist möglicherweise bereits eine tektonische Umformung aus einer ursprünglichen granoblastischen Form.

II. Phase: Bildung von *Staurolith*, Disthen und Granatporphyroblasten; Ausbleichung des Biotits und seine Umwandlung in Sillimanit. Die Phasen I und II sind *Stressphasen.*

III. Phase: Neubildung von *Andalusit* und saurem Plagioklas unter teilweiser Aufzehrung von Staurolith, Sillimanit und Disthen; Bildung von Turmalin; Pinitisierung des nunmehr instabil gewordenen Stauroliths. In dieser Phase wäre auch die Bildung von Cordierit zu erwarten, für dessen Fehlen wohl hauptsächlich die chemische Zusammensetzung verantwortlich zu machen ist. — Diese Phase entspricht einer Kristallisation unter *magmatischer Beeinflussung* (Intrusion der flüelagranitischen Magmen mit Injektionserscheinungen in der Schieferhülle) und unter wesentlich statischen Verhältnissen (Ausschluss von Stress). Doch haben auch in dieser letzten Periode noch kleine Bewegungen stattgefunden, wie die Drehung der Plagioklasknoten beweist; sie spielten aber gegenüber den neuen Kristallisationsbedingungen eine untergeordnete Rolle.

5. *Granatgneise und -glimmerschiefer*

Sie schliessen sich in ihrem Gesamtcharakter an die Staurolithschiefergneise an, nur ist Granat vorherrschend und Staurolith tritt zurück. Die Schieferungsflächen sind mit grossen, dicken Flasern von silberweissem Muskovit bedeckt; aus ihnen treten grosse, hellrote Granatkristalle hervor.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit, Biotit, Plagioklas, Granat.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Pyrit; sekundär: Chlorit, Limonit.

Übergemengteile: Disthen, Sillimanit, Andalusit, Staurolith, Turmalin.

Struktur: In einem Gefüge von derben Quarzmassen und dicken schuppigen Glimmerzügen liegen grössere Porphyroblasten von Granat, Plagioklas, Disthen und Andalusit eingebettet.

Der *Biotit* ist weitgehend oder vollständig in hellbräunliche parallelfaserige Bündel von *Sillimanit*nadeln umgewandelt, die manchmal etwas grösser werden und Querabsonderung erkennen lassen; seltener ist Chloritisierung des Biotits unter Abscheidung von Erzkörnchen. Der *Plagioklas* ist meist etwas serizitisiert, manchmal frisch; er ist nach Albit verzwillingt und besitzt 25—28% An. Der *Granat* bildet grosse, gerundete oder kristallographisch umgrenzte Körner, meist kompakt, seltener mit Quarzeinschlüssen. Manchmal ist er auf netzartig angeordneten Adern in Chlorit umgewandelt, doch ist diese Chloritisierung in den Anfängen stehen geblieben. Vereinzelt (oberes Jörital) wurde eine eigenartige Struktur beobachtet: der porphyroblastische Granat ist poikiloblastisch von runden, nicht undulösen Quarzkörnern so reichlich durchsetzt, dass die Granatsubstanz das Zement eines Quarzpflasters vortäuscht; die Quarzkörner ordnen sich zu leicht gebogenen Zügen an; das Grundgewebe wird vom Quarz durchbrochen, aufgelöst und fetzen- bis körnerweise in ihm eingeschlossen; der Quarz erscheint hier wie in allen diesen Gesteinen als jüngste Bildung (Sammelkristallisation). *Disthen* in gut ausgebildeten Individuen ist manchmal von einem glimmerigen Hof umgeben; er ist einschlussfrei. *Andalusit* in grösseren Körnern wird manchmal von farblosen bis hellgelblichen glimmerigen Nestern durchzogen; er umschliesst Quarz, Biotit und Erz. *Staurolith* ist nur untergeordnet vorhanden und häufig in chloritische Aggregate umgewandelt.

Mengenverhältnisse:	
Quarz	30 %
Muskovit	20 %
Biotit (incl. Sill.)	15 %
Plagioklas	15 %
Granat	15 %
Disthen und Andalusit	5 %

Dimensionen:
Ähnlich denen der Staurolithschiefergneise;
Unterschiede:
Granatkörner: 1—7 mm, im Mittel 4 mm im Durchmesser

Die Granatgneise und -glimmerschiefer sind nicht sehr häufig; sie sind stets den Amphiboliten eingelagert, besonders gern in deren Randpartien. Es ist möglich, dass der Granat kontaktmetamorph beim Eindringen der jetzt als Amphibolite vorliegenden gabbroiden Eruptiva gebildet wurde, wie schon Frank Escher (18) vermutet. Sollten die Amphibolite jedoch sedimentären Ursprungs

sein und von mergeligen Gesteinen abstammen, so lägen in den Granatgneisen Derivate von Zwischengliedern zwischen tonigen und mergeligen Schichten vor: sie enthalten dann zu viel Kalk, als dass er ganz im Plagioklas angelegt werden könnte, aber noch einen Überschuss von Tonerde über die femischen Bestandteile, sodass der Kalk an Tonerde gebunden wird (Granat) und noch keine Hornblende auftritt. Die Existenz von Granatgneisen an der Grenze von Paragneisen und Amphiboliten ist sowohl mit eruptiver wie sedimentärer Entstehung der letzteren vereinbar und darf somit nicht als Argument für eruptiven Ursprung verwendet werden.

6. *Quarzitgneise*

Die gut gebankten, dunklen, dichten Gesteine besitzen graublaue Farbe und gute Paralleltextur. Der Hauptbruch ist mit hellglänzenden Muskovitschüppchen überdeckt; Biotit tritt eher zurück. Der Querbruch zeigt ein körniges, verzahntes Gefüge von Quarz, der dem Gestein die dunkelblaugraue Farbe gibt.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Rutil, schwarzes Erz, graphitische Substanz; sekundär: Chlorit.

Übergemengteile: Granat, Staurolith, Turmalin, Prehnit.

Struktur: granoblastisch. Textur: gute, ruhige Kristallisationsschieferung.

Die *Quarz*körner bilden scheinbar eine einheitliche Masse; erst bei gekreuzten Nicols treten die buchtig verzahnten Körnergrenzen hervor; der Quarz ist sehr frisch und nicht undulös auslöschend. Der *Muskovit* bildet kleine Schuppen, die dem Quarzgefüge regelmässig eingelagert sind und zusammen mit den gestreckten Quarzkörnern die Paralleltextur markieren. Der *Biotit* tritt in grösseren Tafeln auf und zeigt bald intensiv rotbraunen Pleochroismus, bald schmutzig gelbbraune Färbung, bald weitgehende Chloritisierung. Der *Plagioklas* bildet Körner, die durch schwärzlich-braune Massen stark getrübt sind; meist sind dieselben nicht zu identifizieren; manchmal gelingt es jedoch, in diesen Massen die Anwesenheit kleiner Zoisitkörnchen festzustellen, sodass ihr Auftreten als Saussuritisierung des Plagioklases zu deuten ist; daneben tritt hier auch noch Kaolin auf; Serizitschüppchen sind selten. Vereinzelt trifft man knotenartige Feldspatbildungen, die von runden Quarzkörnern reichlich durchsetzt sind; makroskopisch treten sie als weisse Knötchen aus dem blaugrauen Gestein hervor.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:	
Quarz	77 %	Quarzkörner:	0.14 : 0.45 bis 0.26 : 0.84 mm
Plagioklas	12 %	Muskovitschüppchen:	0.04 : 0.26 mm
Muskovit	5 %	Biotitschuppen:	0.08 : 0.50 mm
Biotit	5 %		
Erz	1 %		

Auch hier treten neben den granoblastisch struierten Gesteinen Quarzitgneise mit *Biotitporphyroblasten* auf. Die *Biotit*tafeln besitzen tiefrotbraunen Pleochroismus und enthalten pleochroitische Höfe. Der *Quarz* bildet ein grobkörniges, innig verzahntes Gefüge, in dem alle andern Gemengteile schwimmen. Der *Plagioklas* zeigt sehr starke braunschwarze Trübungen.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Rutil, Muskovit, Chlorit.

Dimensionen:	
Quarzkörner:	0.5 : 1.2 mm
Biotittafeln:	0.6 : 1.3 mm.

Die Quarzitgneise sind metamorphe Quarzsandsteine, die ausser Quarz geringe Beträge anderer Oxyde enthalten. Die Metamorphose war mit einer vollständigen Umkristallisation verbunden, bei der das auffallend grobe Korn und die innige Verzahnung entstanden. Die Quarzitgneise sind den Biotitschiefergneisen als stratigraphischer Horizont in mehreren, 2—5 m mächtigen Bänken eingelagert und lassen sich vom Vereinatal zum Mönchalptal auf eine Erstreckung von über 5 km verfolgen.

7. *Wenig verbreitete Gesteine*

In den Biotitschiefergneisen treten manchmal sehr eigenartige Gesteine auf, die trotz ihrer geringen Verbreitung kurz besprochen werden müssen:

a) *Quarzfreier Biotit-Plagioklas-Schiefer.*

Dieses merkwürdige Gestein, das bei der Durchlisäge (Ausgang des Dischmatals bei Davos) vereinzelt gefunden wurde, unterscheidet sich makroskopisch in nichts von einem gewöhnlichen Biotitschiefergneis; erst mikroskopisch erkennt man, dass Quarz vollständig fehlt. Das Gestein besteht aus einem leicht flaserigen Gefüge von Biotit (getrennte Schuppen, keine zusammenhängenden Züge) und Plagioklas (15—25 % An, nach Albit und Periklin verzwillingt, invers zonar struiert). Neben- und Übergemengteile: Granat (reichlich), Apatit, schwarzes Erz, Chlorit. Der Ursprung des Gesteins ist unklar.

b) *Quarz-Pyroxen-Fels.*

Am Flüelaberg wurden in den Biotitschiefergneisen mehrfach 5 cm mächtige, konkordante, dunkle Einlagerungen angetroffen; sie sind oberflächlich stark rostbraun verwittert, zeigen aber im frischen Bruch hellgraues, dichtes, massiges Aussehen; sie sind beiderseits salbandartig zuerst von einer hellen, dann von einer graugrünen Lage (je ca. 3 mm dick) umgeben.

Die Einlagerung besteht aus Augit (farblos bis leicht rötlich, häufig etwas getrübt, c : n_γ = 43°), Quarz (kleine, frische, gut individualisierte Körner) und Hornblende (schwach grün, leicht pleochroitisch). Diese Mineralien bilden ein kleinkörniges, gleichkörniges, granoblastisches Gefüge; die einzelnen Körner sind etwas gestreckt. Im innern Teil überwiegt der Pyroxen über die Hornblende; gegen aussen nimmt Augit ab, Hornblende zu. Die helle Lage ist durch das Auftreten von vollständig serizitisiertem Plagioklas gekennzeichnet. In der graugrünen Lage ist wiederum Hornblende angereichert. Nebengemengteile: Zoisit, Titanit, Apatit, Muskovit, Limonit.

Trotz des makroskopisch lamprophyrartigen Aussehens lässt das reichliche Auftreten von kleinkörnigem Quarz als primärem Gemengteil nur den Schluss zu, dass es sich hier um eine sedimentogene, kalkigsandige Einlagerung in den ursprünglichen tonigen Schichten handelt.

Chemismus und genetische Verhältnisse

Um über den Chemismus der Paragneise näheren Aufschluss zu erhalten, wurden von den drei wichtigsten Gesteinstypen Analysen angefertigt; sie sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Ausserdem fanden sich in der Literatur an Paragneisen drei Analysen aus der Silvretta und sechs Analysen aus der Ötztalergruppe; die Molekularwerte all dieser Analysen werden in Tabelle 2 gegeben.

Tabelle 1

Paragneise der Flüelagruppe

Analytiker: F. de Quervain, Bern

	I.	II.	III.
SiO_2	54.09	66.92	74.85
TiO_2	1.43	.87	1.02
Al_2O_3	25.25	14.87	12.12
Fe_2O_3	2.90	1.09	1.60
FeO	4.48	4.30	2.84
MnO	.03	.03	.07
MgO	2.22	2.72	1.39
CaO	.51	1.97	1.19
Na_2O	.46	2.57	1.44
K_2O	5.36	2.88	2.51
H_2O^+	3.28	1.24	1.17
H_2O^-	.11	.06	.07
P_2O_5	.11	.20	.14
Summe	100.23	99.72	100.41

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c fm	h	T	T'
I.	189	52	32.5	2	13.5	.89	.36	.06	38	+ 36.5	+ 12.5
II.	282	37	36	9	18	.43	.48	.25	17.5	+ 10	— 5.5
III.	437	42	33.5	7	17.5	.53	.36	.21	23	+ 17.5	— 1

I. Staurolithschiefergneis, Pischahorn
II. Biotitschiefergneis, Pischahorn
III. Feldspatknotengneis, Pischahorn.

Tabelle 2
Molekularwerte der Paragneise von Silvretta-Ötztal

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt	T	T'	qz	Al	Fm	C
1.	189	52	32.5	2	13.5	.89	.36	.06	1 (T)	+36.5	+12.5	+ 35	52.5	44.5	3
2.	275	49	30	4	17	.42	.57	.13	2 (T)	+28	+14	+107	48.5	45.5	6
3.	227	32.5	47.5	6	14	.47	.44	.13	2 (T)	+12.5	- 0.5	+ 63	25.5	66	8.5
4.	320	44	37	6	13	.63	.34	.16	2 (T)	+25	+ 8.5	+168	42	50	8
5.	141	40	39	5.5	15.5	.66	.51	.14	3 (T)	+19	- 1.5	- 21	35.5	56.5	8
6.	282	37	36	9	18	.43	.48	.25	2/3 (T)	+10	- 5.5	+110	30	56	14
7.	437	42	33.5	7	17.5	.53	.36	.21	2 (T)	+17.5	- 1	+267	37.5	51.5	11
8.	168	46.5	24	7.5	22	.34	.41	.31	3 (T)	+17	+ 2	- 20	43.5	43	13.5
9.	314	45.5	24	10.5	20	.50	.21	.44	4 (T)	+15	- 5	+134	42.5	40	17.5
10.	301	39	27	13	21	.45	.32	.48	4 (E)	+ 5	-14	+117	31	46.5	22.5
11.	330	38.5	23.5	19	19	.26	.40	.81	5 (E)	0	-10.2	+154	31	37.5	31.5
12.	1655	44	25	7	24	.59	.39	.26	3 (E/T)	+13 3	-15	+1458	38.5	49	12.5

1. Staurolithschiefergneis. Pischahorn, Flüelagruppe. Analytiker de Quervain.
2. Disthengneis. (Meso-Tonerdesilikatgneis.) Granoblastisches Gestein aus Quarz, Plagioklas, Biotit, seltener Muskovit; daneben viele Granatkörnchen, weniger Staurolith und Disthen. Rassasserspitze südlich Remüs, Unter-Engadin (30, S. 172). Analytiker Hezner.
3. Biotitschiefer. Karlsbader Hütte, Ötztal (4, No. 70). Analytiker Zdarek.
4. Glimmerschiefer. Tumpen, Ötztal (4, No. 63). Analytiker Zdarek.
5. Feldspatknotengneis (lentikularer Biotit-Pelitgneis). Scalettapass, Graubünden (18, S. 43). Analytiker F. Escher.
6. Biotitschiefergneis. Pischahorn, Flüelagruppe. Analytiker de Quervain.
7. Feldspatknotengneis. Pischahorn, Flüelagruppe. Analytiker de Quervain.
8. Biotitschiefergneis (Mesogranatgneis). Piz Cotschen bei Guarda, Unter-Engadin (30, S. 170). Analytiker Hezner.
9. Biotitschiefergneis (geschieferter Biotit-Pelitgneis). Sertigpass, Graubünden (18, S. 45). Analytiker F. Escher.
10. Schiefergneis. Amberg, Unteres Ötztal (4, No. 64). Analytiker Zdarek.
11. Biotithaltiger Schiefergneis. Längenfeld, Ötztal (4, No. 62). Analytiker Zdarek.
12. Quarzitgneis (Meso-Gneisquarzit). Plateau da Rims südlich Remüs, Unter-Engadin (30, S. 173). Analytiker Hezner.

1. *Der Ursprung der Paragneise*

Wenn wir zunächst von den Gesteinen 10—12 absehen, so bilden die Paragneise eine ziemlich einheitliche Serie, deren Basenwerte in ziemlich engen Grenzen variieren, während die si-Zahl einen sehr grossen Spielraum besitzt (si von 140 bis 440); ausserdem fallen die Projektionspunkte im Tetraeder neben das Eruptivfeld in den Tonerderaum; diese Verhältnisse sind für Paragesteine sehr charakteristisch, da bei ihnen Quarz in beliebigen Mengen unabhängig von den andern Gemengteilen auftreten kann.

Der Chemismus ist charakteristisch für *toniges Ausgangsmaterial.* al und fm sind beide hoch (Glimmerreichtum!); al schwankt zwischen 32 und 52 und beträgt im Mittel 43; fm ist meist etwas niedriger, bewegt sich von 24 zu 48 und beträgt durchschnittlich 33,5. Das Verhältnis al : fm ist eine Folge des Mengenverhältnisses von Biotit zu Muskovit und Plagioklas (eventuell plus weiteren Tonerdemineralien); es schwankt zwischen 2 : 1 und 1 : 1, abweichend ist nur No. 4, wo der Biotit stark zu überwiegen scheint. c ist auffallend niedrig, meist beträchtlich unter 10, im Mittel etwa 6,5 (der c-Anteil ist ganz auf den nicht sehr basischen Plagioklas beschränkt). alk ist ziemlich niedrig, variiert zwischen 13 und 22 und beträgt im Mittel 17; es ist möglich, dass bei den Gesteinen mit höheren alk-Werten eine Alkalizufuhr stattgefunden hat. Die k-Werte gruppieren sich (abgesehen von Gestein No. 1) um 0,50 und variieren von 0,34 bis 0,66, was für Paragneise normal ist (vgl. Stavanger 0,50—0,70, dagegen Piora 0,70—0,80). Die Quarzzahl schwankt sehr stark wie die si-Zahl und kann trotz freiem Quarz sogar negative Werte annehmen; das beruht auf dem Glimmerreichtum, da bei der Berechnung von qz die Basen in höchstsilifizierten Molekeln gebunden angenommen werden.

Die Differenz al-alk beträgt meist 20—30, bei No. 1 sogar fast 40 Einheiten; dem entspricht ein grosser Tonerdeüberschuss[1]) $T = al - (alk + c)$ von 15—30 Einheiten, der bei No. 1 sogar über 35 steigt; er ist hauptsächlich im Glimmer, sodann in weiteren Tonerdesilikaten (Staurolith, Granat, Andalusit, Sillimanit, Disthen) angelegt. Um zu entscheiden, ob der Tonerdereichtum durch grossen Glimmergehalt allein erklärt werden kann oder ob weitere Tonerdemineralien auftreten müssen, wurde versuchsweise der Wert T' gebildet: unter der Annahme, dass Kalifeldspat fehlt und der gesamte Kaligehalt im Muskovitmolekül angelegt ist, wird an Tonerde für die Plagioklasbildung $(1 - k) . alk$, für die Glimmerbildung $3k . alk$, zusammen also $(alk + 2k . alk)$ verbraucht; denkt man sich c mit al im Verhältnis 1 : 1 abgesättigt, so gibt die Differenz

$$T' = al - (c + alk + 2k . alk)$$

an, ob freie Tonerde vorhanden ist; ist der Wert positiv, so muss freie Tonerde in Tonerdeträgern (Andalusit, Sillimanit,

[1]) Zur Bildung von T denkt man sich al mit c und alk im Verhältnis 1 : 1 abgesättigt, was der Feldspatbildung entspricht. Da im Muskovitmolekül das Verhältnis al : alk 3 : 1 ist, so muss bei Anwesenheit von Glimmer ein Tonerdeüberschuss auftreten. Im nachher eingeführten Wert T' ist an Stelle der Kalifeldspatbildung die Glimmerbildung berücksichtigt.

Disthen, Cordierit, Staurolith) auftreten; schwankt er um Null, so lässt sich das Gestein restlos auf Quarz, Plagioklas und Glimmer berechnen; ist er negativ, so muss Kalifeldspat auftreten. Im vorliegenden Fall trifft man stark negatives T' nur bei den Gesteinen 10—12; die Gesteine No. 3 und 5—8 besitzen ein T' um Null und zeigen daher normale Zusammensetzung Quarz-Plagioklas-Glimmer; bei den Gesteinen No. 1 (Staurolithschiefergneis), No. 2 (Disthengneis), sowie No. 4 („Glimmerschiefer" ohne nähere Angaben) ist T' stark positiv, wie zu erwarten war.

Zum Vergleich seien die Molekularwerte der sehr ähnlichen Gesteine der Piora-Gegend (29) gegeben:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Al	Fm	C
Disthenzweiglimmerschiefer	322	60	23.5	5.5	11	.86	.53	63	30	7
Staurolithbiotitschiefer	72	57	34	4	5	.78	.11	58	38	4
Granatglimmerschiefer	320	52	22.5	9.5	16	.80	.40	53	33	14
Granatglimmerschiefer	295	50	27.5	7.5	15	.80	.17	50	39.5	10.5
Zweiglimmerschiefer	384	42	31	6.5	20.5	.89	.54	36.5	52.5	11
Zweiglimmerschiefer	85	33	49	9	9	.89	.75	29	60	11

Die Gesteine No. 1 und 2 stimmen — abgesehen vom variablen si — mit den vier ersfen Piora-Gesteinen recht gut überein, während No. 3 mit dem letzten Gestein dieser Serie einige Ähnlichkeit aufweist. Noch besser ist allerdings die Übereinstimmung von No. 3 mit den Hornfelsen von Oslo (24):

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Cordierit-Hornfels (Klasse III)	203	36	42	8	14	.67	.41
Cordierit-Hypersthen-Hornfels (Kl. IV)	185	33.5	46.5	7	13	.67	.50

Die Gesteine No. 4—7 zeigen grosse Ähnlichkeit mit den nicht oder erst wenig injizierten Phylliten und Schiefern von Stavanger (25):

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Qz-Musk-Chl-Phyllit	231	47	34	3	16	.71	.32
Qz-Musk-Chl-Granat-Phyllit	220	46.5	36	1.5	16	.67	.28
Qz-Musk-Biot-Granat-Phyllit	230	41	35.5	7	16.5	.60	.32
Qz-Musk-Biot-Granat-Schiefer	244	37.5	37	9	16.5	.48	.35
Qz-Musk-Biot-Granat-Schiefer	264	40	33.5	9	17.5	.56	.37

während der stärker injizierte (alk!)

Albitporphyroblastenschiefer	267	37.5	28	13	21.5	.43	.33

mit No. 10 fast identisch ist. No. 7 stimmt überdies gut überein mit einem feinkörnigen Hornfelsgneis aus dem Gotthardgebiet:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Feldspatknotengneis Flüela	437	42	33.5	7	17.5	.53	.36	.21
Hornfelsgneis Gotthard	385	39	32.5	10.5	18	.45	.46	.32[1]

[1]) Feinkörniger hornfelsartiger Schiefergneis mit granoblastischer Struktur, bestehend aus Quarz, Albit-Oligoklas, Biotit, Muskovit und etwas Chlorit.

Die Gesteine No. 10 und 11 nehmen durch ihr hohes c eine besondere Stellung ein. Ihre Projektionspunkte fallen ins Eruptivfeld, obwohl es sich allem nach nicht um Orthogesteine handelt. Das stark negative T' lässt auf Anwesenheit von Kalifeldspat schliessen. Es ist möglich, dass hier Mischgneise vorliegen.

Gestein 12 besitzt den Chemismus eines typischen Sandsteins; die Analyse zeigt gute Übereinstimmung mit derjenigen eines Buntsandsteins von Heidelberg (76, S. 536, No. 7).

2. *Chemismus und Mineralbestand*

Denkt man sich alk mit al im Verhältnis 1 : 1 abgesättigt (Feldspatbildung) und eliminiert, so können restierendes al, fm und c in einer Dreiecksprojektion aufgetragen werden (Al-Fm-C-Projektion von P. Niggli). Dies ist in Fig. 1 geschehen. Man sieht, dass die gewöhnlichen Schiefergneise und Glimmerschiefer mit mässigem Tonerdeüberschuss in einem Feld B liegen, das etwa die Mitte von Feld 2 einnimmt. Die sehr tonerdereichen Gesteine (mit Staurolith, Disthen, Granat u. s. w.) erfüllen ein Feld A, das mehr gegen den Al-Pol zu gelegen ist und sich von der Grenze der Felder 1 und 2 ins Innere von Feld 1 erstreckt.

Durch Addition von Kieselsäure und Alkalien kann aus dem Al-C-Fm-Dreieck der aktuelle Mineralbestand abgelesen werden (P. Niggli, 29). Es ergibt sich dann für

Feld 1: Quarz Kalifeldspat Biotit Plagioklas Andalusit Cordierit
Feld 2: Quarz Kalifeldspat Biotit Plagioklas Cordierit Orthaugit

Da Kalifeldspat in Silvretta-Ötztal nicht stabil zu sein scheint, so dürfen folgende Umwandlungen mit Verlauf nach rechts angenommen werden:

Feld 1: Kalifeldspat $\rightleftarrows$ Quarz + Muskowit
Feld 2: Kalifeldspat + Orthaugit $\rightleftarrows$ Quarz + Biotit;

ferner mag Cordierit mittels Addition von Alkalien durch Biotit ersetzt sein. Wenn man dies alles berücksichtigt, so erhält man in unserm Fall für die Felder 1 und 2 die folgenden Mineralkombinationen:

Feld 1: Quarz Plagioklas Biotit Muskovit Andalusit (evt. Staurolith)
Feld 2: Quarz Plagioklas Biotit Muskovit;

diese entsprechen gerade den beiden Gruppen A (Staurolithschiefer-

---

Chemische Zusammensetzung: SiO_2 72.91, TiO_2 1.26, Al_2O_3 12.60, Fe_2O_3 0.92, FeO 3.15, MnO 0.04, MgO 1.82, CaO 1.83, Na_2O 1.93, K_2O 2.37, H_2O+ 1.15, H_2O- 0.03, P_2O_5 0.54; Summe 100.55. Analytiker A. Streckeisen, Zürich.

gneise u. s. w.) und B (Biotitschiefergneise u. s. w.), deren Unterschied somit durch verschiedenen Chemismus bedingt ist.

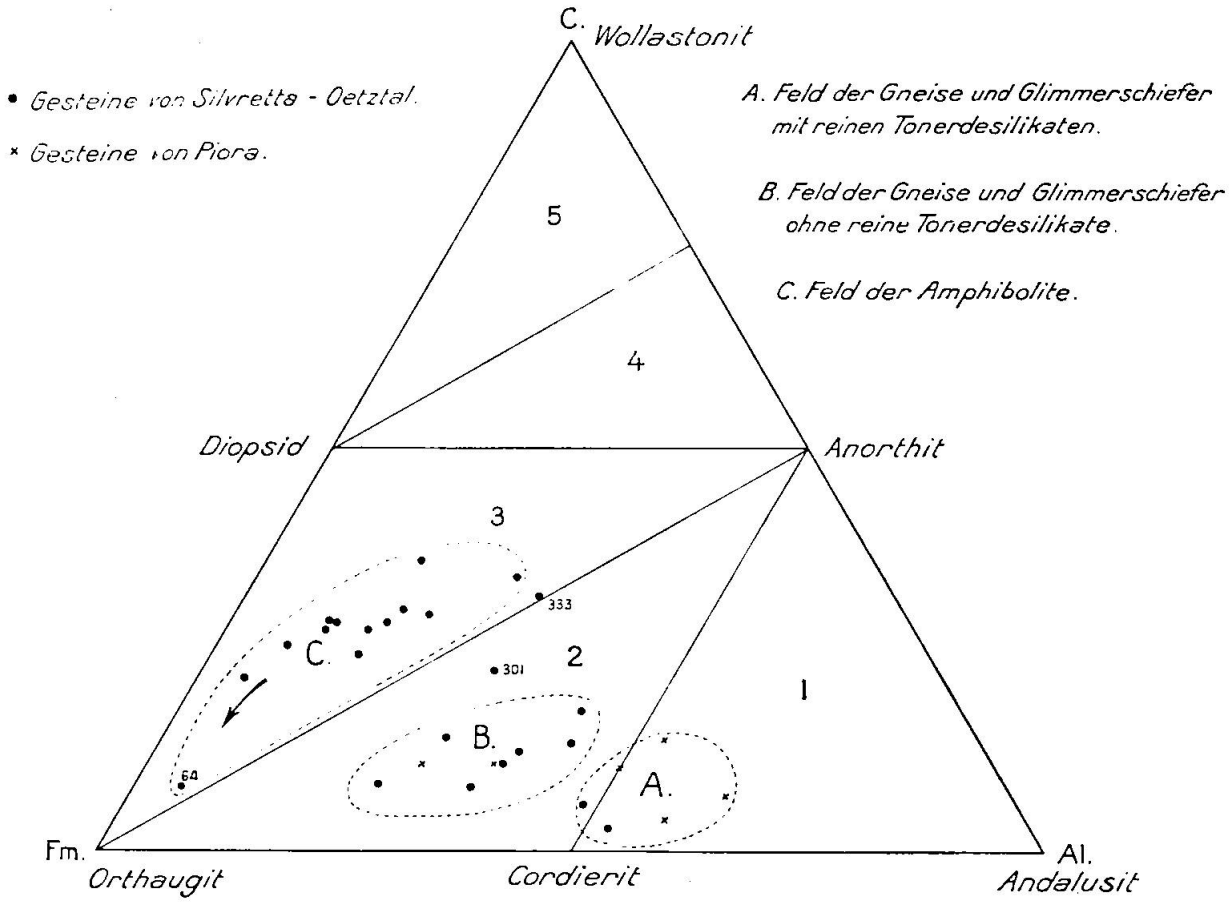


Fig. 1. Paragneise und Amphibolite von Silvretta - Oetztal in Dreiecksprojektion

3. *Änderung des Chemismus durch magmatische Beeinflussung*

Die Feldspatknotengneise und Biotitfleckengneise sind aus gewöhnlichen Biotit- oder Staurolithschiefergneisen hervorgegangen durch eine Umkristallisation, welche auf eine magmatische Beeinflussung zurückgeführt wird. Es fragt sich, ob dabei eine Änderung im Chemismus stattgefunden hat. Bei den Biotitfleckengneisen scheint blosse Sammelkristallisation des Biotits eingetreten zu sein, ohne dass die mineralische Gesamtzusammensetzung des Gesteins dadurch geändert worden wäre. Hingegen ist bei den Feldspatknotengneisen, die gegenüber ihren Ursprungsgesteinen einen saureren Plagioklas aufweisen, eine *Stoffzufuhr* wohl möglich; Feldbeobachtungen und mikroskopische Untersuchungen sprechen eher dafür. In dem sehr ähnlichen Fall von Stavanger hat V. M. Gold-

SCHMIDT (25) durch eine Analysenserie eine solche Stoffzufuhr nachgewiesen.

Es wurde versucht, durch die neu ausgeführten Analysen Anhaltspunkte für die Entscheidung dieser Frage zu gewinnen. Es zeigte sich nun aber, dass der Feldspatknotengneis No. 7 sich vom Biotitschiefergneis No. 6 wesentlich nur durch sehr viel höheres si unterscheidet, im Basenverhältnis aber ziemlich gut mit ihm übereinstimmt; insbesondere ist der alk-Wert fast gleich. Daraus ist zu entnehmen, dass vor allem eine Zufuhr von Kieselsäure stattgefunden hat; dies stimmt auch damit überein, dass besonders in Kontaktnähe die Paragneise sehr quarzreich sind und dass die eingelagerten Quarzlinsen häufig den Eindruck erwecken, als seien sie injiziert. Eine Alkalizufuhr (speziell Natronzufuhr), wie sie durch die makroskopischen und mikroskopischen Beobachtungen wahrscheinlich gemacht worden war, erscheint hingegen zunächst eher fraglich.

Wie das Beispiel von Stavanger zeigt, werden bei Stoffzufuhr die Molekularwerte nur langsam und innert gewisser Grenzen geändert; um daher sichere Resultate zu erhalten, sollte eine ganze Injektionsserie mit stetig zunehmender Stoffzufuhr chemisch untersucht werden. Dies ist von V. M. GOLDSCHMIDT (25) und J. JAKOB (54) getan worden, lag aber nicht in der Absicht dieser Arbeit.

Gegenüber der relativen Einheitlichkeit einer solchen Injektionsserie zeigen die Gesteine No. 1—10 eine ziemlich grosse Variationsbreite. Es wäre daher gut möglich, dass einzelne von ihnen aus andern durch Stoffzufuhr hervorgegangen sind. Nun ist sicher ein Teil der Knotengneise, die der Gruppe B angehören, aus den tonerdereicheren Schiefergneisen der Gruppe A entstanden; vergleicht man in unserm Fall No. 1 mit No. 7, so konstatiert man ausser einer Zunahme von Kieselsäure auch eine solche von Kalk und von Alkalien (speziell Natron). Bei der innigen Wechsellagerung von Knotengneisen, Biotit- und Staurolithschiefergneisen ist es allerdings hier kaum möglich, das Ausgangsgestein des Knotengneises genau anzugeben.

Inwieweit bei der Bildung der Feldspatknotengneise ausser Kieselsäure auch andere Stoffe zugeführt worden sind, muss daher vorläufig offen gelassen werden. Eine Zufuhr von Alkalien (speziell Natron) wird durch die vorliegenden Analysen nicht erwiesen, aber auch nicht widerlegt. Da der Gesteinscharakter eher dafür spricht — besonders auch im Vergleich mit den ähnlichen Verhältnissen von Stavanger —, so muss, bis genauere Untersuchungen ganzer

Gesteinsserien vorliegen, ernsthaft mit dieser Möglichkeit gerechnet werden.

4. *Die Entstehung der Quarz-Andalusit-Linsen*

Für die Entstehung der Quarz-Andalusit-Linsen (vgl. Taf. II, Fig. 1) sind mehrfach Erklärungen gegeben worden. A. Gramann (26) und F. Escher (18) nehmen eine direkte Entstehung aus toniger Substanz (Kaolin → Andalusit + Quarz) durch Kristallisation unter katazonalen Bedingungen („katogene Dynamometamorphose") an, unter Ausschluss magmatischer Beeinflussung; M. Blumenthal (7) hat sich dieser Ansicht angeschlossen. Im Gegensatz dazu deuten H. P. Cornelius (14) und W. Hammer (40) die Quarz-Andalusit-Linsen als pneumatolytisch-hydrothermale Gangbildungen. Um die Frage abzuklären, seien die Tatsachen nochmals zusammengestellt:

a) Andalusit[1]) kommt mit Quarz in konkretionären Knollen und Linsen vor, die den Knotengneisen und Staurolithschiefergneisen, manchmal auch den Biotitschiefergneisen, konkordant eingelagert, seltener auf Querklüften ausgeschieden sind. Gangbildungen habe ich nie beobachtet. Vereinzelte grosse Andalusitkristalle findet man zuweilen auch ohne Quarz im Gestein.

b) Entgegen den Angaben von Gramann und Escher muss festgestellt werden, dass Andalusit sehr häufig und oft sehr reichlich in den die Quarz-Andalusit-Linsen umhüllenden Gneisen als Gesteinsgemengteil vorkommt.

c) Obwohl einzelne Quarz-Andalusit-Linsen in allen Gegenden gefunden werden, so ist doch eine Häufung um die Eruptivkontakte nicht zu verkennen; doch so, dass der unmittelbare Kontakt reichlich Quarzlinsen ohne Andalusit aufweist, worauf Gramann aufmerksam macht; erst in einiger Entfernung vom Kontakt stellt sich Andalusit ein, wo er dann sofort ziemlich reichlich auftritt. Diese bemerkenswerte Tatsache muss bei einer genetischen Deutung ihre Erklärung finden.

d) Die Quarz-Andalusit-Linsen besitzen in den Paragneisen der Silvretta regionale Verbreitung (Blumenthal): das von Gramann beschriebene Flüela-Scaletta-Vorkommen, das noch viel reichere Pischa-Vorkommen, die österreichischen Fundstellen an der Heimspitze, im Pitztal, im Ötztal u. s. w. sind nur Häufungs-

[1]) Neben Andalusit tritt untergeordnet auch Disthen auf, besonders in der Radüner Gegend. Die Untersuchungen von Gramann beweisen, dass es sich um Umwandlungen aus Andalusit handelt. Die „Disthenisierung" darf wohl als Wirkung der alpinen Faltung aufgefasst werden.

stellen der im ganzen Gebiet verstreuten Quarz-Andalusit-Linsen. Doch ist das kein Argument gegen eine kontaktmetamorphe Entstehung, da die granitischen Intrusionen und Injektionen und die Durchtränkung der Schieferhülle mit magmatischen Lösungen und Dämpfen gleichfalls regionale Verbreitung besitzt.[1])

Gegen die Deutung von Gramann und Escher spricht Punkt b; auch ist nicht ersichtlich, warum sich der Andalusit mit Quarz in Konkretionen und nicht im Gestein selbst angereichert hat. Die Erklärung von Cornelius und Hammer scheint mir wenig wahrscheinlich, weil ich nie solche typische Gangbildungen beobachten konnte.

Die Untersuchung der Staurolithschiefergneise hat ergeben, dass in einer dritten Kristallisationsphase porphyroblastischer Andalusit gebildet wurde und dass die Bildung der Plagioklasknoten gleichzeitig stattgefunden hat; diese beiden Vorgänge sind auf die gleichen Bedingungen und Ursachen zurückzuführen.[2]) Für die Knotenbildung wurde Umkristallisation unter magmatischer Beeinflussung wahrscheinlich gemacht. Veranlassung dazu boten die granitischen Intrusionen (Flüelagranitgneis). Auch die Andalusitbildung im Gestein darf als kontaktmetamorphe Einwirkung dieser Intrusion aufgefasst werden. Bei der Feldspatknotenbildung ist Stoffzufuhr zwar nicht nachgewiesen, aber doch nicht unwahrscheinlich (Verfeldspatung); eine Natronzufuhr würde dann den Tonerde-

[1]) Einen weiteren Einwand erhebt Gramann: Der Andalusit kommt, wo der Biotitgneis keine nachträgliche Beeinflussung aufweist, in völlig intakten oder höchstens serizitisierten Kristallen vor; es sei nicht einzusehen, weshalb die Vorgänge, die den Granit zum Orthogneis und das ursprüngliche Sediment zum Paragneis umgewandelt haben, an den Quarz-Andalusit-Linsen keine Spuren hinterlassen hätten. Dazu ist zu sagen: Die Gneisifizierung der Sedimente ist *vor*, nicht nach der granitischen Intrusion erfolgt. Die Umkristallisation der granitischen Gesteine hat möglicherweise während oder kurz nach der Intrusion stattgefunden. Eine Umkristallisation der Paragneise ist nach der Intrusion nicht mehr erfolgt. Eine Umkristallisation der Quarz-Andalusit-Linsen nach deren Bildung ist daher nicht zu erwarten, da sich die dazu notwendigen Bedingungen nicht mehr einstellten. Insbesondere war die alpine Faltung nur von einzelnen Umwandlungen begleitet, ohne eine allgemeine Umkristallisation zu bewirken.

[2]) Diese Ansicht vertritt auch Gramann: „Weil der unveränderte Andalusit konstant in den grossen Quarzlinsen auftritt, wird er wohl dem gleichen Prozess seine Entstehung verdanken, der die Quarzlinsen und auch die denselben konkordante Flaserung des Biotitgneises (womit die Knotenbildung gemeint ist) erzeugt hat." Aber: „Die Flaserung wird auf allseitigen hohen Druck, wie er in grosser Tiefe herrscht, zurückgeführt."

überschuss in Feldspat umwandeln (Knoten); am Kontakt kann also gar kein Andalusit entstehen; erst in grösserer Entfernung, wo die Natronzufuhr nicht mehr ausreicht, den ganzen Tonerdeüberschuss zu binden, tritt neben Plagioklasknoten auch Andalusit auf, der bald seine grösste Häufigkeit erreicht; mit zunehmender Entfernung vermindert sich dann sowohl der Gehalt an Plagioklasknoten (abnehmende Stoffzufuhr) wie der Andalusitgehalt (abnehmende thermische Wirkung).

Die Bildung der Quarz-Andalusit-Linsen kann gleichzeitig mit diesen Kontaktwirkungen erfolgt sein. Der unmittelbar am Kontakt und in seiner Nähe auftretende andalusitfreie Quarz scheint injiziert zu sein; vermutlich trifft dies auch für einen Teil der andalusitführenden Quarzlinsen zu; das würde dafür sprechen, dass auch der damit verbundene Andalusit in der Injektionsphase aus dem Tonerdeüberschuss der umgebenden Gesteine gebildet wurde. Indessen wäre es auch möglich, dass die Quarz-Andalusit-Linsen spätere Ausscheidungen des im umgebenden Gestein vorhandenen Andalusit- und Quarzgehalts darstellen; doch würden diese Sekretionen noch in die herzynische, nicht in die alpine Faltung zu stellen sein. Diese Frage muss offen gelassen werden; immerhin scheint die erste Möglichkeit wahrscheinlicher zu sein.

Graphitische Schiefer und Konglomerate

Allgemeines und Vorkommen

Schwarze, kleinbrecciöse bis konglomeratische Schiefer treten in der Flüelagruppe an mehreren Stellen auf. Sie sind den Paragneisen konkordant eingelagert. Manchmal trifft man sie auch in den randlichen Teilen der Flüelagranitgneise. Sie sind meist ca. 0,5 m mächtig.

Mehrere solcher Bänder graphitischer Schiefer finden sich im Vereinatal am Südrand der Mönchalpzone und in der Pischazone. Vereinzelte Einlagerungen trifft man in der Flüelaschlucht bei Davos und am Bühlenberg-Grat, 400 m SE vom Gipfel. Ein Graphitschieferband quert den Grat Flüela Schwarzhorn-Radüner Rothorn 400 m NW vom letzteren.

Petrographische Beschreibung

Die stark geschieferten, schwarzen Gesteine sind von Ruschelflächen durchsetzt; auf diesen ist Graphit in Schuppen flaserig angehäuft, daneben finden sich rote, limonitische Häute; die Farbe des gepulverten Graphits schlägt beim Glühen in ein dunkles Ocker-

gelb um. Einschlüsse von Quarzknollen und Gneisgeröllen sind sehr häufig. Je nach deren Zurücktreten oder Vorherrschen unterscheidet man zwischen feinschiefrigen Gesteinen, die vorwiegend aus Graphit, Serizit und Chlorit bestehen und den Paragneisen näherstehen, und grobklastischen Gesteinen, die reich an Plagioklas, Quarz und Graphit sind, viele Einschlüsse führen und dem Verrucano ähnlich sind. — Gewisse graphitische Schiefer werden beim ersten Anblick leicht mit stark verruschelten Orthogneisen verwechselt; doch gibt die Prüfung auf Graphit bald ein sicheres Kriterium.

a) *Feinschuppige Graphitschiefer.* Graphit, Serizit, Chlorit, Biotit und Limonit mit Pyrit bilden ein schuppig-schiefriges Gefüge. Stark undulöser Quarz und stark serizitisierter Feldspat finden sich zwischen den Schuppen fein verteilt oder porphyroklastisch eingesprengt. Biotit (grünlich bis hellgelb) und Serizit treten in ausgeprägten Schuppen auf, Chlorit und Serizit bilden ein feinschuppiges Gewirr. Graphit ist in Körnern und grösseren Massen besonders auf den Gleitflächen angesammelt, aber auch in kleinen Körnchen reichlich und regelmässig durch das ganze Gestein verteilt. Limonit und Pyrit finden sich auf Klüften und durchziehen netzartig das Gestein.

Den Übergang zu den Paragneisen vermittelt ein Graphitschiefer bis Graphitgneis aus dem oberen Vereinatal (Koord. 793,850 : 185,650 km, in H. 2200 auf beiden Seiten des Vereinabachs anstehend). In einem ruhig kristalloblastischen Gefüge aus Quarz, Plagioklas (serizitisiert), Graphit und Serizit treten grosse Porphyroblasten von chloritisiertem Biotit (ähnlich wie in den Fleckengneisen), Nester und Adern von frischem, derbem Quarz und Knoten von granuliertem Plagioklas auf, die vom Grundgewebe flaserig umgeben werden. Im übrigen findet sich auch in den gewöhnlichen Schiefergneisen, besonders aber in den Biotitfleckengneisen, oft ziemlich reichlich graphitische Substanz.

b) *Grobklastische Graphitschiefer.* Das brecciöse bis konglomeratische Gestein ist stark geschiefert und von Ruschelflächen durchsetzt, auf denen sich reichlich Graphit vorfindet. Stränge von Serizitmörtel und neugebildete Muskovitflasern stellen sich in die Gleitflächen ein. Dazwischen liegen grosse Brocken von Quarz und serizitisiertem Feldspat, ferner Einschlüsse gneisartiger Gesteine. Weiter treten Nester von Graphit, Quarz, Kalifeldspat und Albit auf, die alle sehr frisch sind; der Quarz zeigt manchmal Einlagerungen kleiner Graphitkörnchen, die sehr eigenartig in hexagonalen Schichten angeordnet sind.

Die Einschlüsse besitzen gewöhnlich 0,5 mm Durchmesser; sie übersteigen meist einige mm nicht, können aber ausnahmsweise bis Faustgrösse erreichen (Vorkommen NW Radüner Rothorn). Sie bestehen aus einem kataklastischen Gefüge von stark undulösem Quarz und serizitisiertem Feldspat; kleine Schuppen chloritisierten Biotits sind aneinandergereiht und zu Gleitflächen ausgebildet; auf diesen finden sich auch grössere Muskovitflasern. Limonit durchzieht netzartig das Gestein. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz, Titanit, Rutil. — Vermutlich handelt es sich um stark umgewandelte Orthogneise, die älter sind als die granitischen Gesteine der Flüelagruppe und aus einem andern Gebiet stammen.

Genetische Verhältnisse und Chemismus

Über das Alter der graphitischen Schiefer kann nur ausgesagt werden, dass sie älter sind als die flüelagranitische Intrusion, in deren Randteilen sie sich finden, und als der Abschluss der herzynischen Faltung, in deren Zonen sie konkordant eingefaltet sind. R. Staub (88, 89) hat ähnliche Gesteine in der Berninagruppe gefunden und ihnen karbonisches Alter zugeschrieben. Auch ich halte karbonisches Alter für wahrscheinlich; die graphitischen Schiefer würden dann als jüngste Einfaltungen tektonische Linien der herzynischen Faltung markieren; dies stimmt damit überein, dass sie am Nordrand der Pischazone auftreten, für welche Stelle auch sonst eine stärkere tektonische Beanspruchung durch die herzynische Faltung wahrscheinlich ist (vgl. S. 185). Hingegen sind die Spuren tektonischer Beeinflussung beim Vorkommen am Radüner Rothorn durch die nachträgliche Intrusion der flüelagranitischen Magmen stärker verwischt worden.

F. Escher (18) bemerkt freilich, dass im oberen Kühalpthal (Plattenthäli) die graphitischen Schiefer das Altkristallin diskordant überlagern und mit dem Verrucano zusammengehen. Bei einer Begehung der fraglichen Aufschlüsse habe ich denselben Eindruck erhalten. Vermutlich liegen hier ähnliche, aber etwas jüngere Bildungen vor, die erst nach dem Abschluss der herzynischen Faltung entstanden.

Nach der Untersuchung von F. Escher (18) besitzen die graphitischen Schiefer ähnlichen Chemismus wie die gewöhnlichen Schiefergneise:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	T	T′	qz
303	42	38	4.5	15.5	0.87	0.44	0.12	+ 22	— 5	+ 141

Vgl. Analyse des Glimmerschiefers Nr. 4, S. 134.

Doch darf hieraus noch nicht geschlossen werden, dass die Paragneise durch Metamorphose aus den graphitischen Schiefern entstanden sind. Im Gegenteil weist ein gewisser Unterschied in der Metamorphose darauf hin, dass die Schiefergneise eine an Ereignissen reichere Geschichte mitgemacht haben und daher älter sind als die graphitischen Schiefer.

Amphibolite

Allgemeines

Die zähen, dunkelgrünen Gesteine enthalten als Hauptgemengteile neben Hornblende meist nur Plagioklas, dann auch Granat, Pyroxen oder Epidot, seltener Biotit. Sie stimmen mit den von F. Escher (18) und L. Hezner (48) beschriebenen Gesteinen weitgehend überein; es sei hier auf diese Arbeiten verwiesen.

Die Textur ist gewöhnlich eine gute Kristallisationsschieferung, wobei die Hornblendekristalle sich mit ihren c-Axen auf den Schieferungsflächen in eine Streckungsrichtung einstellen. Hornblende und Plagioklas sind meist gleichmässig verteilt und die Gesteine dann gesprenkelt, oder sie sind in hellen und dunkeln Lagen angereichert, wodurch eine Bänderung entsteht. Die grobkörnigen Amphibolite zeigen oft leicht flaserige oder Übergang zu massiger Textur. Letztere tritt bei den Eklogitamphiboliten auf.

Die Struktur ist meist eine kleinkörnig granoblastische. Daneben tritt grobkörnige Ausbildung des Gesteins mit porphyroblastischer Hornblende auf („gabbroide", „cyclopische" Struktur); ferner Bildung von Plagioklasporphyroblasten in Knotenamphiboliten (analog den Knotengneisen). Diablastische und zentrische Strukturen sind auf Eklogitamphibolite beschränkt.

Die Amphibolite sind von Klüften durchsetzt, die durch tektonische Beanspruchung (Alpenfaltung) gebildet worden sind. Auf ihnen findet man häufig Epidot, Albit, Calcit (oft etwas eisenhaltig und rostbraun anwitternd), Titanit (blass gelbgrün), Baryt; seltener sind grüne Hornblende, Strahlstein, Zoisit, Chlorit; nur ausnahmsweise trifft man Kupferkies und Malachit. Die Bildung der Kluftmineralien erfolgte durch Lateralsekretion. Auf Rutschflächen treten Epidot und Hämatit auf.

Petrographische Beschreibung

1. *Feldspatamphibolite*

Die Feldspatamphibolite sind die typischsten und zugleich die verbreitetsten Amphibolite. Hornblende und Plagioklas sind die

einzigen Hauptgemengteile. Granat und Zoisit-Epidot sind untergeordnet sehr häufig vorhanden, seltener Biotit.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas.

Nebengemengteile: Apatit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Leukoxen, Pyrit, Chlorit, Prehnit, Limonit, Calcit.

Übergemengteile: Zoisit-Epidot, Pyroxen, Granat, Quarz, Biotit, braune Massen.

Die *Hornblende* ist eine mehr oder weniger stark gefärbte gewöhnliche grüne Hornblende. Auslöschungsschiefe: $c : n_\gamma = 14—18°$; $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}024$. Nach Färbung und Pleochroismus sind zwei ineinander übergehende Ausbildungsarten zu unterscheiden:

a) intensiv grüne Hornblende mit starkem Pleochroismus nach dem normalen Absorptionsschema:

n_α **hellgelbgrün**
n_β **braungrün**
n_γ **olivgrün bis blaugrün**

b) blassgrüne, aktinolithische Hornblende mit schwachem bis fehlendem Pleochroismus nach dem normalen Absorptionsschema.

Der *Plagioklas* ist teilweise frisch und dann häufig nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt; oft ist er mässig bis stark serizitisiert oder noch häufiger durch eingelagerte schwarzbraune Aggregate getrübt; diese bestehen — soweit erkennbar — hauptsächlich aus Zoisit, Titanit und Granat; eine solche Trübung des Plagioklases wird gewöhnlich als Saussuritisierung bezeichnet.

Pyroxen ist relativ selten. Er ist ein leicht grünlicher, nicht pleochroitischer Diopsid. $c : n_\gamma = 45°$. Doppelbrechung 0,029. Er bildet zerrissene Formen mit ausgefransten Umrissen und wird durch Hornblende, seltener Plagioklas verdrängt.

Quarz kommt in den granoblastisch struierten Amphiboliten in kleinen Körnern und meist geringen Mengen vor; bei den gebänderten Gesteinen reichlicher in den hellen Lagen, obwohl er auch in den hornblendereichen Lagen nicht fehlt. In den porphyroblastischen Amphiboliten tritt er reichlicher auf (bis 12 %), bildet Nester und Adern und dürfte dann teilweise infiltriert sein.

Die *braunen Massen* sind kleinkörnige Aggregate von Zoisit, Serizit, Titanit-Leukoxen, Granat und Erz; dazu treten nicht identifizierbare braune Körnchen. Es sind also kalkreiche Anhäufungen. Sie besitzen teils gut gerundete Gestalt, teils unregelmässige Formen. Sie sind als Umwandlungen von Granat wie auch von

basischerem Plagioklas anzusehen. Manchmal finden sich in ihnen Fetzen von Granat oder leuchtende Körner von Epidot; letztere vergrössern sich unter Aufzehrung der kalkreichen Häufchen, wobei sie stets von einem Saum brauner Substanz umgeben bleiben.

Titanit, Ilmenit und *Rutil* sind alle drei sehr häufig. Titanit bildet Kränze um Ilmenit, seltener auch um Rutil, und es besteht bei diesen Mineralien die Tendenz, sich in Titanit umzuwandeln. Dieser ist das häufigste und das für die Amphibolitfazies typomorphe Titanmineral.

Prehnit bildet Schuppen in Parallelverwachsung mit Biotit. Er ist farblos, besitzt negative Hauptzone und hohe Doppelbrechung (0,035—0,040).

Die andern Gemengteile werden, soweit nötig, später besprochen. — Die Struktur begründet eine weitere Unterteilung:

a) *Granoblastische Plagioklasamphibolite*

Die kleinkörnigen, dunkelgrünen, gut geschieferten Gesteine sind auf ihrem Hauptbruch von gestreckten Hornblendekristallen bedeckt; im Querbruch bildet die Hornblende ein körniges Gefüge, in dessen Zwickeln weisse Pünktchen (Feldspat und etwas Quarz) sichtbar sind. Zuweilen tritt eine Bänderung auf (so besonders bei den Amphiboliten der Vereinagegend), indem helle und dunkle Lagen miteinander wechseln; die Mächtigkeit der einzelnen Lagen kann 1 mm unterschreiten.

Grüne Hornblende und Plagioklas bilden ein granoblastisches Gefüge mit guter Kristallisationsschieferung. — Die Hornblende bildet stengelige, gut prismatische Kristalle mit fehlender Endbegrenzung (0.2 : 0.3 : 1,1 mm); manchmal zeigt sie schilfiges Aussehen (Uralit). — Der Plagioklas bildet kleine Körner (0.06 : 0.09 bis 0.10 : 0.15 mm). Seine Zusammensetzung schwankt zwischen 20 und 45 % An; in den meisten Fällen liegt ein basischer Oligoklas bis Andesin vor. Die Saussuritisierung deutet darauf hin, dass ursprünglich noch basischerer Plagioklas vorlag, der indessen in der Amphibolitfazies nicht mehr stabil war und sich in saureren Plagioklas + Kalksilikate umsetzte. — Mengenverhältnisse: Hornblende 50—60 %, Plagioklas 30—45 %, Quarz 5 %, Ilmenit-Titanit-Rutil 2—5 %.

Hier ist ein Plagioklas-Amphibol-Hornfels anzuschliessen, der makroskopisch wie ein gewöhnlicher gesprenkelter Plagioklasamphibolit aussieht und mit normalen Epidotamphiboliten vergesellschaftet ist. Unter dem Mikroskop erkennt man jedoch ein granoblastisch

unverzahntes, typisch hornfelsartiges Gefüge von isometrischer grüner Hornblende und körnigem Plagioklas (Oligoklas 13 % An), wobei letzterer überwiegt; Quarz fehlt vollständig; Nebengemengteile: Titanit und Chlorit. Korngrösse: Hornblende 0,10 : 0,10 mm, Plagioklas 0.15 : 0,15 mm. Mengenverhältnisse: Plagioklas 55 %, Hornblende 40 %, Titanit 5 %. Das Gestein nimmt eine Sonderstellung ein; es stammt von einem isolierten, trotzdem ziemlich mächtigen Amphibolitzug 500 m NW Bergalp (Dischmatal) und wurde sonst nicht angetroffen.

b) *Plagioklasamphibolite mit Hornblendeporphyroblasten*

Die meist grobkörnigen, grün und weiss gesprenkelten Gesteine besitzen schieferige bis leicht flaserige Textur. Grosse Kristalle von grüner Hornblende mit aktinolithischer Tendenz markieren durch ihre annähernd parallele Anordnung die Schieferung. Sie besitzen keine kristallographische Umgrenzung, sondern sind randlich und besonders am Ende schilfig ausgefranst. Die Zwischenräume sind ausgefüllt von grossen xenomorphen Plagioklasindividuen, die von einigen spiessigen Hornblendenadeln und -stengeln, sowie von gerundeten Quarzkörnern durchsetzt und mit den ausgefaserten grossen Hornblendeporphyroblasten verwachsen sind. Seltener tritt im Zwischenraum ein granoblastisches Plagioklas- oder Hornblende-Plagioklas-Gewebe auf, oder es beteiligen sich daran grössere Quarznester (vgl. Taf. V, 3).

Die Hornblende ist häufig am Rand stärker gefärbt und schwächer doppelbrechend als im Kern. Im Innern zeigen sich zuweilen schwärzliche Trübungen, wie sie ähnlich bei den Pyroxenen basischer Eruptivgesteine angetroffen werden. Diese Eigenschaften, sowie die schilfige Ausfaserung machen es wahrscheinlich, dass eine uralitische Hornblende (aus Pyroxen umgewandelt) vorliegt. Zuweilen fasert die Hornblende in Biotit oder Chlorit aus, ein Ersatz, der unter Erhaltung der Form und ohne Bleichungserscheinungen vor sich geht; wenn dies in reichlicherem Masse geschieht, so entwickeln sich Biotitamphibolite. Seltener findet ein Ersatz von Hornblende durch Epidot statt; er beginnt mit einer Bleichung der Hornblende, die vom Rand und von den Spaltrissen ausgeht. Gewöhnlich sind die Hornblendeporphyroblasten einschlussfrei; manchmal treten Einschlüsse von Rutil und Ilmenit auf; bei etwas injizierten Gesteinen (Radüner Rothorn, Linardzone) sind rundliche Quarzkörner reichlich eingesprengt. Grösse der Kristalle a : b : c = 2 : 2 : 6 mm.

Der Plagioklas umschliesst reichlich braune Massen, die die kristallisierte Plagioklassubstanz oft überwiegen. Diese ist dann frisch, verzwillingt und besitzt eine Zusammensetzung von 20—45% An (Körner mit 28—30 % herrschen vor); die beiden miteinander verzwillingten Individuen weisen oft eine um etwa 6 % verschiedene Zusammensetzung auf. Grösse der Körner 1.0 : 1.5 mm.

Die Mengenverhältnisse variieren stark; sie betragen im Durchschnitt: Hornblende 62 %, Plagioklas 32 %, Epidot 2 %, Pyroxen 1 %, Ilmenit 2 %, Titanit 1 %; das Verhältnis von Hornblende zu Plagioklas schwankt zwischen 9 : 1 und 5 : 5. —

Diese porphyroblastischen Amphibolite finden sich hauptsächlich in der Gegend des Gorihorns, kommen aber auch sonst zuweilen vor. L. Hezner beschrieb ähnliche Gesteine als „Amphibolite mit echter Gabbrostruktur" und „Amphibolite mit durch Schieferung modifizierter Gabbrostruktur". Während anderwärts in der Silvrettagruppe (Sertigpass, Val Tuoi) Gesteine mit sehr deutlicher Gabbrostruktur vorkommen, ist dieselbe hier bereits etwas verwischt: die uralitisierte Hornblende und der saussuritisierte (ursprünglich stärker basische) Plagioklas sind bei der Umkristallisation randliche Verwachsungen miteinander eingegangen; trotzdem ist die Reliktstruktur zuweilen noch deutlich erkennbar.

Eine stärkere Umwandlung haben gewisse Amphibolite aus der Vereinagegend erfahren: In einem fein gebänderten Amphibolit sind einzelne grosse Hornblendekristalle porphyroblastisch eingelagert. Diese sind randlich zerfetzt und mit gerundeten Quarzeinschlüssen durchspickt. Streckungshöfe von Quarz und Plagioklas sind nicht selten. In diesen Gesteinen sind nur wenige grössere Hornblenden von der Umwandlung in ein granoblastisches Gefüge verschont worden.

c) *Knotenamphibolite*

Ähnlich wie bei den Knotengneisen, so tritt auch hier der Feldspat in gerundeten, etwas eiförmigen Porphyroblasten auf, die in Stränge von kleinkörniger, prismatisch gestreckter Hornblende eingebettet sind (vgl. Taf. V, 1). Die typisch grüne, seltener aktinolithische Hornblende ist manchmal in Biotit oder Chlorit umgewandelt. Der Plagioklas ist ein frischer, meist stark zonar struierter Oligoklas oder Albit von 0—20 % An (Kern im Mittel 8—15 % An, Hülle etwa 5 % mehr); eine schwache Serizitisierung kommt bisweilen vor, Saussuritisierung ist sehr selten. Die Knotenamphibolite treten am Südrand der Mönchalpzone und in der Gegend

des Flüela Schwarzhorn auf; sie zeigen an den beiden Orten etwas verschiedene Ausbildung und sollen daher getrennt besprochen werden.

In den Amphiboliten der Mönchalpgegend bilden die etwas kleineren Knoten (1,0 : 2,0 mm) meist einheitliche Individuen von eiförmiger, seltener linsenförmiger Gestalt und sind gegen das Hornblendegefüge gut abgegrenzt. Einschlüsse von sehr kleiner Dimension (0,02 : 0,06 mm) sind häufig, besonders in den Kernpartien der Knoten: parallele Hornblendestengelchen, Körner von Quarz, Epidot, Titanit und Granat, manchmal auch Myrmekit. Die Hornblendestränge schmiegen sich den Knoten seitlich leicht konvex an, als ob sie bei deren Bildung etwas beiseite geschoben worden wären. Hingegen werden diejenigen Hornblendezüge, die sich in der Verlängerung der Knoten finden, von denselben scharf abgeschnitten; ihre Fortsetzung im Innern der Knoten bilden die in Schieferungsrichtung eingestellten Hornblendestengelchen. Schräg gestellte oder gedrehte Knoten wurden nicht beobachtet.

Die grösseren Knoten in den Amphiboliten der Flüela Schwarzhorn-Gegend (3 : 5 mm) besitzen mehr und grössere Einschlüsse (0,07 : 0,20 mm) als die eben besprochenen Knoten in den Amphiboliten der Mönchalpgegend; auch sind sie nicht so scharf gegen den Hornblendeanteil abgegrenzt. Alle Stadien der Knotenbildung lassen sich verfolgen: Zuerst findet eine fleckige Verteilung und Anreicherung der hellen Gemengteile an bestimmten Stellen statt, doch tritt noch keine gemeinsame optische Orientierung ein; auch sind noch kleinere Hornblendekörner beigemischt. Dann bildet sich ein einheitliches Plagioklaskorn; die Hornblendeeinschlüsse werden nach und nach kleiner; auch werden sie randlich ausgebleicht, während der Plagioklas um die Einschlüsse herum stets bedeutend basischer ist als in seinem Innern (das dürfte so zu deuten sein, dass der Plagioklas aus den Randpartien der grünen Hornblende Kalk und Tonerde aufnimmt und damit basischer wird, wodurch diese Randpartien in eine mehr aktinolithische Hornblende übergehen). Zuletzt werden die Knoten grösser und besser individualisiert; doch bleiben sie stets sehr reich an Einschlüssen (besonders Hornblende, dann auch Titanit und Biotit); manchmal erhält man geradezu den Eindruck symplektitischer Verwachsungen von Hornblende und Plagioklas.

Mengenverhältnisse: Hornblende 50—55 %, Plagioklas 40—45 %, Titanit und Ilmenit 4—6 %.

Die Knotenamphibolite sind aus gewöhnlichen, granoblastischen Plagioklasamphiboliten durch eine Umkristallisation entstanden, die im Gefolge der Intrusion granitischer Magmen eintrat. Das eine Vorkommen befindet sich unmittelbar am Südrand der flüelagranitisch injizierten Mönchalpzone; es lässt sich in schmalen Bändern vom Mönchalpberg bis zum Vereinapass verfolgen und bildet einen guten Leithorizont. Die Knotenamphibolite des Flüela Schwarzhorns gehören zum Kontakthof der grossen Granitgneismassen, die das Flüela Weisshorn aufbauen und das Flüela Schwarzhorn unterlagern. Die Umkristallisation hat nur den Plagioklas betroffen; derselbe ist hier bedeutend saurer als in den gewöhnlichen Amphiboliten; es ist sehr wohl möglich, dass Natronzufuhr stattgefunden hat.

2. *Epidotamphibolite*

Die gelbgrün („zeisiggrün") und dunkelgrün gebänderten oder gesprenkelten Gesteine sind aus den gewöhnlichen Feldspatamphiboliten durch die Entwicklung von Epidot hervorgegangen.

Mineralbestand: Grüne Hornblende, Plagioklas, Zoisit-Epidot; Ilmenit, Rutil, Titanit, Apatit, Pyrit, Calcit; Pyroxen, Quarz, Granat, Zoisit, Chlorit.

Zoisit-Epidot bildet längliche breitprismatische Körner (0,12: 0.40 bis 0.18 : 0,60 mm) mit guter Spaltbarkeit. Er zeigt die charakteristischen blauen und blaugrünen anomalen Interferenzfarben I. Ordnung und die leuchtenden Farben höherer Ordnung; oft ist der Kern beträchtlich stärker doppelbrechend als die Hülle (Kern 0.039, Hülle 0.027), ohne dass hieran ein Unterschied in der Färbung geknüpft wäre. Der Epidot ist gewöhnlich ganz farblos oder leicht gelbgrün gefärbt; doch kommen häufig auch sattgelbe Farben vor, die unregelmässig fleckig verteilt sind und oft eine geringe Erhöhung der Doppelbrechung bewirken.

In den gebänderten Epidotamphiboliten, die besonders in der Vereina- und in der Flüela Schwarzhorn-Gegend auftreten, durchsetzt der Epidot das Gestein in Lagen, auf Klüften und in einem Netzwerk von Äderchen. Einzelne Lagen können bis zu 90 % aus Epidot bestehen, während die benachbarten Lagen nur gering epidotisiert sind. Manchmal ist er von den Klüften aus ins Gesteinsgefüge infiltriert worden.

In andern Fällen ist der Epidot ziemlich regelmässig im Gestein verteilt und zwischen die Hornblende- und Plagioklasindividuen eingeschaltet. Er ersetzt zuerst den Plagioklas, dann auch die Horn-

blende und allfälligen Granat. Er ist von Ringen schwärzlichbrauner Substanz umgeben; sie bestehen aus kleinen, staubartigen Körnern, die Aggregatpolarisation zeigen. Man erhält den Eindruck, es handle sich hier um Kristallisationshöfe; bei der Neubildung des Epidots konnte nicht alles gelöste Material in das Epidotmolekül eingehen und wurde deshalb an den Rändern der Epidotkristalle in staubartigen Massen angereichert (vgl. Taf. V, 2). In Gesteinen mit reichlicherer Epidotbildung tritt neben stark unfrischem Oligoklas-Andesin wasserklarer Albit-Oligoklas in kleinen Körnern auf.

In der Gori-Zone finden sich auch etwas gröbere, gesprenkelte Gesteine. Der Plagioklas hat sich zu einer stark serizitisierten Grundmasse zusammengeschlossen. Die Hornblende bildet stark ausgefranste und zerfetzte Individuen, die längs Spaltrissen ausbleichen, zerfallen und in Chlorit, seltener Epidot übergehen. Der Epidot ist in panallotriomorph körnigen, zusammenhängenden, sich verästelnden Massen der Plagioklas-Grundmasse eingelagert; diese Aggregate sind gleichfalls von Zonen bräunlicher Substanz umgeben. Quarz und Zoisit bilden kleinere konkretionäre Aggregate; Chlorit tritt auch sphärolithisch auf.

Auf Klüften trifft man Epidot sehr reichlich in Aggregaten oder grösseren Kristallen, die aber stets schlecht entwickelt sind; er ist hier durch Lateralsekretion gebildet. —

Epidot ist eine jüngere Bildung als Hornblende und Plagioklas (Oligoklas-Andesin), die typomorphen Mineralien der Amphibolite.

Der Epidot lässt in der Art seines Auftretens (Kristallisationshöfe, Infiltration, Vorkommen auf Klüften) erkennen, dass er mit den typomorphen Mineralien der Amphibolite, mit Hornblende und Plagioklas (Oligoklas-Andesin), nicht im Gleichgewicht steht; er zeigt geringeren Grad der Metamorphose („höhere Tiefenstufe") an als der Amphibolitfazies (20) entspricht. Er erweist sich deutlich als eine jüngere, nachträgliche Bildung. Das Material dazu wurde durch Auflösung (Umkristallisation) von Plagioklas, Hornblende und Granat geliefert; der Epidot findet sich nur in den Amphiboliten selbst, nie in den umgebenden Paragneisen. Auf welches geologische Ereignis die Bildung des Epidots zurückzuführen ist, steht noch nicht fest. Es erscheint jedoch wenig wahrscheinlich, dass er einer regionalen Epimetamorphose, etwa während der alpinen Faltung, seine Entstehung verdankt; er ist dafür viel zu ungleichmässig verteilt: Bald durchsetzt er das Gestein auf Klüften und dringt von diesen ins Gefüge ein; bald wird er lagenweise in gebänderte Amphibolite infiltriert, wobei die Nachbarlagen oft keine

oder nur geringe Epidotisierung aufweisen; bald ist er gleichmässig im Gesteinsgefüge verteilt; viele Amphibolite zeigen überhaupt keine Epidotbildung. All das lässt sich vielleicht am besten so deuten, dass die Neubildung von Epidot auf Kosten von Hornblende und Plagioklas einer hydrothermalen Phase zugeschrieben werden darf, die wahrscheinlich an die Intrusion der flüelagranitischen Magmen anzuschliessen ist.

3. *Granatamphibolite*

Die gewöhnlichen Granatamphibolite sind feinkörnige, dunkelgrüne, gut geschieferte Gesteine. In einem Gefüge von gestreckt prismatischen Hornblendenadeln und kleineren Plagioklaskörnern liegen stecknadelkopfgrosse rote Granatkörner (bis zu 2 mm Durchmesser), die meist von einer weissen Randzone umgeben sind. Sie werden bogenförmig von granoblastischen Hornblende-Plagioklas-Zügen umfahren und sind häufig beidseits von Quarz-Streckungshöfen begleitet.

Mineralbestand: Hornblende (typisch grün mit starkem Pleochroismus, oft etwas schilfig), Plagioklas, Granat und Granatpseudomorphosen; Apatit, Ilmenit, Rutil; Zoisit-Epidot, Chlorit.

Der *Granat* ist teils intakt, teils in feinkörnige bräunliche Aggregate aus Zoisit, Serizit, Erz, Chlorit und bräunlichem Pigment umgewandelt, in deren Innern sich häufig noch einzelne Granatrelikte vorfinden. Diese Umwandlung ist in allen Stadien zu verfolgen. Zuerst zeigen sich in den innersten Teilen des Granats Einschlüsse von Quarz und Zoisit; sie sind von einer einschlussfreien Randzone umgeben, an die sich zuweilen ein schmaler Chloritring anschliesst; darauf folgt eine 0,2—0,4 mm breite feinschuppige Zone aus Zoisit und Serizit, endlich ein Hof von frischem Plagioklas (Andesin 40 % An), frischem Quarz und Hornblende; häufig bildet der Quarz auch Streckungshöfe in der Schieferungsrichtung. Bei weiterem Fortschreiten der Umwandlung wird der Granat durch chloritisches Netzwerk in einzelne Teile zerlegt, die in ein braun pigmentiertes Haufwerk von Zoisit, Serizit und Erz zerfallen; stets folgt eine Hülle aus frischem Plagioklas und frischem Quarz. Diese Umwandlung wurde auch von F. Escher und L. Hezner beschrieben.

Der Granat wird gewöhnlich als Durchläufer angesehen (29), und es ist Tatsache, dass er in jeder metamorphen Fazies („Tiefenstufe") auftreten kann. Doch scheint sein Vorkommen von der Natur der jeweiligen Assoziation und damit auch von seiner Zusammensetzung abhängig zu sein: während er z. B. in epizonalen Kalk-

glimmerschiefern häufiger vorkommt, fehlt er den epizonalen Derivaten basischer Eruptivgesteine, den Albit-Chlorit-Schiefern, und ist auf die entsprechenden katazonalen und katamesozonalen Glieder beschränkt. Bei diesen Gesteinen scheint der Granat (nach L. Hezner ein gemeiner Granat mit vorwiegendem Almandinmolekül und ca. 25 % Grossularbeimengung) nur in der höchst metamorphen Fazies (Katazone nach Grubenmann, Eklogitfazies (20) nach Eskola) beständig zu sein; beim Übergang in die Amphibolitfazies wird er zerstört (oft ist er noch in Relikten vorhanden oder in Pseudomorphosen erkennbar) und in den epizonalen Produkten ist er verschwunden.

In der Flüelagruppe sind die gewöhnlichen Granatamphibolite nicht sehr häufig. Sie werden besonders im Schwarzhorn-Gebiet und im nördlichsten Teil der Gori-Zone angetroffen; an letzterem Ort sind sie mit Eklogit-Amphiboliten vergesellschaftet. Genetisch dürften sie sich von Eklogiten ableiten, die sich den Bedingungen der Amphibolitfazies anzupassen suchten, was mehr oder weniger vollständig gelang. So entstanden die noch Reliktstrukturen aufweisenden Eklogit-Amphibolite und die vollständiger angepassten Granatamphibolite. Dabei wurde zuerst aller Pyroxen in Hornblende umgewandelt, sodann unterlag der Granat einer Umwandlung und die ursprüngliche diablastische wurde durch eine gewöhnliche granoblastische Struktur ersetzt.

4. *Eklogitamphibolite*

Als *Eklogitamphibolite* bezeichnen wir mit P. Niggli (29) Übergangsgesteine zwischen Eklogiten und Amphiboliten, die durch Granat und mikrodiablastisches Gewebe von Hornblende und Plagioklas gekennzeichnet sind; häufig treten Kelyphitringe um Granat auf; auch kann reliktischer Pyroxen vorhanden sein. Genetisch sind sie Derivate von Eklogiten, die sich den Bedingungen der Amphibolitfazies anzupassen suchten. Für ihre Herleitung ist das Auftreten von Granat und die symplektitische Verwachsungsstruktur massgebend.

L. Hezner bezeichnet solche Gesteine als Kelyphitamphibolite; doch ist dies nicht zu empfehlen, weil Kelyphitbildungen in einzelnen Gesteinen fehlen können, während sie in den benachbarten vorhanden sind. Als Eklogitamphibolite wurden von ihr nur solche Gesteine angesprochen, die etwa gleich viel Pyroxen wie Hornblende führen.

W. Hammer erwähnt Amphibolite, die bei fehlendem Granat mikrodiablastisches Hornblende-Plagioklas-Gewebe aufweisen; sie können als *Symplektit-Amphibolite* bezeichnet werden. Der Name *Kelyphitamphibolite* wäre dann für Gesteine zu verwenden, die bei fehlendem Hornblende-Plagioklas-Symplektit Granat mit Kelyphitbildungen besitzen; Hammer hat auch solche Gesteine aufgefunden.

Zwischen Eklogit und Amphibolit besteht somit ein kontinuierlicher Übergang. Nach Hammer ist die Herleitung vom Eklogit nur bei Anwesenheit von reliktischem Pyroxen mit Sicherheit zulässig; während wir mit Hezner alle granatführenden mikrodiablastischen Amphibolite als Abkömmlinge von Eklogiten betrachten.

Diese Gesteine sind schon makroskopisch von den gewöhnlichen Amphiboliten leicht zu unterscheiden. In einer dichten, hellgrünen Grundmasse sind viele stecknadelkopfgrosse rote Granate verteilt, die häufig von dunkelgrünen Kelyphitringen umgeben sind. Ausserdem sind grössere dunkelgrüne, häufig parallel angeordnete Hornblendeprismen in diese Grundmasse eingelagert. Dazu treten manchmal einzelne Körner oder zusammenhängende Streifen von Zoisit-Epidot; sie bedingen eine leicht gelbgrüne Färbung und oft auch eine gewisse Streifung des Gesteins. Kleine Nester von Pyrit sind nicht selten.

Mineralbestand: Grüne Hornblende (stark pleochroitisch), Plagioklas (Oligoklas-Andesin von 25—30 % An, sehr frisch, manchmal nach Albit verzwillingt), Granat, Zoisit, Quarz; Rutil und Ilmenit (beide meist von Titanitkörnern umgeben), Magnetit, Pyrit, wenig Biotit.

Die dichte Grundmasse ist ein richtungslos struiertes, mikrodiablastisches Gewebe von Hornblende und Plagioklas. Die grösseren Hornblendeprismen zeigen meist keine kristallographischen Umrisse, sondern gehen randlich in das symplektitische Grundgewebe über. Mehrfach zeigen zusammenhängende Teile desselben gleiche optische Orientierung, und sie scheinen dann durch Zerfall aus grösseren Hornblendeindividuen hervorgegangen zu sein. Die einzelnen Hornblendemikrolithen besitzen schwachen Pleochroismus und leicht grünliche Farbe; dies ist durch ihre geringe Dicke bedingt, die die Schliffdicke meist nicht erreicht.

Der Granat zeigt oft die charakteristische kelyphitische Umwandlung: Randlich umgibt ihn eine Zone von Hornblende-Plagioklas-Symplektit, der radial struiert ist und in das Granatinnere einzudringen sucht; darauf folgt ein weiterer Ring aus bald radial gestellten, bald nicht gerichteten grösseren Hornblendekörnern, an den sich das Grundgewebe anschliesst. Im Innern wird der Granat von breiten Adern durchzogen, die randlich aus Hornblende-Plagioklas-Symplektit bestehen, während sich in der Mitte Erz anreichert. Die Umwandlung schreitet fort, bis der ganze Granat durch ein hauptsächlich aus Hornblende, Plagioklas und Erz bestehendes Aggregat ersetzt ist, in dem manchmal noch einzelne Granatfetzen

schwimmen. Häufig finden sich im Granat Einschlüsse von Quarz und Zoisit.

Der Quarz kommt in grösseren, frischen, nicht undulösen Körnern vor, die zu gerundeten Nestern zusammengeschlossen und wie der Granat ziemlich regelmässig im Gestein verteilt sind, aber meist seine Nähe meiden.

Der Zoisit bildet längliche Körner oder Körneraggregate, die von schwarzen Rändern umgeben sind. Er zeigt die üblichen anomalen blauen Interferenzfarben. Er entwickelt sich auf Kosten der Hornblende.

Pyroxen fehlt auch in Relikten.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:
Hornblende	47 %	Granatkörner: 3 mm im Durchmesser
Plagioklas	22 %	Kelyphiträndер 0.25—0.50 mm breit
Granat	13 %	Hornblende:
Zoisit	13 %	Prismatische Kristalle: 0.26 : 0.66 mm
Quarz	5 %	Mikrolithen : 0.01 : 0.02 mm

Die Eklogitamphibolite finden sich in der Flüelagruppe nur an einer Stelle, am Gorihorn, und nur in geringer Ausdehnung; sie sind hier mit gewöhnlichen Granatamphiboliten vergesellschaftet. Zwei weitere Vorkommen habe ich im oberen Teil des Val Sursura bei Süs und am Jazhorn oberhalb Davos-Clavadel aufgefunden. Richtige Eklogite fehlen bis jetzt noch. Mit dem Auftreten von Eklogitamphiboliten in der Silvrettagruppe ist eine weitere Analogie zwischen Silvretta und Ötztal gegeben.

Nach L. Heznfr sind die Eklogitamphibolite (ihre „Kelyphitamphibolite") aus Eklogiten durch vollkommene, intensive Umkristallisation bei hoher Temperatur und grossem, fast rein hydrostatischem Druck hervorgegangen; für die Eklogite darf eruptives Ausgangsmaterial angenommen werden. Ob der Unterschied zwischen gewöhnlichem Amphibolit und Eklogit in einer Verschiedenheit des ursprünglichen Erstarrungsgesteins begründet ist, oder ob eine spätere, durch verschiedene Metamorphose bedingte Differenzierung eines ursprünglich einheitlichen gabbroiden Gesteinskomplexes in Amphibolite einerseits und Eklogite andrerseits stattgefunden hat, ist noch nicht klargestellt. W. Hammer (42) neigt der zweiten Auffassung zu: die stärker granitisch durchäderten und verhältnismässig stärker tektonisch beeinflussten schmalen Züge sind zu Amphiboliten geworden, während die kompakteren, von der Durchäderung nicht oder weniger betroffenen Massen sich in Eklogit umwandelten. Es wäre aber auch denkbar, dass in den gewöhnlichen Amphiboliten und in den Eklogiten metamorphe Derivate ursprüng-

lich verschiedener Eruptivgesteine vorliegen; es könnten eventuell die Eklogite auch primäre Eruptivgesteine im Sinne von P. Eskola sein, die bei der Intrusion der basischen Magmen aus einer tieferen Zone mitgerissen worden wären. Beim metamorphen Übergang in die Amphibolitfazies blieben Eklogite und Peridotite länger haltbar, sodass sie teilweise noch unverändert vorliegen, während die gabbroiden Gesteine sich schneller den veränderten Bedingungen anpassten (Selektive Metamorphose, vgl. 57). Nur weitere Untersuchungen können hier Klarheit schaffen.

5. *Biotitamphibolite*

In seltenen Fällen tritt Biotit als Hauptgemengteil auf; die so entstehenden Gesteine werden als Biotitamphibolite zusammengefasst, sind aber genetisch oft sehr heterogen. Wir unterscheiden:

1. Zu einer ersten Gruppe gehört ein feinkörniges, hellgraugrünes, geschiefertes Gestein, auf dessen Schieferungsflächen Biotit in eigenartigen Häufchen verteilt ist. Das Gestein besteht aus einem granoblastischen Gefüge von Hornblende (aktinolithisch) und Plagioklas (stark saussuritisiert und serizitisiert); darin sind grössere, geschlossene Häufchen von Biotitschuppen diskontinuierlich und regelmässig verteilt; in ihrem Innern finden sich sehr häufig Titanitaggregate, die oft noch einen kleinen Ilmenitkern umschliessen. Der Biotit zeigt einen starken dunkelrotbraunen Pleochroismus. Nebengemengteile: Zoisit, Prehnit. — Die Entstehung des Gesteins ist nicht klar; die Biotit-Titanit-Häufchen scheinen Umwandlungen einheitlicher Mineralien (Lepidomelan?) zu sein. Das Gestein wurde am Ostabhang des Pischahorns im Eisenthäli aufgefunden, wo es in den oberen Teilen der hier bereits stark reduzierten Mönchalpzone vorkommt.

2. Eine zweite Gruppe schliesst sich an die porphyroblastischen Plagioklasamphibolite an. Das Gestein besteht aus einem Gefüge von grossen Kristallen grüner Hornblende (aktinolithisch, ohne kristallographische Umrisse), die randlich mit Plagioklas (Oligoklas-Andesin) verwachsen sind. Sehr häufig geht die Hornblende randlich in Biotit über, der dann auch selbständige Flasern bildet und sich in die Schieferungsrichtung einstellt. Der Biotit besitzt einen starken gelbbraunen Pleochroismus; er ist sekundär aus Hornblende entstanden; manchmal ist er seinerseits in Chlorit umgewandelt; der Biotitgehalt kann bis 25 % betragen. Nebengemengteile: Apatit, Ilmenit, Rutil. — Das Gestein wurde einzig in den

Amphiboliten der Gori-Zone (etwa 700 m SW des Gorihorns) aufgefunden.

6. *Strahlsteinschiefer*

Die hellgrünen bis lauchgrünen, körnigen, leicht geschieferten Gesteine bestehen fast ausschliesslich aus aktinolithischer Hornblende. Die einzelnen strahlig-stengeligen Hornblendeindividuen (mit ca. 1 mm Durchmesser) bilden ein panidiomorph-körniges Gefüge. Die Hornblende ist oft schilfig ausgefasert; auch schwärzliche Trübungen im Innern einzelner Körner sind nicht selten. Zwillingsbildungen sind häufig.

Nebengemengteile: Quarz, Plagioklas (serizitisiert), Zoisit, Rutil, Ilmenit, Limonit.

Die Gesteine sind nicht sehr häufig und auf Linard- und Mönchalpzone beschränkt. Sie wurden am Lauenzughorn, im Eisenthäli und am Vereinapass angetroffen.

7. *Mylonitisierte Gesteine*

a) *Chloritschiefer.* Westlich vom Flüela Hospiz, am Grat zwischen Flüelapass und Schönthäli, treten Gesteine auf, die von Auge als etwas verruschelte Amphibolite beurteilt werden. Die dunkelgrüngrauen, dichten Gesteine werden von graubraunen Ruschelflächen durchzogen, denen hie und da dunkelrote Hämatitkrusten aufsitzen; häufig enthalten sie Adern und Klüfte von Calcit und Epidot. An Gesteinsgemengteilen treten auf: Chlorit, Calcit, Epidot, Quarz, Albit, Limonit und etwas Hornblende. Hornblende und Biotit sind weitgehend oder vollständig in Chlorit umgewandelt; der ursprüngliche Feldspat ist stark saussuritisiert und serizitisiert unter Neubildung von Epidot und Albit; charakteristisch sind ferner Ausscheidungen von Quarz und Chalcedon, reichliche Infiltration von Calcit und eine starke Limonitisierung.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass diese Gesteine von sehr verschiedenen Ursprungsgesteinen abzuleiten sind; neben Amphiboliten, die das Hauptkontingent ausmachen, sind auch Gneise und Ganggesteine (Diabase) an ihrer Bildung beteiligt. Der Mineralbestand ist typisch epizonal (Grünschieferfazies) und infolge tektonischer Vorgänge (die Gesteine liegen an der Ducan-Flüela-Scherfläche) retromorph aus dem Mineralbestand höher kristalliner Gesteine (Amphibolitfazies) entstanden. F. Escher (18) hat aus dem Sertigtal ein vollkommen analoges Epidot-Chlorit-Gestein beschrieben.

b) Anhangsweise sei hier ein *calcitreicher Mylonit* erwähnt, der nördlich von der Schürlialp (Koord. 789,350 : 179,250 km), unmittelbar an der Ducan-Flüela-Scherfläche, in einzelnen verquetschten Stücken angetroffen wurde. Das dichte, geschieferte, hellgrüngraue Gestein wird von schwärzlichen und rostroten Häuten durchzogen und wittert rötlichbraun an. In einem feinkörnigen Gefüge von limonitisch pigmentiertem Calcit und stark serizitisierter Feldspatsubstanz sind Schuppen von Biotit und Chlorit parallel eingelagert und viele Erzkörner regelmässig verteilt. Quarz bildet kleinere und grössere, meist gerundete Körner und tritt sehr reichlich auf (in einzelnen Lagen bis zu 30 %). Gelegentlich finden sich Vakuolen von Chlorit, der z. T. sphärolithisch ausgebildet ist. Nebengemengteil: Apatit.

Der Ursprung des Gesteins bleibt unklar. Das Gefüge mit dem reichlichen Erzgehalt erinnert an einen Diabas, der Quarzgehalt spricht eher für einen kleinbrecciösen Kalksandstein. Es ist möglich, dass hier ein mylonitisiertes Sediment vorliegt, das auf der Ducan-Flüela-Scherfläche eingeklemmt worden ist.

Chemismus und genetische Verhältnisse

An Gesteinsanalysen liegen aus der Silvrettagruppe im ganzen vier vor (3 gewöhnliche Amphibolite, 1 Hornblende-Plagioklas-Gneis), aus der Ötztalergruppe im ganzen zehn (3 gewöhnliche Amphibolite, 3 Eklogitamphibolite, 3 Eklogite, 1 Peridotit). Da die beiden Massive zusammen *eine* petrographische Provinz bilden, so können die Analysen unter einheitlichen Gesichtspunkten verarbeitet werden. Ihre Molekularwerte sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

1. *Der Ursprung der Amphibolite*

Man sieht, dass die Projektionspunkte sämtlicher Analysen ins Eruptivfeld des Konzentrationstetraeders fallen. Man bemerkt weiter, dass auch die zugehörigen si-Werte den Verhältnissen in Eruptivgesteinen entsprechen (was nicht selbstverständlich ist); es kann also zu jeder Amphibolitanalyse ein eruptiver Vergleichschemismus, ein zugehöriger Magmatypus, gefunden werden.

Daraus darf aber noch nicht — wie oft geschieht — geschlossen werden, dass die Gesteine auch wirklich eruptiven Ursprungs sind. Würde der Projektionspunkt nicht ins Eruptivfeld fallen (wie z. B. bei den Paragneisen 1—6 in Tabelle 2), oder würde zu einem eruptiv möglichen Basenverhältnis ein damit eruptiv nicht verträglicher si-Wert gehören (wie z. B. beim Quarzitgneis No. 12 in Tabelle 2), so dürften wir mit Sicherheit schliessen, dass kein reines Orthogestein vorliegt. Wenn hingegen der Chemismus mit dem eines Eruptivgesteins verträglich ist, so ist damit erst die Möglichkeit gegeben, dass ein Orthogestein vorliegt. Es ist Tatsache, dass

ein Sediment, etwa ein Mergel, ein Konglomerat u.s.w., oder ein Mischgestein den gleichen Chemismus besitzen kann wie ein Eruptivgestein. Und da ein metamorphes Produkt bei vollständiger Umkristallisation nur abhängig ist vom Ausgangschemismus und von den wirksamen physikalisch-chemischen Bedingungen, aber nicht von der Art des Ausgangsgesteins (29), so kann oft einzig das geologische Auftreten für den Ursprung eines Gesteins einen Fingerzeig geben. Ein schönes Beispiel dafür hat M. REINHARD (72) gegeben mit einem Granat-Biotit-Schiefer, der durch Alkalizufuhr einen essexitischen Chemismus erreicht hat, während die geologischen Verhältnisse seine Natur als Paragestein erwiesen.

Tabelle 3
Molekularwerte der Amphibolite von Silvretta-Ötztal

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt	Feld	Magmatypus	Al	Fm	C	qz
1.	157	22.5	48	19.5	10	.15	.30	.41	3	E	gabbrodioritisch	15.5	60	24.5	+17
2.	139	22	46	24	8	.17	.48	.52	4	E	gabbrodioritisch	16.5	55	28.5	+ 6
3.	135	32.5	34	16.5	17	.15	.61	.48	4	E	essexitisch	23.5	51.5	25	-33
4.	116	19	51	24.5	5.5	.05	.48	.48	4	E	normalgabbroid	15	57.5	27.5	- 6
5.	109	17.5	57.5	18.5	6.5	.02	.48	.32	3	E	normalgabbroid	12.5	66	21.5	-17
6.	115	26	41	24	9	.19	.52	.58	4	E	gabbrodioritisch	20.5	50	29.5	-21
7.	112	19	48.5	23	9.5	.16	.49	.47	4	E	normalgabbroid	11.5	60	28.5	-26
8.	103	21	41	31	7	.09	.65	.75	5	E	hornblenditgabbroid	16.5	47.5	36	-27
9.	122	32	30.5	27.5	10	.18	.50	.87	5	E	ossipitgabbroid	27.5	38	34.5	-17
10.	106	16	53.5	24.5	6	.30	.52	.46	4	E	normalgabbroid	11.5	61	27.5	-18
11.	91	17	51.5	25	6.5	.29	.69	.49	4	E	nomralgabbroid	12	59.5	28.5	-32.5
12.	105	17	52	20	11	.24	.37	.38	3	E	theralithgabbroid	7.5	67	25.5	-39
3.	92	22	45	26	7	.18	.50	.58	4	E	normalgabbroid	17.5	52.5	30	-36
14.	64	6.5	84	8	1.5	.38	.83	.01	1	E	peridotitisch	5	87	8	-42

1. Amphibolit; Längenfeld, Ötztal (4, No. 59). Analytiker Erben.
2. Eklogitamphibolit; Burgstein, Ötztal (48, S. 526). Analytiker Hezner.
3. Basischer Hornblende-Plagioklas-Gneis; Val Tremblai, Unter-Engadin (30, S. 178). Analytiker Hezner.
4. Amphibolit; Umhausen, Ötztal (4, No. 61). Analytiker Erben.
5. Eklogit; Neusölden, Ötztal (4, No. 60). Analytiker Erben.
6. Amphibolit; Umhausen, Ötztal (48, S. 570). Analytiker Hezner.
7. Kelyphitamphibolit; Umhausen, Ötztal (48, S. 543). Analytiker Hezner.
8. Eklogitamphibolit; Burgstein, Ötztal (48, S. 519). Analytiker Hezner.
9. Gebänderter Plagioklasamphibolit; Dürrboden im Dischmatal, Graubünden (18, S. 32). Analytiker Escher.
10. Hornblendereicher Plagioklasamphibolit; Sattelhorn im Dischmatal, Graubünden (18, S. 34). Analytiker Escher.
11. Eklogit; Burgstein, Ötztal (48, S. 466). Analytiker Hezner.

12. Porphyrartiger Chloritamphibolit; Piz dellas Clavigliadas, Val Tuoi, Unter-Engadin (30, S. 189). Analytiker Hezner.
13. Eklogit; Sulztal, Ötztalergruppe (48, S. 466). Analytiker Hezner.
14. Peridotit; Loibiskogl, Ötztal (42, S. 108). Analytiker Hackl.

Die Amphibolite besitzen gabbrodioritischen bis normalgabbroiden Chemismus; das heisst sie lassen sich in chemischer Hinsicht als Derivate basischer Eruptivgesteine auffassen. Ebensogut können sie chemisch aber auch als metamorphe mergelige Gesteine gedeutet werden, wie die folgenden Zusammenstellungen zeigen.

So besteht z. B. zwischen dem Kelyphitamphibolit von Umhausen (No. 7) und dem Plagioklas-Diopsid-Hypersthen-Hornfels von Aarvold (24) eine sehr gute Übereinstimmung:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Amphibolit	112	19	48.5	23	9.5	.16	.49	.47
Hornfels	118	20	49	22	9	.14	.42	.45

Der Hornfels (Klasse 6) ist ein metamorphes Glied der Reihe Tonschiefer-Mergelschiefer, die durch granitische Intrusionen ohne Stoffzufuhr kontaktmetamorph umgewandelt worden ist (V. M. Goldschmidt). Obwohl ein sicheres Paragestein, zeigt er typischen gabbroiden Chemismus.

Gleichfalls ziemlich gut stimmen ein gewöhnlicher Amphibolit von Umhausen und ein Granat-Chlorit-Dolomit-Phyllit aus dem Trondhjem-Gebiet (13) überein:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Amphibolit	116	19	51	24.5	5.5	.05	.48	.48
Phyllit	156	16	51.5	28.5	4	.06	.39	.57

Auch hier besitzt der Phyllit Eruptivchemismus.

Aus der Analyse des Eklogitamphibolit ist versuchsweise die entsprechende sedimentäre Ursprungszusammensetzung berechnet worden. Es wurde dabei so viel CO_2 hinzugefügt als nötig war, um CaO, MgO und FeO abzusättigen (I und II in Tabelle 4); bildet man sodann die Karbonate, so ergeben sich die Werte III in Tabelle 4. Die beigefügten Vergleichsanalysen IV—VI zeigen sehr ähnliche Verhältnisse; sie beweisen jedenfalls, dass der gabbroide Chemismus innerhalb der Variationsbreite des Chemismus mergeliger Gesteine gelegen ist. Hinsichtlich seines Chemismus kann demnach ein normaler Amphibolit ebensogut als Paragestein wie als Orthogestein aufgefasst werden.

Die Entscheidung über den Ursprung der Amphibolite muss also auf andere Kriterien gestützt werden; vor allem auf die geo-

Tabelle 4

Vergleich zwischen dem Chemismus der Amphibolite und dem Chemismus mergeliger Sedimente.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
$CaCO_3$	—	—	19.47	20.50	22.69	26.82
$MgCO_3$	—	—	13.99	15.62	7.13	11.40
$FeCO_3$	—	—	7.55	—	8.24	—
SiO_2	48.22	39.07	39.07	43 46	44.65	30.94
TiO_2	1.07	.87	.87	—	—	.55
Al_2O_3	16.51	13.38	13.38	8.73	3.12	15.90
Fe_2O_3	2.64	2.14	2.14	1.35	1.27	2.09
FeO	5.78	4.68	—	.66	—	—
MnO	—	—	—	.06	—	.19
MgO	8.26	6.69	—	2.71	—	—
CaO	13.46	10.91	—	—	—	—
Na_2O	3.23	2.62	2.62	.62	3.09	1.62
K_2O	.47	.38	.38	1.87	.88	3.04
H_2O	.66	.53	.53	2.40	6.24	3.10
CO_2	—	18.73	—	—	.80	—
And. Stoffe	—	—	—	1.42	1.57	4.23
Summe	100.30	100.00	100.00	99.40	99.68	99.88

I. Eklogitamphibolit, Ötztal (No. 8).
II. derselbe. Beifügung von CO_2.
III. derselbe. CO_2 mit CaO, MgO und FeO abgesättigt.
IV. Grüner Keupermergel, Württemberg (76, S. 563, No. 14).
V. Dolomitischer Sandmergel, Kalifornien (76, S. 563, No. 17).
VI. Schwarzer dolomitischer Mergelschiefer des Kupferschiefers, Franken (76, S. 562, No. 8).

Tabelle 5

Molekularwerte mergeliger Sedimente.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
1.	151	32.5	52.5	4	11	.81	.60	.08
2.	61	10.5	46.5	39	4	.67	.86	.84
3.	180	21	43	28.5	7.5	.67	.85	.66
4.	168	33	44.5	10.5	12	.83	.61	.26
5.	310	28	50	10.5	11 5	.92	.60	.20
6.	236	9.5	31	40.5	19	.16	.38	1.31
7.	144	33.7	20	33.3	13	.55	.71	1.67
8.	204	34.5	24	32.5	9	.76	.46	1.35
9.	332	34	24.5	23 5	18	.25	.10	.96

1.—4. Keupermergel, Württemberg. (76, S. 563, No. 12—15).
5., 6. Dolomitische Sandmergel, Nordamerika. (76, S. 563, No. 16, 17).
7. Dolomitischer Mergelschiefer des Kupferschiefers, Franken. (76, S. 562, No. 8).
8. Mergelschiefer, Nordamerika. (76, S. 562, No. 3).
9. Schlamm aus der Nordsee von der norwegischen Küste aus 300 m Tiefe. (76, S. 562, No. 6)

logische Lagerung, auf die Verbandsverhältnisse, auf die Begleitgesteine u. s. w.; sodann auf den Gesteinscharakter, auf Mineralbestand, Struktur, Textur u. s. w. Hier sind folgende Tatsachen wichtig: Die Amphibolite bilden geschlossene mächtige Bänder und Züge, die den Paragneisen konkordant eingelagert sind. Sie sind in der Ötztalergruppe mit Eklogiten und Peridotiten wie auch mit Marmoren vergesellschaftet; in der Silvrettagruppe konnten Eklogitamphibolite und mesozonal umkristallisierte Gabbros mit vorzüglich erhaltener Gabbrostruktur als Begleitgesteine aufgefunden werden. Manchmal tritt in den Amphiboliten eine fluidale Fältelung auf, die einer Eruptivfältelung nicht unähnlich sieht;[1]) sie fehlt in den Paragneisen. Häufig lassen sich gabbroide Reliktstrukturen erkennen; wo sie fehlen, da herrschen kristalloblastische Strukturen; sedimentäre Reliktstrukturen wurden keine beobachtet.[2]) Aus all diesen Tatsachen glaube ich den Schluss ziehen zu dürfen, *dass wir es bei den Amphiboliten von Silvretta-Ötztal in der Hauptsache mit Abkömmlingen von eruptiven Gesteinen zu tun haben.* — Sichere Para-Amphibolite sind mir keine bekannt geworden. Vielleicht ist der hornfelsartige Plagioklasamphibolit von der Bergalp (vgl. S. 147 f.) als ein solcher aufzufassen, obwohl das Fehlen von Quarz nicht gerade dafür spricht.

Die Paragneise, denen die Amphibolite konkordant eingelagert sind, repräsentieren mit ihrem tonigen Charakter eine Geosynklinalfazies. Es ist daher wenig wahrscheinlich, dass die Amphibolite als Deckenergüsse oder als Tuffe aufzufassen sind; eher liesse sich noch an submarine Ergüsse denken. Hingegen spricht sowohl die Vergesellschaftung mit unzweifelhaften Tiefengesteinen (Gabbro, Peridotit) als auch das Auftreten gabbroider Reliktstrukturen dafür, dass in den Amphiboliten umgewandelte Tiefengesteine vorliegen. Das gabbroide Magma, dem vielleicht Magmenfetzen einer tieferen eklogitischen Unterschicht beigemengt waren, ist bei seiner Intrusion zwischen die Schieferungsflächen der Paragneise eingepresst worden. Die Bänderung mancher Amphibolite kann, soweit

---

[1]) Alb. Heim (45) schreibt: „Innerhalb der Amphibolitmasse kommen sonderbare Drehungen in der Streichrichtung der Platten vor, sodass man oft vor der Frage steht, ob man es mit den Fluidalstreifen eines Eruptivgesteins oder mit den Schieferungen eines kristallinen Schiefers zu tun habe." Ich habe den Eindruck bekommen, dass hier wirkliche Fluidalfältelungen vorlagen, die durch die Metamorphose abgebildet wurden.

[2]) M. Blumenthal (7) erwähnt Diskordanzschichtung bei einem gebänderten Amphibolit aus dem Gargellental; hier könnte vielleicht ein ursprünglicher Tuff vorliegen.

es sich nicht um spätere aplitische Injektionen handelt, als schlierige Ausbildung bei der Erstarrung gedeutet werden. — Dass daneben ausnahmsweise auch Ergüsse oder gar Tuffe auftreten können, ist möglich, wie ja den pelitischen Gneisen auch einzelne quarzitische Lagen eingeschaltet sind.

In ihrem Chemismus bilden die Amphibolite eine geschlossene und in engen Grenzen variierende Gruppe. Auch das ist für Orthogesteine charakteristisch. Mergelige Gesteine besitzen viel stärkere Schwankungen; dies zeigt ein Blick auf Tabelle 5, in der die Molekularwerte einer Anzahl Mergel und Mergelschiefer gegeben sind. Die Verschiedenheiten sind dabei auch innerhalb einheitlicher Komplexe (Keupermergel Schloss Roseck, Württemberg) sehr gross: No. 3 kommt dem Amphibolitchemismus am nächsten (vgl. No. IV in Tabelle 4); die andern weichen besonders im c-Wert stark ab, was für Sedimente bezeichnend ist. Der k-Wert ist meist sehr hoch, im Gegensatz zu den Amphiboliten; doch kommen auch niedere Werte vor (No. 6 und 9).

2. *Die Amphibolite als magmatische Serie*

Die Amphibolite der Tabelle 3 zeigen eine grosse Übereinstimmung, wenn wir vorerst von den etwas abweichenden Gesteinen No. 3 und 9 absehen. si liegt zwischen 90 und 160 mit einer Häufungsstelle zwischen 100 und 120. al schwankt zwischen 17 und 23 (der Wert 26 in No. 6) ist vereinzelt), alk zwischen 5 und 11; fm ist hoch, zwischen 40 und 58 mit einer Häufung um 50 herum. c variiert von 18 bis 26, doch liegen die meisten Werte bei 24—25. k ist niedrig, es überschreitet 0,30 nicht. mg variiert von 0,30 bis 0,70. (Über den hieraus abzuleitenden Mineralbestand vgl. S. 166.) Als Durchschnittschemismus ergibt sich:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
113	20	49	23	8	.17	.50	.50
108	21	52	21	6	.20	.55	.42

was mit dem normalgabbroiden Mittelwert (64) gut übereinstimmt. Es sind typische Gesteine der Kalk-Alkali-Reihe; die Gesteine der Kali- und der Natron-Reihe weichen durch höheres alk oder bei ähnlichem alk durch geringeres fm ab; durch theralithgabbroide Magmen können Übergänge stattfinden.

Trägt man die Basenwerte als Funktionen der si-Zahl in einem rechtwinkligen Koordinatensystem auf, so ergibt sich unter Beifügung des peridotitischen Gesteins das in Fig. 2 dargestellte Differentiationsdiagramm. Mit abnehmendem si gelangt man von

gabbrodioritischem über normalgabbroiden zu peridotitischem Chemismus.

		si	al	fm	c	alk
gabbrodioritisch	1.	157	22.5	48	19.5	10
	2.	139	22	46	24	8
	6.	115	26	41	24	9
normalgabbroid	4.	116	19	51	24.5	5.5
	7.	112	19	48.5	23	9.5
	10.	106	16	53.5	24.5	6
	11.	91	17	51.5	25	6.5
	13.	92	22	45	26	7
peridotitisch	14.	64	6.5	84	8	1.5

Das Diagramm zeigt eine *typisch pazifische Differentiation:* alk ist niedrig, fm hoch; c und al nehmen mittlere Werte ein, wobei c etwas grösser ist als al. Die Differenz al — alk ist beträchtlich, sie beträgt meist mehr als 10 Einheiten. Die Isofalie liegt

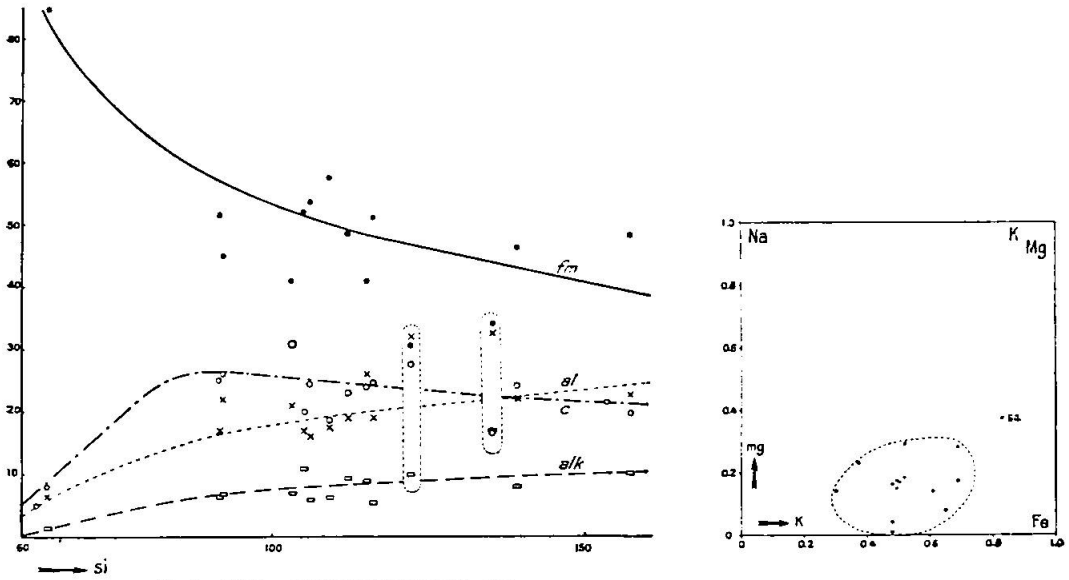


Fig. 2. Differentiationsdiagramm der Amphibolite von Silvretta-Oetztal.

hoch, etwa bei si 200. Gegen das basische Ende fällt c mit al und alk, während fm extrem ansteigt. Bei der Isofalie ist c > alk; c steigt dann von etwa 20 noch schwach an, während alk zuerst von 15 auf 10 stärker abfällt, dann schwächer fallend ausklingt. In der k-mg-Projektion (Diagramm 2a) fallen die Werte in ein eng umgrenztes Feld, das bei niederem k etwa in der Mitte zwischen Mg und Fe liegt.[1])

[1]) Im k — mg - Diagramm der Fig. 2 sind die Bezeichnungen aus Versehen falsch angebracht worden; tatsächlich wurde k als Ordinate, mg als Abszisse aufgetragen (vgl. die Werte in Tab. 3). Na ist mit Fe, K mit Mg zu vertauschen.

An die obigen schliessen sich nun einige Analysen an, deren Werte sich nicht so leicht dem normalen Differentiationsverlauf einfügen. Es sind die Analysen No. 3, 5, 8, 9 und 12. Die *Abweichungen* sind teilweise auf lokale Differentiationstendenzen zurückzuführen.

Der normalgabbroide Eklogit No. 5 zeigt etwas zu kleines c und sehr hohes fm; auch al ist etwas niedrig. Trotzdem fügt sich das Gestein dem normalen Schema noch ein. Gerade umgekehrt verhält sich der hornblenditgabbroide Eklogitamphibolit No. 8. Er besitzt zu hohes c und zu geringes fm. Es wäre gut möglich, dass durch eine Spaltung des gewöhnlichen normalgabbroiden Magmas sich die beiden inversen Chemismen gebildet hätten, wobei sich im einen Fall fm auf Kosten von c, im andern c auf Kosten von fm angereichert hätte:

	si	al	(Diff.)	fm	(Diff.)	c	(Diff.)	alk
No. 4.	113	19		51		24.5		5.5
No. 5.	109	17.5	(− 1.5)	57.5	(+ 6.5)	18.5	(− 6)	6.5
No. 8.	103	21	(+ 2)	41	(− 10)	31	(+ 6.5)	7

Der theralitgabbroide porphyrartige Chloritamphibolit No. 12 zeigt etwas niedrigeres c und etwas höheres alk als der entsprechende Amphibolit No. 10. Doch fügt er sich dem Differentiationsverlauf trotzdem recht gut ein.

	si	al	fm	c	alk
No. 10.	106	16	53.5	24.5	6
No. 12.	105	17	52	20	11

Hier ist vermutlich eine theralithgabbroide Nebentendenz im Spiele.

Der ossipitgabbroide gebänderte Plagioklasamphibolit No. 9 fällt ganz aus der Reihe. al, fm und c schwanken um 30, al ist sogar wenig grösser als fm; c ist normal. al und c haben sich auf Kosten von fm angereichert. Vielleicht liegt hier ein tuffogener Amphibolit vor.

Der basische Hornblende-Plagioklas-Gneis No. 3 besitzt essexitischen Chemismus. al = fm = 33; alk = c = 17. al und alk sind zu hoch, fm und c zu niedrig. Wenn es sich hier um ein reines Orthogestein handeln sollte, so müsste eine essexitische Spaltungstendenz angenommen werden, die bereits zu typischen Gesteinen der Natronreihe geführt hätte, die sich nicht mehr in das normale Schema der pazifischen Gesteine einfügen lassen. Da hiefür keine Anhaltspunkte vorliegen, darf eher vermutet werden, dass das vorliegende Gestein durch Injektion von Feldspatsubstanz aus einem gewöhnlichen Amphibolit entstanden ist.

3. *Chemismus und Mineralbestand*

An Hand der Al-C-Fm-Projektion (29) soll aus dem Chemismus der Mineralbestand abgeleitet werden (Fig. 1). Die Amphibolite fallen in das Feld 3, das unter katazonalen Verhältnissen durch die Kombination Orthaugit-Diopsid-Anorthit begrenzt ist; sie erfüllen in demselben ein geschlossenes Feld, das die Mitte zwischen den Eckpunkten Orthaugit und Anorthit einnimmt und längs der diese beiden Ecken verbindenden Seite gestreckt ist.

Quarz wäre als freie Phase möglich; doch ist der Kieselsäuregehalt zu gering, die Quarzzahl meist negativ, sodass freier Quarz nur untergeordnet vorkommt. Eventuell kann auch ein (Fe, Mg)reicher Granat auftreten. Durch Addition von Alkalien tritt das Albitmolekül in den Plagioklas und das Jadeitmolekül in den Pyroxen (Omphazit) bezw. das Glaukophanmolekül in die Hornblende ein. Der Kaligehalt ist gering; er ist den Natriumsilikatmolekülen isomorph beigemischt.

Unter den Kristallisationsbedingungen der Amphibolitfazies waren Augit und basischer Plagioklas nicht mehr bestandfähig. Der Orthaugit-Anteil ging in grüne Hornblende über; aus dem Diopsidmolekül entstand der aktinolithische Anteil in der Hornblende; durch reichlicheres Auftreten von Alkalien wurde Glaukophanmolekül beigemengt. Der basische Plagioklas wurde durch Oligoklas-Andesin ersetzt; der entsprechende Kalkgehalt, der in den sauren Plagioklas nicht eingehen konnte, verblieb zunächst in Form kalkreicher kleinkörniger Aggregate (Saussurit) und wurde später in Zoisit-Epidot angelegt. Granat wurde in Hornblende, Plagioklas und Zoisit-Epidot umgewandelt; er war etwas länger bestandfähig als Pyroxen und basischer Plagioklas.

4. *Die verschiedenen Stadien in der Metamorphose der Amphibolite.*

In der ältesten Periode, die an Hand von Relikten in Struktur, Textur und Mineralbestand noch festgestellt werden kann, lagen die Amphibolite z. T. als *Gabbros,* z. T. als *Eklogite* vor. Bei den gabbroiden Amphiboliten weisen uralitische Hornblende auf Pyroxen, saussuritische Bildungen auf stark basischen Plagioklas zurück; auch gabbroide Reliktstrukturen, mehr oder weniger verwischt, treten hie und da auf. An Relikten aus Eklogit treten diablastisches Hornblende-Plagioklas-Gewebe und Granat mit Kelyphitringen auf.

Der Eintritt in die *Amphibolitfazies,* der durch irgendwelche geologische Ereignisse bedingt war, führte zu einer Umkristallisation, die mehr oder weniger vollständig verlief. Typomorphe Mineralien (im Gleichgewicht mit den neuen Bedingungen) sind gewöhnliche grüne Hornblende mit Aktinolith- und Glaukophan-Beimengung und Plagioklas (Oligoklas-Andesin), ferner Titanit, vielleicht auch Ilmenit; die typomorphe Struktur ist die granoblastische. Während die Granat- und Eklogitamphibolite und diejenigen mit Hornblendeporphyroblasten von der Umkristallisation nicht überwältigt wurden, wurde bei den gewöhnlichen, granoblastischen Plagioklasamphiboliten das Gleichgewicht fast erreicht.

Die Herausbildung der Amphibolitfazies hat vor oder spätestens zu Beginn der herzynischen Faltung stattgefunden; sie ist als konstruktive Dislokationsmetamorphose zu betrachten.

Seither sind einige Vorgänge eingetreten, die den Mineralbestand der Amphibolite in der Richtung nach der *Grünschieferfazies* (20) zu verändern suchten. Hieher gehört die Bildung von porphyroblastischem saurem Plagioklas (Albit-Oligoklas), die auf die Intrusion der flüelagranitischen Magmen zurückzuführen ist. Sodann die Epidotbildung, die wahrscheinlich durch eine thermale Phase, vielleicht gleichfalls im Anschluss an jene Granitintrusion, ausgelöst wurde.

Im Gefolge der alpinen Faltung sind an tektonisch stark beanspruchten Stellen die Amphibolite in Gemenge von Chlorit, Calcit, Epidot und Zoisit, Quarz, Albit und Limonit übergeführt worden. Das Aufreissen der Mineralklüfte und deren Füllung (besonders Epidot, Albit, Titanit und Calcit) sind gleichfalls der alpinen Faltung zuzuschreiben (vgl. 68).

Der Mönchalpgranit

Allgemeines

Der Mönchalpgranit bildet einen schmalen, langgestreckten Gesteinskomplex, der sich vom Lauenzug und von der Gatschieferalp über den Mönchalpthälispitz in die Nordostabhänge des Pischahorns erstreckt und bereits im Eisenthäli auskeilt. Seine geringe Verbreitung ist der Grund dafür, dass er bis jetzt noch nicht bekannt war.

Der typische Granit ist ein grobkörniges, richtungslos struiertes Gestein, das aus schwarzen, dicken Biotitflasern, bläulich schimmernden Quarzkörnern, einer dichten, rein weissen Masse (Plagioklas) und zuweilen auch grossen Kalifeldspatkristallen besteht; er enthält sehr oft graugrüne Pinithäufchen. Der Plagioklas ist stets und vollständig, der Kalifeldspat häufig und in wechselndem Ausmass einer Granulierung in Haufwerke kleinster Körner unterworfen. Der Biotit ist sehr oft limonitisch zersetzt, Chloritisierung ist selten; die Gesteine zeigen daher ein rostiges Aussehen, das sich auch ins Innere fortsetzt. Durch diese Eigenschaften unterscheidet er sich wesentlich von den typischen Flüelagranitgneisen.

An den massigen Granit schliessen sich schiefrige Varietäten, Granitgneise und Streifengneise, an; sie zeigen ähnlichen petrographischen Charakter und das gleiche rostige Aussehen; Pinit fehlt ihnen. Sie sind aus dem Granit durch Auswalzung und nachherige Rekristallisation hervorgegangen.

Granit und Granitgneise enthalten sehr reichlich Schiefereinschlüsse; der Granit überdies kleine basische Anreicherungen (Putzen), die gleichfalls von aufgeschmolzenem Sedimentmaterial herrühren.

Der Granit wird an mehreren Stellen von Lamprophyrgängen durchbrochen, die wenige cm bis einige m mächtig sind. Sie treten nicht hervor und werden leicht übersehen. Petrographisch sind es Eklogitamphibolite und gewöhnliche Plagioklasamphibolite. Ihre Gangnatur erscheint klar.

Petrographische Beschreibung

1. *Der eigentliche Mönchalpgranit*

Der grosse bis mittelgrosse Kalifeldspat ist verhältnismässig klar, besitzt bläuliche Farbe und matten Glanz und ist kristallographisch scharf umgrenzt (nicht zu Augen ausgezogen); Karlsbader Zwillinge sind häufig. In einzelnen Gesteinen ist er reichlich vorhanden bis vorherrschend, in andern tritt er untergeordnet auf oder fehlt vollständig. Plagioklas erscheint als dichte weisse, kaolinartige Masse; er ist, besonders gegen Quarz und Kalifeldspat, gut kristallographisch abgegrenzt und bildet manchmal grössere, äusserlich einheitliche Kristalle. Der Quarz kommt in rundlichen Körnern von milchiger, bläulicher Farbe vor, die als scharfkantige Knötchen aus der Feldspatmasse herauswittern. Seltener sind grössere runde, chalcedonartig aussehende Aggregate; nie durchzieht Quarz das Gestein in Nestern, Linsen oder Adern. Biotit bildet kurze, dicke, tiefschwarze Flasern; durch Limonitisierung nimmt er dunkelrostbraune Farbe an; rostrote limonitische Klüfte und Häute durchziehen das ganze Gestein, selbst die dichte Feldspatmasse ist durch netzartig fein verteilte Limonitsubstanz leicht rötlich gefärbt; Chloritisierung ist von blossem Auge nicht zu beobachten. Pinit bildet graugrüne, unregelmässig gerundete Häufchen von 2 mm Durchmesser und ist ziemlich reichlich im Gestein verteilt. Muskovit fehlt makroskopisch.

Unter dem Mikroskop erkennt man folgende Erscheinungen (vgl. Taf. VI, 3a und b):

Die grossen *Kalifeldspat*einsprenglinge sind klar und wenig undulös. Sie bilden Karlsbader Zwillinge und sind perthitisch entmischt. Die perthitischen Albitzwickel sind völlig serizitisiert oder zu Streifen von Albitkörnchen desaggregiert, die den Kalifeldspat netzartig verzweigt durchsetzen. Daneben kommen schmale, striemen-

förmige, vollständig klare Albitspindeln vor; sie bezeichnen wohl eine zweite, jüngere perthitische Entmischung, die zur ersten, ausgedehnteren in keiner Beziehung steht. — Als Einschlüsse kommen Biotit, Plagioklas und Quarz vor. Biotit bildet breite idiomorphe Tafeln, die auf den Prismenflächen unter Abscheidung kleiner Erzkörnchen ausgebleicht und ausgefranst sind; sie sind von einer feinschuppigen serizitischen Hülle umgeben (armierte Relikte). Der Plagioklas ist gleichfalls gut idiomorph und angefüllt mit vielen runden bis länglichen Körnchen, die trotz ihrer eigenartigen, nicht schuppigen Gestalt optisch mit Serizit übereinstimmen (starke Lichtbrechung, mittlere Doppelbrechung, zweiaxig negativ, gerade Auslöschung, positive Hauptzone); der Plagioklaseinschluss ist von einem Palisadenwall von Myrmekit umgeben; dessen Plagioklaskörner sind radial gestreckt und bohren sich mit konvexen Enden in den Kalifeldspat ein; die eingelagerten Zapfen von Wurmquarz nehmen am grossen Plagioklaseinschluss ihren Ursprung und verzweigen sich radial gegen den Kalifeldspat; auch hier liegt ein armiertes Relikt vor. Im Gegensatz hiezu treten Quarzeinschlüsse in unregelmässigen Fetzen und Lappen auf und mögen nachträgliche Füllungen darstellen; gerundete und von einer dünnen Mörtelschicht umgebene Quarzeinschlüsse sind selten.

Daneben kommen nicht perthitische, meist etwas kleinere Kalifeldspatkörner vor. Sie besitzen oft eine sehr starke undulöse Auslöschung, wodurch bandartige Zonen und Felder erst vorgezeichnet und dann abgegrenzt werden, die sodann in ein Haufwerk kleiner Körner zerfallen; diese erst annähernd parallelen, dann netzartig verzweigten Körnerschnüre tendieren, den ganzen Kristall in ein solches Körneraggregat aufzulösen. — Beim Beginn der Granulierung besitzt der Kalifeldspat eine leicht gezahnte, aber ziemlich scharfe Grenze gegen den Plagioklas. Später dringen von diesem Körner in den Kalifeldspat ein und suchen die Orthoklaskörnchen zu verdrängen. Häufig sieht man Kalifeldspatfetzen in einem feinen Körnerhaufwerk, das hauptsächlich aus Plagioklas besteht; anfänglich sind noch Orthoklaskörnchen beigemengt, werden aber immer mehr und mehr und zuletzt vollständig eliminiert. — Diese Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas geschieht — allerdings seltener — noch auf eine zweite Weise: In einem Aggregat von Plagioklaskörnchen liegt ein frischer, gerundeter, etwas ausgefranster Kalifeldspatkristall, umgeben von einem Myrmekitkranz. Ohne vorherige Granulierung wird hier der Kalifeldspat direkt durch Myrmekit angezapft und verdrängt.

Der *Plagioklas* ist vollständig in ein Haufwerk kleiner Körner umgewandelt, die weder Verzwillingung noch Zonarstruktur zeigen; sie sind durch feine Körnchen und Schüppchen leicht getrübt. Die Korngrösse ist verschieden und nimmt zu mit abnehmendem Gehalt an Kalifeldspat. Die Plagioklaskörner bilden ein pflasterartiges unverzahntes Gewebe, an dem sich auch Serizit- oder Muskovitschuppen beteiligen können; diese sind strich- und nesterweise verteilt, bald gehäuft, bald zurücktretend; manchmal fehlen sie ganz; in der Regel ist eine schmale glimmerfreie Randzone vorhanden, während gegen die Mitte eine gewisse Häufung stattfindet. Quarz und Biotit beteiligen sich am Körnerhaufwerk nicht, Kalifeldspat nur selten. Einschlüsse von Quarz und Biotit sind nicht häufig. — Die Struktur dieser Aggregate erinnert beim ersten Anblick an die mikrogranitische Grundmasse von Granitporphyren oder an Mörtelstruktur; doch zeigt die gute kristallographische Umgrenzung — im Handstück wie im Schliff —, dass es sich um ursprüngliche Plagioklaskristalle handelt, die einen Zerfall in Körneraggregate erlitten haben.

Der *Quarz* erscheint einsprenglingsartig mit ganzrandigen Konturen; oft wird er durch die Feldspäte geradlinig begrenzt, oft ist er gerundet und korrodiert, und seine Einbuchtungen sind von Plagioklasaggregaten ausgefüllt. Benachbarte Plagioklaskörner sind meist durch einen schmalen Streifen von dem Plagioklasgewebe getrennt; ebenso erfüllt solches die Zwickel zwischen mehreren Körnern. Der Quarz ist leicht undulös und in der Regel von Sprüngen durchsetzt, aber nicht gebrochen. Die einheitlichen Quarzkörner zerfallen häufig in einen grösseren zentralen Kern und einen Kranz kleinerer Körner; ein weiterer Zerfall ist selten.

Der *Biotit* bildet grössere dicke, gut idiomorphe Tafeln; er besitzt starken Pleochroismus von hellstrohgelb nach tief dunkelrotbraun und enthält viele pleochroitische Höfe; er umschliesst reichlich Apatit, Zirkon und schwarzes Erz. Seine Lamellen sind oft verbogen oder gebrochen, ohne dass die äussere Gestalt deformiert ist. Die basale Begrenzung ist scharf; an den Prismenflächen ist er angefressen, ausgebleicht, zuweilen auch etwas chloritisiert, alles unter reichlicher Abscheidung kleiner Erzkörner; er wird oft umgeben von einem Kranz von Biotitschüppchen, die manchmal radial gestellt sind; zuweilen folgt ein zweiter Kranz aus Serizitschüppchen oder grobschuppigem Muskovit. — Durch limonitische Zersetzung wird der Biotit schmutzig gelbbraun; dabei werden Erzkörnchen ausgeschieden. Limonitische Lösungen

durchziehen das Gestein und setzen sich an den Körnergrenzen ab; selbst die Plagioklasmasse wird infiltriert, und die einzelnen Körnchen sind von dünnen limonitischen Häuten umgrenzt. — Chloritisierung des Biotits ist nicht sehr häufig. Zuweilen wird ein chloritisiertes Biotitkorn von einem grobschuppigen Kranz frischen Muskovits umgeben. Chlorit scheint nicht stabil zu sein und nur als intermediäres Produkt zwischen Biotit und Muskovit aufzutreten.

Muskovit tritt, bald untergeordnet, bald reichlicher, in kleineren Schuppen und grösseren Tafeln auf; er ist sekundär aus Biotit, Cordierit oder Plagioklas entstanden; die grösseren Tafeln sind dabei durch Sammelkristallisation aus den kleinen, im Plagioklasaggregat verteilten oder im Pinithäufchen angereicherten Schuppen gebildet worden.

Der *Pinit* besteht aus gut umgrenzten rundlichen Häufchen eines kleinschuppigen Minerals mit den optischen Eigenschaften eines hellen Glimmers; im Innern oder am Rand finden sich oft grössere Tafeln von Muskovit, seltener Biotit. Limonitische Adern durchziehen und umsäumen das schuppige Aggregat.

In einem Fall wurde ein Körneraggregat gefunden, das wahrscheinlich aus *Cordierit* besteht. Die Körner unterscheiden sich von denen der benachbarten Plagioklasaggregate durch bedeutend gröberes Korn und geringere Infiltration mit Limonit. Sie sind wasserklar, besitzen gleiche Doppelbrechung und wenig geringere Lichtbrechung wie Quarz, sind optisch zweiaxig (grosses 2 V); häufig sind Einschlüsse von Quarztropfen und Glimmerschüppchen; Spaltrisse und Einschlüsse von Sillimanitnadeln oder pleochroitischen Höfen fehlen; eine sichere optische Unterscheidung von saurem Plagioklas ist daher nicht möglich. Auf eine glimmerarme Randzone folgen gegen das Innere zu immer reichlichere Einlagerungen von hellem Glimmer, die sich im Kern zu einem geschlossenen Netzwerk verdichten, in das einige grössere Muskovittafeln eingebettet sind, sodass der Kern das Aussehen eines gewöhnlichen Pinitaggregats annimmt. — An andern Stellen finden sich in der Nähe des Pinits nicht granulierte Körner von ähnlichem Charakter, die noch viel reichlichere Einschlüsse von Quarztropfen und Glimmerschüppchen führen. Auch hier ist Cordierit anzunehmen. Auftreten und Charakter des Minerals ist ähnlich dem von Cordierit in echten Cordieritgneisen. Truninger (107) erwähnt aus dem Gasterngranit Cordierit, der gleichfalls weder pleochroitisch ist noch pleochroitische Höfe umschliesst und der mit unserm Mineral gut übereinstimmt.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz; Turmalin; Limonit, Chlorit.

Ausscheidungsfolge der primären Gemengteile:

Apatit, Zirkon, Erz → Biotit → Plagioklas → Quarz → Kalifeldspat.

Dimensionen:

Kalifeldspatkristalle: 0.5 : 1.0 bis 2 : 4 cm
Plagioklaskörner: 1.3 : 2.5 mm

	durchschnittlich:	im Maximum:
Plagioklaskörnchen:	0.02 : 0.02 bis 0.03 : 0.03 mm,	0.07 : 0.07 mm
Serizitschüppchen:	0.005 : 0.030 bis 0.007 : 0.040 mm,	0.030 : 0.150 mm

Quarzkörner: 2.5 : 2.5 mm Biotittafeln: 2.0 : 4.0 mm
Pinithäufchen: 2 : 3 mm

Mengenverhältnisse:

Quarz 26 %, Plagioklas 32 %, Kalifeldspat 15 %, Biotit 18 %, Pinit 9 %.

Häufig findet man *kleine, dunkle, rundliche Häufchen* von höchstens 2 cm Durchmesser, die richtungslos struiert und ohne sehr scharfe Umgrenzung im Mönchalpgranit eingeschlossen sind. Von blossem Auge ist einzig Biotit als Hauptgemengteil zu erkennen.

Biotit bildet grössere, tafelige Schuppen von auffallend schwachem Pleochroismus und hellrotbrauner Farbe; sie sind randlich angefressen und in ein kleinschuppiges Gewebe aufgelöst. Die Zwischenräume werden von kleinen Schuppen und manchmal auch etwas grösseren Tafeln eines hellen Glimmers angefüllt; optisch stimmt er mit Muskovit überein, doch lässt Aussehen und Auftreten eher auf ein talkartiges Mineral schliessen. In diese talkartigen Nester sind reichlich Körner und Körnchen von Granat eingestreut; ausserdem finden sich darin Anreicherungen eines feinfaserigen Minerals von starker Lichtbrechung, niedriger Doppelbrechung und positiver Hauptzone; diese Aggregate und die Granatkörner erscheinen infolge ihrer starken Lichtbrechung im Schliff als schwärzliche Massen. Ein weiterer Hauptgemengteil ist ein feldspatähnliches Mineral; es ist farblos, optisch zweiaxig (grosses 2V), und besitzt gleiche Licht- und Doppelbrechung wie saurer Plagioklas; er umschliesst reichlich Serizitleistchen, sillimanitartige Nadeln, tropfenartige Biotitkörnchen und hochlichtbrechende Körner von starker Doppelbrechung (Zirkon?); Aussehen und Auftreten sprechen für Cordierit; er zeigt stark undulöse Auslöschung und Granulierung in verschiedenen Stadien; mit Biotit bildet er stellenweise ein feinkörniges Gewebe; zuweilen findet sich um den ganzen Putzen ein feingranulierter Cordieritring von 0,6 mm Dicke, in den

von aussen grössere Quarz-, Plagioklas- und Biotitkörner eingeschoben sind. Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, schwarzes Erz.

Nach dem ersten Eindruck beurteilt man diese Anreicherungen als kleine basische Schlieren (Differentiationsprodukte). Die genauere Untersuchung zeigt, dass diese Gebilde von aufgeschmolzenem Schiefermaterial herstammen; es sind Anreicherungen von Tonerde und Magnesia, für deren Absättigung der Mönchalpgranit nicht mehr genügend Kalk und Alkalien aufbringen konnte; so wurden jene Stoffe in diesen Putzen zur Abscheidung gebracht. Genetisch und z. T. auch mineralogisch sind sie mit den allerdings viel kleineren graugrünen Pinithäufchen identisch.

2. *Die Granitgneise*

Der Mönchalpgranit geht allmählich in Gesteine über, die ihm noch sehr ähnlich sehen, aber deutlich geschiefert sind. Der Hauptbruch zeigt lange, breite Flatschen von schwarzem, rostig angewittertem Biotit und reichlich Schuppen von Muskovit. Der Querbruch ist flaserig und lässt die typischen runden, bläulichen Quarzkörner erkennen. Feldspäte kommen manchmal in grossen, mattweissen, gerundeten Augen vor, auch grössere Quarzaugen werden zuweilen angetroffen. Stets findet sich dichte, weisse Feldspatsubstanz in wechselnder Menge. Pinit fehlt.

Kalifeldspat ist reichlich vorhanden und stets klar; er ist häufig in ein Körneraggregat zerfallen, das vorwiegend aus Orthoklas besteht; undulöse Auslöschung bildet den Beginn der Granulierung und zeichnet die Felderteilung vor. Der *Plagioklas* ist vollständig in ein pflasterartig struiertes Haufwerk kleiner, meist klarer Körner umgewandelt. Aus Plagioklas und Orthoklas gemischte Aggegrate sind häufig; seltener tritt Quarz ein. Die einzelnen Körner sind meist in der Schieferungsrichtung etwas gestreckt; sie sind durchwegs etwas grösser als diejenigen des Granits. Die grossen Orthoklaskristalle sind meist ziemlich scharf umgrenzt, während bei den etwas kleineren Plagioklaskristallen die Konturen durch die Umkristallisation verloren gegangen sind.

Der *Quarz* bildet gerundete bis gestreckte Augen; seltener ist er zu Adern ausgezogen. Die runden oder geradlinigen, ganzrandigen Konturen sind manchmal noch erhalten, häufig etwas deformiert. Im Innern ist der Quarz oft undulös auslöschend und stark verzahnt gebrochen; Pflasterstruktur und Mörtelbildung fehlen.

Die Glimmer bilden dicke spindelförmige Flasern in länglichen Zügen; sie stellen sich gerne in Gleitflächen ein. Der *Biotit* zeigt

intensiv rotbraunen Pleochroismus und enthält viele pleochroitische Höfe. Er ist sehr frisch und zeigt gute schuppige Formen; Ausfaserungen und randliche Umwandlungserscheinungen fehlen. Der Biotit ist mineralogisch derselbe wie im Granit, hat aber eine durchgreifende Umkristallisation erlitten. *Muskovit* ist reichlich vorhanden. Er tritt gleichfalls in grösseren Flasern auf — manchmal mit Biotit zusammen — und ist vielleicht durch Umkristallisation aus Pinit hervorgegangen. Ausserdem kommt er in kleineren Schuppen und Leisten vor; er ist dann den Plagioklasaggregaten beigemengt oder ordnet sich zu Längszügen an.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz; Limonit, Chlorit.

Dimensionen:		Mengenverhältnisse:	
Kalifeldspat: Augen bis 2 : 2.5 cm		Quarz	31 %
Plagioklasaggregate		Plagioklas	27 %
Plagioklaskörner:	0.05 : 0.08 bis 0.07 : 0.10 mm	Kalifeldspat	20 %
Muskovitschuppen:	0.012 : 0.050 bis 0.018 : 0.070 mm	Biotit	16 %
Quarz:		Muskovit	6 %
Augen:	1.3 : 2.6 mm		
Linsen:	2 : 10 mm		
Biotit- und Muskovitflatschen:			
im Querschnitt:	0.6 : 2.0 mm.		

3. *Die Streifengneise*

An die Granitgneise schliessen sich die Streifengneise an, die mit ihnen durch alle Übergänge verbunden sind. Sie sind durch eine auffallend starke Schieferung gekennzeichnet; es ist kaum möglich, ein richtiges Handstück zu schlagen, ohne dass das Gestein den Schieferungsflächen entlang spaltet. Petrographisch ist es als feinlagiger Zweiglimmerorthogneis zu bezeichnen; Augen oder Flasern treten nur untergeordnet auf und sind dann stets stark gestreckt. Den Hauptbruch markieren breite, langgestreckte, rostrot verwitternde Biotitflatschen und dünne Häute von Muskovitschuppen. Die hellen Lagen, nur durch die dünnen Glimmerzüge getrennt, sind sehr schmal (½—2 mm) und halten lange an (oft über 10 cm); sie sind häufig zusammengesetzt, indem ein zentrales Quarzband beidseits von Feldspätbändern flankiert wird. Pinit fehlt. Der Mineralbestand ist derselbe wie bei den Granitgneisen; die Umkristallisation erfolgte unter noch stärkerem Stress und führte zum fast völligen Verschwinden der ursprünglichen Strukturen.

Kalifeldspat ist reichlich vorhanden und stets frisch. Grössere gestreckte Augen, oft als Karlsbader Zwillinge ausgebildet, zeigen die verschiedenen Stadien der Granulierung. Manchmal beobachtet

man, dass die Schieferung auch die Augen zu überwältigen sucht: in ihrer Richtung sind den Augen Längszüge von Plagioklaskörnern und Biotitschuppen eingelagert. Daneben treten kleine Orthoklaskörner auf; zuweilen treten sie in das Plagioklasgewebe ein, wo sie die letzten Zwickel ausfüllen; häufiger bilden sie ohne andere Gemengteile lange Züge, die sich oft zwischen Quarzbänder und Plagioklasbänder einschalten. Der *Plagioklas* kommt ausschliesslich in Form kleinkörniger Aggregate vor, die oft prächtige Pflasterstruktur besitzen; die Körner sind meist etwas gestreckt und grösser als diejenigen in den Granitgneisen; Muskovit und Kalifeldspat sind seltener beigemengt. Der Plagioklas ist meist klar; manchmal ist er nach Albit verzwillingt, sowie invers zonar struiert. Der *Quarz* bildet gestreckte Augen und Linsen und langgezogene Adern; er löscht etwas undulös aus und ist meist stark verzahnt gebrochen. Die Glimmer treten als langgestreckte schmale Flasern und Schuppen in Längszügen auf, die teilweise zu Gleitflächen ausgebildet sind. Der *Biotit* besitzt intensiven dunkelrotbraunen Pleochroismus, ist meist sehr frisch, manchmal etwas limonitisch zersetzt. *Muskovit* ist gleichfalls reichlich vertreten. *Nebengemengteile:* Apatit, Zirkon, schwarzes Erz; Limonit, Chlorit.

Dimensionen:		Mengenverhältnisse:	
Quarz:		Quarz	33 %
Nester:	1.6 : 4.0 mm	Plagioklas	28 %
Adern:	0.4 bis 2.0 mm dick und manchmal über 10 cm lang	Kalifeldspat	20 %
Kalifeldspataugen:	0.4 : 1.0 cm	Biotit	12 %
Plagioklaskörner:	0.09 : 0.14 bis 0.12 : 0.20 mm maximal 0.18 : 0.26 mm	Muskovit	7 %
Biotitflasern:	0.4 : 3.3 bis 0.4 : 7.0 mm		
Muskovitschuppen:	0.10 : 0.55 mm.		

4. *Schiefereinschlüsse*

Schiefereinschlüsse treten im Mönchalpgranit und in den Granitgneisen sehr reichlich auf.

Es sind Bruchstücke des Nebengesteins, die vom Granit bei seiner Intrusion mitgerissen wurden und von ihm nur wenig oder gar nicht verändert worden sind. Sie sind meist faustgross, seltener kopfgross, und sind mit scharfer Umgrenzung im granitischen Gestein eingeschlossen; wo dieses geschiefert ist, sind die gleichfalls geschieferten Einschlüsse in der Schieferungsrichtung konkordant eingelagert. Folgende Gesteinstypen wurden aufgefunden:

a) *Quarzitischer Hornfels.* Das im typischen Mönchalpgranit auftretende Gestein besitzt je nach Biotitgehalt hell- bis dunkel

graue Farbe mit einem Stich ins Violette und ist richtungslos texturiert. Von blossem Auge erkennt man Quarz, Feldspat und oft reichlich Biotit. Die Korngrösse übersteigt in der Regel ½ mm nicht, manchmal erscheinen etwas grössere Quarzkörner. Auf den ersten Blick ist man geneigt, das Gestein für eine mikrogranitische Schliere zu halten; doch zeigt das Mikroskop eine deutliche Hornfelsstruktur; man erkennt ein eckig verzahntes, gleichkörniges Gefüge von Biotit, Quarz und Feldspat. Der Plagioklas ist vollständig und sehr feinkörnig granuliert und teilweise stark serizitisiert. Der Orthoklas, bald reichlich vorhanden, bald fehlend, ist frisch und nicht desaggregiert; er umschliesst oft kleine Plagioklaskörnchen. Der Quarz bildet rundliche Körner mit unregelmässig gezackten, scheinbar angefressenen Rändern. Der Biotit zeigt kräftigen Pleochroismus nach dunkelrotbraun bis dunkelrot mit einem Stich ins Fleischrote; er tritt in breiten Tafeln auf, die randlich angefressen oder unscharf ausgefranst sind; häufig ist er chloritisiert. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Muskovit, Sillimanit. Das ganze Gestein ist gleichmässig mit sehr vielen schwarzen Körnchen (kohlige Substanz?, Erz?) durchsetzt, wie das für Hornfelse charakteristisch ist.

b) *Biotitreicher Schiefergneis.* Dieser biotitreiche Zweiglimmergneis zeigt lepidoblastische Struktur. Die frischen, gut ausgebildeten Glimmer ordnen sich zu schuppigen Längszügen, die etwas gewellt und flaserig verlaufen und kleinflaserige Anreicherungen der hellen Gemengteile umschliessen; häufig werden die Längszüge von schräg oder quer gestellten, spiessigen oder tafeligen Glimmern durchbrochen. Die ursprünglich einheitlichen Flasern sind durch Kristalloblastese verwischt und mehr nur noch morphologisch angedeutet: Kalifeldspat (vorherrschend, undulös auslöschend) bildet eine Art Grundsubstanz und umschliesst die andern Gemengteile. Plagioklas (frisch, häufig invers zonar struiert) bildet eckige, unregelmässige Körner im Orthoklas oder ein wenig ausgedehntes unverzahntes Pflastergewebe; er enthält Quarztropfen eingeschlossen. Schuppen von Biotit und Muskovit breiten sich kreuz und quer in den Flasern aus. Nebengemengteil: Zirkon. Erz fehlt.

c) *Biotitreicher Hornfelsgneis.* Das gleichmässig graubraune, sehr dichte Gestein ist auf seinem Hauptbruch von kleinen Glimmerschüppchen bedeckt, während der Querbruch extrem feinkörnig erscheint. Biotit, Plagioklas und Quarz bilden ein unverzahnt grano-

blastisches, hornfelsartiges Gefüge; Kalifeldspat und Muskovit fehlen. Die schmalen, kurzen, stark pleochroitischen Biotitschüppchen sind parallel angeordnet und frei im Gefüge verteilt (nicht in Zügen). Manchmal trifft man einzelne etwas grössere Quarzlinschen, die in der Schieferungsrichtung gestreckt sind. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz.

5. *Lamprophyre*

Die Lamprophyre, an Mächtigkeit zwischen wenigen cm und einigen m schwankend, setzen meist im massigen oder etwas geschieferten Mönchalpgranit auf; soweit die Verbandsverhältnisse aufgeschlossen sind, beobachtet man, dass die Gänge den etwas geschieferten Granit unter spitzem Winkel deutlich durchschneiden. Am Ostabsturz des Mönchalpthälispitz gegen das obere Novaier Thäli (Koord. 789,950 : 189,725 km) trifft man mehrere deutlich durchgreifende Gängchen von 1—5 cm Mächtigkeit, die sich etwa 30 m weit verfolgen lassen. Ebenso steht 700 m westlich vom Mönchalpthälispitz auf dem Westkamm[1]) (Koord. 189,050: 790,000 km) ein 40 cm mächtiger Gang an, der den Granit in spitzem Winkel zu dessen Schieferung durchschneidet. Zwei andere Gänge finden sich im oberen Mönchalpthäli: Steigt man vom Grossen Thälikopf[2]) gegen das Reff[3]) empor, so gelangt man im Hintergrund des Thäli auf H. 2470 m zu einem Moränenwall; unmittelbar vorher erhebt sich zur linken Hand ein kleiner Felskopf; er steckt linsenartig mit scharfem Kontakt im umgebenden Gestein (Mischgneise) und besteht aus lamprophyrischem Gestein; auf eine feinkörnige Randfazies folgen im Innern grobkörnigere Varietäten. Der andere Gang steht an in der Ostwand des Mönchalpthäli (sog. „dunkle Thäliritzen") auf H. 2500 m (Koord. 789,850 : 189,000 km); er ist über 1 m mächtig und durchbricht den Granit. Alle

[1]) Die Höhenlage beträgt etwa 2560 m; die Siegfriedkarte verzeichnet allerdings nur eine Höhe von 2400 m.

[2]) Der Grosse Thälikopf, etwa 600 m S vom Mönchalpthälispitz gelegen (Koord. 789,625 : 189,200 km), ist auf der Siegfriedkarte mit einem kleinen Ring der Isohypse 2430 m angegeben.

[3]) Als Übergang *„Beim Reff"* bezeichnen ortskundige Leute den Übergang, der vom Mönchalpthäli ins *südliche* Novaier Thäli führt und den Gebirgskamm *400 m N von P. 2722* überschreitet (Koord. 790,175: 189,350 km). Die Siegfriedkarte setzt irrtümlicherweise den Namen 250 m NNW der richtigen Passlücke; an dieser Stelle befindet sich kein Übergang. Der Name rührt von einem auffälligen Felsblock her, der sich auf der richtigen Passlücke befindet und die Gestalt eines Traggestells („Reff") besitzt.

diese Gänge sind in ihrem Gesteinscharakter zusammengehörig oder identisch und deutlich als Gänge zu erkennen.

Die Lamprophyre sind feinkörnige, manchmal geschieferte, häufiger massige Gesteine von dunkelgrüngrauer Farbe. Von Auge erkennt man spiegelnde Hornblendekriställchen und zuweilen auch kleine Granatkörner mit schmalen Kelyphitringen. Auf Schieferungsflächen sind matte weisse Schüppchen zu sehen, die sich mikroskopisch als farbloser Chlorit und ausgebleichter Biotit erweisen.

1. Die grobkörnigeren Lamprophyre sind *Eklogitamphibolite;* sie bestehen aus Hornblende und Granat. Die Hornblende ist leicht grünlich, schwach oder gar nicht pleochroitisch (aktinolithisch) und oft schilfig bis faserig ausgebildet (uralitisch). Häufig wird sie erst randlich, dann vollständig in ein symplektitisches Gewebe kleiner, gerundeter, länglicher Körner von gleicher optischer Orientierung aufgelöst, wobei im Innern oft grössere Fetzen reliktischer Hornblende erhalten bleiben. Der Granat bildet rundliche Körner, die oft noch von kristallographischen Umrissen begrenzt oder schon von schmalen oder breiteren Kelyphitringen umgeben sind. Manchmal ist der ganze Granit durch ein wirrfaseriges oder radialstrahliges, symplektitisches Hornblende-Gewebe ersetzt, das zuweilen noch Granatrelikte umschliesst; die rundliche oder seltener sogar gut kristallographische Umgrenzung dieser Aggregate zeigt, dass es sich hier um Granatpseudomorphosen handelt. Im weitern Verlauf der Umwandlung sammeln sich erst randlich, dann auch im Innern dieser Aggregate bräunliche Massen an, die aus Zoisit bestehen und das Hornblende-Gewebe schliesslich vollständig verdrängen; in ihrem Innern werden grössere Zoisitkörner neugebildet. Plagioklas tritt nur in geringer Menge auf. Quarz kommt untergeordnet in scharf abgegrenzten, rundlichen bis länglichen Körnern vor. Nebengemengteile: Ilmenit, Rutil, Magnetkies, Apatit.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:	
Hornblende	58 %	Granatkörner	0.25 mm im Durchm.
Granat und Granatpseudomorphosen	32 %	Hornblende	0.24 : 0.60 mm
Erz	6 %	Hornblendemikrolithen	0.004 : 0.006 mm
Quarz	4 %		

2. Die feinkörnigeren Lamprophyre sind *gewöhnliche Plagioklasamphibolite.* Sie bestehen aus einem granoblastischen Gefüge von Hornblende und Plagioklas. Die grüne Hornblende mit stark aktinolithischer Tendenz zeigt meist gute Formgestaltung. Der Plagioklas füllt die Interstitien zwischen den Hornblendeprismen

oder bildet selbständige Körner; er ist meist stark saussuritisiert und serizitisiert; manchmal haben sich auch frische, klare, stark zonarstruierte Körner von Albit-Oligoklas neugebildet. Farbloser, gering doppelbrechender Chlorit und schmutziger, hellrotbrauner Biotit in Parallelverwachsung miteinander treten ziemlich häufig auf. Nebengemengteile: Ilmenit, Magnetkies, Titanit, Rutil (vereinzelt), Apatit; Limonit.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:	
Hornblende	52 %	Hornblende	0.12 : 0.42 mm
Plagioklas	37 %	Plagioklas	0.08 : 0.14 mm
Biotit und Chlorit	8 %	Biotit und Chlorit	0.05 : 0.025 bis 0.10 : 0.25 mm
Erz	3 %		

Eklogitamphibolitische und plagioklasamphibolitische Gesteine treten bald getrennt, bald verbunden auf; manchmal bilden letztere eine feinkörnige Randfazies um die ersteren. Die ersteren sind stets massig, die letzteren bald massig, bald geschiefert.

Mönchalpgranitische Gesteine ausserhalb der Flüelagruppe

1. *Der Mönchalpgranit vom Piz Fless* (vgl. S. 103)

Der Mönchalpgranit vom P. Fless ist ein weisses, feinkörniges granitisches Gestein (Korngrösse 1 mm), das auf der Vereinapasshöhe in grossen Blöcken vorkommt, die aus dem Nordabhang des P. Fless stammen. Das Gestein besteht aus Biotit (in kleinen Tafeln, sehr reichlich), Muskovit (in etwas grösseren Schuppen, aber untergeordnet), Pinit (als kleine, dichte, graugrüne Massen), Feldspat (kleinkörnig, matt spiegelnd; grössere Individuen fehlen) und Quarz. Das Gestein wittert weiss an; der „frische" Bruch zeigt rötliche Farbe (Absatz limonitischer Substanz an den Körnergrenzen). Sehr häufig sind biotitreiche Schlieren und Schiefereinschlüsse.

U. d. M.: *Kalifeldspat* fehlt vollkommen. *Plagioklas* zeigt von einheitlichen Kristallen alle Übergänge zu vollständig granulierten Individuen; kleine *Muskovit*schuppen sind den Körneraggregaten reichlich eingestreut, sie sammeln sich zu grösseren Muskovittafeln. Schwarzer *Biotit* mit tiefem Pleochroismus ist randlich ausgefranst und von einem Kranz kleiner Biotit- und Serizitschüppchen umgeben. *Pinit,* in rundlichen, scharf umgrenzten Aggregaten auftretend, besteht aus einem feinschuppigen Gewirr eines weissen Glimmers mit Einlagerungen von Muskovit- und Biotittafeln. *Muskovit* tritt als Neubildung aus Pinit auf oder ist durch Sammelkristallisation aus granuliertem serizitisiertem Plagioklas gebildet. *Quarz,* zu einem grobkörnigen, leicht verzahnten Pflaster desaggregiert, tritt in Nestern auf und ist gegen die andern Gemengteile gut abgegrenzt. *Nebengemengteile:* Apatit, Zirkon, schwarzes Erz; Chlorit, Limonit.

Textur: massig. Struktur: granitisch körnig, eckig verzahnt, mosaikartig.

Trotz einigen Abweichungen ist der mönchalpgranitische Charakter des Gesteins klar erkenntlich.

2. *Die Cordieritgranite der Ötztaler Alpen* (vgl. S. 111)

Von ihnen stimmt besonders der Winnebachgranit makroskopisch und mikroskopisch weitgehend mit dem Mönchalpgranit überein. Die Textur ist richtungslos; neben kleinkörnigen (Korngrösse 1 mm) treten auch porphyrartige Abarten auf. Der *Quarz* „bildet grosse klare Körner von unregelmässiger Form, deren flache runde Einbuchtungen manchmal an Formen magmatischer Korrosion erinnern"; undulöse Auslöschung nur gering. Der *Plagioklas* ist vollständig „ersetzt durch Aggregate äusserst kleiner Körnchen; man könnte beim ersten Anblick an eine Art Mörtelstruktur (Mikrobreccie) denken, doch zeigt der ungestörte Zustand der grossen Quarze und der Glimmer, dass dies nicht zutrifft". *Kalifeldspat* zeigt alle Stadien der Granulierung; zuweilen beobachtet man Umwandlung eines Kalifeldspats in ein Plagioklas-Quarz-Körnergemenge. *Biotit* tritt in oft dicken Schuppen von tiefem Pleochroismus, *Muskovit* weniger häufig und gleichfalls in grösseren Schuppen auf. *Cordierit* bildet makroskopisch sechsseitig prismatische Kristalle oder gerundete, unregelmässig geformte Häufchen und ist vollständig in eine dichte graugrüne Substanz (Pinit) übergeführt, die mikroskopisch als nesterartige Anreicherung kleinschuppigen Muskovits erscheint. Kataklase fehlt. Schieferbruchstücke sind reichlich eingeschlossen. Der Granit hat regional eine sehr beschränkte Verbreitung. Daneben treten Granitgneise und Augengneise auf, die eine erst nach der Verflaserung eingetretene Umkristallisation aufweisen. Der Granit ist begleitet von sauren und basischen Gängen; letztere sind Diabase und Diabasporphyrite mit typisch ophitischer Struktur.

Die Verbandsverhältnisse sind verschiedenartig. Der Winnebachgranit „durchbricht stockförmig die Schiefergneise und breitet sich in Form einer feinen Durchdringung in den stark aufgeblätterten und wohl auch aufgeschmolzenen Schiefern aus, wobei er zahllose Fragmente derselben einschliesst. Es ergaben sich dabei Migmatite, welche jede deutliche Abgrenzung unmöglich machen". Während der „Granitisationsbereich des Winnebachgranits nur ganz unscharf abgegrenzt" ist, fehlt dem Sulztalergranit ein grösserer Durchäderungs- und Einschmelzungshof; der Sulztalergranit ist einer grossen Biotitaugengneismasse eingelagert und gegen sie beiderseits durch Quetschzonen abgegrenzt; doch wird zuweilen beobachtet, dass der feinkörnige Granit den grobkörnigen Augengneis in schmalen Gängen durchbricht. Der Inzingergranit ist den umgebenden Granitgneisen konkordant eingelagert ohne Ausbildung eines Injektionshofes; er soll höheres Alter besitzen und den Sulztaler Biotitaugengneisen gleichzustellen sein.

Chemismus und genetische Verhältnisse

1. *Intrusionsverhältnisse*

Der Mönchalpgranit bildet einen langgestreckten, schmalen Intrusivkörper, der konkordant zwischen Paragneise und Amphibolite eingedrungen ist. Er scheint etwas älter zu sein als die Flüelagranitgneise, wenn auch beide Gesteinsgruppen demselben magmatischen Zyklus angehören mögen.

Bei der Intrusion des Mönchalpgranits fand eine Aufschmelzung von Paramaterial in grösserem Ausmass statt. Ein Teil dieser Stoffe wurde ins Magma aufgenommen und führte zur Bildung von Cordierit und Pinit; der übrige Teil, der vom Magma nicht angeeignet („verdaut") werden konnte, blieb im Granit in Form von Schiefereinschlüssen erhalten. Es handelt sich ausschliesslich um Paragneise und Quarzite, die als geschieferte oder massige Hornfelse vorliegen; Amphibolithornfelse wurden nicht angetroffen. Der Kontakt ist im wesentlichen ein *Hornfelskontakt* ohne Injektionserscheinungen, wie letztere für die Flüelagranitgneise so charakteristisch sind. Zur Erklärung dieser Erscheinungen ist anzunehmen, dass das intrudierende Magma verhältnismässig arm an leichtflüchtigen Bestandteilen war.

Infolge der Tendenz zur Einschmelzung von sedimentogenem Material und der doch nur beschränkten Assimilationsfähigkeit ist es zu erwarten, dass der Erstarrungsvorgang sich nicht als einfacher, einsinniger Prozess abgespielt hat. Darauf deuten die im Kalifeldspat eingeschlossenen armierten Relikte von Biotit und Plagioklas und die scheinbar magmatische Korrosion des Quarzes.

2. *Chemismus.*

Über den Chemismus geben die nachstehenden Analysen Auskunft.

Tabelle 6

Mönchalpgranit

Analytiker: P. Esenwein, Basel

	I	II.
SiO_2	68.78	68.72
TiO_2	.84	.53
Al_2O_3	13.31	14.89
Fe_2O_3	1.49	.86
FeO	3.13	2.77
MnO	.07	.08
MgO	1.65	1.29
CaO	1.31	1.38
Na_2O	2.72	2.83
K_2O	4.17	4.98
H_2O^+	1.18	1.28
H_2O^-	.10	.08
P_2O_5	.30	22
	100.05	99.91

(Molekularwerte)

	I.	II.
si	335	325
al	37.5	41.5
fm	30	23.5
c	7	7
alk	25.5	28
k	.50	.54
mg	.40	.40
T	+5	+6.5
h	19	20
c/fm	.23	.30
Schnitt	2 (E)	3 (E)
Magma-typus	tasna-granitisch	rapa-kiwitisch

I. Massiger Mönchalpgranit. Mönchalpberg. Reich an Kalifeldspat, mit Pinitaggregaten; Plagioklas untergeordnet.

II. Geschieferter Mönchalpgranit. Mönchalpthal. Reich an Plagioklas, Muskovit und Biotit; Kalifeldspat untergeordnet, Pinit fehlt.

Bei granitischem si ist besonders fm sehr hoch und c ziemlich niedrig; al und alk sind beide hoch; ebenso k, das 0,50 übersteigt. Der Mönchalpgranit besitzt damit einen deutlichen Einschlag in die Kalireihe. Den Molekularwerten entsprechend sind Quarz, Alkalifeldspäte, Glimmer und eventuell Pinit Hauptgemengteile. Obwohl beide Analysen mit ihren Projektionspunkten ins Eruptivfeld fallen und mit Magmentypen identifiziert werden können, ist damit noch nicht erwiesen, dass es sich beim Mönchalpgranit wirklich um ein rein magmatisches Differentiationsprodukt handelt. Im Gegenteil ist es wahrscheinlich, dass das ursprüngliche granitische Magma durch die Aufschmelzung des Paramaterials in seinem Chemismus verändert worden ist (hohes fm!).

Eine Analyse des *Winnebachgranits* (41) ergab folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	T
312	44	30	4	22	.51	.42	.13	+18

Charakteristisch ist das hohe fm und das niedrige c; wiederum übersteigt k 0,50. Der Tonerdeüberschuss ist hier aber bedeutend grösser als beim Mönchalpgranit; die Analyse fällt ins Tonerdefeld, ein zugehöriger Magmentypus kann nicht gefunden werden. Diese Tatsachen stimmen sehr gut mit der Annahme überein, dass der Winnebachgranit wie der Mönchalpgranit durch die Aufschmelzung von Schiefermaterial chemisch verändert worden ist (Anreicherung von al und fm im reichlich vorhandenen Glimmer und im Pinit).

W. HAMMER (41) vergleicht den Winnebachgranit wegen seines c/fm-Verhältnisses mit evisitischen Magmen, bei denen doch stets alk $>$ al (!) und k wie mg klein sind. Auch die Übereinstimmung mit dem tasnagranitischen Magma ist keine gute, weil bei demselben die Differenz al — alk 12 Einheiten gewöhnlich nicht übersteigt. Besser ist die Übereinstimmung mit einem feinkörnigen Granitporphyr aus dem Schwarzwald, der von J. Jakob analysiert und von S. K. Ray (71, S. 96) beschrieben worden ist und der folgende Werte aufweist:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	T
308	39	30	4	27	.42	.35	.13	+8

Der Tonerdeüberschuss wird auf die Zersetzung des Biotits zurückgeführt, der niedrige c-Wert durch Kalkwegfuhr erklärt; ein Magmentypus wird nicht angegeben. Jedenfalls liegt auch hier kein unverändertes magmatisches Gestein vor.

Eine gewisse Ähnlichkeit zeigt der Mönchalpgranit mit dem gleichfalls pinitführenden *Vallorcinegranit* aus dem Massiv der *Aiguilles Rouges* (75):

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	T
Normaler Granit	336	45	13	7	35	.44	.47	.54	+3
Gequetschter Granit	349	46.5	13	5	35.5	.46	.40	.38	+6
Ultramylonit	302	43	20.5	6.5	30	.37	.41	.32	+6.5

Bei normalem al — alk ist fm hoch und c niedrig; der Tonerdeüberschuss

hält sich in den gleichen Grenzen wie beim Mönchalpgranit. Im Gegensatz zu letzterem ist k hier etwas geringer, sodass die Gesteine eher der Kalkalkalireihe zuneigen. Auch beim Vallorcinegranit ist es möglich, dass Aufschmelzung von Schiefermaterial seinen Chemismus beeinflusst hat.

3. *Umwandlungen*

Der typische, richtungslose Mönchalpgranit kommt nur in einigen grösseren Linsen vor, die in den Granitgneisen und Streifengneisen stecken. Doch hat auch er gewisse Umwandlungen erfahren. Die wichtigsten sind Granulierung der Feldspäte, Verdrängung des Kalifeldspats durch Plagioklas und Pinitisierung des Cordierits.

In den Dünnschliffen wurde beobachtet, dass — ausgehend von einem an *Kalifeldspat* sehr reichen Gestein — derselbe mehr und mehr von Plagioklas *verdrängt* wird, sodass zuletzt ein nahezu orthoklasfreies Gestein entsteht. Es war zu vermuten, dass mit dieser Umwandlung ein Alkaliumtausch verbunden sei. Die von den beiden Endgliedern ausgeführten Analysen stimmen jedoch im wesentlichen überein (abgesehen von einigen primären Differenzen); das nahezu orthoklasfreie Gestein besitzt sogar etwas höheres alk und k als das kalifeldspatreiche. Eine Änderung im Chemismus hat also nicht stattgefunden. Da das zweite Gestein mehr Glimmer enthält als das erste, so ist anzunehmen, dass ein entsprechender Anteil desselben auf Kosten des Kalifeldspats gebildet wurde. Kalifeldspat und Pinit des ersten Gesteins sind im zweiten durch Muskovit, Biotit und Plagioklas ersetzt. Die Ursache dieser Umwandlung ist noch unklar.

Sehr eigenartig ist der im Mönchalpgranit auftretende *Kornzerfall:* der Plagioklas ist von der Granulierung vollständig überwältigt worden, während der Kalifeldspat ihr nur teilweise erlegen und der Quarz fast ganz intakt geblieben ist. Dieser Kornzerfall ist nicht als Mörtelbildung zu deuten. Die verschiedenen Mineralien, die in sehr verschiedener Weise auf dieselbe Ursache reagierten, blieben als Ganzes erhalten; ihre Grenzlinien sind ganzrandig oder nur gering verzackt. Kataklastische Erscheinungen fehlen fast ganz (besonders ist beim Quarz die sonst sehr schnell und stark sich einstellende undulöse Auslöschung nur gering); auch fehlen Ansätze zu einer Paralleltextur. Die Ursache muss nach W. Schmidt (82) in speziellen Druckverhältnissen gesucht werden, die zunächst eine Deformation der Kristallgitter bewirkten; die kleinen Teile eines Mineralkorns suchten dann die Deformation aufzuheben und ihre Kristallgitter deformationsfrei den neuen Verhältnissen anzupassen, ohne ihre Lage zu den Nachbarteilchen zu ändern (Bindungsfreiheit

ohne Lagefreiheit); so entstand ein Kornzerfall der Mineralien unter Erhaltung ihrer Form.

Tiefgreifendere Umwandlungen haben die Granitgneise und Streifengneise erfahren, die aus dem Mönchalpgranit durch eine vollständige Umkristallisation entstanden sind. Die grossen Kalifeldspatkristalle wurden zu Augen ausgezogen, Quarz und Feldspäte in Flasern und dünne Lagen gepresst; ausserdem stellte sich eine gute Paralleltextur ein. Bei dieser Umkristallisation fand eine deutliche Kornvergröberung statt: die einzelnen Körner der Körneraggregate sind alle etwas gestreckt und umso grösser, je stärker die Beanspruchung war. Auch Biotit und Muskovit wurden umgeformt und stellten sich in die Schieferungsflächen ein; die Pinitaggregate sind verschwunden. Die Ausbildung der Granitgneise und Streifengneise ist die Folge einer Stressbeanspruchung bei erhöhter Temperatur; sie äusserte sich nicht in Kataklase, sondern in vollständiger Rekristallisation.

Auch die basischen Gänge, die den Mönchalpgranit durchsetzten, sind stark umgewandelt worden und liegen heute als Amphibolite vor.

4. *Zur Altersfrage*

Die starken Umwandlungen, die die mönchalpgranitischen Gesteine erlitten haben, können nicht auf die alpine Faltung zurückgeführt werden und weisen darauf hin, dass diese Gesteine einen guten Teil der herzynischen Faltung mitgemacht haben. Sie sind vermutlich etwas älter als die flüelagranitischen Intrusionen, die nachher noch in die Mönchalpzone eingepresst worden sind. Doch fügen sie sich chemisch gut in die Serie der flüelagranitischen Gesteine ein (vgl. S. 206), sodass der Altersunterschied nicht sehr gross sein dürfte. Für die weiteren Altersbeziehungen vergleiche man das bei den Flüelagranitgneisen Gesagte (S. 212).

Auch die Beobachtungen an den Ötztaler Pinitgraniten laufen im grossen Ganzen auf eine Gleichzeitigkeit mit den flüelagranitischen Gesteinen hinaus. Der Winnebachgranit wird zwar wegen Verbandsverhältnissen und Ganggefolgschaft als jüngste granitische Intrusion angesehen; doch sind die Lagerungsverhältnisse noch nicht ganz klar, auch kann der Altersunterschied gering sein; der Inzingergranit wird schon jetzt den Sulztaler Biotitaugengneisen gleichgestellt. Der Winnebachgranit ist zwar von Gängen durchbrochen, die mit den wenig metamorphen Diabasen der Flüelagruppe identisch zu sein scheinen; doch muss darauf hingewiesen werden, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen Granit und Diabasen nicht erwiesen ist.

Die flüelagranitischen Intrusionen und ihre Injektionszonen

A. Die Flüelagranitgneise

Allgemeines

Die Flüelagranitgneise besitzen eine grosse Verbreitung durch die ganze Silvrettagruppe. Die hellen, frischen Gesteine mit meist guter Paralleltextur bilden oft grössere Komplexe, die randlich von Injektionszonen mit mannigfaltigen Mischgesteinen begleitet sind. Es lassen sich nach der Ausbildung der Gesteine verschiedene Haupttypen herausgreifen, die aber alle als Glieder ein und derselben Intrusion miteinander in genetischer Beziehung stehen und daher unter der Bezeichnung „Flüelagranitgneise" zusammengefasst werden sollen.

Zur Nomenklatur:

Der Begriff „Gneis" wird hier grundsätzlich in rein beschreibendem Sinn (für Gesteine mit Paralleltextur) und nicht in genetischem Sinn (für metamorphe Gesteine) gebraucht; die Frage nach dem Ursprung der Paralleltextur wird dadurch nicht präjudiziert.

G. Theobald (104) hat alle flüelagranitischen Gesteine einfach als „Gneise" bezeichnet, dafür viele Paragneise zu den Glimmerschiefern gestellt. Alb. Heim hat auf der geologischen Übersichtskarte der Schweiz den grobflaserigen Granitgneis als „Protogin" ausgeschieden und damit den allgemeinen Gesteinscharakter richtig hervorgehoben; doch muss dieser Name fallen gelassen werden, da er heute in anderem Sinn gebraucht wird. Der grobflaserige Granitgneis wird von F. Escher (18) als „Granit von Oberalpen" und „Granitgneise von Monstein und Val Sertig", von A. Spitz (86) als „Sursassgranit" bezeichnet; der „Granit von Oberalpen" erwies sich mir an Ort und Stelle als sehr grobflaseriger Granitgneis mit deutlicher Paralleltextur; die von A. Spitz und G. Dyhrenfurth im Textband (85) erwähnten „Granite" werden auf der Karte richtig als Granitgneise ausgeschieden; typische Granite sind also hier noch keine bekannt. Den aplitisch-pegmatitischen Gneis nennt F. Escher „gewöhnlichen Silvrettagneis"; dies ist nicht zu empfehlen, da dieses Gestein in der zentralen Silvretta, soweit ich sie begangen habe, nur untergeordnet vorkommt.

Ich ziehe es vor, für die Gesamtheit der hieher gehörigen, in der ganzen Silvrettagruppe verbreiteten granitischen Gesteine einen gemeinsamen Sammelnamen („Flüelagranitgneise") zu wählen und die einzelnen Gesteinstypen nach ihrem petrographischen Charakter zu bezeichnen. (Auf der geologischen Übersichtskarte Tafel I sind der Übersichtlichkeit wegen die gleichfalls zu den Flüelagranitgneisen gehörigen Gesteine der Vereina-Zone als „Vereinagneise" abgetrennt worden.)

Petrographische Beschreibung

1. *Granitgneise*

Der *grobflaserige Granitgneis,* der besonders in der grossen Intrusionszone Flüela Weisshorn-Sentishorn vorkommt, besitzt peg-

matitisches Aussehen und deutliche, flaserige Paralleltextur. Grosse Kalifeldspäte (meist Karlsbader Zwillinge, stets zu Augen gerundet), kleinere Quarzadern und -linsen und einzelne mattweisse Plagioklaskörner liegen in einem dichten, weissen Grundgewebe. Der Muskovit bildet grosse Flatschen, der Biotit kommt in dickeren Schuppen vor und ist teilweise in Nestern angehäuft; beide Glimmer markieren den gewellten Hauptbruch und umhüllen flaserartig die grossen Kalifeldspataugen. — Der Biotit ist häufig etwas chloritisiert; oft beobachtet man auf den Schieferungsflächen einen Anflug von Serizit. Seltener ist der Biotit vollständig verschwunden, und das Gestein wird von Chlorit- und Serizithäuten durchzogen.

U. d. M. erkennt man, dass die Gemengteile in zwei verschiedenen Ausbildungsarten vorkommen, einmal in grösseren Individuen mit mehr oder weniger guter Formgestaltung, dann als Körner eines bienenwabenartig struierten Grundgewebes (vgl. Taf. VI, Fig. 1 und 2).

Der augenartig auftretende *Kalifeldspat* zeigt stets perthitische Entmischung und ist meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, Mikroklingitterung wurde nie beobachtet; er ist meist frisch, seltener leicht bräunlich getrübt, nie serizitisiert. Er enthält Einschlüsse von Quarz und von klarem Plagioklas mit inverser Zonarstruktur, seltener von Glimmer oder von Grundgewebe; randlich tritt manchmal etwas Myrmekit auf. Zuweilen zerfällt der Kalifeldspat in ein grobkörniges Pflaster (Granulierung). Der *Plagioklas* (saurer Oligoklas von 8—13 % An) tritt nicht sehr reichlich in Individuen von mittlerer Grösse auf; er ist meist nach dem Albitgesetz verzwillingt und stets etwas serizitisiert. Der *Quarz* bildet fast ausschliesslich grössere derbe Massen in Gestalt von Linsen, Nestern und Adern; er ist klar und zeigt keine Risse oder Sprünge; meist ist er stark undulös und innerlich zerbrochen, wobei die einzelnen Teile mit stark verzackten Rändern aneinandergrenzen; Einschlüsse sind selten. Der *Biotit* bildet kurze, dicke Tafeln, die oft zu Nestern und Flasern zusammentreten; er besitzt intensiven Pleochroismus von strohgelb nach dunkelrotbraun und enthält reichlich pleochroitische Höfe; häufig ist er chloritisiert, manchmal schmutzig gelb ausgebleicht. Der *Muskovit* tritt in langgestreckten Schuppen und Flasern auf; er wird meist von Biotit begleitet. Gelegentlich lässt sich beobachten, wie grössere Muskovitflasern in eine Anzahl kleiner Schuppen aufgelöst werden und als solche ins Grundgewebe eintreten. In andern Fällen sind Muskovitflasern zu Gleithorizonten ausgebildet und in Serizitmörtel umgewandelt.

Das unverzahnt gleichkörnige und kleinkörnige, pflasterartige *Grundgewebe* besteht aus Plagioklas oder Plagioklas und Muskovit; untergeordnet tritt auch etwas Kalifeldspat[1]) auf; Quarz und Biotit sind sehr selten (in vereinzelten Fällen, so beim Gestein von Abb. 1 auf Taf. VI, ist das Grundgewebe zu gleichen Teilen aus Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammengesetzt, denen untergeordnet Muskovit und Biotit beigemengt sind). Der Plagioklas ist ganz frisch oder leicht serizitisiert; er zeigt inverse Zonarstruktur und Albitverzwillingung; er besitzt die gleiche Zusammensetzung wie die grösseren Plagioklasindividuen; manchmal beobachtet man, dass grössere Plagioklaskörner allmählich in ein reines Plagioklaspflaster übergehen (Granulierung). Bei tektonischer Beanspruchung entwickelt sich aus dem Grundgewebe ein Mörtel, der die grösseren Kristalle umhüllt und schützt.

Nebengemengteile: Apatit sehr reichlich, sowohl in grösseren Körnern zusammen mit den Glimmern als auch in Mikrolithen unter den Feldspäten verteilt; schwarzes Erz in kleinen Körnern.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:	
Quarz	33 %	Kalifeldspataugen	2 : 4 cm
Kalifeldspat	36 %	Quarzlinsen	1.5 : 5 mm
Plagioklas	25 %	Plagioklaskristalle	0.65 : 0.85 mm
Biotit	4 %	Biotittafeln	0.6 : 1.4 mm
Muskovit	2 %	oft in Flasern	1.0 : 4.0 mm
		Muskovitschuppen	0.13 : 0.65 mm
pflasterartiges Grundgewebe:			
		Feldspatkörner:	0.10 : 0.10 bis 0.25 : 0.25 mm
		Glimmerschuppen:	0.03 : 0.13 bis 0.10 : 0.30 mm

Der grobflaserige Granitgneis ist dasjenige Gestein aus der Serie der Flüelagranitgneise, das nach Mineralbestand und Chemismus am ausgeprägtesten granitischen Charakter besitzt. Doch hat das ursprüngliche Gestein, ein porphyrartiger Granit, eine wesentliche Umkristallisation erfahren (augenartiger Kalifeldspat, Granulierung beim Plagioklas, Sammelkristallisation beim Quarz, Paralleltextur).

Ein ähnliches Gestein ist der *granitische Augengneis,* der in der Vereinazone sehr verbreitet und im oberen Teil des Vereinasträsschens gut aufgeschlossen ist. Das flaserige, gut geschieferte Gestein enthält häufig grössere Kalifeldspataugen; in den Flasern sind die leicht bläulichen Quarznester und die weisse Feldspatsubstanz angehäuft. Vom grobflaserigen Granitgneis unterscheidet

[1]) F. ESCHER (18) bemerkt, dass die „Grundmasse" fast ausschliesslich aus Orthoklas bestehe und Albit-Oligoklas nur untergeordnet auftrete. Diese Angabe beruht auf Irrtum, wie eine Nachprüfung seiner Schliffe ergab.

es sich hauptsächlich durch geringeres Korn und grösseren Biotitgehalt. Der Kalifeldspat zeigt oft Mikroklingitterung (wahrscheinlich sekundär als Stresswirkung) und ist zuweilen granuliert; häufig ist er von Myrmekit umgeben, der ihn zu verdrängen scheint. Die derben Quarzmassen sind in sich gebrochen, aber meist nur gering undulös. Die pflasterartig struierte Feldspatsubstanz besteht aus Kalifeldspat, Plagioklas und wenig Quarz; dazu tritt reichlich Myrmekit und Tropfenquarz im Plagioklas. Der stark pleochroitische, dunkelrotbraune, violettlich schimmernde Biotit tritt in grösseren Flasern auf und enthält viele und grosse pleochroitische Höfe um Körner von Zirkon und Orthit; häufig ist er randlich ausgebleicht oder chloritisiert. Daneben erscheinen einige kataklastische Wirkungen. —

Mehrfach sind Schollen dunkler Gesteine eingeschlossen, die das Aussehen feinkörniger, glimmerreicher Schiefergneise besitzen. Biotit (mit stark *roten* pleochroitischen Farbtönen; in kleinen Schuppen, randlich ausgebleicht, nie chloritisiert), Plagioklas (etwas serizitisiert) und Kalifeldspat (frisch, teilweise mit Mikroklingitterung) bilden ein hornfelsartiges Gefüge, in welchem sich Nester und Flasern von Muskovit befinden; Quarz fehlt vollständig. Nebengemengteile: Apatit, Leukoxen, Chlorit. — Die Entstehung dieser Schollen ist nicht ganz klar; vermutlich handelt es sich um granoblastisch umkristallisierte basische Putzen.

Auch in der Mönchalpzone (besonders in ihrem südlichsten Teil) trifft man gut geschieferte *granitische Lagen- und Augengneise.* Die Schieferungsflächen sind von vielen Biotitschuppen und einigen Muskovitblättchen bedeckt. Der Querbruch zeigt eine Aufeinanderfolge von hellen, ca. 1 mm dicken, körnigen Quarz-Feldspatlagen mit granoblastischer Struktur; oft sind langgestreckte, schmale Quarzlinsen eingeschaltet. In einzelnen Gesteinen treten grössere Kalifeldspataugen auf; sie sind oft zu einem Aggregat grösserer Körner granuliert, an deren Grenzen Quarzinfiltration und leichte Mörtelbildung stattfand. Randlich finden sich häufig Myrmekitzapfen. Streckungshöfe von Quarz schliessen sich in der Schieferungsrichtung beidseits an die Augen an.

Mengenverhältnisse: Quarz 35 %, Plagioklas 29 %, Kalifeldspat 20 %, Biotit 13 %, Muskovit 3 %.

2. *Aplitisch-pegmatitischer Gneis*

Das Gestein, das im Flüelamassiv die Hauptmasse bildet, ist ein mittel- bis feinkörniger, heller Orthogneis mit vorzüglicher

Paralleltextur. Auf den Schieferungsflächen bildet der Muskovit isolierte kleine, oft sehr dicke Tafeln; Biotit fehlt vollständig. Den Querbruch bildet ein körniges Gefüge von Quarz, Feldspäten und Muskovit.

U. d. M.: Auch hier sind zwei nach ihrer Grösse verschiedene Ausbildungsarten der Gemengteile vorhanden, doch mit kontinuierlichem Übergang und nicht so typisch wie beim grobflaserigen Granitgneis. Mittelgrosse Kristalle von Plagioklas und (seltener) Kalifeldspat, sodann Quarzkörner und Muskovittafeln werden umhüllt von einem aplitisch verzahnten Grundgewebe, das an Menge stark zurücktritt. Der *Plagioklas* (Albit von 0—5 % An), der meist in grösseren Individuen auftritt, ist fast immer absolut frisch (wasserklar), selten ganz gering serizitisiert. Er ist häufig nach dem Albitgesetz verzwillingt und enthält gerundete und tropfenartige Einschlüsse von Quarz. Der *Kalifeldspat* kommt nur selten in grösseren, perthitisch entmischten Individuen vor; meist bildet er kleinere, klare oder leicht bräunlich pigmentierte, nie serizitisierte Körner, in denen vereinzelt schmale Albitspindeln ausgeschieden sind. Der *Quarz* tritt in kleineren und grösseren Körnern auf, die nach Art der Feldspäte vom aplitischen Grundgewebe umgeben werden: er ist einschlussfrei und leicht undulös auslöschend. Eine Anreicherung von Quarz in Nestern, Linsen oder Adern fehlt vollständig. Der *Muskovit* bildet langgestreckte, dicke Tafeln; sie sind nur selten zu Gleitflächen umgebildet. Das aplitische *Grundgewebe* besteht aus Kalifeldspat, Quarz und untergeordnet Plagioklas, besitzt mittleres Korn und ist gegen die grösseren Individuen, die es umhüllt, oft nur undeutlich abgegrenzt. Manchmal wird die Ausbildung grösserer Mineralkörner unterdrückt, und dann zeigt das ganze Gestein eine homogene, etwas ungleichkörnige verzahnte Struktur. Bei tektonischer Beanspruchung wird das Grundgewebe zu einem Quarz-Feldspat-Mörtel zerrieben, der die grösseren Mineralkörner vor kataklastischen Wirkungen schützt. *Nebengemengteile:* Apatit in Körnern und Mikrolithen; Zirkon als längliche Körner mit pleochroitischen Höfen im Muskovit; spärlich schwarzes Erz; selten Chlorit (aus Biotit).

Mengenverhältnisse:	
Quarz	33 %
Kalifeldspat	30 %
Plagioklas	29 %
Muskovit	8 %

Dimensionen:

Grössere Quarz- und Feldspatindividuen
0.35 : 0.50 bis 0.60 : 1.0 mm
Kleinere Quarz- und Feldspatkörner
0.20 : 0.26 bis 0.35 : 0.50 mm
Muskovitschuppen und -flasern
0.15 : 0.60 bis 0.50 : 1.60 mm

Der in der Flüelagruppe sehr verbreitete aplitisch-pegmatitische Gneis gehört zu den typischen aplitischen Gesteinen. Ob Struktur und Textur primär magmatisch (aplitisch, Piezokristallisation) oder sekundär metamorph (granoblastisch, Kristallisationsschieferung) sind, ist schwer zu entscheiden, da die Beobachtungstatsachen verschieden gedeutet werden können. Doch habe ich den Eindruck bekommen, dass das Gestein, so wie es jetzt vorliegt, das Produkt einer Umkristallisation unter gerichtetem Druck ist. Dass dieselbe hier etwas andere Bahnen eingeschlagen hat als beim grobflaserigen Granitgneis, ist auf die ursprüngliche Verschiedenheit der beiden Gesteine (Mineralbestand, Korngrösse) zurückzuführen. Hingegen zeigt der aplitisch-pegmatitische Gneis weitgehende Übereinstimmung mit sächsischen Muskovitgneisen und Glimmergranuliten.

Zwischenglieder zwischen dem grobflaserigen Granitgneis und dem aplitisch-pegmatitischen Gneis sind selten. Ein solches fand sich am SW-Abhang des Braunhorns auf 2430 m. Das gut geschieferte, feinkörnige, verzahnt granoblastische Gefüge von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas enthält ausser schuppigem Muskovit grössere, langgezogene Biotitflatschen, die limonitisch umgewandelt sind (ausgeschiedene kleine Limonitkörnchen bedingen grauschwarze Farbe und matten Glanz).

3. *Glimmerreicher Augengneis*

Dieses Gestein, besonders verbreitet in der Umrahmung des Radüner Gletschers, aber auch in der Vereinazone (Val Vernela, oberes Val Lavinuoz), besitzt ein unruhiges Aussehen. Es enthält Kalifeldspataugen mit oft eigenartig graublau schillerndem Kern und ist verhältnismässig reich an Glimmer, besonders Biotit. Feinkörnige Gemenge von Quarz und Feldspat, sowie kleine Linsen von Quarz bilden Flasern und Bänder, die bald sich verdicken, bald auskeilen. Sie werden von Glimmerlagen umhüllt und sind mit diesen leicht gefältelt. Die Glimmer sind stellenweise angereichert und verstärken mit ihrer inhomogenen Verteilung das unruhige Aussehen des Gesteins.

U. d. M.: Die *Kalifeldspataugen* sind von schmalen, kurzen, parallel gestellten und sehr dicht angeordneten Albitstriemen durchzogen, die den bläulichen Schimmer verursachen dürften. Häufig sind Einschlüsse von kleinen Muskovitschuppen, gut umgrenztem serizitisiertem Plagioklas und unregelmässig gestaltetem Quarz. Randlich sind die Kalifeldspataugen von viel Myrmekit umgeben, der mit konvexen Enden in das Innere einzudringen sucht.

Gelegentlich sind sie zu einem grobkörnigen Pflaster desaggregiert, das neben Kalifeldspat auch etwas Quarz enthält. Die *Hauptmasse* des Gesteins besteht aus einem unruhigen, verzahnt granoblastischen Gewebe, in dem bald Kalifeldspat, bald Plagioklas überwiegt. Der Kalifeldspat bildet grössere, frische, oft stark undulöse Körner mit guter Spaltbarkeit; auch füllt er die letzten Zwickel. Der Plagioklas (Oligoklas von 10—15% An) ist selten ganz klar, sondern häufig nesterweise oder vollständig serizitisiert. Der Quarz bildet gerundete Körner. Sehr reichlich vorhanden ist Tropfenquarz in den Feldspäten und Myrmekit. Der Muskovit erscheint in schmalen Leisten, der dunkelrotbraune, stark pleochroitische Biotit in dicken Schuppen. In dieses Gefüge sind reichlich *Quarzlinsen* eingebettet; die langgestreckten Quarzkörner ordnen sich zu Bändern, die oft von streng parallelen Querrissen durchsetzt sind; seltener ist ein gut ausgebildetes System von Sprüngen nach Art von Trockenrissen zu beobachten. *Nebengemengteile:* Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Chlorit.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:	
Quarz	33 %	Kalifeldspataugen	4 : 5 mm bis 1 : 1.5 cm
Kalifeldspat	29 %	Quarzlinsen	1.5 : 5.5 mm
Plagioklas	26 %	Quarz- und Feldspatkörner	0.45 : 0.70 bis 0.70 : 1.10 mm
Biotit	9 %	Glimmerschuppen	0.25 : 1.00 mm
Muskovit	3 %	Biotitnester	1.0 : 2.3 mm

Der glimmerreiche Augengneis geht einerseits unmerklich in grobflaserigen Granitgneis über; andrerseits entwickeln sich aus ihm schrittweise Injektionsgneise, Knotengneise und gewöhnliche Schiefergneise. Dieser allmähliche Übergang, der Glimmerreichtum und das unruhige Aussehen sprechen dafür, dass hier ein Mischgestein vorliegt, das beim Aufschmelzen von Paragneismaterial durch granitisches Magma entstand. Streng genommen sollte es daher als Injektionsgestein ausgeschieden und beschrieben werden; doch ist wegen seines vielfach fast granitischen Aussehens und seines kontinuierlichen Übergangs in den grobflaserigen Granitgneis eine Abtrennung vom letzteren nicht zweckmässig.

4. *Aplit- und Pegmatitgänge*

Gänge, die in die Ganggefolgschaft der Flüelagranitgneise zu stellen sind, treten nur selten auf. Lamprophyre oder andere basische Spaltungsprodukte fehlen überhaupt. *Aplite* trifft man in geringer Zahl in der Umrahmung des Radüner Gletschers, auf der SW-Seite des Flüela Weisshorn (im dortigen Kartälchen) und in der Vereina-

Zone. Meist durchsetzen sie das Gestein parallel zu seiner Schieferung und sind dann oft nicht leicht als Gänge zu erkennen; seltener queren sie das Nebengestein schief zu dessen Schieferung; in der Radüner Injektionszone bilden sie häufig ptygmatische Falten und Fältelungen, die das Substrat (glimmerreichen Augengneis oder Injektionsgneise) deutlich durchschneiden. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen einigen Zentimetern und einigen Dezimetern.

Die feinkörnigen, hellen Gesteine besitzen meist deutliche Paralleltextur. Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas bilden in etwas gestreckten Körnern ein aplitisch bis granoblastisch verzahntes, körniges Gefüge. Auf den Schieferungsflächen liegen kleine Muskovit-, seltener Biotitschüppchen. Der *Kalifeldspat* ist vollständig frisch, umschliesst reichlich Quarztropfen und füllt die letzten Zwickel; manchmal ist er etwas undulös, besitzt verschwommene Mikroklingitterung und enthält schmale Albitspindeln. Der *Plagioklas* (meist 10—15 % An) ist gleichfalls meist frisch oder leicht serizitisiert, oft auch bräunlich pigmentiert; gewöhnlich zeigt er Albit-, seltener Periklinverzwillingung; die Zwillingslamellen sind manchmal leicht verbogen (Vereina-Zone). In den Aplitadern, die in ptygmatischen Fältelungen die Knotengneise der Radüner Gegend durchsetzen, umschliessen die Plagioklaskörner (ca. 25 % An) nesterweise feinkörnige braune saussuritische Massen. Der *Quarz* ist frisch und wenig undulös; er bildet Körner und tritt als Tropfenquarz im Feldspat auf. *Muskovit* bildet grössere und kleinere Flasern und Schuppen. *Biotit* tritt untergeordnet auf, zeigt schmutzig braune Farbe und ist häufig ausgebleicht. *Granat* in kleineren und in unregelmässig ausgefransten grösseren Körnern (bis 2 mm Durchmesser) ist nicht selten. *Nebengemengteile:* Myrmekit, Apatit, Chlorit, schwarzes Erz, Pyrit.

Mengenverhältnisse:		Dimensionen:
Quarz	30—35 %	Quarz- und Feldspatkörner
Kalifeldspat	25—35 %	0.13 : 0.18 bis 0.25 : 0.40 mm
Plagioklas	20—30 %	Glimmerschuppen
Muskovit	5—15 %	0.08 : 0.40 bis 0.20 : 0.90 mm
Biotit	0—4 %	

An verschiedenen Orten trifft man *Pegmatite,* doch stets nur untergeordnet (Vereina-Zone, Radüner Gegend). Sie führen Quarz, Feldspäte, Muskovit und Turmalin.

5. *Wenig verbreitete granitische Gesteine*

a) In der Gori-Zone tritt an zwei Stellen ein *feinkörniger Zweiglimmerorthogneis* auf; er findet sich im oberen Jörithal am Jöriflesspassweg (Koord. 793,800 : 184,625 km) und im mittleren Tsschuggenthäli (Koord. 791,825 :

185,325 km); beide Vorkommen liegen im gleichen Niveau und dürfen als verschiedene Teile einer und derselben Apophyse aufgefasst werden.

Das helle, granitische Gestein besitzt ausgezeichnete Kristallisationsschieferung und granoblastisch verzahntes Gefüge. Der Plagioklas (10 % An) ist wasserklar, nach Albit verzwillingt und *nicht* zonar struiert. Der Kalifeldspat, gleichfalls vollkommen frisch, besitzt starke undulöse Auslöschung, die manchmal in verschwommene Mikroklingitterung übergeht. Die Quarzkörner sind nur gering undulös. Die Glimmer, unter denen bald Muskovit, bald Biotit überwiegt, treten in isolierten Schuppen auf und bilden weder Flasern noch Züge. Der eigenartig stahlgraue, grünschwarze Biotit besitzt abweichenden intensiven Pleochroismus: n_α hellstrohgelb, n_β stark gelbbraun, n_γ dunkelbraun; die gewöhnlich auftretenden roten Farbtöne fehlen hier. Nebengemengteile: Myrmekit, Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Chlorit.

Mengenverhältnisse: Quarz 30 %, Kalifeldspat 30 %, Plagioklas 20 %, Glimmer 20 %. Dimensionen: Feldspatkörner 0,25 : 0,50 mm, Glimmerschuppen 0.3 : 1.0 : 4.0 mm.

b) Am SE-Abhang des Flüela-Weisshorn (oberes Kehrenthäli) kommt ein Gestein vor, das wegen seines Albitreichtums als *Alkaligranit* mit Natronvormacht bezeichnet werden muss; das untersuchte Stück stammt aus dem Schutt, das Anstehende konnte trotz längeren Suchens nicht aufgefunden werden.

Das helle Gestein besitzt richtungslose, massige Textur und mittelkörnige, granitische Struktur; es besteht überwiegend aus Feldspat mit stark glänzenden Spaltflächen; Karlsbader Zwillinge werden nie beobachtet, ebensowenig grosse einsprenglingsartige Feldspäte. Reiner Albit ist Hauptgemengteil; er ist stets frisch und tritt in zwei Varietäten auf, die sich nur durch die Art ihrer Verzwillingung unterscheiden: die eine ist normal nach dem Albitgesetz verzwillingt, die andere zeigt fleckige, verzerrte Albitlamellierung (Schachbrettalbit); in seltenen Fällen gehen die beiden Strukturvarietäten am gleichen Korn ineinander über. Der Kalifeldspat ist klar, zeigt weder undulöse Auslöschung noch Mikroklingitterung noch Perthitstrukturen. Der Quarz bildet wenige grössere Körner; reichlicher findet er sich tropfenartig in den Feldspäten. Der nicht sehr dunkle, braune Biotit tritt in Schuppen auf und ist häufig chloritisiert. Nebengemengteile: Granat, Apatit, Zirkon, schwarzes Erz.

Mengenverhältnisse: Quarz 30 %, Albit 55 %, Kalifeldspat 7 %, Biotit 8 %. Dimensionen: Quarz- und Feldspatkörner 1,7 : 3.0 mm, Biotitschuppen 0.4 : 1,4 mm.

Mylonitisierung der flüelagranitischen Gesteine

An verschiedenen Stellen (Ducan-Flüela-Scherfläche, Vereina-Zone) lässt sich die Mylonitisierung der flüelagranitischen Gesteine vom typischen granitischen Gneis schrittweise bis zum stark kataklastisch umgewandelten Quarz-Serizit-Schiefer oder Quarz-Serizit-Chlorit-Schiefer verfolgen. Wenn dieser Prozess auch nicht in allen Fällen sich in genau derselben Weise abspielt, so können doch zusammenfassend folgende Stadien unterschieden werden:

1. Der Beginn der Mylonitisierung ist makroskopisch nicht zu erkennen. Das ganze, noch völlig intakte Gesteinsgefüge und besonders der augenartige Kalifeldspat ist netzartig von Schnüren, Striemen und Bändern durchzogen, die vor allem aus Quarz, dann aus Kalifeldspat, Calcit und Plagioklas bestehen. Auf ihnen findet ein Stofftransport statt, der Infiltrationen und Sammelkristallisationen gestattet; wo der Plagioklas von solchen Schnüren durchzogen wird, ist seine Serizitisierung aufgehoben. Der Biotit ist vollständig in Chlorit umgewandelt.

2. Die Gesteine zeigen schon äusserlich unfrisches, etwas verruscheltes Aussehen; sie sind von Gleitflächen durchzogen. Die grossen Kalifeldspäte sind als Ganzes noch erhalten, aber innerlich zerbrochen; die perthitische Entmischung ist stärker als in den frischen Gesteinen; auch tritt häufig Schachbrettalbit auf. Das Netzwerk der Schnüre und Bänder ist verstärkt; an ihnen beteiligen sich Quarz, Kalifeldspat, Calcit, Chlorit, Limonit, Serizit und Muskovit. Die grösseren Quarz- und Feldspatkörner und auch ein Teil des Grundgewebes sind von einem feinkörnigen Quarz-Feldspat-Mörtel umgeben. Die Muskovit- und Chloritflasern sind zu Gleitflächen umgebildet und häufig in einen feinschuppigen Mörtel umgewandelt.

3. Die grünlichen, flaserigen Gesteine zeigen schon beträchtlichere Umwandlungen. Der Kalifeldspat ist manchmal noch deutlich zu erkennen; er ist durch Quarzschnüre in kleine Teile zerlegt und reichlich mit serizitischem Mörtel und Limonit infiltriert. Der grössere Teil der meist stark serizitisierten Feldspäte ist zu einem serizitischen Brei verdrückt, der einzelne grössere Feldspatrelikte und die Quarzkörner als schützende Hülle umgibt. Der Quarz bildet teilweise kleine, stark undulöse Körner; häufiger (besonders beim aplitisch-pegmatitischen Gneis!) ist er vollständig umkristallisiert und zu grösseren Nestern und Linsen gesammelt, die keine undulöse Auslöschung, aber deutliche Pfasterstruktur besitzen. Die Muskovit- und Chloritschuppen sind in ein feinschuppiges mörtelartiges Gewebe umgewandelt, in dem sich oft grössere Muskovitflasern neu bilden; diese stellen sich gerne in Gleitflächen ein. Die Infiltration von Limonit und Calcit ist beträchtlich.

4. Die stark geschieferten, grünlichen Gesteine sind auf dem Hauptbruch von graugrünen Häuten überzogen und mit einzelnen Muskovitschuppen bedeckt; im Querbruch treten aus einer dichten, dunkeln Grundmasse schmale, langgestreckte Quarzlinsen und -adern hervor. Feldspäte und Glimmer sind zu einem serizitisch-chlori-

tischen Mörtel zerrieben. In ihn hinein verknetet sind kleine, längliche, gerundete, stark undulöse Quarzkörner und grössere, gering undulöse Quarzmassen, die wohl durch Sammelkristallisation aus den kleineren Quarzkörnern entstanden sind. Neugebildete Muskovitflasern und einige chloritische Nester sind in die mörtelige Masse eingebettet und als Gleitflächen ausgebildet; sie sind von vielen Erz- und Leukoxenkörnchen begleitet. Limonitische Adern und Nester sind häufig.

Die Mylonitisierung beginnt also mit der Ausbildung von Quarzschnüren, die von einer Sammelkristallisation des Quarzes gefolgt ist. Der Plagioklas wird serizitisiert und in einen serizitischen Mörtel aufgelöst. Der Kalifeldspat leistet grösseren Widerstand; lange ist er wenigstens noch in Relikten vorhanden; endlich geht auch er im Mörtel auf. Der Muskovit und der chloritisierte Biotit werden zu einem feinschuppigen Mörtelgewebe zerrieben. Aus dem Mörtel findet Neubildung von Muskovitflasern statt. Die Mylonitisierung erfolgte unter Einwirkung der Atmosphärilien und mit reichlicher Infiltration von Limonit und Calcit. Das Endprodukt ist ein Quarz-Serizit-Schiefer oder Quarz-Serizit-Chlorit-Schiefer mit Muskovitflasern und Limonitmassen.

B. Die Injektionszonen.

Allgemeines.

Die Injektionszonen der flüelagranitischen Magmen enthalten sehr mannigfaltige Gesteine. Von reinen Paragneisen und Amphiboliten finden sich alle Übergänge bis zu reinen granitischen und aplitischen Gneisen. Dabei treten Injektionsgneise, Mischgneise u. s. w. auf, die sich nicht einfach in Substrat und injizierten Anteil zerlegen lassen, sondern als Ganzes betrachtet sein wollen (100). Je nach der Art des Ausganggesteins (Substrats) können verschiedene Injektionsserien unterschieden werden, und vielleicht lassen sich diese noch weiter gliedern je nach den innern und äussern Bedingungen, unter denen die Injektion stattfand (Charakter der injizierenden Magmen, Zufuhr besonderer Stoffe, Anwesenheit leichtflüchtiger Bestandteile, Druck- und Temperaturverhältnisse u. s. w.). Eine eingehende Untersuchung dieser Verhältnisse lag nicht in der Absicht dieser Arbeit; ich beschränke mich darauf, den allgemeinen Verlauf der Injektion kurz zu charakterisieren und die wichtigsten Gesteinstypen herauszuheben.

Die Entstehung neuer Gesteine bei zunehmender Injektion kann etwa in folgender Weise schematisch dargestellt werden:

1. Reine Paragneise (gewöhnliche Schiefergneise) und Amphibolite.
2. Bildung von Porphyroblasten als erstes Anzeichen magmatischer Beeinflussung (eventuell unter Alkalizufuhr):
   von Biotit: Biotitfleckengneise;
   von Plagioklas: Feldspatknotengneise, Knotenamphibolite.
3. Eintreten eines beträchtlichen magmatischen Anteils:
   von Kalifeldspat in die Paragneise:
   diffus im Gestein verteilt: geschieferte Injektionsgneise;
   als Linsen und Augen: Injektions-Augengneise;
   von Quarz und Biotit in die Amphibolite: Biotit-Hornblende-Gneise.
4. Injektion aplitischer Lösungen in Lagen und Adern. Durchtränkung der Paragneise und Amphibolite mit magmatischen Lösungen und Dämpfen und Ausbildung von Mischgesteinen. Aufschmelzung von Paragneisen und Amphiboliten, Assimilation dieser Stoffe durch das Magma und Verfestigung im endomorphen Kontakt zu Gesteinen mit überwiegend magmatischem Anteil: Saure Biotit-Hornblende-Gneise, glimmerreiche Augengneise u. s. w. Die Gesteine sind von denen der Stufe 3 nicht scharf getrennt und mehr nur durch die quantitativen Verhältnisse der Gemengteile verschieden. Andrerseits gehen sie kontinuierlich über in rein magmatische Gesteine (granitische und aplitische Gneise).

Den Injektionsverlauf erläutert quantitativ ein Vergleich des durchschnittlichen Mineralbestands der einzelnen Gesteinstypen in den Injektionsserien:

	Qz	Plag	Kf	Biot	Musk	Hbl	Ngt
1. Injektionsserie der Amphibolite							
Gewöhnl. Plag.-Amphibolit	--	35	—	—	—	60	5
Knotenamphibolit	—	40—45	—	—	—	50—55	5
Biotit-Hornblende-Gneis	27	37	1	9	—	23	3
Flaseriger Granitgneis	33	36	25	4	2	—	—
2. Injektionsserie der Paragneise							
Biotitschiefergneis	38	37	—	22	3		
Injektionsgneis	38	37	10	15	—		
Granitischer Lagengneis	35	30	19	13	3		
Glimmerreicher Augengneis	33	26	29	9	3		
Flaseriger Granitgneis	33	36	25	4	2		

Petrographische Beschreibung

1. *Injizierte und aufgeschmolzene Paragneise*

Schon die Biotitfleckengneise und die Feldspatknotengneise zeigen magmatische Beeinflussung. Neben ihnen treten nun *typische*

Injektionsgneise auf, die durch einen reichlichen Gehalt an Kalifeldspat gekennzeichnet sind. Bald sind es Schiefergneise mit injizierten Augen, bald solche mit zwischengelagerten aplitischen Lagen; bald auch Gesteine, die das Aussehen gewöhnlicher Schiefergneise besitzen, von diesen aber durch ihren Kalifeldspatgehalt deutlich unterschieden sind. Solche Injektionsgneise treten hauptsächlich in der Mönchalpzone auf und finden sich auch an verschiedenen Stellen zwischen den Amphiboliten der Gori-Zone (besonders im Tschuggenthäli und im oberen Jörital).

Während der Plagioklas (15—20 % An) meist leicht serizitisiert und getrübt ist, erscheint der Kalifeldspat stets frisch. Er bildet kleine Körner in einem granoblastisch verzahnten Gefüge oder Augen, Flasern und langgestreckte Linsen, die das Grundgewebe zur Seite drängen. Manchmal besteht das ganze Auge aus einem einzigen Kalifeldspat, der frisch und klar ausgebildet ist, stark undulös auslöscht und häufig Karlsbader Verzwillingung aufweist. Die undulöse Auslöschung zeichnet eine Felderteilung vor, und manchmal ist der ganze Kristall in ein Aggregat isometrischer Körner zerfallen: zwischen die Körner hat sich häufig etwas Quarz eingeschaltet, der die Zwickel füllt und auch den Körnergrenzen entlang schmale Zonen bildet; gelegentlich kommt Mikroklingitterung und Ausscheidung schmaler Albitspindeln vor. Die Augen sind von reichlich Biotit umhüllt und von Quarz-Streckungshöfen begleitet. Muskovit tritt nur untergeordnet auf; es scheint, dass sein Tonerdeüberschuss mit injiziertem K_2O und SiO_2 abgesättigt worden ist, wodurch Kalifeldspat entstand.

Aufschmelzung und Assimilation von Paragneismaterial durch granitisches Magma führt zur Bildung von glimmerreichem Augengneis.

2. *Injizierte und aufgeschmolzene Amphibolite*

Die Knotenamphibolite sind bereits besprochen worden. Durch Aufschmelzung von Amphibolitmaterial im granitischen Magma entstanden *saure Biotit-Hornblende-Gneise,* bei denen die Hornblende mehr und mehr und zuletzt gänzlich verdrängt wird. Solche Gesteine finden sich besonders an der SW-Seite des Radüner Rothorn (Koord. 791,500 : 177,750 km) und in der Mönchalpzone (Pischamulde, Koord. 790,200 : 188,750 km). Die graugrünen, gesprenkelten, mittelhellen Gesteine sind bald geschiefert, bald stengelig, bald massig ausgebildet; sie enthalten neben Quarz und Plagioklas viel Hornblende und reichlich Biotit in wechselnden Mengen.

Die Hornblende bildet grössere Kristalle, die teils einschlussfrei und gut umgrenzt, teils randlich zerfetzt und siebstruiert sind und dann Einschlüsse von Tropfenquarz, Plagioklas und Granat enthalten; gelegentlich wandelt sie sich in Biotit oder Chlorit um, oder sie wird den Spaltrissen entlang von Plagioklas und Biotit infiltriert und in Stücke zerlegt. Der Biotit besitzt starken, gelbbraunen Pleochroismus und ist manchmal chloritisiert; er zeigt nie Siebstruktur. Der Plagioklas ist meist nach Albit und Periklin gut verzwillingt und invers zonar struiert (Kern 26—27 %, Hülle 33 % An); häufig ist er frisch, oft auch serizitisiert und saussuritisiert: meist ist er siebstruiert und von allen andern Gemengteilen, besonders von Quarz, aber auch von Hornblende, Biotit und Granat durchsetzt; manchmal umschliesst er antiperthitisch unregelmässige Fetzen von Kalifeldspat. Quarz tritt ziemlich reichlich in einzelnen Körnern und als Tropfenquarz, seltener in Nestern auf. Nebengemengteile: Granat, braune saussuritische Massen, Zoisit-Epidot, Kalifeldspat, Prehnit, Chlorit; Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, schwarzes Erz. — Am Kontakt E Schürlialp (Koord. 789,600 : 178,750 km) trifft man Hornblende und Biotit führende Gneise, in denen grosse Granatkörner auftreten. Dieselben sind gelegentlich noch völlig frisch, öfter aber von Streifen und Maschen eines serizitischen Mörtels durchzogen, in deren Mitte schwarzes Erz angereichert ist; manchmal werden sie durch ein Aggregat von Hornblende, Biotit und Erz ersetzt.

Als magmatisches Exsudat von aufgeschmolzener Amphibolitsubstanz ist ein grobkörniger *pegmatitischer Granatamphibolit* zu betrachten (er könnte als „Hornblendepegmatit" beschrieben werden), der am Grat zwischen Radüner Rothorn und P. 2880 (Koord. 791,500 : 178,300 km) eine schmale Linse bildet. Die gut ausgebildete grüne Hornblende bildet ein geschlossenes Gefüge, in welches kleine, gut gerundete Granatkörner sehr reichlich eingesprengt sind; die Hornblende ist randlich stärker gefärbt als im Kern und enthält viele pleochroitische Höfe; manchmal ist sie siebstruiert mit Einschlüssen von Quarz, Zoisit und Titanit. Eine feinschuppige, bald mehr serizitische, bald mehr saussuritische Grundmasse füllt die Zwickel; in ihrem Innern treten gelegentlich noch Relikte von frischem Plagioklas (Andesin) auf. Quarz findet sich häufig als eine Art Gangmasse und umschliesst dann gut idiomorphe, grosse Hornblendekristalle.

Nördlich vom Schwarzkopf wurde im Moränenschutt ein gewöhnlicher Plagioklasamphibolit aufgefunden, dem parallel zu seiner

Schieferung ein *Skarnband* eingelagert ist. Das 1—2 cm dicke, rötliche Band besteht aus einem kleinkörnigen Gefüge von Granat (vermutlich Andradit); in diesem befinden sich grössere Kristalle von Magnetit (3—4 mm), zerfetzte und siebstruierte Individuen von blaugrüner Hornblende (teilweise in Chlorit oder Biotit umgewandelt), einzelne Epidotkörner und etwas Quarz und Plagioklas. Gegen den Amphibolit wird das Quarzband beidseits durch eine schmale, graue, quarzreiche Randzone abgegrenzt. Der Amphibolit besteht aus dunkelgrüner Hornblende, serizitisiertem Plagioklas und etwas Quarz in granoblastischem Gewebe; gegen den Erzgang nimmt die Hornblende Siebstruktur an und umschliesst sehr reichlich Quarztropfen und etwas Granat. Die Entstehung des Skarns ist auf pneumatolytische Zufuhr von Fe und Si zurückzuführen, welche Stoffe von Hornblende und Plagioklas pneumatolytisch abgefangen und in Magnetit, Granat und Quarz angelegt wurden.

3. *Kalksilikatfelse*

An einigen Orten sind den Knotengneisen und Injektionsgneisen Kalksilikatlinsen eingelagert, so im Eisenthäli (Koord. 792,775 : 186,975 km) und am Westabhang des Hörnli bei Davos (Koord. 786,250 : 188,550 km; die Kalksilikatlinsen finden sich hier wenig *über* der Grenzfläche gegen die Basalschuppe). Die Kalksilikatfelse bilden etwas gestreckte Linsen von ca. 1 m Länge und 0.3—0.4 m Dicke. Sie besitzen einen schaligen Aufbau und sind gegen das Nebengestein häufig durch ein Quarzband abgetrennt, das nach aussen keilförmig zwischen die geschieferten Gneise eindringt. In diesen Gneisen wird gegen die Kalksilikatlinse zu der Biotit mehr und mehr porphyroblastisch ausgebildet, doch ohne Siebstruktur; auch wird der Biotitgehalt etwas vermindert.

Die Kalksilikatlinse beginnt mit einer Wechsellagerung von mehr oder weniger quarzreichen Lagen, die kleinkörnige Hornblende (0.10—0.25 mm) enthalten; an Nebengemengteilen treten auf: serizitische Aggregate, Zoisit-Epidot, Orthit, Granat, Titanit, schwarzes Erz. Gegen das Innere der Linse vergrössern sich die Hornblendekörner und schliessen sich zusammen zu grossen (bis 1 cm langen), oft spiessig entwickelten Hornblendeporphyroblasten, die in eine feinkörnige, hellrötliche Grundmasse eingebettet sind; dieselbe besteht hauptsächlich aus Quarz und Zoisit, ferner Granat, Titanit und serizitischer Substanz. Die grossen Hornblendekristalle, die durch Sammelkristallisation entstanden sind, besitzen gut pris-

matische Form, während Endbegrenzung meist fehlt; sie enthalten ungemein viele Einschlüsse von Quarz und Zoisit. Verästelte Züge serizitischer Substanz durchziehen gleichermassen die Porphyroblasten und das Grundgewebe. Nebengemengteile: Orthit, Apatit.

Die Hornblende ist gewöhnliche grüne Hornblende. Zoisit-Epidot zeigt leicht gelbgrünen Farbton und sehr oft anomale Interferenzfarben. Titanit ist an Lichtbrechung, Doppelbrechung und Interferenzbild sicher erkennbar; er zeigt eigentümlicherweise starken Pleochroismus $n_\alpha = n_\beta$ = farblos, n_γ = fleischrot. Granat hellt oft auf zwischen gekreuzten Nicols.

Diese linsenartigen Bildungen, deren Kalkgehalt gegen die Mitte zunimmt, waren ursprünglich kalkreiche Konkretionen inmitten toniger Gesteine. Sie liegen in Injektionsgebieten, und ihre letzte Metamorphose vollzog sich unter dem Einfluss der flüelagranitischen Intrusionen; insbesondere erscheint die Ausbildung der Hornblendeporphyroblasten als eine Sammelkristallisation, wie sie in Kontakthornfelsen gerne angetroffen wird.

4. *Quarz-Plagioklas-Gneis*

Anhangsweise ist hier ein feinkörniger, heller, grünlicher Gneis von unsicherer Abstammung anzuschliessen. Das gut gebankte Gestein bildet einen etwa 40 m mächtigen charakteristischen stratigraphischen Horizont, der sich wegen der hellen Anwitterung des Gesteins im Gelände gut verfolgen lässt. Er bildet den nördlichsten, tiefsten Horizont der Mönchalpzone und zieht sich aus den Nordhängen des Mönchalpthälispitz, SW vom Gitzispitz vorbei, durch Hafenthäli und Kleinhafenthäli nach den Riedböden bei der Alp Vereina, wo er unter dem Schutt verschwindet.

Quarz (frisch, gering undulös) und Plagioklas (Oligoklas, stark serizitisiert, oft bräunlich pigmentiert) bilden ein granoblastisch verzahntes Gefüge. Muskovit und Chlorit ordnen sich zuweilen zu langen Zügen. Grössere Plagioklasaugen sind von Quarzhöfen und Muskovitflasern umgeben. Ausserdem finden sich grössere Granatkörner und langgestreckte Quarzadern. Nebengemengteile: Apatit, Pyrit, Kalifeldspat, Biotit, Prehnit (farblos, zweiaxig positiv mit kleinem 2V, schiefe Auslöschung, positive Hauptzone, $n_\gamma - n_\alpha$ = ca. 0,017; häufig parkettartig und sphärolithisch ausgebildet, infiltriert), Zoisit-Epidot. Mengenverhältnisse: Quarz 45 %, Plagioklas 46 %, Kalifeldspat 1 %, übrige Gemengteile 8 %.

Die genetische Stellung des Gesteins ist unsicher: Der grosse Feldspatgehalt bei Armut an dunklen Gemengteilen spricht eher für

eruptiven Ursprung; der geringe Orthoklasgehalt und das stratigraphische Anhalten in etwa gleicher Mächtigkeit auf weite Erstreckung lassen eher auf sedimentogenes Ausgangsmaterial schliessen.

C. Chemismus und genetische Verhältnisse

1. *Intrusionsbedingungen und Chemismus*

Die flüelagranitischen Intrusionen sind in der ganzen Silvrettagruppe weit verbreitet und von oft prachtvollen *Injektionserscheinungen* begleitet; manchmal sind sie geradezu als Injektionszonen ausgebildet oder von grösseren Injektionshöfen umgeben. Durch *Aufschmelzung und Assimilation sedimentogenen Materials* entstanden glimmerreiche Augengneise, deren Myrmekitreichtum für Injektion und Assimilation bei Anwesenheit leichtflüchtiger Bestandteile charakteristisch ist. Das Nebengestein wurde von magmatischen Lösungen und Dämpfen injiziert und durchtränkt; es bildeten sich mannigfaltige Injektionsgesteine, die stets reichlich Kalifeldspat enthalten; aplitische Adern und Äderchen durchsetzen und durchdringen das Nebengestein und zeigen oft schöne ptygmatische Fältelung (vgl. Taf. II, 2). Durch magmatische Beeinflussung bildeten sich in den umgebenden Gesteinen Plagioklasporphyroblasten, und etwas weiter ab vom Kontakt enthalten die Paragneise Andalusit als Gesteinsgemengteil und konkretionäre Quarz-Andalusit-Linsen (vgl. S. 140). Die flüelagranitischen Magmen enthielten reichlich leichtflüchtige Bestandteile (was im Muskovitgehalt zum Ausdruck kommt) und waren deshalb zur Ausbildung eines typischen Injektionskontaktes befähigt.

A. LACROIX unterscheidet in seinen Untersuchungen über die Granite der Pyrenäen (58) zwischen Granitkontakten, die mit Stoffzufuhr („Feldspatisation") verbunden und als Injektionskontakte ausgebildet sind, und solchen, bei denen Stoffzufuhr fehlt und das Nebengestein zu Hornfelsen umgewandelt worden ist. Der gleiche Gegensatz besteht zwischen der Kontaktmetamorphose im Oslogebiet (24) und der Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet (25). Während die Kontakte der Flüelagranitgneise mit denen von Stavanger und den Pyrenäen grosse Ähnlichkeit besitzen, findet sich in der dem Silvrettakristallin vorgelagerten Basalschuppe ein normaler (unterostalpiner) Granit, der von einer Serie typischer Hornfelsgneise begleitet ist (vgl. S. 220).

Von den beiden Hauptgesteinen der Flüelagranitgneise wurden die folgenden Analysen ausgeführt:

Tabelle 7

Flüelagranitgneise

I. Aplitisch-pegmatitischer Gneis Tschuggen, Flüelastrasse (Stollen der elektrischen Anlage) Analytiker: P. Esenwein, Basel				II. Grobflaseriger Granitgneis Flüela Weisshorn Analytiker: F. de Quervain, Bern			
SiO_2	74.43	si	440	SiO_2	71.78	si	388
TiO_2	.00	al	50.5	TiO_2	.35	al	46
Al_2O_3	14.45	fm	5.5	Al_2O_3	14.45	fm	14
Fe_2O_3	.35	c	2.5	Fe_2O_3	.64	c	6
FeO	.35	alk	41.5	FeO	1.28	alk	34
MnO	.03	k	.45	MnO	.02	k	.54
MgO	.27	mg	.44	MgO	.66	mg	.40
CaO	.41	T	+ 6.5	CaO	1.04	T	+ 6
Na_2O	3.94	h	16	Na_2O	2.81	h	17
K_2O	4.96	c/fm	.45	K_2O	5.49	c/fm	.43
H_2O+	.81	Schnitt 3 (E)		H_2O+	.96	Schnitt 3 (E)	
H_2O-	.00			H_2O-	.11		
P_2O_5	.23			P_2O_5	.35		
	100.23				99.94		
Magmatypus: aplitgranitisch.				Magmatypus: engadinitgranitisch.			

Sie zeigen die typischen Werte saurer granitischer Gesteine. Das hohe alk und geringe c ist charakteristisch für das Vorherrschen der Alkalifeldspäte; das relativ hohe k zeigt, dass Kalifeldspat an Menge dem sauren Plagioklas etwa gleichkommt. Der mässige Tonerdeüberschuss ist durch das Auftreten von Muskovit bedingt. Der fm-Wert ist in beiden Gesteinen normal.

2. *Umwandlungen*

Die flüelagranitischen Gesteine liegen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Gestalt vor, sie haben eine vollständige Umkristallisation erfahren. Der aplitisch-pegmatitische Gneis zeigt typisch granoblastische Strukturen, wie sie in äquivalenten Gesteinen der penninischen Decken (Zermatt, Vals-Zervreila) und in sächsischen Glimmergranuliten (Zöblitz, Ehrenfriedersdorf) angetroffen werden. Bei den grobflaserigen Granitgneisen hat in weitem Ausmass *Granulierung* und *Sammelkristallisation* stattgefunden. Alle Gesteine zeigen stets deutliche, manchmal gute Paralleltextur.

Die Granulierung besteht im Zerfall grösserer Minerale in ein Gemenge isometrischer Körner; deren Grösse ist je nach Gesteins- und Mineralcharakter etwas verschieden. Der Plagioklas unterliegt der Granulierung am schnellsten und ist meist vollständig zerfallen;

beim Kalifeldspat ist der Kornzerfall in den Anfängen stecken geblieben. Der Quarz zeigt im Gegensatz dazu eine deutliche Sammelkristallisation; er tritt in Nestern, Linsen und Adern auf und besitzt meist nur geringe undulöse Auslöschung. — Diese Erscheinungen lassen sich — mehr oder weniger typisch — bei den flüelagranitischen wie bei den mönchalpgranitischen Gesteinen beobachten und treten nach W. HAMMER (40) auch bei den granitischen Gesteinen der Ötztalergruppe auf; sie verlangen deshalb eine Erklärung auf regional-petrographischer Basis.

Im Gegensatz zum typischen Mönchalpgranit sind hier die ursprünglichen Grenzen der Mineralindividuen verwischt und verschwunden; die Einzelteilchen besassen nicht nur Bindungsfreiheit gegenüber ihren Nachbarteilchen, sondern auch Lagefreiheit, d. h. sie konnten auswandern, es fanden Diffusionen statt; bei den Feldspäten blieben dabei die Einzelkörner erhalten, beim Quarz fand Kornverschmelzung statt.

Für die Erklärung dieser Erscheinungen geben die Beobachtungen an Metallen gute Anhaltspunkte (vgl. W. SCHMIDT 82). Bei einer Kaltreckung werden die Kristallgitter verzerrt, es entsteht ein mylonitartiges Gefüge. Bei nachfolgender Erhitzung richten sich die verzerrten Raumgitter zu unverzerrten aus, es tritt ein Kornzerfall ein; daneben finden, besonders bei höherer Temperatur, Kornverschmelzungen statt. Zu ähnlichen Verhältnissen führt eine Warmreckung; die Erscheinungen der Durchbewegung und der Rekristallisation überlagern sich; die gerichteten Gefügeelemente sind auf die Durchbewegung zurückzuführen; doch können Kornzerfall und Kornverschmelzung für das Einzelkorn die Wirkung der Durchbewegung verwischen.

Wir dürfen deshalb annehmen, dass bei der Entstehung der Flüelagranitgneise Stress und höhere Temperatur wirksam waren. In der Paralleltextur erblicken wir eine Wirkung des gerichteten Drucks. Hinsichtlich des Formgefüges (Kornzerfall, Kornverschmelzung, granoblastisches Gefüge) haben sich die verschiedenen Mineralien und die verschiedenen Gesteine in verschiedener Weise verhalten, wofür auch Schmidt schon Beispiele gibt.

Auch in andern Teilen der Schweizer Alpen sind derartige Erscheinungen zu beobachten. In den innerschweizerischen Zentralmassiven hat besonders beim Quarz ein Kornzerfall stattgefunden (Sandquarzbildung), der auf die dislokationsmetamorphe Wirkung der Alpenfaltung zurückzuführen ist. Beim Aaregranit (Gurtnellen) bildet der Quarz grössere Körner mit sehr starker undulöser Auslöschung, die randlich oft in einen Mörtel mit Pflasterstruktur zerfallen (Quarzkörner 3 mm, Einzelkörnchen 0,12 mm). In den Gotthard-

graniten (Rotondo-, Prosa-, Tremolagranit) kommt der Quarz in Linsen und Nestern (4—5 mm) vor und bildet ein grobkörniges Pflaster; die Einzelkörner (0,5 mm) sind vollkommen frisch und zeigen nicht die geringste undulöse Auslöschung. Dieser Sandquarz wird von L. MRAZEC (61) und A. MICHEL-LÉVY (60) als „quartz granulitique" beschrieben und wegen Abwesenheit kataklastischer Erscheinungen als eruptive Bildung durch aplitischen Nachschub („seconde venue granulitique") aufgefasst. Doch ist diese Deutung wenig wahrscheinlich, da nicht in allen Gesteinen eine „ältere Quarzgeneration" vorkommt und daher vor dieser „seconde venue granulitique" mancherorts fast quarzfreie Gesteine vorgelegen haben müssten. Viel zutreffender erscheint die Erklärung von C. SCHMIDT, U. GRUBENMANN und P. NIGGLI, nach welcher die Sandquarzbildung die erste Wirkung der alpinen Dislokationsmetamorphose auf die sonst noch unveränderten Granite ist. — Bei stärkerer Einwirkung wird auch der Plagioklas in Mitleidenschaft gezogen: so zeigt der Fibbiagneis seine beginnende Granulierung, während beim „Protogin von Ulrichen" (Minodsammlung) der Plagioklas ausschliesslich in Form eines polygonal pflasterartigen Gefüges isometrischer Körner vorhanden ist.

Ähnliche Strukturen wie der grobflaserige Flüelagranitgneis zeigt auch der Coccogranit (Tessin, penninische Decken), der von den Herren Prof. H. PREISWERK und cand. geol. O. GRÜTTER aufgefunden und von Herrn Prof. PREISWERK (70) beschrieben wurde. Das sehr frische, bald massige, bald leicht paralleltexturierte Gestein enthält tiefschwarzbraunen Biotit in dicken, kurzen Flasern nesterartig angehäuft; der Quarz bildet derbe Massen in Nestern und Linsen, der Feldspat (Albit) ein feinkörniges, pflasterartiges Gefüge aus isometrischen, klaren Körnern, in deren Mitte noch einzelne grössere Kristalle mit beginnender Granulierung auftreten; Kalifeldspat fehlt fast ganz.

Alle diese Gesteine sind nach ihrer ersten Entstehung wenigstens *einer* Gebirgsbildung unterworfen worden, und es liegt deshalb nicht nur aus theoretisch-petrographischen, sondern auch aus geologisch-tektonischen Gründen nahe, diese Erscheinungen der Granulierung und der Sammelkristallisation als Wirkungen der Dislokationsmetamorphose aufzufassen.

Eine ähnliche Granulierung hat A. G. HÖGBOM (49) aus dem *Ornöit* von Ornö Hufvud beschrieben. Der Ornöit besteht vorwiegend aus einem unverzahnt gleichkörnigen, polygonalen, pflasterartigen Gefüge von Plagioklaskörnern (Oligoklas-Andesin); demselben sind grössere Hornblende- und Plagioklasindividuen eingelagert; die letzteren zeigen z. T. deutlich beginnende Granulierung und Übergang in das pflasterartige Grundgewebe. Dieses scheint durch Granulierung aus grösseren Plagioklaskristallen entstanden zu sein und enthält von ihnen noch Relikte eingeschlossen. Högbom betrachtet die Granulierung als eine im Anschluss an die magmatische Verfestigung erfolgte Umkristallisation und bezeichnet sie als „protomorphen" (autometamorphen) Vorgang. So zutreffend diese Erklärung hier ist, so lässt sie sich doch nicht auf die Granulierungen in den alpinen Graniten übertragen. Es zeigt sich wiederum, dass vom gleichen Effekt nicht immer auf eine gleiche Ursache geschlossen werden darf.

3. *Die granitischen Gesteine von Silvretta-Ötztal als magmatische Serie*

In Tabelle 8 sind die Molekularwerte von 16 Analysen granitischer Gesteine von Silvretta-Ötztal zusammengestellt. Ausser den 4 neuen wurden 12 ältere Analysen aufgenommen, die mehr oder weniger zuverlässig erscheinen, obwohl bei ihnen die Tonerde zu hoch ist und H_2O- von H_2O+ nicht abgetrennt wurde. Es wurde daher für die Diskussion der Gesteinsserie und für die Konstruktion des Differentiationsdiagramms den neuen Analysen ein grösseres Gewicht beigelegt als den älteren.

Ein Blick auf die Tabelle zeigt, dass die 12 ersten Analysen eine geschlossene granitische Serie bilden, während die 4 letzten eher quarzdioritischen Chemismus besitzen; besonders der c-Wert liefert eine sehr scharfe Unterscheidung. Die beiden Serien sollen daher getrennt besprochen werden.

Für die *granitische Serie* können etwa folgende Mittelwerte gebildet werden:

si	al	fm	c	alk
450	50.5	5.5	2.5	41.5
400	47.5	11	5	36.5
350	42.5	21.5	7	29
300	39.5	32	7.5	21

Charakteristisch ist vor allem das geringe c; k ist verhältnismässig hoch, es schwankt zwischen 0.40 und 0.65. Alkalifeldspäte sind vorherrschend, wobei Kalifeldspat dem Plagioklas an Menge etwa gleichkommt. Die Differenz al—alk ist ziemlich gross; stets tritt ein mehr oder weniger starker Tonerdeüberschuss auf. Eigenartig ist der mit abnehmendem si sehr schnelle Anstieg des fm (Biotitreichtum); mg ist relativ niedrig (0.17—0.44). Die Basenwerte als Funktion der si-Zahl ergeben das Differentiationsdiagramm Fig. 3 a; in der k—mg-Projektion Fig. 3 c erfüllt die Gesteinsserie ein sehr eng begrenztes Feld. Die von Niggli (66) neu eingeführten Werte betragen:

Qs	46 — 61,	im Mittel	53.5
Ls	35 — 54,	„ „	43.5
Fs	0 — 7,	„ „	3

Normativ ist also sehr viel Quarz und etwas weniger Feldspat vorhanden, während die dunklen Gemengteile eher untergeordnet sind (dabei wird allerdings das Muskovitmolekül zum Feldspat geschlagen). Für das Feldspatverhältnis ergeben sich die Zahlen $k = 0.40—0.65$, $2\,alk/c + 2\,alk = 0.79—0.97$; normativ beträgt das

Tabelle 8

Molekularwerte der granitischen Gesteine von Silvretta-Ötztal

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	h	T	Schnitt	Feld	Magma
1.	440	50.5	5.5	2.5	41.5	.45	.44	.45	16	6.5	3	E	aplitgranitisch
2.	479	51.5	9.5	5.5	33.5	.47	.18	.58	11.5	12.5	4	E	engadinitisch
3.	494	50	13	5	32	.50	.21	.38	20.5	13	3	E	engadinitisch
4.	446	51.5	12.5	6.5	29.5	.62	.26	.52	26	9.5	4	T	(engadinitisch)
5.	388	46	14	6	34	.54	.40	.43	17	6	3	E	engadinitisch
6.	376	43	20.5	10	26.5	.44	.41	.48	23	6.5	4	E	adamellitisch
7.	364	45.5	19.5	8	27	.55	.17	.41	18.5	10.5	3	E	rapakiwitisch
8.	349	46.5	19	10.5	24	.64	.20	.55	16.5	12	4	T	(rapakiwitisch)
9.	325	41.5	23.5	7	28	.54	.40	.30	20	6.5	3	E	tasnagranitisch
10.	335	37.5	30	7	25.5	.50	.40	.23	19	5	2	E	tasnagranitisch
11.	312	44	30	4	22	.51	.43	.13	19.5	18	2	T	—
12.	307	42.5	29	10	18.5	.46	.34	.34	23	14	3	T	—
13.	340	43	23	19	15	.23	.40	.83	19.5	9.5	5	T	—
14.	284	39	27	18	16	.37	.39	.67	14	5	4	E	quarzdioritisch
15.	238	36	28	19.5	16.5	.18	.69	.70		0	5	E	quarzdioritisch
16.	197	41.5	30	16.5	12	.37	.50	.55	15	13	4	T	—

1. Aplitisch-pegmatitischer Gneis; Tschuggen, Flüelatal. Analytiker Esenwein.
2. Zweiglimmergranitgneis; Ofenstrasse, Unterengadin (85, S. 19). Analysiert in Breslau.
3. Muskovitgranitgneis; Maurachschlucht bei Umhausen, Ötztal (4, No. 41). Analytiker Erben.
4. Flaseriger Muskovitgranitgneis; Söldnerkogel, Ötztal (4, No. 42). Analytiker Erben.
5. Grobflaseriger Granitgneis; Flüela Weisshorn. Analytiker de Quervain.
6. Flaseriger Granitgneis; Hinter-Winterstall, Venter-Tal (4, No. 46). Analytiker Erben.
7. Grobflaseriger Granitgneis; Oberalpen bei Monstein, Graubünden (18, S. 23). Analytiker Escher.
8. Grobflaseriger Granitgneis; Monstein, Graubünden (18, S. 23). Analytiker Escher.
9. Geschieferter Mönchalpgranit; Mönchalp, Flüelagruppe. Analytiker Esenwein.
10. Mönchalpgranit; Mönchalp, Flüelagruppe. Analytiker Esenwein.
11. Winnebachgranit; Winnebachtal, Ötztalergruppe (41, S. 73). Analytiker Hackl.
12. Augengneis; Hochedergruppe bei Silz im Inntal (4, No. 50). Analytiker Erben und Weibel.
13. Granodioritgneis; Acherkogel, Ötztal (4, No. 53). Analytiker Weibel.
14. Granodioritgneis; Engelwand bei Tumpen, Ötztal (4, No. 53). Analytiker Ludwig und Weibel.
15. Hornblende-Plagioklas-Gneis (Dioritgneis); Sur En, Unter-Engadin (30, S. 177). Analytiker Hezner.
16. Tonalitgneis; Plamordererspitz, Langtauferertal (44, S. 440). Analytiker Hackl.

Verhältnis Kalifeldspat : Plagioklas 1 : 1, der normative Plagioklas ist Oligoklas-Albit und Albit.

Der Tonerdeüberschuss beträgt bei den neuen Analysen 5—7 Einheiten. Er ist im Muskovit angelegt und wird mehr als gedeckt durch den hohen h-Wert, da im Muskovitmolekül den drei Tonerdegruppen eine Kali- und zwei Wassergruppen gegenüberstehen und somit auf jede Gruppe Tonerdeüberschuss eine Wassergruppe kommt. Bei Analyse 11 ist ausserdem auch der Pinitgehalt für den grossen Tonerdeüberschuss verantwortlich zu machen. Die älteren Analysen besitzen einen viel grösseren Tonerdeüberschuss; das mag daran liegen, dass durchwegs P_2O_5 nicht bestimmt wurde und der Al_2O_3-Wert auch sonst zu hoch ausfiel. F. Escher (18) führt ihn auf eine „Kaolinisierung" der Feldspäte zurück; es ist klar, dass diese Serizitisierung (vgl. S. 118) auch mit in Betracht fällt. Ferner ist daran zu erinnern, dass selbst der reine Kalifeldspat bisweilen einen Tonerdeüberschuss aufweist, so der von S. K. Ray (71) analysierte Orthoklaseinsprengling aus dem Albtalgranit mit den Molekularwerten si 305; al 54, fm 4, c 1, alk 41; k 0.92, mg 0.28.

Die granitischen Gesteine sind bei Beginn der Gesteinsserie typische Vertreter der Kalkalkalireihe; mit sinkendem si neigen sie mehr und mehr der Kalireihe zu (niedriges c, hohes k, hohes fm), um zuletzt ganz aus dem Eruptivfeld herauszufallen. Es erhebt sich die Frage, ob diese Entwicklung einem normalen, rein magmatischen Differentiationsvorgang entspricht oder ob andere Vorgänge dafür in Betracht kommen. Schon dass für die letzten Gesteine keine Magmentypen mehr gefunden werden können, mahnt zur Vorsicht; ebenso das relativ hohe fm bei gegebenem si. Wenn wir uns daran erinnern, dass die entsprechenden granitischen Magmen sich gerne mit sedimentogenem Material beladen haben und grosse Neigung zur Bildung von Mischgesteinen, von Injektionszonen u. s. w. besassen, so ist es verständlich, dass eine Beimengung von Paragneismaterial (auch wenn dasselbe vollständig assimiliert worden wäre) im Chemismus zum Ausdruck kommt. Für eine solche Beimengung sprechen besonders das hohe fm und das hohe k (Biotitreichtum!).

Vom Differentiationsdiagramm der granitischen Serie (Fig. 3a) besteht nur das saure Ende; die Isofalie ist nicht erreicht worden. Mit abnehmendem si sinkt alk nur langsam, wobei k etwas zunimmt; fm reichert sich stark an, c nur sehr wenig. Sehr eigenartig ist der rasche Anstieg von fm; es schneidet alk schon bei si 330 auf 26,5

und nähert sich am Ende des Diagramms schon sehr der Isofalie; diese würde etwa bei si 270 liegen, ist also auffallend hoch.

Da vermutlich bei der Differentiation der granitischen Gesteine von Silvretta-Ötztal Aufschmelzungsvorgänge eine grosse Rolle gespielt haben, wurde in Fig. 3b durch geradlinige Verbindung der Werte eines typisch granitischen Gesteins (Tabelle 8, No. 1) mit denen eines typischen Paragneises (Tabelle 2, No. 6) ein Diagramm

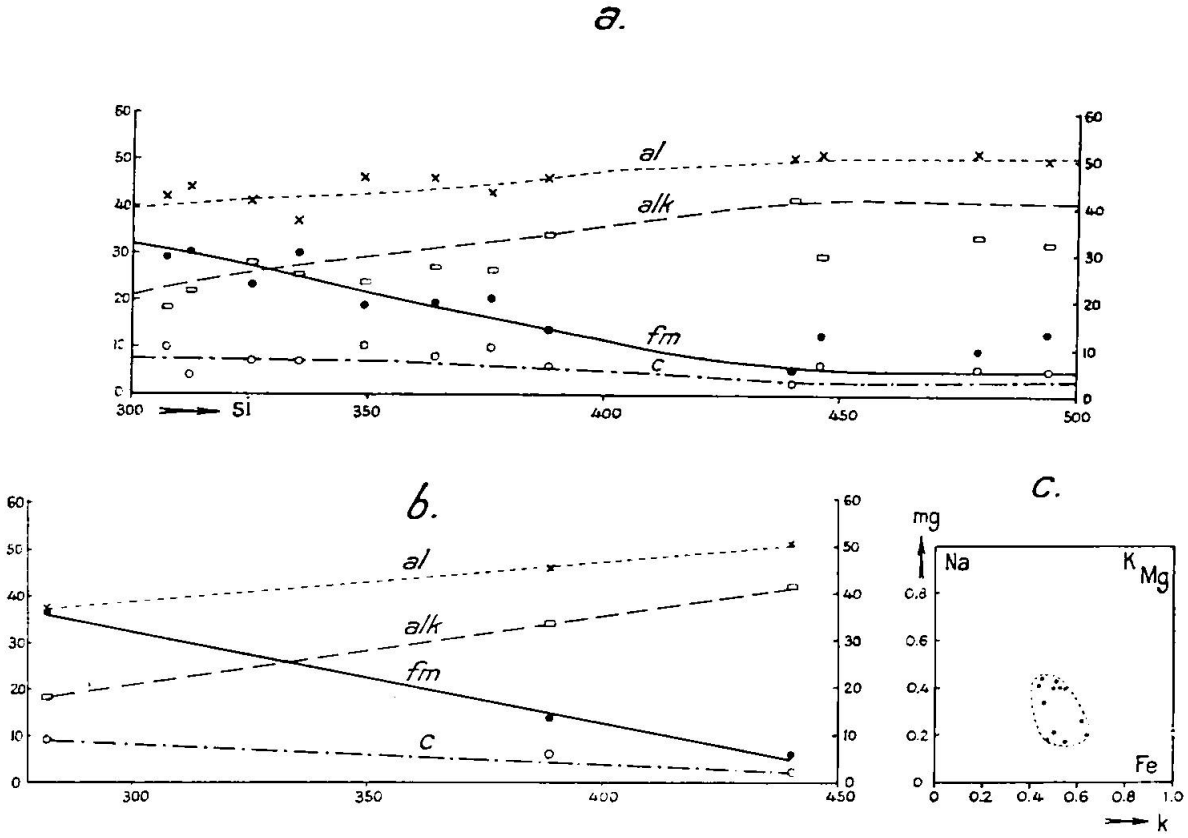


Fig. 3. Differentiationsdiagramm der granitischen Gesteine von Silvretta-Oetztal

konstruiert, das den Aufschmelzungsvorgang veranschaulicht. Man erhält dabei folgende Zahlenwerte:

	si	al	fm	c	alk	T	k	mg
Aplitisch-pegmatitischer Gneis	440	50.5	5.5	2.5	41.5	6.5	.45	.44
	405	47 5	13	4	35.5	8		
	361	44	20.5	6	29.5	8.5		
	322	40.5	28	7 5	24	9		
Biotitschiefergneis	282	37	36	9	18	10	.43	.48

Es zeigt sich nun, dass das „Aufschmelzungsdiagramm" Fig. 3b mit dem tatsächlichen Differentiationsdiagramm Fig. 3a weitgehend

übereinstimmt: al—alk ist ziemlich gross, ebenso T, und beide Werte nehmen mit sinkendem si noch etwas zu; c zeigt niedere Werte; bezeichnend ist wiederum der rasche Anstieg des fm, das bereits bei si 330—335 die alk-Kurve schneidet (alk = fm = 26) und schon bei si 280 die Isofalie erreicht (al = fm = 36.5, alk 18, c 9); k und mg werden bei der Aufschmelzung nicht wesentlich verändert.

Die gute Übereinstimmung der beiden Diagramme macht es nun sehr wahrscheinlich, *dass die Differentiation der granitischen Gesteine von Silvretta-Ötztal wesentlich auf derartige Aufschmelzungsvorgänge zurückzuführen ist, während rein innermagmatische Differentiationsprozesse eher zurücktreten.* Das aufgeschmolzene Material bestand vorwiegend aus Paragneisen, die nächst den granitischen Gesteinen in Silvretta-Ötztal weitaus überwiegen. Die Aufschmelzung von Amphiboliten mag zur Ausbildung von kalkreicheren, mehr quarzdioritischen Gesteinen Anlass geboten haben, wovon weiter unten die Rede sein wird.

Differentiationsdiagramme als solche sind rein formale Konstruktionen, die den Differentiationsverlauf bequem überblicken lassen, aber über die dabei wirksamen Kräfte zunächst noch nichts aussagen. Gerade das vorliegende Beispiel zeigt, dass man bei der Beurteilung der Ursachen einer magmatischen Differentiation vorsichtig sein muss und sich nicht lediglich auf rein innermagmatische Kristallisations- und Absaigerungsvorgänge beschränken darf.

Bei einem Vergleich von Silvretta-Ötztal mit anderen petrographischen Provinzen (62) trifft man besonders im *Gotthardmassiv* auf ähnliche Verhältnisse. Der jungpaläozoischen, typisch pazifischen Serie der Gotthardgranite (hohes c, niedriges k) steht die Serie der alten Orthogneise gegenüber, die folgende Molekularwerte aufweist:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Analytiker
Orthogneis	448	43	18	6	33	.57	.28	Hezner
Orthogneis	434	49	9	5	37	.70	.25	Hezner
Orthogneis	409	47.5	6.5	10	36	.56	.11	Streckeisen[1])
Orthogneis	411	45	17	9	29	.62	.48	Hezner
Gamsbodengneis	407	42	16	11	31	.44	.22	Waindziok
Injektionsgneis	387	46	15	11	28	.56	.36	Streckeisen[2])
Bugneigranodiorit	280	39	22	16	23	.42	.42	Hezner

[1]) Granitischer Orthogneis vom Sellaweg (Gotthardpass), bestehend aus Quarz, Kalifeldspat, Albit, Muskovit, Biotit und Zoisit-Epidot: SiO_2 73,47, TiO_2 0,24, Al_2O_3 14.50, Fe_2O_3 0.59, FeO 0,64, MnO Sp., MgO 0.09, CaO 1.69, Na_2O 2.96, K_2O 5,64, H_2O + 0.51, H_2O — 0.00, P_2O_5 0,19; Summe 100,52. Analytiker A. Streckeisen, Zürich.

[2]) Saurer Injektionsgneis vom Sellaweg (Gotthardpass), bestehend aus

Auch hier ist c niedrig, al — alk ziemlich gross; k ist hoch, ebenso fm; der Tonerdeüberschuss beträgt bis zu 7 Einheiten. Auch die k — mg-Werte stimmen mit denen von Silvretta-Ötztal gut überein. Einzig ist der Anstieg des fm mit sinkendem si wesentlich langsamer. Das Differentiationsdiagramm der alten Gotthard-Orthogneise wird durch Zuziehung von Amphiboliten und Diallagperidotiten bis zu seinem basischen Ende geführt. Inwieweit für die Differentiation im sauren Teil rein magmatische Vorgänge oder gleichfalls Aufschmelzungen in Betracht kommen, ist noch nicht bekannt.

Auch die oberkarbonischen Granite der *Errdecke* (Bernina) zeigen gewisse Anklänge (62). fm ist relativ hoch, c verhältnismässig niedrig, aber doch höher als in der Silvretta. al — alk ist gross (11—19 Einheiten), doch tritt meist kein Tonerdeüberschuss auf. k und mg zeigen ähnliche Werte wie in der Silvretta.

Ein Vergleich mit der Differentiation des *Tasnagranits* und des *Platta mala-Granits* im Unter-Engadin zeigt bei gewissen Ähnlichkeiten doch deutliche Unterschiede:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Analytiker
Tasnagranit:								
Quarzporphyr. Randfazies	488	46	13	1	40	.30	.18	Dittrich
Quarzreicher Granit	461	40	18	3	39	.35	.44	Züst
Porphyrartiger Granit	314	39	23	6	32	.32	.45	Hirschi
Hauptgranit	294	37	28	7	28	.34	.35	Züst
Platta mala-Granit:								
Aplitischer Granit	494	47	17	0	36	.25	.43	Hezner
Hauptgranit	386	42	13	6	39	.48	.24	Hezner
Hauptgranit	277	42	15	6	37	.43	.47	Hezner
Randfazies	252	33	22	15	30	.15	.57	Hezner

Auch hier ist fm sehr hoch, jedoch schon von Anfang an, und zeigt nicht den plötzlichen Anstieg bei abnehmendem si; c ist gleichfalls sehr niedrig. Hingegen ist alk verhältnismässig hoch, wodurch die Differenz al — alk gering wird; auch steigt k selten über 0,40. Die Gesteine dieser Provinz zeigen trotz niedrigerem k eine mehr syenitische Differentiation (62), während diejenigen von Silvretta-Ötztal pazifischen Charakter mit mediterranem Einschlag besitzen.

Die Ähnlichkeit mit dem pinitführenden *Vallorcinegranit* aus dem Massiv der Aiguilles Rouges ist schon auf S. 183 besprochen worden.

Die *quarzdioritische Serie,* die durch die 4 letzten Analysen von Tabelle 8 repräsentiert wird, besitzt bei niedrigem alk hohes c und hohes fm. k ist geringer als 0.40, mg liegt zwischen 0.39 und 0,70. Die neuen Werte sind:

Qs	22 — 53,	im Mittel	35.5	k = .18 — .37
Ls	43 — 66,	„ „	56	
Fs	4 — 12,	„ „	8.5	2 alk/c + 2 alk = .59 — .64

Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Muskovit und Biotit: SiO_2 72.16, TiO_2 0.48, Al_2O 14.35, Fe_2O_3 0.96, FeO 1,30, MnO 0,02, MgO 0.67, CaO 1.94, Na_2O 2.44, K_2O 4.62, H_2O + 0.99, H_2O — 0.03, P_2O_5 0.17; Summe 100,13. Analytiker A. Streckeisen, Zürich.

Der normative Quarz tritt hinter dem normativen Feldspat beträchtlich zurück, während die dunklen Gemengteile etwas stärker vertreten sind. Das Verhältnis Kalifeldspat : Plagioklas erreicht 1 : 3 nicht; der normative Plagioklas ist ein Andesin von 40—45 % An. Im wirklichen Mineralbestand tritt Hornblende neben Biotit auf, während Kalifeldspat praktisch fehlt; Quarz ist vorhanden (qz positiv), aber nicht mehr so reichlich wie in den granitischen Gneisen. Die Gesteine besitzen im ganzen granodioritischen bis quarzdioritischen Charakter.

W. Hammer (40) betrachtet die Gesteine dieser Serie als magmatische Produkte einer jüngeren Intrusionsperiode. Doch stellt sich auch hier die Frage, ob wirklich rein magmatische Gesteine vorliegen. Zwei von den vier Analysen können mit keinem Magmatypus identifiziert werden und fallen ins Tonerdefeld. Stellt man die vier Analysen in ein Differentiationsdiagramm, so zeigen die Basenwerte in dem grossen si-Intervall 340—200 eine ausserordentlich geringe Bewegung. Da in der Flüelagruppe in den granitischen Kontakthöfen saure Biotit-Hornblende-Gneise häufig auftreten (vgl. S. 198), so könnte es sich vielleicht auch bei diesen „Granodioritgneisen" um nicht rein magmatische Gesteine handeln; es könnte möglich sein, dass sie sich *von Amphiboliten ableiten* lassen, die von granitischem Magma *aufgeschmolzen* und dann als quarzdioritische Gesteine wieder ausgeschieden worden sind.

Die Betrachtung der granitischen Gesteine von Silvretta-Ötztal zeigt uns also, dass für die Erklärung der Entstehung der verschiedenartigen Gesteine einer magmatischen Gesteinsserie nicht nur rein innermagmatische Erstarrungsvorgänge, sondern auch Aufschmelzungen und Assimilationen von exogenem Material ernsthaft in Betracht gezogen werden müssen.

4. *Zur Altersfrage.*

Die Intrusion der flüelagranitischen Magmen erfolgte zu einer Zeit, da das herzynische Gebirge in seinen Grundzügen bereits gebildet war; denn die herzynischen Zonen wurden von ihnen durchbrochen. Sollten die graphitischen Schiefer und Konglomerate, die dem herzynischen Gebirge konkordant eingefaltet sind und bisweilen auch in den Randteilen der granitischen Massen als Einschlüsse vorkommen, ins Karbon zu stellen sein, so würden die flüelagranitischen Intrusionen den weit verbreiteten jungpaläozoischen Bildungen entsprechen, wie sie z. B. in den Graniten des Gotthardmassivs oder der Bernina vorliegen.

Nach der Intrusion folgte eine tiefgreifende Umkristallisation unter Stress und höherer Temperatur („Warmreckung"), d. h. in grösserer Tiefe. Für dieselbe ist nicht die Alpenfaltung verantwortlich zu machen; denn da Silvretta-Ötztal als oberste Decken dem alpinen Bau eingegliedert sind, waren die Bedingungen für die erwähnte Umkristallisation zur Zeit der Alpenfaltung nicht gegeben; im Gegenteil fand durch die Alpenfaltung eine Mylonitisierung kristalliner Gesteine an einzelnen, grösseren oder kleineren Scherflächen statt („Kaltreckung"). Die Umkristallisation, deren Produkt die jetzt vorliegenden Flüelagranitgneise sind, muss daher noch in die herzynische Faltung selbst verlegt und einer herzynischen Schlussphase zugeschrieben werden.

Im Gegensatz zu den Flüelagranitgneisen sind die jungpaläozoischen Granite im Gotthardmassiv und in der Berninagruppe meist nur wenig verändert; ausserdem sind sie auch petrochemisch deutlich verschieden. Hingegen zeigen die alten Orthogneise des Gotthardmassivs mit den Flüelagranitgneisen eine gute chemische Übereinstimmung. Und während die Kontakte der oberkarbonischen Granite meist sehr scharf sind, besitzen die alten Orthogneise Injektionshöfe und gehen durch Injektionsgneise allmählich in Paragneise über. In Anbetracht dieser beiden Analogien erhebt sich die Frage, ob die Flüelagranitgneise nicht eher den alten Orthogneisen als den oberkarbonischen Graniten gleichzustellen sind. Diese Frage muss durch weitere Untersuchungen abgeklärt werden.

Die Diabasgänge

Als jüngste Bildungen treten im Silvrettakristallin Diabasgänge auf, die meist keinerlei dislokationsmetamorphe Einwirkungen erkennen lassen. Die massigen, seltener etwas geschieferten Gesteine besitzen ungemein frisches Aussehen und rein magmatische, ophitische Struktur und bestehen aus Plagioklas, Augit, Chlorit, Calcit, Erz und Quarz. Sie durchbrechen alle andern Gesteine, kommen aber auch lagergangartig vor.

Im Norden der Flüelagruppe treten sie nur sporadisch auf; so am Mönchalpberg, am Gorihorn und im obern Tschuggenthäli, dann bei Carlimatten und NW vom Sentishorn; im allgemeinen besitzen sie alle dasselbe Streichen N 40 E und Fallen 75 E und stehen so ziemlich genau senkrecht zum Streichen und Fallen der altkristallinen Gesteine.

Im südlichen Teil der Flüelagruppe sind Diabase reichlicher vorhanden, so besonders im Radünthäli, am Radüner Rothorn und

im hintern Dischmathal. Hier sind sie oft lagergangartig entwickelt, doch kommen Durchquerungen des Altkristallins gleichfalls vor. Das allgemeine Streichen ist hier N 50 E, das Fallen senkrecht; doch kommen Abweichungen häufiger vor.

In den noch südlicheren Teilen der Silvrettadecke finden sich Diabasgänge in grosser Häufigkeit, wie aus den Arbeiten von Albert Heim und Frank Escher (Scaletta- und Sertigpass) und aus den neuen Beobachtungen der Herren Dr. A. Senn (Keschgruppe) und cand. geol. F. Spaenhauer (Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe) hervorgeht.

Auch in der Ötztalergruppe treten Diabasgänge stellenweise sehr reichlich auf; sie sind manchmal mit Quarzporphyren vergesellschaftet. Besonders bekannt sind die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rassassergrats an der Schweizergrenze; sie haben durch G. Stache und C. v. John (87), durch U. Grubenmann und L. Hezner (30) und durch W. Hammer (34) eine mehrfache Bearbeitung erfahren. Ferner hat W. Hammer (41) im Winnebachgranit Gänge von Diabas und Diabasporphyrit aufgefunden.

Es fragt sich, ob die Diabase die lamprophyrische Ganggefolgschaft einer granitischen Intrusion darstellen oder ob sie als selbständige basische Intrusionen eine neue magmatische Periode einleiten. Im ersten Fall müssen sie an den Mönchalpgranit oder an die Flüelagranitgneise angeschlossen werden; hiegegen spricht aber die grosse Altersdifferenz zwischen granitischem Gestein und Diabas, gemessen am sehr verschiedenen Grad der Metamorphose. Das Alter der Diabase selbst ist noch nicht bekannt. Sie sind jünger als alle andern Gesteine des Altkristallins, die sie durchbrechen. Sie sind jünger als die herzynische Schlussphase, deren Metamorphose sie nicht erlitten haben. Im Unterostalpin Mittelbündens (z. B. Umgebung von Arosa) werden Diabase häufig angetroffen und sind dort mit Serpentin, Varioliten und Spiliten vergesellschaftet; sie besitzen mesozoisches Alter. Obwohl in den mesozoischen Sedimenten der Silvrettadecke bisher noch keine Diabase aufgefunden wurden, erscheint es doch wahrscheinlich, dass auch die Diabasgänge des Silvrettakristallins zu den mesozoischen Ophiolithen zu stellen sind; hiefür spricht auch der frische Erhaltungszustand und der geringe Grad der Metamorphose. Zu ähnlichen Schlüssen gelangte W. Hammer (34).

Eine eingehende geologische, mikroskopische und analytisch-chemische Untersuchung der Diabase von Silvretta-Ötztal wird die

verschiedenen Fragen über Alter, Entstehung und Umwandlung genauer abzuklären haben.

II. Die Basalschuppe[1])

Allgemeines.

Am Nordfuss der Flüelagruppe tritt eine Gesteinsserie auf, die durch ihren eigenartigen und vom übrigen Silvrettakristallin abweichenden petrographischen Charakter auffällt. Sie besteht aus einem mächtigen Komplex geschieferter Hornfelse, der in seinem tieferen Teil von Pegmatiten durchschwärmt ist; auch sind ihm Linsen von typisch unterostalpinem Granit und von Saussuritgabbro eingelagert. Die Hornfelsserie scheint daher unterostalpiner Herkunft zu sein. — Doch treten im Hornfelskomplex auch Einschaltungen von Flüelagranitgneisen auf; die Verbandsverhältnisse zeigen, dass es sich um tektonisch eingeschuppte Elemente handelt. Auch die aus Verrucano und Triasdolomit bestehenden Sedimentzüge, die bald lang anhalten, bald plötzlich auskeilen, sprechen für tektonische Verschuppung. — Der ganze Gesteinskomplex ist daher als eine *tektonische Mischzone aus oberostalpinen und unterostalpinen Deckenelementen* (letztere überwiegen) zu betrachten und soll als „Basalschuppe" bezeichnet werden. Er besteht im wesentlichen aus zwei Hornfelskomplexen, die durch den Sedimentzug Tritt-Ob. Gschwandten Boden[2]) und durch eine Flüelagranitgneis-Einlagerung voneinander getrennt werden.

Die Basalschuppe streicht von Davos durch die W-, NW- und N-Hänge des Pischagebirgssockels bis in den Lauenzug im Landquarttal und setzt auf dessen Nordseite in die Basis der Schilt-

[1]) Da ich mich bei meinen geologischen Aufnahmen auf das Silvrettakristallin beschränken wollte, war es mir hauptsächlich darum zu tun, dessen Grenze gegen die tieferliegenden tektonischen Elemente festzustellen. Da der Sedimentzug, der vom Tritt zum Oberen Gschwandten Boden verläuft, bisher als diese Grenze angesehen wurde, habe ich die tieferen Gebirgsteile nur kursorisch untersucht. Erst die Verarbeitung ergab dann die Existenz der Basalschuppe und die Tatsache, dass jenem Sedimentzug keine grössere tektonische Bedeutung zukommt. Obgleich also eine genauere Durchforschung der tieferen Teile der Basalschuppe noch vorgenommen werden muss, sollen doch die Beobachtungen und die Ergebnisse über den petrographischen Charakter und die tektonische Stellung der Basalschuppe hier mitgeteilt werden.

[2]) Der Obere Gschwandte Boden ist eine dem Untern Gschwandten Boden ähnliche Waldwiese, die etwa 200 m höher als dieser gleichfalls am Aufstieg zum „Rücken" liegt; die Siegfriedkarte stellt sie als Ausbuchtung der Isohypse H. 1860 m dar.

fluhgruppe (nördlich von Monbiel). Ihre Untergrenze ist durch den Serpentinzug der Totalp gegeben, der wohl noch zur nächsttieferen tektonischen Einheit, zur unterostalpinen Aroser Schuppenzone, gerechnet werden darf; er steigt vom Grünbödeli („In den Gründen") zum Untern Gschwandten Boden[1]) an und fällt von da gegen den Rütiwald; der Hang südlich von der Landquart ist stark verschuttet, den nächsten Serpentin trifft man erst wieder NW von Monbiel im Muttentobel und an der „Blauen Rüfi" (5). Die Grenze der Basalschuppe gegen das Silvrettakristallin verläuft, soweit ich sie verfolgen konnte, von der Flüelaschlucht bei Davos über Seehornscharte und Ober-Drusatscha nach Mönchalp-Aussersäss und von da über den „Rücken" und die Gatschieferalp in den Lauenzug; hier sinkt sie in die Tiefe, quert das Landquarttal etwa bei Schwendi östlich von Monbiel und steigt im Fraschmardintobel wieder bis auf ca. H. 1700 m. Diese obere Grenze der Basalschuppe ist nicht überall tektonisch gleich scharf ausgeprägt und könnte an einzelnen Stellen noch Änderungen erfahren; doch ist der petrographische Charakter meist ein gutes Unterscheidungsmerkmal.

Nördlich vom Landquarttal konnte M. Blumenthal (7) die Basalschuppe (von ihm als *„Tschirpenschuppe"* bezeichnet) bis zum Schlappintal verfolgen, wo sie endgültig ausgeht. Westlich von Davos-Dorf zieht sie über Grünturm und Schafläger nördlich am Schiahorn vorbei gegen das Aroser Gebiet; auch hier ist sie durch einen Sedimentzug, den sog. Schaflägerzug (9), zweigeteilt.

Die Hornfelsgneise sind von G. Theobald (104) grossenteils als *„Casannaschiefer"* bezeichnet worden und stimmen mit den von R. Staub (89) aus dem Oberengadin beschriebenen „Casannaschiefern" petrographisch, genetisch und tektonisch weitgehend überein; diese sind die normale kontaktmetamorphe Hülle unterostalpiner Granite, die bei der Überschiebung der oberostalpinen Decke von ihren Wurzeln abgerissen und verfrachtet worden sind. Doch soll jener Name nicht angewendet werden, da er genetische Voraussetzungen (petrographischer wie tektonischer Natur) enthält und auch zu Verwechslungen Anlass bietet (Casanna bei Klosters!); es erscheint mir richtiger, den Gesteinskomplex petrographisch als *„Hornfelsserie"*, tektonisch als *„Basalschuppe"* zu bezeichnen.

Im Gegensatz zum Silvrettakristallin zeigen die Gesteine der

[1]) Der Untere Gschwandte (= gereutete) Boden ist eine ebene Waldwiese SSE von Klosters-Selfranga am Aufstieg zum „Rücken" (oder „Hohliecht"), auf der die Siegfriedkarte die Höhe 1672 verzeichnet.

Basalschuppe oft starke Umwandlungen, und zwar desto allgemeinere und intensivere, je mehr die Basalschuppe gegen NE an Mächtigkeit reduziert wird. Infolge ihrer tektonischen Stellung als abgeschuppte Serie an der Basis der mächtigen Silvrettaschubmasse ist das leicht verständlich.

Petrographische Beschreibung

Die Hornfelsgneise

Es sind feinkörnige, je nach dem Mineralbestand hell weisse, graubraune oder graugrüne Gesteine mit meist deutlicher Paralleltextur (ruhige Kristallisationsschieferung). Die Struktur ist granoblastisch hornfelsartig, das Gefüge gering oder gar nicht verzahnt. Die einzelnen Mineralkörner sind klein und meist isometrisch ausgebildet, oft in der Schieferungsrichtung leicht gestreckt (Quarz und Feldspäte 0,10 : 0,12 bis 0,20 : 0,25 mm, Glimmer und Chlorit 0,06 : 0,30 bis 0,15 : 0,35 mm, Hornblende 0,10 : 0,15 bis 0,20 : 0,35 mm); Biotit und Chlorit markieren oft den Hauptbruch.

Die typischen, nicht tektonisch überarbeiteten Hornfelse bilden am Seehorn bei Davos einen sehr mächtigen Komplex; die ausgeprägtesten Gesteine finden sich in den Felsen 300 m südlich der Seehornscharte und in der Seehornscharte selbst; während der Absturz des Seehorns gegen den See hauptsächlich aus Quarz-Plagioklas-Hornfelsen und zwischengelagerten Apliten besteht, die oft nicht leicht auseinanderzuhalten sind. Ein zweiter, tieferer Komplex typischer Hornfelse streicht vom Ausgang des Mönchalptals und vom Grünbödeli („In den Gründen") S an P. 1672 vorbei nach dem Rütiwald und ist besonders im Aeujer Tobel, Ausser- und Inner-Kinn gut entwickelt; in seiner Begleitung treten auch reichlich tektonisch umgeformte Hornfelse auf.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas (Albit bis Andesin), Biotit, Chlorit, grüne Hornblende.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Titanit, Leukoxen, Rutil, graphitische Substanz; sekundär: Chlorit, Serizit, Prehnit, Limonit, Calcit.

Übergemengteile: Kalifeldspat, Pyroxen (Diopsid), Muskovit, Quarz, Zoisit, Epidot, Granat, Turmalin.

Charakteristisch ist, dass in den hornblendefreien Hornfelsen stets etwa 3 % Kalifeldspat vorhanden ist. Apatit tritt sehr reichlich auf.

Nach dem Mineralbestand können die Hornfelse in verschiedene Gruppen eingeteilt werden, die oft in sehr enger Wechsellagerung vorkommen:

1. Quarz - Feldspat - Hornfelse. MB: Quarz, Albit - Oligoklas, wenig Biotit und Chlorit. Sie besitzen ein helles, aplitähnliches Aussehen.

2. Biotit- und Chlorit-Hornfelse. MB: Quarz, Plagioklas (Albit bis Andesin), reichlich Biotit oder Chlorit.

3. Biotit-Hornblende-Hornfelse. MB: Oligoklas-Andesin, Biotit, Hornblende, Quarz (in wechselnden Mengen) (vgl. Taf. IV, 2a und 2b).

4. Hornblende-Hornfelse. MB: Oligoklas-Andesin, Hornblende. Von plagioklasreichen, typisch hornfelsartig struierten Gesteinen findet ein kontinuierlicher Übergang statt bis zu hornblendereichen, stark parallelstruierten Gesteinen, die von gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten nicht zu unterscheiden sind.

Die Hornfelsgneise bilden einen einheitlichen Komplex, der durch eine Serie flüelagranitischer Gesteine in zwei Teile getrennt wird. Diese Einlagerung ist tektonischer Natur (Verschuppung); die Granitgneise sind von den hangenden Hornfelsen durch eine schmale Quetschzone, von den liegenden durch ein Sedimentband getrennt. Die Flüelagranitgneise stehen zu den Hornfelsen genetisch in keiner Beziehung; wie im Innern der Silvrettagruppe zu beobachten ist, ist ihr normaler Kontakt durch Injektionen gekennzeichnet, während Hornfelse nicht ausgebildet werden.

Der tiefste Teil des Hornfelskomplexes ist reichlich von gewöhnlichen und turmalinführenden Pegmatiten durchsetzt. Ausserdem findet man ab und zu Fetzen eines feinkörnigen, massigen, nicht metamorphen Granits, wie er in Granitmassiven mit Hornfelskontakten auftritt. Es ist anzunehmen, dass dessen Intrusion die Hornfelsbildung verursacht hat. Man hat sich vorzustellen, dass grössere Granitmassen in der Tiefe und besonders in den Wurzelteilen vorhanden sind, von denen die Hornfelsserie bei der Überschiebung des Silvrettakristallins abgerissen und nach Norden verfrachtet wurde.

Die Amphibolite

Die Amphibolite der Basalschuppe sind feinkörnige, dunkelgrüne, gut geschieferte Gesteine, die von den Amphiboliten des Silvrettakristallins nur wenig abweichen. Es sind gewöhnliche Plagioklasamphibolite, seltener auch Granatamphibolite. Charakte-

ristisch ist das reichliche Auftreten von Zoisit-Epidot, ohne dass es jedoch zur Ausbildung richtiger Epidotamphibolite käme.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas; Granat, Zoisit-Epidot.

Nebengemengteile: Ilmenit, Titanit, wenig Rutil, Apatit; sekundär: Chlorit, Prehnit, Limonit, Calcit; auf Klüften infiltriert: Strahlstein, Epidot, Chlorit.

Übergemengteile: Granat, Pyroxen, Quarz.

Die grüne Hornblende besitzt meist aktinolithische Tendenz. Der Plagioklas ist gewöhnlich stark serizitisiert und saussuritisiert, selter ist er reiner Albit mit Albit- und Periklinverzwillingung. Innerhalb der saussuritischen braunen Massen findet Neubildung grösserer Zoisit-Epidot-Körner statt. Der Granat ist teilweise in Serizit, Zoisit, Erz, Plagioklas, Hornblende und Quarz umgewandelt.

Die Amphibolite sind den Hornfelsgneisen in schmalen Bändern eingelagert und besitzen nur untergeordnete Bedeutung.

Tektonisch umgeformte Hornfelsgneise und Amphibolite

Die tektonische Beanspruchung tendiert dahin, den Mineralbestand in der Richtung nach der Grünschieferfazies umzuwandeln; Biotit und Hornblende sind nur noch reliktisch vorhanden; Muskovit, Serizit und Chlorit treten an ihrer Stelle unter den Hauptgemengteilen hervor. Die Struktur ist eine äusserst feinkörnige oder feinschuppige; die Gesteine sind eng geschiefert, zuweilen auch gefältelt, und von Gleitflächen durchsetzt, auf denen sich grosse Muskovitflasern bilden können. Die Mylonitisierung zeigt sich erst im mikroskopischen Bild; eine Zerrüttung oder Verruschelung der Gesteine fehlt.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas (Albit), Muskovit, Serizit, Chlorit, Biotit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Pyrit, graphitische Substanz; sekundär auf Klüften und Adern: Kalifeldspat, Chlorit, Limonit, Calcit.

Übergemengteile: Granat, Turmalin, Zoisit-Epidot.

Wir unterscheiden:

1. *Hornfelsgneise mit Muskovitporphyroblasten*

Durch tektonische Auswalzung entsteht aus den Hornfelsgneisen ein immer feinkörnigeres Gestein, das als Mylonitschiefer zu bezeichnen ist; die Grösse der Quarz-Feldspat-Körnchen sinkt bis 0,03 : 0,04 mm, die der Glimmer- und Chlorit-Schüppchen bis 0,01 : 0,04 mm. Daneben bilden sich durch Sammelkristallisation Muskovitporphyroblasten, die mit zunehmender Mylonitisierung grösser werden und Querschnitte von 1,0 : 4,0 mm erreichen.

2. *Serizit-Chlorit-Schiefer* (vgl. Taf. IV, 3a und 3b)

Die sehr stark geschieferten Gesteine besitzen wachsgelbe oder dunkelgrüne Farbe, je nachdem das serizitische oder das chloritische Material überwiegt. Das Gefüge ist vollkommen dicht, oder es schwimmen ausgezogene Quarzbrocken in der dichten Grundmasse. Der Hauptbruch ist matt seidenglänzend. In langen, schmalen, feinschuppigen Chlorit- und Serizitsträhnen, die häufig miteinander abwechseln, schwimmen Quarzporphyroblasten in grösseren Flasern oder kleinsten Körnchen; häufig ist der Chlorit dem Quarz angeschmiegt oder füllt die Streckungshöfe. Das Gefüge wird von Gleitflächen durchzogen, auf denen manchmal Neubildung von Muskovitflasern stattfindet. Plagioklas fehlt.

3. *Flaserige Chloritschiefer*

Die stark geschieferten, dunkelgrünen Gesteine lassen sich makroskopisch von manchen Serizit-Chlorit-Schiefern nicht unterscheiden; der Querbruch ist feinkörnig bis dicht, der Hauptbruch von Chlorithäuten bedeckt. Plagioklas (stark serizitisiert) und etwas Quarz (stark undulös) bilden Flasern, die von Chloritschuppen und -nestern umgeben werden.

Unterostalpiner Granit

In den untern Teilen der Hornfelsserie fand ich in der Nähe vom Grünbödeli (Koord. 786,850 : 191,400 km) einen feinkörnigen, gleichkörnigen, massigen Granit, wie aus der Silvrettadecke kein ähnliches Gestein bekannt ist. Die Struktur ist normal granitisch körnig; eine Metamorphose hat nicht stattgefunden. Es ist reich an Kalifeldspat und arm an dunklen Gemengteilen.

Mineralbestand: *Quarz* (35 %) frisch, isometrisch, wenig undulös; etwas gerundet (anscheinend magmatisch korrodiert). *Kalifeldspat* (35 %) frisch, oft mit schmalen Albitspindeln und An-

deutung von Mikroklingitterung, seltener mit Karlsbader Verzwillingung; Letztausscheidung. *Plagioklas* (24 %) mittelstark serizitisiert, zuweilen mit Albitverzwillingung. *Muskovit* (2 %) und *Chlorit* (4 %) in kurzen, breiten Schuppen; letzterer aus Biotit entstanden unter Abscheidung von Titanit- und Erzkörnchen. *Nebengemengteile:* wenig Apatit, Zoisit-Epidot fehlt vollständig. Quarz und Feldspäte: 0,70 : 0,70 mm, Muskovit und Chlorit: 0,22 : 0,40 mm.

Das Gestein ist makroskopisch und mikroskopisch identisch mit dem feinkörnigen Biotitgranit vom Johannesberg bei St. Moritz-Bad (Minodsammlung Hdst. 1833, Schl. 185), der wahrscheinlich der Berninadecke angehört (verstürzter Block). Da die petrographischen Charaktere der ostalpinen Granite sehr ausgeprägt sind — man findet z. B. in der Silvrettadecke keine granitischen Gesteine, die denen der unterostalpinen Decken ähnlich wären —, so darf aus der petrographischen Übereinstimmung auch auf eine tektonische Zugehörigkeit geschlossen werden. Die unterostalpine Herkunft des neu aufgefundenen Granits steht wohl ausser Frage; auch die Hornfelsserie als seine kontaktmetamorphe Hülle ist dann dem Unterostalpin zuzuweisen.

Flüelagranitgneise

An verschiedenen Stellen finden sich in der Basalschuppe tektonische Einlagerungen von flüelagranitischen Gesteinen; grobflaserige Granitgneise herrschen vor, daneben treten Augengneise, aplitisch-pegmatitische und gewöhnliche aplitische Gneise auf.

Die wichtigste Serie dieser Gesteine befindet sich am Ausgang des Mönchalptals, vom Tritt bis halbwegs Mönchalp-Aussersäss; sie besteht aus etwas verdrückten grobflaserigen Granitgneisen und ist ca. 700 m mächtig; gegen SW verschwindet sie unter dem Drusatschabergsturz, nordostwärts keilt sie beim Obern Gschwandten Boden aus. — Weiter im Osten bilden Granitgneise eine 60 m hohe Wand 300 m nördlich der Gatschiefer Alphütte, über dem nach W auskeilenden Dolomit. Ferner tritt im Mückenwald, der bis zur Höhe von 1800 m von Gehängeschutt bedeckt ist, auf H. 1690 m (Koord. 789,700 : 191,650 km) ein helles, stark mylonitisiertes, grobkörnig granitisches Gestein aus dem Schutt heraus, an das sich gegen W eine Dolomitwand anschliesst. — Südwestlich vom Mönchalptal trifft man in den obersten Teilen der Basalschuppe, am Abhang des Hörnli gegen Drusatscha, auf granitische und aplitisch-pegmatitische Gneise. In der Umgebung von Davos sind Flüela-

granitgneise mehrfach in die Hornfelsserie eingeschaltet, so am Nordostende des Davoser Sees, am Hügel nördlich der Stille und an der Flüelastrasse unmittelbar über dem Dolomit. Ob die Orthogneise bei der Deutschen Kriegerheilstätte (NE Bühl) gleichfalls der Basalschuppe angehören oder in das Silvrettakristallin zu stellen sind, konnte nicht entschieden werden.

1. *Grobflaserige Granitgneise*

Tektonisch nicht beanspruchte Gesteine finden sich nur ausnahmsweise, so am Drusatschahang auf H. 1870 m (Koord. 785,950: 189,300 km) und in den Felsen 300 m S der Seehornscharte. Die flaserigen bis lagigen Gesteine sind auf ihrem Hauptbruch von schwarzen Biotitflasern oder Chloritflatschen und von Muskovitschuppen bedeckt. Quarz (30—35 %) tritt in Körnern, Adern und Linsen auf. Plagioklas (20—25 %, Albit bis Oligoklas, leicht serizitisiert) und Kalifeldspat (25 %, frisch) bilden ein unverzahntes pflasterartiges Gefüge. Biotit (5—20 %, starker Pleochroismus nach dunkelrotbraun, manchmal chloritisiert) in Schuppen, die zu Flasern angehäuft sind; Muskovit (5—10 %) in langgestreckten Zügen oder flaserigen Tafeln. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Titanit; Calcit, Limonit. Der flüelagranitische Charakter ist sehr ausgesprochen.

Meist sind jedoch die grobflaserigen Granitgneise mehr oder weniger stark tektonisch umgeformt. Die grünlichen Gesteine enthalten grosse Kalifeldspatkristalle, klaren Quarz, dichte weisse Feldspatsubstanz und breite Chloritflatschen, die sich in Gleitflächen einstellen. Schon makroskopisch ist fast immer eine gewisse Mylonitisierung zu konstatieren, die bis zur Ausbildung von lagigen, oft gefältelten, serizitischen Gneisen führt; Quarzlinsen und -flasern sind dann in stark geschieferte serizitische Substanz eingebettet, und das ganze Gestein ist von limonitischen Adern und Klüften netzartig durchzogen.

Mikroskopisch zeigt sich der gewohnte Gang der Mylonitisierung (vgl. S. 194 ff.): Die grossen Kalifeldspäte werden zerbrochen, von Quarzschnüren durchsetzt und später in Mörtel aufgelöst. Das Plagioklaspflaster geht in einen serizitischen Mörtel über. Die Quarzlinsen und -adern sind verzackt gebrochen und stark undulös auslöschend. Der Biotit ist vollständig chloritisiert. Der Muskovit bildet einzelne grössere Flasern auf Gleitflächen. Ausserdem findet Infiltration von Limonit und Calcit statt.

2. *Aplitisch-pegmatitische Gneise*

Die Gneise sind fast identisch mit den entsprechenden Gesteinen des Silvrettakristallins, jedoch tektonisch überarbeitet. Verzahnt granoblastisches, mittelkörniges Gefüge aus Quarz, Plagioklas (reiner Albit mit Albitverzwillingung, Quarztropfen einschliessend), Kalifeldspat (mit Andeutung von Mikroklingitterung) und Muskovittafeln. Gute Paralleltextur. Es sind verschiedene Mylonitisierungsstadien zu unterscheiden:

a) Der Quarz ist undulös; der Plagioklas ist leicht serizitisiert und seine Zwillingslamellen sind verbogen und zerknittert; die Muskovittafeln zerfallen in kleine Schuppen; das ganze Gefüge ist von Quarzschnüren durchzogen. Makroskopisch ist die Mylonitisierung noch nicht erkennbar.

b) Feldspäte und Muskovit sind in einen serizitischen Mörtel aufgelöst, in welchem Neubildung von Muskovitflasern stattfindet. Der stark undulöse Quarz ist in kleine Körner zerfallen oder bildet langgestreckte Individuen. Die Gesteine sind stark geschiefert; der Hauptbruch ist von Serizithäuten und Muskovitschuppen bedeckt, auf dem Querbruch erkennt man die in die Grundmasse eingebetteten Quarzkörner.

Aplitische Gneise

Diese hellen, feinkörnigen, etwas geschieferten Gesteine bestehen aus einem aplitisch verzahnten, leicht kataklastisch überarbeiteten Gefüge von Quarz (41 %, meist undulös), Plagioklas (44 %, Albit-Oligoklas, stark serizitisiert, mit Tropfenquarz), Kalifeldspat (8 %, stets frisch) und Biotit (7 %, meist in Chlorit umgewandelt). Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, schwarzes Erz, Titanit. Infiltration von Kalifeldspat und Zoisit-Epidot auf Klüften. Grösse der Quarz- und Feldspatkörner 0,25 : 0,40 mm. Die aplitischen Gneise kommen besonders am Seehorn vor und sind den Hornfelsen wahrscheinlich primär eingelagert; doch sind sie wenig charakteristisch.

Basische Eruptiva

Gesteine, die als mehr oder weniger stark umgewandelte basische Eruptiva zu deuten sind, treten in schmalen, kurzen Linsen als Einlagerungen in der Hornfelsserie auf.

1. *Saussuritgabbro*

Das massige, mittelkörnige Gestein von grauer Gesamtfarbe besteht etwa zu gleichen Teilen aus einem milchig getrübten Saussurit und einem bald bräunlichen, bald grünlichgrauen Diallag mit noch guter Spaltbarkeit. Der Saussurit setzt sich in feinkörnigem Gefüge aus kleinen bräunlichen Körnern (Zoisit) und farblosen, glimmerartigen Schüppchen (Serizit?, Talk?) zusammen. Der Diallag ist in uralitische aktinolithische Hornblende umgewandelt, die stengelig spiessig entwickelt ist, starke, enge Spaltbarkeit besitzt und schwärzliche Trübungen enthält; spiessige Hornblendenadeln wachsen in den Saussurit hinein. Auch im mikroskopisch-morphologischen Charakter ist somit der Diallag erhalten geblieben, während er mineralogisch in Strahlstein umgewandelt ist. Relikte von Diallag wurden in den vorliegenden Schliffen nicht angetroffen, obwohl das Handstück auf deren Vorhandensein schliessen lässt. Neben- und Übergemengteile: Rutil (sehr reichlich), schwarzes Erz, Apatit, Quarz; sekundär auf Adern und Klüften: Prehnit, Chlorit, Calcit. Saussurit: 1.2 : 2.0 bis 1.6 : 2.4 mm, Diallag 1.4 : 2.0 bis 2.2 : 3.0 mm.

Den typischen Saussuritgabbro fand ich anstehend auf der linken Seite im Ausser-Kinn auf H. 1700 m (Koord. 788,650: 191,500 km), beim Grünbödeli (Koord. 786,675 : 191,200 km) und bei der Pension Seehorn auf der Westseite des Davoser Sees. Trotz seiner geringen Verbreitung ist er ein sehr charakteristisches Leitgestein für die Hornfelsserie, und seine sehr verschiedenartige Lagerung gegenüber den Sedimentbändern besagt, dass diese als Einschuppungen in einen regionaltektonisch einheitlichen Komplex zu bewerten sind.

An den massigen Saussuritgabbro schliessen sich geschieferte Gesteine an, die makroskopisch wie Amphibolite aussehen, nach dem mikroskopischen Charakter aber als ausgewalzte Saussuritgabbros zu deuten sind. Sie bestehen aus uralitischer Hornblende und saussuritisiertem Plagioklas, die striemenförmig angereichert sind, ferner Titanit (sehr reichlich), Chlorit, Prehnit, Calcit, Zoisit-Epidot. Sie treten an der Obergrenze der Basalschuppe gegen das Silvrettakristallin auf (in der Flüelaschlucht bei Davos, ferner bei P. 2009 am Hörnli-Nordgrat); ihre Auswalzung ist leicht verständlich.

2. *Chlorit-Hornblende-Schiefer*

Das Gestein sieht aus wie ein feinkörniger, dunkelgrüner,

stark geschieferter Amphibolit und besteht aus stengeliger Hornblende (0,27 : 0,95 mm), die auf dem Längsbruch hervortritt, und einer faserig-filzigen Füllmasse aus Chlorit mit viel Titanit; Nebengemengteile: Calcit, Ilmenit, Rutil, Apatit. Die Hornblende ist gut prismatisch umgrenzt bei fehlender Endbegrenzung; eigenartig und charakteristisch ist eine sehr gute Querabsonderung, die nur als basale Spaltbarkeit eines rhombischen Pyroxens oder Anthophyllits gedeutet werden kann. Die Hornblende ist schwach grünlich gefärbt und gering pleochroitisch nach dem normalen Absorptionsschema; dabei ist der Kern stärker gefärbt und etwas schwächer doppelbrechend als die fast farblose Hülle. Der Chlorit-Hornblende-Schiefer, vermutlich ein metamorpher Pyroxenit, steht beim Schieberhäuschen am Davoser See an, das den Einlauf des Flüelabachs in den See reguliert.

Die beschriebenen Gesteine finden sich nur in der Basalschuppe und sind für diese leitend; dem Silvrettakristallin sind sie fremd. Ob sie genetisch als ältere Einlagerungen zu betrachten sind und etwa mit den Amphiboliten zusammenhängen, oder ob sie zum mesozoischen Totalserpentin gehören, ist noch nicht aufgeklärt.

Diabasartige Gesteine

In den obersten Teilen der Hornfelszone treten sporadisch (Seehornscharte, Drusatschahang) hellgrüngraue, dichte, diabasähnliche Gesteine auf, die sich am ehesten als umgewandelte Diabase deuten lassen. U. d. M. zeigt sich eine striemenförmige Verwachsung von serizitisierter Feldspatsubstanz mit Streifen von sehr kleinkörnigem Calcit. Manchmal sind noch schwache Umrisse von Feldspatkörnern angedeutet. Gestreckte schwarze Erzkörner sind sehr reichlich eingelagert. Auch Schuppen von hellgelbbraunem Biotit und von Chlorit sind häufig. Daneben findet sich wenig Apatit. Klüfte von Quarz und Calcit queren das Gestein. Die striemenartige Anordnung der Hauptgemengteile und die eingestreuten Erzkörner und Biotit- wie Chloritschuppen bedingen eine gute Paralleltextur; Gleitflächen oder sonstige Anzeichen direkter tektonischer Umformung (Auswalzung) fehlen hingegen.

Permische und mesozoische Bildungen

Triasdolomite und Verrucanoschiefer mit Quarzporphyren bilden in der Basalschuppe schmale Bänder, die sich meist auf grosse Distanz verfolgen lassen und dann plötzlich auskeilen; ganz untergeordnet treten dabei auch mesozoische Kalkschiefer auf.

Der Dolomitzug des Schiahorns bei Davos tritt bei der Stille ins Untersuchungsgebiet ein und streicht, 100—150 m mächtig, gegen NE in die Basis des Seehorns, wo er auf H. 1620—1740 m

mit nach NE gerichteter Umbiegung endigt. In seinem Liegenden trifft man zwei an Stellen Verrucano („Sehnsuchtsfelsen" der Basler Heilstätte, Koord. 784,125 : 187,475 km und „Märliwiese", Koord. 784,400 : 187,650 km).

Am Ausgang des Mönchalptals trennt ein Verrucanoband einen Granitgneiskomplex vom tieferen Teil der Hornfelsserie ab. Ein erster kleiner Aufschluss befindet sich in der Basis des Hörnli-Nordgrats gegenüber Laret auf H. 1560 m (Koord. 785,950: 190,350 km), wo eine schmale Dolomitlinse von Verrucano umsäumt wird. Am Mönchalpsträsschen ist auf H. 1550 m (Koord. 786,300: 190,625 km) ein 3 m mächtiger Dolomit in die Granitgneise hineinverschuppt; er keilt seitlich rasch aus, denn man trifft ihn weder im Bachbett noch am alten, obern Mönchalpweg; ähnliche Verschuppungen hat J. Cadisch (10) aus dem Druckstollen Davos-Klosters beschrieben. Ein 30—40 m mächtiges Verrucanoband zieht nun vom Tritt gegen NE zum Obern Gschwandten Boden; von den Zügen an tritt in seiner Mitte ein Dolomitband auf, das als ca. 10 m hohe Wand weithin sichtbar ist und bis zum Obern Gschwandten Boden anhält; an der Flanke gegen den Rütiwald trifft man als dessen letzten Rest einen 5 m mächtigen Dolomitaufschluss auf H. 1770 m.

Der Rütiwald als Sackungsgebiet unterbricht die Aufschlüsse. Vom Aeujer Tobel bis zum Ausser-Kinn fehlen Sedimentbildungen. Erst auf der linken (westlichen) Seite des Inner-Kinn tritt wieder Dolomit auf (H. 1710—1650 m), darunter Verrucano. Längs einer N 5 W streichenden, senkrecht oder steil E fallenden Verwerfung, die ziemlich genau im Bachbett verläuft, erscheint der Ostflügel gegenüber dem Westflügel nach N vorgeschoben und gesunken. Im Ostflügel trifft man unter der Hornfelsserie bei H. 1715 m erst eine Kalkbank mit reichlicher Pyritimprägnation (0,5 m), dann 5 m Kalkschiefer mit Tonhäuten und verquetschten Dolomitlinsen; es folgen von H. 1710 bis 1670 m Paragneise und Amphibolite, darauf 20 m schwarze, verruschelte Kalkschiefer und erst bei H. 1650 m beginnt eine ca. 60 m hohe Dolomitwand, deren Fuss gleichfalls von Verrucano eingenommen wird; sie erscheint gegen die linke Tobelseite um etwa 60 m versenkt. Nach Osten verschwindet der Dolomit bald unter dem Gehängeschutt des Mückenwaldes.

1. *Verrucano und Quarzporphyre*

Die als Verrucano bezeichneten roten, brecciösen Schiefer sind die Abtragungsprodukte des herzynischen Gebirges; ihre rotviolette

Farbe ist auf die limonitisch-lateritische Verwitterung ihrer feinen Bestandteile zurückzuführen (permische Verwitterung); die stratigraphische Stellung der Gesteine kann nicht präzisiert werden, vermutlich gehören sie zum Perm oder zur untern Trias (Buntsandstein). Sie sind mit Quarzporphyren vergesellschaftet, die als grüne und rote Schiefer konkordant eingelagert sind und von den klastischen Schiefern makroskopisch oft nicht unterschieden werden können.

a) *Klastische Bildungen*

Am häufigsten sind rotviolette, feinbrecciöse Schiefer (Perm?), deren Hauptbruch von Limonithäuten bedeckt ist. In einem klastischen Grundgewebe von Quarz und Plagioklas (meist serizitisiert, doch auch frischer Albit mit Albitverzwillingung) liegen langgezogene Nester, Adern und Linsen von Quarz, sowie einzelne Schuppen von Muskovit und Biotit (letzterer limonitisiert und chloritisiert); ausserdem meist gut gerundete quarzitische und chloritische Gerölle. Limonit und Calcit finden sich auf Klüften, Limonit auch in langen Zügen.

Seltener sind feinkörnige, weisse bis hellviolette Quarzite (Buntsandstein?), die teilweise chloritische und quarzitische Gesteinsfragmente führen; manchmal besitzen sie ein rauchwackenartiges Aussehen. Eckige bis leicht gerundete Körner von Quarz und Limonit, feinschuppige Chloritnester und vereinzelte Muskovitschuppen werden durch ein serizitisches Bindemittel verbunden. Diese Quarzite finden sich hauptsächlich im Profil des Mönchalptals (Bachbett!), wo sie mit ca. 10 m Mächtigkeit den Komplex der roten und grünen Verrucanoschiefer überlagern; über ihnen folgen unmittelbar die Granitgneise.

b) *Quarzporphyre*

Die hellgrauen, geschieferten Quarzporphyre sind auf dem Hauptbruch von hellgrünen serizitischen Häuten und rötlichgrauen limonitischen Ausscheidungen bedeckt. Im Querbruch zeigen sich etwas linsige Einsprenglinge: klarer Quarz, matt gelbweisse Feldspäte und rotviolett metallglänzende Biotitschuppen. — Die Grundmasse besteht aus einem feinschuppigen serizitischen und chloritischen Gewirr und aus serizitisiertem Plagioklas. In ihr finden sich Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Muskovit und Biotit und Drusen von Calcit. Der Quarz bildet gerundete, magmatisch korro-

dierte Körner, deren Einbuchtungen mit Grundmasse ausgefüllt sind; er ist frisch, klar, einheitlich und nicht undulös auslöschend und oft von Sprüngen durchsetzt, an denen die einzelnen Teile manchmal etwas verschoben sind. Der Plagioklas (Albit) ist kristallographisch umgrenzt, stark serizitisiert und oft nach dem Albitgesetz oder als Schachbrettalbit verzwillingt; häufig ist er pseudomorph durch Calcit ersetzt. Der Muskovit bildet breite, dicke, oft etwas verbogene Tafeln; ebenso der Biotit, der schmutzigbraunen bis rotbraunen Pleochroismus besitzt; Einlagerungen von Limonit bedingen den rotviolett metallischen Glanz. Calcit tritt pseudomorph in Drusen auf.

Biotitfreier Quarzporphyr vom Bahnhof Glaris-Spinabad (Landwassertal). Mineralbestand: Grundmasse (50 %), Quarz (35 %), Plagioklas (5 %), Muskovit (5 %), Calcit (5 %); Dimensionen: Quarz 1,3 : 1,3 mm, Plagioklas 0,65 : 1,0 mm, Glimmer 0,27 : 0,80 mm.

Stärker tektonisch beanspruchte Quarzporphyre liegen als stark geschieferte, hellgrüne Gesteine vor, die u. a. am „Sehnsuchtsfelsen" der Basler Heilstätte in der „Stille" bei Davos anstehen. In der Grundmasse ist der Serizit strähnenartig, der Chlorit nesterartig verteilt. Der Quarz ist gerundet, undulös und bildet viel kleinere Körner (0,25 : 0,45 mm) als in den obigen Gesteinen; er tritt in kleinen Körnchen auf dem Querbruch hervor. Der Biotit bildet limonitisierte Tafeln und enthält Zwischenlagen von Muskovit. Der Feldspat ist vollständig zerrieben und in der Grundmasse aufgegangen.

2. *Dolomite und Kalkschiefer*

Die Dolomite sind in die Trias zu stellen (ostalpine Fazies) und werden gewöhnlich als Hauptdolomit aufgefasst. Die nicht sehr häufigen Kalkschiefer werden zum Jura gerechnet. Bezüglich Ausbildung und stratigraphische Stellung dieser Gesteine sei auf die Arbeiten von J. Cadisch (10) und W. Häfner (31) verwiesen.

Bestimmung der Plagioklase nach der Fedorow-Methode

Soweit möglich, wurden die Plagioklase auch nach der Fedorow-Methode bestimmt; die Interpretation erfolgte mit Lit. 16 vorzugsweise nach den Tafeln 11—13. Das Material ist zwar für diese Methode nicht sehr geeignet, da die Feldspäte zudem häufig nur geringe Grösse besitzen und serizitisiert sind; trotzdem konnten über 30 Bestimmungen vorgenommen werden.

Von den *Zwillingsgesetzen* ist das Albitgesetz weitaus am häufigsten. Auch das Periklingesetz ist ziemlich verbreitet. Das Karlsbader Gesetz beschränkt sich auf die Porphyroblasten der Knotengneise und Knotenamphibolite; ganz vereinzelt wurde in diesen Gesteinen das Manebacher Gesetz angetroffen.

Die *Basizität* der Plagioklase variiert zwischen reinem Albit von 0 % An (in Orthogneisen) und Andesin-Labrador von 45 % (in Amphiboliten).

Im einzelnen ergibt sich folgendes Bild:

Paragneise: Biotitschiefergneise, Biotitfleckengneise, Staurolithschiefergneise und Granatgneise enthalten Oligoklas-Andesin und Andesin von *23—35 % An;* häufig ergeben die miteinander verzwillingten Individuen in ihrer Zusammensetzung eine Differenz von 3—5 % An; Zwillingsgesetze: Albit und Periklin, beide polysynthetisch, oft in Albit-Periklin-Doppelzwillingen auftretend.

Die *Feldspatknotengneise* enthalten Oligoklas von *15—20 % An,* der polysynthetisch nach Periklin, in zwei Individuen gewöhnlich nach Karlsbad, ganz selten nach Manebach verzwillingt ist.

Amphibolite: Die Basizität unterliegt grösseren Schwankungen als bei den Paragneisen. Die porphyroblastischen Plagioklasamphibolite enthalten Oligoklas-Andesin, Andesin und Andesin-Labrador von *20—45 % An;* polysynthetische Verzwillingung nach dem Periklingesetz; die miteinander verzwillingten Individuen ergeben in ihrer Zusammensetzung manchmal Differenzen von 6—8 % An.

Die *Knotenamphibolite* enthalten Albit und Oligoklas von *0—20 %*; Verzwillingung polysynthetisch nach Periklin, in zwei Individuen nach Karlsbad, ganz selten nach Albit.

Orthogneise: Der grobflaserige Granitgneis enthält polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingten Oligoklas von *8—13 % An.*

Der aplitisch-pegmatitische Gneis und der Alkaligranit vom Flüela-Weisshorn weisen polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingten reinen Albit *(0 % An)* auf; ersterer enthält gelegentlich auch Periklinverzwillingung.

Injektionsgneis mit Orthoklasaugen aus der Mönchalpzone: Albit-Oligoklas vonn *5—12 % An,* nach dem Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt.

Bei einem Albit-Periklin-Doppelzwilling eines aplitisch-pegmatitischen Gneises konnte mit Hilfe der basalen Spaltbarkeit (001) die *Lage der Periklinzwillingsebene* für den vorliegenden Fall genau festgelegt werden. Die Zusammensetzung beträgt 0 % An *(reiner Albit).* Der Winkel zwischen der basalen Spaltbarkeit und der Periklinzwillingsebene wurde zu + *30°* bestimmt. Wülfing gibt + 37°, Becke + 13° an; der Wülfingsche Wert stimmt für den vorliegenden Fall besser.

Zusammenfassung

1. Das Silvrettakristallin ist ein Stück altes, herzynisch gefaltetes *Grundgebirge,* das von der Alpenfaltung in ihren Bau einbezogen worden ist. Es bildet den *kristallinen Kern der Silvretta-*

decke, die als gewaltige Schubmasse die Schiefer des Prätigau und des Unterengadin überlagert.

2. Das Silvrettakristallin besteht aus parallelen Zonen von Paragneisen und Amphiboliten, denen granitische Gneise häufig konkordant eingeschaltet sind. Diese Zonen bilden im Norden das Gewölbe der zentralen Silvretta, im Süden den Flüela-Scaletta-Fächer; sie streichen in der Flüelagruppe meist Ost-West und stehen ziemlich steil. Am Flüelapass werden sie von granitischen Gneisen mit primärem Eruptivkontakt diskordant durchbrochen und abgeschnitten.

3. Die Schiefergneise *(Paragneise)* sind die metamorphen Derivate toniger Sedimente, die vereinzelt sandige Lagen enthielten; kalkreiche Einlagerungen sind sehr selten. Die Gesteine wurden unter kata- bis katamesozonalen Verhältnissen umgewandelt; sie besitzen teils ruhige Kristallisationsschieferung, teils lepidoblastische Struktur. Ständige Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas (meist Oligoklas-Andesin), Biotit und etwas Muskovit; Kalifeldspat fehlt. Häufig treten Granat, Staurolith, Disthen, Sillimanit, Andalusit und Turmalin als Gesteinsgemengteile auf. Staurolith und Disthen sind Bildungen einer Stressphase, Andalusit ist Kontaktbildung einer nachfolgenden Intrusionsphase; gleichfalls unter magmatischer Einwirkung erfolgte die Entwicklung von Plagioklasporphyroblasten in den Knotengneisen. Für die Entstehung der Quarz-Andalusit-Linsen waren der Tonerdeüberschuss der Paragneise und die Intrusion granitischer Magmen massgebend; ob direkte Kontaktbildungen oder spätere Sammelkristallisationen vorliegen, lässt sich nicht feststellen.

4. *Graphitische Schiefer und Konglomerate* sind meist den Paragneisen konkordant eingelagert, seltener in den Randteilen granitischer Intrusionen eingeschlossen. Sie sind nur wenig mächtig. Ihr Alter ist nicht bekannt; vielleicht sind sie ins Karbon zu stellen.

5. Die *Amphibolite* werden als Derivate gabbroider Gesteine aufgefasst, deren Magmen in die Paragneise, den Schieferungsflächen entlang, eingepresst wurden; sie bilden eine geschlossene gabbrodioritische und normalgabbroide Serie. Granoblastische Strukturen herrschen vor, doch treten auch gabbroide und eklogitische Reliktstrukturen auf. Ständige Hauptgemengteile sind grüne Hornblende und Plagioklas (Oligoklas-Andesin bis Labradorit); häufig treten dazu Granat und Zoisit-Epidot, seltener Pyroxen oder Biotit. Die Bildung der Plagioklasporphyroblasten in den Knotenamphiboliten erfolgte unter magmatischer Beeinflussung. Die Entwick-

lung von Zoisit-Epidot wird auf eine hydrothermale Phase zurückgeführt.

6. Der neu aufgefundene *Mönchalpgranit* ist ein Pinitgranit mit bläulichem Quarz und tiefschwarzbraunem Biotit; durch Auftreten grösserer Kalifeldspatkristalle entstehen porphyrartige Varietäten; bei den Feldspäten zeigt sich ein Kornzerfall (besonders beim Plagioklas) und eine Verdrängung des Kalifeldspats durch Plagioklas. Der Mönchalpgranit enthält viele Schiefereinschlüsse und wird von Lamprophyren durchbrochen, die heute als Amphibolite vorliegen. Durch spätere Stresswirkung ist er grossenteils in Granitgneise und Streifengneise umgewandelt worden. Die mönchalpgranitischen Gesteine sind wenig verbreitet; sie bilden ein langes, schmales Band, das dem herzynischen Zonenbau konkordant eingelagert ist.

7. Die *Flüelagranitgneise* sind in der ganzen Silvrettagruppe weit verbreitet; bald schalten sie sich konkordant zwischen die andern Gesteinsarten ein, bald zeigen sie einen diskordanten Intrusivkontakt. Die Intrusion der an leichtflüchtigen Bestandteilen reichen Magmen erfolgte während der herzynischen Faltung und ist vermutlich etwas älter als diejenige des Mönchalpgranits; dabei wurde das Nebengestein weitgehend injiziert, aufgeschmolzen, assimiliert und es kam zur Bildung mannigfaltiger Injektionsgneise und Mischgesteine. Die Strukturen und Texturen sind das Resultat einer späteren Umkristallisation unter Stress und erhöhter Temperatur: die Granitgneise sind charakterisiert durch augenartigen Kalifeldspat, Granulierung des Plagioklases und Sammelkristallisation des Quarzes; der aplitisch-pegmatitische Gneis besitzt normale granoblastische Struktur.

8. Die granitischen Gesteine von Silvretta-Ötztal bilden petrochemisch eine einheitliche Serie mit hohem fm, niedrigem c und hohem k; sie nimmt ihren Ausgang bei den sauren Typen der Kalkalkalireihe und zeigt eine deutliche Tendenz zur Kalireihe. Bei der Entstehung der verschiedenen Gesteine dieser Serie spielten besonders Aufschmelzungs- und Assimilationsvorgänge eine wichtige Rolle.

9. Die Umkristallisation (Vergneisung) der granitischen Gesteine wird den *Schlussphasen der herzynischen Faltung* zugeschrieben. Nach dem Abschluss der Faltung erfolgte die *Abtragung des herzynischen Gebirges*. Aus den Abtragungsprodukten bildete sich der Verrucano, der diskordant das kristalline Grundgebirge über-

lagert; er ist mit Quarzporphyrergüssen verknüpft. In der Trias wurde das ganze Gebiet vom Meer überflutet, in welchem sich die mesozoische Schichtfolge ablagerte; es bildete damit einen *Teil der alpinen Geosynklinale.*

10. Die *Diabasgänge* sind die jüngsten Bildungen im Silvrettakristallin; sie durchbrechen alle andern Gesteine, kommen aber auch lagergangartig vor. Sie treten gerne schwarmweise auf und nehmen besonders gegen den Südteil der Flüelagruppe zu. Sie sehen sehr frisch aus, besitzen ophitische Struktur und massige Textur und bestehen aus Plagioklas, Augit, Chlorit, Calcit, Erz und Quarz. Genetisch sind sie wahrscheinlich zu den mesozoischen Ophiolithen zu stellen.

11. Von der *Alpenfaltung* wurde das Silvrettakristallin als Ganzes erfasst und nordwärts über die tieferen tektonischen Einheiten geschoben. Die Wirkung der alpinen Dislokationsmetamorphose auf das Silvrettakristallin ist im allgemeinen gering; es können Chloritisierung und Ausbleichung des Biotits, Serizitisierung des Plagioklases und undulöse Auslöschung bei Quarz und Kalifeldspat hiezu gerechnet werden; ausserdem ist die Entstehung und Füllung der Mineralklüfte alpinen Alters. An einzelnen Linien (Scherflächen, Ruschelzonen) haben sich tektonische Spannungen ausgelöst und Differentialbewegungen erzeugt, die zu einer Mylonitisierung der betroffenen Gesteine geführt haben.

12. An der Basis der Silvrettadecke fand eine Verschuppung oberostalpiner und unterostalpiner Deckenelemente statt, die zu einer *Basalschuppe* zusammengefasst werden. Diese besteht vor allem aus einer Serie von Hornfelsgneisen mit Linsen von unterostalpinem Granit und Saussuritgabbro; daneben treten Flüelagranitgneise auf; Verrucano mit Quarzporphyren, Triasdolomite und mesozoische Kalkschiefer bilden eingeschuppte Sedimentzüge. Die Gesteine der Basalschuppe haben durch die Alpenfaltung eine teilweise sehr intensive Mylonitisierung erfahren.

13. Mit der jüngeren Tertiärzeit begann die *Abtragung* des Alpengebirges. Die heutigen Oberflächenformen tragen deutlich glaziale Züge (Karnischen, Trogschultern, Rundhöcker, Schliffgrenze, Überdeckung des Geländes mit Moränenschutt). In den über die Schliffgrenze emporragenden Gebirgsteilen wurden durch die Verwitterung je nach der Gesteinsart verschiedenartige Grat- und Gipfelformen erzeugt.

Zusammenstellung der neuen Gesteinsanalysen.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Seite
1. Aplitisch-pegmatit. Gneis, Tschuggen, Flüelastrasse	440	50.5	5.5	2.5	41.5	.45	.44	203
2. Grobflaseriger Granitgneis, Flüela Weisshorn	388	46	14	6	34	.54	.40	203
3. Mönchalpgranit, Mönchalp	325	41.5	23.5	7	28	.54	.40	182
4 Mönchalpgranit, Mönchalp	335	37.5	30	7	25.5	.50	.40	182
5. Feldspatknotengneis, Pischahorn	437	42	33.5	7	17.5	.53	.36	133
6. Biotitschiefergneis, Pischahorn	282	37	36	9	18	.43	.48	133
7. Staurolithschiefergneis, Pischahorn	189	52	32.5	2	13.5	.89	.36	133
8. Orthogneis, Sellaweg, Gotthard	409	47.5	6.5	10	36	.56	.11	210
9. Injektionsgneis, Sellaweg, Gotthard	387	46	15	11	28	.56	.36	211
10. Injektionsgneis, Sellaweg, Gotthard	385	39	32.5	10.5	18	.45	.46	137

Manuskript eingegangen: 10. Januar 1928.

Basel, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität.

Literaturverzeichnis.

1. *P. Arbenz,* Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Ecl. geol. 1920.
2. *J. Ball,* The Serpentine and Associated Rocks of Davos. Diss. Zürich 1897.
3. *F. Becke,* Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer, Denkschr. Wien. Ak. d. Wiss., 1903.
4. — Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. Wien. Ak. d. Wiss., Bd. 75, 1912.
5. *M. Blumenthal,* Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters aus dem Jahre 1770 und die geologische Beschaffenheit seines Gehänges. Chur 1925.
6. — Das Fenster von Gargellen. Ecl. geol. 1926.
7. — Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 1926.
8. *A. Buxtorf,* Über Sackungserscheinungen im Safiental (Graubünden). Ecl. geol. 1922.
9. *J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster* und *R. Brauchli,* Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich 1919.
10. *J. Cadisch,* Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 49, 1921.

11. *J. Cadisch,* Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1926.
12. — Zur Talgeschichte von Davos. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 1926.
13. *C. W. Carstens,* Der unterordovicische Vulkanhorizont. Norsk. geol. Tidskr. 1923.
14. *H. P. Cornelius,* Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe und seine regionalgeologische Bedeutung. Zbl. f. Min. u. s. w. 1921.
15. *L. Duparc* et *L. Mrazec,* Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme exercés par la Protogine et les roches granitiques en général. Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève 1898.
16. *L. Duparc* et *M. Reinhard,* La détermination des Plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève 1924.
17. *A. Escher* und *B. Studer,* Geologie von Mittel-Bündten. Neue Denkschr. 1839.
18. *Frank Escher,* Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 1921.
19. *P. Eskola,* On the Petrology of the Orijärvi Region. Helsingfors 1914.
20. — The Mineral Facies of Rocks. Norsk. geol. Tidskr. 1921.
21. *H. Eugster,* Geologie der Ducangruppe. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 49, 1922.
22. *W. Flaig,* Hochgebirgsführer durch die Nordrhätischen Alpen, Bd. II: Silvretta. Dornbirn 1925.
23. *A. Gadient,* Das Prätigau. Chur 1921.
24. *V. M. Goldschmidt,* Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. 1911.
25. — Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. 1920.
26. *A. Gramann,* Über die Andalusitvorkommen im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Diss. Zürich 1899.
27. *U. Grubenmann,* Petrographische Durchforschung der Zentralkette der Ostalpen. Sitzungsber. Wien. Ak. Wiss., math.-naturwiss. Cl.: 14. II. 1895; 23. I. 1896; 14. I. 1897; 20. I. 1898; 12. I. 1899.
28. — Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.
29. *U. Grubenmann* und *P. Niggli,* Die Gesteinsmetamorphose, Bd. I. Berlin 1924.
30. *U. Grubenmann* und *Chr. Tarnuzzer,* Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 23, 1910.
31. *W. Häfner,* Geologie des südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 54, 1924.
32. *W. Hammer,* Geologische Spezialkarte von Österreich 1 : 75 000 mit Erläuterungen:
    a. Blatt Landeck 1922.
    b. Blatt Nauders 1923.
    c. Blatt Glurns-Ortler 1912.
33. — Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. geol. R. A. 1906.
34. — Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rassassergrats. Verh. geol. R. A. 1912.
35. — Die basische Fazies des Granits von Remüs. Verh. geol. R. A. 1915.
36. — Über einige Amphibolite aus dem Kaunergrat in den Ötztaler Alpen. Verh. geol. R. A. 1917.

37. *W. Hammer,* Die Phyllitzone von Landeck. Jahrb. geol. R. A. 1918.
38. — Über die granitische Lagermasse des Acherkogl im Ötztal. Verh. geol. B. A. 1921.
39. — Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Berlin 1922.
40. — Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen. Geol. Rundsch. 1925, S. 147.
41. — Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. Tschermak. Mitt. 1925.
42. — Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. Jahrb. geol. B. A. 1926.
43. *W. Hammer* und *C. v. John,* Augengneise aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. geol. R. A. 1909.
44. *W. Hammer* und *Schubert,* Tonalitgneise des Langtaufers. Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, Bd. 126.
45. *Alb. Heim,* Gutachten für die projektierte Scalettabahn. 1890. (Manuskript im Besitz der Direktion der Rhätischen Bahnen in Chur.)
46. — Geologie der Schweiz. Leipzig 1918—1922.
47. *Alb. Heim* und *C. Schmidt,* Geol. Karte der Schweiz. 1 : 500 000. 2. Aufl. 1911.
48. *L. Hezner,* Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales. Tschermak. Mitt. 1903.
49. *A. G. Högbom,* Petrographie von Ornö Hufvud. Upsala 1910.
50. *A. Holmes,* Petrographical Methods and Calculations. London 1921.
51. *G. Hradil,* Über Gneise der Ötztalermasse. Jahrb. geol. R. A. 1911.
52. *E. Imhof,* Der Rhätikon, das Plessurgebirge und die westlichen Ausläufer der Silvrettagruppe. S. A. C. Itinerarium. Glarus 1890.
53. — Itinerarium für die Silvretta- und Ofenpassgruppe oder die Gebirge des Unterengadins. S. A. C. It. Bern 1898.
54. *J. Jakob,* Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich 1919.
55. *A. Johannsen,* Essentials for the Microscopical Determination of Rock-Forming Minerals and Rocks. Chicago 1922.
56. *L. Krige,* Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Ecl. geol. 1918.
57. *E. Kündig,* Selektive Metamorphose. Schw. Min. Petr. Mitt. 1926.
58. *A. Lacroix,* Le Granite des Pyrénés et ses phénomènes de contact. Bull. Serv. Carte géol. France X, XI.
59. *W. Leupold,* Der Gebirgsbau des unteren Landwassertals in Mittelbünden. Diss. Bern 1922.
60. *A. Michel-Lévy,* Les roches cristallines et éruptives des environs du Mont Blanc. Bull. Serv. Carte géol. France I.
61. *L. Mrazec,* La Protogine du Mont Blanc. Genève 1892.
62. *P. Niggli,* Petrographische Provinzen der Schweiz. Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich 1919.
63. — Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920.
64. — Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin 1923.
65. — Über das Grundgebirge des Schwarzwalds. Mitt. Aarg. Naturf. Ges., Heft 17.

66. *P. Niggli,* Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen. Schw. Min. Petr. Mitt. 1927.
67. *F. Nussbaum,* Die Täler der Schweizeralpen. Bern 1920.
68. *R. L. Parker,* Alpine Minerallagerstätten. Schw. Min. Petr. Mitt. 1923.
69. *A. Penck* und *E. Brückner,* Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
70. *H. Preiswerk,* „Tessinergneis". Ecl. geol. 1925.
71. *S. K. Ray,* Geological and Petrographical Studies in the Hercynian Mountains around Tiefenstein, Southern Black Forest, Germany. Diss. Zürich. London 1925.
72. *M. Reinhard,* Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. Bull. Soc. Sc. Bucarest XVI. 1906.
73. — Die kristallinen Schiefer des Fagăraşer Gebirges in den rumänischen Karpathen. Anuarul Inst. Geol. Rom. III. Bukarest 1909.
74. — Die granitisch-körnigen Gesteine der transsylvanischen Decke. Anuarul Inst. Geol. Rom. V, 1911. Bukarest 1914.
75. *M. Reinhard* und *H. Preiswerk,* Über Granitmylonite im Aiguilles Rouges-Massiv. Verh. Naturf. Ges. Basel 1927.
76. *H. Rosenbusch,* Elemente der Gesteinslehre; ed. A. Osann. Stuttgart 1923.
77. *B. Sander,* Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. R. A. 1912.
78. — Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. geol. B. A. 1921.
79. — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrb. geol. B. A. 1923—1925.
80. *W. Schmidt,* Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. geol. B. A. 1922.
81. — Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jahrb. geol. B. A. 1923.
82. — Die Gesteinsumformung. Denkschr. Wien. Ak. Wiss. 1924.
83. *J. J. Sederholm,* Om Granit och Gneis. Bull. Finlande. 1907.
84. — On Synantetic Minerals and Related Phenomena. Bull. Finlande. 1916.
85. *A. Spitz* und *G. Dyhrenfurth,* Monographie der Engadiner Dolomiten. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 44, 1915.
86. — Geologische Karte der Engadiner Dolomiten. Spezialkarte d. Schweiz. Geol. Komm. No. 72, 1915.
87. *G. Stache* und *C. v. John,* Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe. Jahrb. geol. R. A. 1877.
88. *R. Staub,* Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1914.
89. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1915.
90. — Zur Geologie des Oberengadin und Puschlav. Ecl. geol. 1916.
91. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 46, 1916.
92. — Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ecl. geol. 1920.
93. — Über Alter, Wesen und Ursachen der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1920.
94. — Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 52, 1923.
95. — Tektonische Karte der Alpen. Nebst Längs- und Querprofilen. Spezialkarte der Schw. Geol. Komm. 1924—1926.
96. *R. Staub* und *J. Cadisch,* Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Ecl. geol. 1921.

97. *B. Studer,* Die Gebirgsmasse von Davos. 1836.
98. — Geologie der Schweiz. Bern und Zürich 1851.
99. *B. Studer* et *A. Escher,* Carte géologique de la Suisse. Winterthur 1853.
100. *H. Suter,* Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schw. Min.-Petr. Mitt. 1924.
101. *Chr. Tarnuzzer,* Notiz über den Marmor von Lavin. Jahresber. Naturf. Ges. Graub., Bd. 48, 1906/07.
102. *P. Termier,* Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. France. 1903.
103. *G. Theobald,* Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. Zürich 1860.
104. — Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. K. d. Schw. II, 1863.
105. — Blatt XV der Dufourkarte, Davos-Martinsbruck, geologisch aufgenommen. 1863.
106. — Geologische Übersicht von Graubünden. Chur 1864.
107. *E. Truninger,* Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. Diss. Bern 1911.
108. *F. Zyndel,* Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. 41, 1912.

Erklärung der Tafeln

Tafel I

Geologische Übersichtskarte der Flüelagruppe 1 : 50 000.

Tafel II

Fig. 1. *Feldspatknotengneise* mit konkordant eingelagerter *Quarz-Andalusit-Linse* und einigen kleineren, gestreckten Quarzlinsen. — ESE-Abhang des Pischahorns auf H. 2800 m, wenig über der Mönchalpzone. Im Hintergrund der Rossthälispitz (Blick gegen Südosten).

Fig. 2. *Feldspatknotengneise,* die von ptygmatisch gefältelten Aplitäderchen durchzogen werden. — Radüner Injektionszone, in den Felsen 650 m nördlich vom Grialetschpass. 10fache Verkleinerung.

Tafel III

Fig. 1. *Feldspatknotengneise* mit konkordant eingelagerten Quarzlinsen (links und oben) werden von einer schrägen Kluft durchsetzt, auf welcher Quarz und Andalusit konkretionär ausgeschieden sind. — ESE-Abhang des Pischahorns auf H. 2800 m.

Fig. 2 a. *Feldspatknotengneis.* Einige grössere Plagioklasporphyroblasten werden von schuppigen Quarz-Glimmer-Zügen umgeben; die Plagioklasknoten enthalten Granatkörner, Glimmerschuppen und Quarzkörner eingeschlossen; auf der rechten Seite (Mitte und unten) treten in den Glimmerzügen Längsprismen von Staurolith auf. — Verborgen Pischa, Pischahorn. Ohne Analysator. 10fache Vergrösserung.

Fig. 2 b. Wie Fig. 2 a. Nicols gekreuzt.

Tafel IV

Fig. 1. *Biotitfleckengneis.* In einem kleinkörnigen, granoblastisch verzahnten Gefüge von Quarz und Plagioklas befinden sich grössere Biotitporphyro-

blasten mit zerfetzten Umrissen und Siebstruktur. — Flüelaberg. Ohne Analysator. 10fache Vergrösserung.

Fig. 2 a. *Biotit-Hornblende-Hornfels* (Basalschuppe). Gering verzahntes, granoblastisch hornfelsartiges Gefüge von Quarz, Plagioklas, Biotit und grüner Hornblende. — Aeujer Tobel bei Klosters, H. 1740 m. Ohne Analysator. 15fache Vergrösserung.

Fig. 2 b. Gleiches Gestein wie Fig. 2 a. Nicols gekreuzt. 10fache Vergrösserung.

Fig. 3 a. *Quarz-Serizit-Chlorit-Schiefer* (Mylonit aus der Basalschuppe). In feinschuppigen, oft gefältelten Chlorit- und Serizitsträhnen sind Quarzkörner porphyroklastisch eingebettet; daneben erscheint reichlich Erz (Pyrit und Limonit). Mylonitstruktur. — Lauenzug bei Klosters. Ohne Analysator. 10fache Vergrösserung.

Fig. 3 b. Wie Fig. 3 a. Nicols gekreuzt.

Tafel V

Fig. 1. *Knotenamphibolit* der Mönchalpzone. In einem kleinkörnigen Gewebe von prismatisch gestreckten Hornblendekristallen mit einigen Plagioklas- und Erzkörnern sind grössere, eiförmige Plagioklasporphyroblasten eingebettet; diese enthalten kleine Einschlüsse von Hornblende, Epidot und anderen Mineralien. — Gatschieferalp. Ohne Analysator. 10fache Vergrösserung.

Fig. 2. *Granoblastischer Epidotamphibolit.* Granoblastisches Gefüge von grüner Hornblende, Plagioklas und Epidot; der letztere ist von dunklen Kristallisationshöfen umgeben. Die dunkeln Massen (besonders in der Mitte des Bildes) bestehen aus saussuritischer Substanz, in deren Innern sich Epidot neu bildet. — Oberes Kehrenthäli, Mitte zwischen P. 2948,9 („Munt della Bescha") und P. 2884. Ohne Analysator. 19fache Vergrösserung.

Fig. 3. *Porphyroblastischer Plagioklasamphibolit* mit gabbrodioritischer Reliktstruktur. Grosse Hornblendekristalle (am Rand stärker gefärbt als im Kern) sind randlich ausgefranst und mit xenomorphem Plagioklas verwachsen; dieser füllt die Zwischenräume und ist von kleineren, oft spiessig entwickelten Hornblendeindividuen durchsetzt; daneben etwas Erz. — Südöstliches Tschuggenthäli. Ohne Analysator. 12fache Vergrösserung.

Tafel VI

Fig. 1. *Grobflaseriger Granitgneis* (Flüelagranitgneis). In einem pflasterartigen Grundgewebe, das hier (ausnahmsweise!) zu gleichen Teilen aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas besteht und untergeordnet auch Muskovit und Biotit führt, befindet sich augenartig ein grösserer Kalifeldspat, der nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist, mikroperthitische Entmischung aufweist und Plagioklaseinschlüsse enthält. — Monstein (Sammlung F. Escher). Nicols gekreuzt. 10fache Vergrösserung.

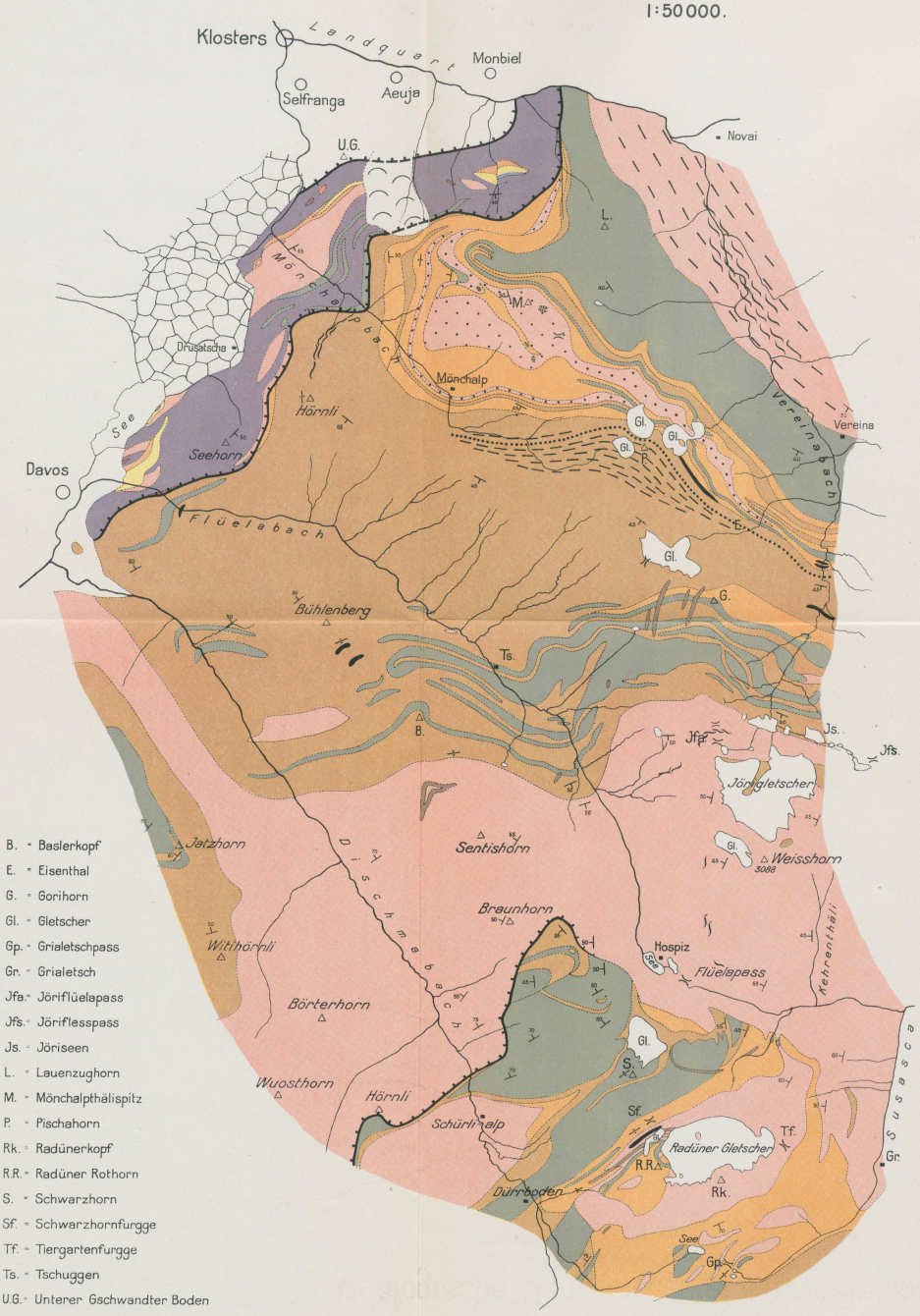
Fig. 2. *Grobflaseriger Granitgneis* (Flüelagranitgneis). Quarz tritt in grösseren Linsen und Adern auf, ist verzackt gebrochen und etwas undulös auslöschend; Plagioklas und Kalifeldspat bilden ein unverzahntes, pflasterartiges Gefüge, dem Muskovitschuppen eingelagert sind. — Drusatschahang bei Davos. Nicols gekreuzt. 10fache Vergrösserung.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. VIII, Tafel 1.

Geologische Uebersichtskarte der Flüelagruppe

aufgenommen von A. Streckeisen 1924 - 1926

1:50000.



B. = Baslerkopf
E. = Eisenthal
G. = Gorihorn
Gl. = Gletscher
Gp. = Grialetschpass
Gr. = Grialetsch
Jfa. = Jöriflüelapass
Jfs. = Jöriflesspass
Js. = Jöriseen
L. = Lauenzughorn
M. = Mönchalpthälispitze
P. = Pischahorn
Rk. = Radünerkopf
R.R. = Radüner Rothorn
S. = Schwarzhorn
Sf. = Schwarzhornfurgge
Tf. = Tiergartenfurgge
Ts. = Tschuggen
U.G. = Unterer Gschwandter Boden

Legende

Quartär

Sackung von Rütiwald - Aeuja

Serpentinbergsturz der Totalp (Drusatsche), interglazial?

Mesozoikum - Perm

Mesozoische Kalkschiefer
Triasdolomit
Verrucano mit Quarzporphyren

Altkristallin

Orthogneise

Flüelagranitgneis:
grobflasrige Granitgneise, aplitisch-pegmatitische Gneise, glimmerreiche Augengneise, aplitische Einlagerungen. Uebergänge zu Mischgneisen.

Vereinagneis:
granitische Gneise, Augengneise, Flasergneise (Randteil einer Flüelagranitischen Intrusion), Einschaltungen von Paragesteinen. Teilweise sehr stark mylonitisiert.

Mönchalpgranit und -granitgneise:
mittelkörniger Pinit-Granit mit bläulichem Quarz und schwarzbraunem Biotit, anschliessend Granitgneise und Streifengneise. Viele Schiefereinschlüsse. Metamorphe Lamprophyre im Mönchalpgranit.

Mischgneise

Schiefergneise mit injizierten Feldspataugen, Aplitlagen oder -lagen, mit Kalifeldspat als Gemengteil. Injektionsgneise mit aplitischen und granitischen Adern (z.T. ptygmatisch gefaltet). Einschmelz- und Injektionszonen mit allen Übergängen von Ortho- zu Paragneisen.

Paragneise

Schiefergneise der eigentlichen Silvretta-Decke:
Gewöhnliche, granoblastische Biotit-Plagioklas-Schiefergneise, daneben Biotitfleckengneise, Feldspatknotengneise, Granatgneise, Quarzitgneise.
Quarz-Andalusit-Linsen häufig eingelagert. Uebergänge zu Mischgneisen.
Staurolithschiefergneise mit Biotit, Muskovit, Sillimanit als Lepidoblasten und Plagioklas, Staurolith, Andalusit, Disthen, Granat als Porphyroblasten. Graphitische Schiefer- und Konglomerate (Karbon?).

Hornfelsgneise der Basalschuppe:
Hornfelsgneise mit Quarz, Plagioklas, Biotit und Hornblende als Gemengteilen, häufig stark mylonitisiert (Auswalzung zu Serizit-Chlorit-Schiefern, Neubildung von Muskovit-Porphyroblasten). pegmatitisch injiziert.
Einlagerungen von untersostalpinem Granit Saussuritgabbros und metamorphen basischen Eruptiva

Amphibolite

Sehr mannigfaltige Hornblende-Gesteine, vorwiegend eruptiven (gabbroiden) Ursprungs:
Plagioklasamphibolite (granoblastisch oder mit Hornblende- oder Plagioklas-Porphyroblasten), Epidotamphibolite, Granatamphibolite, Eklogitamphibolite, Biotitamphibolite, Strahlsteinschiefer.
Häufig in Wechsellagerung mit Paragneisen.
Oft aplitisch injiziert oder von granitischen Magmen aufgeschmolzen unter Ausbildung von Biotit-Hornblende-Gneisen, Biotit-Hornblende-Granat-Gneisen, u.s.w.

Diabasgänge

Wichtigere tektonische Störungen (Ueberschiebungen).

Mylonite

GRAPH. ANSTALT W. WASSERMANN, BASEL

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel II

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. VIII, Heft 1

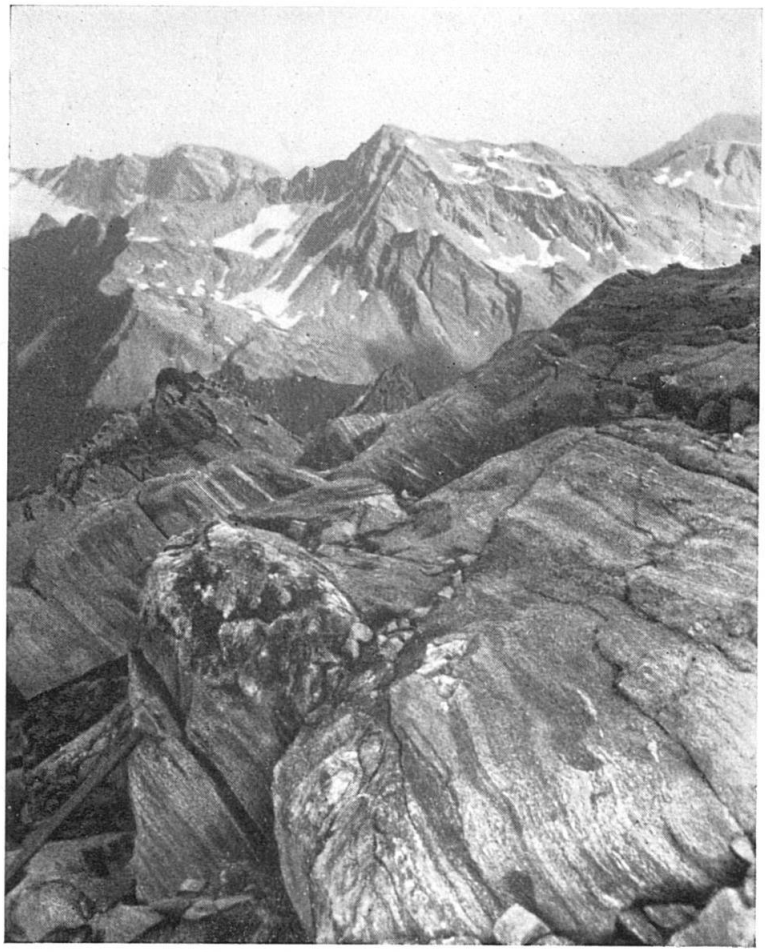


Fig. 1

Fig. 2

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel III

Fig. 1

Fig. 2a

Fig. 2b

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel IV

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. VIII, Heft 1

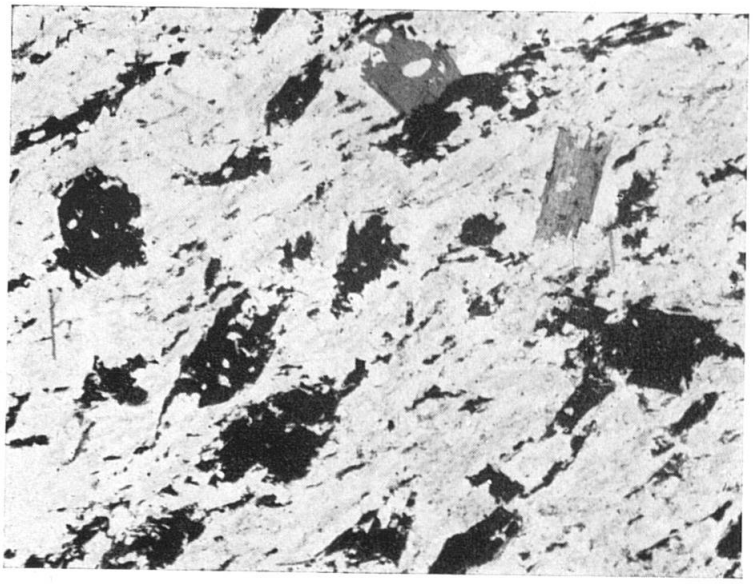


Fig. 1

Fig. 2a

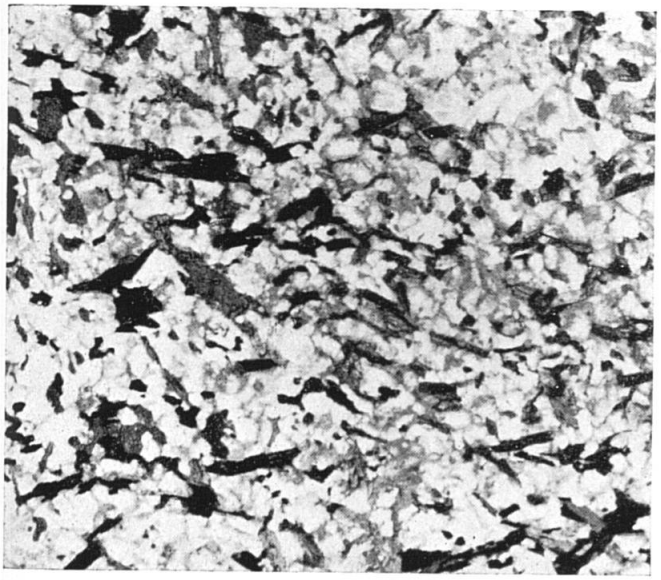
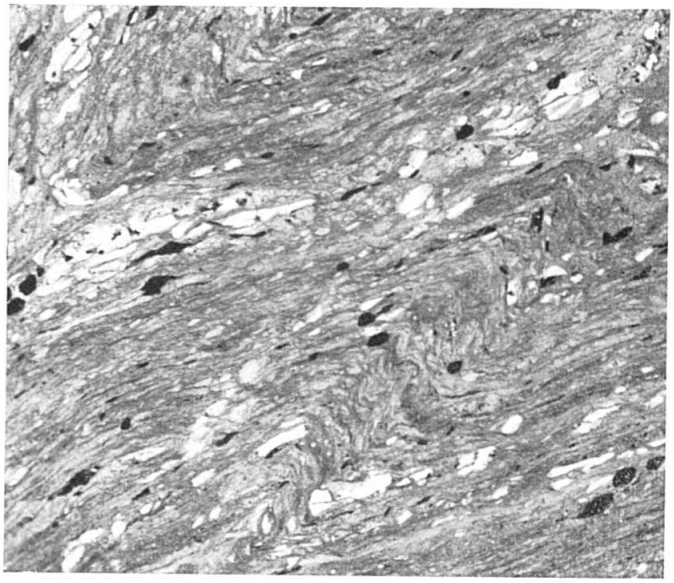


Fig. 3a



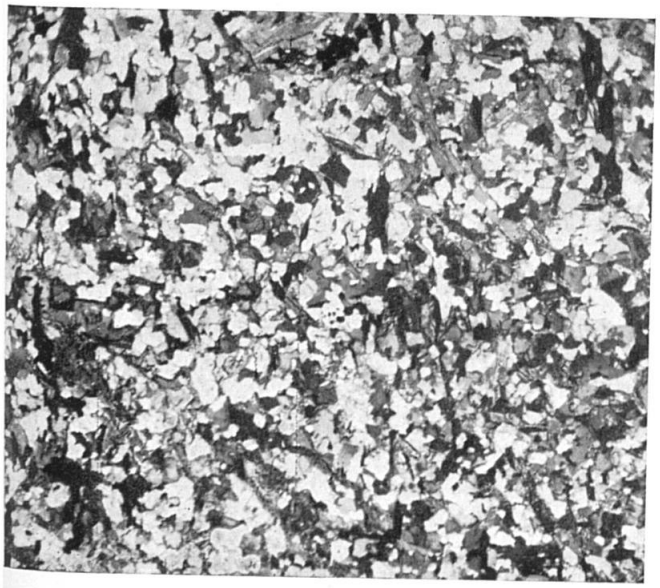


Fig. 2b

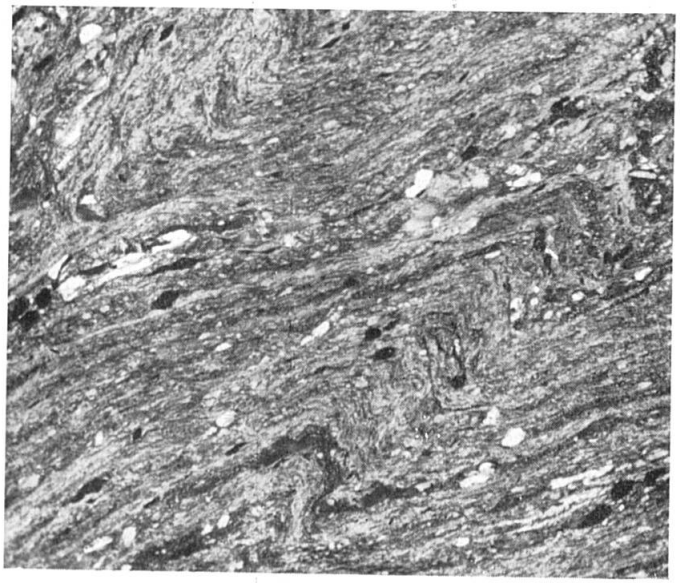


Fig. 3b

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel V

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. VIII, Heft 1

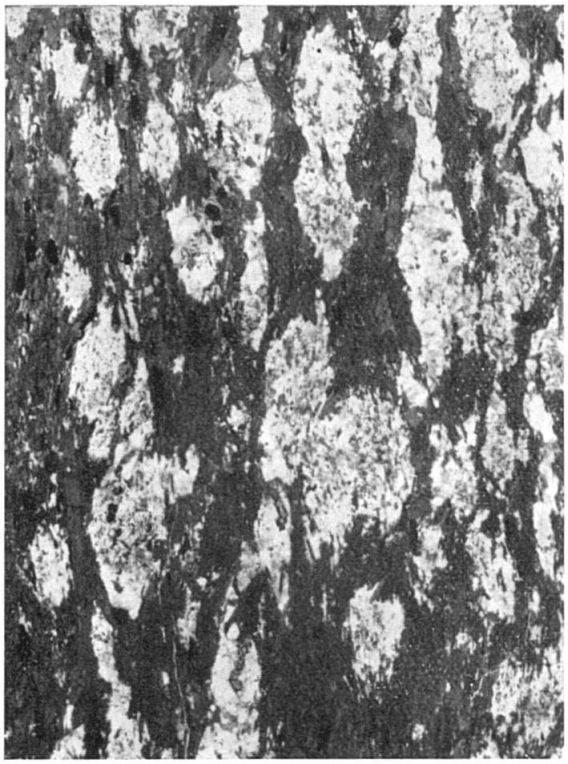


Fig. 1

Fig. 2

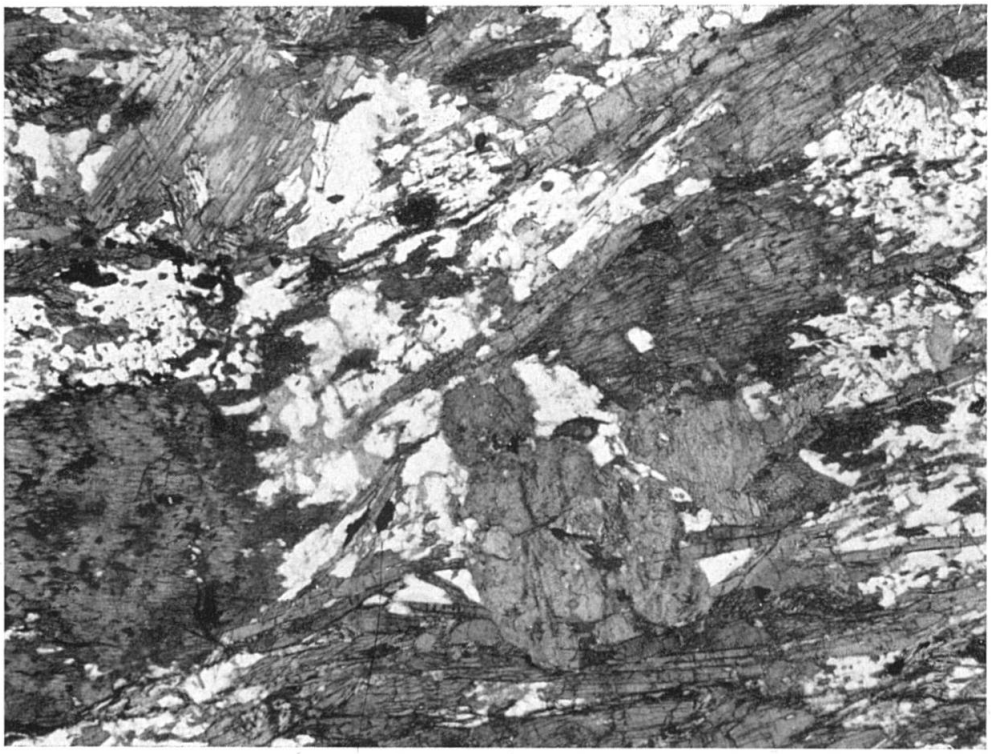


Fig. 3

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel VI

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Bd. VIII, Heft 1

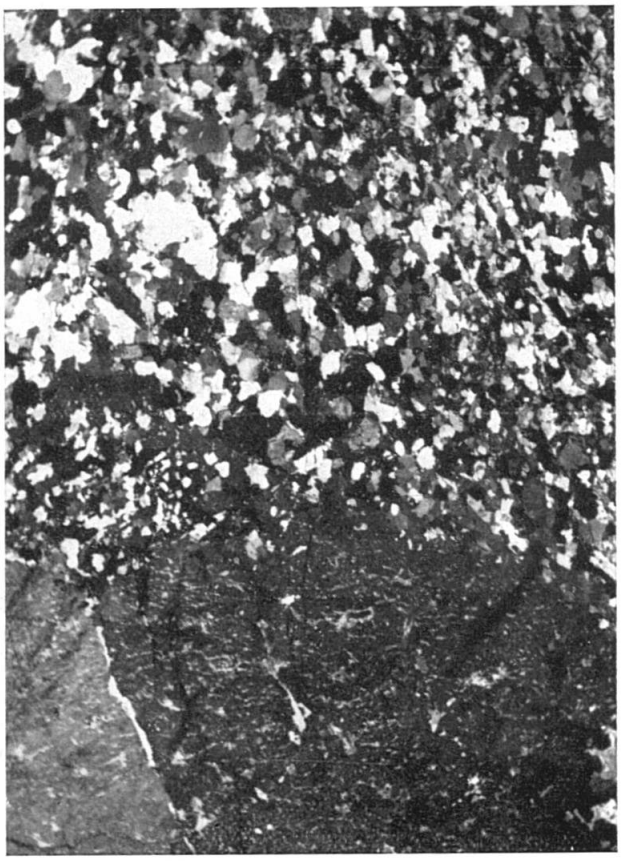


Fig. 1

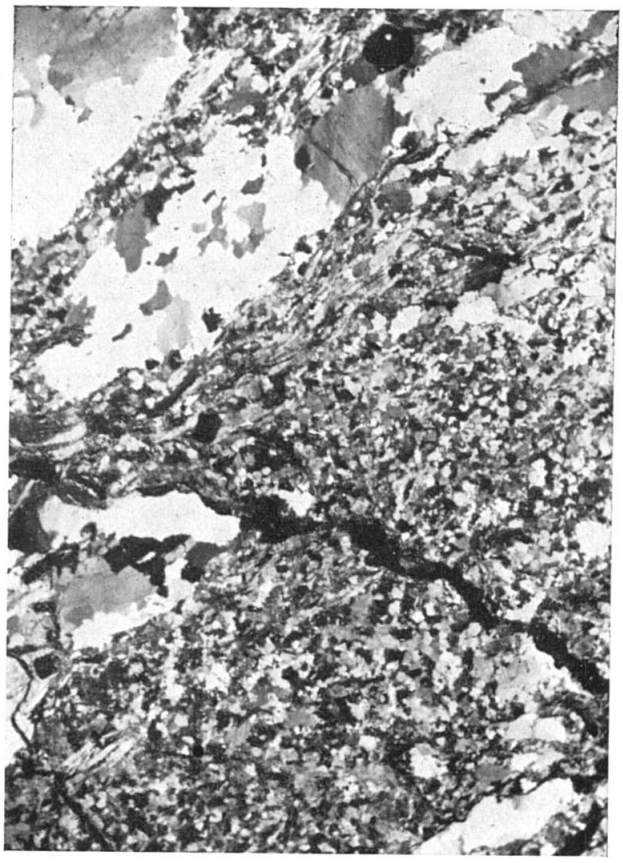


Fig. 2

Fig. 3a

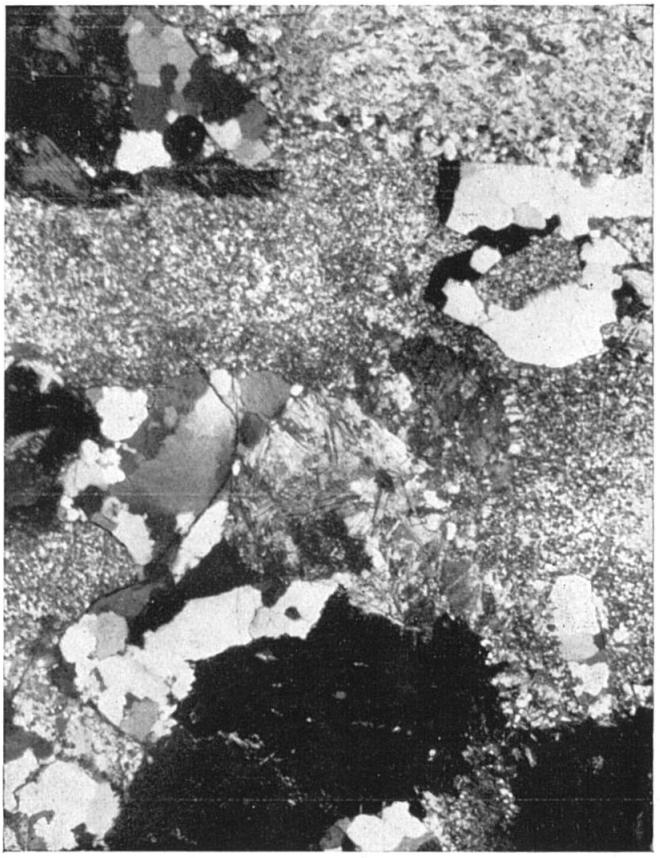


Fig. 3b

Leere Seite
Blank page
Page vide

Fig. 3 a. *Mönchalpgranit.* Der Quarz bildet helle, scharf umgrenzte Individuen; der Biotit grosse, dunkle Tafeln. Der Plagioklas ist in ein Haufwerk kleinster Körner zerfallen. Am rechten Rand (etwa in der Mitte) befindet sich ein reliktisches Kalifeldspatkorn, das unregelmässig umgrenzt und etwas zerfetzt im Plagioklaspflaster eingeschlossen ist. Über dem Biotitkorn in der rechten unteren Ecke befindet sich eine konkretionäre Anhäufung glimmerartiger Schuppen (Pinit). In der Mitte der oberen Hälfte ein kleines Granatkorn. — Mönchalpberg. Ohne Analysator. 9fache Vergrösserung.

Fig. 3 b. Gleiches Gestein wie Fig. 3 a. Nicols gekreuzt. 11fache Vergrösserung. Das reliktische Kalifeldspatkorn ist mehr in das Innere des Bildes verschoben. In der Mitte des Bildes befindet sich die Pinitkonkretion.