

**Zeitschrift:** Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden  
**Herausgeber:** Naturforschende Gesellschaft Graubünden  
**Band:** 60 (1919-1921)

**Artikel:** Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch  
**Autor:** Escher, Frank  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-594694>

### **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:** 22.02.2026

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

# Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch

Von Dr. Frank Escher, Zürich.

---

## Einleitung.

Nördlich des Piz Kesch steigen in bizarren, eckigen Formen die Gipfel der Ducankette steil empor, von weitem schon kenntlich an ihren langen, hellen Schutthalden und an ihren mausgrauen Kalksteinwänden, welche in ihrer Unnahbarkeit und Vegetationslosigkeit den Tiroler Dolomiten gleichkommen. Den Gegensatz dazu bilden in ruhigen, rundlichen Formen und düsteren Farben weiter östlich das Sattel-, Bockten- und Kühalphorn, bestehend aus dunkelgrünem Amphibolit mit ebenfalls dunklen Paragneis-Zwischenlagen. Eine Zone gleicher Gesteine, die schon *G. Theobald* (21)<sup>1</sup> auf seiner Karte im Hornblendeschiefer (schiste amphibolique) und Casannaschiefer schied, streicht nördlich des Älplihorns nach E ins Landwasserthal hinein.

Innerhalb dieses Rahmens liegt das untersuchte Gebiet; es wird begrenzt durch die Punkte Dürrboden, Scalettapaß, Alp Fontauna, Bühlenhorn, Monstein, Glaris, Dürrboden. Darin ragt das NE-Ende der Ducankette herein, eines Gebietes, welches in neuester Zeit sowohl tektonisch als auch stratigraphisch von *H. Eugster* (2) bearbeitet wurde. Es handelt sich hiebei um triadische Sedimente, welche später kurz und in Anlehnung an Eugsters Ausführungen registriert werden sollen. Bleibt das Kristalline. — Dieser Teil wurde von mir in den Sommern 1917/19 begangen und lieferte das Material zu vorliegender Arbeit, welche auf Anraten meines verehrten Lehrers, Herrn Professor *Dr. U. Grubenmann*, in Angriff genommen und zu Ende geführt

---

<sup>1</sup> Eingeklammerte Zahlen weisen auf die betreffende Nummer im Literaturverzeichnis hin.

wurde. Für die mannigfachen Anregungen, die ich in seiner Gesellschaft während gemeinsamer, oft schwieriger Wanderungen durch das Gebiet empfang, sowie für die große Geduld und Sorgfalt, mit der er die Durchsicht der Arbeit an die Hand nahm, ist es mir eine Freude, ihm an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Ebenso sage ich meinem lieben Kollegen *Dr. R. L. Parker*, dem ich für zwei verfertigte Analysen sehr verbunden bin, für seine Zuvorkommenheit meinen aufrichtigsten Dank. — Die Kartierungen wurden auf einer Vergrößerung von Blatt 423 des Topographischen Atlases vorgenommen; alle Ortsbezeichnungen beziehen sich auf das 1918 gedruckte Blatt mit Nachträgen von 1895, 1909, 1913.

## I. Tektonische Übersicht.

Innerhalb des mächtigen Komplexes der ostalpinen Decken ist die Silvrettadecke die oberste tektonische Einheit; sie ist als gewaltige Überschiebungsmasse von Süden her verfrachtet worden. Hinsichtlich der Schubrichtung herrscht immer noch keine Übereinstimmung, immerhin ist die Rothpletz'sche Annahme eines Ost-West-Schubes durch die Anhänger der Schardt-Lugeonschen Überfaltungstheorie wohl endgültig verdrängt worden. Es ist namentlich das Verdienst von *F. Zyndel* (23) und in neuester Zeit von *R. Staub* (17, 18, 19), die Gebirge Graubündens als ein gewaltiges Paket übereinanderliegender einheitlich von Süd nach Nord bewegter Decken aufzufassen und damit den Grund zu legen zu unseren heutigen Anschauungen über den Deckenbau Bündens.

**Die Silvrettadecke.** Sie zerfällt selber wieder, zufolge der Wirkung verschiedener ineinandergreifender Phasen derselben gebirgsbildenden Bewegung, in viele Detailfalten, transversal und horizontal gegeneinander verschobener Komplexe. Blicken wir nur vom Osten unseres Gebietes, etwa vom Bocktenhorn oder Gefroren Horn aus gegen Westen, so erhebt sich vor uns, gleichsam schwimmend auf der dunklen Unterlage, der mächtige Schichtkomplex der hellen Ducansedimente, und wir unterscheiden schon mühelos zwei tektonische Glieder: das Kristalline der Silvrettadecke und deren Trias als Teilüberschobenes.

Die triadischen Sedimente füllen die bekannte Ducanmulde aus und erstrecken sich von Bergün her zungenförmig bis nach Sertig, um hier jäh abubrechen; sie sind längs ihres Streichens mitten durch angeschnitten durch den Stulser- und den Ducanbach, welche zwei Ketten herausmodellieren, nördlich die Krachenhorn-Älplihornkette, deren Gipfel durch mächtige Brechen ihrerseits isoliert wurden, südlich die eigentliche Ducankette. Diese zeigt größeren Zusammenhang und ausgeprägte Gipfelkonstanz, sowie größere Höhe. Deutet schon die Orographie auf den geologischen Bau der Gegend, so überzeugt uns ein Gang längs der Überschiebungslinie davon, daß wir es mit einer schüsselförmigen Überschiebungsfläche zu tun haben, deren Längs- sowie auch Querprofil muldenförmig gebogen erscheint. Schon *A. Escher* und *B. Studer* (3) erkannten dies; später folgten Beschreibungen von *G. Theobald* (20), *A. Spitz* und *G. Dyrenfurth* (16), und in neuester Zeit ist es *H. Eugster* (2), der das Gebiet der Sedimente sehr eingehend behandelt hat. Seiner Arbeit sind z. T. die folgenden Ausführungen über die Ducan-sedimente entnommen. Stratigraphisch umfassen sie in normaler Weise alle Glieder der skythischen bis zur rhätischen Trias; das Perm wird durch einen bis 250 m mächtigen, roten, seltener grünen Verrucano repräsentiert, welcher in seiner vollen Mächtigkeit nur am S-E-Rand der Ducankette, besonders schön an der Bergüner Furka, ansteht; er stellt, wie bei so vielen ostalpinen Dislokationen, den Überschiebungshorizont dar.

So einfach der Bau der Mulde auf den ersten Blick erscheint, so kompliziert sich doch ihre Tektonik bei näherem Zusehen; der ganze Komplex lagert nämlich nicht konkordant auf dem Kristallinen, sein Liegendes wurde vielmehr beim erfolgten NW-Schub stark abgeschert, was Eugster dazu führt, die Grenzfläche zwischen Sediment und Kristallin als Scherfläche zu bezeichnen. In der Tat liegen an der Bergüner Furka skythischer Quarzit und Verrucano noch normal auf dem Altkristallinen, während am Älplihorn Hauptdolomit diskordant davon abstößt. Der permische Verrucano und die Trias bis zum Rhät sind sukzessive abgeschert worden. Daß bei diesem Vorgang an der Stirne weitgehende Auswalzung, Zertrümmerung und Mylonitisierung stattfand, braucht nicht besonders hervorgehoben zu werden. Der



Gneis löst sich dabei in ein Gemenge von Quarz, Sericit, Serpentin und Sedimentbrocken auf, was Zeugnis ablegt von den gewaltigen Kräften, die tätig waren. — Aber auch die Triasserie selber macht einen sehr gestörten Eindruck; abgesehen von vielen Nebenüberschiebungen wird sie von unzähligen Blattverschiebungen und Verwerfungen durchzogen, welche die Trias in einzelne Schollen und Schichtpakete auflösen; das sind Folgen sekundärer mechanischer Beanspruchung, zu einer Zeit, da die Hauptfaltung schon vollendet war; denn, solange der Faltungsvorgang noch im Fluß ist, können Differentialschübe sich in kleinen Nebenfalten auslösen; stehen aber die Schichten einmal gefaltet da, so bewirkt eine spätere Beanspruchung nach irgendeiner Richtung hin lediglich das Zerreißen der schon gefalteten Schichtglieder. Daß tatsächlich eine sekundäre Störung vorliegt, beweist folgende Tatsache: im NE der Ducankette sind jene Störungserscheinungen weniger ausgeprägt als im SW, weil die Mulde hier teilweise in die Aeladecke eingewickelt ist (Eugster) und der Muldeninhalt naturgemäß dann nachträglich einer Torsion unterworfen wurde, was zur Folge hatte, daß das Streichen der Schichten und damit auch der Muldenaxe knickartige Umbiegungen nach S bekam. Es ist darum verständlich, daß sich Spannungen im Gestein auch nach NE fortsetzen und die besprochenen Erscheinungen auslösten.

Befassen wir uns kurz mit dem übrigen Teil des Gebietes. — Machte sich in der Trias ein ausgeprägtes SW-NE-Streichen geltend, so trifft dies nicht mehr für die zahlreichen Ortho- und Paragesteine des Kristallinen zu, welche W-E streichen; auch herrschen in derselben relativ kleine Fallwinkel vor, während hier das allgemeine Bild durch steilgestellte, sehr oft saigere Druckschieferung wiedergegeben wird. Über diesen jedenfalls herzynisch gefalteten kristallinen Gesteinen entstand dann die in die Trias zu verlegende Ducan-Synklinale. Zwischen den Ducansedimenten und dem Altkristallinen sind schwarze Schiefer (jedenfalls karbonisch) und ein kleinbrecciöser bis schieferiger Verrucano eingeschaltet; sie sind auch am rechten Abhang des Kühalphtales (6 mm links des „P“ von Plattenthäli der Siegfriedkarte) in zirka 2300 m Höhe anzutreffen und wurden von ihrem westlichen Hauptteil durch die

starke Erosionswirkung des Kühalpaches getrennt; sie repräsentieren also das östliche Ende der Ducanmulde. Die Faltung des Kristallinen verlief nicht überall so gleichmäßig, wie im nordwestlichen Teil des Gebietes; der Gneis- und Amphibolit-zug z. B., der südlich des Hörnli und des Gefroren Horn vorbeistreicht, ist zwar ein durch die granitische Intrusion von seinem südlichen Hauptteil losgelöster Fetzen der Schieferhülle, seine jetzige unregelmäßige Gestalt aber verdankt er nicht nur dieser Trennung, sondern auch noch der nachher einsetzenden Streßwirkung, welche seinen Inhalt zusammenpreßte und der Kristallisationsschieferung unterwarf. Auch der südliche Hauptteil selber — die Gneise und Amphibolite von Dürrboden bis zum Kühalhorn — zeigt zwar das typische Bild einer mehrfach durchbrochenen Schieferhülle, doch wechselt die Richtung der Druckschieferung oft sprunghaft, so daß an zahlreiche Differentialschübe gedacht werden muß. Ohne auf Einzelheiten näher einzugehen, möchte ich doch erwähnen, daß gerade dieser Teil und darin spez. das Kühalhorn durch zahllose Verwerfungen in viele Schollen zerstückelt wurde; dabei kamen die mächtigen, in der Sonne wie Glaswände glänzenden Serpentinrutschspiegel im Amphibolit zustande, wie sie u. a. am Fuße des Kühalpgletschers zu sehen sind, wenn man zum Sertigpaß aufsteigt. Von solchen Verwerfungen im Kleinen ist, jedoch in schwächerem Maße, auch das übrige, westliche Gebiet durchsetzt; sie werden besonders gut sichtbar in den Gneisen und Apliten, wo sie Rutschflächen mit grünem Harnisch (Epidot?) erzeugen; die Richtung dieser Flächen, welche vielleicht ursprünglichen Kontraktionsklüften entsprechen, schneidet die Druckschieferungsrichtung unter einem Winkel von etwa  $60^{\circ}$ .

Auch der Komplex von Amphiboliten und Sedimentgneisen, der vom Leidbachhorn und seinen nördlichen Ausläufern aus nach W bis ins Landwasserthal hinüberzieht — Theobald gibt auf seiner Karte „Hornblende-“ und „Casannaschiefer“ an — trägt in seinem ganzen Habitus die Spuren intensivster mechanischer Beanspruchung. Geologisch sind beide eng miteinander verbunden, sie erfuhren die Druck- und Deformationswirkungen zu gleicher Zeit, nur waren der zähe Amphibolit sowie der Granit und einzelne Aplite viel eher dazu geeignet, Widerstand

zu leisten, als der sich an ihm stauende Sedimentgneis, so daß letzterer fast allein druckauslösend wirkte; daher seine vollkommene Kristallisationsschieferung und die oft zu nur wenigen Zentimetern ausgepreßten Zwischenlagen. —

## II. Petrographischer Teil.

Die Besprechung der Gesteinsarten unseres Gebietes möge sich wie folgt gestalten:

- A. Granitische Gesteine.
- B. Amphibolitische Gesteine.
- C. Paragneise (Tonerdesilikatgneise).
- D. „Grünsteine“ (Diabasgesteine).
- E. Schwarze Conglomeratschiefer und Verrucano.

### A. Die granitischen Gesteine.

Sie bilden zusammen mit allen ihren Varietäten einen fast geschlossenen Gürtel um das E-Ende der Ducankette, sind also die Basis der Ducan-Überschiebung. Nach E setzen sie sich gegen den Flüelapaf hin fort und bilden das Flüela-Weißhorn (4), während ihre südliche Fortsetzung die durch den Piz Kesch bekannte Gipfelgruppe aufbaut. Mit ihren im Korn variierenden, pneumatolytisch und mechanisch beanspruchten Typen repräsentieren sie eine ganze Reihe von Abarten, welche in folgender Anordnung besprochen werden sollen:

1. grobkörnige granitische Gesteine und Augengneise,
2. gewöhnlicher Silvrettagneis,
3. Aplite und Injektionsgneise.

A. *Grammann* (4) betonte schon, daß die granitischen Gesteinskomplexe in ihren zentralen Partien — sie entsprechen unseren grobkörnigen Graniten und Augengneisen — auffällig feldspatreich und sehr grobflaserig sind und an gewisse „Protogine“ des Gotthardmassivs erinnern, während die randlichen Partien feinkörniger werden und den Übergang zur sauren Randfacies — unserem gewöhnlichen Silvrettagneis z. T. — bilden, wobei der Muscovitgehalt zunimmt und die Feldspäte porphyrartig hervortreten.

## 1. Grobkörnige granitische Gesteine und Augengneise.

Ein Blick auf die Karte zeigt uns, daß solche in zwei durch die Ducankette getrennten Zonen vorkommen: östlich Monstein, wo der grobkörnigste Granit (pag. 11) ansteht, und südlich des Sertigpasses im Val Sertig; von letzterer Stelle konnte nur der nördlichste Teil auf die Karte genommen werden. Vom massigsten Vertreter ausgehend können unterschieden werden:

- a) grobkörniger Granit von Oberalpen,
- b) grobkörniger Augengneis:
  - α) von Monstein,
  - β) vom Val Sertig.

a) Der grobkörnige Granit von Oberalpen ist nur östlich Monstein zwischen Oberalpen und Vanezmäder anstehend, wo das Sträßchen die vorspringenden Felsen des Erzberg-Südabhanges schneidet, welche als abgerundete Höcker einen Talriegel bilden. Als massigster Vertreter repräsentiert er das am wenigsten umgewandelte Gestein und verdient schon deshalb genauer besprochen zu werden. Obschon mitten in einer Augengneiszone anstehend, zeigt er doch eine fast richtungslose Anordnung seiner Komponenten. Es mag dies daher rühren, daß die umgebenden Gesteinsmassen als dämpfendes Kissen wirkten und er, darin steckend, von der Druckwirkung nur einen geringen Teil auszuhalten hatte.

Der erste Eindruck, den dieses äußerst grobkristalline Gestein macht, ist der eines Pegmatites; doch vergeblich sucht das unbewaffnete Auge nach Turmalin, Apatit, Beryll, Fluorit, Korund, Topas und anderen für pneumatolytische Entstehung sprechende Mineralien; makroskopisch ist nichts anderes zu entdecken als ein pegmatitähnliches Gemenge von Biotit, Orthoklas und Quarz, wobei das bedeutende Überwiegen des Feldspatgehaltes über die anderen Komponenten auffällt. Dieser verrät sich am Handstück durch seine aufblitzenden, perlmutter- bis glasglänzenden Spaltflächen und seine häufigen Karlsbaderzwillinge, welche parallel (001) Dimensionen von  $1\frac{1}{2}:4$  cm erreichen; außerdem ist er an seiner schwach blauen, zuweilen grünlichen Färbung kenntlich. Ein dicktafeliger Habitus nach (010) scheint vorzuherrschen, was die Bildung leistenförmiger Individuen begün-

stigt. Diese Leisten werden oft mit den typischen, seiden-glänzenden Sericitschüppchen bedeckt, ein Zeichen beginnender Umwandlung. Mattweiße Körner, welche aber in ungleich kleinerer Zahl vorhanden sind, können als Plagioklase gedeutet werden. Der großblättrige, dunkelbraune Biotit lagert sich in Nestern zusammen und gibt dadurch dem Gestein ein grobfleckiges Aussehen. Das Bestreben seiner Blätter, sich parallel einer Ebene zu stellen, ist nur schwach angedeutet. Umwandlung in Chlorit ist überall leicht zu beobachten; auch dieser findet sich in nestartigen Aggregaten vor. Die Quarzbrocken dienen als Füllmasse zwischen den einzelnen Feldspäten.

U. d. M. erweist sich der „Orthoklas“ als ein Mikroperthit von respektablen Dimensionen; daß perthitische Durchwachsung vorliegt, deutet schon im gewöhnlichen Lichte sein fleckiges Aussehen an, welches noch erhöht wird durch die stellenweise Anhäufung feinsten Sericitschüppchen und eines bräunlichen (eisenhaltigen?) Pigmentes, hervorgegangen aus der Umwandlung von in Feldspat gelöster Substanz. Die bekannte Spaltbarkeit nach (001) ist oft zu beobachten, wobei sich in den Spalttrissen infiltrierte Carbonat ansetzt. Albit<sup>2</sup> als perthitisch durchwachsendes Mineral ist teils spindel- und wurmförmig, teils wolken- und flaumartig eingelagert. Streß begünstigte eine schwache Sericitbildung; Sammelkristallisation führte auch etwa zu einzelnen Muscovitblättchen, welche aber den primären sowie den durch Ausbleichung von Biotit entstandenen Individuen an Größe erheblich nachstehen. In noch stärkerem Maße ist die Kaolinisierung fortgeschritten, welche ihren Ausdruck auch im hohen Tonerdeüberschuß der Analyse findet. Die Kaolinschuppen, dem Sericit sehr ähnlich, konnten von diesem an ihrer geringeren Doppelbrechung unterschieden werden.

Orthoklas tritt auch ohne perthitische Durchwachsung auf, seine Individuen sind dann wesentlich kleiner als der Mikroperthit und gewöhnlich stark kaolinisiert; er ist auffallend gut nach (010) und (110) ausgebildet, was den Körnern eine regelmäßige, gestreckt-sechseckige Form gibt, deren lange Axen alle parallel laufen und dem Schliff ein bienenwabenartiges

<sup>2</sup> Die Feldspäte wurden nach der Becke'schen Lichtbrechungsmethode bestimmt.



Aussehen verleihen. Untergeordnet kommt noch Albit-Oligoklas vor. Klare Durchschnitte, nur hie und da getrübt durch Kaolin, feine Lamellierung und sein optisches Verhalten gegen Quarz charakterisieren ihn.

Die Glimmer werden vertreten durch einen dunkelbraunen Biotit und einen schwach grünlichen Muscovit. Die Biotitblättchen gruppieren sich regellos zusammen, ihr Pleochronismus ist nach  $b = c$  dunkelbraun,  $a$  hellstrohgelb; sie sind häufig verbogen, ohne daß jedoch Knickung eintritt. Nicht selten sind Einschlüsse von Magnetit, Apatit und Zirkon; letztere, in Punktgröße bis  $\frac{1}{20}$  mm großem Durchmesser auftretend, erzeugen pleochroitische Höfe. Mit der Chloritisierung der Biotite scheiden sich Ti-Mineralien, hauptsächlich Rutilnadeln ab, welche sich auf Basisschnitten zu zierlichen, dreistrahligten Sternchen gruppieren. Die Baueritisierung, d. h. vollständige Ausbleichung, ist an manchen Blättern weniger, an anderen mehr vorgeschritten und liefert zuletzt einen schwach grünlich schillernden Glimmer; als Zwischenstadium ist ein grüner, immer noch pleochroitischer Biotit mit etwas niedrigerer Doppelbrechung zu betrachten. Der Gehalt an großblättrigem, primärem Muscovit illustriert die Tendenz zur Pegmatitbildung, worauf wir später noch zu sprechen kommen.

Der Quarz ist körnig ausgebildet, seine Größe schwankt von kleinsten Körnern in den Feldspäten zu solchen von 2 cm Durchmesser. Er zeigt noch keinerlei Veränderungen durch mechanische Einwirkung, wie z. B. undulöse Auslöschung oder gar Bruch; hingegen ist nicht selten am Rand der großen Orthoklase die Myrmekitbildung sichtbar, welche vielleicht einen Anfang der Metamorphose durch Streß darstellt. Schnurförmig angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz sind häufig.

An Nebengemengteilen treten auf Titanit in körnigen Aggregaten, auch etwa idiomorph in Briefkuvertform, Magnetit in rundlichen Körnern und mannigfach verästelten Gebilden und Zirkon; Apatit ist in verschiedener Ausbildung beobachtet worden, entweder als schlanker prismatischer Mikrolith in allen Gemengteilen eingestreut, oder als großes (bis  $\frac{1}{3}$  mm) Korn, welches dann immer nur in Gefolgschaft der femischen Komponenten auftritt. Es handelt sich wohl um zwei Generationen,

um eine granitische und eine pegmatitische, und letztere dürfte wiederum darauf hinweisen, daß das Gestein jedenfalls pneumatolytisch beeinflußt worden ist. Der Apatit dieser Herkunft zeigt etwelche optische Abweichungen: höheres Relief und etwas schwächere Doppelbrechung als sonst, dazu kommt ein im gewöhnlichen Licht sichtbares schwaches Schillern. Zur Prüfung wurde eine mikroskopische Reaktion auf Phosphorsäure (14) ausgeführt: der Schliff wurde abgedeckt, der Canadabalsam mit Aether weggelöst, das fragliche Mineral vorsichtig getrocknet und auf einem Objektträger mit einem Tropfen verdünnter  $\text{HNO}_3$  behandelt; die vollständige Lösung erfolgte schon nach einigen Minuten. Dann wurde molybdänsaures Ammoniak zugegeben und das Ganze 24 Stunden stehen gelassen, um einzutrocknen. Die rhombendodekaederähnlichen, gelbgrünen Kriställchen des bekannten Niederschlages (14, II; Taf. XV, Fig. 6) wiesen eindeutig die Phosphorsäure und damit den Apatit nach.

Außerdem wurde, eng mit dem Auftreten von Biotit verbunden, ein gelbgrünes Mineral beobachtet; es tritt auf als Korn, gelegentlich mit braunen Anlauffarben, wohl abgegrenzt gegen den Biotit, oder spindelförmig als Zwischenlage zwischen einzelnen Biotitblättchen. Eine ausgeprägte Spaltbarkeit fehlt, ebenso Pleochroismus; das konoskopische Verhalten gibt keinen näheren Aufschluß; vielleicht handelt es sich um ein epidotähnliches Mineral. Als weitere Übergemengteile fungieren brauner Turmalin und farbloser Granat; letzterer wurde jedoch nur in einem Schliff angetroffen. — Die Struktur des Gesteins ist die granitische.

(Analyse 1 pag 23)

Ausgehend von den Analysenwerten konnte mit der Hommelschen Projektion (S. pag. 22 und 24) die prozentualen Werte der Hauptgemengteile des Gesteins berechnet werden; sie ergab für

Quarz	33.8%
Femische Komponenten (Biotit [Muscovit])	6.3%
Differenz = Feldspäte	59.9%

b) Grobkörnige Augengneise. Es sind biotitreiche, daher eher dunklere Gesteine als die vorigen, welche, obschon örtlich in zwei Zonen getrennt, doch in Analyse und mikroskopi-



schem Befund so weitgehende Übereinstimmung zeigen, daß sie zeitlich und genetisch als zusammengehörig betrachtet werden müssen.

α) *Augengneis von Monstein.*

Er ist strukturell von seinem granitischen Muttergestein (von Oberalpen) wenig verschieden; auch die Umwandlung seiner Komponenten schreitet in denselben Bahnen, wenn auch etwas weiter, fort. Die Textur hingegen ist ausgezeichnet lenticular geworden, indem die großen Feldspäte zu Linsen umgestaltet wurden, deren Größe von  $5:1\frac{1}{2}$  cm auf dem Längsbruch durchaus nichts Seltenes ist. Sie umkleiden sich mit einem Sericitmantel, der naturgemäß auf dem Hauptbruch besonders schön sichtbar ist und diesem seinen Seidenglanz gibt. Der Biotit sieht kümmerlich aus; das glänzende Dunkelbraun macht oft einem schmutzigen Braungrün Platz. Wenn er auch in großen Blätteraggregaten parallel zur Schieferung vorkommt, so deuten doch schon viele Stellen auf eine vorgeschrittene Chloritisierung.

U. d. M. überrascht vor allem wieder die bedeutende Größe der Feldspäte; morphologisch unterscheiden sie sich in Nichts von denjenigen des Granites. Es sind auch hier Mikroperthite, in denen vielleicht in noch stärkerem Maße als früher kaolinisierte, trübe Stellen mit klar durchsichtigen abwechseln. Randlich sind sie von einem Kranz verschiedenartiger Myrmekitbildungen umgeben. Oligoklas in wesentlich kleineren Individuen findet sich hie und da neben den einsprenglingsartigen Mikroperthiten. Albitstreifung, selten kombiniert mit Periklinstreifung, lassen ihn leicht erkennen. Unverkennbar ist die Tendenz der Feldspäte vorhanden, in Albit als dem stabilsten Vertreter überzugehen.

Der Biotit zeigt, wo er nicht schon umgewandelt ist, dieselben kräftigen Absorptionsfarben wie derjenige im Granit; wo nur einzelne Individuen vorkommen, gehen sie leicht in Chlorit über, wobei sich parallel den Spaltrissen Titanit (auch Rutil) in Insekteneierform absetzt. Der Biotit vereinigt sich etwa mit großen Muscoviten zu mehr oder weniger parallelblättrigen Aggregaten. Auch hier ist noch keine Knickung der Blätter zu sehen, während Verbiegung eine häufige Erscheinung ist.

Quarz ist in normalen Körnern ausgebildet, deren Ränder ineinander verzahnt sind; größere Kornaggregate treten auch etwa linsenbildend auf und werden dann von Glimmerschüppchen durchspickt. Undulöse Auslöschung ist noch nicht vorhanden. Die Neben- und Übergemengteile sind die gleichen wie im Monsteiner Granit; auch hier ist Apatit in auffallend großen Körnern mit den dunklen Gemengteilen assoziiert, während er in kleinen, ausgeprägt idiomorphen Individuen im ganzen Schliff verteilt erscheint. — Die Struktur ist deutlich blastogranitisch.

(Analyse 2 pag. 23)

Aus Analysenwerten und Hommel'scher Projektion ergibt sich der berechnete Mineralbestand zu

Quarz	35.2%
Femische Komp.	7.0%
Feldspäte	57.8%

β) *Augengneis vom Val Sertig.*

Er ist vom helleren Monstein-Typus durch seinen größeren Biotitgehalt zu unterscheiden, welcher dem Gestein eine dunklere Färbung und größere Blättrigkeit verleiht; auch sind die Feldspat-Augen nicht mehr so zahlreich. Trotzdem kann die Texturbezeichnung lentikular bestehen bleiben; zeigen doch die Längs- und Querbrüche manchmal Augen, welche diejenigen des vorigen Gesteins an Größe noch übertreffen; es wurden solche von 8:2½ cm gemessen!

Das Mikroskop deckt noch weitere Unterschiede auf, vor allem was die Feldspäte anbetrifft: Mikropertit ist schon stark umgewandelt, Orthoklas zeigt über größere Partien hin ein undeutliches, schleierhaftes Auslöschen, was besonders an großen Individuen bemerkt werden kann. Geht die Umwandlung weiter, so kann es dazu kommen, daß große Augen sich auflösen in ein wirres Gemenge von Quarz, Feldspat, Sericit und Kaolin. Häufiger findet sich Oligoklas-Albit, welcher besser erhalten ist und feine Albitlamellierung zeigt; auch Verzwillingung nach gleichzeitig zwei Gesetzen kommt vor. Myrmekite sind hier und da zu sehen.

Die Glimmer schmiegen sich randlich an die Augen an, durchziehen sie auch etwa als schmale Bänder; oft hat sich ein Blatt

senkrecht zur Schieferung gestellt, ohne daß es wesentlich beeinflußt wurde. Speziell der Biotit macht einen viel frischeren Eindruck als derjenige in den Monsteiner Typen, die Chloritisierung ist verschwindend gegenüber der dortigen; allerdings wurde auch hier die grüngelbe Entfärbung wahrgenommen. Muscovit ist im Vergleich zu früher häufiger, erreicht aber niemals die Größe der Biotite. Quarzkörner vergesellschaften sich, verzahnt ineinandergreifend, zu größeren Aggregaten, welche dann ebenfalls augenbildend auftreten.

Nebengemengteile (Zirkon, Titanit) und Accessorien (Erz in rundlichen Formen, Apatit in zwei Generationen, Turmalin) sind die gewöhnlichen; als seltene Übergemengteile bleiben zu erwähnen Granat und (in einem Schliff) kohlige Substanz. — Die Struktur ist blastogranitisch bis -porphyrisch.

(Analyse 3 pag. 23) <sup>3</sup>

Die prozentuale Zusammensetzung an Hauptgemengteilen ist

Quarz	13.6%
Femische Komp.	6.6%
Feldspäte	79.8%

## 2. Der gewöhnliche Silvrettagneis

bildet die Hauptmasse der „Orthogneise“. Seine Grenze gegen den grobkörnigen Augengneis ist nicht überall scharf ausgeprägt, immerhin gelingt es leicht, beide Gesteine zu unterscheiden, wenn man ihre Textur und ihre Glimmer im Auge behält: die Augengneise von Monstein und vom Val Sertig sind biotitreiche, grobkristalline Gesteine, während der feinkörnigere Silvrettagneis infolge seines Muscovitreichtums viel heller erscheint. Seine Analyse (pag. 23) und besonders die Hommel'sche Projektion bestätigen die Diagnose, wonach er als aplitischer Gneis aufzufassen ist; er besteht aus

Quarz	32.0%
Femische Komp.	2.8%
Feldspäte	65.2%

<sup>3</sup> Trotzdem ein Gesteinsstück von ca 400 g pulverisiert wurde, ist der mittlere Chemismus jedenfalls nicht getroffen worden, so daß die Analyse mit Vorsicht aufzunehmen ist.

Das völlige Fehlen von neu angelegten Wegen und dergl. macht es äußerst schwer, ein einigermaßen frisches Handstück zu schlagen; diese Unfrische des Gesteins, durch die Schieferung noch begünstigt, ist ein Faktor, mit dem besonders bei der chemischen Behandlung gerechnet werden muß. — Trotz der einheitlichen Bezeichnung auf der Karte sind doch sehr viele, besonders textuelle Varietäten beobachtet worden, die aber der Übersicht halber nur in drei Typen getrennt seien:

Typus a) lentikular

„ b) geschiefert

„ c) mylonitisch

Alle drei gehen allmählich ineinander über, weisen aber u. d. M. wesentliche Unterschiede auf, besonders was Katakklase anbetrifft, so daß eine Trennung als gerechtfertigt erscheint. Für die Wirkungen der Katakklase ist der Quarz der gegebene Gradmesser; denn er ist es, der durch seine Abstufungen von undulöser Auslöschung und von Mörtelkranzbildungen den Grad der mechanischen Beanspruchung erkennen läßt. Damit ergibt sich eine Reihe von Varietäten, deren grobkörnigere (Typ. a) an die grobkörnigen Augengneise von Monstein und vom Val Sertig anschließen, ohne daß die Augen die Größe der dortigen jedoch erreichten. Fortschreitende Verkleinerung des Kornes führt dann zum Typus b und schließlich zum Myloniten.

Typus a) lentikularer Silvrettagneis findet sich anstehend an den N- und W-Abhängen des Gefrorenen Horns, „Hinter den Ecken“, um die Laihs da Raveis'ch, sowie am Hahnengrätli und ist ein mittelkörniges Gestein, an dem schon makroskopisch das starke Zurücktreten von Biotit auffällt; es sind i. G. helle, muscovitreiche, aplitisch ausgebildete Gesteinsformen, welche grünlich oder bräunlich anwittern. Die Anfangsglieder dieser Reihe haben folgenden Mineralbestand:

Orthoklas, meist mikroperthitisch, wird gerne randlich von Quarzkörnern umgeben und bildet mit diesen zusammen die charakteristischen Linsen. Die Mikroperthite zeigen u. d. M. schon im gewöhnlichen Lichte das erwähnte typische Verhalten: die orthoklasigen Stellen erscheinen hellbraun getrübt, während die albitischen farblos-durchsichtig bleiben. Der Albit durchzieht schnurförmig den Orthoklas in mehr oder weniger parallelen

Gebilden. Vollkommene Spaltbarkeit nach (001) ist oft gut wahrnehmbar, ebenso Zwillingsbildungen nach dem Karlsbadergesetz. — Von Plagioklasen ist am häufigsten ein Oligoklas-Albit mit feiner Lamellierung; zur albitischen tritt auch etwa Periklinverzwillingung; es kommen auch beide zusammen vor. Die Plagioklase sind wesentlich kleiner als die Orthoklase, treten daher auch nicht besonders hervor. Die Sericitisierung der Feldspäte ist relativ schwach, dagegen ist Myrmekitbildung als chemischer Ausdruck der Streßwirkung eine verbreitete Erscheinung.

Muscovit ist häufig; obgleich kristalloblastische Ausbildungen an ihm auftreten, ist er doch als primärer Gemengteil zu betrachten. Gelbgrün entfärbter, chloritischer Biotit ist seltener und zeigt starke Korrosionserscheinungen. Quarz in elliptischen Körnern vervollständigt das Bild, undulöse Auslöschung ist an ihm selten, weil die Druckwirkungen sich vorwiegend am Orthoklas auslösten. —

Anders verhalten sich die Endglieder der Reihe, welche den Übergang zum geschieferten Typus b) bilden; da wird die undulöse Auslöschung des Quarzes zur Regel, daneben sind Verbiegungen der Feldspäte, besonders der Plagioklase oft zu sehen. Auch die Sericitbildung ist weiter fortgeschritten, die Schüppchen bedecken staubförmig die Feldspatindividuen; eine zentrale Häufung derselben führt auch etwa durch Sammelkristallisation zur Bildung von Muscovitblättchen innerhalb des Orthoklases. Die Glimmer sind alle stark verbogen, oft zerrissen und quer zur Schieferung gestellt. — An Nebengemengteilen führt der Typus a): Magnetit, Zirkon, Rutil und Apatit, diesen wiederum in kleinen Leisten sowie auch in großen runden Körnern; des weiteren seien als Umwandlungsprodukte Limonit und Chlorit erwähnt.

Die Struktur des Gesteins ist am ehesten blastogranitisch zu nennen.

Typus b) geschieferter Silvrettagneis. Vertreter dieser Reihe sind mir aus Gebieten nördlich Dürrboden, westlich des Älplihorns und auch wieder um Sertig herum bekannt geworden. Sie leiten sich vom gleichen aplitischen Graniten ab, wie diejenigen des Typus a), haben also denselben Mineralbestand, nur sind sie feinkörniger. Der Hauptbruch ist wachs- bis seiden-

glänzend, hellgrün, manchmal bräunlich und zeigt ab und zu noch eine buckelige Oberfläche; oft ist sie als Gleitfläche ausgebildet, alsdann glatter und hie und da mit deutlichen Rutschstreifen versehen. Der wesentlichste Unterschied gegenüber Typus a) ist, neben einer nur noch schwach lentikularen Textur, der stärkere Umwandlungsgrad der Komponenten, sei es durch Kataklyse, sei es durch Blastese; so erreichen z. B. die klastischen Spuren am Quarz und die Sericitisierung der Feldspäte einen hohen Grad.

Die Orthoklase (hier sind es wieder meistens Mikroperthite) sind getrübt, verbogen und oft zerbrochen, wobei sie dann gern entsprechend ihrer Spaltbarkeit in einzelne Körner zerfallen; sie sind mit Sericitschüppchen erfüllt, welche sich auch hier gerne zentral anhäufen. Plagioklas sieht in der Regel frischer aus; seine Zwillinglamellierung ist noch deutlich und klar, nur kommt es hie und da vor, daß sie mitten im Individuum aufhört oder verwischt worden ist, an diesem Gemengteil ein erstes Zeichen von schwacher Kataklyse. Hat sie stärker gewirkt, so reagierte der Plagioklas durch Verbiegung, Knickung und Verschiebung der einzelnen Bruchstücke gegeneinander, wie dies an den Endgliedern der Reihe zu beobachten ist.

Chlorit ist in einigen Vertretern häufig und kann sogar zum Hauptgemengteil werden; er weist noch die gebuchteten Umrisse des Biotits auf, aus dem er hervorgegangen ist, wie die starke Ausscheidung von Ti-Mineralien beweist, und gibt dem Handstück die entsprechende Farbe. Schön ausgebildet ist der Muscovit, welcher schon makroskopisch hervortritt; seine Blätter geben uns, mannigfach verbogen und zerrissen, ein Bild starker mechanischer Beanspruchung.

Quarz hat stark wandernde Schatten, Bruch fand jedoch nicht statt, weil sich die Druckwirkung mehr an seinen Nachbarn auslöste. Größere linsenbildende Quarzpartien dagegen zerfallen in einzelne Körner, welche entweder verzahnt-buchtig ineinandergreifen oder durch Mörtelkränze und Mörtelzonen voneinander getrennt sind. — Einzelne Stadien enthalten viel Carbonat und Limonit, ein Zeichen der Unfrische des Gesteins; letzterer setzt sich zwischen die Muscovitblätter oder an der Grenze zwischen diesen und anderen Gemengteilen ab, so daß der Schliff gelb geädert erscheint.



Die Struktur des Gesteins ist klastogranitisch.

Die unmittelbar an den Typus a) anschließenden Gesteinsformen dieser b)-Reihe haben deutliche Kristallisationsschieferung, die Endglieder jedoch, die den Übergang zum mylonitischen Typus c) bilden, weisen mehr klastische Strukturbilder auf; besonders bei letzteren trifft man oft die Erscheinung, daß ursprüngliche linsige Gneise, die durch frühe (etwa die herzynische) Gebirgsbildung entstanden sind, von der triadischen Alpenfaltung in Mitleidenschaft gezogen und dann mylonitisiert wurden. Die Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen entspricht ganz der Reichhaltigkeit der Möglichkeiten!

Typus c) mylonitischer Silvrettagneis. Ohne zu viele Einzelheiten zu erwähnen, seien hier nur die Hauptmerkmale der Silvrettamylonite angeführt. Sie sind durch Auswulzung in normaler Folge z. T. aus dem Typus b) entstanden, d. h. die mechanische Umwandlung ging einfach weiter, z. T. aber leiten sie sich direkt vom Typus a) oder auch vom grobkörnigen Augengneis 1b) ab, sodaß eine große Mannigfaltigkeit in den Variationen herrscht. Die Textur dieser Gneise geht manchmal in eine schwach lentikuläre Lagentextur über und gemahnt dann oft an phyllitische Schieferung. Der Hauptbruch ist schwach gewellt, meist hellseidengrün infolge Ansammlung von Sericit auf seiner Oberfläche. Die Zermalmung der Komponenten ist soweit gediehen, daß nur noch Quarz und Muscovit als „Porphyroklasten“ in einem kryptokristallinen Grundgewebe zurückbleiben. Quarz in einigen mm langen, linsig ausgeschwänzten Individuen wird umflossen von einem feinen Gemenge von Sericitschuppen, Quarz- und Albitkörnchen, wozu sich oft ein braunrotes Pigment (Hämatit?) gesellt; wo er in kleinere Stücke zerbrochen und getrennt wurde, füllen sich die Klüfte mit diesem Gemenge. In den Sericitnestern ist oft eine Vergrößerung der Schuppen zu sekundärem Muscovit wahrnehmbar, was auf beginnende Sammelkristallisation schließen läßt. Der primäre Muscovit ist arg verbogen und gefältelt; zwischen seinen Blättern sind hie und da Quarzschmitzen eingewachsen. Interessant ist das Verhalten des Apatits, der allen Druckwirkungen Stand gehalten hat; die vielen Risse haben höchstens kleinen Verschiebungen innerhalb des Kornes Vorschub geleistet, so daß er



etwas elliptisch zusammengedrückt erscheint. — Die Struktur dieser Gesteinsreihe ist porphyroklastisch. Das sukzessive Verschwinden der ursprünglichen Komponenten (außer Quarz und Muscovit) geschah etwa in der Reihenfolge Biotit, Orthoklas, Plagioklas.

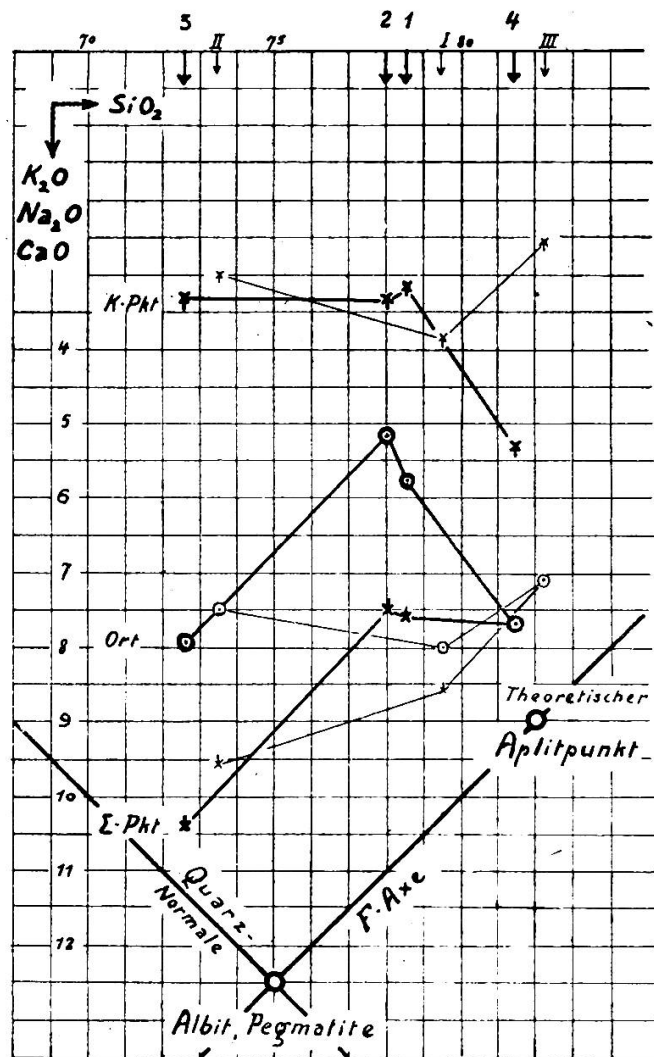


Fig. 1. W. Hommel'sche Projektion der Analysen 1, 2, 3 und 4.\*  
Vergleichsanalysen I, II und III.

Zur Erkennung kleiner Verschiebungen im Chemismus nahe verwandter Gesteine eignen sich hauptsächlich zwei Methoden: diejenige von *P. Niggli* (12) und diejenige von *W. Hommel* (8); beide sind ausgezeichnet durch große Übersichtlichkeit. Ich entschied mich für die Hommel'sche, weil sie leicht gestattet, die prozentuale Menge an Hauptgemengteilen direkt abzulesen (s. u.).

\* S. pag. 24 u. ff.

sp. Gew.	Molekularprozent						
	I	2	3	II	4	III	
SiO <sub>2</sub>	70.77	71.37	69.37	66.38	77.10	75.55	III
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.37	0.65	0.34	0.45	0.24	III
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	—	0.28	—	0.56	—	III
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	III
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	13.29	15.66	17.67	14.84	11.09	III
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	1.64	2.53	0.64	1.37	0.58	III
FeO	2.72	0.77	1.36	3.23	2.71	1.51	III
MnO	0.01	0.00	0.02	—	—	—	III
MgO	0.42	0.42	0.50	1.03	1.52	0.88	III
CaO	1.49	0.95	1.94	2.09	2.98	0.39	III
Na <sub>2</sub> O	2.43	3.87	1.75	4.27	4.23	4.36	III
K <sub>2</sub> O	4.49	5.43	4.73	4.59	4.16	3.51	III
H <sub>2</sub> O—	0.06	0.12	0.02	0.13	0.08	0.26	III
H <sub>2</sub> O+	1.08	1.48	0.97	1.57	1.94	1.32	III
Σ	100.53	99.71	99.78	100.12	100.32	99.69	III

### Gruppen- und Projektionswerte nach Grubenmann-Osann

	I	2	3	II	4	III	
S	78.5	79.5	78.0	72.6	73.5	81.4	82.24
A	5.8	8.0	5.2	7.9	7.5	7.7 <sup>1)</sup>	7.12
C	1.8	0.6	2.3	2.5	2.1	0.0	0.00
F	4.2	3.3	4.3	5.3	7.3	3.2	3.52
M	0.0	0.5	0.0	0.0	1.4	1.6	0.66
T	2.1	0.0	2.7	1.3	0.0	0.0	0.00
K	1.8	1.5	1.9	1.3	1.3	1.6	1.8
a	9.8	13.4	8.8	10.1	8.9	14.1	13.4
c	3.1	1.0	3.9	3.2	2.5	0.0	0.0
f	7.1	5.6	7.3	6.7	8.6	5.9	6.6

1) Um die Alkalien zu binden, wurde ein Teil (1.80 Mol. %) des FeO zu Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> geschlagen.

1 Grobkörniger Granit von Oberalpen  
1 Hauptgestein v. Granit a. d. Platta mala (Unt.-Engadin)  
2 Grobkörniger Augengneis v. Monstein  
3 Grobkörniger Augengneis v. Val Sertig

Anal. F. E.  
" L. Hezner  
" F. E.  
" F. E.

### 30er Projektion nach A. Osann

	S—Al—F			Al—C—Alk			NK	MC
I	25.0	3.1	1.9	16.9	3.1	10.0	4.5	2.8
I	25.9	2.8	1.3	14.6	1.9	13.5	5.3	3.9
2	24.7	3.2	2.1	17.3	3.9	8.8	3.7	2.8
3	23.7	3.8	2.5	16.0	3.4	10.6	5.8	4.1
II	23.8	3.1	3.1	14.0	5.1	10.9	6.0	4.2
4 <sup>1)</sup>	26.5	2.5	1.0	13.6	2.8	13.6	3.1	4.8
III	26.6	2.3	1.1	14.3	1.4	14.3	6.4	6.6

### Werte nach P. Niggli

	I	2	3	II	III
si	365	385	355	265	275
al	45	42.0	46.5	42.5	36
fm	19.5	13.5	19.5	19.5	22.5
c	8.5	5.5	10.5	9	13
alk	27	39	23.5	29	28.5
mg	0.28	0.39	0.21	0.32	0.42
k	0.55	0.48	0.63	0.42	0.40

II Granit aus dem Albulatunnel (600 m v. S-Portal)  
4 Gewöhnlicher, aplitischer Silvertagneis bei Sertig  
III Quarzreicher, aplitischer Granit von der Poststraße unterhalb Ardez (Unt.-Engadin)

Anal. O. Züst  
" R. L. P.  
" O. Züst

Bevor wir an ihrer Hand zur Besprechung der Analysenresultate übergehen, sei zunächst erwähnt, daß in allen vier Analysen die Unfrische des Materials und der dadurch bedingte hohe Wert für  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zum Ausdruck kommt. Es bleibt nämlich nach der Bindung von  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{CaO}$  mit  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Feldspatbildung) immer noch ein Tonerderest übrig, der relativ hoch ist. Der Grund hierfür erhellt aus folgenden Tatsachen:

1. tritt nur bei sauren Gesteinen eine Al-Übersättigung ein (Osann, 13);
2. bewirkt die Einwirkung der Atmosphärenteilchen, die ja nach mikroskopischem Befund groß gewesen sein muß, eine Verschiebung des Chemismus zugunsten von Al (Fortführung von Alkalien bei der Feldspatverwitterung und bei der Chloritisierung des Biotites),
3. endlich spricht der kleine Gehalt an Granat ebenfalls für ein größeres Al.

Trotz dieser kleinen Unregelmäßigkeiten bewahren aber unsere granitischen Gesteine dennoch den Provinzialcharakter pazifischer Gesteine; spez. der Granit von Oberalpen ist als saurer Typus der Kalkalkali-Reihe anzusprechen. Die von ihm abgeleiteten Augengneise von Monstein und vom Val Sertig sind „kristalline Schiefer“ und als solche in die Ordnung der Kata- bis Meso-Orthoklasgneise (Grubenmann) einzureihen, während der gewöhnliche Silvrettagneis ein aplitischer Meso-Orthoklasgneis ist.

Die *Hommel'sche* Projektion (8) besteht darin, daß auf der Abszisse (S-Achse) eines rechtwinkligen Koordinatensystems nach rechts der molekularprozentuale Wert für  $\text{SiO}_2$  abgetragen wird, während auf der Ordinate ( $\Sigma$ -Axe) nach unten nacheinander die Werte für  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{CaO}$  abgetragen werden, soweit sie sich an Tonerde binden lassen. Der Maßstab der  $\Sigma$ -Axe ist doppelt so groß wie derjenige der S-Achse, weil mit jedem Molekül Feldspatalkali oder -kalk ein Molekül Tonerde gleichzeitig abgetragen gedacht werden muß. So bekommt man nacheinander vom  $\text{SiO}_2$ -Punkt aus nach unten den „K-Punkt“, den „Gesteinsort“ und den „ $\Sigma$ -Punkt“. Die Quarznormale verbindet die Punkte  $\text{SiO}_2=50/\Sigma=0$  und  $\text{SiO}_2=100/\Sigma=25$  mit-

einander, desgleichen die F-Axe die Punkte  $\text{SiO}_2=100/\Sigma=0$  und  $\text{SiO}_2=50/\Sigma=25$ , beide Geraden schneiden sich im Punkte  $\text{SiO}_2=75/\Sigma=12,5$ , dem hypothetischen „Pegmatitort“. Ist freier Quarz vorhanden, so fällt der  $\Sigma$ -Punkt rechts über die Quarznormale, und seine Größe in % kann direkt abgelesen werden, wenn man den horizontalen Abstand des Ortes von der Quarznormalen doppelt nimmt; auch der Gehalt an femischen Oxyden kann ähnlich ermittelt werden; er ergibt sich aus dem horizontalen Abstände des  $\Sigma$ -Punktes von der F-Axe, im Abszissenmaßstabe abgelesen.

Die Betrachtung unserer Gesteinsserie in dieser Projektion ergibt zunächst Folgendes: es bestätigt sich wiederum, daß das Hauptgestein, der gewöhnliche Silvrettagneis (Analyse 4) den Apliten sehr nahe kommt, während die grobkörnigen Varietäten (Analysen 1, 2, 3), besonders aber der Augengneis vom Val Sertig, mit ihren Projektionspunkten unverkennbar in die Nähe des Pegmatitortes rücken, indem die Kieselsäuremenge fällt und die Menge an Alkalien steigt, was seinerseits ein Steigen des Feldspatgehaltes zur Folge hat. (Effektiv steigt der Alkaligehalt stärker als das Diagramm angibt; denn es ist klar, daß er auf 100 Teile  $\text{SiO}_2$  umgerechnet noch größere Beträge annehmen müßte.) Solche Unterschiede in der Zusammensetzung eines engbegrenzten, zusammenhängenden Gesteinskomplexes, wie er in unserem Gebiete vorliegt, sind möglich:

a) wenn Differentiationen im Magma stattfanden; allein die auffallende Kornverschiedenheit und das Fehlen von Schlieren spricht dagegen;

b) wenn der aplitische Granit (4) pneumatolytisch beeinflusst wurde. Dann wird auch die Kornvergrößerung, welche sich besonders an den Feldspäten äußert, verständlich, sogar notwendig; ebenso erscheint die „pegmatitische“ Apatitgeneration erklärlich. Dabei ist implicite anzunehmen, daß eine, wenn auch kleine, Stoffzufuhr stattfand, d. h. eine nachträgliche chemische Veränderung gewisser Teile des Chemismus im ursprünglichen Silvrettagranit.

In der Entstehung der granitischen Gesteine unseres Gebietes lassen sich dann drei Phasen unterscheiden:

1. Intrusion eines aplitischen Granites;
2. pneumatolytische Umbildung eines Teiles derselben zu grobkörnigen Varietäten;
3. mechanische Beanspruchung durch Streß, daraus folgend Bildung der Augengneise.

Weiterhin sei darauf aufmerksam gemacht, wie die Verbindungslinie der Orte (●) und der  $\Sigma$ -Punkte beim Aplit konvergieren, weil hier das CaO nicht mehr an Tonerde gebunden werden kann. Dies trifft für alle Gesteinsserien zu, wo ein Hauptgestein mit seinen aplitischen Varietäten zur Projektion gebracht wird. Zur Bestätigung seien die Analysen dreier Unter-Engadiner Gesteine, eines granitischen und zweier aplitischer, projiziert; obgleich es sich hier um alkalreichere Gesteine handelt, ist doch das allgemeine Bild dasselbe: es divergieren vom Orte III obgenannte Linien in ihrem Verlaufe nach links.

### 3. Apliten und Injektionsgneise<sup>4</sup>.

Apliten treten in zwei Arten auf, entweder als Gänge im Silvrettagranit oder als solche in der Schieferhülle.

Die Gänge der ersteren Art sind nicht immer als solche gut sichtbar; denn der ohnehin aplitische Silvrettagneis erschwert oft ihre eindeutige Isolierung vom Hauptgestein; immerhin sind sieben Vorkommen mit deutlich durchgreifender Lagerung angetroffen worden. Sie sind, wie z. B. am Gefroren Horn, von weitem schon erkennbar als schneeweiße Felsen, deren Formen aus der Umgebung hervortreten, weil sie weniger erodiert wurden. Das Handstück selber zeigt etwa rostbraune Flächen, welche den Klüftungen entsprechen; das unbewaffnete Auge erkennt neben Quarz und Plagioklas einen relativ hohen Gehalt an Muscovit, dem Gesteine so den äußeren Habitus von Muscovit-Pegmatiten verleihend; dieser Habitus wird noch erhöht durch das mittelgroße bis grobe Korn. Auch hier sind massige und geschieferte Varietäten vorhanden, so daß (wie oben beim gewöhnlichen Silvrettagneis) u. d. M. eine Reihe mit steigender Kataklastikwirkung aufgestellt werden kann.

<sup>4</sup> An dieser Stelle sei hervorgehoben, daß im ganzen Untersuchungsgebiet kein einziger lamprophyrischer Gang angetroffen wurde, eine Tatsache, die später diskutiert werden soll.

Im Mineralbestand überwiegt albitischer Feldspat, oft mit runden Quarzeinschlüssen und breit lamelliert, stark über Orthoklas; dieser zeigt hie und da vom Zentrum ausgehende mikroperthitische Entmischungerscheinungen und ist getrübt infolge Sericitisierung, z. T. auch Kaolinisierung. Quarz, sowohl in wie zwischen den Feldspäten, und Muscovit vervollständigen die Hauptgemengteile. Die übrigen Komponenten Apatit, Titanit, Rutil und Carbonat bieten nichts Erwähnenswertes. Biotit tritt an einzelnen aplitischen Lokalitäten nur akzessorisch auf und ist dann stets unter Ausscheidung von Ti-Mineralien ausgebleicht. Die Gesteinsstruktur geht, dank der zunehmenden Kataklyse, von der annähernd aplitischen zur blasto- bis klastoaplitischen (bezw. -granitischen) und schließlich zur klastoporphyrischen über. Die klastischen Spuren sind schon im massigsten Vertreter, dem Aplit von Augstberg (nordöstlich Sertig) an undulös auslöschenden Quarzen zu erkennen, sie steigern sich zu einer Art Streifung in den Quarzkörnern, dann tritt die charakteristische Verzahnung der zerbrochenen Körner auf, und schließlich stellen sich Mörtelkränze ein; die Orthoklase werden mehr und mehr sericitisch trübe, die Plagioklase zoisitieren sich, oder aber ihre Lamellierung setzt mitten im Individuum aus, dann erfolgt Verbiegung und zuletzt Bruch. Das Endstadium ist ein Aplitgneis, der im Aussehen dem gewöhnlichen Silvrettagneis sehr nahe kommt und als Muscovitgneis in die Meso-Orthoklasgneise einzureihen ist.

Eng verbunden mit den Apliten ist ein Sericitquarzit nördlich von Sertig (auf der Karte 5 mm über „D“ von Sertig-Dörfli); das sehr feinkörnige und kluftreiche, helle Gestein läßt mit der Lupe nur Quarz und einzelne Sericitschüppchen erkennen. U. d. M. bestätigt sich der Quarzreichtum, Orthoklas tritt sehr zurück; der farblose Glimmer darf noch nicht als Muscovit bezeichnet werden, dafür sind seine Blätter zu klein; es ist vielmehr ein großblättriger Sericit, welcher die übrigen Komponenten durchspickt. Akzessorisch tritt noch Eisenerz auf, die anderen Neben- und Übergemengteile sind dieselben wie im oben angeführten Aplit.

Die aplitischen Gesteine der Schieferhülle sind als Zweige der sauren Randfacies des Silvrettagranites aufzu-



fassen, welche, intrusiv eingedrungen, die bedeckenden oder durchbrochenen Sedimente einer weitgehenden Injektion unterwarf.

Die Injektionsgneise schließen sich insofern an die aplitischen Modalitäten an, als sie durch die injizierenden Mineralisatoren beeinflusst wurden, welche von den magmatisch eingedrungenen aplitischen Massen ausgingen. So bildeten sich Injektionsgneise als hochkristalline Biotitgneise mit charakteristischer Bänderung, eine Folge der Zufuhr von salischen Komponenten, wodurch regelmäßig abwechselnde Lagen femischer und salischer Bestandteile entstanden, was lokal auch zur Bildung kleinerer Feldspat- und Quarzaugen führte. Besonders schön sind solche Gneise an der E-Wand des Bocktenhorns ausgebildet; andere Vorkommen liegen am Augstenberg nordwestlich des Sertigpasses, am Scalettapaß, im Schafthäli südwestlich des Kühalphorns und am östlichen Ausläufer des Sattelhorns. Die durchgehends hellgrauen Gesteine wittern weniger stark ab als die sedimentären Gneise ihrer Umgebung; wo das injizierende Material stark über das injizierte überwiegt, verschwindet die Lagentextur immer mehr zugunsten einer fast massigen; doch sind die resultierenden Injektionsgneise von den Apliten immer noch wegen ihres hohen Biotitgehaltes leicht zu unterscheiden; denn es ist gerade dieser Biotit, welcher für das sedimentäre Ausgangsmaterial charakteristisch ist.

Es wäre eine interessante Aufgabe, genauer festzustellen, wie weit sich der Chemismus durch die Stoffzufuhr geändert und in welcher Weise die Injektion modifizierend auf den ursprünglichen Mineralbestand gewirkt hat; zu diesem Zwecke müßten aber Gesteinsproben lokal auf möglichst kurze Distanz geschlagen, insbesondere chemisch und mikroskopisch untersucht werden, um so die schrittweise Änderung des Chemismus und des Mineralbestandes innerhalb einer Serie festzustellen, wie dies *J. Jakob* (9) mit gutem Erfolge an Gesteinen des Aarmassivs getan hat, was im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht angebracht erschien.



## B. Amphibolitische Gesteine.

Die Karte zeigt uns zwei Hauptgebiete ihrer Verbreitung, das eine im östlichen und das andere im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes, welche im Wesentlichen mit den Zonen der „Hornblendeschiefer“ *G. Theobalds* (21) übereinstimmen; zwischen diesen zwei örtlich auseinanderliegenden Vorkommen bestehen aber absolut keine Unterschiede, so daß ohne weiteres auf gleiche Entstehung geschlossen werden darf. Sie bilden schmale bis viele Meter mächtige Einlagerungen in sedimentären Biotitgneisen und sind sehr zähe, dunkelgrüne Gesteine mit bald grauem, bald etwas bläulichem Farbenton. Sie verwittern äußerst schwer; eine höchstens  $\frac{1}{2}$  cm dicke, leicht ablösbare Schicht bedeckt ab und zu das darunter vollständig frische Material. Das unbewaffnete Auge erkennt darin immer Hornblende, meist auch grünlich-weißen Plagioklas. Sie zerfallen nach dem mikroskopischen Bilde zunächst in gabbroähnliche und gewöhnliche Amphibolite.

### 1. Der gabbroähnliche Amphibolit.

Er ist hin und wieder — Bocktenhorngipfel, Punkt 2966 zwischen Sertigpaß und Kühalphorn, rechte Seite des Kühalthales usw. — in deutlich geschieferten Amphiboliten eingelagert als sehr grobkörniges Gestein mit fast massiger Textur. Seine Vertreter erinnern auf den ersten Blick an Hornblende-Diorite oder olivinfreie Hornblende-Gabbros; erst das mikroskopische Bild verrät dann die diablastische Struktur (mit etwelcher Anlehnung an eine reliktsche Gabbrostruktur), mit der sich Hornblende und Plagioklas durchwachsen. — Der Plagioklas, der schon makroskopisch grün gefärbt erscheint, zeigt u. d. M. weitgehende Saussuritisierung, wobei Zoisit oft in den charakteristischen, wirrfaserigen Büscheln und Epidot in feinen Körnchen auftreten. Der als Durchläufer bekannte „Albit“ erscheint überall fein lamelliert und enthält alle übrigen Gemengteile poikiloblastisch eingeschlossen; sehr oft durchkreuzen sich Albit- und Periklinlamellierung. Die z. T. prismatisch ausgebildete Hornblende ist richtungslos eingelagert, so daß im Dünnschliff alle Schnittlagen vorhanden sind. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt  $c/c$   $11-12^{\circ}$  und ihr Pleochroismus ist nach  $a$  hellbraungrün, nach  $b$  grün und nach  $c$  dunkelolivgrün (das

Absorptionsschema ist wie gewohnt  $c \succ b \succ a$ ), sodaß gewöhnliche grüne Hornblende vorliegt. Sie ist siebartig durchspickt von Quarz, Albit, Magnetit, Apatit und Titanit. Ihre Biotitisierung, welche eine erste metamorphe Phase darstellt, ist in allen Entwicklungsstadien zu sehen. — Unter schwächster Vergrößerung fallen runde Aggregate auf, gebildet aus einem Haufwerk von Magnetit, Quarz, Granat, Chlorit und Biotit; der Gedanke liegt nahe, das Ganze als umgewandelten Olivin zu deuten. Dieser wurde z. T. serpentinisiert, z. T. setzte er sich mit dem instabilen Anorthitmolekül der umgebenden Feldspäte zu Granat um, welcher an einzelnen Stellen noch sichtbar wird, teilweise aber schon weiter in Biotit umgewandelt wurde. Apatit sowie die vielen Magnetitkörner, welche in diesen Aggregaten vorkommen, dürften primärer Herkunft sein. Außer den genannten Nebengemengteilen sind noch zu verzeichnen Ilmenit, Zirkon und Titanit, letzterer in oft sehr großen idiomorphen Formen; er wird auch teilweise als Produkt der Umsetzung

Ilmenit + Anorthit = Titanit + Hornblende

entstanden sein; denn ein solches Ilmenitkorn umgibt sich gerne randlich mit Titanitkörnchen, wie dies in den unten besprochenen Amphiboliten der Fall ist.

## 2. Die gewöhnlichen Amphibolite

umfassen nach Mineralbestand und Struktur recht mannigfaltig entwickelte Gesteinsformen, welche fast alle der mittleren Zone angehören und erscheinen in den oben bezeichneten Gebieten anstehend als mehr oder weniger geschieferte Gesteine bei durchgehends mittlerem Korn. Ihrer Zähigkeit wegen bilden sie gerne die vorspringenden und höchsten Punkte, so die Gipfel des Leidsbachhorns, des Kühalphorns und der Augstenhörnli; ebenso bestehen die Gratrippen aus Amphibolit. Die mikroskopische Betrachtung dieser Meso-Amphibolite gestaltet sich angesichts ihres großen Formenreichtums zur wahren Augenweide und es hält schwer, die Zahl der Varietäten zu gliedern. Immerhin unterscheiden wir:

- a) Plagioklas-Amphibolite
- b) Granat-Amphibolite
- c) Zoisit- und Epidot-Amphibolite.

a) Die Plagioklas-Amphibolite zeichnen sich durch vollkommene Kristallisationsschieferung aus und sind entweder grau und dunkelgrün gesprenkelte Gesteinsformen, an welchen von freiem Auge Hornblende und Plagioklas zu erkennen sind, oder es sind gebänderte Varietäten mit gleichen makroskopischen Bestandteilen, oder schließlich sehr hornblendereiche Amphibolite, in welchen Plagioklas so stark zurücktritt, daß sie an kompakte Hornblendeschiefer erinnern.

Die gesprenkelten Plagioklas-Amphibolite schließen sich strukturell gut an den gabbroähnlichen Amphibolit an. Ihre Plagioklase werden auf dem Quer- und Längsbruch als hellgraue oder hellgrüne Körner zwischen parallelen Hornblendelagen sichtbar. Das bessere Gleichgewicht zwischen den zwei Hauptgemengteilen unterscheidet diese Varietät von den hornblendereichen Amphiboliten. Im Schliff durchwachsen sich beide Komponenten in inniger Weise; infolge höherer Basizität der Plagioklase erscheinen neben den Büscheln von Zoisit nur spärliche Albitlamellen; auch kommen hin und wieder Mutationen im Bestand der üblichen Neben- und Übergemengteile vor; so ist der sehr verbreitete Titanit oft mit einem Ilmenitkern versehen, oder Quarz tritt in einigen Gesteinsformen stark hervor. Calcit und farbloser, auch gelbgrüner Epidot spielen als sekretionäre Kluftbildungen eine große Rolle. Die Textur des Gesteins ist überall sehr vollkommen kristallisationsschieferig. — Auf dem westlichen Kühalphorngrat stößt man in 2930 m Höhe auf den Zug eines ziemlich feinkörnigen Amphibolites, der insofern erwähnenswert ist, als er seines Zoisitgehaltes wegen ein Übergangsglied zu den sub c) besprochenen Zoisit-Amphiboliten (siehe später) darstellt; immerhin gehört er nach Mineralbestand noch hierher. Das Mineral tritt u. d. M. als Kern von linsigen Anhäufungen und in Begleitung von Epidot in staubfeinen Körnern durch seine anomalen Interferenzfarben hervor.

Die zweite Varietät ist die der gebänderten Amphibolite; sie sind u. a. nördlich und östlich von Dürrboden und im obersten Kühalphthal anstehend. Ihre Komponenten sind die gleichen, wie die des vorhergehenden Gesteins; texturell besteht aber der Unterschied, daß die früher richtungslos angeordneten salischen Gemengteile jetzt mehr lagenartig verteilt erscheinen;

diese aus Feldspat bestehenden Lagen sind meist so stark epidotisiert, daß sie als hellgrüne Bänder mit den dunkelgrünen der Hornblende wechsellagern. U. d. M. erscheinen die parallel geordneten Stengel der gewöhnlichen Hornblende in einem hauptsächlich aus Epidot, Zoisit und Calcit bestehenden, mikrodiablastischen Gewebe im Plagioklas. Durch Zunahme von Epidot werden Übergänge zu den Epidot-Amphiboliten (siehe später) geschaffen. Die Analyse einer solchen gebänderten Varietät weist folgende Resultate auf:

Analyse 5

Anal. F. E.

### Gebänderter Plagioklas-Amphibolit von Dürrboden.

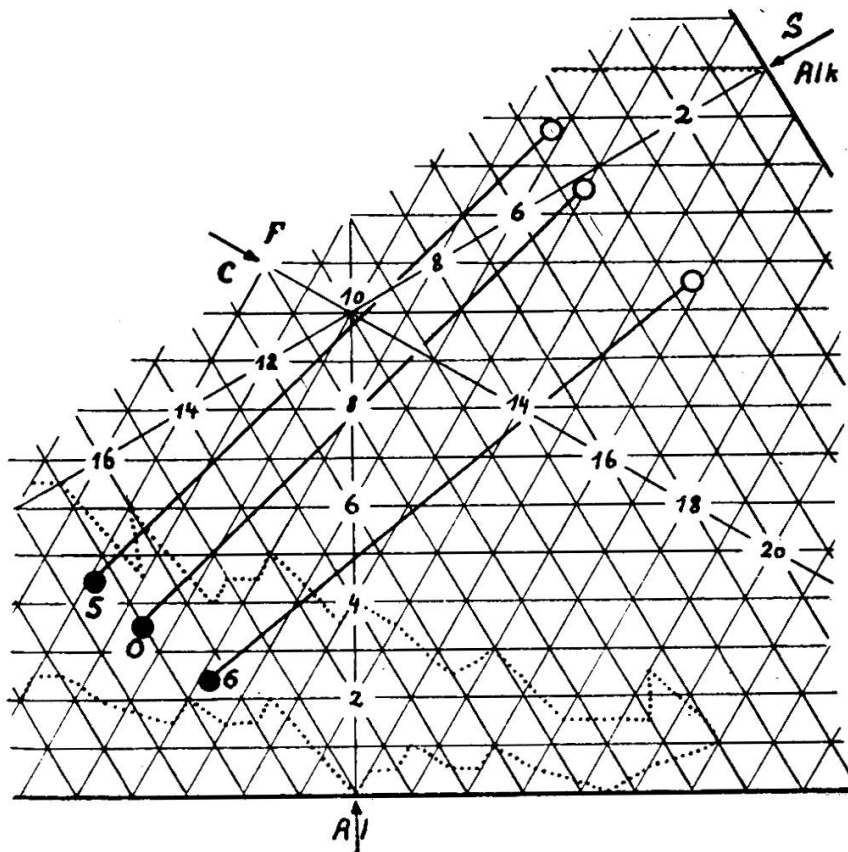
Spez. Gewicht 2.95.

Mol. %			Gruppen- und Proj.-Werte nach Osann - Grubenmann	Werte nach A. Osann
SiO <sub>2</sub>	48.17	55.8	S 55.8	SAIF = 17.5 : 4.4 : 8.1
TiO <sub>2</sub>	1.87		A 4.4	AlCAk = 13.8 : 11.9 : 4.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.41	14.1	C 9.7	NK = 8.2 MC = 3.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23		F 16.0	
FeO	6.98	6.9	M 2.5	Werte nach P. Niggli
MnO	0.09		T 0.0	si = 126 al = 32
MgO	3.90	6.6	K 0.9	fm = 30.5
CaO	10.08	12.2		c = 27.5
Na <sub>2</sub> O	3.29	3.6	a 2.9	alk = 10
K <sub>2</sub> O	1.15	0.8	c 6.4	
H <sub>2</sub> O—	0.17		f 10.7	mg = 0.49
H <sub>2</sub> O+	2.74			k = 0.18
	100.08	100.0		

Die Übereinstimmung mit Osanns mittlerem Gabbrotypus (13) ist eine gute; auch die Projektion selber (pag. 33) gibt uns darüber Aufschluß, daß es sich um ein ursprüngliches Massengestein handelt. — Zur Klassifizierung in die kristallinen Schiefer ist zu bemerken, daß die Werte etwas aus dem Rahmen der Amphibolite herausfallen und gegen die Gruppe der Plagioklasgneise hintendieren, speziell gegen einen Epidot-Albitgneis (Gotthardtunnel, 1843 m vom S-Portal), was aber bei dem reichen Epidotgehalt nicht Wunder nehmen darf.

Wir sollten die gebänderten Amphibolite nicht verlassen, ohne ein Vorkommen mit großen Relikten eines monoklinen Pyroxenes zu erwähnen. Das Gestein ist in der Geröllhalde nörd-

lich des Sertigpasses geschlagen worden, steht also jedenfalls in den westlichen Kühalphornausläufern an. Die Textur desselben ist sehr reglmäßig gebändert. Neben Feldspat und Quarz wird u. d. M. ein dem Diopsid nahe stehender Pyroxen mit guter prismatischer Spaltbarkeit sichtbar, welcher sich in den hellen Bändern anreichert; seine Auslöschungsschiefe  $c/c$  beträgt 40 bis  $41^\circ$ , kann aber auch höher steigen. Schwacher Pleochroismus und positive Doppelbrechung sind weitere Merkmale; Parallelverwachsungen mit Hornblende sind sehr häufig, letztere dürfte auch z. T. aus dem Pyroxen hervorgegangen sein.



**Fig. 2.** Projektion der Amphibolit-Analysen nach Osann-Roothaan.\*

Schwarze Zeichen: S-Al-F-Verhältnis. Helle Zeichen: Al-C-Alk-Verhältnis.  
Punktierte Linien: Grenzen der Eruptivfelder (unten S-Al-F, oben Al-C-Alk).

5. Gebänderter Plagioklas-Amphibolit von Dürrboden.

6. Hornblendereicher Plag.-Amphibolit (geschiefert) vom Sattelhorn.

O = Mittlerer Gabbrotypus nach A. Osann.

\* S. pag. 34 u. ff.

Als dritte Varietät endlich seien die hornblendereichen Amphibolite genannt. Im Schliff drängen sich die Amphibolschnitte eng aneinander und lassen eine nach a hellgelbbraun, b grün (mit Stich ins Bläuliche) und c olivgrün erscheinende, also gewöhnliche Hornblende erkennen. Als helle Füllmasse dienen Quarz, zum größten Teil aber albitischer Plagioklas, welch letzterer neben Quarz mit Vorliebe die Hornblende siebartig durchlöchert. Einige Biotitblättchen, aus Hornblende hervorgegangen, sind mit dieser verwachsen oder willkürlich im Gestein eingestreut. Etwas Apatit, viel Rutil in eiförmigen Gebilden und ebensoviel Ilmenit in hübschen hexagonalen Täfelchen machen den übrigen Mineralbestand aus; letztere beiden bedingen den relativ hohen Wert für  $\text{TiO}_2$  in der Analyse. Die Gesteinsstruktur ist granoblastisch, die Textur kristallisationsschieferig.

Das Gestein wurde mit nachstehendem Resultat analysiert:

Analyse 6

Anal. F. E.

**Hornblendereicher Plagioklas-Amphibolit (geschiefert)  
vom Grat nördlich des Sattelhorns.**

Spez. Gewicht 3.08.

Mol. %			Gruppen- und Proj.-Werte nach Osann-Grubenmann	Werte nach A. Osann
$\text{SiO}_2$	46.52	53.1	S 53.1	SAIF = 16.4 : 2.4 : 11.2
$\text{TiO}_2$	4.26		A 2.7	AlCalk = 10.5 : 15.8 : 3.7
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12.28	7.7	C 5.0	NK = 7.0 MC = 5.2
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5.49		F 31.5	
$\text{FeO}$	8.47	12.3	M 6.6	Werte nach P. Niggli
$\text{MnO}$	0.23		T 0.0	si = 113 al = 16.5
$\text{MgO}$	7.89	12.6	K 0.9	fm = 53.0
$\text{CaO}$	10.03	11.6		c = 24.7
$\text{Na}_2\text{O}$	1.88	1.9	a 1.4	alk = 5.8
$\text{K}_2\text{O}$	1.22	0.8	c 2.6	
$\text{H}_2\text{O}$	— 0.02		f 16.0	mg = 0.51
$\text{H}_2\text{O} +$	1.22			k = 0.30
$\text{CO}_2$	0.16			
	99.67	100.0		

Die Osann'sche S-Al-F-Projektion wurde nach einem Vorschlage von *H. Ph. Roothaan* (15) in der Weise ausgeführt, daß die S-Al-F und die Al-C-Alk-Werte auf dem gleichen Dreieck



projiziert wurden, nachdem beide Al-Axen, zur Deckung gebracht, von unten nach oben verlaufen, d. h. nachdem das Al-C-Alk-Dreieck um  $120^0$  im Sinne des Uhrzeigers gedreht wurde. Dadurch gelangt man zu einer Trennung der Eruptivfelder einerseits, andererseits fallen die salischen Werte S und Alk und die femischen F und C auf die gleichen bezüglichen Axen. — Wie uns diese Projektion lehrt, ist der Chemismus des hornblendereichen Amphibolites der eines Gabbros mit peridotitischer Tendenz; auch die Bedingungen, die Osann für die Massengesteinsnatur aufstellt, sind erfüllt, so daß wir mit Sicherheit auf eruptive Herkunft schließen können. Als kristalliner Schiefer ist er trotz seines ungewöhnlichen Hornblendereichtums zu den Amphiboliten der mittleren Zone zu rechnen; denn seine acf-Werte stimmen recht gut mit dem bezüglichen Gruppenmittel überein.

Ein ähnliches Gestein wurde in der Nähe des oben erwähnten gabbroähnlichen Amphibolites am Punkt 2966 geschlagen. Parallel gerichtete Hornblenden durchsetzen die Plagioklase in solcher Menge, daß diese nur noch als helle Interpositionen in einem dunkelgrünen Gewebe erscheinen. Die Zwillingslamellierung der Feldspäte ist nicht mehr häufig; dagegen befindet sich ihre Saussuritisierung in einem vorgeschrittenen Stadium. Parallel der Kristallisationsschieferung sind sulfidische Erzschnüre eingelagert; auch Epidot kommt vor, ohne jedoch zum Hauptgemengteil zu werden. Dafür sind die zahlreichen Klüfte der Ort, wo sich Epidot mit Calcit untermischt ansammelt, wie denn sekretionäre Paragenesen auf Kluftflächen sehr oft zu sehen sind; grasgrüne, spießige Epidotkriställchen überziehen dann mosartig die kleinen, manchmal rosa gefärbten Calcitanhäufungen, dazu gesellt sich hin und wieder Pyrit.

b) Die Granat-Amphibolite sind am schwächsten vertreten. Solche wurden am Leidbachmäder nordöstlich von Monstein, am nördlichen Ausläufer des Leidbachhorns, sowie am Punkt 2966 (siehe pag. 29) geschlagen. Am nur schwach geschieferten Gestein ist makroskopisch neben hellgrünem Plagioklas und der Hornblende ein braunroter Granat sichtbar, welcher in der zweiten Lokalität stärker hervortritt und sich in den etwa vorhandenen salischen Lagen sichtlich anreichert, ohne



aber je gute kristallographische Gestalt anzunehmen. U. d. M. ist er schwach rosa gefärbt und sehr stark korrodiert; seine Begleiter sind Albit-Oligoklas und gewöhnliche Hornblende. Bemerkenswert ist, daß der Granat auch hier wie bei den früher (pag. 29) behandelten gabbroähnlichen Amphiboliten inmitten eines Gemenges feinsten Epidot-, Calcit- und Quarzkörnchen mit Hornblendestengelchen neben massenhaftem Magnetit liegt. Diese Ansammlungen der verschiedensten Minerale stechen gegen die umgebenden Komponenten nesterartig hervor und werden vom unbewaffneten Auge wegen ihrer schmutzig-roten Farbe irrtümlicherweise für selbständige Granaten gehalten, was ja nur zum Teil zutrifft. Sie bestanden früher wohl sicher der Hauptsache nach aus Granat, welcher dann aber einer teilweisen Umwandlung anheimfiel. Kelyphitische Anwachsrande wurden nicht beobachtet. — Der Plagioklas erscheint u. d. M. infolge von Saussuritisierung stark getrübt; die Hornblende besitzt leicht ins Bläuliche spielende Absorptionsfarben, welche auf beigemischten Glaukophan hindeuten. Quarz ist akzessorisch vorhanden und sammelt sich gern lokal an; in letzterem Falle sind dann die Zwischenräume der einzelnen Körner mit sekretionärem Epidot erfüllt. Unter den Nebengemengteilen tritt vor allem wieder Titanit in großen, manchmal gelb durchscheinenden Individuen mit guter idiomorpher Begrenzung hervor; auch hier ist er meist perimorph um einen Ilmenitkern ausgebildet. Epidot und Calcit sammeln sich wieder in den häufigen Klüften an. Von den zwei möglichen strukturellen Varietäten kommt nur die homöoblastische in Betracht.

c) Die Zoisit- und Epidot-Amphibolite. Diese sind ebenfalls relativ schwach verbreitet; ihre Glieder kommen in Gesellschaft der vorhin besprochenen Amphibolite und in buntem Wechsel mit diesen und anderen vor; der Unterschied besteht nur darin, daß jetzt Epidot, oder Zoisit, oder auch beide zugleich zu den Hauptgemengteilen gerechnet werden müssen.

Typische Zoisit-Amphibolite sind mir bekannt geworden vom Gipfel des Kühalphorns und von den Felsabstürzen an der rechten Dischmathalseite bei Dürrboden; es sind gebänderte Varietäten. Mit unbewaffnetem Auge ist der Zoisit nicht erkennbar, jedoch fällt eine durch Hornblende bedingte bläulich-

grüne Farbe des Handstückes auf. Das optische Verhalten dieser Hornblende zeigt uns in der Tat, daß sie glaukophanhaltig ist: neben kleinerer Auslöschungsschiefe  $c/c = 8-17^\circ$  erscheint der Pleochroismus  $a = \text{braungrün}$ ,  $b = \text{blaugrün}$ ,  $c = \text{olivgrün}$ . Zoisit ist in großen leistenförmigen Individuen zu sehen an welchen Querabsonderung gegen die Längsaxe sehr allgemein ist. Die Verteilung seiner Elastizitätsachsen ist nicht durchweg dieselbe, doch scheint die Orientierung  $a=c$   $b=a$ ,  $c=b$  vorzuherrschen, so daß  $\beta$ -Zoisit der häufigere wäre. Die anomalen Interferenzfarben sind blaugrau mit gelegentlichen gelben, d. h. epidotischen und dann schief auslöschenden Zonen. Randlich wird das Mineral von feinsten Epidotkörnchen begleitet, auch Plagioklas ist parasitär von Zoisitnadelchen und Epidot erfüllt und äußerst selten lamelliert. Nebengemengteile sind Apatit, Magnetit, Ilmenit, Rutil und Titanit, Akzessorien Quarz und Granat. —

Zahlreiche Übergangstypen verbinden diese und die Plagioklas-Amphibolite mit den, ebenfalls gebänderten, Epidot-Amphiboliten, in denen Epidot fast vollständig den Plagioklas verdrängt, unter Erhaltung von etwas Albit. Der Epidot tritt in großen Körnern und gedrunenen Stengeln auf; stengel-förmig besitzt er unregelmäßige Endabgrenzung, vollkommene Spaltbarkeit nach (001) und gute nach (100); er stellt sich gern in eine Ebene und hilft die Schieferung markieren; die Körner treten etwa zu unregelmäßigen Körnchen zusammen. Seine Auslöschungsschiefe  $c/a$  wechselt und kann bis  $25^\circ$  steigen. Die farblosen, wegen des Eisengehaltes aber häufiger gelb pleochroitischen Individuen zeigen im Konoskop starke Axendispersion und negativen Charakter. Daneben tritt, weniger häufig, Klinozoisit auf, kenntlich am optisch positiven Charakter und an der niedrigeren Doppelbrechung. Die Hornblende weist auch hier Glaukophangehalt auf und ist teilweise epidotisiert, als Zeichen, daß sich das Gestein der oberen Zone nähert, wofür ja auch der Epidot spricht. — Solche Varietäten traf ich u. a. am westlichen Kühalphornausläufer, sowie am Piz Grialtsch.

Anhangsweise sei ein Epidotchloritgestein mit schwach geschieferter Textur besprochen, welches am Augstenberg ansteht. Anfänglich hält man das dunkelgrüne, kompakte Gestein für eine weitere Amphibolit-Varietät; bei genauerem Zusehen erkennt man jedoch nur höchst selten Hornblende, dafür überwiegenden Chlorit. Neben Pyritkriställchen fallen ferner makroskopisch rote Knöllchen auf, die beim Betupfen mit Salzsäure schwach aufbrausen. Das Mikroskop analysiert letztere als Anhäufungen von Calcit und Epidot um ein hellrosa Granatkorn; alles liegt in einem Gewebe, das der Hauptsache nach aus Chlorit (Pennin) besteht. Epidot in großen Körnern und albitischer Plagioklas in runden, klaren Individuen müssen als weitere wesentliche Gemengteile angesehen werden. Wir haben hier wohl einen Vertreter aus der Epi-Zone der Amphibolite vor uns, dessen Hornblende zum größten Teil in Chlorit übergegangen ist; in der Tat weisen die Chloritblätter in pseudomorphem Auftreten des öfteren noch die charakteristischen Umrisse der Hornblende auf. —

Bezüglich der Herkunft sei von vornherein betont, daß alle erwähnten Amphibolite für Abkömmlinge von Massengesteinen gehalten werden dürften; denn die Osann'schen Projektionswerte erfüllen alle Bedingungen für eruptive, speziell gabbroide Herkunft. Sie stellen als solche wohl das basische Gegengewicht zu den sauren granitischen Intrusionen dar und treten auch an der Peripherie des granitischen Herdes auf<sup>5</sup>. Dadurch erklärt sich auch, warum die Schieferhülle höchst selten mit den granitischen Gesteinen im Kontakt steht. Von lamprophyrischen Gängen<sup>6</sup> wurden jedenfalls keine Spuren gefunden;

<sup>5</sup> John Ball (1) beschreibt Serpentinegesteine von der Todtalp bei Davos, welche er als Abkömmlinge von Peridotiten — genauer: Lherzoliten — betrachtet haben will und die dort ebenfalls als randliche Bildung von Granitintrusionen angesprochen werden.

<sup>6</sup> Die schmale Zone eines wesentlich aus Hornblende und Biotit bestehenden Gesteines am E-Hang des Piz Murtelet wurde anfangs als Hornblende-Minette angesprochen. Die mikroskopische Untersuchung deckte jedoch die nematoblastische Struktur auf, so daß hier eine weitere Amphibolit-Varietät vorliegt. Die Hornblende ist blaßgrün und schwach interferierend, ihre Umwandlung in Biotit kann überall verfolgt werden. Der Biotit selber ist stark pleochroitisch (nach  $\alpha$  farblos, nach  $b-c$  leuchtend gelbbraun). Albit-Oligoklas,

dagegen kann allerdings geltend gemacht werden, daß solche leicht verwittern und mit Vegetation bedeckt werden können; dennoch ist es zumindest unwahrscheinlich, daß sie allesamt dem sorgfältig Suchenden entgangen wären.

### C. Tonerdesilikatgneise.

(„Paragneise.“)

Diese von *G. Theobald* (21) als Casannaschiefer bezeichnete Gesteinsserie darf hier nicht als solche festgehalten werden; denn ihre Vertreter sind im Untersuchungsgebiet zum allergrößten Teil ausgesprochene Gneise. Hinsichtlich der Genesis dieser Vorkommnisse ist es allerdings möglich, ja wahrscheinlich, daß sie von tonigen Schiefern ausgegangen ist, die Gesteine also als *Pelitgneise* zu bezeichnen sind. Sie sind sowohl in ihrer Lagerung wie auch genetisch eng mit den Amphiboliten verknüpft; wenn sie gelegentlich ganz selbständig auftreten (z. B. nördlich des Bühlen- und des Gipshorns), so verlieren sie doch in ihrem äußeren Habitus keine der Eigenschaften, welche die normale Gesteinsserie auszeichnet. In ihrer Gesamtheit repräsentieren sie gegenüber den granitischen und gabbroiden Intrusionen die umgewandelte sedimentäre Hülle, welche dank ihrer mechanischen und chemischen Beweglichkeit einer weitgehenden Metamorphose anheimfiel. Manche Kontakt- und Druckmineralien zeugen davon; denn das  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -reiche, pelitische Ausgangsmaterial begünstigte die Bildung typischer Tonerdeträger, so vor allem des Andalusites und des Granates, dann auch des Disthens, Sillimanites, Staurolithes usw., welche letztere aber nur in mikroskopischen Dimensionen auftreten.

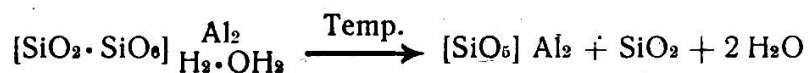
Die größte Paragneiszone beherrscht den Scalettapaß in seinem nördlichen Anstieg und bildet dort die Basis für die sehr schön ausgebildeten „roches moutonnées“. Der Fallwinkel der Druckschieferung schwankt zwischen hohen Werten ( $75-90^\circ$  N und S), das Streichen wechselt zwischen W—E und WSW—ENE. Es sind i. G. mittelkörnige, ausgezeichnet lentikulare oder schieferige Gesteine, deren wichtigster Komponent, Biotit, allen Typen

---

Apatit, Magnetit, Rutil in Nadelform und Zirkon sind die übrigen Gemengteile. Die Textur ist kristallisationsschieferig.

ihr Gepräge gibt; die parallel gerichteten Blätter rufen auf dem Hauptbruch tiefbraunviolette Farbe und halbmattischen Glanz hervor und erzeugen durch das Umschließen runder oder ellipsoideischer Quarz- und Feldspatkörner oft eine regelmäßige gewellte Oberfläche. Das Korn variiert auch an örtlich sehr nahe gelegenen Varietäten zuweilen stark, und zwar so, daß einige Zentimeter mächtige, feinkörnige Lagen mit gröberkörnigen, ebenso mächtigen abwechseln, auf diese Weise eine Bankung erzeugend, welche lebhaft an mechanische Sedimentation erinnert.

Oft sind dezimeterlange, ebenfalls linsige Quarzeinschlüsse im Gestein eingelagert; ob es sich dabei um ursprüngliche Quarzbrocken oder um sekundäre Ausscheidungen handelt, kann angesichts der stattgehabten starken mechanischen Deformation nicht mehr festgestellt werden. Jedenfalls fällt es auf, wie die von *A. Grammann* (4) beschriebenen Andalusite sich gerade hier ansammeln und selbständige Individuen von  $1\frac{1}{2} : 3$  cm Größe nichts Seltenes sind. Das wäre wohl ein stichhaltiger Grund zur Annahme, daß besagte Quarzlinsen sekundärer Natur sind; denn nach der Gleichung



wird neben jedem Andalusit- je ein Quarzmolekül gebildet. Größere, aber kristallographisch schlecht begrenzte Kristalle werden ab und zu auch im Geröll gefunden. Granat tritt ebenfalls makroskopisch hervor und zwar mit Vorliebe in denjenigen Gneisen, welche direkt mit Amphiboliten im Kontakt stehen; aber auch hier sind gut ausgebildete Individuen eine Seltenheit, meist sind es braune oder rotbraune haselnußgroße Körner, welche sich gerne mit Biotit umkleiden und auf verwitterten Flächen hervortreten. Weitere Tonerdemineralien sind, wie gesagt, von freiem Auge nicht wahrnehmbar. Besonders auffallend ist das Fehlen von makroskopisch sichtbarem Disthen und Staurolith, wie sie in ähnlichen Paragneisen gewöhnlich zu beobachten sind; es mag dies daher rühren, daß der Tonerdereichum sich mehr in der Bildung obgenannter Andalusite und Granate erschöpfte. — Bei der mikroskopischen Betrachtung unterscheiden wir mühelos zwei Varietäten, eine an porphyroblastischen



Feldspäten reiche und eine an solchen arme, d. h. granoblastische Form; für letztere ist zur Unterscheidung schon makroskopisch die feinerkörnige Ausbildung wegleitend.

### 1. Die porphyroblastischen Pelitgneise.

Sie sind immer lentikular texturiert; auch u. d. M. bleibt diese Textur zum größeren Teile erkennbar, indem die linsenförmigen Orthoklase, die Plagioklas- oder Quarzaggregate von einer Biotithülle umgeben sind; nur zum kleineren Teil sind die Biotitblätter mehr parallel angeordnet und dokumentieren dann eine Kristallisationsschieferung. An der porphyroblastischen Struktur beteiligen sich Orthoklase und saure Plagioklase, welche massenhaft Quarz in runden und wurmförmig gekrümmten, länglichen Gebilden, braune und ausgebleichte Biotitschuppen und Granate eingeschlossen enthalten, eine Ausbildung, welche i. A. für kristalline Schiefer sedimentärer Abstammung und besonders für Pelitgneise charakteristisch ist. Sie sind immer trübe und erfüllt von Sericitschüppchen. Saure Plagioklase — nach der Beckeschen Methode bestimmt, liegen Albite bis Oligoklas-Albite vor — in kleineren klaren Individuen sind entweder nach Albit-, oder nach Albit- und Periklin-gesetz oder aber gar nicht verzwillingt. Anfänge von Umwandlungen, welche die Zwillingslamellen verwischen, sind immer vorhanden. An Quarz ist die undulöse Auslöschung sehr selten wahrnehmbar; immerhin spricht Zertrümmerung einzelner größerer Individuen für etwelche Kataklase. Die tiefgefärbten Biotite sind nach  $a$  weißgelb, nach  $b=c$  gelb- bis schwarzbraun, stark pleochroitisch und sehr arm an Einschlüssen; ab und zu enthalten sie Zirkonkriställchen in pleochroitischen Höfen oder größere Apatitkörner. Gelegentliche Entfärbung zu grünem oder zu ganz farblosem Glimmer wird hin und wieder beobachtet, wobei sich der letztere des öftern mit den braunen Lamellen des normalen Biotites zu parallelen Lagen vergesellschaftet; in manchen Vorkommnissen sind beide Glimmer gleich stark vertreten. Das s. Zt. (pag. 70) erwähnte gelb-grüne Mineral (Epidot?) ist als Umwandlungsprodukt auch hier zu sehen. Sehr selten geht der Biotit gänzlich in Chlorit über; ist dies



dennoch der Fall, so entstehen damit Gesteine, wie sie nördlich des Augstenhörnli anstehen.

U. d. M. erscheint farbloser Granat als ein sehr konstanter Gemengteil und gibt Gelegenheit zur Beobachtung mannigfaltigster Wachstumserscheinungen: neben ganz ausgewachsenen Individuen mit irgendeinem körnigen Mineral (vornehmlich Quarz) als Zentrum trifft man auch dünne Schalen, die ein solches Korn nur teilweise umschließen. Beide Perimorphosen sind morphologisch gut ausgeprägt und liefern im Schliff zierliche runde, oder als Schnitt des Rhombendodekaeders sechseckige, oft noch offene Ringe. Die größeren Kristalle, die auch vom freien Auge entdeckt werden, entbehren der charakteristischen Gestalt, beherbergen zahlreiche andere Mineralien und umgeben sich gern mit einem sekundären Biotitmantel; es dürfte sich um einen Kalk- oder Eisen-Tongranat handeln, welcher als Kontaktprodukt anzusehen ist. An seiner Stelle erscheint gelegentlich Staurolith in unregelmäßigen, stark zerklüfteten Körnern mit dem üblichen Pleochroismus; Cordierit ist als Seltenheit zu betrachten. Als typische Tonerdeträger gelten auch hier Andalusit, Disthen, Sillimanit. Durch ihr Fehlen oder Überwiegen entstehen mannigfache, durch Übergänge verbundene Varietäten.

Andalusit erscheint u. d. M. ziemlich oft als etwas längliches, farbloses, manchmal zerklüftetes Korn, welches nach längerer Betrachtung zuweilen nach  $\alpha$  einen blaßrosa Farbenton erkennen läßt. Disthen, in kurzen Säulen ohne Endabgrenzung, ist relativ selten; in den südlichen Felsabstürzen des Augstenhörnli, wo der Kühalpgletscher gegen den Scalettapaß hin abfällt, ist eine granat- und andalusitreiche Paragneiszone in Amphibolit eingelagert, deren Gesteine im Schliff auch Disthen in guter Ausbildung aufweisen. Er liegt innerhalb von parallelen Biotitlagen mit seiner kristallographischen c-Axe und damit auch mit der Richtung der vollkommenen Spaltbarkeit nach (100) parallel zur Richtung des größten Druckes; eine andere, weniger gut ausgeprägte Spaltbarkeit steht unter einem Winkel von  $72^\circ$  von jener ab und dürfte (001) entsprechen, welches bekanntlich eine Gleitfläche darstellt; längs dieser lassen sich denn auch Verschiebungen konstatieren. Sillimanit ist außer

in haarförmigen, aus gepreßten Biotiten herauswachsenden Bärten, welche auch die angrenzenden Minerale durchsetzen, in kurzen, gedrunghenen Prismen, ohne terminale Abgrenzung, mit deutlicher (100)-Spaltbarkeit und optisch positivem Charakter zu sehen. Schnur- und wulstförmige Anhäufungen einer schwarzen graphitoidischen Substanz folgen gerne den parallelen Biotitlagen und helfen die Schieferung markieren, oder sie ist, speziell in den Feldspäten, als staubfeines Pulver niedergesetzt. Turmalin in kurzen trigonalen Prismen, Apatit, Magnetit und Rutil erscheinen als gewöhnliche Nebengemengteile.

Hinsichtlich der stofflichen Zusammensetzung orientiert die Analyse 7:

Analyse 7

Anal. F. E.

**Lentikularer Biotit-Pelitgneis nordöstlich des Scalettapasses.**

Spez. Gewicht 2.83.

Mol. %		Gruppen- und Proj.-Werte nach Osann-Grubenmann	Werte nach A. Osann
SiO <sub>2</sub>	50.21	S 58.8	SAIF = 18.8 : 5.3 : 5.9
TiO <sub>2</sub>	1.11	A 6.4	AlCAlk = 19.6 : 2.7 : 7.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.11	C 2.3	NK = 3.4 MC = 7.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	F 16.1	
FeO	7.62	M 0.0	Werte nach P. Niggli
MnO	0.05	T 7.7!	si = 450 al = 40
MgO	4.97	K 1.0	fm = 39
CaO	1.84		c = 5.5
Na <sub>2</sub> O	2.01	a 5.2	alk = 15.5
K <sub>2</sub> O	5.74	c 1.8	
H <sub>2</sub> O —	0.07	f 13.0	mg = 0.52
H <sub>2</sub> O +	1.98		k = 0.66
C	sp.		
	99.71	100.0	

Das Handstück stammt von den Felsköpfen rechts des nördlichen Scaletta-Abstieges (9 mm nordöstlich s der Kartenbeschriftung Scalettapaß). Die Projektionspunkte verweisen das Gestein mitten in den von Tonerdesilikatgneisen eingenommenen Raum und kommen dem bezüglichen Gruppenmittel sehr nahe. Der Andalusit-, Sillimanit- und nicht zuletzt Granatgehalt erklären zur Genüge das hohe T.

## 2. Die granoblastischen Pelitgneise.

Der Unterschied gegenüber den vorherigen Gneisen beruht, wie bereits erwähnt, wesentlich in einem feineren Korn; auch ihre Textur zeigt eher lamellaren Charakter; immerhin bleibt der Längsbruch etwa leicht gewellt; dementsprechend treten u. d. M. die großen, poikiloblastisch durchwachsenen Feldspäte — meist Orthoklase — mehr und mehr zurück, ebenso der Gehalt an albitischen Feldspäten, wobei man die Beobachtung macht, daß mit diesen Feldspäten auch die charakteristischen Übergengenteile Andalusit, Sillimanit, Granat, Cordierit usw. seltener werden. — Der einzige Komponent der zunimmt, ist Quarz, während sich der Biotitgehalt i. G. gleichbleibt. Graphitoidische Substanz reichert sich in einigen Varietäten an und tritt gern nesterweise in Gesellschaft des Biotites auf oder durchsetzt gleichmäßig die stark umgewandelten Feldspäte, während der Quarz vermieden wird. Der nur u. d. M. sichtbare, farblose Glimmer spielt die Rolle, die ihm als sekundär entstandenem Gemengteil zukommt: bald ist er nur schwach vertreten, bald so stark wie Biotit selber. Dieser neben Quarz wichtigste Komponent ist oft helicitisch gefältelt, auch etwa geknickt oder zerrissen. Vollständige Chloritisierung unter Abscheidung von Ti-Mineralien tritt nur selten ein, bedingt aber dann naturgemäß grünlich: Gesteine, wie sie u. a. an der Bergüner Furka neben den normalen violetten geschlagen werden. Tritt der Fall ein, daß neben der Sericitisierung der Feldspäte auch die Chloritisierung einen hohen Grad erreicht, so klingen die besprochenen Gesteinsformen in Chlorit- und Sericitphyllite aus, wie sie vom Leidsbachhorn an nordwärts immer mannigfaltiger zutage treten.

Die Analyse eines noch Plagioklas enthaltenden, aber mehr schieferigen Pelit-Biotitgneises weist folgendes Resultat auf:

Analyse 8

Anal. F. E.

**Geschieferter Biotit-Pelitgneis von den Felsköpfen  
im obersten Kühalthal am Sertigweg.**

			Spez. Gewicht 2.74.		
Mol. %			Gruppen- und Proj.-Werte nach Osann-Grubenmann		Werte nach A. Osann
SiO <sub>2</sub>	67.67	76.0	S	76.0	SAIF = 24.0 : 3.4 : 2.6
TiO <sub>2</sub>	1.21		A	4.8	AlCAIk = 17.8 : 4.3 : 7.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.69	10.9	C	2.6	NK = 5.0 MC = 3.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—		F	5.7	
FeO	4.83	4.6	M	0.0	Werte nach P. Niggli
MnO	0.08		T	3.5	si = 315 al = 45.5
MgO	0.67	1.1	K	1.9	fm = 23.5
CaO	2.12	2.6			c = 11
Na <sub>2</sub> O	2.22	2.4	a	7.3	alk = 20
K <sub>2</sub> O	3.37	2.4	c	4.0	
H <sub>2</sub> O—	0.02		f	8.7	mg = 0.19
H <sub>2</sub> O+	1.21				k = 0.50
C	sp.				
	100.09	100.0			

Auch hier handelt es sich also um ein pelitisches Derivat. — Vergleicht man die Analysen 7 und 8 miteinander, so findet man trotz verwandtem Mineralbestand stark voneinander abweichende chemische Werte; diese große Verschiedenheit im Gesamtchemismus zweier nebeneinander auftretender und geologisch gleichgestellter Gesteine ist ein weiteres Kennzeichen für *sedimentäre Herkunft*.

### D. „Grünsteine“.

(Diabasporphyrite und Diabase.)

Es sind spezifische Ganggesteine, deren Vorkommen der Hauptsache nach an zwei Lokalitäten gebunden ist: an die Umgebung des Sertigpasses und an den nördlichen Teil des Scaletta-passes. Als jüngste eruptive Bildung durchbrechen sie scharenweise und in deutlich durchgreifender Lagerung Amphibolite und Sedimentgneise und kommen bis nahe an den permischen Verucano. Die meisten Gänge des Sertigpasses liegen im Pelitgneis und durchschwärmen ihn in den verschiedensten Richtungen;

ebenso setzen sie südlich des Piz Grialetsch in derselben Weise durch die Amphibolitriffe im Gebiet des oberen Vallorgia-  
gletschers. Vereinzelte Gänge treten im granitischen Gestein südlich des Leidbachhorns und bei den Laihs da Raveis-ch an die Oberfläche. Klüftung nach parallelen oder schief zueinander stehenden Richtungen ist recht verbreitet, es entstehen dann plattige oder rhomboederähnliche Gesteinsbrocken, wie sie z. B. an der Sertigpaßhöhe oder in den angrenzenden Schutthalden wirr durcheinander liegen. Der hohe Eisengehalt erzeugt bräunliche, rötliche, manchmal schön orangerote Verwitterungsfarben.

Es sind feinkörnige, splitterig brechende und in frischem Zustande dunkelgrüne Gesteine; ein Teil derselben läßt schon makroskopisch eine porphyrische Struktur erkennen: als Einsprenglinge sind in einer feinen Grundmasse große Feldspäte mit lichtgrünen, glänzenden Spaltflächen und kleinere eckige, gedrungene Prismen von schwarzgrüner Farbe und mattem Glanz eingelagert; einige Varietäten enthalten überdies runde, stecknadelkopfgroße Körner. Jene erweisen sich u. d. M. als mehr oder weniger stark chloritisierte Pyroxene, diese als (? Quarz-Feldspat-) Sphärolithe. Der andere, kleinere Teil der Grüns-teine ist vollständig frei von Einsprenglingen, erscheint daher dem unbewaffneten Auge als feinkörniges bis manchmal dichtes Gestein. — Aus Vorstehendem ist ersichtlich, daß wir jedenfalls zwischen metamorphen Diabasporphyriten und Diabasen zu unterscheiden haben, was sich bei der mikroskopischen Betrachtung der Gesteinsserie bestätigt; denn wir erkennen Varietäten mit holokristallin-porphyrischer und solche mit typischer Ophitstruktur.

Die Diabasporphyrite — sie bilden die Mehrzahl — enthalten als Einsprengling vor allem einen stark veränderten Plagioklas; er ist gut idiomorph umgrenzt durch Basis- und vertikale Prismenflächen. Die oft sehr feine Zwillingslamellierung ist wegen reichlich ausgeschiedenem Epidot und Sericit nur verwischt zu erkennen; letztere sind es auch, welche zusammen mit Chlorit die makroskopisch sichtbare lichtgrüne Farbe der Plagioklas-Einsprenglinge bedingen. Die Bestimmung der Grundmassenfeldspäte nach der symmetrischen Maximalauslöschung (auf (001) =  $18^{\circ}$ ) ergab die Anwesenheit eines ba-

sischen Plagioklases aus der Nähe des Bytownites; sein Habitus ist durchwegs schlankprismatisch. — Auch die Pyroxene sind in zwei Generationen vorhanden; die porphyrisch eingesprengten Individuen werden immer daran erkannt, daß sie, abgesehen von ihrer ansehnlicheren Größe, viel weniger chloritisiert sind als diejenigen der Grundmasse. Dieser Unterschied im Umwandlungsgrad kann so weit gehen, daß im selben Schliff noch sehr frische Pyroxene neben kleineren Chloritblättern, welche aber die Pyroxenumrisse noch deutlich aufweisen, vorkommen. An frischen Individuen sind alle Eigenschaften, welche die basaltischen Augite charakterisieren, zu erkennen; sie sind hell- oder rötlichbraun ohne merklichen Pleochroismus und ihre Auslöschungsschiefe  $c/c$  steigt von 42 bis auf 59°. Daß sie titanhaltig sind, deutet schon ihr rötlicher Farbenton an und wird in der Folge bestätigt; denn die metamorphen Diabase zeigen, parallelgehend mit der Chloritisierung ihrer Augite, eine beträchtliche Titanitausscheidung. Sehr oft sind größere Individuen durch die kleinen Feldspatleisten zerteilt, und die Zusammengehörigkeit der einzelnen Stücke kann nur noch an ihrem gleichzeitigen Auslöschen erkannt werden. — Als Nebengemengteile sind Ilmenit und Apatit zu verzeichnen, als Übergemengteile Quarz, Carbonat, Chlorit und der schon erwähnte sekundäre Titanit. Der Chemismus des Gesteins erhellt aus folgender Analyse:

Analyse 9

Anal. R. L. P.

**Diabasporphyrit vom oberen Kühhalpthal.**

Spez. Gewicht 2.77.

Mol. %			Gruppen- und Proj.-Werte nach Osann-Grubenmann	Werte nach A. Osann
SiO <sub>2</sub>	56.28	62.6	S 62.6	SAIF = 20.5 : 3.1 : 6.4
TiO <sub>2</sub>	1.34		A 8.4	AlCAlk = 12.7 : 6.2 : 11.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.02	9.6	C 1.2	NK = 4.5 MC = 6.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.37		F 18.2	
FeO	5.24	6.7	M 3.5	Werte nach P. Niggli
MnO	n. b.		T 0.0	si = 165 al = 25.5
MgO	4.94	8.0	K 0.9	fm = 39.5
CaO	4.01	4.7		c = 12.5
Na <sub>2</sub> O	3.62	3.8	a 0.9	alk = 22.5
K <sub>2</sub> O	3.82	4.6	c 6.0	
H <sub>2</sub> O—	0.23		f 13.1	mg = 0.54
H <sub>2</sub> O+	3.50			k = 0.55
CO <sub>2</sub>	sp.			
	100.37	100.0		



Bei der Betrachtung der Analysenwerte fällt der hohe Alkali-gehalt auf, welcher das Gestein beinahe als zu einer Alkali-Provinz gehörig erscheinen läßt. Es ist in der Tat erwiesen, daß in einer Kalkalkali-Provinz, wie sie hier vorliegt (siehe granitische Gesteine), die letzten eruptiven Phasen — denn als solche müssen wir unsere Diabasgesteine betrachten — sehr wohl ihren Provinzialcharakter verändern können, sei es gegen die atlantische oder die mediterrane Seite hin.

Die Diabase, als die ophitisch struierten Grünstein-Varietäten, haben gleiche geologische Lagerung, wie die Diabasporphyrite und sind mit diesen durch viele Übergangstypen verbunden. Die Textur bleibt massig, das Korn wird feiner und kann in den Diabasen der Amphibolitriffe beim Piz Grialetsch (siehe oben) als dicht bezeichnet werden. Hier durchbricht der Gang den Amphibolit fast senkrecht zur Richtung seiner Kristallisationsschieferung und die Grenze zwischen Gang- und durchbrochenem Gestein ist so scharf, daß beide Gesteine in einem Schliff vereinigt werden konnten. Randlich ist eine vermehrte glasige Erstarrung des Diabases zu konstatieren (Abkühlung!). Der Amphibolit selber ist durchaus normal ausgebildet und bietet keine Gelegenheit zur Beobachtung von Kontaktwirkungen.

U. d. M. ist der Augit wiederum derjenige Gemengteil, der durch die Metamorphose zuerst vollständig zum Verschwinden gebracht wird, d. h. in Chlorit übergeht. Anfänge dieser Umwandlung sind schon in den frischesten Gesteinsstücken zu sehen, und zwar beginnt sie im Zentrum, geht dann den Spaltrissen entlang weiter und überwuchert schließlich das ganze Individuum, um sogar auf angrenzende Feldspäte überzugreifen. In dem Maße, wie sie fortschreitet, erfolgt Titanitausscheidung; die gebildeten Körnchen werden peripherisch abgesetzt, so daß in stark metamorphen Stadien die Chloritputzen mit einem Titanitkranz umgeben erscheinen, wiederum ein Beweis, daß es sich ursprünglich um Titan-Augite handelte. Chlorit und Titanit sind es, welche im Verein mit Plagioklas und Ilmenit die Diabase zusammensetzen, wobei Ilmenit, durch oberflächliche Verwitterung in wasserhaltige, braun- oder rotgefärbte Oxyde über-

gehend, dem ganzen Gestein die entsprechende Farbe verleihen kann.

Der Mineralbestand der am stärksten metamorphen Stadien endlich rekrutiert sich vorwiegend aus Chlorit, Epidot und Carbonat, letzteres in feinsten Körnchen, daneben werden auch etwa durchsichtige Stellen sichtbar, die aus Quarz bestehen.

## E. Schwarze Conglomeratschiefer und Verrucano.

Diese klastischen Gesteine bieten, u. d. M. betrachtet, nichts Außergewöhnliches; eine kurze Besprechung sei ihnen jedoch gewidmet, weil sie in großen Zügen nach oben den Abschluß der altkristallinen Gesteine und damit der paläozoischen Epoche bilden.

Die schwarzen Schiefer sind dieselben, wie sie *R. Staub* (19) in der Berninadecke vorgefunden und in das Carbon verwiesen hat; die dortigen Ausführungen über Alter und Entstehung könnten hier fast Wort für Wort wiederholt werden; denn auch hier handelt es sich um kleinbrecciöse oder -konglomeratische Gesteine, die jedenfalls in das Carbon zu stellen sind. Ihre Entstehung aus der Verwitterung von granitischen Gesteinen und ihrer Gefolgschaft ist um so plausibler, als dann an eine Abtragsfläche gedacht werden muß, welche Fläche ohne Zweifel auch über besagten Gesteinen der späteren Silvrettedecke vorhanden war (2); damit ergibt sich auch ein Grund für die ausgeprägte Unfrische unserer Orthogneise.

Die carbonischen Schiefer bilden das Liegende des permischen Verrucanos und sind oft scheinbar konkordant in den Paragneisen eingelagert (Übergang 2645 zwischen Gefroren Horn und Sattelhorn); doch überzeugt man sich von ihrer Diskordanz beim Aufschluß auf der rechten Seite des mittleren Kühalphtales, wo sie deutlich von Amphibolit abstoßen und mit Verrucano zusammen einen Komplex für sich bilden. Ihre ausgeprägte Blättrigkeit wird durch unzählige Rutschstreifen bedingt, welchen sich kohlige Substanz auflagert; daß es sich tatsächlich um solche handelt, zeigt sich beim Glühen des pulverisierten Gesteins: die schwarze Farbe schlägt nach kurzer Zeit in eine ocker-gelbe um. —

Die mikroskopische Untersuchung ergibt herrschenden Quarz in allen kataklastischen Formen, daneben sind als wichtigere Gemengteile Sericit und Muscovit zu erwähnen; dazu tritt etwa ein Feldspat, ein wenig Chlorit und hin und wieder Hämatit. Es sei noch die Analyse eines solchen Gesteins beigelegt:

Analyse 10

Anal. F. E.

### Schwarzer Conglomeratschiefer aus dem Plattenthäli.

Spez. Gewicht 2.68.

			Gruppen- und Proj.-Werte nach Osann-Grubenmann	Werte nach A. Osann
	Mol. %			
SiO <sub>2</sub>	62.23	75.2	S 75.2	SAIF = 23.5 : 3.2 : 3.3
TiO <sub>2</sub>	1.30		A 3.9	AlCAIk = 20,3 : 2.1 : 7.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.88	10.4	C 1.1	NK = 1.3
FeO	4.90	5.3	F 9.4	MC = 7.9 <sup>1)</sup>
MnO	0.02		M 0.0	
MgO	2.31	4.1	T 5.4	
CaO	0.87	1.1	K 2.2	
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.5		
K <sub>2</sub> O	4.48	3.4	a 5.5	
H <sub>2</sub> O—	0.43		c 1.5	
H <sub>2</sub> O+	3.53		f 13.0	
CO <sub>2</sub>	0.67			
C(Diff.)	3.90			
	100.00	100.0		

Nach diesen Werten würde es sich also wohl um einen Pelit-schiefer handeln.

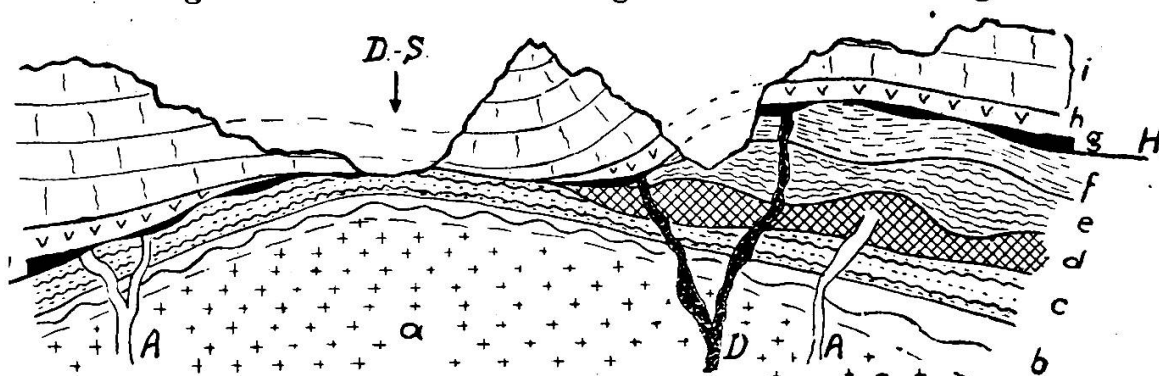
Die Verrucanogesteine repräsentieren einerseits die jüngste paläozoische Serie (nach Eugster, Leupold usw. Permo-Werfénien), andererseits den Horizont für die Ducan-Teilüberschiebung. Viele mylonitische Bildungen, welche dabei durch Verknetung von gewöhnlichem Silvretagneis und Verrucano entstanden und s. Z. bei den granitischen Gesteinen besprochen wurden, könnten ebenso gut auch als Verrucano-Mylonite bezeichnet werden. Die normalen Gesteine sind rote, im Land-

<sup>1)</sup> Es ist recht interessant, obige S-Al-F-Projektion mit derjenigen des Biotit-Pelitgneises von pag. 101 zu vergleichen; man beachte die sehr angenäherte Übereinstimmung der Projektionswerte in dieser sowie in der Osann'schen 20er Projektion. Es ist nicht ausgeschlossen, daß wir im vorliegenden Sediment das Ausgangsmaterial für die sub C. besprochenen Pelitgneise haben.

wassertal wegen vorherrschendem Sericit auch etwa grün ausgebildete quarzitisches Conglomerate, deren Entstehung aus Quarzporphyren abgeleitet wird (2). Bei einer ausgezeichnet klastoporphyrischen Struktur gesellen sich zum Quarz mit abgerundeten Ecken spärliche Muscovitblätter oder schmutzig durchscheinende Feldspäte, eingebettet in einem hauptsächlich aus Carbonat, Sericit und hämatitischer Substanz bestehenden Grundgewebe. Interessant ist, daß der Verrucano aus dem Tavernazug (bei Monstein) und bei den Laihs da Raveis-ch auf Kluftflächen eine Kruste von Hämatitkristallen abgesetzt hat, ähnlich dem Vorkommen, welches früher u. a. im Val Tisch als Eisenerz ausgebeutet wurde.

### III. Zusammenfassung.

Fig. 3. Schematische Gesteinsfolge nach der letzten Faltung.



- |                                |                                  |
|--------------------------------|----------------------------------|
| a Granit.                      | g Schwarzer Conglomeratschiefer. |
| b Grobkörniger Augengneis.     | h Verrucano.                     |
| c Gewöhnlicher Silvrettagneis. | i Trias.                         |
| d Amphibolit.                  | A Aplite.                        |
| e Paragneis.                   | D Grünsteine.                    |
| f Phyllite.                    | D.-S. Ducan-Scherfläche.         |

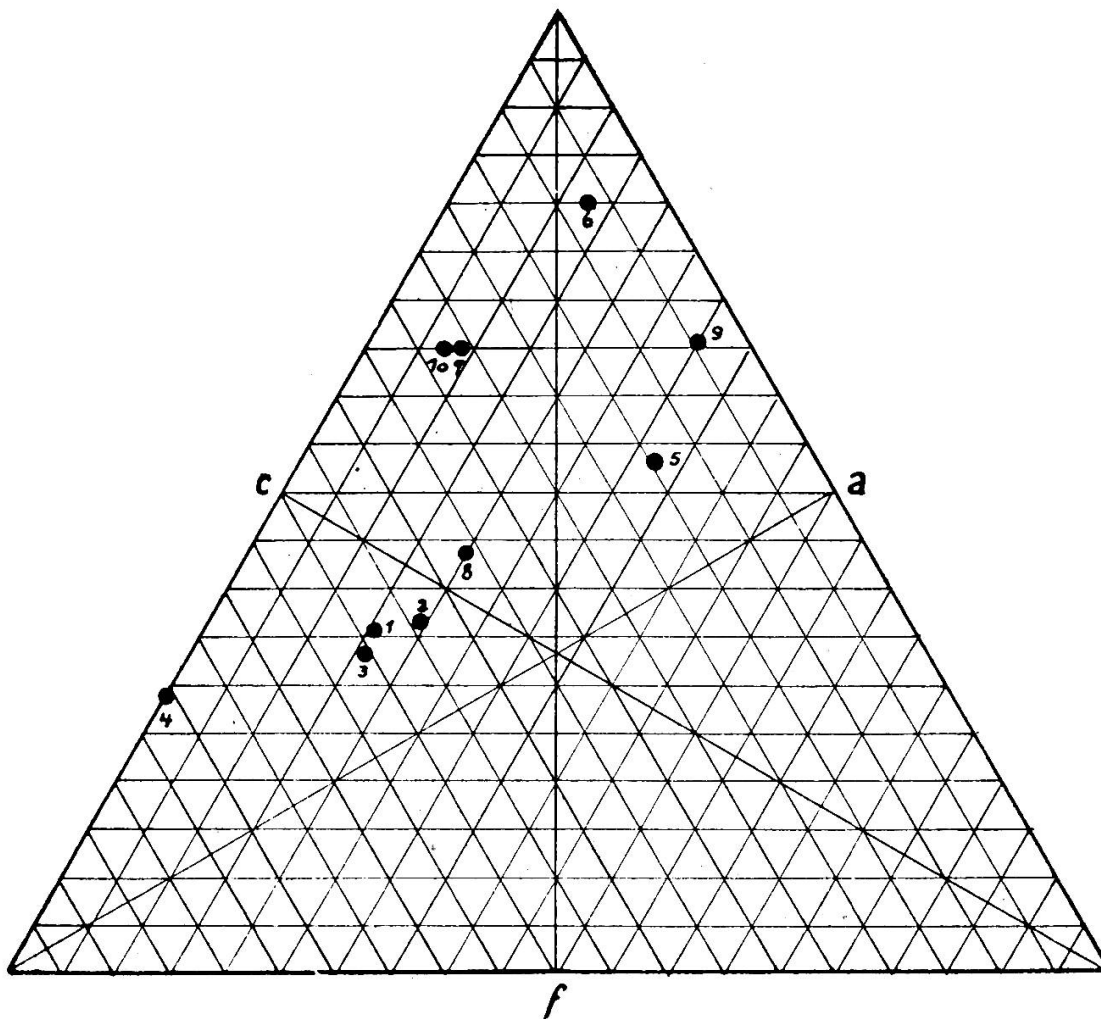
H—H Vorcarbonischer (archaischer?) Abtragshorizont.

Stellen wir kurz die Ergebnisse unserer Untersuchungen zusammen, so kommen wir zu folgenden Resultaten:

1. Der Silvrettagneis unseres Gebietes ist ein von vielen Aplitgängen durchsetztes, helles, mucovitreiches Gestein mit aplitischer Tendenz; Lamprophyre scheinen zu fehlen, als basisches Gegengewicht müssen die späteren gabbroiden Intru-

sionen angesehen werden. Im Silvrettagneis liegen zwei Zonen eines sehr grobkörnigen Augengneises vor, dessen Untersuchung ergibt, daß es sich nur um lokale Varietäten handelt, deren Korngröße wohl vorwiegend durch Pneumatolyse herbeigeführt wurde; der massigste Vertreter dieser Gesteinsserie ist als „Granit“ von Oberalpen bezeichnet worden. Die granitischen Intrusionen sind jedenfalls vorcarbonisch, vielleicht archaisch.

2. Nach der Bildung der granitischen Gesteine und ihrer Metamorphose zu Orthogneisen folgte (frühpaläozoisch?) eine Zeit mechanischen Abtrages, wobei vorwiegend tonige und auch quarzitische Sedimente entstanden; diese bildeten das Ausgangsmaterial für die Paragneise. Der dementsprechende Denudationshorizont (siehe auch 2) ist auf der beigegebenen Skizze schematisch eingetragen.
3. Während dieser Sedimentationsphase setzte eine Zeit gabbroider Intrusionen ein, welche die nunmehrige Schieferhülle kontaktlich veränderte; aus der darauffolgenden metamorphen Umbildung derselben resultierten Amphibolite und Tonerdesilikatgneise.
4. Als Ausklang der Eruptivperiode entstanden die Diabasgesteine als basischeste Differentiationsphase, welche gangförmig (oder als Lager?) Orthogneise, Amphibolite und Paragneise durchsetzten; sie gehen durch Metamorphose in Grünsteine über.
5. Während dieser Vorgänge hatte der nie rastende Abtrag und die dementsprechende Sedimentation vorwiegend quarzitische Conglomerate geliefert, wie sie als wenig mächtige Schichten in den Carbon- und Verrucano-Ablagerungen vor uns liegen; darüber wurden schließlich die mächtigen sedimentären Schichtglieder der Trias aufgebaut, welche wesentlich aus Dolomit und Kalkstein bestehen.
6. Diese sind von der letzten großen Alpentfaltung erfaßt und mit ihrem kristallinen Untergrunde zusammen, oder diesem vorausseilend, einheitlich von Süd nach Nord geschoben worden.



**Fig. 4.** Projektion der Analysen 1—10 nach A. Osann.

- |  |  |
|--|--|
| 1. Grobkörniger Granit von Oberalpen.        | 5. Geschieferter, hornblendereicher Plagioklas-Amphibolit. |
| 2. Grobkörniger Augengneis v. Monstein.      | 6. Gebänderter Plagioklas-Amphibolit.                      |
| 3. Grobkörniger Augengneis vom Val Sertig.   | 7. Lentikularer Biotit-Pelitgneis.                         |
| 4. Gewöhnlicher, aplitischer Silvrettagneis. | 8. Geschieferter Biotit-Pelitgneis.                        |
|  | 9. Diabasporphyr.  |
|  | 10. Schwarzer Conglomeratschiefer.                         |



## BENUTZTE LITERATUR.

1. Ball John: The serpentine and associated rocks of Davos. Inaug.-Diss., Zürich 1897.
2. Cadisch J., Leupold W., Eugster H. und Brauchli R.: Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Sonderabdr. aus der „Heim-Festschrift“, Vierteljahrsschr. der Naturf. Gesellschaft Zürich, LXIV (1919).
3. Escher A. und Studer B.: Geol. Beschreibung von Mittelbünden. Denkschrift der Schweiz. Naturf. Gesellschaft, 1839. .
4. Grammann A.: Ueber die Andalusitvorkommnisse im rhät. Flüela- und Scalettgebiet. Inaug.-Diss., Zürich 1899.
5. Grubenmann U.: Die kristallinen Schiefer, 2. Auflage, 1910.
6. — und Tarnuzzer Chr.: Beitr. zur Geologie des Unterengadins, II. Teil: Die krist. Gesteine. Beitr. z. Geol. Karte der Schw. N. F., Lief. XXIII, 1909.
7. — und Hezner L.: Zusammenstellung der Anal. result. des Min.-Petr. Inst. der E. T. H. Sonderabdr. aus Jahrg. 61 der Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellschaft Zürich, 1916.
8. Hommel W.: Systematische Petrographie auf genetischer Grundlage, I. Bd.: Das System. Berlin, Gebr. Bornträger, 1919.
9. Jakob Joh.: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Inaug.-Diss., Zürich 1919.
10. — Zur Konstitution der Silikate. Separatabdr. aus Helv. chim. acta, Vol. III, fasc. quintus. 1920. .
11. Niggli P.: Lehrbuch der Mineralogie, 1. Aufl. 1920.
12. — Systematik der Eruptivgesteine. Separatabdr. aus dem Centralbl. für Min. etc., Jahrgang 1920.
13. Osann A.: Petrochem. Unters., I. Tl. Abh. Heidelb. Akad. Wiss., mathemat.-phys. Kl., 2, 1913.
14. Rosenbusch H.: Mikr. Physiogr. etc. 4. Aufl., Bd. I, 1 und 2.
15. Roothaan H. Ph.: Petr. Unters. in den Bergen der Umgebung von Vals. Separatabdr. aus dem LIX. Jahresbericht der Naturf. Gesellschaft Graubündens, 1919.
16. Spitz A. und Dyrenfurth G.: Ducangruppe, Plessurgeb. und rhät. Bogen. Ecl. geol. helv. 1913, Vol. XII, Nr. 4.
17. Staub Rud.: Ueber granit. und monzonit. Gesteine im westl. Berninageb. Inaug.-Diss., Zürich 1915.
18. — Sonderabdrucke aus der Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. Zürich:  
     Jahrgang 62 (1917): Das Aequival. der Dentbl.-Decke in Bünden;  
     Jahrgang 63: Geolog. Beobacht. am Bergellermassiv;  
     Jahrgang 64 („Heim-Festschr.“): Ueber das Längsprofil Graubündens.

19. — Separatabdrucke aus Ecl. geol. helv.:  
Vol. XIV: Zur Geologie des Oberengadins und Puschlavs;  
Vol. XVI, Heft 1: Neuere Ergebnisse d. geol. Erforsch. Graub.
  20. Theobald G.: Geol. Beschr. der nordöstl. Gebiete von Graub. Beitr. zur Geolog. Karte der Schweiz, II. Lief., 1863.
  21. — Geolog. Karte des Bl. XV der Dufourkarte.
  22. Züst O.: Ueber granit. und diabas. Gest. in der Umgebung von Ardez im Unterengadin. Inaug.-Diss. Zürich 1905.
  23. Zündel F.: Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N. F. XLI. Lief., 1912.
-

# Geologische Kartenskizze von Sertig und Umgebung

1:50000

- Granit von Oberalpen
- Grobkörniger Ausgangsgneis
- Gewöhnlicher (repl.) Silvrettagneis
- Aplite und saure Randfazies
- Amphibolit
- Tonerdasilikatgneis (Paragneis)
- Tonerdasilikatgneis mit Granat
- Tonerdasilikatgneis mit Andalusit
- Grünsteine (Diabase u. Diab. porphyrite)
- Schwarze Conglomeratschiefer
- Verrucano
- Trias

Refn. v. F. Escher 1917-19

Seenfirn  
Gräte, Wasser  
scheiden  
Ducan  
Scherfläche

Plattenhorn

Hoch Ducan

Klein Ducan

Gletscher Ducan

P. Crapetisch

Mittaghorn

Berguner Furka

Lains de Ravejsch

P. Mörleier

Wuosthorn

Hornli

Gefrorenhorn

Durrboden

Sattelhorn

Bockenhorn

Augstenhornli

Kuhalp horn

Sertigpass

Schalekpass

Leidbachhorn

Relpihorn

Manstein

Oberalpen

Bodmen

Inneralpen

Gipshorn

Mäschengrat

Bühlhorn