

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	25 (1945)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im oberen Lötschental (westliches Aarmassiv)
<b>Autor:</b>	Ledermann, Hugo
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-21017">https://doi.org/10.5169/seals-21017</a>

### **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:** 09.12.2025

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

# Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im oberen Lötschental (westliches Aarmassiv)

von *Hugo Ledermann*

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort . . . . .	385
Einleitung . . . . .	386
a) Frühere Publikationen . . . . .	387
b) Problemstellung . . . . .	389
A. Petrographischer Teil . . . . .	390
a) Profilaufnahmen . . . . .	391
b) Kurze Charakteristik des Auftretens der hauptsächlichsten Gesteine	393
c) Einzelbeschreibungen . . . . .	396
I. Gesteine des Altbestandes (älter als der Granit) . . . . .	396
1. Gneise im weitesten Sinne . . . . .	396
a) Meso- bis katametamorphe Biotit-Plagioklasgneise und von ihnen abgeleitete Gesteine . . . . .	396
aa) Meso- bis katametamorphe Paragneise . . . . .	396
ab) Meso- bis katametamorphe Bändergneise . . . . .	400
ac) Meso- bis katametamorphe Bändergneise mit grösserem Kalifeldspatgehalt . . . . .	404
ad) Meso- bis katametamorphe Biotit-Plagioklasgneise mit porphyroblastischem Kalifeldspatgehalt („Augengneise“)	405
ae) Granitisierte Biotit-Plagioklasgneise . . . . .	408
af) Aplit- und pegmatitartige Stöcke und Adern in den granitisierten Gneisen . . . . .	409
b) Biotit-Plagioklasgneise und ihre Abkömmlinge mit ausgeprägterer textureller und mineralischer Umformung . . . . .	412
ba) Gesteine mit vorwiegend epizonal. Ummineralisationen	413
bb) Gesteine mit vorwiegend dislokationsmetamorphen Merkmalen . . . . .	415
2. Die basischen Einlagerungen (Metabasite) . . . . .	416
a) Ultrabasische Gesteine . . . . .	417
aa) Serpentin vom Distelberg . . . . .	417
ab) Aktinolithschiefer vom Hohwitzentrück . . . . .	418
ac) Hornblendite . . . . .	418

	Seite
b) Basische Gesteine eindeutig eruptiven Ursprungs (Orthoamphibolite) . . . . .	419
ba) Diopsidführender Amphibolit . . . . .	419
bb) Amphibolitlagergang am Schafberg (2 m mächtig) . . . . .	421
bc) Als Sill auftretende Amphibolite . . . . .	421
c) Granatamphibolite . . . . .	422
d) Dioritähnliche, ± massige Amphibolite . . . . .	425
e) Gewöhnliche Amphibolite . . . . .	428
ea) Gewöhnliche Amphibolite mit brauner Hornblende . . . . .	429
eb) Gewöhnliche Amphibolite mit grüner Hornblende . . . . .	430
f) Quarzführende Amphibolite bis hornblendeführende Gneise (Feldspatamphibolit Fellenbergs) . . . . .	432
g) Bänderamphibolite . . . . .	439
h) Dislokationsmetamorph und epizonal ausgeprägt umgeformte Amphibolite . . . . .	441
i) Beobachtungen an Amphibolit-Gneis-Kontakten . . . . .	444
3. Syenitartige Gesteine . . . . .	448
a) Amphibol-(Biotit)-Syenit . . . . .	450
b) Biotit-(Amphibol)-Syenit . . . . .	452
<b>II. Die Gesteine der Granitintrusion</b> . . . . .	<b>454</b>
1. Bietschhorngranit (Zentralgranit, Aaregranit) und seine Kontaktzone . . . . .	454
a) Normale Ausbildung . . . . .	455
b) Flasige Ausbildung mit Epidotadern . . . . .	456
c) Grobkörnige, ± schlierige Ausbildung mit grösseren Mafitenfetzen . . . . .	457
d) Flaserige, gneisähnliche Granite . . . . .	458
e) Exogene Schollen im Granit . . . . .	459
2. Die Ganggefolgschaft des Bietschhorngranits . . . . .	464
a) Ganggesteine zweifelhafter Herkunft . . . . .	464
aa) Pegmatit-Gänge . . . . .	464
ab) Quarzporphyre . . . . .	466
ac) Granitporphyre . . . . .	467
b) Ganggesteine des Bietschhorngranitmagmas . . . . .	468
ba) Aplite . . . . .	469
bb) Lamprophyre . . . . .	473
c) Dislokationsmetamorph intensiv beanspruchte Ganggesteine . . . . .	478
<b>B. Zusammenfassende Erörterungen über die mineralogischen und chemischen Verhältnisse</b> . . . . .	<b>479</b>
a) Zusammenstellung der Integrationsanalysen und vergleichende graphische Darstellungen mineralassoziativer Verhältnisse . . . . .	479
b) Chemische Erörterungen . . . . .	487
ba) Vergleich der neuen Analysen mit dem Differentiationsverlauf der westlichen Zentralgranitintrusion . . . . .	490
bb) Darstellung der neuen Analysen im c-(al-alk)-Diagramm . . . . .	496
<b>C. Die genetischen Verhältnisse</b> . . . . .	<b>499</b>
1. Granitintrusion und Ganggefolgschaft . . . . .	499

Petrographische Untersuchungen im oberen Lötschental	385
	Seite
2. Diskussion der genetischen Verhältnisse der Gneise . . . . .	503
a) Feldgeologische Einteilung der Gneise in genetischer Hinsicht	504
b) Bildungsbedingungen der feldgeologisch festgestellten genetischen Einheiten . . . . .	505
ba) Feinkörnige Biotit-Plagioklasgneise etc. (1. genetische Einheit)	505
bb) Ausgesprochen lagiggesonderte und flasigflammige Biotit-Plagioklasgneise (2. genetische Einheit) . . . . .	508
bc) Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise und aplit- und pegmatitartige Stöcke und Adern (3. genetische Einheit) . . . . .	511
bd) Biotit-Plagioklasgneise mit porphyroblastischem Kalifeldspat (4. genetische Einheit) . . . . .	515
3. Die genetischen Verhältnisse der basischen Einlagerungen . . . . .	517
a) Die Amphibolite . . . . .	517
b) Die Weiterbildung der Amphibolite . . . . .	520
ba) Anatektische Beeinflussung . . . . .	520
bb) Diatektische Beeinflussung . . . . .	520
bc) Syenitisierung . . . . .	521
D. Bemerkungen zur Tektonik des Untersuchungsgebietes . . . . .	522
Zitierte Literatur . . . . .	525

## VORWORT

Eine seinerzeit von Dr. HUTTENLOCHER gemachte Anregung, die kristallinen Schiefer des Lötschentales detailliert bearbeiten zu lassen, gab meinem leider allzufrüh verstorbenen Lehrer, Herrn Prof. EMIL HUGI († 10. September 1937), Veranlassung, mir das vorliegende Dissertationsthema zu unterbreiten. Die Arbeit entstand in den Jahren 1936—1943. In zuvorkommender Weise übernahm es sein Nachfolger, Herr Prof. H. F. HUTTENLOCHER, die Arbeit zu betreuen. Für seine immerwährende Anteilnahme und seine wertvollen Anregungen schulde ich ihm herzlichen Dank. Mein Studienfreund und nachmalige Assistent am Mineralogischen Institut in Bern, Herr Dr. Th. Hügi, unterstützte mich durch die Anfertigung mehrerer chemischer Analysen. Gern gedenke ich auch der vielen Diskussionen mit ihm über petrographische Probleme. Es sei ihm für beides aufrechtig gedankt. Nicht zuletzt danke ich dem Akad. Alpenclub in Bern, der mich durch die Gewährung unentgeltlichen Aufenthaltes in der Bietschhornhütte unterstützte, und ehrend gedenke ich der Gastfreundschaft der Bevölkerung des Tales Lötschen.

Zuvorkommend wurde mir von meinen beiden Lehrern gestattet, die Arbeit als Nebenbeschäftigung — neben meinem Beruf als Lehrer — auszuführen. Aus diesem Grunde und auch verursacht durch die

fast zweijährige Aktivdienstzeit verteilen sich die Feldaufnahmen und die Laboratoriumsarbeiten auf mehrere Jahre. Aus demselben Grunde erfolgt in diesem Zeitpunkt die Veröffentlichung der Ergebnisse vor der Vollendung der geologischen Feldaufnahme.

Die Arbeit ist ein Teilstück der vom Mineralogisch-Petrographischen Institut Bern seit mehreren Jahrzehnten geförderten systematischen Bearbeitung des Aarmassivs.

Sie ist in der vorliegenden Fassung gegenüber dem Originaltext um ein Viertel gekürzt.

## EINLEITUNG

Die Arbeit beschränkt sich bewusst auf die Untersuchung des relativ kleinen Teils der kristallinen Schiefer des westlichen Aarmassivs zwischen Lonza und Bietschhornganitkontakt, im oberen, parallel dem allgemeinen Streichen verlaufenden Lötschental.

Der Verfasser ist sich der Nachteile bewusst, die sich durch diese Beschränkung ergeben, indem vergleichende Studien vor allem mit den südlichen Gneisen des Aarmassivs nicht durch eigene Begehungen möglich werden, betont aber, dass erst durch diese Beschränkung eine detailliertere Aufnahme und Bearbeitung möglich wurde.

Es muss betont werden, dass trotz dieser Beschränkung nicht alle Probleme ausführlich behandelt werden konnten und viele noch einer Lösung entbehren. Ebenso sind verschiedene Gesteinsgruppen nicht eingehend bearbeitet worden.

Das untersuchte Gebiet umfasst eine Fläche von 50 km<sup>2</sup> und ist dargestellt auf Blatt 492 (Kippel) des Topographischen Atlases. Es standen mir die photogrammetrischen Neuaufnahmen zur Verfügung, wofür der eidgenössischen Landestopographie gebührend gedankt sei.

Die Ergebnisse stützen sich auf eingehende Geländebeobachtungen, rund 400 gesammelte Handstücke, ca. 150 Dünnschliffuntersuchungen und 9 neue chemische Analysen.

Der untersuchte Komplex der nördlichen Schieferhülle muss später in eine Gesamtbetrachtung der kristallinen Schiefer des westlichen Aarmassivs zwischen Rhone und Petersgrat einbezogen werden. Als Ausgangspunkt der Untersuchungen der kristallinen Schieferhülle eignet sich das Gebiet des Lötschentales aber besonders. Die alpine Tektonisierung bewirkte hier unter epimetamorphen Be-

dingungen Diaphthorese, die deutlich gegen Süden abnimmt und dort durch Rekonstruktionen unter höheren p-t-(mesometamorphen) Bedingungen wieder aufgehoben wurde. Der konstruktive Anteil der alpinen Dislokationsmetamorphose ist hier gering. Die dadurch bedingten Konvergenzerscheinungen sind daher im nördlichsten Teile weniger ausgeprägt oder fehlen ganz. Präalpine Zustände sind aus diesem Grunde eher rekonstruierbar.

#### a) Frühere Publikationen

Über das westliche Aarmassiv bestehen bereits mehrere Publikationen regionalen Charakters. (Für die vollständige bezügliche Literatur vor 1920 verweisen wir vor allem auf Lit. 98.) Sie sei kurz resümiert:

BERNHARD STUDER beschreibt ein Profil durch das obere Lötschental (Lit. 96, S. 177). Er unterscheidet hier nur zwischen „Kry stallinischen Schiefern und Hornblendeschiefern“, welch letztere mit einer Mächtigkeit von ca. 1600 m eingezeichnet sind.

EDM. VON FELLENBERG veröffentlichte von 1864—1891 mehrere Einzelbeschreibungen aus dem westlichen Aarmassiv (Lit. 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40) und fasste 1893 seine Beobachtungen in einer Monographie zusammen (Lit. 41). Nach seiner Zoneneinteilung liegt der linke Lonzahang je zur Hälfte in der „centralen Zone der kry stallinischen oder grünen Schiefer“ und in der „an der breitesten Stelle kaum 2 km mächtigen“ Zone der Amphibolite.

O. FISCHER hat bereits 1905 (Lit. 42) diese Auffassung korrigiert und beide Zonen FELLENBERGS zum Komplex der „Schieferzone am Nordrand des zentralen Granits“ zusammengefasst. Von BALTZER und HUGI wurde sie in den Gesamtrahmen der alpinen Tektonik eingebaut.

Die petrographische Wissenschaft steht in dieser Zeit erst in den Anfängen und beschränkt sich fast vollständig auf Beschreibung der Gesteine; Fragen genetischen Inhalts treten noch ganz zurück.

Auf der Erkenntnis FELLENBERGS des eruptiven Charakters des Aaregranits fussen dann

ARMIN BALTZERS Arbeiten über den Granitlakkolithen (Lit. 5, 6, 7, 8, 9). Mit petrographischen Problemen der kristallinen Schiefer hat sich BALTZER weniger befasst. Besonders erwähnenswert ist für unsere Arbeit folgender Abschnitt (Lit. 8, S. 304): „Eine intime Imprägnation der Schiefer mit Granitmagma auf grössere Strecken haben weder ich noch FELLENBERG hier oder anderwärts beobachten können, obgleich doch hier (Aletschhorn, d. Verf.) die Verhältnisse

für eine bis auf die Schieferblätter sich erstreckende Injektionsgranitisierung günstig gewesen wären.“

Nachdem ERNST TRUNINGER (Lit. 101, 102) in den Felsen des Kanderfirnabsturzes eine guterhaltene Kontaktmetamorphose, verursacht durch den Gasternlakkolithen, auffand, und bereits früher, begann

EMIL HUGI (Lit. 54, 55, 56, 57, 58) die Ideen WEINSCHENKS im westlichen Aarmassiv zu prüfen und gelangte zur Hypothese der Vergneisung der Schiefer durch Injektion vom Aaregranit aus. In Lit. 58 (S. 100) schreibt er: „Die paläozoischen mergeligen Tonschiefer sind infolge der Injektion, silikatischen Imprägnierung und fluiden Stoffzufuhr (gemeint sind die kontaktmetamorphen Einwirkungen des Aaregranits auf das Nebengestein (d. Verf.)) übergegangen in Glimmerhornfelse, Hornblende-Biotitgneise, Biotitgneise, Epidot- und Chlorit-führende Gesteine und Kalkglimmerschiefer. Es fand eine weitausholende Feldspatisierung (Neubildung von Orthoklas, Mikroklin und hauptsächlich von Albit) des Nebengesteins statt...“ HUGI stand mit dieser Auffassung in stetem Gegensatz zu ALBERT HEIM u. a. (Lit. 50, S. 920 ff.). Die Nichterkennbarkeit einer gewohnten Kontaktmetamorphose schreibt er der Verschleierung derselben durch die Einwirkung der alpinen Dislokationsmetamorphose zu (Lit. 58, S. 102). Die Grundlage zu dieser Abhandlung lieferten ihm eigene Studien im Aarmassiv und besonders die von seinem Schüler

H. F. HUTTENLOCHER 1912/13 und 1919/20 durchgeführte Untersuchung des westlichen Aarmassivs (Lit. 59). S. 44 finden wir den Satz, den wir als die Quintessenz der Abhandlung betrachten dürfen: „Die ganze kristalline Schieferserie stellt das Produkt eines intensiv wie extensiv gleich stark wirkenden Injektionskontaktmetamorphismus dar, der von der zentralen Granitintrusion ausgeübt wurde“ und S. 45: „Durch solche Kontaktstellen (Gisighorn, Beichfirn, Kl. Nesthorn (d. Verf.)) wird jeglicher andere Deutungsversuch über die Bildung der kristallinen Schiefer und über die Herkunft des Injektionsmaterials widerlegt.“ Es ist nicht zu bezweifeln, dass solche extreme Standpunkte, wie sie hier von HUGI und HUTTENLOCHER im Sinne WEINSCHENKS vertreten werden, eine Wissenschaft sehr befruchten. In späteren Arbeiten (Lit. 62) revidiert HUTTENLOCHER diese Auffassung im Sinne KOENIGSBERGERS u. a.

Gleichzeitig mit HUTTENLOCHER, aber unabhängig, bearbeitete B. SWIDERSKI das in Frage stehende Gebiet. Seine in den „Beiträgen“ veröffentlichten Ergebnisse sind geologisch-tektonisch orientiert und trugen zur Kenntnis der kristallinen Schiefer nichts Wesentliches bei.

Immerhin sei folgende Stelle zitiert (Lit. 98, S. 42), welche die Ansicht SWIDERSKIS bezüglich der Genesis der Gneise der Höhen über 2700 m charakterisiert: „... les orthogneiss (wie sich aus dem Zusammenhang ergibt: dynamometamorphe ältere Granite, d. Verf.) sont localisés plutôt dans les parties supérieures de l'arête rocheuse, tandis que les schistes métamorphiques se trouvent plus bas, formant ainsi le passage entre les orthogneiss et les paragneiss de la vallée de Lötschen.“ SWIDERSKI betrachtet auch die hellen aplitartigen Gneise der Höhen über 2600 m, sowie die Augengneise der Kleealp als dynamometamorphosierte aplitische, bzw. porphyrische Granite. Allgemein dominieren nach SWIDERSKI hier die Orthogesteine; er sieht auch in den hornblendeführenden Gneisen und den Amphiboliten basische magmatische Differentiate.

Eine interessante tektonische Studie von G. ROSIER über das Aletschhorn (Lit. 87) postuliert erstmals den Nordkontakt des Aaregranits in diesem Gebiet als mechanisch. Es wird sich im letzten Abschnitt über die Tektonik des Gebietes erweisen, ob diese Hypothese auch für den westlichsten Teil des zentralen Granits angenommen werden kann.

Auf HUGIS Ideen fussen auch die Untersuchungen von RUD. WYSS (Lit. 111) im Grenzgebiet zwischen mittlerem und westlichem Aarmassiv.

### b) Problemstellung

Es mag bereits HUGIS Gedanke gewesen sein, als er mir die Bearbeitung des westlichen Aarmassivs empfahl, seine von mehreren Forschern stets bezweifelten und zum Teil abgelehnten Ideen über die Vergneisung der kristallinen Schiefer im Anschluss an die Intrusion des Aaregranits durch eine auf jüngere Gesichtspunkte aufgebaute Untersuchung erneut auf ihre Standfestigkeit zu prüfen und damit zu stützen oder zu stürzen.

Das Grundproblem, das Veranlassung zu dieser Studie gab, stellt sich daher folgendermassen: Liegt die Ursache der Vergneisung der Schieferhülle in der Intrusion des Aaregranits, bzw. ihren nachgranitischen Phasen: Injektion von Apliten, Pegmatiten, Granitporphyren, Quarzporphyren und Lamprophyren, oder sind dafür andere Ursachen verantwortlich zu machen?

Schon bei einer ersten Begehung fällt die Häufigkeit der Aplite und Pegmatite in den Felspartien über 2500 m ü. M. gegenüber ihrer Seltenheit in den untern Talhängen auf, und der Verfasser glaubte anfänglich, seine Untersuchungen zu einer Stütze der Anschauungen WEINSCHENKS und HUGIS ausbauen zu können.

Mit dem Fortschreiten der Geländebeobachtungen und den Dünnenschliffuntersuchungen veränderte sich die Problemstellung aber fortwährend. Die meisten der beobachteten aplit- und pegmatitartigen Partien erwiesen sich in ihrer Struktur und Mineralparagenese als dem Aaregranit und seiner aplitischen Randfacies so fremd, dass sie nicht von ihnen abstammen können. Daneben gibt es aber auch viele ausgesprochen von denselben ableitbare gangförmige Bildungen. Der Gedanke, dass die Vergneisung der Schiefer von letztern abhängen soll, kann aber heute nicht mehr vertreten werden. Die als jünger betrachteten nachgranitischen Injektionen erscheinen schon bei der Geländebeobachtung im Verbande der kristallinen Schiefer als Fremdkörper. Der Verfasser geht hier mit den Ideen von P. TERMIER (Lit. 99, 100), KOENIGSBERGER (Lit. 66, 67), BECKE (Lit. 11, 12, 13) u. a. einig. Die Vergneisung erwies sich als in ihrer Anlage älter als die Granitintrusion. Die Probleme wurden damit auf andere Bahnen geleitet. Die kristallinen Schiefer sind in ihrem Hauptteil nicht als „Injektionsgneise“ im Sinne HUGI's, sondern als regional umgeformte, uralte Bestandesmassen zu deuten. Im besondern stellte sich nun die Aufgabe, die Wirkungen verschiedener Ursachen an ein und demselben Schieferkomplex zu studieren und auseinanderzuhalten. Einmal sollte der Ablauf regionalmetamorpher Vorgänge untersucht, sodann die kontaktmetamorphen Wirkungen der nachgranitischen, in der Hauptsache aplitischen Injektion abgegrenzt und endlich die durch die wohl fast nur destruktiv wirkende alpine Dislokationsmetamorphose, die, wie HUGI sagt, einen Schleier über alles vorher sich abspielende breitet, erzeugten diaphthoritischen Gesteine festgestellt werden.

Der Verfasser ist sich bewusst, dass er damit ein komplexes Problem der Petrographie berührt, das seit vielen Jahrzehnten die Fachwelt beschäftigt und in jüngster Zeit erneut in den Brennpunkt petrographischer Diskussion gerückt ist.

### **A. Petrographischer Teil**

Das untersuchte Gebiet bildet einen im östlichen Teil 2, im westlichen 3,5 km breiten Streifen von 15 km Länge in der nördlichen Zone der kristallinen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im westlichen Teil des Massivs, wo der Granitlakkolith westwärts in die Tiefe versinkt. Es ist der südliche Schenkel der nach Norden überkippten Synklinale zwischen den Lakkolithen des Bietschhorn-

und Gasternganits. Die Fallrichtungen betragen an den obersten Hängen  $40^{\circ}$  SSE und nehmen gegen den Talgrund zu bis  $85^{\circ}$  SSE. Ausnahmsweise konnte westlich Blatten eine Fallrichtung von  $87^{\circ}$  NNW festgestellt werden, wahrscheinlich durch Hakenwurf verursacht. Die Streichrichtung ist ganz allgemein N  $55^{\circ}$  E  $\pm 5^{\circ}$ .

Die anstehenden Schiefer des Talgrundes sind zum grössten Teil von alluvialen Bildungen (Gehängeschutt, Bachschuttkegel, Ablagerungen der rezenten Lonza, Moränen) überlagert. Nur bei Blatten und südlich Ferden sind einige kleine natürliche Aufschlüsse blossgelegt.

Der sich mit einer Neigung von  $40^{\circ}$  zum Tal senkende Hang ist bis auf die Höhe von 1900 m ü. M. bewaldet. Hier sind Profilaufnahmen nur in den Bachrungen möglich.

Die Felsen zwischen 2000 und 2700 m ü. M. bieten günstige Gelegenheiten zum Studium der geologischen Verbandsverhältnisse, ganz besonders die durch den seit Jahrzehnten anhaltenden Rückgang einiger lokaler Gletscher blossgelegten Rundbuckelfelsen.

Weniger günstig sind die Beobachtungsmöglichkeiten wieder in den obersten Teilen mit  $45$  bis  $50^{\circ}$  Neigung, die ein ruinenhaft anmutendes, wild zerfallenes, vegetationsloses Trümmerfeld bilden, wo Verbands- und Kontaktverhältnisse nur schwer entziffert werden können.

Die Kontaktzone zwischen dem zentralen Aaregranit (Bietschhorngranit) und den kristallinen Schiefern selbst liegt auf weite Strecken unter Firn (Bietsch- und Baltschiederjoch) oder an unzugänglichen haltlosen Wänden (Breitlauihorn, Lötschentaler-Breithorn, Lonzahörner, Schienhorn). Nur auf drei kurzen Strecken ist sie zugänglich (Klein-Nesthorngipfel, Elwerrück, Beichspitze).

### a) PROFILAUFNAHMEN

Durch mehrere der Beobachtung günstige Wände und Bacheinschnitte sind detaillierte Profile aufgenommen worden. Das aufschlussreichste lieferte der im Frühling 1942 gebaute Wasserstollen der Lonzawerke bei Goppenstein (No. 11 des Situationsplanes; Lit. 71). 1941 wurde auch ein solches am Hang der Faldumalp geschlagen, welches die Verhältnisse in den phyllitischen Serizitschiefern klarlegte, die im oberen Lötschental erodiert und überdeckt sind (No. 10 des Situationsplanes). Ein weiteres wurde an den Hängen zwischen Kleealp und Hohgleifen aufgenommen. Die Profile durch den Wiler- und Tennerbach sollen die Verhältnisse in den untern

bewaldeten Hängen klarlegen, wogegen diejenigen über Hohwitzten, Tenneralp-Schafberg, Klein-Nesthorn, Distelberg und Beichpassweg in den stark vergneisten Gebieten aufgenommen wurden (siehe Situationsplan).

Eine vollständige Parallelisation der Profile ist nicht möglich. Viele Zonen schieben sich nur linsenförmig ein (meist Amphibolite); andere können auf mehrere hundert Meter verfolgt werden (häufig Aplite) und nur ganz wenige durchziehen das Tal in seiner ganzen Länge (z. B. die hornblendeführenden Gneise auf 1900 m).

Parallele Profile in kurzer Entfernung voneinander können ganz verschiedene Folgen von Gesteinen aufweisen.

Eine Gesamtüberschau aber lässt rasch die drei Zonen der phyllitähnlichen Gesteine des Talgrundes, der flasrigen chloritischen Biotit-Serizitgneise der bewaldeten Hänge und der intensiv vergneisten und amphibolitreichen Massen über 2000 m erkennen.

#### Legende zum Situationsplan (Tafel II):

- |                   |  |
|-------------------|--|
| 1. Beichpass      | 6. Hohwitztenrück (Übergang zwischen stärker u. schwächer metam. Zonen nach Swiderski) |
| 2. Distelberg     | 7. Tennerbach-Schafberg  |
| 3. Lauibäche      | 8. Wilerbach   |
| 4. Klein-Nesthorn | 9. Kleealp-Hohgleifen  |
| 5. Nestalp        | 10. Dornbach-Faldumbach  |
|                   | 11. Hohsteg-Mitthal.   |

#### Legende zu den Profilen durch die nördliche Schieferhülle des zentralen Aaregranits (westliches Aarmassiv), Msst. 1:10 000 (Tafel II)

1. Biotit-Plagioklas-Gneise
2. chloritisch-serizitische Biotit-Plagioklas-Gneise
3. graphitführende Biotit-Plagioklas-Gneise
4. Chlorit-Serizitschiefer, meist karbonatführend
5. kinzigitartige und dichte, dunkle, hornfelsartige Biotit-Plagioklas-Gneise
6. flasrige, chloritische Biotit-Plagioklas-Gneise
7. ausgesprochen lagig gesonderte Biotit-Plagioklas-Gneise (Streifengneise)
8. chloritische Streifengneise
9. aplitartige Biotit-Plagioklas-Gneise
10. granitartige Biotit-Plagioklas-Gneise
11. porphyroblastische Biotit-Plagioklas-(Alkalifeldspat)-Gneise
12. grobflasrige Streifengneise
13. Aplite
14. Pegmatite
15. Granitporphyre und Quarzporphyre
16. Lamprophyre und Porphyrite
17. Amphibolite, teilweise granatführend und Hornblendite

18. verschieferte Amphibolite und Zoisitamphibolschiefer
19. Granatamphibolite
20. hornblendeführende Gneise (Feldspatamphibolite)
21. syenitartige Gesteine (mit Punkten: vorwiegend Amphibolsyenit, ohne Punkte: vorwiegend Biotitsyenit)
22. Serpentin, Giltstein und Aktinolithschiefer
23. phyllitische Serizitschiefer, graphitische Harnischflächen.

Die im Maßstab 1:10 000 gezeichneten Profile gestatten nicht, die Mannigfaltigkeit und den raschen Wechsel der Gesteinszonen detailliert aufzuführen. Aus diesem Grunde sind im Originaltext zwei der genau aufgenommenen Profile noch beschrieben.

SWIDERSKI zeichnet in seiner Karte (Lit. 118) auf durchschnittlich 2200 m ü. M. die Grenze zwischen den „paragneiss du Lötschental“ und der „zone à métamorphisme intense“, wie er die kristallinen Schiefer des Lötschentales unterteilt. Was seinen Beobachtungen entgangen sein muss, sind die dioritähnlichen, sehr kristallinen hornblendeführenden Gneise auf durchschnittlich 1800—1900 m ü. M. Wenn eine solche schematische Zoneneinteilung, wie sie SWIDERSKI zur Charakterisierung benutzt, beibehalten würde, so wäre die Grenze auf die durchschnittliche Höhe von 1850 m ü. M. zu verlegen.

Nicht unbeachtet bleiben kann bei den Profilaufnahmen und daher auch bei den Profilbeurteilungen folgende Feststellung:

Wie auch von anderer Seite betont wird, ist in kristallinen Schieferkomplexen im grossen eine auffällige Einförmigkeit charakteristisch, im kleinen dafür eine umso grössere Heterogenität. Oft ist es schwierig, die vorherrschenden Charaktere festzulegen. In diesem Sinne nur dürfen die Profile gewertet werden. Besonders die Gruppen (siehe Legende zu den Profilen) 1 und 3; 6, 7 und 8; 9, 10 und 12 und im grossen Zusammenhang 1, 3, 6, 7, 8 und 9, 10, 12 können nur  $\pm$  willkürlich unterteilt werden.

#### b) KURZE CHARAKTERISTIK DES AUFTRESENS DER HAUPTSÄCHLICHSTEN GESTEINE

Biotit-Plagioklasgneise herrschen in den Höhen über 2000 m ü. M. weitaus vor. Sie treten in allen möglichen Varianten von ganz dunklen bis zu sehr hellen aplitartigen auf. Die letztern sind selten auch gang- und stockförmig. Feinkörnige Typen sind verbreiteter. Lagige Sonderung ist die normale Ausbildung. Nur wenige sind massig feinkörnig, dann äusserst zähe zum Bearbeiten und führen

tiefweinrote Biotite. Nicht selten treten auch flasrige, linsige Feldspäte führende Typen auf. Mächtige Lagen führen makroskopisch sichtbaren Graphit und verwittern dann leicht und tief. Braunrote Verwitterungsüberzüge (Baueritisierung des Biotits) lassen viele Biotitgneise schon aus der Ferne erkennen. Im Profil hervortretende Wände sind aber auch häufig durch graubleibende, durch die Agenzien der Verwitterung kaum angreifbare Biotitgneise gebildet. Wir müssen im Gegensatz zu FELLENBERG (Lit. 41) betonen, dass die vorherrschende braunrote Verwitterung dieser Zone nicht dem verwitterten Amphibolit, sondern dem verwitterten Biotit der Biotitgneise zuzuschreiben ist. Diese Fehlbeobachtung FELLENBERGS ist wahrscheinlich noch auf B. STUDER (Lit. 96) zurückzuführen und gab Veranlassung zur Bezeichnung: Zone der Hornblendeschiefer bzw. Amphibolitzone.

Makroskopisch diagnostizierbare Hornblende führende Gesteine nehmen in diesen oberen Hängen aber in allen Profilen nach genauen Beobachtungen maximal nur  $1/5$  an Raum ein, auf die ganze Breite des untersuchten Areals bezogen nur  $1/8$  bis  $1/10$ . Von monomineralischen Hornblendeschiefern über lagige, schollige und schlierige Amphibolite bis zu hellen dioritähnlichen hornblendeführenden Gneisen sind alle Übergänge feststellbar. Von schmalen sillartigen Lagergängen von durchschnittlich 10 cm Mächtigkeit, von kopfgrossen, linsigen Einschaltungen im Gneis über blockige, mehrere Kubikmeter messende Schollen bis zu 50 und mehr m mächtigen, im Streichen mehrere km anhaltenden Zonen können alle Übergänge beobachtet werden. In der Höhe von 2600—2800 m ü. M. treten mächtige Zonen von Granatamphiboliten auf.

Auf 2300 m ü. M. zieht, nicht durchgehend beobachtet, vom Distelberg bis Wileralp eine ultrabasische Zone durch. Am Distelberg wurde sie 8 cm mächtig beobachtet, und im Giltsteinbruch der Nestalp erreicht sie ihre grösste Breite von wahrscheinlich 10 m (der nördliche Teil ist abgebaut). Diese Metabasiteinschaltung und die Amphibolitsills können schon bei der Feldbegehung als metamorphe basische Eruptiva erkannt werden. In den meisten Fällen aber ist aus der Feldbeobachtung nicht zu entscheiden, ob ein Para- oder Orthoamphibolit vorliegt. Hier wird aber auch eine sorgfältige Abwägung der geologischen Verbände und der Laboratoriumsuntersuchungen gegeneinander kaum sicher ermöglichen, eine Entscheidung in diesem Sinne zu treffen.

Zwischen Gneis- und Amphibolitzonen schieben sich häufig Lagen von Apliten und Pegmatiten ein. Bereits beim Studium der

geologischen Verbände im Felde wird es klar, dass ein Teil der aplitartigen und auch einige pegmatitartige Massen in engem Zusammenhang mit den Biotitgneisen stehen, während andere meist gangförmige Vorkommen, oft auch gering diskordant eingelagert, schon makroskopisch der aplitischen Randfacies des Bietschhorngranits ähnlich sind.

Eine besondere Merkwürdigkeit sind mehrere Pegmatitgänge mit blauschwarzen Mikroklinen, die auch stockförmig werden können, wobei dann nur das Zentrum blauschwarz pegmatitisch entwickelt ist.

In den Profilen treten auch noch einige besondere Bildungen auf. Vor allem sind die äusserst feinschiefrigen, aber zähen, filzigen Zoisitamphibolfelse zu erwähnen, die stets kleine senkrechte grünschwarze Wände bilden (Schafberg, Klein-Nesthorn, Beichpass). Makroskopisch sind keine Mineralien bestimmbar.

Konkordante und auch diskordante, oft senkrecht zur allgemeinen Streichrichtung streichende, 8 cm—3 m mächtige Gänge eines dichten grünlichgrauen Felsits, der sich als Lamprophyr zu erkennen gibt, durchschlagen die Schiefer an vielen Stellen.

Nicht zu übersehen sind auch zwei 1,5 m mächtige, vollständig konkordante Granitporphyrgänge im Beichpassgebiet, welche blockig zerfallen, ebenso wenig viele konkordante Lagen eines dichten, hellgrauen Quarzporphyrs bzw. gelblichweissen Aplitporphyrs.

In den Gesteinen der untern Talhänge (1400—2000 m ü. M.) herrscht durchwegs an Stelle des Biotits der Chlorit vor. Sie sind auch durchschnittlich flasriger und weicher. Die Grenze gegen die Biotitgneise ist meist durch den nördlichsten Zug der hornblendeführenden Gneise gebildet. Der Übergang findet aber allmählich statt. Hornblendeführende Gesteine sind auch dieser Zone nicht fremd.

Im Talgrund zeigen die wenigen anstehenden Felsen phyllitähnliche Gesteine. Eine selten feststellbare Körnigkeit lässt aber auch erkennen, dass noch glimmerschieferähnliche und diaphthoritische Gneise erhalten sein müssen. Die hier durch die Erosion der Gletscher und der Lonza weggeschafften Gesteinszonen sind durch die Profilaufnahme am Faldumalpweg festgestellt. An Stelle des Chlorits tritt der Serizit. Papierdünnsschiefrige Serizitschiefer, dann wieder arkoseartige und schieferquarzitische Gesteine, neben graphitischen dunklen Tonschiefern, bilden den Hauptanteil. Sie wurden von M. LUGEON (Lit. 73) und C. SCHMIDT (Lit. 92) als Karbonschiefer von den übrigen kristallinen Schiefern abgetrennt. Ver-

gneisungs- und Injektionsspuren fehlen vollständig, abgesehen von alpinen, syntektonischen Quarzinfiltationen und -Sekretionen. Auch mit Quarz ausgeheilte Zerrklüfte treten hier und da auf.

Die Karbonzone streicht aber, durch das axiale Ansteigen des Massivs nach Osten bedingt, im oberen Tal in die Luft hinaus, und die im Talgrund feststellbaren anstehenden Gesteine gehören bereits einer tieferen Zone an.

### c) EINZELBESCHREIBUNGEN

#### I. Gesteine des Altbestandes (älter als der Granit)

##### 1. GNEISE IM WEITESTEN SINNE

###### a) Meso- bis katamorphe Biotitplagioklas-gneise und von ihnen abgeleitete Gesteine

Die verbreitetsten unter den Gesteinen der kristallinen Schiefer des Lötschentales in den Höhen zwischen 2000 und 3300 m ü. M. sind Biotit-Plagioklasgneise. Sie treten in mannigfaltiger Gestalt auf, bedingt durch den wechselnden Mineralgehalt der ihnen zugrundeliegenden Sedimente, durch die ungleiche oder fehlende Bänderung und durch die ungleiche mechanische Beanspruchung.

###### aa) *Meso- bis katamorphe Paragneise* (Hdst. 196, 199, 200, 222, 228, 338)

Diese Gesteine wurden an den Wänden des Hohgleifen, der Kastler- und Wileralp, des Schafbergs und Klein-Nesthorns, des Distelberges und des Beichpassgebietes in Höhen zwischen 2400 und 3000 m ü. M. anstehend gefunden. Alle andern Gesteine erscheinen als Einlagerungen in dieselben und in die Gruppe der Bändergneise. Sie sind das ursprünglichste Material.

Mit unbewaffnetem Auge sind sie feinkörnige, zähe, dunkle Gneise mit rauhem Bruch. Die äußerst dunkle Erscheinungsart hat zwei Ursachen: dunkle, wein- bis braunrote Biotite bilden bis zu einem Viertel des Mineralbestandes; dunkle blauschwarze Quarze erscheinen im feinkörnigen Grundgewebe oft schwach porphyrisch. Die Textur einzelner Typen ist massig, andere sind schwach schiefrig bis flasrig. Mikroskopisch lässt sich auch in feinkörnigen Typen lagige Sonderung in Biotit-Plagioklas- und Quarz-Plagioklaslagen beobachten.

## Integrationsanalysen\*):

Schl. L	196	228	338	199
Quarz	24,0	20,8	23,6	20,6
Plagioklas	37,9	48,4	52,5	58,1
Biotit	27,2	19,2	17,8	17,0
Granat	3,7		0,8	
Titanit		7,9	3,2	
Apatit	1,8	0,8		
Erz	} 5,4	2,9	2,1	} 4,3
Graphit				
	100	100	100	100
Farbzahlen	38	31	24	21

Struktur: Schl. L 196: feinkörnig granoblastisch bis lappig verzahnt (bis lepidoblastisch).

„ L 199: do.

„ L 228 und L 338: helle Lagen granoblastisch, dunkle Lagen lepidoblastisch.

Textur: Schl. L 196: massig, hornfelsartig, u. d. M. lagig gesondert.

„ L 228: gering schiefrig, feinkörnig hornfelsartig.

„ L 338: streifig-schiefrig.

„ L 199: feinlagig-schiefrig.

Die diese Gneise bildenden Mineralien zeigen folgende Eigenschaften:

Der Quarz ist stets xenoblastisch lappig,  $\pm$  isometrisch. Die Korngrösse schwankt zwischen 0,05 und 1 mm. Ausnahmslos zeigt er die Spuren mechanischer Beanspruchung: Undulose Auslöschung, in grösseren Körnern bis zu unregelmässigen Brüchen ausgeprägt. Aggregate kleinerer Quarzkörnchen erscheinen verzahnt, was diesen Zonen hornfelsartigen Charakter verleiht. Quarz hat die schlechteste Eigengestalt, füllt nur Zwickel aus und ist daher das letzte Glied der kristalloblastischen Reihe. In flasrig-schiefrigen Typen bringt die mechanische Beanspruchung randlich und auf Brüchen Zermalmung zu Mörtelquarz mit sehr geringen Verzahnungen als Rekristallisationserscheinungen hervor.

Der Plagioklas ist meist von isometrischer Gestalt, entwickelt aber selten kristallographische Kanten. Zwillinge nach dem

\*) Die Ausmessung aller Schliffe erfolgte stets normal zur Schieferungsebene. Wenn auch durch neuere Arbeiten (Lit. 43, 110) bewiesen ist, dass die planimetrische Ausmessung auch bei anisotropen Gefügen gute Resultate liefert, muss doch betont werden, dass alle sporadisch auftretenden Gemengteile wie Zirkon, Apatit, Orthit, Erz und auch Granat, nur zufällig und ungenau oder gar nicht erfasst werden.

Albitgesetz mit schmalen, durch Zersetzung undeutlichen Lamellen sind die Regel. In einzelnen Typen sind die Plagioklase gegenüber den übrigen Gemengteilen schwach porphyroblastisch entwickelt. Auch dann treten aber idioblastische Formen selten auf. Die Plagioklase dieser dunklen Paragneise sind durchwegs zersetzt. Die Sausuritisierung überwiegt bei weitem die Serizitisierung. Letztere erscheint aber Brüchen entlang, die einzelne Plagioklase durchziehen. Der Anorthitgehalt konnte in dieser Serie nicht bestimmt werden. Das filzige Epidot-Zoisit-Serizitgewebe lässt nur in Zwickelspuren die Feldspatgrundsubstanz erkennen. Im Vergleich mit später zu beschreibenden Gesteinen lässt sich vermuten, dass der hier vorliegende Plagioklas mindestens ein Andesin bis Labrador war.

**Biotit:** Makroskopisch sind die dunkelwein- bis -braunroten Biotitblättchen auffällig und in keinem andern Gestein in dieser roten Färbung beobachtet worden. (Ob der Grund dazu in einem beträchtlichen Mangangehalt zu suchen ist, wurde nicht untersucht.) U. d. M. ist dieser Biotit intensiv pleochroitisch mit  $n_a$  fast farblos mit einem Stich nach rötlich-ocker,  $n_y$  dunkel-ockerbraun. Er tritt im Gestein in parallelen,  $\pm$  eingeregelten Zügen auf. Die Eigengestalt ist relativ gut, länglich-rechteckige Umrisse sind häufig, Ausspitzungen und Ausfransungen fehlen aber nicht. In dunklen Gneisen, die keinen Granat mehr führen, erscheinen dieselben Biotite randlich ausgebleicht, nur im Zentrum noch intensiv pleochroitisch. Auch eine stärkere Biotitzersetzung ist beobachtet worden. Die Ausbleichung schreitet soweit fort, dass an Stelle des Biotits Muskowit in engem Kontakt mit Erzschnüren erscheint. Diese Aggregate bilden Polygonalbogen um Quarz. Die Erzführung ist in den Paragneisen stets teilweise auf die Zersetzung des Biotits zurückzuführen. In diesen Gesteinen tritt eine zweite Erscheinungsform des Biotits auf: Wirre Aggregate von kleinschuppigen Biotiten mit einem Pleochroismus von ockergelb bis ockerbraun. Die Aggregate bilden rundliche Flecken im Gestein. Es lässt sich vermuten, aber nicht eindeutig durch Relikte beweisen, dass es Pseudomorphosen nach Granat sind.

In ähnlichen dunklen Gneistypen, die durch grünlich-schwarze Bewegungsflächen mechanisch stärker deformiert erscheinen, tritt der Biotit in Form von Paketen auf, deren einzelne Biotite schief und quer zur Schieferungsebene stehen und oft gebogen sind, häufig auch fächerig divergent. Solche Pakete weisen alternierend im gleichen Paket zwei verschiedene Biotite auf: braune mit einem Pleochroismus von sienabraun bis fast farblos bräunlich und olivgrüne mit einem solchen von olivgrün bis fast farblos olivgrün. In diesem Gneis bilden

olivgrüne Biotitzüge auch Bewegungsflächen und umfahren gröbere Komponenten von Quarz und zersetzen Plagioklas linsig. Stets sind solche Biotitlagen von Zügen kleiner Titanatkörnchen begleitet.

**Granat:** In den wenigen granatführenden Gneisen tritt der selbe nur noch reliktisch auf. Er ist regellos in verstreut liegende Teilstücke gespalten. Feine Spaltrisschen sind mit Chloritblättchen gefüllt. Als weitere Zersetzungprodukte wurden Feldspat, Biotit, Klinozoisit-Epidot und Serizit festgestellt. Die Anordnung der Bruchstücke deutet noch auf ehemalige idiomorphe Formen der Granate. Risse  $\pm$  parallel der allgemeinen Schieferungsrichtung sind breit und mit Feldspat gefüllt;  $\pm$  senkrecht dazu treten nur feine Risschen auf, die mit Chlorit und auch Biotit gefüllt sind.

Viele kleine elliptische, prismatische und hexagonale **Apate** (in der Mehrzahl gedrängte, kurzsäulige Formen) treten auf. Als **Erz** ist lilagraues **Titanisen** vorherrschend. Es bildet wie der **Graphit** länglich unregelmässig gelappte Aggregate und ist eng an Biotit gebunden. Mehr isometrische Klexchen sind meist **Pyrit** oder **Pyrrhotin** mit Graphit verwachsen.

Schl. L 196 ist der eigentliche Typus der meso- bis katametamorphen Paragneise, die als kinzigitartige Gesteine anzusprechen sind. Dieser Typus ist relativ selten. Daraus entwickeln sich zwei grundsätzlich verschiedene Gneisreihen, einmal durch Zu- und Übernahme der leukokraten Bestandteile, dann durch Zunahme der mechanischen Deformierung.

Schl. L 338 bildet den Übergang zu den meso- bis katametamorphen Bändergneisen. Der Plagioklas erscheint in zwei verschiedenen Ausbildungsformen. Die eine entspricht dem stark zersetzen Plagioklas der Paragneise. In diesem Altmaterial sitzen auch die wenigen, zerbrochenen Granatrelikte, ebenso die Biotite mit einem Pleochroismus von tiefbraun bis ockergelb. Oft sind auf der Basis der Biotite Sagenitnädelchen beobachtet worden und auf Schnitten  $\parallel c$  Titanitklexe. Mit Biotit ist auch Titanisen vergesellschaftet. Graphit lagert sich meist an Glimmer an. Selten treten auch elliptische Zirkonkörnchen auf. Dieses Altmaterial erscheint aufgeblättert durch hellere Quarz-Plagioklaslagen von 2–3, selten bis 15 mm Breite. Die Plagioklase dieser Lagen sind gering idiomorpher als die des Altmaterials, wenn sie nicht durch Quarz ankorrodiert sind, besitzen einen weniger zersetzen Kern und einen fast einschlussfreien Rand, der mit dem Kern einheitlich auslöscht. Anorthitwerte von 8 und 10% wurden gemessen.

ab) *Meso- bis katametamorphe Bändergneise*  
 (Hdst. 182, 203, 205, 233, 382, 383, 423)

Solche Gneise sind beschränkt auf mehrere Zonen von bis 100 m Mächtigkeit auf die Höhen von 2600—3000 m ü. M., durchziehen aber das ganze Tal und sind in typischer Ausbildung am Schafberg (205), an den Gletscherspitzen (383) und am Beichpass (182) vom Anstehenden geschlagen und in den tiefer gelegenen Hängen gelegentlich noch als reliktische Einlagerungen getroffen worden (233), zeigen dann aber bereits Anklänge an ihre epi- und dislokationsmetamorph veränderte Umgebung.

Zusammen mit den meso- bis katametamorphen Paragneisen sind sie das ursprüngliche regional umgeformte Altmaterial der kristallinen Schiefer.

Integrationsanalysen:

Schl. L	131	382	383	203	423	205	182
Quarz	17,0	30,6	40,2	41,3	33,2	35,2	52,8
Kalifeldspat		0,3		0,6	2,0	1,2	
Plagioklas	58,9	48,5	44,6	46,5	52,0	56,8	41,1
Biotit	23,6	20,3	13,7	10,4	12,4	5,5	2,8
Titanit					} 0,6		
Zirkon							
Granat							
Apatit	0,4	0,3		1,2			0,05
Chlorit							3,2
Erz					0,4	1,3	0,05
	100	100	100	100	100	100	100
Farbzahlen	24	21	15	12	13	7	6

Die Struktur variiert wenig. Allgemein gilt: Lagige Sonderung in Züge von Plagioklas, Biotit, Granat, Zirkon, Erz, Apatit und Orthit einerseits und Plagioklas, Quarz und  $\pm$  Kalifeldspat anderseits. Die Biotitlagen sind lepidoblastisch, die breiteren Lagen von Quarz und Plagioklas granoblastisch. Die Textur ist weitgehend von der Wegsamkeit der Schiefer für Stoffwanderungen und wahrscheinlich auch von der Tiefe, in der sich diese Umsetzungen abspielen, abhängig. Außerdem spielt die spätere mechanische Beanspruchung eine grosse Rolle.

In diesen Gneisen können auch zickzackförmige Faltungen beobachtet werden. Sie sind das Anfangsstadium der später zu beschreibenden ptygmatischen Faltungen in granitisierten Gneisen. Infolge geringerer Wegsamkeit des Gesteins sind sie weniger deutlich

entwickelt und erinnern auch wegen der späteren stärkern mechanischen Deformierung eher an Abbildung alter Faltungen.

Schl. L 182 zeigt eine ausgesprochene Sonderung. Die 1—4 mm breiten dunklen Lagen umfliessen kleinere und bis 15 mm breite, perl schnurartig in Zügen angeordnete, unter sich oft kaum zusammenhängende Linsen von Plagioklas und Quarz. Das Gefüge ist grobflasrig bis porphyroblastisch. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass wir ein durch Kataklastase weitgehend porphyroblastisch gewordenes Gestein vor uns haben.

Diese nur in der Gegend des Beichpasses anstehenden Beichgneise deuten darauf hin, dass im obersten Lötschental die mechanische Beanspruchung sich in stärkerem Masse bemerkbar macht, als weiter westlich, talauswärts. Den Grund dazu sehen wir in der Annäherung der beiden Lakkolithen des Gastern- und Bietschhorngranits.

#### Charakteristik der einzelnen Mineralien:

Der Quarz tritt nur in den leukokraten Lagen, d. h. in den linsigen „Augen“ auf. Er bildet zur Hälfte zusammen mit Plagioklas diese Linsen. Die einzelnen Körner sind isometrisch, 1—2 mm gross. Undulöse Auslöschung ist am häufigsten. Oft treten auch kleine Spaltrisse als Grenze der einzelnen Auslöschungszonen auf. In parallel der Basis geschnittenen Individuen beobachtet man Spaltisse, die sich in Winkeln von  $\pm 120^\circ$  schneiden. Einzelne dieser Teilkörper erscheinen mechanisch ungestört.  $\frac{2}{5}$  des Quarzanteils bestehen aus Mörtelquarz mit Korngrössen von 0,05 bis 0,2 mm. Alle Teilstücke sind optisch ungestört. Verzahnungen wurden nicht beobachtet. Im feiner zerriebenen Mörtelquarz sind oft Serizitschüppchen eingelagert. Der Mörtelquarz bildet meist die Ausschwänzungen der „Augen“, oft aber auch Zonen in grossen Quarzen. Die Quarze führen Gas- oder Flüssigkeitseinschlüsse.

Die meisten Plagioklase sind für eine Bestimmung des Anorthitgehaltes ihrer  $\pm$  vollständigen Saussuritisierung wegen ungeeignet. Einige sind gleichmässig serizitisiert, mehrere gut erhalten und parallel (010) fein lamellierte. In letztern wurde ein An-Gehalt von 28—34 % ermittelt. Die beiden Zwillinge zeigen eine Diskrepanz von 5—6 % An. Oft sind Ecken oder grössere Teile der Plagioklase abgesichert und  $\pm$  vollständig serizitisiert. Diese Deformationsverglimmerung beschränkt sich auf  $1/2$  bis 2 cm voneinander entfernte Bewegungsbahnen im Gestein. Die Mörtelquarzzone in den Quarzen liegen in diesen Bewegungsbahnen.

Die dunklen Lagen sind hauptsächlich durch **Biotit** gebildet. Entsprechend der mechanischen Beanspruchung, wie sie im Plagioklas-Quarzgefüge zum Ausdruck kommt, erscheint er aufgeblättert, mit **Chlorit** alternierend; die Blättchen liegen meist wirr durcheinander. Er ist olivgrün mit pleochroitischen Abstufungen von dunkelbraunoliv bis blassgrünbraun, kleinere Individuen mit blassumberbraunen bis blassockergelben Tönungen, der mit ihm alternierende Chlorit mit meergrünen bis strohgelben. Die Biotitlagen sind begleitet von Schnüren kleiner Titanitkörnchen, vereinzelten Zirkonen und Apatiten, ebenso von zerfransten Aggregaten oder Schnüren von Erz. Alle mafischen Anteile schwimmen in einer „Grundmasse“ von feinen Serizitschüppchen mit Plagioklasüberresten.

In der streichenden Fortsetzung der Beichgneise nach Westen, allerdings durch den Distelgletscher auf eine Strecke von 1500 m der Beobachtung entzogen, treffen wir auf ähnliche Gesteine. Im Handstück (No. 383) wird deutlich, dass die mechanische Beanspruchung geringer ist. Die leukokraten Lagen sind zusammenhängend und nur gelegentlich schwach linsig ausgebildet. Es handelt sich um einen typischen **Bändergneis** (dunkelbraungraue Striemen (2–4 mm) wechsellagern mit hellen, gelblichen (5–20 mm)).

Der **Plagioklas**, von gleicher Zusammensetzung wie in den Beichgneisen, ist saussuritisiert oder auch nur serizitisiert. Die Serizitschüppchen sind geregelt eingelagert, einzelne Zwillingslamellen stärker serizitisiert. Auch auf den Korngrenzen ist die Verglimmerung stärker, ohne dass Bruchstücke abgepresst werden.

Die Eigengestalt ist durch den verdrängenden **Quarz** verloren gegangen. Die Plagioklase sind buchtig von Quarz korrodiert. Zufällige Schnitte zeigen runde bis sechseckige Quarztropfen in den Plagioklasen. Oft schwimmen lappige Plagioklasbruchstücke im Quarz. Dieser selbst zeigt undulöse Auslöschung bis Zerreibung zu **Mörtelquarz**. Er führt stets kleine Gaseinschlüsse und in den Ausbuchtungen Serizitschüppchen. Die dunklen Lagen bestehen aus einer Zwischenmasse von Serizit, wenig Zoisit-Epidot, in welcher pleochroitische Biotite (rotbraun bis blassockerbraun), mit Sagenitgewebe und Titanitkörnchen und mit elliptischen kleinen Zirkonen durchsetzt, schwimmen. Auch ehemals grosse, jetzt zerstückelte Granate sitzen in den dunklen Lagen, die noch von Bewegungsbahnen mit gebleichtem Biotit, Titanit, Klinozoisit, Hämatit und Limonit durchzogen sind.

Die zwei folgenden Typen (L 205, L 423) zeigen in Bezug auf die Mineralien Quarz, Plagioklas, Biotit und Akzessorien nichts Neues. Auch das Gefüge ist schiefrig bis lagig. In einem Schliffe findet sich ein verbogenes und in der Mitte gebrochenes Biotitpaket, dessen Bruchzone mit einem Titanitaggregat ausgeheilt ist.

Als neues Mineral tritt hier aber Kalifeldspat als Über-gemengteil auf, ohne Eigengestalt, nur Zwickel zwischen Plagioklas und Quarz ausfüllend. Zum Teil ist es Mikroklin mit beginnender randlicher Schachbrettalbitisierung, in einem Schliffe (L 423) bereits vollständig albitisiert. In einem andern stellen sich perthitische Orthoklas körner mit aderartiger und wolkiger Entmischungsstruktur neben Mikroklinen\*) ein. Der Orthoklas führt als Einschlüsse kleine idiomorphe Plagioklase. Auch diese sind wie die freiliegenden saussuritisiert. In einem solchen Plagioklas sitzt ein kleiner Zirkon. Ein gebrochener Chlorit, mit Titanit und Zoisit in der Bruchzone, im Orthoklas schwimmend, ist bemerkenswert.

Erst mit dem Auftreten von Kalifeldspat kann in den Gesteinen auch Orthit als akzessorisches Mineral beobachtet werden. Er ist tiefbraun mit einem intensiven Pleochroismus von rotbraun bis bräunlich-oliv. Stets sind alle kristallographischen Kanten entwickelt und oft ist er verzwillingt.

Ein typischer Vertreter der dunkeln Bändergneise wurde einer chemischen Analyse unterworfen.

Chemismus: Hdst. 205, Schafberg, ca. 3000 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte
SiO <sub>2</sub>	66,21	11024	11024	si 284
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,18	1783	3566	al 46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	10	20	fm 25
FeO	4,07	567	567	c 8
MgO	1,50	372	372	alk 21
CaO	1,81	323	323	
Na <sub>2</sub> O	3,55	573	1146	ti 0,8
K <sub>2</sub> O	2,29	243	486	p 0,2
MnO	0,05	7	7	h 14
TiO <sub>2</sub>	0,24	30	30	co <sub>2</sub> 3,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	5	10	k 0,30
H <sub>2</sub> O +	1,14	644	(644)	mg 0,39
H <sub>2</sub> O -	0,02			π 0,16
CO <sub>2</sub>	0,54	123	123	γ 0,00
	100,83			c/fm 0,33
				qz + 83

Analytiker: TH. HÜGI.

Zusammensetzung: farsunditisch mit zu kleinem c und zu hohem al und fm (Lit. 80 a).

\*) Nur Körner mit typischer Gitterung und in besonderen Schnitten typischer Auslöschungsschiefe werden als Mikroklin bezeichnet; in Zweifelsfällen sprechen wir von Kalifeldspat.

Klassifikation metamorpher Gesteine (Lit. 79):  
Alumosilikatgesteine VII.

Basis		Kata-Mol.-Norm		Modalbestand			
Kp	8,30	Or	13,84		Vol. %	Gew. %	
Ne	19,60	Ab	32,66	Quarz	35,26	34,70	
Cal	5,26	An	8,76	Orthoklas	1,22	1,17	
Sp	6,35	Cord	11,65	Plagioklas	56,80	56,50	
Hz	4,90	Fe-Cord	8,98	Biotit	5,50	5,95	
Fs	0,17	Hy	3,16	Akz.	1,27	1,68	
Fa	2,46	Q	20,47	(Tit., Orthit, Calcit, Erz)	100,00	100,00	
Ru	0,17	Ru	0,17				
Q	52,65	Cp	0,14				Spez. Gewicht
Cp	0,14	Mt	0,17				gem. 2,743
	100,00		100,00				ber. 2,690
		Or : Ab : An		Ab : An			
		25 : 59 : 16		78 : 22			

Anhangsweise ist die chemische Analyse eines breitstreifigen Typus aus der Integrationstischvermessung berechnet worden (L 383):

Niggli-Werte: si al fm c alk k mg c/fm qz  
376 40 21,5 14 24,5 0,24 0,50 0,65 + 176,5

Zusammensetzung: farsunditisch.

Klassifikation metamorpher Gesteine: Alkali-Alumosilikat-Gesteine (I).

ac) *Meso- bis katametamorphe Bändergneise mit grösserem Kalifeldspatgehalt* (Hdst. No. 442, 443)

Es handelt sich um unruhig lagige bis flasrige Biotitgneise. Dunkelgraugrüne Bänder wechsellsiegern mit hellgrauen, fast weissen, deren schwankende Mächtigkeit Ursache der Flasrigkeit ist. Die hellen Lagen können breiter und selbstständig werden; bis 10 cm breite, aplitartige Adern wurden beobachtet. In Höhen um 1900 m ü. M. bestehen mächtige Zonen (bis 50 m) aus diesem Gestein.

Integrationsanalysen:

Bändergneis	Breitere helle Bänder
Quarz	42,8
Orthoklas	3,6
Plagioklas	36,5
Biotit	15,8
(± Muskowit, Chlorit, Titanit)	
Erz	0,8
Apatit	0,4
Zirkon	0,1
	100,0
Farbzahl	17
	Farbzahl
	± 0 (11)

Im Gneis sind die meist 5 mm breiten hellen Bänder durch grosse, lappige, verzahnte undulöse Quarzaggregate und isometrische, vollständig zersetzte Plagioklase gebildet. Untergeordnet treten auch kleine Perthite auf, die teilweise zu Schachbrettalbit umgewandelt sind. Selten sind auch Körnelquarzonen zu treffen.

Die dunklen Bänder bestehen aus zerstossenen, gewundenen Aggregaten von grünlichem Biotit mit Relikten eines umberbraunen bis olivgrünen. Darin liegen auch die relativ grossen Apatite, Zirkone, Titanatkörnchen und Erze mit einem Leukoxensaum. Eigenartig wabenförmige Mörtelquarzpfaster mit Biotit- und Chloritschüppchen auf den Korngrenzen vervollständigen das Bild einer mechanisch stark beanspruchten und weitgehend rekristallisierten Lage.

Die breiter werdenden hellen Lagen (2—8 cm) haben ein granoblastisches Gefüge mit schwacher Verzahnung und nur angedeuteter Paralleltextur. Die Quarze zeigen die für alpine Gneise normale Ausbildung; grössere Individuen sind gebrochen und alle Brüche mit Serizitschüppchen ausgeheilt. Auch die zersetzen Plagioklase zeigen mit Serizit ausgeheilte Brüche. Der Kalifeldspat ist ein isometrischer Perthit ohne Eigengestalt, mit Quarzkorrosionen, Quarztropfen und Plagioklasen als Einschlüssen. Die Albitsubstanz durchzieht die Kristalle ader- und maschenförmig. Ganz vereinzelt wurde Myrmekit festgestellt. Im Quarz schwimmen Skelette von wahrscheinlich Orthoklassubstanz.

Es fällt auf, wie im gleichmässig lagigen Bändergneis die mechanischen Kräfte sich in den dunklen Lagen auswirken, im massigen, aplitartigen Anteil aber, wo keine solchen Gleitbahnen zur Verfügung stehen, diese durch Bruch grösserer Körner gebildet werden. Entsprechend der nördlichen Lage ist die beginnende Zertrümmerung verständlich.

ad) *Meso- bis katametamorphe Biotit-Plagioklasgneise mit porphyroblastischem Kalifeldspat („Augengneise“)*  
(Hdst. No. 256, 327, 395, 429, 434)

Im westlichsten Teile des untersuchten Areals, im Gebiet der Kleealp und an den Hängen gegen das untere Lötschental, auch in einem Stollen der Bleimine Goppenstein 100 m mächtig gefunden, streichend ungefähr in der Fortsetzung der Beichgneise, entwickeln sich „Augengneise“ mit bis 4 cm langen und 2 cm breiten Kalifeldspäten als Augen (meist 1—2 cm lang). Die Kontaktverhältnisse

sind schwer zu übersehen. Einmal treten sie als ca. 80 m breite und 500 m lange linsenförmige Einschaltung in Amphibolit auf (Hohgleifen ca. 3100 m ü. M.). Die Augen sind in diesem hellen, fluidalen, orthogneisähnlichen Typus nicht idioblastisch, sondern oval bis linsig ausgezogen. Hier sind die Augen auch nicht einheitliche Kalifeldspäte, sondern Aggregate von Quarz, Plagioklas und Orthoklas. Das Gestein ist ein Übergangsglied zwischen Bändergneis und Augengneis (327).

Die Gneise mit den idioblastischen Kalifeldspäten als Augen treten als variierend breite Zonen von 2, 30 und 100 m Mächtigkeit in gewöhnlichen Biotit-Plagioklasgneisen auf. Am besten können sie im Aufstieg von der Kastleralp über die Kleealp auf den Hohgleifen und von Goppenstein auf Schönbühl beobachtet werden. Am Hohgleifen, ca. 3000 m ü. M., tritt eine nur 0,4 m breite Zone auf.

Die Grundmasse ist selten flasrig-flammig, meist jedoch granitähnlich richtungsloskörnig. Im Hdst. sieht das Gestein einem porphyrischen Granit ähnlich.

#### Integrationsanalysen:

Schl. L	327	256	395	429	434
Quarz	27,2	35,2	29,3	38,6	40,7
Kalifeldspat	5,9	8,8	11,5	12,8	12,0
Plagioklas	54,2	41,0	43,3	36,6	41,5
Biotit	10,0	9,9	12,1	7,4	
Titanit	2,0	2,5	2,5		3,5
Chlorit					
Hornblende				2,5	1,6
Apatit	0,5		0,5		0,1
Orthit	0,2		0,7	0,3	0,3
Calcit				1,3	
Epidot		2,7		0,3	
Erz				0,2	
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Farbzahlen *)	13	12	15	12	6

Die Texturen sind komplex, oft schlierig fluidal (327), in andern Typen vorwiegend flasrig oder dann massig mit nur angedeuteter Schieferung. Die Augen verleihen der Struktur ein porphyroblastisches Gepräge und u. d. M. offenbart sich der poikiloblastische Charakter der Porphyroblasten. Die Augen fallen besonders auf ver-

\*) Klinozoisit-Epidot-Pseudomorphosen nach Plagioklas (Saussurit) werden zu den leukokraten Gemengteilen gerechnet, trotzdem das spez. Gewicht  $\geq 2,8$  ist.

witterter Oberfläche auf. Sie sind widerstandsfähiger und treten aus der Grundmasse heraus.

#### Mikroskopischer Befund:

Der schlierge Gneis ist richtungsloskörnig granoblastisch. Der Quarz zeigt die üblichen optischen und morphologischen Merkmale. Er ist die zuletzt sich verfestigende Phase, was in den Korrosionsäcken im Plagioklas und Kalifeldspat zum Ausdruck kommt. Der Plagioklas ist lappig. Trotz der Saussuritisierung ist der lamellare Bau erkennbar. Randlich stärkere Serizitisierung ist häufig. Die Kalifeldspäte sind schleierartig entmischt Perthite und vereinzelt auch gegitterte Mikrokline. Beide erreichen in den Augen angedeutete Eigengestalt, sind aber auch im Substrat als xenomorphe Zwickel vorhanden. Deutlich verdrängen sie den Plagioklas, der oft nur noch als skeletthaftes Korn mit klarem Saum im Kalifeldspat schwimmt. Der letztere ist seinerseits durch Quarz verdrängt. Große Plagioklase widerstehen der Aufzehrung. Der Biotit liegt meist in zerfetzten Aggregaten von tiefbraun bis strohgelb pleochroitischen Blättchen vor. Im Übergang zwischen Grundmasse und Augen sind die Blättchen am grössten und angehäuft. Abdrängung durch die Sprossung der Porphyroblasten ist deutlich. Apatite und Zirkone liegen als kleine idiomorphe Kristalle in und an Biotit. Orthite treten hauptsächlich innerhalb der Augen auf.

In typischen Augengneisen sind die Augen einheitliche Kalifeldspäte, teilweise wolzig entmischt Perthite, teilweise gegitterte Mikrokline. Makroskopisch täuschen sie kristallographische Umgrenzung vor. U. d. M. aber greifen sie amöbenartig um sich und schliessen kleine idiomorphe und xenomorphe, zersetzte und klare Plagioklase ein. Alle Plagioklase in den Kalifeldspäten haben einen klaren Albitsaum. Die Mikrokline zeigen fleckig verteilt Albitisierungszonen, die gegen den Rand zunehmen und oft einen Albitsaum um die Mikrokline bilden. Am Kontakt mit Quarz liegen relativ grosse Klinozoisitsäulchen. Die mobile Kalifeldspatsubstanz zehrt offenbar die Plagioklase ganz oder teilweise auf. Dadurch wird die Lösung durch zu grossen Anorthitgehalt instabil und scheidet Albit und Zoisit aus.

Die Biotite des Grundgewebes sind umberbraun (mit Stich nach olivgrün) bis ockergelb pleochroitisch. Wenn sie in den Bereich der Kalifeldspäte gelangen, werden sie aber vollständig chloritisiert (tintenblaue Interferenz- und grüne (olivgrüne) bis blass gelbliche pleochroitische Farben). Auf Spaltflächen // (001) werden dann Titanitkörnchen ausgeschieden. Apatit und Orthit bilden relativ

grosse idiomorphe Kristalle. Kleine Apatitsäulchen, Biotit- und Chloritblättchen und Zoisit-Epidotkörnchen sind in vielen Orthiten eingeschlossen. Er ist daher als jüngere Phase zu betrachten, was auch mit der Beobachtung übereinstimmt, dass Orthit erst auftritt, wenn auch Kalifeldspat vorhanden ist.

In den im Tiebelstollen der Bleimine Goppenstein und im Wasserstollen der Lonzawerke geschlagenen Augengneisen können dieselben Beobachtungen gemacht werden. Hier treten aber noch relikhaft erhaltene braunolivgrüne Hornblenden mit ausgebleichtem bläulichgrünem Saum und randlicher Biotitisierung auf. Es sind die Überreste von teilweise noch in den Augengneisen aus dem Wasserstollen erhaltenen nuss- bis faustgrossen Butzen eines Glimmeramphiboliten.

ae) *Granitisierte Biotit-Plagioklasgneise*

(Hdst. No. 218, 319)

In den mittleren Zonen vom Beichgebiet bis zur Kleealp treten grosse Massen eines gleichmässig flasrig-flammigen Biotit-Plagioklasgneises von mehreren 100 m Mächtigkeit auf. Besonders gut kann er am Schafberg und am Distelberg zwischen 2600 und 3000 m ü. M. beobachtet werden. Die Flammigkeit wird durch gewundene, unzusammenhängende Biotitaggregate hervorgerufen, welche sich den unruhigen linsigen Quarz-Plagioklaslagen anschmiegen. Die hellen Lagen können bis 10 cm breit werden und sind stets knotig-knauerig und gewunden. Es ist deutlich, wie die wachsenden Knauern die Biotitpakete abdrängen. Diese Unruhe im Gestein wird noch in vermehrtem Masse durch die wurmförmig gewundenen und gestauchten Quarz-Plagioklaslagen hervorgerufen und betont, ähnlich wie sie SEDERHOLM (Lit. 93, 94) als ptygmatische Faltung beschrieben hat.

Dieser auffällige Typus geht einerseits über in bänderige Gneise, wenn die Biotitlagen zusammenhängend werden, anderseits in einen gleichmässig feinkörnigen Gneis mit ganz regelmässig verteilten kleinen Biotitklexen.

Integrationsanalysen

Schl. L	218	319	Granat	0,6	
Quarz	34,6	38,3	Titanit	0,6	1,2
Plagioklas	44,0	47,2	Apatit		0,4
Kalifeldspat		3,3	Chlorit		1,4
Biotit	20,2	8,2		100,0	100,0
			Farbzahlen	21	11

Die Struktur ist granoblastisch mit gering angedeuteter Verzahnung der Quarze.

Texturell zeigen sich alle Übergänge von Lagertextur über grobkörnig- bis feinkörnig-massig. Aber die Anordnung der Biotitaggregate bringt doch stets noch flasrige Schieferung hervor.

Die Mineralien dieses granitisierten Gneises bieten u. d. M. nichts neues. Die saussuritisierten Plagioklase sind andeutungsweise randlich meist stärker zersetzt, sodass an inversen Zonarbau zu denken ist, der aber quantitativ nicht erfasst werden kann. Zu erwähnen ist, dass netzförmig zerteilte Granate relikthaft erhalten sind.

Für den Typus der granitisierten Gneise (218, 319) berechneten wir den Chemismus aus den Integrationsanalysen, da keine chemischen Analysen vorliegen.

#### NIGGLI-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
L 218:	316	38	27,5	12	22,5	0,25	0,50	0,44	+ 122,5
L 319:	400	41,5	15,5	14	29	0,22	0,51	0,92	+ 184

#### Zusammensetzung:

L 218: quarzdioritisch bis leukoquarzdioritisch.

L 319: leukoquarzdioritisch.

#### Klassifikation metamorpher Gesteine:

L 218: Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine mit zurücktretendem alk (II).

L 319: Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine (I).

af) *Aplit- und pegmatitartige Stöcke und Adern im granitisierten Gneis*

(Hdst. No. 197, 192, 219, 185, 382)

Durch Überhandnahme der leukokraten Gemengteile bilden sich in den Arealen der granitisierten Gneise bläulichgraue, aplitartige Massen. Meist sind sie durch Übergangsglieder mit dem Gneis verbunden; mafitenreichere Teile schwimmen ohne scharfe Umgrenzung darin. Teilweise aber durchsetzen sie den Gneis wie plutonische Aplite. Auch für solche durchsetzende Adern kann oft eine Wurzel im Gneis gefunden werden, aus der sie sich entwickeln. Schmäler werdende Fortsetzungen und Auskeilungen dieser Adern führen nur noch grob-

körnigen Quarz, manchmal auch grobkörnige, pegmatitartige Reste, kenntlich an intensiv pigmentierten und dadurch blauschwarz erscheinenden Mikroklinen \*). Diese pegmatitartigen Bildungen treten auch als Zentrum der aplitartigen Adern auf und verdrängen in breitern Adern den aplitartigen Saum mehr und mehr. Im Beichpassgebiet sind pegmatitartige Adern bis 2 m mächtig beobachtet worden, wo sie selbständig auftreten. Ohne um ihren Zusammenhang mit den aplitartigen Adern und dem granitisierten Gneis zu wissen, wäre man geneigt, sie als Pegmatite der nachgranitischen Phasen zu betrachten. Typische Pegmatitminerale fehlen vollständig.

#### Integrationsanalysen:

	aplitart. Massen	aplitartige Adern	pegmatitartige Adern		
Schl. L	197	219	192	185	382
Quarz	35,0	41,0	47,5	41,2	39,8
Kalifeldspat		1,2	5,0	28,6	33,0
Plagioklas	64,2	53,3	43,2	24,2	22,1
Biotit (± Musk.)	0,8		1,6	4,0	3,3
Hornblende		4,5	2,1		
Zoisit				1,6	
Erz			0,4		
Titanit, Apatit			0,2		
Calcit					1,8
	100	100	100	100	100
Farbzahlen	1	5	4	6	5

Die Textur ist vorwiegend massig-feinkörnig in aplitartigen, bis -grobkörnig in pegmatitartigen Typen.

Strukturell ist das Gefüge granoblastisch bis verzahnt in den aplitartigen Massen und wird mit Zunahme des Kalifeldspatgehaltes mehr und mehr poikiloblastisch. Schliesslich treten nur noch Quarz und Kalifeldspat selbständig auf, Plagioklas und mafitische Anteile schwimmen alle im Kalifeldspat.

\*) Die Ursache der blaugrauen Färbung ist nicht abgeklärt. Unter dem Mikroskop erscheinen in diesen meist zu Schachbrettalbiten umgebildeten Mikroklinen kleinste, in der Hauptsache scharfkantige Körnchen und Spiesschen als Pigment. Es ist daher kaum wahrscheinlich, dass es sich dabei um pneumatolytische Flüssigkeits- oder Gaslibellen handelt. Viel eher ist an eine Pigmentierung durch Erzpartikelchen zu denken.

Die Natur dieser Pigmentierung ist zur Zeit Gegenstand einer eingehenden Untersuchung durch Dr. Th. Hügi, Assistent am Min.-Petr. Institut in Bern.

Grosse Areale der aplitartigen Massen sind von einem rhomboedrischen Raumnetz von feinen dunklen Adern durchzogen. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, handelt es sich dabei um stärkere Epidotisierung der Feldspäte von feinen Rissen aus.

Der Quarz hat analoge Eigenschaften wie im Gneis. Er korrodiert Plagioklas und Kalifeldspat. Optisch einmessbare Plagioklase liessen einen Anorthit-Gehalt von 30—35% ermitteln, meist 32—34. Stets wurde zwischen zwei benachbarten Zwillingslamellen ein Unterschied von 2—5% festgestellt. Der Anorthitgehalt konnte an günstig geschnittenen Individuen auch mit der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ( $9^0$ ) und mit Hilfe der Beck'schen Linie gegenüber Quarz zu ca. 30% bestimmt werden. Nur selten fanden sich Plagioklase, die nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt waren. Viele Plagioklase weisen randlich und Brüchen entlang stärkere Serizitisierung auf, unabhängig von der Saussuritisierung.

In kalifeldspatführenden Typen wirkt sich diese mechanische Beanspruchung in der Anlage einer parallelen Bruchschar durch die Kalifeldspäte aus, ausgeheilt durch Albit, Quarz, Klinozoisit und Calcit. Die Kalifeldspäte treten als Perthite mit fadenförmiger oder schlieriger, wolkiger oder streifigfleckiger Entmischung und auch als undeutlich gegitterte Mikrokline mit fleckiger Albitisierung bis vollständiger Umwandlung in Schachbrettalbit auf. Letzteres trifft besonders für die blaugrauen Mikrokline zu. Die Mikrokline können kristallographische Kanten ausbilden, aber meist sind sie wie alle Perthite lappig, indem sie sich in ihre Umgebung hineinfressen. Mehrere darin schwimmende Plagioklasbruchstücke sind oft optisch gleich orientiert und geben sich so als Überreste eines einheitlichen Plagioklases zu erkennen.

Der geringe Anteil an melanokraten Gemengteilen setzt sich zusammen aus kleinen braunen Biotiten, alternierend mit Muskowitblättchen, feinen tremolitischen Hornblendegarben ( $c/n_r 16^0$ ), kleinen grünen Hornblenderelikten ( $c/n_r 25^0$ ), vereinzelten Chloritaggregaten und Titanitkörnchen und kleinen Epidoten. Biotit ist im Bereich der Kalifeldspäte chloritisiert oder auch zersetzt zu Aggregaten von Serizit-Muskowit, Titanit und Quarz.

Die von einem rhomboedrischen Raumnetz durchzogenen aplitartigen Massen wurden zur Ermittlung ihrer Stellung innerhalb der Gneise und zur deutlichern Unterscheidung gegenüber echten Gang-apliten einer chemischen Analyse unterzogen.

## Chemismus: Hdst. 197, Schafberg ca. 2800 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
SiO <sub>2</sub>	71,42	11891	11891	si	333
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	1442	2884	al	40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	66	132	fm	14,5
FeO	2,09	291	291	c	18,5
MgO	0,38	94	94	alk	27
CaO	3,70	660	660		
Na <sub>2</sub> O	5,25	847	1694	ti	0,4
K <sub>2</sub> O	1,07	114	227	p	—
MnO	0,00	—	—	h	9,3
TiO <sub>2</sub>	0,10	13	13	co <sub>2</sub>	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	—	—		
H <sub>2</sub> O + }	0,60	333	(333)	k	0,12
H <sub>2</sub> O - }				mg	0,18
CO <sub>2</sub>	n. b.			π	0,20
	100,36			γ	0,25
				c/fm	1,28
				qz	+ 125

Analytiker: H. LEDERMANN.

Zusammensetzung: leukoquarzdioritisch mit zu hohem c und zu kleinem fm; si-oligoklasitisch mit zu hohem fm, auch Verwandtschaft mit yosemitaplitischen bis yosemitgranitischen Magmen.

Klassifikation metamorpher Gesteine: Kalk-Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine (III).

Basis	Kata-Mol.-Norm			Modalbestand		
Kp 3,81	Or 6,35				Vol. %	Gew. %
Ne 28,40 } L = 40,34	Ab 47,33 } Fel = 67,23			Quarz	35,0	34,5
Cal 8,13	An 13,55			Plagioklas	64,2	64,5
Cs 1,47	Wo 1,96			Akz.	0,8	1,0
Fs 1,10 } M = 5,80	En 1,05 } Pyr = 5,53			(Biotit, Horn- blende)	100,0	100,0
Fa 2,44	Hy 2,52					
Fo 0,79	Q 26,07					
Ru 0,07 } Q' = 53,86	Ru 0,07					
Q 53,79 }	Mt 1,10					
	100,00					
		100,00				
	Or : Ab : An			Ab : An		
	9,5 : 70,5 : 20			78 : 22		

b) Biotit-Plagioklas-Gneise und ihre Abkömmlinge mit ausgeprägterer textureller und mineralischer Umformung

Mehrmals wurde in den vorstehend beschriebenen Gesteinen aufmerksam gemacht auf Phänomene, wie randliche Deformationsverglimmerung der Plagioklase mit Abpressung der Ecken, Bildung

von Bruchzonen in Plagioklasen und Kalifeldspäten, Ausbildung von serizitischen Bewegungsbahnen im Gestein und vor allem Pressung der Quarze. Die letztern sind ihrer Sprödigkeit wegen die auf Druck empfindlichste Komponente und undulöse Auslöschungen treten darin als erste Druckanzeichen auf, wenn die übrigen Gesteinskomponenten noch völlig unversehrt sind.

Gegen den Talgrund zu mehren sich alle diese Anzeichen einer tektonischen Beanspruchung ausserordentlich. Im Gelände ist die Zunahme der Flasrigkeit in Höhen um 2000—1600 m ü. M. auffällig, die noch tiefer (nördlicher) durch allgemeine Feinschiefrigkeit abgelöst wird. Oft treten auch inmitten der flasrigen Typen sehr feinschiefrige auf, während beschränkt auf wenige Zonen auch im Talgrund sich noch flasrige Typen einschieben. Die texturellen Umwandlungen sind weitgehend vom Ausgangsmaterial abhängig.

Parallel geht eine Zunahme des Chlorits und Serizits auf Kosten des Biotits, bzw. der Plagioklase. Die epizonalen Ummineralisationen und die texturellen, dislokationsmetamorphen Umwandlungen stehen in enger Abhängigkeit voneinander. Der eine Vorgang ist Ursache und Bedingung für einen mehr oder weniger vollständigen Ablauf des andern.

Feinschiefrige, phyllitähnliche Gesteine sind aber nicht auf die Zonen im Talgrund beschränkt. Mehrere  $\frac{1}{2}$ —1 m breite Ruschelzonen durchziehen auch die katametamorphen Biotit-Plagioklasgneise (z. B. HdSt. 216 Schafberg, HdSt. 252 Rothenberg). Eine Hauptruschel von 10—20 m Mächtigkeit zieht vom Beichpass bis zum Hohgleifen (HdSt. 188, 318).

Die Ummineralisationen erfolgen in solchen Ruscheln aber nicht in der Vollständigkeit wie in den phyllitähnlichen Gesteinen des Talgrundes. Damit parallel geht auch eine geringere texturelle Auswaltung.

#### ba. *Gesteine mit vorwiegend epizonalen Ummineralisationen*

(HdSt. 33, 71, 78, 170, 230, 233, 404, 407, 412)

#### Integrationsanalysen:

Kalifeldspatfreie Gneise				
Schl. L	71	412	233	78
Quarz	19,4	34,7	37,0	34,3
Plagioklas	57,6	44,0	44,1	59,0
Albit			0,5	
Zoisit	1,4			2,0
Calcit		7,7		

Kalifeldspatfreie Gneise				
Biotit	10,3	14,2		
Chlorit	20,5	3,2	2,8	4,0
Titanit				
Erz	0,8		1,0	
Apatit	0,3		0,3	0,7
Zirkon		0,1	0,1	
	100,0	100,0	100,0	100,0
Farbzahlen	22	21	18	5

	Kalifeldspatführende Gneise		Aplitartige Gneise			
	Schl. L	404	407	33	170	230
Quarz	28,2		28,8	42,1	38,3	36,6
Kalifeldspat					7,0	19,7
Schachbrettalbit	0,8		6,6			
Plagioklas	56,2		47,0	51,0	25,2	17,7
Serizit						21,8
Zoisit				3,9	26,6	
Biotit	4,5		2,6		2,5	
Chlorit	4,7		11,8	3,0		4,2
Erz			0,7			
Calcit	1,2		2,2			
Apatit	0,2		0,3		0,4	
	100,0		100,0	100,0	100,0	100,0
Farbzahlen	15		18	3	3	4

Die bereits in den meso- bis katametamorphen Gneisen beobachtete Saussuritisierung der Plagioklase verstärkt sich hier in dem Sinne, dass Sammelkristallisationen von Epidot und Zoisit zustande kommen, die entweder noch als Aggregate im Wirtmineral oder bereits selbständig auftreten. So werden oft grössere Ansammlungen von relativ grossen Klinozoisitsäulen beobachtet.

Die Neubildung von Albit an zersetzten Plagioklasen ist ein weiteres Merkmal, wobei die noch angedeutete Zwillingsslamellierung vom Albit übernommen wird (homoaxes Weiterwachsen). Dieses Phänomen ist zu trennen von der Albitsaumbildung um Plagioklas und -Bruchstücke, die in Kalifeldspat schwimmen.

Der Kalifeldspat, teils perthitisch entmischt Orthoklas, teils Mikroklin, wie die Beobachtungen im Gneis ergaben, ist verschwunden und durch Schachbrettalbit ersetzt. Flecken ursprünglicher perthitischer Zusammensetzung sind manchmal noch nachweisbar. Die ± vollständige Albitisierung erfolgt nur in Gesteinen mit kleinem Kalifeldspatgehalt. Sind erhebliche Kalifeldspatmengen vorhanden

(L 230), so sind die Perlhite als solche gut erhalten, trotzdem Plagioklas und Biotit fast ganz ummineralisiert sind.

Der Biotit tritt in Aggregaten auf, deren einzelne Biotite quer bis parallel zur Schieferung stehen. Kerne solcher Pakete weisen oft noch tiefbraune Blättchen auf, während die Ränder in grünen Chlorit mit tintenblauen, auch schmutzigbraunen bis -graublauen oder -olivbraunen Interferenzfarben umgewandelt sind. Andere beobachtete Zersetzungspprodukte des Biotits sind muskowitartige Blättchen und Quarzlagen, alternierend mit Biotitresten. Auch Strahlsteingaben wurden beobachtet. Stete Begleiter sind dann Titanit und oft auch Erzkörnchen mit Leukoxensaum.

Apatit und Zirkon bleiben in solchen Aggregaten erhalten.

Als neues Mineral gesellt sich Calcit zur Kombination Quarz, Plagioklas, Serizit, Schachbrettalbit, Chlorit und Akzessorien. Besonders Plagioklase und Schachbrettalbite sind poikiloblastisch durchsetzt von kleinen Calcitkörnchen. Ebenso drängt er sich in aderartigen Aggregaten zwischen Quarz und Plagioklas. Der Quarz erleidet keine weiteren Veränderungen.

bb) *Gesteine mit vorwiegend dislokationsmetamorphen Merkmalen*

Integrationsanalyse: Schl. L 105.

Quarz	11,6
Mörtelquarz	9,4
Plagioklas	13,9
Serizitfilz mit } Zoisit etc. } <td>46,7</td>	46,7
Chlorit + Biotit	18,2
Apatit	0,2
	100,0
Farbzahl	18

In der als Beispiel angeführten Integrationsanalyse kommt die Zertrümmerung deutlich zum Ausdruck. Die Quarze sind linsig ausgequetscht mit undulöser Auslöschung und Böhm'scher Streifung, oder langausgezogene Aggregate von mehreren Teilstücken, durch Mörtelquarzzenen untereinander verbunden. Sie bilden selbständige Zeilen oder zusammen mit ausgewalzten Plagioklasen die leukokraten Züge. Die letzteren lassen kaum einen erhaltenen Kern erkennen, während randliche Teile zu Serizitzügen ausgewalzt sind, in welchen noch Bruchstücke von Plagioklas schwimmen. Ausgesprochen schrerende Bewegungen müssen stattgehabt haben. In Teilstücke zer-

drückte Individuen werden beobachtet, wobei die Bruchstücke gegeneinander verschoben und gedreht erscheinen. Die Zertrümmerung kann so weit gehen, dass nur ganz vereinzelte Bruchstücke in einem Serizitgewebe schwimmen. Auch Quarz ist dann oft nur noch als Körnelquarz vorhanden. In solchen Typen ist auch von Biotit keine Spur mehr zu finden. Nur Chloritzüge, vereinzelt durchsetzt von Erz mit Leukoxensaum und Hämatitfetzchen, unterbrechen den Serizitfilz.

Die Texturen werden ausgesprochen feinschiefrig und die Strukturen lepidoblastisch mit feinkörnigem granoblastischem Gefüge von Quarz und Albit. Das Extrem ist ein seidig glänzender hellgrau-grüner Serizitschiefer mit Calcitadern.

Die beobachtete Entwicklung aus den Gneisen verbietet uns, solche im Tale häufigen Gesteine als echte Glimmerschiefer oder Phyllite zu betrachten. Sie sind rückläufig durch Diaphthorese entstandene Diaphthorite oder diaphthoritische Gneise.

Es erübrigt sich, andere Übergangsglieder zu charakterisieren. Erwähnt sei aber noch, dass in Ruschelzonen innerhalb der Biotit-plagioklasgneise die Zertrümmerung der Plagioklase ebenso weit gehen kann, während z. B. Biotite und Hornblenderelikte relativ gut erhalten sind. Auch Kalifeldspäte erscheinen nicht zersetzt, sondern nur durch parallele Brüche in Teilstücke zerlegt, wobei die Brüche durch Albit, Quarz, Klinozoisit und Calcit ausgeheilt werden.

Besonders eindrücklich können Wirkungen mechanischer Kräfte auf massive Gesteine am Schliff L 425 studiert werden (grobkörniger kalifeldspatporphyroblastischer Gneis). Da Plagioklas, Quarz, Muskowit und Chlorit gegenüber Kalifeldspat zurücktreten, wirkte sich die Dislokationsmetamorphose besonders in der Zertrümmerung der Kalifeldspäte aus. Sie sind von einem engen Netz seriziterfüllter Klüfte durchzogen. Die Teilstücke bleiben aber fast unversehrte Orthoklassubstanz mit geringer perthitischer Entmischung und geringer fleckiger Albitisierung von den Rissen aus. Schachbrettalbit ist nicht festgestellt. Zu erwarten wäre eigentlich, dass sich in den gepressten Orthoklasen Mikroklingitterung einstellt, was aber auch nicht in Spuren beobachtet werden konnte.

## 2. DIE BASISCHEN EINLAGERUNGEN (Metabasite)

Wie bereits erwähnt, nehmen in allen Profilen basische Gesteine (fast ausnahmslos Hornblendegesteine) maximal  $1/8$  an Raum ein. Daraus ist zu folgern, dass wir dieselben als Einlagerungen aufzu-

fassen haben. Die Verteilung in der Schieferhülle ist nicht gleichmässig. Sie sind in hauptsächlich drei Zonen angereichert, um 1800—1900, 2700—2800 und um 3200 m ü. M.

### a) Ultrabasische Gesteine

Vom Distelberg bis zur Wileralp liegt konkordant in aplitartigem Gneis eine Serpentin-Topfsteinzone eingelagert. Vor kurzer Zeit ist in den untersten Felsen des Rothenbergs (oberhalb Goppenstein) ein 1,2 m mächtiger Topfsteinlagergang entdeckt worden, der in der Streichrichtung des erwähnten liegt. Mit Wahrscheinlichkeit zieht sich daher durch das ganze Lötschental, d. h. durch das ganze westliche Aarmassiv eine schmale lagergangartige ultrabasische Zone. (Das Topfsteinvorkommen unterhalb Mitthal im untern Lötschental liegt in einer südlicheren Zone.) Sie weist mehrere linsige Verdickungen auf, die mächtigste auf Nestalp (ca. 10 m), wo bis in das beginnende 20. Jahrhundert Topfstein für Ofenplatten abgebaut wurde (Lit. 41). Häufig wird im Kontakt damit hellgrüner Aktinolithschiefer getroffen. Schmälere Verbindungszonen sind oft ausgequetscht und fühlen sich seifig an (Talkschiefer?).

#### aa) Serpentin vom Distelberg (Hdst. 17)

Es ist ein 8 cm breiter Gang, konkordant in schiefrigem Biotitgneis liegend, mit einem 5 mm breiten Kontaktsaum von relativ grossen gebleichten Biotittafeln. Er ist weder nach E noch nach W verfolgbar, liegt aber genau in der streichenden Fortsetzung des mächtigen Ganges der Nestalp.

Die Grundmasse ist ein dichtes, filzigstrahliges Aggregat von blättrigem Antigorit. Wolkig darin verteilt liegen ebensolche Aggregate von 10—20 mal grösseren Blättchen. Ebenso treten in strahligen Nestern gröbere Chloritaggregate auf. Der Pleochroismus derselben ist aber so gering, dass Übergänge zu Blätterserpentin angenommen werden müssen. Einzelne solche Chloritblättchen besitzen einen Kern von violettbraunem Biotit (Pleochroismus schwarzbraun bis blasslilabraun). Die Chlorite sind von Erzstaub und Erzspießchen durchsetzt, die auf basalen Schnitten hexagonal angeordnet sind. Auch kleinste Titanitkörnchen treten auf. Basal geschnittene Biotitblättchen schillern lilagrau (Ti?). Im dichten Serpentin erscheinen kleinste unbestimmbare Körnchen mit einem pleochroitischen Hof (Zirkone?).

Das Gestein ist von einem Netz von ca. 1 mm breiten Chrysotilladern durchzogen. Die Fasern stehen quer zur Ader und sind verbogen, was deutlich durch die parallel zur Kluftwand wandernde Auslöschung zum Ausdruck kommt. Irgendwelche Relikte von Hornblende, Augit oder Olivin sind nicht nachweisbar.

ab) *Aktinolithschiefer vom Hohwitztenrück* (Hdst. 176)

Es ist die durchschnittlich 40 cm breite Randfacies des Serpentin-Giltsteinzuges, der mehrmals als Verbindung Hornblendite führt. Im Kontakt mit dem aplitartigen Gneis bilden sich grosse quergestellte Biotittafeln. Das hellgrüne Gestein ist monomineralisch granoblastisch, texturell schwach schiefrig. Nur vereinzelte Hämatittäfelchen finden sich in den Strahlstein eingebettet.  $c/n_{\gamma}$  wurde zu 9, 10 und  $13^{\circ}$  gemessen,  $2V$  zu  $80^{\circ}$  ( $-$ )  $r > v^*$ .

ac) *Hornblendite*

Sie sind auf die mittleren Zonen um 2200—2500 m ü. M. beschränkt, bilden hier aber mehrere meist nicht über 2 m mächtige konkordante Einlagerungen. Manchmal keilen sie rasch aus, können aber auch mehr als 100 m lang werden. Mineralogisch sind sie zu 80—90% aus intensiv brauner Hornblende mit einem Pleo-

\*) Die Auslöschungsschiefe der Hornblenden wurde durchwegs mit Hilfe des Fedorowtisches nach der Methode von BURRI (Lit. 112) bestimmt. Zugleich ist dabei in günstigen Schnitten  $2V$  eingemessen worden. Dazu eignen sich besonders  $\pm$  senkrecht  $c$  geschnittene Individuen, die zwei unter dem bekannten Prismenwinkel der Amphibole sich schneidende Spaltbarkeiten aufweisen. Mit Vorteil kann in solchen Schnitten auch die Auslöschungsschiefe auf (010) bestimmt werden, weil die  $c$ -Achse durch die beiden eingemessenen Spaltbarkeiten genauer festgelegt wird, als mit der in Schnitten  $\pm$  parallel  $c$  nur durch Konstruktion ermittelten optischen Richtung  $n_{\beta}$ . Außerdem braucht die mit der stärksten Absorption zusammenfallende Richtung  $n_{\gamma}$ , die in intensiv gefärbten Hornblenden nie mit genügender Genauigkeit ermittelt werden kann, nicht eingemessen, sondern nur konstruiert zu werden. Die Achsendispersion ist nach Möglichkeit mitbestimmt worden. Erfahrungsgemäß kann aber die Wölbung der Isoglyren in Dünnschliffen normaler Dicke (0,02—0,03 mm) selten ganz eindeutig beobachtet werden.

Auch die Doppelbrechung der Hornblenden wurde mit Hilfe des Berekompensators eingemessen. Dabei zeigte sich, dass die Schliffdicke nur mit Quarz eindeutig festgelegt werden konnte; Plagioklas eignet sich in diesen Gesteinen wegen seiner Saussuritisierung nicht.

In monomineralischen Gesteinen, wie den vorliegenden Aktinolithschiefern und den Hornblenditen kann mit dem Berekompensator keine Doppelbrechung bestimmt werden, weil keine Vergleichsmineralien zur Ermittlung der Schliffdicke zur Verfügung stehen.

chroismus von sienabraun bis blassockerbraun gebildet.  $c/n_{\gamma}$  ist zu 8 und  $14^0$  und  $2V$  zu  $73^0$  (—) bestimmt worden. Fleckig sind sie auch olivbraun. Plagioklas, bzw. Klinozoisit-Epidot-Pseudomorphosen nach Plagioklas füllen nur Zwickel aus und korrodieren die Hornblenden. Um die Einbuchtungen sind dieselben dann ausgebleicht. Vereinzelt treten idiomorphe kleine Plagioklase als Kerne der Hornblenden auf.

Strukturell sind die Hornblendite lappig-granoblastisch bis poliklastisch mit Andeutung nematoblastischen Gefüges infolge der Regelung der Hornblenden. Die Textur ist massig bis schiefrig.

Solche Hornblendite sind oft unregelmässig, schlierig durchadert (nicht lagig wie Amphibolite) von einem wirren Aggregat von Klinozoisitsäulen und Epidotkörnern mit Titanit. Darin treten nadelige Hornblenden auf. Die helleren Partien führen auch grössere Hornblenden. Vereinzelt finden sich Apatite. Solche anorthositische Restlösungen, jetzt als Zoisit-Epidotaggregate vorliegend, bilden in schlierigen Partien grössere aplitartige Massen und zersetzen die Hornblenden (Epidotisierung).

Ähnliche Hornblendite zeigen grünliche Hornblenden (Pleochroismus blassgrün bis blassgelb), die von zersetzen Plagioklasen aufgezehrt oder senkrecht der Basis in Teilstücke zerlegt werden. Optische Daten dieser Hornblende:  $c/n_{\gamma}$   $11-12^0$ ,  $2V$   $82^0$  (—);  $c/n_{\gamma}$   $13-14^0$ ,  $2V$   $88-90^0$  (—), Achsendispersion  $r < v$ .

Die eingehende Bearbeitung dieser ultrabasischen Gesteine bleibt im übrigen einer besonderen Mitteilung vorbehalten.

b) Basische Gesteine eindeutig eruptiven

Ursprungs (Orthoamphibolite)

ba) *Diopsid führender Amphibolit*

Am Schafberg 2860 m ü. M. durchzieht ein durchschnittlich 4 m mächtiger diopsidführender lagiger Amphibolitgang konkordant die dunklen feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneise. Auf dem Hauptbruch schillern die Hornblenden bläulich.

Integrationsanalyse (Schl. L 201):

Plagioklas	54,1	Erz (Titaneisen)	5,9
Hornblende	31,3	Apatit	0,6
Diopsid	4,6	Quarz	0,8
Titanit	2,7		100,0

Farbzahl 45

(Vergleiche TRÖGER (Lit. 114) No. 390.)

Es ist das einzige, während der mehrjährigen Geländebegehungen aufgefundene, augitführende Gestein. Seine Textur ist massig und nur durch die angedeutete lagige Sonderung in feine Streifen gering schiefrig, die Struktur lappig- bis fransiggranoblastisch, durch die Einregelung der prismatischen Hornblende in den dunklen Lagen nematoblastisch.

Die lappig verzahnten und korrodierten Plagioklase sind als solche nur in wenigen Individuen einigermassen erhalten und erlaubten eine Anorthitgehaltsbestimmung. Es wurden Werte zwischen 48 und 55% gefunden. Meist sind sie vollständig saussurisiert. Serizitschüppchen wurden nur vereinzelt festgestellt. Das feinkörnige, filzige Aggregat hat leuchtend indigoblaue Interferenzfarben (Klinozoisit) und grüngelbliche höherer Ordnung (Epidot). Der Plagioklasgrund ist auch mit starker Vergrösserung kaum mehr nachweisbar. Vereinzelt treten reine Albite auf (3% An), wahrscheinlich Neubildungen. (In einem solchen Albit wurde (110) als Zwillings- und Verwachsungsebene festgestellt.)

Die Hornblenden sind von Plagioklas korrodiert und daher lappig und fransig. Oft sind nur noch Zwickel vorhanden. Allgemein von rötlichbrauner Farbe, weisen sie nur einen geringen, bloss in der Intensität verschiedenen Pleochroismus von blassrosa-braun bis fast farblos auf. Als  $c/n_{\gamma}$  wurden 9 und  $11^0$  gemessen. Zur Bestimmung von  $2V$  lag kein günstiger Schnitt vor. Wahrscheinlich ist die Hornblende teilweise ein Umwandlungsprodukt des Diopsids, wie bräunliche „Uralitsäume“ um die Diopside beweisen.

**Diopsid:** Es sind zerfranste grünlich-graue Körner mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit. Kristallographische Kanten sind nur selten entwickelt, d. h auch die Diopside sind fransig-lappig von Plagioklas korrodiert. Pleochroismus ist nicht nachweisbar. Die Interferenzfarben sind grau bis hellbläulich und deuten auf eine erhebliche Achsendispersion.  $c/n_{\gamma}$  beträgt  $39^0$  im stumpfen Winkel,  $2V 60^0 (+)$ . Die meisten Diopside führen einen Saum von blass-bräunlicher Hornblende. Das Gestein ist durchspickt mit kleinen elliptischen Titanitzwillingen und -Vierlingen, was die Vermutung, dass es sich um ein gabbroides Ganggestein mit erheblichem Titangehalt der Augite handelte, erhöht. Auch viele kleine, optisch positive Apatite (Karbonatapatite) oft mit hexagonalen Querschnitten sind festgestellt. Titaneisen bildet lappige Klexe bis  $1/2$  mm gross.

bb) *Amphibolitlagergang am Schafberg, 2 m mächtig*

Integrationsanalyse (Schl. L 99):

Plagioklas	40,8
Klinozoisit + Epidot	6,8
Hornblende	35,4
Titanit	2,0
Erz (Magnetit) (Titaneisen)	15,0
	100,0
Farbzahl	52 (59)

Die Textur ist massig grobkörnig bis schwach schiefrig. Einzigartig aber ist die ophitische Struktur in dieser Amphiboliteinlageung in kristallinen Schiefern. Sperrige Plagioklasleisten bilden das Gerüst und intersetal füllen die Hornblenden die Lücken. Es ist das einzige Amphibolitvorkommen mit dieser guterhaltenen Erup- tiv- bzw. Ganggesteinssstruktur. Die Plagioklase sind vollständig saussuritisiert, so weitgehend, dass selbständige Klinozoisit-Epidot- aggregate auftreten.

Die Hornblende ist bald olivgrün, bald braun. Intensive Farben sind nur reliktisch in Kernen zu sehen. Die meisten Hornblenden sind bis blassgraubraun gebleicht. Als  $c/n_{\gamma}$  wurden 16, 20 und  $21^0$  gemessen,  $2V\ 81^0$  (—),  $r < v$ ,  $n_{\gamma} - n_{\alpha} 0,023$ ,  $n_{\beta} - n_{\alpha} 0,0134$  (BEREK)  $2V$  berechnet:  $80\frac{1}{2}^0$ . Die Hornblenden sind so stark durch Plagioklas korrodiert, dass diablastische Durchdringung zustande kommt.

Elliptisch-spiessige Titanatkörnchen durchsetzen das Gestein. Der beträchtliche Erzgehalt ist zu einem Drittel Magnetit mit blau-schwarzen Reflexen und zu zwei Dritteln Titaneisen (bräunlichlila-grau) mit Leukoxensaum.

bc) *Als Sill auftretende Amphibolite (Hdst. 444)*

Solche ausgesprochene Lagergänge von meist 10 cm Mächtigkeit (auch nur 1 bis 20 cm) sind nur in den Arealen der graniti- sierten Gneise beobachtet worden. Oft verlaufen sie geradlinig mit schwachwelliger Begrenzungsfläche gegen den Gneis; meist aber schmiegen sie sich krummlinig, bewegt den gestauchten Formen und Falten des Gneises an. Nicht selten trifft man S-förmig gewundene Teilstücke. Trotz dieses unregelmässigen Verlaufes sind sie daher als echte Sill, die konkordant im umgebenden Gestein liegen, zu betrachten. Sie entwickeln stets eine schmale (7—8 mm) glimmer- reiche, feinkörnige salbandartige Randfacies gegen den Gneis, wel- cher am Kontakt ca. 20 mm breit aplitartig wird.

Die Textur erscheint im Handstück und im Kleinbereich gering schiefrig. Eine poikiloblastische Struktur wird durch die Erzdurchsetzung erzeugt.

Mineralbestand: Klinozoisit-Epidot-Serizitfilz bildet noch die xenoblastischen Formen der ehemaligen Plagioklas ab. Auch die Hornblenden sind meist ohne Eigengestalt, grösstenteils gering ausgebleicht und fleckig. Kerne weisen noch deutlichen Pleochroismus auf ( $n_\gamma$  (oliv)-braun,  $n_\beta$  bräunlich,  $n_\alpha$  blassrosabrown).  $c/n_\gamma$  beträgt  $10^0$  und  $2V 82^0$  (—). Am Kontakt mit Quarz aggregaten werden die Hornblenden grünlich, randlich ist oft eine Umwandlung in tiefbraunen Biotit bemerkbar. Beide Hauptmineralien, die Hornblende stärker, sind vollständig mit kleinen rundlichen Titaneisenkörnchen, die stets mit einem Leukoxensaum versehen sind, durchspickt.

Das Gestein ist von limonitischen Bewegungsflächen durchzogen, die den Hornblenden entlang und durch sie hindurch verlaufen. Zum Kontaktsum schiefe Brüche sind mit feinkörnigen, schwach undulösen Quarzagggregaten ausgeheilt. Auch dünne Erzäderchen durchziehen das Gestein (Sammelkristallisation auf Rissen).

### c) Granatamphibolite

Vier verschieden breite Zonen von 2—20 m Mächtigkeit sind am Schafberg in den Höhen zwischen 2700 und 2800 m ü. M. beobachtet und studiert worden. Die Zonen lassen sich aber vom Beichpass bis zur Kleealp verfolgen. Die Granatamphibolite stehen in engem Zusammenhang mit gewöhnlichen granatfreien Amphiboliten. In letztern liegen mehrere  $1/2$  m breite Granatamphibolitbänder und durch 20 m mächtige Granatamphibolitzonen ziehen mehrmals schmale granatfreie Lagen von  $1/10$  bis 2 m Breite. Einzelne Zonen müssen ihres geringen Granatgehaltes wegen auch bloss als granatführende Amphibolite bezeichnet werden.

Die umgebenden Gesteine sind gewöhnliche und granitisierte Biotit-Plagioklasgneise. Auch aplit-pegmatitartige Bänder durchziehen die Granatamphibolite.

Schmale glimmerreiche Kontaktäume bilden die Begrenzung gegen die Gneise. Auch die ausgesprochen braunen Hornblenden sprechen für Orthocharakter der Granatamphibolite. Aber die alternierende Bänderung granatfreie-granatführende Amphibolite deutet wieder auf Paracharakter, indem diese durch Unterschiede im Chemismus der Ausgangssedimente begründet wäre. (Vergleiche Lit.

105, S. 84.) Wir werden versuchen, mit Hilfe einer chemischen Analyse die Frage zu entscheiden. Die Granate sind gleichmässig verteilt, nur selten treten wolkige Anhäufungen auf. Meist konnten pro  $\text{dm}^2$  10—12 rundliche Individuen gezählt werden. Die Grösse schwankt zwischen 6—8 mm Durchmesser, nur ausnahmsweise 12—15 mm. Mehr als  $\frac{3}{4}$  der Granatsubstanz ist zersetzt, 'Bloss ganz kleine Kerne erscheinen blassrötlich. Die kleineren Klexe enthalten keinen Granatkern mehr. Auf frischem Bruch sind die Granate nicht gut zu erkennen, fallen aber auf verwitterter Oberfläche auf.

#### Integrationsanalyse (Schl. L 220):

Amphibolitgrundsubstanz	Granatamphibolit
Plagioklas	31,0
Hornblende	65,0
Erz (Titaneisen)	2,0
Leukoxen	0,3
Apatit	0,2
Quarz	1,5
	100,0
	100,0
Farbzahl	67
Farbzahl	68

Der Granatanteil wurde nicht mit dem Integrationstisch vermessen. Auf einer Fläche von  $2 \text{ dm}^2$  sind alle Granatkerne als Kreisflächen und die Kelyphitränder als Kreisringe berechnet und mit der Integration des granatfreien Anteils wieder auf 100 verrechnet worden.

Die Textur erscheint im Grossbereich durch etwas unregelmässig lagige Sonderung schiefrig, u. d. M. aber massig mit gering ange deuteter Schieferung. Die ursprünglich granoblastisch-porphyroblastische Struktur ist durch die Zersetzung der Hauptmineralien schwach poikiloblastisch bis diablastisch geworden.

Die Plagioklase sind nicht mehr als solche zu erkennen. Sie sind vollständig saussuritisiert und lassen selten noch Zwickel albitischer Grundmasse erkennen. Die Hornblenden sind braun bis olivgrün. (Pleochroismus  $n_\alpha$  blassbräunlichgelb bis blassgrünlichgelb,  $n_\beta \cong n_\gamma$  kräftig sienabraun bis braunolivgrün.) (Absorption  $n_\gamma \geq n_\beta \gg n_\alpha$ ) Optische Daten: braune Hornblenden:  $c/n_\gamma 16-17^\circ$ ,  $2V 68^\circ (-)$ , Dispersion  $r > v$ ,  $n_\gamma - n_\alpha 0,0273$ ,  $n_\gamma - n_\beta 0,0082$ ,  $n_\beta - n_\alpha 0,0191$ . Daraus wurde  $2V$  zu  $66^\circ 36'$  berechnet, was mit dem ge-

messenen Wert  $2V = 68^\circ$  gut übereinstimmt. Braungrüne Hornblenden:  $c/n_y$  26—28°. Häufig sind die Hornblenden fleckig, wobei in braunen, senkrecht  $c$  geschnittenen, einzelne Spaltungsrhomben olivgrüne Töne aufweisen. Die braune Hornblende ist sicher die ursprüngliche. Erz mit Leukoxen als Spaltrissfüllung tritt oft auf.

**Granat:** Die blassrötlichen, nahezu farblosen Kerne sind regellos gespalten, die Spaltrisse scharen sich aber um 2 sich etwa rechtwinklig schneidende Maxima. Fast alle Risse sind mit Chloritschüppchen angefüllt.

Die Kelyphitränder sind ein Aggregat von Klinozoisit, Epidot und Titanit. Oft finden sich auch innerhalb der Granatsubstanz kleine Epidotkörnchen. Kleine ehemalige Granate sind vollständig epidotisiert. Die Granatamphibolite sind von kleinen Titaneisenkörnchen mit Leukoxensaum durchsetzt. Ebenso treten kleine Apaite in den Hornblenden auf. Zwischen die letztern drängen sich kleine, libellenerfüllte Quarzzwickel. Die schwache Grünfärbung der Hornblende scheint mit dieser Durchtränkung zusammenzuhängen.

**Chemismus:** HdSt. 220, Schafberg ca. 2700 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
$\text{SiO}_3$	48,19	8024	8024	si	114
$\text{Al}_2\text{O}_3$	11,94	1171	2342	al	16,5
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,06	317	634	fm	54
FeO	9,70	1350	1350	c	23,5
MgO	7,10	1761	1761	alk	6
CaO	9,28	1655	1655		
$\text{Na}_2\text{O}$	1,64	265	530	ti	3,5
$\text{K}_2\text{O}$	1,31	139	278	p	0,27
MnO	0,27	38	38	h	26,5
$\text{TiO}_2$	1,84	230	230	$\text{co}_2$	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,27	19	38		
$\text{H}_2\text{O} +$	3,38 *)	1876	(1876)	k	0,34
$\text{H}_2\text{O} -$				mg	0,47
$\text{CO}_2$	0,02	5	(5)	$\pi$	0,49
	100,00			$\gamma$	0,18
				c/fm	0,44
				qz	— 9

**Analytiker:** H. LEDERMANN.

**Zusammensetzung:** hornblenditisch mit etwas zu kleinem fm (mg) und zu hohem c.

\*)  $\text{H}_2\text{O}$  1,42 + Manko 1,96.

Basis		Kata-Mol.-Norm			Modalbestand		
Kp	4,97	Or	8,29			Vol. %	Gew. %
Ne	9,42	Ab	15,70	{	Fel	1,45	1,24
Cal	13,59	An	22,66		Plagioklas	29,95	26,05
Cs	7,42	Wo	9,89		Hornblende	62,60	65,10
Fs	5,60	Hy	12,73	{	Kelyph.	2,90	3,13
Fa	12,35	En	20,87	{	Granat	0,70	0,92
Fo	15,65	Q	2,30		Erz	1,92	3,05
Ru	1,36	Ru	1,36		Titanit	0,24	0,26
Q	29,04	Mt	5,60		Apatit	0,24	0,25
Cp	0,60	Cp	0,60			100,00	100,00
100,00		100,00			Spez. Gewicht		
Or : Ab : An		Ab : An			gem. 3,044		
18 : 34 : 48		41,5 : 58,5			ber. 3,072		

Molekularwerte:	si	al	fm	c	alk	k	mg
Granatamphibolit (L 220, Schafberg)	114	16,5	54	28,5	6	0,34	0,47
Normalgabbroides Magma	108	21	51	22	6	0,2	0,5
Hornblenditisches Magma	80	15	60	20	5	?	0,6

## Ähnlich zusammengesetzte Eruptiv- und metamorphe Gesteine:

Diabas No. 390 (TRÖGER, Lit. 114)	120	22,5	50	20	7,5	0,26	0,49
Bas. metam. Gestein Grimselpass- höhe (Ch. schw. Gest. II/304)	115	14,5	52	27	6,5	0,44	0,70
Hornblendit (Grimsel) (Ch. schw. Gest. II/37)	113	13	60,5	19,5	5	0,53	0,78

d) Dioritähnliche, massive Amphibolite

Auch diese besonderen Typen treten konkordant eingelagert als mehrere Meter breite Lagergänge auf. Sie wurden in dieser Ausbildung nur in Höhen um 3000 m ü. M. am Schafberg und an den Gletscherspitzen geschlagen.

## Integrationsanalysen:

Schl. L	115	380
Plagioklas	45,7	50,0
Klinozoisit-Epidot		5,8
Hornblende	52,0	42,1
Chlorit	0,5	
Titanit		
Erz	1,4	
Apatit	0,4	0,1
Quarz		0,4
	100,0	100,0
Farbzahlen	54	50

Textur: im Kleinbereich massig, besonders No. 380, im Grossbereich schiefrig, besonders No. 115.

Struktur: verzahnt granoblastisch bis diablastisch.

Fast alle Plagioklase sind ganz saussuritisiert. Dabei können von filzig erfüllten Individuen bis zu solchen mit grösseren Klinzoosit-Epidotsammelkristallisationen Zwischenstadien beobachtet werden. Schätzungsweise  $\frac{1}{10}$  der Plagioklase zeigt einen fast klaren Grund mit nur geringer Serizitisierung. Mehrere An-Gehalt-Vermessungen der letztern ergaben Werte von 0—18% An. Wir glauben nicht, dass es sich dabei um zwei verschiedene Plagioklas-generationen handelt. Die Albite bis Oligoklase sind nur die Überreste basischer Feldspäte, deren Anorthitgehalt mehr oder weniger herausgelöst wurde und nun als schmale Klinzoosit-Epidotäderchen das Gestein durchsetzt. Die Adern sind daher aus dem Gestein selbst mobilisiertes Material und bedeuten keine Zufuhr. Klinzoosit tritt als Körnchenaggregate, als grössere Einzelindividuen und als Adern auf, bildet also Übergänge vom Saussurit bis zu den Adern.

Die intensiv braune Hornblende mit einem Pleochroismus von  $n_g$  umber-sienabraun,  $n_a$  blassockerbraun sind  $\pm$  isometrisch, aber ohne Eigengestalt. Sie werden von Plagioklas bauchig-lappig korrodiert, oft sogar parallel der prismatischen Spaltbarkeit in Teilstücke zerlegt. Sie erscheinen daher lappig, fransig und stenglig, oft nur noch als Skelett. Im Kontakt mit den Epidot-Klinzoositäderchen werden sie stark ausgebleicht.  $c/n_g$  wurde in braunen Exemplaren zu  $9^0$ , in andern zu  $18$ ,  $20$  und  $22^0$  bestimmt,  $2V 76^0$  (—),  $r > v$ . Die Doppelbrechung  $n_g - n_a$  wurde mit dem Berekompensator in braunen Hornblenden zu 0,0238, in gebleichten olivgrünen zu 0,0184 bestimmt. Da aber im Schliff kein messbarer Quarz auftritt, musste die Schliffdicke mit einem Albitkorn bestimmt werden, dessen Doppelbrechung nicht genau bekannt war. Sie wurde für  $Ab_{90}An_{10}$  zu 0,0090 eingesetzt. Hornblendezwillinge sind häufig.

Als Nebengemengteile treten Apatit, Titanit und Erz auf, als Übergemengteil kleinste Quarzzwickel.

#### Chemismus: HdSt. 380, Gletscherspitzen ca. 3000 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
$SiO_2$	52,05	8666	8666	si	139
$Al_2O_3$	20,10	1972	3944	al	31,5
$Fe_2O_3$	0,66	41	82	fm	34,5
FeO	6,47	901	901	c	23,5
MgO	4,61	1143	1143	alk	10,5
CaO	8,23	1468	1468		
$Na_2O$	3,18	513	1026	ti	0,75
$K_2O$	1,35	143	286	p	0,13
$MnO$	0,02	3	3	h	14

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
TiO <sub>2</sub>	0,37	46	46	co <sub>2</sub>	3,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	8	16		
H <sub>2</sub> O +	1,54	888	(888)	k	0,22
H <sub>2</sub> O -	0,06			mg	0,54
CO <sub>2</sub>	0,81	184	184	π	0,50
	99,58			γ	0,06
				c/fm	0,69
				qz	-3

Analytiker: TH. HÜGI.

Zusammensetzung: péléeitisch bis belugitisch.

Basis		Kata-Mol.-Norm			Modalbestand		
Kp	4,88	Or	8,13				
Ne	17,51	Ab	29,18	Fel = 74,75	Quarz	0,40	0,35
Cal	22,48	An	37,44		Plagioklas	50,00	45,20
Cs	1,10	Wo	1,47		Zoisit	5,75	6,40
Fs	0,70	Hy	8,92	Pyr = 23,39	Hornbl.	42,10	45,26
Fa	7,71	En	13,00		Titanit+Erz	1,65	2,71
Fo	9,75	Fa	0,67	Ol = 0,67	Apatit	0,10	0,10
Ru	0,26	Ru	0,26			100,00	100,00
Q	35,38	Mt	0,70	Akz. = 1,19			
Cp	0,23	Cp	0,23				
	100,00		100,00				
		Or : Ab : An	Ab : An		Spez. Gewicht		
		11 : 39 : 50	44 : 56		gem.	2,941	
					ber.	2,967	

## Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Diorit L 380 Gletscherspitzen	139	31,5	34,5	23,5	10,5	0,22	0,54
Belugitisches Magma	130	29	32	29	10	0,15	0,5
Péléeitisches Magma	180	33	32	23	12	0,2	0,45

## Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine

Malchit No. 334 (Gabbrodiorit-aplit) (TRÖGER, Lit 114)	166	30,5	36	20,5	13	0,19	0,48
Diorit, Rossbodenstock, Etzli-tal, Ch. schw. Ges. II/53	146	29	35,5	25	10,5	0,17	0,52

Bei der Betrachtung von Dünnschliff und Handstück fällt die ausgesprochene epimetamorphe Beeinflussung auf. Die Hornblenden erscheinen auch im Handstück ausgebleicht (graubraun). Diese Einwirkung äussert sich so, dass nicht bloss Titan und Eisen als Ilmenit aus der Hornblende ausgeschieden werden (nach Beobachtungen im Dünnschliff), sondern auch Calcium. Es ist daher wahrscheinlich, dass das CaO der Zoisitaderchen nicht nur aus den Plagioklasen, sondern auch aus den Hornblenden stammt. Dass ur-

sprünglich intensiv braune, basaltische Hornblenden vorlagen, ist durch die relikthafte Erhaltung in Flecken bewiesen.

Ob die epimetamorphe Einwirkung auch Alkalien aus den Hornblenden abwandern lässt, was wir für wahrscheinlich halten, können wir nicht belegen, da keine Hornblendeanalyse ausgeführt wurde. Über die Menge und das Verhältnis der Alkalien in den Hornblenden können die im Originaltext durchgeführten Normberechnungen ja keine Auskunft geben, da die Or-Komponente der Plagioklase nicht bekannt ist, sondern nur aus Analogieschlüssen grob geschätzt werden kann.

Aus der Gesamtheit der Beobachtungen lässt sich folgern, dass das Gestein 380 ein epimetamorpher Diorit ist.

#### e) Gewöhnliche Amphibolite

Wir verstehen unter gewöhnlichen Amphiboliten schiefrige,  $\pm$  feinlagig gesonderte, in der Hauptsache nur aus Plagioklas und Hornblende in wechselndem Verhältnis gebildete Gesteine (Plagioklas- und Hornblendelagen je ca. 0,5 bis 2 mm breit).

Sie besitzen unter allen basischen Gesteinen die grösste Verbreitung und nehmen ungefähr  $1/20$  des gesamten Raumes der kristallinen Schiefer des Untersuchungsgebietes ein. Lagergänge von 2 bis 4 m Mächtigkeit sind am häufigsten; es treten aber auch schmälere und breitere auf, z. B. bis 40 m mächtige. Langgestreckt linsige und auch schollig im Biotitgneis und aplitartigen Gneis schwimmende wurden beobachtet.

Das Nebengestein wird fast ausschliesslich von Biotitgneis gebildet, manchmal auch von aplitartigen Teilen desselben. Schmale, glimmerreiche Randfacien entwickeln sich wohl in einigen Fällen (ähnlich den Salbändern der Sills, aber ohne dass gleichzeitig auch der Gneis am Kontakt verändert würde), aber wie später zu beschreibende Beobachtungen zeigen werden, sind solche Umwandlungen an Inhomogenitätsstellen viel eher der Dislokationsmetamorphose zuzuschreiben. In vielen Fällen lösen sich Amphibolit und Biotitgneise ohne jegliche Veränderungen am Kontakt einfach ab. Leider sind in den kristallinen Schiefern des Lötschentales nirgends Gesteine wie Marmore zu finden, die auf kontaktmetamorphe Einwirkungen eventueller basischer Intrusiva empfindlicher wären als regional umgeformte Biotitgneise. Wir müssen uns daher für alle nachstehend beschriebenen Amphibolite eine Einreihung in Para- oder Orthogesteine versagen, und sind der Überzeugung, dass dies nur möglich ist, wenn 1. ein eindeutig relikthafter Mineralbestand

(z. B. Augit), oder 2. eine erhaltene eindeutige Eruptiv- bzw. Ganggesteinssstruktur (z. B. ophitisch) oder 3. ein eindeutig eruptiver geologischer Verband (z. B. Sillform) mit wenigstens relikthafte erhaltener kontaktmetamorpher Einwirkung auf Orthocharakter hinweisen.

Braune, basaltische Hornblenden in Verbindung mit beträchtlichem Titangehalt weisen einen Amphiboliten wohl einwandfrei den Orthogesteinen zu. Sobald braune Hornblenden verschwinden und olivgrünen bis grünen Platz machen, was meist im Zusammenhang mit höherem Quarzgehalt oder schlieriger Aufblätterung der Amphibolite durch Plagioklas festgestellt wird, ist die Einreihung in Ortho- oder Paragesteine problematischer. Trotzdem Übergänge der Hornblenden von braunen bis grünen oft auftreten, also keine Hindernisse für die Einreihung unter die Orthogesteine vorliegen, ist die Stellung solcher Amphibolite zu unsicher. Es zeigt sich auch, dass mit wenigen Ausnahmen immer braune, zum mindesten olivbraune Relikte von Hornblenden auch in Amphiboliten mit intensiver Verquarzung auftreten. Betrachten wir alle Relikte brauner Hornblenden als magmatischen Ursprungs, so werden damit mehr als  $\frac{2}{3}$  aller Amphibolite zu Orthogesteinen gestempelt.

ea) *Gewöhnliche Amphibolite mit brauner Hornblende*

Integrationsanalysen:

Schl. L	102	103	183
Plagioklas	35,9	37,5	
Klinozoisit-Epidot	4,3	9,0	42,9
Hornblende	54,9	52,2	52,2 (± Chlorit)
Titanit + Erz	1,6		4,1 (+ Leukoxen)
Apatit		1,3	
Quarz	3,3		0,8
	100,0	100,0	100,0
Farbzahlen	57	54	56

Die Textur ist durchwegs schiefrig, die Struktur lappig-granoblastisch bis nematoblastisch, auch gering poikiloblastisch.

Hdst. No. 102 und 103 entstammen einer 30 m mächtigen, durch und durch gleichartig mittelkörnigen Amphibolitzone (No. 103 aus dem Zentrum, No. 102 aus randlichen Teilen nahe dem Kontakt mit pegmatitartigen Gneisen).

Der Quarzgehalt steht in direkter Abhängigkeit von der Entfernung von diesem Kontakt und verliert sich nach bereits ca. 20 cm. Quarz tritt als undulöse Zwickel auf, die gegen den Kontakt hin sich

mehren und grösser werden. Die Hornblenden werden von ihm bauchig korrodiert. Oft dringen Quarzkanäle (im Schliff als Kanäle erkenntlich, im Raum flächenhaft aufzufassen) parallel der Basis bis zum Zentrum eines Hornblendekristalls vor. Kleinere Hornblenden, die vollständig von Quarz umfasst sind, geben sich nur noch durch ihre  $\pm$  idiomorphe Umgrenzung als ehemalige Hornblenden zu erkennen und sind jetzt als Pseudomorphosen eines Epidot-Titanit-Erz-Chlorit-Biotit-Aggregates nach Hornblende vorhanden. In einem Schliff sind myrmekit- bis eutektartige Verwachsungen von Quarz und Hornblende beobachtet worden.

Der Plagioklas ist durch Saussurit ersetzt. In der Intensität der Saussuritisierung ist in kontaktnahen und kontaktfernen kein Unterschied feststellbar, wenn man nicht die Bildung grösserer Mengen selbständiger auftretender Klinozoisit-Epidotaggregate (9% statt 4,3%) einer grösseren ursprünglichen Basizität zuschreiben will. Durch das buchtige Anfressen der Hornblenden durch die Plagioklase werden die letztern auch ganz xenomorph.

Die Hornblenden sind lebhaft braun ( $n_{\gamma}$ ) bis rötlichocker ( $n_a$ ) pleochroitisch oder bräunlich olivgrün bis bräunlich grauocker. Viele Hornblenden sind fleckig mit braunen Relikten. Optische Messungen im Schliff 103 ergaben:  $c/n_{\gamma}$  14, 16, 18°,  $2V$  76° (—)  $r > v$ ; im Schliff 102:  $c/n_{\gamma}$  20, 22°,  $2V$  72° (—),  $r \geq v$ . Um die Korrosionslöcher werden Ausbleichungen zu fast farblosen Hornblenden festgestellt. Zwillinge sind häufig.

Die wenigen Akzessorien sind an die Umgebung der Hornblenden gebunden. Es sind kleine elliptische Apatite, häufig Titanatkörnchen, auch als Leukoxensaum um Titaneisen, dunkelblaugraue Erzkörnchen (Magnetit) und ganz vereinzelt Zirkone.

### eb) *Gewöhnliche Amphibolite mit grünen Hornblenden*

#### Integrationsanalysen:

Schl. L	325	328
Plagioklas:		
Klinozoisit-Epidot	13,4	27,7
Serizitfilz + Grundm.	16,6	22,7
Hornblende	70,0	49,6
	100,0	100,0
Farbzahlen	70	50

Textur: No. 325 schiefrig

No. 328 schiefrig bis massig (schlierig)

Struktur: No. 325 granoblastisch bis nematoblastisch

No. 328 granoblastisch.

Beide Handstücke entstammen derselben grossen Amphibolitmasse des Hohgleifengebietes, No. 325 dem südlichen Teil nahe am Kontakt mit dem ausgewalzten Amphibolit No. 324 (siehe unten), No. 328 den nördlichen Teilen am Kontakt mit der pegmatitartigen Zwischenschaltung No. 329 (siehe unten) zwischen den Augengneisen No. 327 (siehe oben) und dem Handstück 324 ähnlichen Amphibolittypen.

Die pegmatitartige Zone imprägniert einerseits den südlich anstehenden Gneis (327); die Sprossung der linsigen Augen darin steht in Zusammenhang damit; anderseits löst sie den Amphibolit 328 gegen Norden schollig auf. Bemerkenswert ist, dass der Kalifeldspatgehalt sich gegen den Amphibolit hin verliert, in Amphibolitnähe nur eine granoblastische Quarzplagioklasmasse festgestellt wird und an der scholligen Aufteilung der Amphibolite schliesslich nur noch Plagioklas teilnimmt. Lagig gesonderte Amphibolite werden an diesem Kontakt grobkörniger und richtungsloskörnig (granoblastisch). Der Plagioklasanteil der Amphibolite wird am Kontakt mobilisiert; dabei verlieren die Hornblenden ihre Regelung. Chemische Umsetzungen der Hornblenden finden wahrscheinlich nur in ganz geringem Masse statt, wie optische Untersuchungen zeigen. die Kontaktstellen erhalten ein schlieriges dioritähnliches Gefüge.

Hdst. 325: Die Saussuritisierung der Plagioklase ist weit fortgeschritten.  $\pm$  idiomorphe Klinzoisitsäulchen sind häufig (Dimensionen einzelner Körnchen: 0,2—0,5 mm, Aggregate: 1,0—1,5 mm); auch Zwillinge wurden festgestellt. Nicht selten kann zonarer Bau mit epidotreicherem Kern beobachtet werden. Serizitfilz mit klarer, albitischer Grundmasse bildet nur noch intersertale Zwickel. Oft treten Serizitsammelkristallisationen zu zerfransten Aggregaten von Muskowit auf. Die Hornblenden sind relativ eigengestaltig mit schwachem Pleochroismus von blassbläulichgrün bis blassolivgrün ( $c/n_{\gamma}$  22—23°,  $2V$  86° (+),  $r > v$ ). Akzessorisch fanden sich nur vereinzelte Hämatittäfelchen.

Hdst. 328: Die Saussuritisierung der Plagioklase ist geringer als im Amphibolit 325; sie sind  $\pm$  isometrisch mit erkennbarem Lamellenbau. Die quantitative Erfassung des Anorthitgehaltes ist aber nicht möglich. Der Plagioklas korrodiert in der bekannten bauchig-lappigen Art die Hornblenden. Diese selbst sind am Kontakt grösser. Ihr Pleochroismus ist bläulicholivgrün bis blassolivockerbraun.  $c/n_{\gamma}$  wurde zu 28°,  $2V$  zu 59° (—) bestimmt. Auch Zwillinge sind beobachtet. Die akzessorisch auftretenden Erzkörnchen werden durch die Integrationsanalyse nicht erfasst.

In ähnlichen, etwas feinkörniger-schlierigen Typen (409) finden sich Hornblenden mit einem Pleochroismus von tieflaubgrün bis strohgelb, randlich ausgefranst und zu blassbläulichgrünen Individuen ausgebleicht, oft aber dunkelgraugrün bis blassblauocker oder graugrün bis blassolivocker. In dunklen wurde  $c/n_{\gamma}$  zu  $9^{\circ}$ ,  $2V$  zu  $90^{\circ}$  ( $\pm$ ) gemessen; in heller grauen ist  $c/n_{\gamma}$  15 und  $14^{\circ}$ . Hier treten kleine Apatite auf und im Zusammenhang mit beginnender Epidotisierung der Hornblenden kleine Erzzwickel mit einem Leukoxensaum.

f) Quarzführende Amphibolite bis hornblende-führende Gneise

(Feldspatamphibolit FELLENBERGS)

Durch das ganze Aufnahmegebiet von Kleealp bis Beichpassgebiet und weiter östlich verfolgbar, ziehen sich zwei bis 100 m mächtige Zonen eines dioritähnlichen, teilweise paralleltexturierten, teilweise massigen Amphibolits. Die nördliche Zone liegt auf einer durchschnittlichen Höhe von 1800 m ü. M. und ist durch Biotitgneise in mehrere Teilzonen zerlegt; die südliche ist nur ca. 40 m mächtig und zieht auf einer durchschnittlichen Höhe von 3100 m ü. M. durch. Unterschiede der beiden Zonen sind nur textureller Art. Die südliche (höhere) ist ausgesprochen schiefrig, die nördliche im Grossbereich wohl auch, aber im Handstück und Schliff nahezu richtungsloskörnig. Die erstere alterniert nur in geringem Masse mit Biotitgneisen, dagegen sind mehrere Zonen eines dichten, dunkelgrünen, seidigglänzenden Schiefers eingeschaltet. Wie aus späteren Beschreibungen hervorgehen wird, handelt es sich dabei entweder um mylonitisierte Zonen desselben Gesteins oder um dislokationsmetamorphe Lamprophyre.

Leicht ist man geneigt, im Handstück diese Gesteine als eruptive Diorite zu halten. Aber bei der Beobachtung des geologischen Verbandes muss diese Auffassung einer grundsätzlich andern weichen.

Nur selten sind die einzelnen Zonen gleichmässig dioritisch. Man beobachtet schlierige Anhäufungen der Hornblenden. Wenn man solchen Merkmalen nachgeht, stösst man oft auf schollig im Biotitgneis schwimmende Relikte von Amphiboliten, oft nur faustgross, aber auch kopf- bis  $m^3$ -gross. Diese „Dioritisierung“ hängt ganz eindeutig mit der regionalen Vergneisung der Biotitgneise zu-

sammen. Wenn sich noch Kalifeldspat zum Mineralbestand gesellt, geht damit auch stets eine Biotitisierung der Hornblende parallel. Der Biotit ist in epizonalen Typen noch weiter als bis Chlorit zerstört, kann aber immer noch relikthaft nachgewiesen werden.

Die im Gelände beobachtbaren Übergänge, die sich auch in der Auswahl der Integrationsanalysen spiegeln, weisen mit Sicherheit auf Phänomene der Granitisation. Wahrscheinlich abhängig vom zugrunde liegenden amphibolitischen Material und von der chemischen Wirksamkeit der vergneisenden Agenzien, sind die Schollen am Kontakt entweder aufgeblättert und es entwickeln sich schlierge Kontaktsäume, dabei bleibt der Kern echt amphibolitisch, oder sie schwimmen als  $\pm$  kompakte Körper teilweise mit glimmerreicher Randpartie im Gneis, wobei eine Verglimmerung oft bis in das Zentrum der Scholle beobachtet wird und die Hornblenden nur relikthaft erhalten sind.

#### Integrationsanalysen:

Schl. L 23 (Distelberg ca. 1960 m ü. M.)		L 116 (Schafbergkamm ca. 3100 m ü. M.)	
Quarz	9,1	Quarz	11,3
Plagioklas	55,7	Plagioklas	60,4
Hornblende	27,4	Hornblende	27,2
Muskowit, Biotit, Chlorit, Titanit	7,0	Titanit, Apatit	1,1
Apatit, Leukoxen, Magnetit	0,8		
	100,0		100,0
Farbzahl	35	Farbzahl	28

#### L 441 (Wilerbach ca. 1750 m ü. M.)

Quarz	14,6
Plagioklas	67,2
Zoisit, selbst.	0,8
Hornblende	11,8
Muskowit, Chlorit, Titanit = Biotit	2,8
Chlorit, selbst.	0,7
Erz	1,3
Apatit	0,2
Calcit	0,6
	100,0
Farbzahl	17

#### L 225 (Schafberg 3160—3200 m ü. M.)

Quarz	14,7
Plagioklas	57,3
Hornblende	22,8
Muskowit, Erz, Chlorit = Biotit	4,8
Apatit, Zirkon	0,4
	100,0
Farbzahl	28

L 231 (Tenneralp ca. 1850 m ü. M.)		L 333 (Hohgleifen ca. 3100 m ü. M.)	
Quarz	18,6	Quarz	18,3
Plagioklas	52,6	Plagioklas	63,8
Hornblende	25,8	Zoisit selbst.	0,2
Chlorit	0,7	Hornblende	9,4
Zoisit selbst.	1,8	Biotit	6,0
Apatit, Titanit, Erz	0,5	Chlorit	2,0
	100,0	Apatit	0,3
Farbzahl	27		100,0
		Farbzahl	18

L 378 (Distelberg ca. 2500 m ü. M.)		L 215 (Schafberg ca. 2700 m ü. M.)	
Quarz	31,3	Quarz	29,4
Plagioklas	56,4	Plagioklas	50,6
Hornblende	4,3	Hornblende	2,7
Muskowit (+ Biotit)	5,9	Biotit (+ Muskowit)	15,4
Titanit, Erz	1,8	Apatit, Zirkon, Zoisit selbst.	1,9
Zoisit selbst.	0,2		100,0
Calcit	0,1	Farbzahl	18
	100,0		
Farbzahl	12		

L 8 (Nestwald ca. 1900 m ü. M.)		L 410 (Wasserstollen der Lonzawerke 267 m ab nördl. Mundl. $\perp$ z. Str.)	
Quarz	37,3	Quarz	18,9
Schachbrettalbit	0,9	Perthit + Schachbrettalbit	4,6
Plagioklas	48,6	Plagioklas	48,3
Hornblende	10,0	Hornblende	19,2
Titanit	2,0	Biotit, Chlorit, Titanit	7,4
Apatit (+ Calcit)	1,2	Apatit	0,1
	100,0	Orthit	0,2
Farbzahl	13	Calcit	1,3
			100,0
		Farbzahl	27

L 53 (Schafberg ca. 2700 m ü. M.)	
Quarz	32,5
Perthit	18,9
Plagioklas	45,0
Hornblende + Chlorit	3,6
	100,0
Farbzahl	4

Texturell sind von schiefrigen bis massigen Typen viele Übergänge zu beobachten. Die Strukturen bieten gegenüber bereits beschriebenen Gesteinen keine neuen Merkmale: meist lappig-granoblastisch bis nematoblastisch, oft mit Anklängen an poikiloblastisch bis diablastisch.

Der Quarz zeigt auch in amphibolitogenen Gesteinen die bekannten Eigenschaften: lappige, xenomorphe Formen, undulöse Auslöschung bis zu Zerteilung in Bruchstücke. Die Grösse der Körner schwankt zwischen 0,1 und 1,5 mm; aber auch feinkörnige Mörtelquarzzüge kommen vor. Es ist deutlich, wie die Bruchbildung die optischen Spannungen aufhebt. Nur grössere Körner sind auffällig undulös, Teilstücke kaum mehr. Reine Pflasterstrukturen der Quarzaggregate sind kaum zu beobachten; sie sind meist verzahnt.

Der Plagioklas besitzt Durchmesser von 0,5 bis 1,5 mm. Isometrische Körner von lappiger Form überwiegen die mehr linsigen bis spindligen Formen. Über die Zersetzung derselben kann den früheren Beobachtungen nichts wesentlich neues hinzugefügt werden. Die Saussuritisierung, die die Serizitisierung bei weitem übertrifft, hat alle Individuen ergriffen. Nur vereinzelt lassen sich noch Anorthitwerte bestimmen. Es wurden Gehalte von 10, 15, 20, 28, 32, 33, 34 und 43% An gemessen. Schätzungsweise lässt sich wohl sagen, dass in gneisigen Amphiboliten, wie sie hier vorliegen, die Zersetzung nicht so weit fortgeschritten ist, wie in typischen Amphiboliten, in welchen es nicht gelang, ausmessbare Individuen aufzufinden. Wir vermuten, können es aber quantitativ nicht belegen, dass ein geringerer ursprünglicher Anorthitgehalt die Ursache ist.

Prinzipiell ist zur Bestimmung des Anorthitgehaltes in Plagioklasen der alpinen kristallinen Schieferserie zu bemerken, dass diese Messungen einen nicht über jeden Zweifel erhabenen Wert besitzen. Klare Individuen erweisen sich stets als Albite bis Albiclaste. Sie sind nicht immer als Neubildungen erkennbar. Entmischte Plagioklase wiesen An-Werte von 10 bis 55% auf mit einer ausgesprochenen Häufung um 32—34%. Diese Tatsache kann zwei Gründe haben. Einmal ist es möglich, dass die ursprüngliche Basizität um diese Werte lag, die regionale Vergneisung also in der Hauptsache solche intermediäre Plagioklase erzeugt (dann würden die ausgeschiedenen Zoisite eine präkristalline Entmischung darstellen), oder, was uns wahrscheinlicher scheint, spätere epizonale und dislokationsmetamorphe Einwirkungen bringen eine Entmischung bis zu diesen intermediären Werten zustande; dann kann aus der Inten-

sität der Saussuritisierung der ursprüngliche Anorthitgehalt abgeleitet werden. Da die Metamorphosen aber selektiv wirken (Lit. 69), kann diese Auffassung nicht generell richtig sein. Auch aus der genauen Ausmessung der Zoisitkörnchen eines Plagioklases kann nicht sicher auf seine ursprüngliche Basizität geschlossen werden; Herauslösung der Zoisitsubstanz oder wenigstens eines Teiles davon ist in vielen Fällen beobachtet worden („Selbstreinigung“ der Plagioklase; die Zoisitaggregate werden ausserhalb des Wirtminerals selbstständig). So ist es verständlich, dass Anorthitgehaltsbestimmungen in Plagioklasen alpin deformierter Gesteine zu keinen befriedigenden Resultaten führen können.

Kalifeldspat spielt in amphibolitogenen Gesteinen keine massgebende Rolle. Er tritt meist nur in Zwickelform auf und ist dann zum grössten Teil albitisiert. Wenn grössere Mengen vorhanden sind, bleiben perthitisch entmischte Reste erhalten, die wie in den Gneisen die verschiedensten Entmischungsstrukturen aufweisen. Schätzungsweise macht der Albitanteil dann meist ein bis zwei Fünftel aus. Fleckige Albitisierungen sind stets feststellbar, meist auch randliche. Die Kalifeldspäte umschließen oft poikiloblastisch kleinere saussuritiserte Plagioklase und sind selbst stets von Quarz korrodiert.

Hornblenden: Die Gesteinstypen Hdst. 23 und 116 schliessen sich direkt an die gewöhnlichen Amphibolite mit braunen Hornblenden an. Die optischen Daten der letztern weisen ebenfalls darauf hin. (Hdst. 23:  $c/n_{\gamma} 10^0$ ,  $2V 78^0$  (—),  $c/n_{\gamma} 15-18^0$ ,  $2V 76^0$  (—), Pleochroismus  $n_{\gamma}$  graubraun,  $n_{\beta}$  braun,  $n_{\alpha}$  fast farblos graubraun,  $r > v$ ; Hdst. 116:  $c/n_{\gamma} 20-22^0$ ,  $2V 74-75^0$  (—), Pleochroismus  $n_{\gamma}$  grauoliv,  $n_{\alpha}$  und  $n_{\beta}$  blassockerbraun.) Die Hornblenden sind kurzsäulig und stets von Plagioklas und Quarz, auch von Kalifeldspat, wenn solcher auftritt, meist von der Basis aus korrodiert. Um diese Korrosionssäcke herum sind die Hornblenden zu blassgrauolivbraunen oder blassgraubraunen Säumen ausgebleicht. Biotitisierung und Chloritisierung der Hornblende können einwandfrei beobachtet werden, auch in kalifeldspatfreien Typen. Geringe Mengen von Kalisilikat werden zur Biotitisierung der Hornblenden benutzt, bevor es zur Bildung von Kalifeldspat kommt. Grüne Hornblenden werden auch direkt chloritiert. Meist tritt der Chlorit aber als Zersetzungspunkt des Biotits auf. (Biotitpakte sind häufig in Aggregate von Chlorit + Muskowit + Titanit + Erz zersetzt.)

Hdst. 441 weist bereits neben olivbraunen auch lauchgrüne Hornblenden auf (braun:  $c/n_{\gamma} 12-14^0$ ,  $2V 71^0$  (—),  $n_{\gamma}-n_{\alpha} 0,024$

und 0,027,  $n_b - n_a$  0,019 (BEREK); grün:  $c/n_\gamma$  18°, 2V 73° (—). Die Änderung der Optik in Abhängigkeit von der Farbe kann in den Hornblenden des Schliffes 410 instruktiv beobachtet werden: Hornblende grünlichbraun:  $c/n_\gamma$  13°, Hornblende olivgrün:  $c/n_\gamma$  16—18°, Hornblende grün:  $c/n_\gamma$  22° 2V 86° (—),  $n_\gamma - n_a$  0,0218 und 0,0210 (BEREK).

In dioritähnlichen Typen (Hdst. 225, 231) treten dann grün- bis strohgelbleochroitische Hornblenden in den Vordergrund. Überreste einer mehr olivgrünen bis braunen sind immer vorhanden, (Grüne Hornblende:  $c/n_\gamma$  17—20°, 2V 72° (—),  $r \geq v$ ,  $n_\gamma - n_a$  0,0243 (BEREK)). Zwillinge sind häufig. Wenn die Hornblende nur noch relikтив auftritt (Hdst. 215), werden auch sparsam in den Quarz hineinragende Tremolitnädelchen beobachtet ( $c/n_\gamma$  17°).

Die Biotitisierung erfolgt randlich am Kontakt mit Quarz und Plagioklas, aber auch im Innern der Hornblenden parallel der prismatischen Spaltbarkeit. (001) des Biotits ist häufig auch parallel (001) der Hornblende eingeregelt. Der im Biotit nicht einbaubare Kalkgehalt der Hornblende scheidet sich in Körnelkränzchen von Titanit und Zoisit um den neugebildeten Biotit aus. Auch Titan-eisen mit Leukoxensaum ist ein Produkt dieser Zersetzung. (Der in stärker epimetamorph umgewandelten Typen auftretende Calcit (Hdst. 410, 441, 378) steht kaum mit der Biotitisierung der Hornblende im Zusammenhang. Er findet sich entweder zwischen Quarz und Plagioklas oder sitzt im Plagioklas, den er poikiloblastisch durchsetzt. Eine Abhängigkeit von den Albitneubildungen ist unverkennbar.) Der entstehende Biotit ist braun mit einem relativ starken Pleochroismus. Er wird seinerseits wieder in Muskowit-Serizit und in Chlorit umgewandelt, manchmal bis zu Aggregaten zersetzt, die alle optischen Eigenschaften des Quarzes aufweisen.

Akzessorisch finden sich Apatit, Zirkon und Orthit. Die Apatite sind kurzsäulig, bräunlich bis bläulich. Manchmal ist die Ausscheidungsfolge deutlich: Apatite sitzen in den Hornblenden und weisen als Kern kleine Zirkone auf. Die prismatischen Orthite mit intensivem Pleochroismus von sienabraun bis blassoliv sind auch in amphibolitogenen Gesteinen nur beobachtet worden, wenn zugleich Kalifeldspat auftritt oder die Hornblende mindestens teilweise biotisiert ist.

Ein typischer Vertreter dieser „Feldspatamphibolite“, Hdst. 441, wurde chemisch untersucht:

Chemismus: HdSt. 441, Wilerbach ca. 1700 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
SiO <sub>2</sub>	55,96	9317	9317	si	168
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,95	1565	3130	al	28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	107	214	fm	39
FeO	7,34	1022	1022	c	16
MgO	3,60	893	893	alk	17
CaO	4,96	885	885		
Na <sub>2</sub> O	4,48	723	1446	ti	1,3
K <sub>2</sub> O	2,05	218	436	p	0,4
MnO	0,09	13	13	h	22
TiO <sub>2</sub>	0,58	73	73	co <sub>2</sub>	1,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	21	42		
H <sub>2</sub> O +	2,16	1232	(1232)	k	0,23
H <sub>2</sub> O -	0,06			mg	0,42
CO <sub>2</sub>	0,38	86	86	π	0,25
	99,61			γ	0,08
				c/fm	0,41
				qz	± 0

Analytiker: TH. HÜGI.

Zusammensetzung: lamprodioritisch bis normaldioritisch mit zu kleinem c und zu hohem alk.

Klassifikation metamorpher Gesteine: Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine mit zurücktretendem alk (II) bis Kalk-Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine (III).

Basis		Kata-Mol.-Norm			Modalbestand		
Kp	7,49	Or	12,49				
Ne	24,83	Ab	41,39	FeI = 71,73	Quarz	14,60	13,90
Cal	10,71	An	17,85		Plagioklas	67,20	64,75
Cs	1,70	Wo	2,27		Zoisit	0,77	0,90
Fs	1,83	En	10,23	Pyr = 23,13	Hornblende	11,75	13,52
Fa	8,89	Hy	10,63		Muskowit, Chlorit, Titanit	3,52	3,65
Fo	7,67	Q	2,29		Apatit	0,22	0,24
Ru	0,42	Ru	0,42		Erz	1,30	2,34
Q	35,86	Mt.	1,83		Calcit	0,64	0,65
Cp	0,60	Cp	0,60		Spez. Gewicht		
	100,00		100,00		gem.	2,874	
		Or : Ab : An	Ab : An		ber.	2,779	
		17 : 58 : 25	67 : 33				

## Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Feldspatamphibolit L 441 (Wilerbach)	168	28	39	16	17	0,23	0,42
Lamprodioritisches Magma	150	25	40	21,5	13,5	0,25	0,5
Normaldioritisches Magma	155	30	35	21	14	0,3	0,5

## Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine:

Diorit (TRÖGER, No. 308)	158	29,5	36	22	12,5	0,24	0,40
Diorit, Culma, Etzlital Ch. schw. Gest. II/52	181	31	30,5	21,5	17	0,22	0,40

Der Chemismus liegt zwischen lampro- und normaldioritisch, wobei aber c-Wert zu klein, alk-Wert zu hoch sind. Die Einreihung führt zu keinem befriedigenden Resultat. Danach sind die hornblendeführenden Gneise auch in chemischer Hinsicht Mischgesteine.

Wenn die Durchtränkung des amphibolitogenen Altmaterials mit molekulardispersen Phasen aplitartiger Zusammensetzung intensiver wird, d. h. wenn die Dioritisierung noch weiter fortgeschritten ist, so wird die Angleichung des Chemismus dieses Mischgesteins an einen Magmentypus vollkommen. Das äussert sich in zunehmendem si-, al-, c- und alk-Gehalt und dadurch relativ abnehmendem fm-Gehalt. Als Beispiel sei die Analyse des Feldspatamphibolits FELLENBERGS (Anal. DUPARC) angeführt (siehe Lit. 83, No. II/163).

Es ist bezeichnend und besonders hervorzuheben, dass bereits FELLENBERG diesen Gesteinstypus nicht als Diorit, wie er chemisch zu taxieren wäre, sondern als Feldspatamphibolit bezeichnet hat.

C. SCHMIDT (Lit. 41) schreibt darüber:

„Quarz und Epidot treten in solcher Menge auf, dass eine Zufuhr von aussen wahrscheinlich erscheint“, und FELLENBERG selbst beschreibt Amphibolitzonen, die beidseitig von diesen Feldspatamphiboliten begleitet sind.

## Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Feldspatamphibolit (Distelberg) Ch. schw. Gest. II/163	198	31	31,5	19,5	18	0,23	0,43
Normalquarzdioritisches Magma	225	32	31	19	18	0,25	0,45

## Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine:

Quarzdiorit (TRÖGER, No. 131)	227	33	31	17	19	0,27	0,58
Hornblendedioritporphyrit, (Stückliststock) Ch. schw. Gest. II/94	211	32	31,5	18	18,5	0,39	0,47
Biotit-Diorit (Etzlital) Ch. schw. Gest. II/57	217	33,5	31,5	16,5	18,5	0,41	0,47

## g) Bänderamphibolite

Eine besondere Amphibolitausbildung sind die seltenen Bänderamphibolite. Nur zwei Vorkommen, am Schafberg ca. 2600 m ü. M. und an den Gletscherspitzen ca. 2800 m ü. M., sind festgestellt wor-

den. Als mehrere Meter breite Zonen liegen sie vollkommen konkordant in Biotitgneis.

Die dunklen Lagen sind hornblenditähnliche bis feinstreifige Amphibolite mit ca.  $\frac{4}{5}$  Hornblende und  $\frac{1}{5}$  Plagioklas bis  $\frac{1}{4}$  Hornblende und  $\frac{3}{4}$  Plagioklas. Sie weisen Breiten von 1—4 cm auf. Ihre Hornblenden sind braun, vereinzelt olivfarben, häufig mit Titan-eisen- und Leukoxenkern versehen und auch immer durch Plagioklase zerfetzt und zerlappt. In den vorherrschend auftretenden, lichtbraunen Hornblenden sind folgende optische Daten gemessen worden:  $c/n_r$  7—8°, 2V 88° (—),  $c/n_r$  10°, 2V 76° (—).

Die hellen Lagen sind 0,5 bis 4 cm breit. Schmale solche Streifen setzen sich nur aus Plagioklas, Hornblenderelikten, Apatit, Erz und Titanit zusammen. Sie können als etwas breitere Streifen des feinlagigen Amphibolites betrachtet werden, aber aus den feinen abgelösten Hornblendezügen am Kontakt gegen die dunklen Anteile ist ersichtlich, dass es sich um Aufblätterung des Amphibolits handelt.

Die breitern hellen Streifen sind Lagen von Biotitgneis mit ge-regelten kleinen, rechteckigen, braun bis farblospleochroitischen Biotitpaketchen. Die letztern bilden keine zusammenhängenden Züge. Die Plagioklase weisen geringere Saussuritisierung auf als in den dunklen Lagen. Auch klare, lamellierte Albitneubildungen stellen sich hier ein. Quarz ist optisch wenig gestört und weist viele Serizitblättchen als Einschlüsse auf. An ihn grenzender Biotit ist ausgebleicht.

Akzessorisch sind Titanite mit rhombischen Querschnitten und Apatite auffallend häufig.

Integrationsanalyse eines streifigen dunklen Anteils:  
(Schl. L 55, Schafberg)

Plagioklas	63,1
Hornblende $\pm$ Chlorit	27,1
Biotit $\pm$ Muskowit	1,6
Titanit	5,1
Apatit	1,5
Quarz	1,6
	100,0
Farbzahl	35

Textur: bänderig-schiefrig

Struktur: nematoblastisch bis granoblastisch.

Das Auftreten als vollkommen konkordante Lagergänge in Verbindung mit den lichtbraunen, basaltischen Hornblenden und vor

allem mit dem auffälligen Titan- und Phosphorgehalt, lassen vermuten, dass es sich um Orthoamphibolite handelt. Die Bänderung ist unter dieser Voraussetzung nur mit der Annahme einer gravitativen, magmatischen Differentiation deutbar. Phänomene dieser Art sind nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. HUTTENLOCHER in gabbroiden, pyroxenitischen und peridotitischen Gesteinen der Ivreazone eindeutig beobachtet worden.

Der Auffassung, die Bänderung als durch primäre Verschiedenheit der zugrunde liegenden Sedimente verursacht zu deuten, ordnen sich einige Beobachtungen, wie die ausgesprochene Ähnlichkeit vieler leukokrater Lagen mit den begleitenden Biotitgneisen, zwangloser ein. Es ist an einen rhythmischen Wechsel toniger und dolomitmergeliger Sedimentation zu denken.

Die braunen Hornblenden aber, die in den Daten ihrer Optik sich als rein basaltische Glieder zu erkennen geben, vertragen sich mit der Annahme einer sedimentogenen Herkunft kaum.

Es mag aus den Erwägungen hervorgehen, dass wir eine Entscheidung in diesem oder anderem Sinne nicht mit Beweisen stützen können.

Die S. 428 für eine einwandfreie Einreihung als Orthoamphibolite aufgestellten Forderungen erweisen sich als mit Recht bestehend. Ohne solche Stützen kann nach unserer Auffassung auch die chemische Analyse keinen strikten Beweis für magmatogenen Charakter der Amphibolite erbringen.

#### h) Dislokationsmetamorph und epizonal aus- geprägt umgeformte Amphibolite

Es handelt sich bei allen diesen Typen nicht um grundsätzlich andersartige Beobachtungen, sondern nur um graduelle Unterschiede in den Mineralumsetzungen gegenüber weniger ausgeprägten Zerstörungen in den bereits beschriebenen Gesteinen.

Die geschlagenen Handstücke stammen aus zwei Zonen, aus den phyllitähnlichen Gesteinen des Talgrundes und aus der oft bis 20 m mächtigen Ruschelzone, die sich in Höhen von 3200 m ü. M. vom Hohgleifen bis zum Aletschhorn verfolgen lässt (Lit. 87) (Hohgleifen 3300 m, Schafberg 3200—3250 m, Beichpass 3000 m).

Wir haben zu unterscheiden zwischen Gesteinen mit Umsetzungen im Mineralbestand ohne gleichzeitige Zerstörung der ursprünglichen Textur und Struktur und zwischen phyllitähnlich ausgewalzten.

Integrationsanalysen:  
Schl. L 154 (Schafberg ca. 3200 m ü. M.).

Quarz	8,7
Plagioklas	41,4
Hornblende	45,4
Titanit	2,8
Apatit	1,3
Zirkon	0,2
Calcit	0,2
	100,0
Farbzahl	50

Ursprüngliche Struktur und Textur sind noch weitgehend erhalten. Die beginnenden Scherbewegungen machen sich in Quarz, Plagioklas und Hornblende bemerkbar. Die Plagioklase weisen Brüche auf, die mit parallel angeordneten Serizitschüppchen ausgeheilt sind. Die undulösen Quarze sind oft auf gleichliegenden Brüchen fein zerrieben. Die Hornblenden sind teilweise zersetzt in ein *wirres* Aggregat von Chloritschüppchen. (In mechanisch weniger beanspruchten Typen sind die Zersetzungprodukte der Hornblenden entsprechend der Struktur der Hornblende geregelt und nicht *wirr*.) Calcifetzchen stehen hier im Zusammenhang mit der Hornblendezersetzung.

Die übrigen Eigenschaften aller Bestandteile sind dieselben wie in normalen Amphiboliten.

Schl. L. 331 (Hohgleifen 3200 m ü. M.)

Quarz	22,9
Plagioklas	60,7
Hornblende	11,2
Biotit	1,3
Chlorit + Titanit + Erz	3,9
	100,0
Farbzahl	16
Textur:	feinschiefrig

Nur wenige Plagioklase erscheinen ausgewalzt. Einzelne Hornblenden ( $c/n_r$  27°, blassgraugrün bis olivocker) sind gekrümmt und geknickt, andere parallel der prismatischen Spaltbarkeit in Säulen zerlegt und teilweise über Biotit in Chlorit zersetzt, wobei der Chlorit bis zu Quarz umgewandelt sein kann. In solchen Quarzen sind Tremolitnadelchen, parallel der Schieferung, eingelagert. Wenn

diese vollständige Biotitzersetzung beobachtet werden kann, treten zwischen Quarz und Plagioklas viele Hämatittäfelchen auf.

Schl. L 324 (Hohgleifen 3200 m ü. M.)

Plagioklas	35,8
Hornblende	26,4
Chlorit $\pm$ Biotit	16,7
Titanit $\pm$ Leukoxen	19,6
Erz	1,5
	100,0
Farbzahl	64

Textur: schiefrig  
nematoblastische Struktur erhalten.

Die Plagioklase sind nicht wesentlich verändert. Die Hornblenden sind aber stärker als bisher beobachtet, randlich und innerlich chloritisiert und ausgesprochen spießig.

Die folgenden Gesteine:

- No. 207 (Schafberg 3200 m ü. M.),
- No. 160 (Schafberg 3250 m ü. M.),
- No. 186 (Beichpass) 2980 m ü. M.) und
- No. 189 (Mündung Nestbach in Lonza)

sind durch mechanische Beanspruchung weitgehend homogenisiert und für Integrationsanalysen nicht mehr geeignet.

Sie sind texturell feinschiefrig bis phyllitartig und strukturell lepidoblastisch geworden. Ihre Farbe ist gleichmässig schmutzigrün. Es kann allgemein beobachtet werden, dass das mechanisch beanspruchte Äquivalent eines Gesteins stets dunkler und von schmutziger Farbe ist.

Quarz ist zu linsigen Formen ausgewalzt, oft auch zu langgestreckten Zügen mit feinkörnig lappig-granoblastischem Gefüge. Im gleichen Dünnschliff treten auch immer nur intensiv undulös auslöschende grössere Quarzzwickel auf. Rekristallisierte Gefüge zeigen oft neuerdings geringe undulöse Auslöschung.

Die Plagioklase sind nicht mehr, auch in ihrer Form nicht, als solche erhalten. Überreste der Saussurite liegen als spindlige Formen in Serizitgewebe, das oft langgestreckten Bewegungsbahnen im Gestein folgt. Oft sind selbständige Zoisite die einzigen Überreste ehemaliger Feldspäte.

Die Hornblenden sind als fast farblose Relikte erhalten ( $c/n_{\gamma} 20-22^{\circ}$ ). (Pleochroismus  $n_{\gamma}$  bläulichgrün bis grünlichblau,  $n_{\beta}$  grünlich,  $n_{\alpha}$  blassockergelb bis gelblich.) Neben ausgesprochen spießigen Überresten finden sich auch noch  $\pm$  isometrische. In Quarzen findet oft eine Neubildung von Tremolit statt. Der Eisengehalt der Hornblenden ist als Hämatit und Limonit in die serizitischen Bewegungsbahnen gewandert.

Hdst. 186 weist in der schmutziggrünen Grundmasse etwas dunklere Flecken auf. U. d. M. entpuppen sie sich als wirre Nester eines feinschuppigen, olivgrünen Biotits mit blaugrünen Hornblenderrelikten und Titanitkörnelaggregaten.

Hier sind auch grössere Plagioklase mit noch erkennbarer Lamellierung erhalten. In ihrem Druck- und Scherschatten sammeln sich xenomorphe Calcite. Akzessorien wie Titanit und Apatit erleiden auch durch starke mechanische Beanspruchung keine Veränderungen.

Wir betrachten die eben beschriebenen Gesteine als diaphthoritische Amphibolite bis diaphthoritische amphibolitogene Biotitgneise. Zu epimetamorphen Neubildungen kommt es nirgends, sondern nur zu Zerstörung des ursprünglichen Meso- bis Katamineralbestandes.

In Gesteinen wie L 207 können erst bei einer 500-fachen Vergrösserung lagige Sonderungen in feine Äderchen mit Körnelquarz und Hämatitschüppchen und Züge mit kleinsten Hornblendespisschen beobachtet werden. Beide durchziehen ein dichtes Grundgewebe von Serizit, Zoisit und Epidot. Diese Beobachtungen sind nur zu deuten als vollständig zertrümmerter ehemaliger Amphibolit, bzw. Lamprophyr, bzw. Porphyrit. Einzelne dieser feingeschieferten, seidigglänzenden, dunkelgrünen, phyllitähnlichen Gesteine sind als Zoisit-Amphibolschiefer zu bezeichnen. Oft ist die Zertrümmerung so vollständig, dass ein zäher Filz entsteht. Diese Typen bilden dann eigenartigerweise wieder blockige Zerfallsprodukte.

Diese Zonen von unterschiedlicher Mächtigkeit (1-5 m) sind als typische Mylonitisationshorizonte zu betrachten. (Über die Deutung siehe Abschnitt: Bemerkungen zur Tektonik.)

### i) Beobachtungen an Amphibolit-Gneis-Kontakten

Anschliessend an die Beschreibung der Gneis- und Amphibolittypen seien noch einige feldgeologische und Dünnschliffbeobachtungen an Kontaktstellen der beiden Gesteinsarten mitgeteilt.

Es ist im Untersuchungsgebiet recht schwierig, zur Beobachtung geeignete, auf längere Strecken verfolgbare Kontaktstellen zwischen Amphiboliten und Gneisen oder aplitartigen Massen aufzufinden.

Das ist begründet durch die Unwegsamkeit des Geländes, vor allem aber in folgender Tatsache:

Gneise und Amphibolite gehören zu den ältesten Beständen der kristallinen Schiefermassen. Amphibolite müssen mindestens gleichaltrig, meist sogar älter als alle Gneise geschätzt werden, was aus oben beschriebenen, feldgeologischen Beobachtungen eindeutig hervorgehen dürfte.

Mit wenigen Ausnahmen sind die kontaktmetamorphen Einwirkungen intrudierender basischer Magmen auf umgebende Gneise, oder solche der regional mobilisierten Gneismassen auf durch die Regionalmetamorphose in geringerem Grade aufgeschmolzene Amphibolite so vollkommen verwischt, d. h. der Hauptmasse beider Typen angeglichen, dass weder feldgeologische noch Dünnschliffbeobachtungen irgendwelche Anzeichen solcher kontaktmetamorphen Einwirkungen aufdecken, trotzdem sie ursprünglich vorhanden gewesen sein müssen. Erhalten gebliebene Relikte dieser Kontaktzonen in einzelnen Gesteinen weisen darauf hin. Ob die letztern von vornherein intensiver ausgeprägt waren, oder durch irgendwelche Umstände der Angleichung an ihre Umgebung entgingen, kann nicht ohne weiteres entschieden werden. Durch die Annahme einer selektiven Metamorphose, wie sie im Gebiete der Alpen nachgewiesen werden kann (Lit. 69), liesse sich die Beobachtung auch hier zwangslässig erklären, wenn in so kleinen Arealen auslesende Metamorphose überhaupt noch nachweisbar ist. Meist handelt es sich um als Orthogesteine erkannte Amphibolite, die die Biotitplagioklasgneise randlich beeinflussen, oder weitgehend in molekulardispersen Zustand übergeführte Gneisanteile, die in tektonisch bewegten Zonen auch die Amphibolite randlich umzumineralisieren vermochten. Folgende Gesteine und Lokalitäten liessen Beobachtungen in diesem Sinne durchführen:

ia) *Kontakt Sillamphibolit-granitisierter Gneis*

an den Gletscherspitzen ca. 2500 m ü. M. u. a. O. (Hdst. 445)

Feldgeologisch stellten wir fest, dass der granitierte Gneis durch den 10—12 cm mächtigen Sillamphibolit auf 1—2 cm feinkörnig aplitisch wird; die Mafiten treten fast ganz zurück. Der Amphibolit selbst wird am Kontakt ebenfalls feinkörnig und verglim-

mert auf 8—12 mm. Es lässt sich kaum entscheiden, ob dieses schmale Salband ursprünglich ist, oder durch tektonische Kräfte später gebildet wurde.

**Mikroskopischer Befund:** Die Plagioklase des aplitischen Kontaktsaumes sind mindestens ebenso kräftig saussuritisiert, wie diejenigen des normalen Gneises, die Quarze fein verzahnt und äusserst undulös. Die meist chloritisierten Biotite zeigen Zerteilung in spiessige Schüppchen. Im Kontaktsum sind auch regellos zerspaltene Granate erhalten mit Serizit, Epidot, Chlorit und Quarz auf den Spaltrissen. Auf feinen Risschen wandern aus dem Salband des Sills Erzstaub und Chlorit in die aplitische Randfacies.

ib) *Kontakt dunkler Amphibolit-Plagioklasaplit*  
auf der Nestalp (Hdst. 16)

Die intensivsten kontaktmetamorphen Beeinflussungen können in den beiden Zonen der „Feldspatamphibolite“ (FELLENBERG), d. h. den quarzführenden Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen beobachtet werden. Feldgeologische Beobachtungen wurden schon S. 432 ff. mitgeteilt. Es handelt sich um intensive, schollige Aufteilung der Amphibolite, worauf dann in zweiter Linie eine Aufblätterung, parallel der Schieferungsebene des Amphibolits erfolgt. Der Charakter eines Mischgestein ist in den weitgehend homogen gewordenen „Feldspatamphiboliten“ nicht mehr ausgeprägt. Man ist geneigt, dem Typus Eruptivcharakter zuzuschreiben, da Altbestände, in diesem Falle Amphibolite, bereits diffus als einzelne Hornblenden oder Hornblendegruppen den leukokraten Anteil durchsetzen, und dem Gestein einen Diorithabitus erteilen. Übergänge verbinden diesen diatktischen Typus mit einem noch vollkommen anatektischen, in welchem Amphibolitschollen fast unbeeinflusst in einem hellen, mafitenfreien, jüngern Material schwimmen. Es zeigt sich, dass die Amphibolite umso mehr diatktisch aufgelöst werden, je basischer das einwirkende Agens erscheint; je saurer letzteres ist, umso mehr bleibt die Einwirkung in anatektischen Formen stecken. Es vermag dann selten mehr als 1—2 Hornblendelagen vom Amphibolit loszulösen. Die folgenden mikroskopischen Beobachtungen beziehen sich auf solche nur anatektisch beeinflusste Amphibolite.

**Aplitartige Anteile:**

Die Struktur des texturell massigen Gesteins erscheint ausgesprochen grobkörnig granoblastisch, ohne irgendwelche Verzahnung, als typische Aplitpflasterstruktur von klaren lamellierten Plagio-

klasen und undulösen bis fast ungestörten Quarzen als H. G. Der Quarz zeigt vereinzelt auf Korngrenzen und Brüchen Körnelquarz-zonen und auf regellosen Brüchen Zoisitansammlung. Auch die Plagioklase sind oft gebrochen und homox oder schief weitergewachsen, manchmal mit geringer Verschiebung der Bruchstücke gegen-einander. Scharf durch mehrere Plagioklase durchsetzende Brüche sind mit Zoisit ausgeheilt, oft zugleich mit Muskowitblättchen und Mörtelquarz. Mehr als die Hälfte aller Plagioklase weist einen Anorthitgehalt von 3—15% auf. Es sind die klaren, breitstreifig verzwillingten Individuen. Auf den Korngrenzen sind diese Albite bis Albiklase von einem Zoisitmörtelkranz begleitet, was wie eine Selbstreinigung erscheint. Oft treten auch grobkörnige Aggregate von Zoisit und Calcit auf. Dann wachsen Tremolitbesen in den Quarz hinein. Etwa  $\frac{1}{4}$  der Plagioklase ist poikiloblastisch durchsetzt von wirren Zoisitklexen und -Besen, und die restlichen erscheinen als ein diablastisches Gewebe von klaren Albiklasen, wirren Zoisitsäulchen- und -Körnelaggregaten und Muskowitblättchen. Wir betrach-ten diese Erscheinung als eine vollständige Entmischung der ursprünglichen Plagioklase und Sammelkristallisation aller sie auf-bauenden Komponenten. Solche selten beobachteten Phänomene müssen als Weiterentwicklung der Saussuritisierung angesehen wer-den. Schätzungsweise scheinen sich die Zoisitklexe gegen den Kontakt mit den Amphiboliten zu häufen. Es ist daher auch mit der Möglichkeit zu rechnen, dass ein Teil des Zoisits sich aus dem An-Anteil der Plagioklase des Amphibolits rekrutiert. Dieser Plagio-klasaplit ist das einzige Gestein, in dem Orthit festgestellt wurde, ohne dass zugleich ein Kalifeldspat auftritt.

#### Anatektische Amphibolitschollen:

Die Schollen zeigen bis an den Kontakt normale nemato-blastische bis granoblastische Amphibolitstruktur. Die Hornblenden sind gering idiomorph, meist fetzenhaft, oft poikiloblastisch von Plagioklas durchsetzt. Es sind grüne Individuen mit einem Pleochroismus von  $n_\gamma$  lauchgrün bis blassgraugrün,  $n_\beta$  wie  $n_\gamma$  mit Stich nach gelblicholiv,  $n_\alpha$  ockergelb bis strohgelb. Messungen der Aus-lösungsschiefe ergaben Werte von  $c/n_\gamma$  14, 15, 20 und  $22^0$ ,  $2V$   $78^0$  (—),  $72^0$  (—),  $n_\gamma - n_\alpha$  0,0212,  $n_\beta - n_\alpha$  0,0145 (BEREK),  $2V$  berech-net:  $69^0$  (—). Geringe Titanitausscheidung ist häufig. Auch kleine Apatite treten in den Hornblenden auf. Die Plagioklase der Amphi-bolite sind vollständig saussuritisiert und weisen nur selten erkenn-bare Lamellen auf. Saussuritfreie Säume umgeben viele Plagioklase,

manchmal sind auch nur einseitig homoax angewachsene Albitansätze ausgebildet.

Im allgemeinen beschränkt sich der Einfluss des Aplits auf die Lostrennung der Hornblendelagen. Aus der Optik solcher losgetrennter Hornblenden lässt sich über die mögliche chemische Umsetzung nichts ableiten. Wahrscheinlich ist auch die Entmischung der Plagioklasränder zu Albit und die Anhäufung von Zoisit auf Körngrenzen auf den Einfluss des Aplits zurückzuführen.

Neben dieser geringen Beeinflussung ist auf Scherzonen im Amphibolit auch eine prinzipiell andere Kontaktwirkung beobachtet. Hier erfolgt eine ausgesprochene und eindeutige Biotitisierung der Hornblende. An ihre Stelle treten Aggregate von wirren Biotitschüppchen, langprismatischen Epidoten und Zoisiten und Apatite. K, Mg und Fe bilden Biotit, Ti und Ca Titanit, Ca Zoisit, Ca und Fe Epidot. Ausgewalzte Plagioklasreste begleiten diese Scherzonen.

Die mafitenfreien leukokraten Bestände müssen als aus den Gneisen ausgesonderte, leicht mobilisierbare Anteile betrachtet werden. Sie zeigen eine vollkommen granoblastische Struktur von Albit bis Albiklas und Quarz, was in dieser Vollkommenheit nur in völlig schmelzflüssigem Zustand möglich erscheint. Wir glauben uns berechtigt, für diese aplitartigen Gneisanteile den von K. H. SCHEUMANN (Lit. 89) eingeführten Begriff Metatekt verwenden zu dürfen. Gerade weil der Begriff nicht absolut neutral verwendet werden kann, sondern vom Standpunkte der Genesis aus den Beweis eines vollkommen schmelzflüssigen Zustandes verlangt, kann er hier mit Vorteil zur Charakterisierung benutzt werden. Zwei Gründe veranlassen uns, dieses Metatekt als Ausblutung aus dem Biotit-Plagioklasgneis zu deuten, also als Ektekton mit Durchmischung metasomatischer Alkalisilikate.

1. Feldgeologische Beobachtungen decken einwandfrei den innigen Zusammenhang mit letztern auf (siehe S. 409). Das Gestein muss direkt als eine Weiterentwicklung des mafitenarmen Plagioklasgneises Hdst. 197 betrachtet werden.

2. Die Mineralassoziation Albiklas-(± Zoisit-Epidot)-Quarz (ohne Kalifeldspat) verbietet uns, es mit dem Aplit des als Magmatit allein in Frage kommenden Bietschhorngranits zu identifizieren.

### 3. SYENITARTIGE GESTEINE

Sie sind im westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes auf ein einziges kleines Vorkommen beschränkt. Am Hohgleifen, 100 m

nördlich der Adlerspitzen, konnte eine 60 m mächtige Zone festgestellt werden. Weder das östliche noch das westliche Auskeilen der wahrscheinlich langgestreckt linsenförmigen Einschaltung sind beobachtet worden. Aber weder am Kastlerhorn noch im untern Lötschental, wo die Zone bei längerem Anhalten durchstreichen müsste, ist sie gefunden worden, so dass eine geschätzte Länge von 700—800 m der Wirklichkeit nahe kommen wird.

FELLENBERG (Lit. 41) erwähnt das Gestein nicht als Syenit, trotzdem es bei einer Überquerung des Hohgleifengipfels unbedingt auffallen muss. Seite 189 finden wir aber die Anmerkung:

„Im Anstieg zur Hohgleifen treffen wir an den hohen, aber nicht schwierigen Felsen, die einen steintrümmererfüllten Kessel auf der Nordseite des Horns umsäumen, auf Einlagerungen im Amphibolit, welche ihres braunen Glimmers und Feldspats wegen als Hornblendegneiss bezeichnet werden können; dieser Gneiss, sowie zahlreiche granitische Adern und felsitische (Eurit-) Ausscheidungen bilden Gänge und Lager im Amphibolit.“

Es ist wahrscheinlich, dass der „Hornblendegneis“ dem Amphibol-Biotit-Syenit (siehe unten), die „granitischen Einlagerungen“ dem Biotit-Amphibolsyenit und die „Euritgänge“ dem Pegmatit L 329 entsprechen.

SWIDERSKI (Lit. 98) beschreibt das Gestein anhangsweise im Anschluss an die Mitteilungen über den Bietschhorngranit als eruptiven Biotitsyenit.

Vom Hohgleifen absteigend, durchquert man zuerst eine Zone von 10 m Amphibol-(Biotit)-Syenit (Hdst. 321) und darauf ca. 50 m Biotit-(Amphibol)-Syenit (Hdst. 323). Hdst. 322 bildet eine schmale, stärker alkalierte Zone. Der Biotitsyenit überwiegt also beträchtlich.

#### Integrationsanalysen:

Amphibol-(Biotit)-Syenit (321)		Biotit-(Amphibol)-Syenit (323)	
Plagioklas	37,0	Plagioklas	28,0
Kalifeldspat	32,0	Kalifeldspat	43,0
Quarz	7,8	Quarz	12,85
Biotit	3,9	Biotit	10,35
Hornblende	15,2	Hornblende	4,85
Titanit	2,6	Apatit	0,95
Apatit	1,3		100,0
Rutil	0,2	Farbzahl	16
	100,0		
Farbzahl	23		

Der Amphiboltsyenit ist sehr grobkörnig mit schlieriger Anhäufung der leukokraten und melanokraten Gemengteile. Die Integrationsanalyse eines Schliffes von normaler Grösse wird daher nie den wirklichen Modus klarlegen. Am Handstück geschätzter Modalbestand zeigt einige Abweichungen gegenüber dem gemessenen; der Hornblendegehalt kann bis 30% ansteigen.

Die Texturen variieren von grobkörnig-massig (Hdst. 321) bis flasrig-schiefrig (Hdst. 323).

Das mikroskopische Bild ist besonders instruktiv:

a) **A m p h i b o l s y e n i t**: Quarz bildet nur kleine xenomorphe Zwickel und korrodiert Plagioklas und Kalifeldspat in buchtigen Formen. Der **K a l i f e l d s p a t** ist Perthit mit  $\pm$  parallelen Entmischungssadern ungefähr parallel (100), oft auch mit netzartiger oder schleierhafter perthitischer Struktur. Fleckig verteilt tritt in den Perthiten auch Mikroklingitterung auf. Eigengestalt ist gar nicht entwickelt. Lappige Fortsätze der grossen Perthite drängen sich zwischen alle übrigen Gemengteile. Es ist ein instruktives Bild der Sprossung grosser Porphyroblasten mit teilweiser Aufzehrung umschlossener Fremdgemengteile.

In der Hauptsache ist Perthit poikiloblastisch durchsetzt von kleinen idiomorphen **P l a g i o k l a s e n**, die durch saussuritisierten Kern und Serizitisierung randlich eine normale Zonarstruktur abbilden. Die Plagioklase können bis zu skelettartigen Überresten vom Perthit aufgezehrt sein. Dann stellen sich auch Myrmekite ein. Um alle eingeschlossenen Plagioklase und Plagioklasbruchstücke bildet sich ein klarer Albitsaum. Perthitlappen fressen sich in grössere Plagioklase hinein, wobei sich um die Ausbuchtungen gleiche Albitsäume bilden. Selbständige Zoisite begleiten oft die Perthit-Plagioklaskontakte. Die Plagioklase sind dieselben Saussurite wie in den Amphiboliten. Eine Anorthitgehaltsbestimmung durch Ausmessung ist unmöglich. Schätzungsweise, durch Vergleichung der Zoisitmenge mit Plagioklasen anderer Gesteine, betrug er um 30%. Breitlamellierte reine Albite sind ziemlich häufig.

Die **H o r n b l e n d e n** (grünlich bis grauoliv) zeigen oft relikтивische braune Flecken oder Kerne. Ein wesentlicher Teil davon ist noch hellgraubraun und gibt sich damit als basaltische Hornblende zu erkennen. Folgende optische Daten wurden ermittelt:  $c/n_{\gamma} 13^0$ ,  $2V 72^0$  (—);  $c/n_{\gamma} 13^0$ ,  $2V 76^0$  (—);  $c/n_{\gamma} 14\frac{1}{2}^0$ ,  $n_{\gamma}-n_{\alpha} 0,011$  (BEREK);  $c/n_{\gamma} 15^0$ ,  $2V 75\frac{1}{2}^0$  (—);  $c/n_{\gamma} 16^0$ ,  $n_{\gamma}-n_{\alpha} 0,014$ ,  $n_{\gamma}-n_{\beta} 0,0051$ ,  $n_{\beta}-n_{\alpha} 0,0089$  (BEREK),  $2V$  berechnet  $74^0 18'$ ;  $c/n_{\gamma} 22^0$  ( $19^0$ ),  $n_{\gamma}-n_{\alpha} 0,023$ .

Wir betrachten die optisch und auch durch Normberechnungen (im Orig.-Text) als basaltisch erkannten Hornblenden als Stütze unserer Hypothese, dass die syenitischen Gesteine ursprünglich als Amphibolite vorlagen und erst durch Zufuhr kalisilikatischer, molekulardisperser Phasen zu syenitartigen umgeprägt wurden. Sie sind durchsiebt von tiefkastanienbraunem Biotit, rundlichen Apatitkörnchen mit z. T. feiner grauer Pigmentierung und Leukoxen. Im Gestein tritt auch Rutil auf, als feines Sagenitgewebe im Biotit (oft mit geknickten Zwillingen) und auch als rundliche Körnchen im Perhit. Auffällig und wohl auch zufällig ist der grosse Titanitgehalt des Schliffes. Titanit führt Einschlüsse von Apatit und Biotit und ist sicher eine jüngere Phase.

Chemismus: HdSt. 321 (Hohgleifen ca. 3200 m ü. M.)

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte
SiO <sub>2</sub>	53,92	8978	8978	si 148
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,87	1753	3506	al 29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	46	92	fm 37,5
FeO	6,43	895	895	c 17
MgO	5,13	1272	1272	alk 16,5
CaO	5,91	1054	1054	
Na <sub>2</sub> O	2,62	423	846	ti 0,6
K <sub>2</sub> O	5,44	578	1156	p 1,0
MnO	0,08	11	11	h 9,8
TiO <sub>2</sub>	0,29	36	36	co <sub>2</sub> 1,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,86	61	122	
H <sub>2</sub> O +	0,98	594	(594)	k 0,58
H <sub>2</sub> O -	0,09			mg 0,56
CO <sub>2</sub>	0,28	64	64	$\pi$ 0,27
	100,63			$\gamma$ 0,05
				c/fm 0,46

Analytiker: Th. Hügl.

qz - 18

Zusammensetzung: monzonitdioritisch bis yogoitisch mit zu hohem  $Al_2O_3$  und zu kleinem  $C$ , daher monzonitisch, dann aber zu hohes  $Fm$  und zu kleines  $C$ .

Basis		Kata-Mol.-Norm			Modalbestand		
Kp	19,3	Or	31,76			Vol. %	Gew. %
Ne	14,3	Ab	22,84	Fel = 75,44	Quarz	7,8	7,50
Cal	12,5	An	20,84		Orthoklas	32,0	29,80
Cs	1,0	Wo	1,33	Pyr = 12,45	Plagioklas	37,0	35,90
Fs	0,7	En	11,12		Biotit	3,9	4,13
Fa	7,6	Fo	2,26	Ol = 9,51	Hornblende	15,2	17,64
Fo	10,6	Fa	7,25		Titanit	2,6	3,30
Ru	0,2	Ru	0,20		Apatit	1,3	1,47
Q	32,1	Cp	1,70	Akz. = 2,60	Rutil	0,2	0,30
Cp	1,7	Mt	0,70				
<u>100,0</u>		<u>100,00</u>			Spez. Gewicht		
Or : Ab : An		Ab : An			gem.	2,799	
42 : 30 : 28		52 : 48			ber.	2,760	

## Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Syenit L 321 (Hohgleifen)	148	29	37,5	17	16,5	0,58	0,56
Monzonitdioritisches Magma	135	27	38	21,5	13,5	0,4	0,5
Yogoitisches Magma	145	22	40	20	18	0,5	0,55
Normalmonzonitisches Magma	140	29	31	21	19	0,5	0,45

## Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine:

Sommait (TRÖGER, No. 511)	134	27	32	27	14	0,58	0,51
Syenit (Tentiwang, Bifertengletscher) Ch. schw. Gest. II/292	158	23	39	19	19	0,65	0,58
Syenit (Baltschiedertal) Ch. schw. Gest. II/16	130	26	41	21,5	11,5	0,54	0,55
Syenit (Biotithornblendesyenit) Eist- fluh, Oberwald Ch. schw. Gest. II/42	121	30	37	21	12	0,63	0,48

b) **Biotitsyenit:** Der Kalifeldspat zeigt dieselbe Ausbildung wie im Amphibolsyenit. Die vom Perthit umschlossenen Plagioklase sind weniger häufig. Dafür schätzen wir aber den Gehalt des Perthites an Albitschnüren mindestens doppelt so hoch. Der Gesamtplagioklasgehalt ist kleiner, so dass als sicher angenommen werden muss, dass mehr Plagioklas vollständig aufgezehrt ist.

Der Plagioklas selbst greift die Hornblenden ähnlich an, wie der Perthit den Plagioklas. Überreste davon schwimmen im Plagioklas. Dann treten im letztern auch Epidotneubildungen auf. Wahrscheinlich ist durch die intensivere Kalifeldspatdurchtränkung auch der Plagioklas in vermehrtem Masse mobil geworden, wodurch er die Fähigkeit erhalten haben muss, seinerseits die Hornblenden zu mobilisieren.

Der Quarzgehalt ist höher. Er korrodiert als deutlich jüngste Phase die zweitjüngste, den Kalifeldspat, und den Plagioklas. Auch die Basis der Hornblenden zeigt oft Korrosionen durch Quarz. Quarzausstülpungen führen strahlige Aggregate von Tremolit.

In den Hornblenden sind kaum noch braune Reste festzustellen. Ihre pleochroitischen Farben entsprechen denjenigen des Amphibolsyenites. Blasse Individuen überwiegen aber. Optische Daten:  $c/n_{\gamma} 15^{\circ}$ ,  $2V 82^{\circ} (-)$  und  $84^{\circ} (-)$ ,  $n_{\gamma}-n_{\alpha} 0,016$ ; in gebleichten Hornblenden:  $c/n_{\gamma} 20$  und  $22^{\circ}$ ,  $n_{\gamma}-n_{\alpha} 0,015$ . Die wahrscheinliche Mobilisierung der Hornblende zeigt sich auch durch Korrosionen von Hornblenden in Hornblenden und durch das Auftreten von ungleich orientierten Hornblendeskeletten in Hornblenden.

Der Biotit, tiefbraun bis ockergelb oder ockergrau pleochroitisch, nimmt auf Kosten der Hornblende zu, indem sich das

Mengenverhältnis gerade umgekehrt. Deutliche Biotitisierung der Hornblende parallel der prismatischen Spaltbarkeit kann einwandfrei beobachtet werden. Relativ grosse Apatite und Zirkone mit pleochroitischen Höfen treten in Hornblende und Biotit auf.

Chemismus: HdSt. 323 (Hohgleifen ca. 3200 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
SiO <sub>2</sub>	65,02	10826	10826	si	246
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,01	1374	2748	al	31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	45	90	fm	32
FeO	4,54	632	632	c	10
MgO	2,76	685	685	alk	27
CaO	2,52	449	449		
Na <sub>2</sub> O	3,32	536	1072	ti	0,9
K <sub>2</sub> O	5,99	636	1272	p	0,7
MnO	0,03	4	4	h	4
TiO <sub>2</sub>	0,33	41	41	co <sub>2</sub>	1,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	29	58		
H <sub>2</sub> O +	0,25	178	(178)	k	0,54
H <sub>2</sub> O -	0,07			mg	0,49
CO <sub>2</sub>	0,35	80	80	π	0,08
	<u>100,32</u>			γ	0,11
				c/fm	0,32
				qz	+ 38

Analytiker: Th. HÜGL.

Zusammensetzung: normalsyenitgranitisch mit zu kleinem c.

Basis		Kata-Mol.-Norm			Modalbestand		
Kp	21,4	Or	35,67				
Ne	18,0	Ab	30,00	FeI = 71,34	Quarz	12,85	12,60
Cal	3,4	An	5,67		Orthoklas	43,00	41,10
Cs	1,4	Wo	1,87		Plagioklas	28,00	27,80
Fs	0,8	En	7,60	Pyr = 16,00	Biotit	10,85	11,70
Fa	5,3	Hy	6,53		Hornblende	4,85	5,75
Fo	5,7	Q	10,86		Apatit	0,95	1,10
Ru	0,2	Ru	0,20				
Q	43,0	Mt	0,80	Spez. Gewicht			
Cp	0,8	Cp	0,80	gem.	2,710		
	<u>100,0</u>		<u>100,00</u>	ber.	2,700		
		Or : Ab : An		Ab : An			
		50 : 42 : 8		83 : 17			

Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Syenit L 323 (Hohgleifen)	246	31	32	10	27	0,54	0,49
Normalsyenitgranitisches Magma	250	30	29	13	28	0,5	0,4
Normalsyenitisches Magma	180	30	30	12,5	27,5	0,5	0,4

**Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine:**

Quarzmonzonit (TRÖGER, No. 86)	246	35,5	27	17,5	26	0,49	0,46
Syenit (TRÖGER, No. 240)	196	33,5	26	17	23,5	0,40	0,46
Syenit, Piz Tgietschen, Ch. schw. Gest. II/65	215	27,5	35	14	23,5	0,52	0,64
Syenit, Vättis, Ch. schw. Gest. II/294	216	31	33	15	21	0,60	0,51

Ein Vergleich der beiden Syenitanalysen lässt folgendes deutlich werden:

Der schlierige Amphibol-(Biotit)-Syenit erweist sich auch chemisch als Mischgestein. Erst durch intensivere Einwirkung (vielleicht auch über ein grösseres Zeitintervall) fluider Phasen (wohl hauptsächlich kalisilikatischer Zusammensetzung) wird das Gestein chemisch einem Magmenttypus angeglichen.

## **II. Die Gesteine der Granitintrusion**

### **1. BIETSCHHORNGRANIT (Zentralgranit, Aaregranit) UND SEINE KONTAKTZONE**

Es ist nicht unsere Aufgabe, die speziellen petrographischen Verhältnisse des Zentralgranits zu untersuchen. Sie sind übrigens schon eingehend beschrieben worden (Lit. 59, 98, 76).

Wir beschränken uns daher auf Mitteilungen, die zu Vergleichszwecken nötig werden. Was uns im besonderen interessiert, sind die Kontaktzonen Granit-kristalline Schiefer. Diese Kontakte sind im oberen Lötschental bereits aus grosser Entfernung sichtbar und in Abendbeleuchtung besonders deutlich. Eine scharfe Linie trennt dann den silbergrauen Granit vom warm-braunroten Schiefer, markant erkennbar vom Sattelhorn bis zum Bietschhorn. Stellenweise sind die Kontakte aber unter Firn begraben und grosse Teile davon befinden sich an zu steinschlaggefährlichen Wänden, als dass sie erklettert werden könnten. Als einzige erreichbare nördliche Kontakte im Untersuchungsgebiet sind der Grat zwischen Klein-Nesthorngipfel und Bietschhorn, der Elwerrück am Baltschiederjoch und die Beichspitze zu nennen. Den nachstehenden Mitteilungen über die Kontaktzone liegen besonders die Beobachtungen am Klein-Nesthorn zugrunde. Detailstudien sind auch am Fusse des Bietschhorn-Westgrates im Gebiet des Bietschjochs möglich, ohne dass hier in diesem gewaltigen Blockmeer Zusammenhänge erkannt werden könnten.

Der Zentralgranit ist im Gebiet des Bietschhorns kein einheitlicher Intrusivkörper. Beim Aufstieg über den Nordgrat durchquert

man verschieden ausgebildete Zonen besonders in Bezug auf ihren Gehalt an Mafiten, ihre Körnigkeit und ihre Textur.

Bekannt ist die feinkörnige, aplitische nördliche Randfacies. Eine zweite, auffällige Zone betrifft eine grobkörnigere, leicht flasrige Varietät, die von mehrere Millimeter mächtigen Epidotadern durchzogen ist. Verschärft wird der, wie es scheint, zonare Bau der Intrusivmasse des nördlichen Teils noch durch mehrere disruptiv durchschlagende Aplitgänge, wovon der den Bergsteigern bekannte rote Turm der auffälligste ist.

Es wäre eine lohnende Aufgabe, den Querschnitt des Intrusivkörpers im Gebiet des Bietschhorns (Bietschhorn-Tieregghorn) petrographisch zu bearbeiten, besonders die wahrscheinlich durch Resorptionen aus dem ehemaligen Dach des Lakkolithen texturell und chemisch veränderten Randteile desselben. Wir denken dabei besonders an die petrographische Aufnahme des Profils über den Nordgrat. Die langwierige und ermüdende Begehung des Westgrates ist petrographisch weniger interessant, da derselbe in der allgemeinen Streichrichtung verläuft.

#### a) Normale Ausbildung mit punktförmiger Verteilung der Mafiten

Als Handstück wählten wir einen Mitteltypus aus der Zone, an die sich der Westgrat hält. Der Granit ist hier gleichmässiger entwickelt als im Gebiet zwischen Talspitze und südlichem Gipfel des Bietschhorns, wo er durchwegs gering schlierig-fluidal, aber ebenso feinkörnig erscheint. Es stammt aus ca. 3600 m Höhe. Bei dieser für das Gebiet des Bietschhorns normalen Ausbildung handelt es sich nicht um den Mitteltypus des eigentlichen Aaregranits, der im allgemeinen grobkörniger und etwas mafitenreicher ist. Zweifellos ist der ganze ca. 1000 m breite Saum des Eruptivkörpers vom Nordkontakt bis zum Bietschhorngipfel als durch Resorptionen und Differentiationen veränderte Randfacies zu betrachten und erst südlicher tritt der normale Aaregranit auf.

#### Integrationsanalyse: Schl. L 158

Quarz	31,25	
Perthit	30,40	
Mikroklin	8,85	
Plagioklas	26,80	
Biotit	2,70	
	100,00	
Farbzahl	3	

Die Textur erscheint in Handstück und Schliff vollkommen massig und erst in grösseren Arealen gering parallelstruiert. Es handelt sich dabei um eine fluidale Streifigkeit. Die Struktur ist allotriomorph- bis hypidiomorphkörnig mit geringer Andeutung einer Verzahnung, hauptsächlich durch Quarz verursacht, der so als letztes Ausfüllmaterial erscheint.

U. d. M. zeigt der Quarz die für tektonisch beanspruchte Gebiete typischen Eigenschaften: undulöse Auslöschung bis Bruchbildung. Vollständige Zerreibung zu Mörtelquarz ist aber nicht beobachtet worden. Er greift lappig Plagioklas und Orthoklas an. Quarztropfen als Einschlüsse im Feldspat sind als zufällige Schnitte solcher Fortsätze zu deuten.

Als vorletzte Phase verfestigt sich eindeutig der Kalifeldspat. Er liegt stets in verschiedener Ausbildung vor, als Perthit mit streifig und fleckig verteilten Albitisierungszentren, die selbst fein lamellierte sind, dann auch als Mikroklin mit deutlicher, aber meist fleckig ungleichstarker Gitterung. Mikroklin ist stets stärker albitisiert als Perthit, zugleich mit Zunahme dieser Albitisierung gegen den Kontakt mit Plagioklas hin. Der letztere erscheint z. T. in relativ idiomorphen, klarlamellierten Individuen und z. T. in mehr rundlichen und lappigen Formen mit gleichmässiger geringer Serizitisierung. Nur vereinzelt sind auch Zoisit-Epidotkörnchen festgestellt. Der An-Gehalt schwankt nach Messungen mit dem Fedorowtisch zwischen 0—12%. Es handelt sich also um Albit bis Albiklas. Vereinzelt schwimmen kleine serizitisierte Plagioklase mit klarem Albitsaum im Kalifeldspat.

Als mafitischer Hauptgemengteil ist nur Biotit vorhanden. Er tritt in fransigen Klexen auf,  $\perp c$  schwarzgrün mit Stich nach braun,  $\parallel c$  hellolivgrün, oft auch streifig oder fleckig reinbraun. Basalschnitte sind tiefschwarzgrün, kleinere Klexe aber grasgrün bis strohgelb (mit Olivton) pleochroitisch. Parallel der Spaltbarkeit treten Titanitperlschnüre auf und selten sind auch kleine Apatite festzustellen.

### b) Flasrige Ausbildung mit Epidotadern

Eine andere Varietät des Granits betrifft am Bietschhorn-Nordgrat und der Beichspitze beobachtete strukturell grobkörnigere und texturell leicht flasrige Granite mit Epidotadern.

## Integrationsanalyse: (Schl. L 448)

Quarz	45
Orthoklas	25,4
Plagioklas	24,6
Muskowit	3,6
Epidot	1,4
	100,0
Farbzahl	5

Quarz, Orthoklas und Plagioklas zeigen dieselbe Ausbildung wie im feinkörnigen Typus. Die Plagioklase weisen oft einschlussfreie Säume auf. Biotit ist nicht mehr nachweisbar. An seine Stelle treten, kranzartig die Korngrenzen der leukokraten Gemengteile bildend, Serizitaggregate mit Titanitschnüren und Epidotkörnern. Der makroskopisch hellgrüne, u. d. M. zitronengelb bis farblos pleochroitische Epidot ist einziger „melanokrater“ Gemengteil. Es sind die Zersetzungspprodukte des Biotits, die zusammen mit den aus den randlichen Teilen der Plagioklase herausgelösten Or- und An- Anteilen dem Gestein den flaserigen Charakter geben. Eine chemische Analyse dieses Typus liegt nicht vor. Mit Wahrscheinlichkeit ist aber diese texturelle Varietät durch Dislokationsmetamorphose verursacht, die, wie im Gebiet der kristallinen Schiefer, auch im Granit in geringerem Masse Mylonitisationszonen bildet.

Die nachfolgend beschriebenen Granitvarietäten stammen aus der ca. 170 bis 200 m mächtigen Kontaktzone am Klein-Nesthorn.

c) Grobkörnige,  $\pm$  schlierige Ausbildung mit grösseren Mafitenfetzen

## Integrationsanalyse: (Schl. L 437)

Quarz	31,0
Körnelquarz	4,35
Perthit	25,4
Plagioklas	37,0
Biotit	2,25
	100,0
Farbzahl	2

Unterschiede gegenüber den normalen Graniten sind nur quantitativer Art neben allgemeiner Kornvergrößerung. Die Quarze weisen auf Korngrenzen oft Mörtelkranzonen auf, manchmal sind auch grössere Teilstücke vollständig zerrieben. Im Orthoklas sind Bruch-

zonen albitisiert und vereinzelt umschliessen Perthite zerstossene Biotitpakete, deren einzelne Biotitschuppen bienenwabenförmig im Feldspat verteilt sind. Die Biotite sind teilweise chloritisiert. Diese Zerstörungsmerkmale sind nicht zu übersehen und weisen deutlich auf den ca. 50 m nördlicher anstehenden mechanischen Kontakt zwischen dieser Eruptivkontaktzone und den kristallinen Schiefern. (Siehe Abschnitt: Bemerkungen zur Tektonik.) Die Zunahme des Plagioklases und die Kornvergrößerung sind auf die Resorption von Nebengesteinsmaterial zurückzuführen.

#### d) Flasrige, gneisähnliche Granite

Auch dieser Granit ist von Epidotadern durchzogen und verrät dadurch bereits seine durch tektonische Kräfte beeinflusste Textur. Unmissverständlich deuten die Beobachtungen darauf hin, dass mit Zunahme des Glimmers (d. h. mit Zunahme der resorbierten Anteile) die mechanische Deformation parallel läuft, dadurch überhaupt erst in diesem Masse ermöglicht wird.

#### Integrationsanalyse: (Schl. L 435/439)

Quarz	25,75
Orthoklas	11,90
Plagioklas	52,30
Biotit	9,80
Orthit	0,25
	100,00
Farbzahl	10

Neben relativ grossen, undulös auslöschenden Quarzen und grösseren Plagioklasen, die stets im Kern stärker saussuritisiert sind, treten Quarz und Plagioklas zusammen oder Quarz allein als kleinkörniges, hornfelsähnliches Pflaster auf. Viele serizitische Bewegungsbahnen durchziehen die Plagioklase. Die Kalifeldspäte sind fadenförmig entmischt Perthite. Mikrokline treten ganz selten auf und sind dann meist teilweise in Schachbrettalbit umgebildet. Myrmekitbildungen stellen sich in den schwächer entmischten Perthiten an der Grenze gegen Plagioklas oft ein, auch an im Perhit eingeschlossenen Plagioklasen. Die tektonische Beeinflussung offenbart sich in den unzusammenhängenden Biotitflasern und -Schuppen. Stets liegen dieselben in den das Gestein durchziehenden Serizitzügen. Die Biotite sind  $\perp c$  bräunlich olivgrün und  $\parallel c$  stroh- bis ockergelb, relikhaft sind braune Reste erhalten. Kleine Zirkone und spissige Orthite

liegen ausnahmslos im Biotit. Die oft rechteckigen Biotitaggregate sind nicht selten bis zu alle optischen Merkmale des Quarzes aufweisenden Substanzen zersetzt und nur Erzbestäubung, Titanitschnüre und Leukoxenkörner deuten in solchen Fällen noch auf ehemalige mafitische Anteile. Im Plagioklas sind auch Apatite beobachtet worden. In diesen Graniten können kleine Hornblenden mit folgenden optischen Daten auftreten:  $n_y$  blaugrün,  $n_\beta$  stumpfes blass-olivgrün,  $n_a$  ockergelb bis grünlich,  $c/n_y$  19°. Danach handelt es sich um eine karinthinartige Hornblende. Am Kontakt mit Quarz sind sie zu farblosen Individuen ausgebleicht. Kleine Biotite begleiten sie. Ob es sich bei diesen, gegenüber den olivgrünen Biotiten blau erscheinenden Hornblenden um Neubildungen während der Resorption des Nebengesteinsmaterials oder um Relikte aus den aufgenommenen Schollen handelt, kann durch die Beobachtungen nicht eindeutig entschieden werden.

#### e) Exogene Schollen im Granit

Die beiden zuletzt beschriebenen Granittypen bilden mit einem etwas feinkörnigeren Typus die bereits erwähnte, ca. 170—200 m mächtige Kontaktzone des Granitlakkolithen mit den nördlich anstehenden kristallinen Schiefern. Dunkle, feinkörnige, glimmerreiche Schollen schwimmen in grosser Zahl darin. Oft sind sie von ellipsoidischer Form, 1—2 m lang (Länge zur Breite 6:1) mit Übergängen bis zu nur kopfgrossen Knollen. Eckige, scharfkantige Einschlüsse, oder solche mit schwach abgerundeten Ecken sind ebenso häufig. Trotz des blockigen Zerfalls des Granits beobachtet man eine bevorzugte Lage der Schollen mit ihrer Längenausdehnung parallel der gering angedeuteten Schiefrigkeit des Granits in der allgemeinen Streichrichtung. Gegen Norden (Kl.-Nesthorngipfel) sind die Schollen ausnahmslos scharf gegen den Granit abgesetzt. Dann sind sie dunkel und dicht. Gegen Süden aber können Schollen beobachtet werden, die 1. entweder nur vereinzelte Feldspataugen aufweisen, 2. durch Zunahme von Quarz und Feldspat hellgrau werden, oder 3. in ihren Konturen im Granit gerade noch erkenntlich sind. Deutlich offenbart sich also die Abnahme der Resorptionsfähigkeit des granitischen Magmas gegen seinen Rand hin auf eine Distanz von ca. 50 m, was mit einer relativ raschen Abkühlung des Intrusivkörpers zusammenhangen mag. Die Resorption der Schollen kann so vollkommen werden, dass man Mühe hat, Granit und Scholle

zu unterscheiden. An vielen Stellen wird der Mechanismus der Resorption im Kleinen deutlich. Parallel der Schollenoberfläche löst sich Blatt für Blatt von wenigen mm Dicke ab und wird vom Granit aufgenommen. Der Chemismus des Granits verändert sich dabei wesentlich (Zunahme des Biotits von 2—10% und des Plagioklas von 25—52%). Die letztern weisen auch nur einen An-Gehalt von 8—10% auf, aber Serizitisierung und Zoisitisierung sind merklich intensiver als in den Plagioklasen des normalen Granits.

Die Kontaktzone ist ein überaus instruktiver primärer Schollenkontakt eines Intrusivkörpers. Die Schollen können nur als vom ursprünglichen Nebengestein losgelöste Bruchstücke gedeutet werden, nicht aber als basische Differentiationsschlieren. Damit steht die Beobachtung in Widerspruch, dass die Schollen trotz ihrer in die allgemeine Streichrichtung eingeregelten Lage kaum eine makroskopisch angedeutete Schieferung aufweisen, wie das von ursprünglich sedimentogenem Nebengesteinsmaterial erwartet werden könnte. Die mikroskopischen Beobachtungen werden diesen scheinbaren Widerspruch lösen.

Mit dem Granitlakkolithen scheint diese Zone innig verschweisst zu sein, soweit die Schneeverhältnisse (3336 m ü. M.) eine Beobachtung gestatten. Die Grenze zwischen schollenführendem und schollenfreiem Granit verläuft nicht parallel der allgemeinen Fallrichtung der Schieferungsflächen ( $T_{40^\circ \pm 5^\circ}$ ), sondern unterteuft die Kontaktzone gegen Norden. Nichts deutet hier auf eine ausgesprochene tektonische Bewegungszone zwischen dem Granit und seinem Schollenkontakt. Eine solche ist erst ca. 300 m südlicher im Aufstieg über den Nordgrat in 3700 m Höhe im Gebiet des als leichtflaserige Ausbildung mit Epidotadern beschriebenen Granits wahrscheinlich.

Verfolgt man aber den Schollenkontakt gegen Norden über den Gipfel des Klein-Nesthorns, so brechen ca. 30 m unterhalb der Kulmination Granit und Schollen plötzlich ab und unvermittelt befindet man sich in einer dunkelgrau-grünen, dichten, äusserst feinschiefriegen und, wie mikroskopische Untersuchungen zeigen, amphibolitogenen Schieferserie. Es handelt sich um dasselbe Gestein, wie es auch am Schafbergkamm (3200 m) beobachtet wurde und wie es ähnlich am Beichpass (2980 m) auftritt. Für die Deutung dieses als Mylonitisationshorizont betrachteten Gesteins verweisen wir auf den Abschnitt: Bemerkungen zur Tektonik.

## Mikroskopische Beobachtungen

## Integrationsanalysen:

Schl. L 435 (dunkelgraue Scholle)		L 436 (dunkelgraue Scholle)	
Quarz	29,30	Quarz	29,90
Perthit	2,30	Perthit	2,40
Plagioklas	56,60	Mikroklin	1,20
Albitsäume	0,70	Plagioklas	58,00
Biotit	11,00	Biotit	8,50
Orthit	0,10		
	100,00		100,00
Farbzahl	11	Farbzahl	9

## Schl. L 437 (dunkelgrau-grüne Scholle)

Quarz	25,20
Perthit + Mikroklin	1,30
Plagioklas	59,10
Biotit	14,40
	100,00
Farbzahl	14

Die Farbzahlen deuten auf relativ helle Gesteine. Dabei erscheinen die Schollen aber sehr dunkel. Dichte oder auch nur feinkörnige Gesteine sind erfahrungsgemäss dunkler als ihre chemisch äquivalenten grobkörnigen.

Merkwürdigerweise sind auch in den dunkelsten Schollen die Unterschiede im Mineralbestand gegenüber dem Granit nur quantitativer Art. Dieselben Mineralkomponenten treffen wir in den Schollen wie im Granit. Dagegen sind die strukturellen und texturrellen Abweichungen beträchtlich.

Quarz bildet in den Schollen meist feinkörnige, intensiv verzahnte Körnelaggregate, deren einzelne Körnchen einheitlich auslöschen. Aber auch grössere, undulös auslöschnende Körner treten auf.

Beträchtliche Unterschiede weist der Plagioklas gegenüber demselben im Granit auf. Er ist meist reich durchschwärmt von Serizit, Zoisit und Epidot, meist sogar ganz davon erfüllt, sodass kaum mehr Plagioklasgrundmasse erkennbar ist. Das Gestein ist relativ stark mechanisch beansprucht, was besonders die Plagioklase in Mitleidenschaft zieht, welche oft abgepresste Ecken, ausgezogene Serizitsträhnen um und durch sie hindurch aufweisen.

Der beträchtliche Glimmergehalt wird Bedingung für eine so weitgehende Scherung und Walzung sein. Biotit macht ja bis 14%

aus. Meist bildet er olivbraune einzelne Leistchen, die völlig regellos gelagert sind, tritt aber auch in wirrzerstossenen, schuppigen Aggregaten auf, wobei nur reliktische Schüppchen noch bräunlich sind. Eine ursprüngliche Schiefrigkeit ist (nur selten) durch mehr parallel gescharte Glimmerpakete angedeutet, vornehmlich aber durch die Serizitzüge verschärft, die stets auch durch die Glimmerlagen ziehen, also durch postkristalline, jüngere mechanische Kräfte ausgeprägt.

Die kontaktmetamorphen Einflüsse des Granits haben die primäre Schiefrigkeit bis auf Spuren verwischt. Erst spätere mechanische Kräfte benutzten diese Anlagen wieder zu intensiver Ausprägung derselben, die aber auch jetzt nur im mikroskopischen Bilde deutlich wird. Nur die geringe Erzdurchsetzung in  $\pm$  parallelen Zügen, die von der Integrationsanalyse nicht erfasst wurde, scheint noch primäre Schieferung, bzw. Schichtung abzubilden.

Die kontaktmetamorphe Beeinflussung durch den Granit ist gering und hauptsächlich thermischer Art. Die pneumatolytischen Einwirkungen sind beschränkt. Nur bis wenige cm vom Kontakt entfernt treten in den dunkeln Schollen Perthite und Mikrokline auf.

Häufig sind Perthite mit fadenartiger Entmischung, die in den Ecken oder fleckig verteilt Mikroklingitterung zeigen. Dabei treten allerdings auch Veränderungen in der Art der Albitisierung auf. Die faden- bis schnurartige Entmischung weicht im Mikroklin einer mehr flächenhaften, schachbrettalbitähnlichen. Es ist aber nicht wahrscheinlich, dass darunter nur Entmischungen ursprünglich homogener Mischkristalle zu verstehen sind. Die Albitisierung geht oft von Rissen aus und ist randlich stärker, sodass wohl auch zugeführte natronsilikatische Lösungen eine Rolle spielen.

Myrmekite und Andeutungen dazu sind in den Perithiten der Schollen häufiger als im Granit.

Im Zusammenhang mit den Orthoklasen im Kontaktsaum stehen auch die selten auftretenden tiefbraunen Orthite. Die kontaktmetamorphe Wirkung kündet sich auch in den deutlich als Umkristallisationen der leukokraten Anteile der Schollen auftretenden Neubildungen von Albit an. Umkristallisationen fémischer Gemengteile können nicht nachgewiesen werden.

Die thermischen Einflüsse prägten Textur und Struktur dieser kristallinen Schiefer um. Wie die mikroskopische Beschreibung lehrt, müssen die Schollen als Hornfelse angesprochen werden. In welchem Masse eine Umprägung nötig war, ob eventuell diese Schiefer bereits nach der regionalen Vergneisung als feinkörnige bis

dichte Gesteine vorlagen, lässt sich nicht entscheiden, da ein direkter Zusammenhang mit weiter vom Kontakt entfernten Gesteinen fehlt, verursacht durch die unterhalb des Klein-Nesthorngipfels auftretende markante Dislokationslinie. Dass bloss thermische Einflüsse überwiegen, ist auch bewiesen durch das Vorherrschen der dunklen Schollen gegenüber den mit Feldspat imprägnierten oder gar den nur noch diffus im Granit schwimmenden Schollen. Pneumatolytische Wirkungen des Bietschhorngranits sind auch an andern Fundorten als gering erkannt worden (Lit. 8). Bis zu welcher Entfernung vom Kontakt sich überhaupt noch Einflüsse geltend machen, ist hier wegen der erwähnten und im Abschnitt Tektonik erläuterten tektonischen Linie nicht nachweisbar.

Die Lostrennung dieser grossen Massen von Nebengesteinsmaterial ist nicht einer intensiven thermischen oder chemischen Einwirkung des intrudierenden Granits, viel mehr aber der mechanischen Kraft während der Intrusion zuzuschreiben.

Die teilweise Resorption des Schollenmaterials liefert als Zwischenprodukte zwischen den dunklen und den diffus im Granit aufgelösten Schollen **Mischgesteine**.

Als solches wird vor allem das S. 458/459 beschriebene flasrig-schiefrige Granit HdSt. 435/439 betrachtet. Besonders seine Stellung im geologischen Verbande rechtfertigt diese Annahme. Er umschliesst  $\pm$  scharf absetzend dunkle Schollen, verhält sich also wie Granit, und liegt selbst schollenartig in wenig verändertem Granit.

Der Mischgesteinsscharakter wird aber erst im mikroskopischen Bilde besonders deutlich. Die Integrationsanalyse allein würde ihn bereits den hornfelsartigen Schiefern zuweisen. Parallel den scharf absetzenden dunklen Schollen durchziehen enggeschart (2—4 mm) schmale Züge den Granit, die sich als Plagioklas-Biotitlagen erweisen. Es sind vom Schiefer losgelöste Blätter. Die Plagioklase entsprechen genau den in der Scholle beobachteten und die Biotite sind die kleinschuppigen, krümeligen Aggregate des Hornfelses, nicht die selbständigen Biotittafeln des Granits. Diese dunklen Lagen, die dem Mischgestein die gering flasrige Textur erteilen, können bis durchschnittlich 1 m in dasselbe hinein verfolgt werden. Die hellen Zwischenlagen entsprechen dem granitischen Quarz-Albiklas-Perthit-gefüge des normalen Granits.

Mit seltener Deutlichkeit können in diesem Mischgestein zwei einander fremde Strukturen beobachtet werden. Sie verursachen dadurch die Flasrigkeit, welche aber in dem Masse, wie sie heute vor-

liegt, auch mechanische Kräfte voraussetzt, was sich auch in den das Gestein durchziehenden Epidotadern äussert. Ähnlich wie im Granit 437 zeigt sich hier der Mechanismus der Resorption, mit dem Unterschiede, dass das granitische Magma die losgelösten Blätter nicht mehr vollständig zu assimilieren und umzumineralisieren ver- mochte.

## 2. DIE GANGGEFOLGSCHAFT DES BIETSCHHORNGRANITS

### a) Ganggesteine zweifelhafter Herkunft

Im Untersuchungsgebiet treten folgende Gesteine als gangförmige Bildungen auf:

Aplite,	Quarzporphyre,
Pegmatite,	Lamprophyre (Spessartite).
Granitporphyre,	

Der Umstand, dass an keiner der Beobachtung zugänglichen Kontaktstelle zwischen Granit und kristallinen Schiefern direkt vom Granit in die letztern übersetzende Ganggesteine irgendwelcher Art aufzufinden sind, erschwert die Abgrenzung der der Gefolgschaft des Bietschhornganits angehörenden Ganggesteine. Es sind sicher ältere nachgewiesen.

Für einen Teil derselben ist die Abstammung vom Bietschhorn- granit wahrscheinlich gemacht durch Mineralbestand und Struktur. Das gilt vor allem für einen Teil der Aplite. Nicht mit hierher- gehörenden zu identifizieren sind die bereits beschriebenen, aplit- artigen Massen.

#### aa) *Pegmatit-Gänge*

Wenn ein Teil der Aplite noch einwandfrei den Bietschhornganiten zugeordnet werden kann, so trifft dies für die Pegmatite und pegmatitartigen Bildungen keinesfalls mehr zu. Ihre Herkunft ist zweifelhaft.

Die Beobachtungen am Granitkontakt deuten auf eine relativ rasche Abkühlung des Intrusivkörpers und hier ist nur eine Entwicklung zu aplitischen Schmelzlösungen festgestellt worden. Es fehlen jegliche Andeutungen pegmatitischer Ausbildung und Einwirkung. Wenn schon am Kontakt, wo solche Einwirkungen sich in erster Linie zeigen sollten, dieselben fehlen, ist es wenig wahrscheinlich, dass weiter entfernt auftretende Pegmatitinjektionen und pneumatolytische Einwirkungen im Anschluss an die Granitinvasion erfolgten.

Viel eher kann eine Abhängigkeit von der regionalen Vergneisung, von der Granitisierung grosser Biotitplagioklasgneisareale wahrscheinlich gemacht werden.

Für die Herleitung aus den mobilisierten Anteilen der Biotitplagioklasgneise sprechen vor allem der geologische Verband (s. S. 409) und die durch Pigmentierung hervorgerufene blaugraue Färbung der Mikrokline (besonders im östlichen Untersuchungsgebiet).

Die Pegmatite des westlichen Aufnahmegebietes erscheinen im geologischen Verband als disruptive Ganggesteine, was sie eher der Gefolgschaft des Bietschhorngranits zuweist. Ebenso spricht für die letztere Annahme die Überhandnahme des Kalifeldspatgehaltes (bis 60%).

#### Integrationsanalysen:

Schl. L 420 (Wasserstollen)		Schl. L 425 (Wasserstollen)	
Quarz	16,4	Quarz	13,1
Kalifeldspat	58,0	Kalifeldspat	41,6
Plagioklas	19,8	Plagioklas	36,2
Biotit ( $\pm$ Muskowit)	5,8	Muskowit	8,9
Hornblende		+ Erz	
	100,0	Chlorit	0,2
Farbzahl	6	Apatit	100,0
		Farbzahl	9

Schl. L 329 (Hohgleifen)	
Quarz	26,6
Kalifeldspat	61,0
Plagioklas	11,0
Biotit	1,0
Selbst. Zoisit	0,3
	100,0
Farbzahl	1

In solchen Typen können im Klein- und Grossbereich von den pegmatitartigen Massen umschlossene Gneis- und Amphibolitschöllchen auftreten.

Die Ähnlichkeit der Kalifeldspäte des Syenits, der Augengneise und der Pegmatite lässt wieder deutlicher eine Herleitung aus älterem Material zu. Entscheidend kann weder die eine noch die andere Annahme verfochten werden. Zusammenfassend muss gesagt werden, dass Alter und Herkunft vieler Pegmatite und pneumato-lytischer Bildungen zweifelhaft sind, dass aber die östlichen, knaue-rig auftretenden (Hdst. 185, 382), mit mehr Wahrscheinlichkeit einem älteren Zyklus zuzuweisen sind, die westlichen dagegen auch

Merkmale aufweisen, die ihre Zuweisung zur Gefolgschaft des Bietschhornganits rechtfertigen (Hdst. 329, 420, 425).

Unsicher muss auch die Stellung der recht häufig auftretenden **Quarzporphyre** und der im Gebiet des Beichpasses und Klein-Nesthorns aufgefundenen **Granitporphyre** beurteilt werden.

Beide sind nur als vollkommen konkordante Lagergänge im Biotitplagioklasgneis gefunden worden und beide sind intensiv **verschiefert**.

ab) *Quarzporphyrgänge* (Hdst. 149, 351, 342, 346)

Im geologischen Verbande erscheinen sie hauptsächlich in der Umgebung der Serpentin-Topfsteinzone, ebenso in derselben der charakteristischen Beichgneise. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 0,1 und 1,5 m. Makroskopisch sind es feinschiefrige bis dichte, weisse bis schwach graue oder grünlichgraue Gesteine. Die Einsprenglinge treten makroskopisch gar nicht hervor. Auch der Hauptbruch ist seidigglänzend glatt. Häufig treten Pyritkörnchen auf. In dislokationsmetamorph stark beanspruchten Gängen sind solche Pyritwürfelchen meist grösstenteils limonitisiert und bilden dann braune Überzüge auf Schichtflächen. Diesen entlang fällt das Gestein beim Anschlagen auseinander. Durch die Limonitisierung erscheint das Gestein auch etwa gelblich.

Integrationsanalyse: (Schl. L 351, Beichpassweg 2530 m)

porphyr. Quarz	10,5
porphyr. Plagioklas	12,0
Biotitschüppchen	4,8
Calcit	0,3
Grundmasse	72,4
	100,0
Farbzahl	5

Die Einsprenglinge sind vollkommen idiomorph und durchschnittlich 1 mm gross. Quarz erscheint auch korrodiert und in einzelnen besonders stark ausgewalzten Typen auch zerbrochen oder verheilt. Die Plagioklase sind lamellierte Albite mit einem An-Gehalt von 3—4%. Serizitschüppchen treten geregelt darin auf. In dislokationsmetamorphen Typen können die Albiteinsprenglinge auch poikiloblastisch von Calcitkörnchen durchsetzt sein.

Die Einsprenglinge liegen ohne erkennbare Regelung in dichter bis feinkörniger, granoblastischer Grundmasse von Feldspat und

Quarz als Hauptgemengteil mit Serizitschüppchen, Biotit und Leukoxen oder Serizit, Muskowit und Biotit als Nebengemengteil. Die Regelung der in feiner Schüppchenform vorliegenden Mineralien bringt ausgesprochene Paralleltextur hervor.

ac) *Granitporphyrgänge* (Hdst. 333a, 181, 131)

Ihre Mächtigkeit beträgt durchwegs um 1,5 m. Trotz der Verschieferung zerfallen die Granitporphyre blockartig. Im Verbande der Gneise sind sie dadurch besonders ausgezeichnet und auffällig und erscheinen als Fremdkörper. Im Querbruch ist der porphyrische Charakter deutlich. Milchige, rechteckige bis rhombische Feldspäte und bläuliche, mehr rundliche Quarze schwimmen im dunkleren Grundgewebe. Der Hauptbruch ist dunkelseidigglänzend. Die von Grundgewebslagen umflossenen Einsprenglinge bilden knötchenartige Erhöhungen.

Integrationsanalysen:

Schl. L 333a (Lauibäche)	Schl. L 131 (Kl. Nethorn 2620 m)
Porphyrischer Quarz	1,4
Porphyrischer Plagioklas	24,2
Zersetzer Biotit	9,0
Calcit	2,1
Erz	0,8
Grundmasse	65,2
	100,0
Farbzahl	12
	Farbzahl
	4

Schl. L 181 (Beichpass 2750 m)

Porphyrischer Quarz	8,8
Porphyrischer Plagioklas	6,7
Porphyrischer Orthoklas	6,1
Biotit, Chlorit	9,8
Calcit	0,4
Grundmasse	65,2
	100,0
Farbzahl	10

Die Dünnschliffbeobachtungen zeigen die vollkommene Analogie mit den Quarzporphyren. Der An-Gehalt der Plagioklase beträgt 0—3%. Chlorit-Quarz-Erz (Hämatit oder Leukoxen)-Aggregate sind Überreste ehemaliger Biotitpakete. Letzterer tritt aber immer noch in Fetzchen mit einem Pleochroismus von schwarzolivbraun bis blassolivbraun oft auch weinrotbraun bis blasslilaocker auf. Die feinschuppigen, mafitischen Anteile der Grundmasse umfliessen die Ein-

sprenglinge. In Streckungshöfen, im Schatten der Einsprenglinge nisten sich grosse Calcite ein; Calcit ist auch feinkörnig im Grundgewebe verteilt. Fortsätze der Quarzeinsprenglinge wachsen ebenfalls in die Streckungshöfe hinein.

An einigen Stellen ist auch eine geringe kontaktmetamorphe Einwirkung auf den Biotitgneis feststellbar. In diesem wenige mm breiten Kontaktsaum scheint die Einregelung der Biotitfetzchen gestört und Ausbleichung derselben mit Häufung von Leukoxen mit Erz tritt auf. Die Verwischung der Regelung deutet auf hornfelsartige Bildungen.

Die Unsicherheit in der Beurteilung des Alters und der Herkunft der Quarzporphyre und Granitporphyre ist durch verschiedene Umstände begründet.

Die Quarzporphyre sind hauptsächlich an die basischen Gesteine des Altbestandes (Biotitgneise, Amphibolite, Topfsteine) gebunden und stehen daher mit Wahrscheinlichkeit mit vorgranitischen Intrusionen im Zusammenhang.

Die Granitporphyre erweisen sich in Mineralbestand und Struktur als verwandt mit den beschriebenen Quarzporphyren und gehören daher wohl derselben Intrusionsperiode an; sie erscheinen im geologischen Verbande auch ausnahmslos in Biotitplagioklasgneisen, sind aber durch ihre blockige Verwitterungsform gegenüber allen Gesteinen des Altbestandes ausgezeichnet. Auch der bedeutende porphyrische Orthoklasgehalt muss für einige Gänge als charakteristisch betrachtet werden. Beide Gangvarietäten sind durch gleichsinnige stärkere Verschieferung und Vergneisung als alle sicher im Zusammenhang mit der Bietschhorngranitintrusion stehenden gangförmigen Bildungen gekennzeichnet.

Zusammenfassend muss daher eine Einreihung dieser Bildungen in den Zyklus der Intrusionen vorläufig unterbleiben, wenn wir auch persönlich dem Zusammenhang mit älteren Intrusionsperioden den Vorzug geben möchten. Wohl stehen diese Gänge nirgends im Zusammenhang mit dem Granit. Da aber auch sichere Ganggesteine des Bietschhorngranits diesen Zusammenhang vollständig verloren haben, kann diese Tatsache keine stichhaltige Begründung der persönlichen Meinung darstellen.

#### b) Ganggesteine des Bietschhorngranitmagmas

Als sicher zum Ganggefolge des Bietschhorngranits gehörend verbleiben nach diesen Erörterungen nur

A plite, die in Mineralbestand und Struktur der Randfacies des Bietschhorngranits und den in dieser Randfacies auftretenden Apliten analog sind, und möglicherweise

Lamprophyre. Ein direkter Zusammenhang mit dem Bietschhorngranit kann für die letzteren auch nicht festgestellt werden. Die Möglichkeit, dass auch Lamprophyre eines älteren Intrusionszyklus auftreten, ist nicht von der Hand zu weisen.

### ba) *Aplitgänge*

Vorherrschend treten sie als konkordante Lagergänge auf. Es sind aber auch in der Streichrichtung der allgemeinen Richtung konforme, in der Fallrichtung um bis 30° diskordant durchsetzende beobachtet werden, d. h. in nach Norden überkippten Schiefern setzen senkrecht stehende Aplite durch. Ausnahmsweise stehen Aplite auch schief oder quer zur allgemeinen Streichrichtung. Ihre Mächtigkeit ist ganz gesetzlos und schwankt zwischen 6 cm und 60 m. Beobachtete Häufungswerte liegen um 0,2 m, 2 m und 30 m.

Das Auftreten der Aplite ist nicht an bestimmte Gesteine gebunden, sie finden sich im Granit selbst, in allen Varietäten der Biotitgneise, den Chloritgneisen und -Schiefern und durchziehen auch die basischen Gesteine. Besonders häufig aber schieben sie sich zwischen Biotitgneise und Amphibolite ein. Diese Inhomogenitätsstellen scheinen die schwächsten Zonen zu sein. Wahrscheinlich sind dies bereits vorgranitisch, herzynisch angelegte, schwächere Bewegungshorizonte, die dann von den intrudierenden Phasen bevorzugt wurden.

Die Gänge sind meist rein weiss, auch bläulich und selten gering schlierig. Verursacht durch dunkelblaugraue Quarze erscheinen einzelne Aplite auch viel dunkler, als ihre Farbzahl vermuten lässt. Salbandartige feinkörnigere Randfacies ist selten entwickelt.

### Integrationsanalysen:

Schl. L 157 aplit. Randfacies d. Bietschhorngranits, Bietschhorn ca. 3500 m

Quarz	40,6
Perthit	26,3
Plagioklas	32,2
Biotit (± Epid. Tit.)	0,9
	100,0
Farbzahl	1

L 223 Schafberg 3120 m ü. M.  
4 m mächtig

Quarz	43,60
Perthit	20,75
Plagioklas	32,80
Muskowit	2,45
Calcit	0,40
	100,00
Farbzahl	3

L 432 Wasserstollen 22 m mächtig  
2005 m S Mundloch

Quarz	34,5
Perthit	32,6
Plagioklas	29,4
Muskowit + Erz	3,5
	100,0
Farbzahl	4

L 79 Schafberg Grat 2700 m  
2 m mächtig

Quarz	31,26
Perthit	27,02
Plagioklas	36,69
Biotit ± Chlorit	5,02
	100,00
Farbzahl	5

## L 336 Lauibäche

Quarz	34,9
Kalifeldspat	29,4
Plagioklas	33,4
Biotit (± Muskowit) (Hornblenden)	2,3
Titanit + Apatit	0,1
	100,0
Farbzahl	2

L 195 Schafberg 2650 m ü. M.  
W Quelle

Quarz	37,50
Perthit	29,30
Plagioklas	29,25
Biotit	2,85
Erz	1,10
	100,00
Farbzahl	4

L 206 Schafberg 2700 m ü. M.  
stockförmig

Quarz	38,92
Perthit	25,87
Plagioklas	27,43
Biotit (± Erz, Epidot, Mukowit)	7,78
	100,00
Farbzahl	8

L 436 Klein-Nesthorngipfel  
Kontaktzone

Quarz	37,0
Perthit	29,0
Mikroklin	1,3
Plagioklas	29,2
Biotit	3,5
	100,0
Farbzahl	4

## Variation

Quarz	31—44
Perthit	21—33
Plagioklas	27—37
Mafiten (+ Akz.)	1—8
Farbzahlen	1—8

Die Aplite sind durchwegs fein- bis mittelkörnig, nur ausnahmsweise gröber (Hdst. 223). Dieser Gang muss zufolge seiner relativ grossen Muskowite bereits als Übergangstyp zu Muskowitpegmatit gewertet werden.

Die Schwankungen im Mineralbestand sind allgemein gering und höchstens im Verhältnis der Alkalifeldspäte zu den Plagioklasen auffälliger.

Alpine Kataklase dokumentiert sich in den Apliten nur in geringem Masse. Quarz löst undulös aus und weist Brüche auf.

Manchmal bildet sich auch ein Mörtelkranz rings um die Quarzindividuen. Gaseinschlüsse finden sich oft und verursachen wohl bei bestimmter Häufung den dunklen Ton der Quarze.

Quarz und Kalifeldspat sind beide ausgesprochen xenomorph. Der letztere ist meist ein perthitischer Orthoklas mit schätzungsweise 5—15% Albitsubstanz. Die Entmischung kann fadenförmig bis flammig sein. Nur selten ist sie netzartig bis fleckig oder wolkig. Recht häufig sind Zwillinge mit unregelmässiger Verwachsungsfläche. Mikroklingitterung ist nur andeutungsweise vorhanden.

Mehr Eigengestalt, aber auch vermehrte Zerlegung in Bruchstücke (mit Ausheilung durch Quarz und Albit) zeigt der Plagioklas. In der Hauptsache handelt es sich um Albite bis Albiklase. Anorthitgehalte von 1, 2, 3, 4, 7, 8, 10, 12, 14 und 15% konnten gemessen werden. Viele Albite sind einschlussfrei. Meist aber ist eine feine Serizitisierung vorhanden; nur in Ausnahmefällen weist der Kern Saussuritisierung auf, vereinzelte Zoisitkörnchen sind aber häufig. Die selten festgestellten Zonarstrukturen weisen im Anorthitgehalt nur Differenzen von 1—3% auf (Schl. L 446). Randlich intensivere Serizitisierung muss als Deformationsverglimmerung gewertet werden. Tektonische Beanspruchung dokumentiert sich auch in abgescharten Ecken der Plagioklase. Die meisten Albite sind mit feinen bis mittelbreiten Lamellen nach dem Albit- oder dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt.

Die mafitischen Gemengteile variieren. Meist sind olivgrün bis ockergelb pleochroitische Biotitschuppen vorherrschend, vergesellschaftet mit Rutilaggregaten (sternförmig, nadelig oder körnig, auch etwa mit Titanit als Kern). Vereinzelt finden sich bienenwabenförmig angeordnete olivgrüne Biotitschüppchen auf Korngrenzen in grobem Mörtelquarz.

In einigen Typen tritt nur grobblättriger Muskowit auf, teilweise in feinen Serizitfilz zerstossen.

Weitere Nebengemengteile sind grasgrün bis gelb pleochroitische Pennine (Chloritisierung des Biotits), zitronengelbe Epidotkörnchen, Titanit, Erz (Magnetit, (Pyrit), Hämatit, Limonit), Zirkon. Als Übergemengteil ist reliktische Hornblende und Neubildung von Tremolit festgestellt (Aufnahme kleiner Fetzen des Nebengesteins).

Strukturell sind alle Aplite hypidiomorph- bis allotriomorphkörnig, texturell massig richtungsloskörnig. Verschieferung wurde nicht beobachtet.

Kontaktmetamorphe Einwirkungen auf das Nebengestein sind ganz gering. Nur die mächtigsten Aplitgänge vermögen die Biotitgneise auf mehrere Meter zu Hornfelsen umzuformen. Der Hornfelscharakter ist aber nicht ausgeprägt (Lit. 71).

Der Aplit L 79 wurde seiner durch die blaugraue Färbung zuerst zweifelhaft erscheinenden Stellung wegen einer chemischen Analyse unterworfen.

Chemismus: HdSt. 79, Schafberg ca. 2700 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
SiO <sub>2</sub>	71,61	11923	11923	si	367
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,44	1417	2834	al	43,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	11	22	fm	16,5
FeO	3,05	425	425	c	6,5
MgO	0,37	92	92	alk	33,5
CaO	1,19	212	212		
Na <sub>2</sub> O	3,47	560	1120	ti	0,4
K <sub>2</sub> O	4,85	515	1030	p	0,18
MnO	0,03	4	4	h	8,5
TiO <sub>2</sub>	0,11	14	14	co <sub>2</sub>	3,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	6	12		
H <sub>2</sub> O +	0,49	283	(283)	k	0,48
H <sub>2</sub> O -	0,02			mg	0,17
CO <sub>2</sub>	0,43	98	98	π	0,08
	100,31			γ	0,00
				c/fm	0,39
				qz	+ 129

Analytiker: Th. Hügl.

Magentypus: engadinitgranitisch.

Basis		Kata-Mol.-Norm		Modalbestand	
Kp	17,47	Or	29,11	Vol. %	Gew. %
Ne	19,00	Ab	31,66	Quarz	31,26 31,42
Cal	3,29	An	5,49	Orthoklas	27,02 26,30
Sp	1,56	Cord	2,86	Plagioklas	36,69 36,80
Hz	0,95	Fe-C.	1,75	Biotit	
Fs	0,19	Hy	4,09	(± Chlorit)	5,02 5,52
Fa	3,16	Q	24,60		
Ru	0,08	Ru	0,08		
Q	54,13	Mt	0,19		
Cp	0,17	Cp	0,17		
	100,00		100,00		
				Spez. Gewicht	
				gem.	2,645
				ber.	2,642

Or : Ab : An  
44 : 48 : 8      Ab : An  
                  86 : 14

## Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Aplit 79 (Hohwitzentrück)	367	43,5	16,5	6,5	33,5	0,48	0,17
Engadinitgranitisches Magma	380	43	13	8	36	0,5	0,25

## Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine:

Engadinit (TRÖGER, No. 13)	384	42	13,5	5,5	39	0,48	0,25
Aaregranit (Haslital)							
Ch. schw. Gest. II/34	402	42	13	7,5	37,5	0,43	0,13
Baltschiedergranit (Galkikumme)							
Ch. schw. Gest. II/18	335	39,5	18,5	10,5	31,5	0,43	0,39

Den Aplit L 157 benützten wir zu einer Berechnung der chemischen Analyse aus der Integrationsvermessung.

## Niggli-Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
570	48	3	4	45	0,38	0,34	1,33	+ 290

Der Wert für  $\text{SiO}_2$  ist gegenüber normalen gangförmigen Apliten sehr hoch. Es handelt sich bei diesem Gestein um eine sehr saure Randfacies des Bietschhornganits, saurer als die gangförmigen Aplite desselben Granites. Das ist schon aus dem sehr hohen Quarzgehalt der Integrationsanalyse ersichtlich und deutet darauf hin, dass bei der Platzstellung des Lakkolithen zuerst in den umgebenden Nebengesteinen sich Spalten öffnen und von nachdrängenden molekulardispersen Phasen benutzt werden. Erst später scheinen sich bei der langsamen Erkaltung und Zusammenziehung des Lakkolithen zwischen demselben und dem direkt anliegenden Nebengestein, d. h. der mit dem Nebengestein verschweissten Kontaktzone schwache, wegsame Stellen zu bilden, in welche die sauersten Differentiate eindringen.

bb) *Lamprophyre*

In der Literatur sind bis heute aus dem westlichen Aarmassiv lamprophyrische Ganggesteine nicht erwähnt. Die westlichsten beobachteten sind diejenigen des Oberaletsch-Gebietes (Lit. 59, 98).

Lamprophyrische Ganggesteine sind auf das Gebiet Schafberg, Klein-Nesthorn, Distelberg, Beichpass beschränkt. Westlich des Schafberges treten sie nicht mehr auf, d. h. mehr als 800 m vom Granitkontakt entfernt setzen sie aus.

Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 8 cm und 3 m. Sie durchschlagen z. T. konkordant, meist aber diskordant bis quer alle übrigen Gesteine. Quere Gänge besitzen vorwiegend eine Mächtigkeit um 30 cm, geringer diskordante sind schmäler und nur konkordante wurden als bis 3 m mächtige Zonen gefunden.

Salbandartige Randfacies konnte nicht festgestellt werden, ebensowenig kontaktmetamorphe Einwirkungen auf das Nebengestein. Vom letztern lösen sie sich beim Anschlagen stets mit glatter Fläche.

Sie bilden blockige Zerfallsprodukte und markante Wände im Gelände. Im Handstück ist das Gestein dicht, grünlichgrau und auch bläulichgrün mit muscheligem und filzigem Bruch. Verwitterte Oberflächen sind schmutzig olivgrün mit dunkleren Flecken. Im Dünnschliff lassen sich 2 Typen unterscheiden, Spessartite mit gleichkörnigem Plagioklas-Hornblendegefüge von 0,2—0,5 mm Leistenlänge und Übergänge zu Hornblende porphyriten mit porphyrischen Plagioklasen, isometrischen Klexen von Zoisit, Hornblende und Quarz in dichtem Hornblende-Plagioklasgrundgewebe von 0,02—0,05 mm Spiesschenlänge.

Kersantite sind nicht vertreten. Biotit tritt auch nie akzessorisch auf.

Da die planimetrische Vermessung dieser dichten Gesteine sehr mühsam ist, beschränkten wir uns auf die genaue Integration eines Spessartites.

#### Integrationsanalyse: L 348 (Beichpassweg 2480 m)

Plagioklas	39,65
Hornblende	31,50
Zoisit $\pm$ Epidot	25,40
Chlorit	2,70
Erz	0,75
	100,00
Farbzahl	60 (35)

Die Struktur zeigt ein sperriges Gefüge von Plagioklas- und Hornblendeleisten. Intersetal liegen Zoisitkörnchen dazwischen. Texturell handelt es sich meist um absolut richtungsloskörnige, massive Gesteine. Nur die Übergänge zu Porphyrit erscheinen durch Einregelung der feinen Hornblendespisschen des Grundgewebes im mikroskopischen Bilde gering geschieft.

Plagioklas bildet langprismatische Leisten und seltener gedrungene und dann xenomorphe Körner. Die Leisten weisen meist eine Zwillingsverwachsung auf, die Körnchen sind nicht verzwillingt. Der An-Gehalt beträgt 0—5%. Die  $\pm$  isometrischen Körnchen sind von Serizitschüppchen durchspickt, die langprismatischen aber nicht.

Einen wesentlichen Teil der Mineralkomponenten macht der Zoisit aus. Er tritt als selbständige xenomorphe Körnchen auf und auch als wirre klexige Aggregate feiner Säulchen und Körnchen. Das Zentrum oder Teile dieser Aggregate sind häufig zu einem grösseren Zoisitkorn gesammelt. Aus der Interferenzfarbe der letzteren lässt sich ein erheblicher Epidotgehalt der Zoisite ableiten.

Wesentlicher Bestandteil aller Lamprophyr- und Porphyritgänge ist auch die Hornblende. Sie ist primär braun, kurzprismatisch und idiomorph. Optische Daten dieser braunen Hornblende: Pleochroismus  $n_\gamma$  intensiv sienabraun,  $n_\beta$  blass gelblichbraun,  $n_\alpha$  blass ocker-sienabraun,  $c/n_\gamma$  14—15°, 2V 88° (—),  $c/n_\gamma$  16°, 2V 90°,  $c/n_\gamma$  11—12°,  $n_\gamma-n_\alpha$  0,0211, 0,0235,  $n_\gamma-n_\beta$  0,0131, 0,0124,  $n_\beta-n_\alpha$  0,0151 (BEREK).

Alle braunen Hornblenden sind von einer Hornblende mit schwach grünen Tönen umsäumt. Pleochroismus:  $n_\gamma$  graubraun,  $n_\beta$  blass ockerbraun,  $n_\alpha$  grauolivgrün.

Diese Hornblende ist mit allen Übergängen in eine farblose oder schwachgrünliche oder äusserst blassgelblichbraune, spissige und fransige Hornblende umgewandelt. Pleochroismus unmerklich,  $c/n_\gamma$  14°,  $n_\beta-n_\alpha$  0,0135 (BEREK).

Häufig bildet die letztere zerfranste Säume um die beiden andern, oder die braune tritt nur noch relikтив auf. Nicht selten sind wolkige Flecken von ausgeschiedenem Titanit in den Hornblenden zu finden.

Als weiterer Nebengemengteil ist nur Erz festgestellt worden, das besonders mit Chloritflasern vergesellschaftet ist. Apatit und Zirkon fehlen. Ebenso ist keine Spur von Biotit zu finden. Als einziges Kalimineral sind wahrscheinlich kleine, nicht sicher bestimmte Orthoklase vorhanden.

Die Lamprophyre sind nach diesen Erörterungen einheitlich als Spessartite ausgebildet.

Eine chemische Analyse derselben mag im übrigen den Ganggesteinsscharakter noch erläutern:

Chemismus: HdSt. 348 Beichpassweg 2480 m ü. M.

Oxyde	Gewichts %	Mol.-Zahlen	Atomzahlen	Niggli-Werte	
SiO <sub>2</sub>	52,14	8681	8681	si	136
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,92	1758	3516	al	27,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	71	142	fm	39,5
FeO	6,30	877	877	c	20
MgO	6,02	1493	1493	alk	13
CaO	7,13	1271	1271		
Na <sub>2</sub> O	4,45	718	1436	ti	1
K <sub>2</sub> O	1,12	119	238	p	0,3
MnO	0,07	10	10	h	20
TiO <sub>2</sub>	0,54	68	68	co <sub>2</sub>	0,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	20	40		
H <sub>2</sub> O +	2,25	1271	(1271)	k	0,14
H <sub>2</sub> O -	0,04			mg	0,59
CO <sub>2</sub>	0,23	52	52	π	0,35
	99,63			γ	0,10
				c/fm	0,50
				qz	- 16

Analytiker: Th. Hügel.

Magentypus: lamprodioritisch.

Basis		Kata-Mol.-Norm				Modalbestand		
		Or	Ab	An	Fel	Plagioklas	Vol. %	Gew. %
Kp	4,02			6,70				
Ne	24,26	L = 43,84	Ab = 40,44	40,44	Fel = 73,06	Plagioklas	39,65	35,4
Cal	15,56			25,92				
Cs	2,45			3,27	Pyr = 11,39	Hornbl.	31,50	33,3
Fs	1,20	M = 23,75	En = 8,12	8,12				
Fa	7,50			6,51	O1 = 13,41	Epidot-Zoisit	25,40	27,7
Fo	12,60			6,90				
Q	31,47	Q' = 31,85	Mt = 1,20			Chlorit	2,70	2,4
Ru	0,38			Ru = 0,38				
Cp	0,56		Cp = 0,56			Erz	0,75	1,2
	100,00		100,00					
		Or : Ab : An			Ab : An		Spez. Gewicht	
		9 : 55 : 36			60 : 40		gem.	2,871
							ber.	2,986

Molekular-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Lamprophyr 348 (Beichpass)	136	27,5	39,5	20	13	0,14	0,59
Lamprodioritisches Magma	150	25	40	21,5	13,5	0,25	0,5
Mugearitisches Magma	135	24	42	18	16	0,25	0,6

Ähnlich zusammengesetzte Eruptivgesteine:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Odinit, dichte spessartitische Salbandfacies (TRÖGER, No. 319)	108	24	40	23	13	0,17	0,59
Mugearit (TRÖGER, No. 290)	135	25,5	41,5	15,5	17,5	0,21	0,30

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Spessartit (Stöckligrat, Oberalp) Ch. schw. Gest. II/100	141	27	37,5	23,5	12	0,25	0,48
Lamprophyr (Dammagletscher) Ch. schw. Gest. II/272	149	27,5	35,5	21	16	0,21	0,48
Lamprophyr (Dammagletscher) Ch. schw. Gest. II/271	150	25,5	41	17,5	16	0,47	0,40
Lamprophyr (Grimselpass) Ch. schw. Gest. II/90	146	24,5	46,5	14	15	0,31	0,48
Lamprophyr (Oberaletschfирn) Ch. schw. Gest. II/82	170	20	48	17,5	14,5	0,68	0,62

Der Spessartit liegt nicht in seiner katazonalen Mineralassoziation vor (siehe TRÖGER (Lit. 114), No. 318), sondern in epizonaler Ausbildung. Wahrscheinlich ist, dass der Zerfall der Plagioklasmoleküle in Albit und Zoisit bereits zur Zeit der Intrusion in die wohl relativ kalte Umgebung erfolgte. Auch für die Hornblende muss gefolgert werden, dass sie wohl in der Anlage basaltisch gedacht war, aber nur beim Beginn der Auskristallisation in dieser Form gebildet wurde (braune Kerne), um dann durch die beginnende Zoisitbildung rasch zu wenig Calcium zur Verfügung zu haben.

In den porphyritähnlichen Gängen entspricht das Grundgewebe bis in Details den eben beschriebenen Spessartiten. Dazu können  $\pm$  idiomorphe mit wenig Serizitmikrolithen durchspickte Albiklasse im Verein mit Zoisitkörnchenaggregaten treten. Manchmal bilden gedrungene Säulen von bis 2 mm Länge rechteckig umgrenzte Zoisit-Epidotaggregate. Damit stehen Chloritzusammensetzung im Zusammenhang, die die Zoisitklexe kelyphitartig radial umsäumen (mit blassem Pleochroismus von grünlich nach gelblich und schmutzigbraunen Interferenzfarben). In andern ähnlichen Gängen treten dazu bis 2 mm grosse isometrische, schwach grünliche ausgebleichte und gering durch Serizit und Zoisit durchlöcherte Hornblenden mit denselben optischen Eigenschaften, wie sie die fransigen Umsäumungen der Hornblenden der Spessartite aufweisen. Akzessorisch kommen auch Quarzzwickel mit Flüssigkeits- und Gas Einschlüssen vor. Nur selten tritt Quarz als rundliche bis spindlige Einsprenglinge auf. Tremolitspiesschen ragen in die Quarze hinein.

Generell handelt es sich in allen Fällen um dasselbe Gangdifferentiat, strukturell mehr oder weniger porphyrisch entwickelt; denn auch die Spessartite weisen im gleichkörnigen Verbande oft grössere Mineralkomponenten auf. Auch makroskopisch treten nur geringe Unterschiede hervor, welche erst auffälliger werden, wenn das Gestein mikroskopisch als porphyritähnlich erkannt ist.

c) Dislokationsmetamorph intensiv beanspruchte Ganggesteine

Im Wasserstollen (1034 m ab N. P.) treten auf eine Stollenlänge von 52 m 6 Aplitgänge von 1—20 m Mächtigkeit auf. Diese Aplite täuschen im Handstück *schiefrige Serizitgneise* vor, erwiesen sich aber u. d. M. im Mineralbestand und typischer, in vereinzelten Arealen erhaltener Pflasterstruktur als Aplit, ihrer Grobkörnigkeit wegen Übergänge zu Pegmatit bildend.

Integrationsanalyse: Schl. L 421

Quarz	23,5
Mörtelquarz	18,0
Perthit (± Mikrokl.)	21,5
Plagioklas	18,7
Serizitsträhnen	10,4
Muskowit	3,9
Calcit	3,9
Erz	1,1
	100,0
Farbzahl	9

Quarz und Plagioklas sind zu einem Drittel bis zur Hälfte vollkommen zertrümmert, der erstere zu Mörtelquarz, letzterer zu Serizitsträhnen. In diesen Auswalzungsbahnen liegen grössere Bruchstücke undulöser Quarze und serizitisierter Plagioklase. Umflossen von denselben bleiben Areale von durchschnittlich 2 cm<sup>2</sup> Fläche mit Quarz, Perthit und Plagioklas in aplitischem Pflasterverband erhalten. In den Auswalzungsbahnen nistet sich Calcit in grossen Xenoblasten ein.

Eine andere Deformation erleidet ein 8 m mächtiger *graniitischer Aplitgang* (1370 m ab N. P. im Wasserstollen).

Die Korngrenzen der Quarze sind zu Mörtel zerrieben. Die Plagioklase weisen gleichmässige Serizitisierung mit ausgewalzten Serizitzügen auf Korngrenzen und Albitneubildungen als Saum auf. Die Biotite sind zerstossen. Die Orthoklase (mit geringer perthitischer Entmischung) erleiden kaum eine Deformation. Manchmal treten Quarztropfen mit angedeuteter Regelung darin auf (Eutektoidgefüge?).

Wenn auch die strukturelle Deformation geringer ist als bei den vorstehend beschriebenen Apliten, so ist das Gestein dafür texturell auf eine ganz ungewöhnliche Art deformiert. Es zerfällt beim An-

schlagen in rhomboedrische Körper von 4—6 cm Kantenlänge. Ihre Flächen sind serizitisch seidigglänzend.

Hdst. 186 (Schafberg 3250 m ü. M.), aus dem mächtigen Mylonitisationshorizont (siehe Abschnitt Tektonik) ist ein mylonitisierter Porphyrit. Die Hornblenden sind zu kleinen Fetzen zerrieben, ehemals porphyrische Quarze zu feinverzahntem Mörtel zerdrückt. Saussuritisierte und serizitisierte Plagioklase weisen einen Kranz radial angeordneter Zoisitstengel mit Hornblende-fetzen auf. Titanitkörnchen und -Aggregate durchspicken das Gestein.

### **B. Zusammenfassende Erörterungen über die mineralogischen und chemischen Verhältnisse**

#### **a) ZUSAMMENSTELLUNG DER INTEGRATIONSANALYSEN UND VERGLEICHENDE GRAPHISCHE DARSTELLUNGEN**

In der folgenden Tabelle (Tafel I) sind die quantitativ-mineralogischen Analysen graphisch dargestellt und nach Gesteinsgruppen geordnet.

Legende zur Tabelle:

**Granite:**

- L 448 Bietschhorn-Nordgrat 3700 m ü. M.
- L 158 Bietschhorn-Westgrat 3600 m ü. M.
- L 437 Klein-Nesthorn (Kontakt) 3336 m ü. M.
- L 424 Wasserstollen d. Lonzawerke (granit. Gang) 1370 m ab MdI.
- L 435 Klein-Nesthorn (Kontakt) Mischgestein 3336 m ü. M.

**Aplite:**

- L 157 Bietschhorn-Westgrat 3500 m ü. M.
- L 195 Schafberg 2650 m ü. M. (Quelle)
- L 436 Klein-Nesthorn (6 cm) 3336 m ü. M.
- L 432 Wasserstollen d. L. W. (22 m) 2005 m ab MdI.
- L 206 Schafberg 2700 m ü. M. (stockförmig)
- L 223 Schafberg 3120 m ü. M. (4 m)
- L 336 Lauibäche (untere Felsen)
- L 79 Hohwitzentrück 2650 m ü. M. (2 m)

**Pegmatite:**

- L 329 Hohgleifen 3000 m ü. M.
- L 420 Wasserstollen d. L. W. (3 m) 1223 m ab MdI.
- L 382 Distelberg 3100 m ü. M. (Adern im Gneis, 2—4 cm)
- L 185 Beichpass 2980 m ü. M. (2 m)
- L 421 Wasserstollen d. L. W. (2 m) 1034 m ab MdI.
- L 425 Wasserstollen d. L. W. (1 m) 1388 m ab MdI.

## Granit- und Quarzporphyre:

- L 351 Beichpass 2530 m ü. M. (1,5 m)
- L 131 Klein-Nesthorn 2620 m ü. M. (2 m)
- L 181 Beichpass 2750 m ü. M. (1,5 m)
- L 333a Lauibäche (untere Felsen)

## Biotit-Plagioklas-Gneise mit porphyrobl. Kalifeldspat (Augengne.):

- L 434 Goppenstein (ca. 600 m südl. Lonzabrücke)
- L 429 Bleimine Goppenstein (Tiebelstollen 105 m ab Mdl.)
- L 327 Hohgleifen 3000 m ü. M.
- L 256 Rothenberg 1680 m ü. M.
- L 395 Kleealp 2100 m ü. M.

## Aplitartige Biotit-Plagioklas-Gneise (kalifeldspat-führend):

- L 230 Tennenalp 2020 m ü. M.
- L 442 Wilerbach 1940 m ü. M.
- L 53 Hohwitzentrück 2630 m ü. M.
- L 192 Schafberg 2620 m ü. M.
- L 170 Tennenbach 1700 m ü. M.
- L 443 Wilerbach 1950 m ü. M.
- L 319 Hohgleifen 3250 m ü. M.
- L 407 Wasserstollen d. L. W. (300 m ab Mdl.)

## Biotit-Plagioklas-Gneise:

## Aplitartig:

- L 33 Hohwitzentrück 2600 m ü. M.
- L 219 Schafberg 2650 m ü. M.
- L 197 Hohwitzentrück 2750 m ü. M.
- L 78 Hohwitzentrück 2650 m ü. M.

## Paragneise, Bändergneise, granitisierte Gneise:

- L 203 Schafberg 2860 m ü. M.
- L 383 Distelberg 2650 m ü. M.
- L 233 Birchbachmündung
- L 412 Wasserstollen d. L. W. 174 m ab Mdl.
- L 205 Schafberg 3000 m ü. M.
- L 423 Wasserstollen d. L. W. 1290 m ab Mdl.
- L 218 Schafberg 2650 m ü. M.
- L 378 Distelberg 2500 m ü. M.
- L 382 Distelberg 3100 m ü. M.
- L 404 Wasserstollen d. L. W. 514 m ab Mdl.
- L 215 Schafberg 2700 m ü. M.
- L 318 Hohgleifen 3260 m ü. M.
- L 196 Nestalp 2800 m ü. M.
- L 338 Lauibäche (mittlere Felsen)
- L 105 Schafberg 2900 m ü. M.
- L 228 Schafberg 3000 m ü. M.

- L 199 Nestalp 2800 m ü. M.
- L 71 Hohwitzentrück 2500 m ü. M.
- L 131 Klein-Nesthorn 2620 m ü. M.

**Hornfelse: (Biotit-Plagioklasgneise — Glimmerhornfelse)**

- L 436 Klein-Nesthorn (Kontakt) 3336 m ü. M.
- L 435 Klein-Nesthorn (Kontakt) 3336 m ü. M.
- L 437 Klein-Nesthorn (Kontakt) 3336 m ü. M.
- L 422 Wasserstollen d. L. W. (1287 m ab Mdl.)

**Quarzführende Amphibolite bis hornblende führende Gneise:**

- L 8 Nestwald 1800 m ü. M.
- L 410 Wasserstollen d. L. W. (267 m ab Mdl.) (4 m)
- L 331 Hohgleifen 2900 m ü. M.
- L 231 Tennerbach 1850 m ü. M.
- L 333 Hohgleifen 2500 m ü. M.
- L 441 Wilerbach 1680 m ü. M.
- L 225 Schafbergkamm 3200 m ü. M.
- L 116 Schafberg 3200 m ü. M.
- L 23 Distelberg (Felsen ob Grundsee)
- L 154 Schafberg 3000 m ü. M.

**Amphibolite:**

- L 55 Schafberg 2640 m ü. M.
- L 97 Hohwitzentrück 2810 m ü. M. (Kontakt mit Pegmatit)
- L 380 Gletscherspitzen 3000 m ü. M.
- L 201 Schafberg 2860 m ü. M.
- L 328 Hohgleifen 3050 m ü. M.
- L 99 Schafberg 2850 m ü. M.
- L 357 Beichpass 2700 m ü. M.
- L 115 Schafbergkamm 3200 m ü. M.
- L 183 Beichpass 2860 m ü. M.
- L 102 Schafberg 2900 m ü. M.
- L 103 Schafberg 2900 m ü. M.
- L 324 Hohgleifen 3180 m ü. M.
- L 220 Schafberg 2800 m ü. M.
- L 325 Hohgleifen 3150 m ü. M.

**Syenitartige Gesteine:**

- L 321 Hohgleifen 3220 m ü. M.
- L 323 Hohgleifen 3200 m ü. M.
- L 322 Hohgleifen 3200 m ü. M.

Diese Zusammenstellung der Integrationsanalysen soll dazu dienen, ein anschauliches Bild der im Untersuchungsgebiet auftretenden Hauptgesteinssorten zu vermitteln.

Zu Zwecken der Vergleichung und ersten Orientierung über Zusammenhänge sind in den nachstehenden Fig. 1—3 in Dreiecksprojektion mineralassoziative Verhältnisse dargestellt.

Wir möchten vorläufig daraus folgendes entnehmen:

a) Die Granite und Aplite der Bietschhorngranitintrusion (zentraler Aaregranit) bilden eng begrenzte Felder. Es kann daraus auf einen einheitlichen, wahrscheinlich relativ kurzdauernden Bildungsakt geschlossen werden.

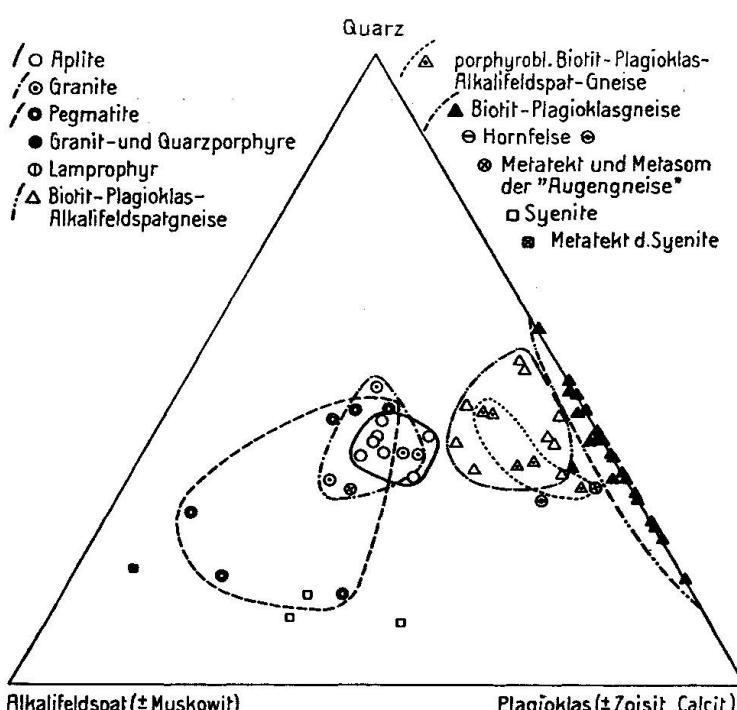


Fig. 1. Die leukokraten Gemengteile der Granite, Aplite, Pegmatite und Gneise.

b) Das Streugebiet der Pegmatite ist gross. Es können deutlich 2 Gruppen abgegrenzt werden, wobei die Pegmatite mit blau-grauen pigmentierten Mikroklinen granitische Zusammensetzung aufweisen. Das sind die im östlichen Untersuchungsgebiet auftretenden stockförmigen und knauerigen Pegmatite, die sich den feldgeologischen Beobachtungen gemäss aus den Biotitgneisen entwickeln. Die davon abgegrenzte Gruppe bildet im westlichen Aufnahmegebiet gangförmige, teilweise diskordante Pegmatite.

c) Die Felder der Biotit-Plagioklasgneise und der Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise gehen in einander über und sind vom Granitfeld getrennt.

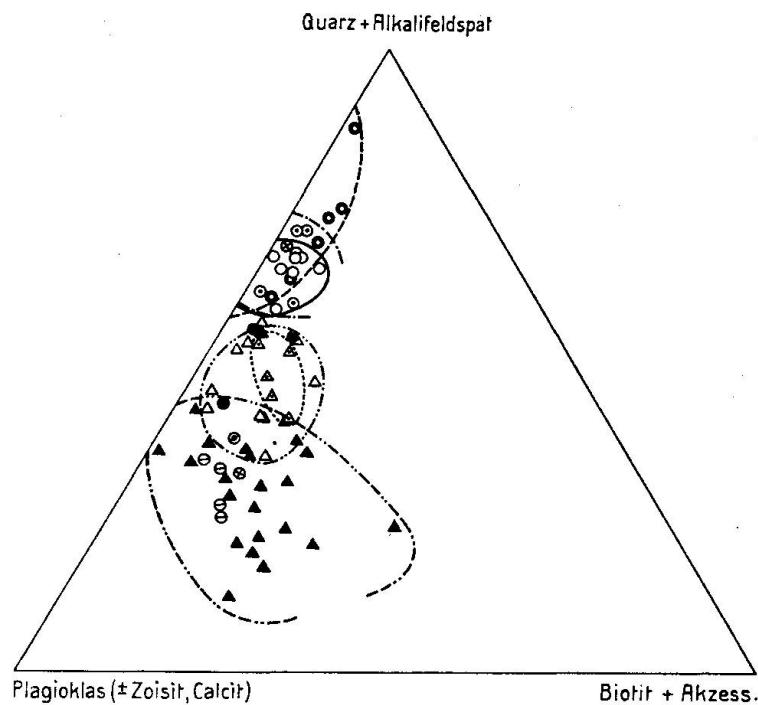


Fig. 2. Mineralbestand der Granite, Apliten, Pegmatite und Gneise.

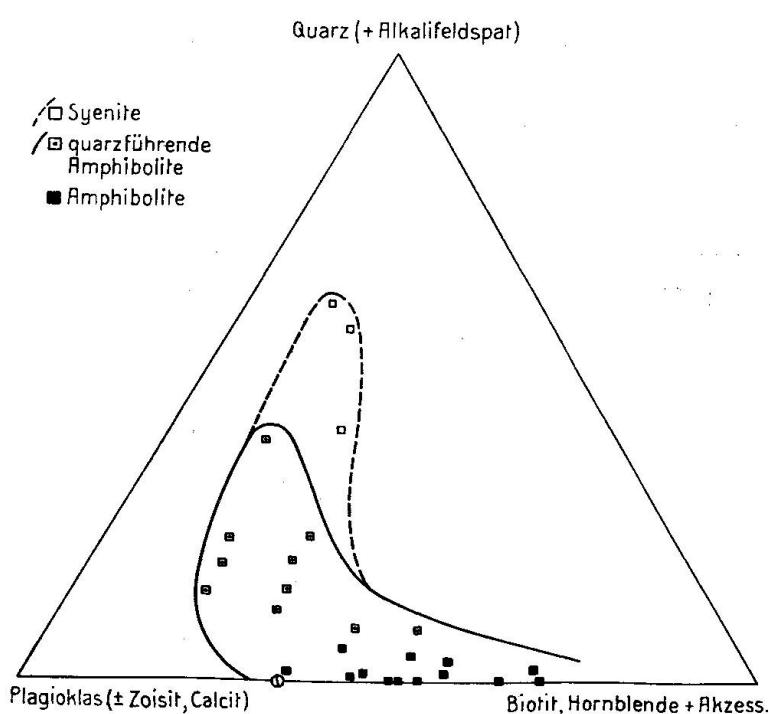


Fig. 3. Mineralbestand der basischen Einlagerungen.

d) Das Feld der Biotit - Plagioklasgneise mit porphyroblastischen Alkalifeldspäten liegt ganz innerhalb des Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneisfeldes und ist deutlich vom Granitfeld abgetrennt.

e) Die Projektion der Zusammensetzung der linsigen „Augen“ (Metatekt der „Augengneise“) fällt in die Granit-Aplit- und Pegmatitfelder. Vorherrschend sind die „Augen“ aber  $\pm$  reine Alkalifeldspäte.

f) Die Projektion des Metasoms der „Augengneise“ fällt nahe des Zentrums der Biotit-Plagioklasgneise.

g) Die Granit- und Quarzporphyre sind von den Graniten und Apliten deutlich getrennt und basischer. Die aus feldgeologischen Beobachtungen abgeleitete vermutliche Zugehörigkeit zu einem ältern Intrusionszyklus als dem Zyklus des Aaregranits dürfte damit eine weitere Stütze erhalten haben.

h) Die Übergänge zwischen Amphiboliten, quarzführenden Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen kommen in der graphischen Darstellung deutlich zum Ausdruck.

i) Das Metatekt der syenitartigen Gesteine ist kalifeldspatreich, quarzärmer als alle übrigen hellen Bestandesmassen.

In Fig. 4 sind die mittleren Mineralbestände der Gesteine errechnet und graphisch dargestellt worden.

1. Granite

Quarz	33
Perthit	30
Plagioklas	31
Biotit + Akz.	6

2. Aplit

Quarz	38
Perthit	29
Plagioklas	30
Biotit + Akz.	3

3. Pegmatite

Quarz	41	22
Kalifeldspat	27	60
Plagioklas	27	15
Biotit + Akz.	5	3

4. Paragneise

Quarz	23
Plagioklas	49
Biotit	20
Akz.	9

5. Bändergneise

Quarz	36
Kalifeldspat	1,5
Plagioklas	49
Biotit	12
Akz.	1,5

6. Porphyrobl. Gneise

Quarz	35
Kalifeldspat	13
Plagioklas	42
Biotit	8
Akz.	2

## 7. Biot.-Plag.-Alk.-feldsp.-Gn.

Quarz	39
Kalifeldspat	11
Plagioklas	42
Biotit (Muskowit)	7
Akz.	1

## 8. Amphibolite

Plagioklas	45
Hornblende inkl.	
Biot. Pyrox.	
Chlorit	48
Akz.	7

## 9. „Feldspatamphibolite“

Quarz	17
Kalifeldspat	1
Plagioklas	55
Biotit	3
Hornblende	22
Akz.	2

## 10. „Syenite“

Quarz	10
Kalifeldspat	41
Plagioklas	33
Biotit	7
Hornblende	7
Akz.	2

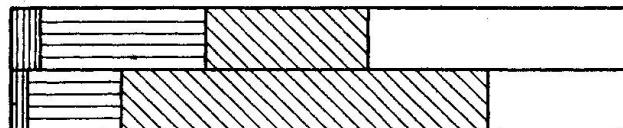
Granite



Aplit



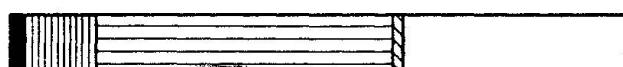
Pegmatite



Paragneise



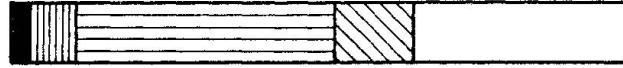
Bänder-gneise



Bändergneise mit Alkalifeldspat



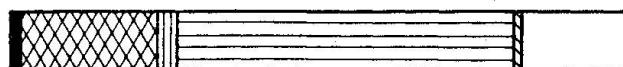
"Augengneise"



Amphibolite



"Feldspat-Amphibolite"



Syenite



Fig. 4. Mittlere Mineralbestände der Gesteine.

Legende siehe Zusammenstellung der Integrationsanalysen (Tafel I).

In der Dreiecksprojektion (Fig. 5) sind feldgeologisch beobachtete Zusammenhänge, d. h. Entwicklungen saurer Gesteine aus basischen (teilweise sicher, teilweise vermutet) durch Verbindungen angedeutet.

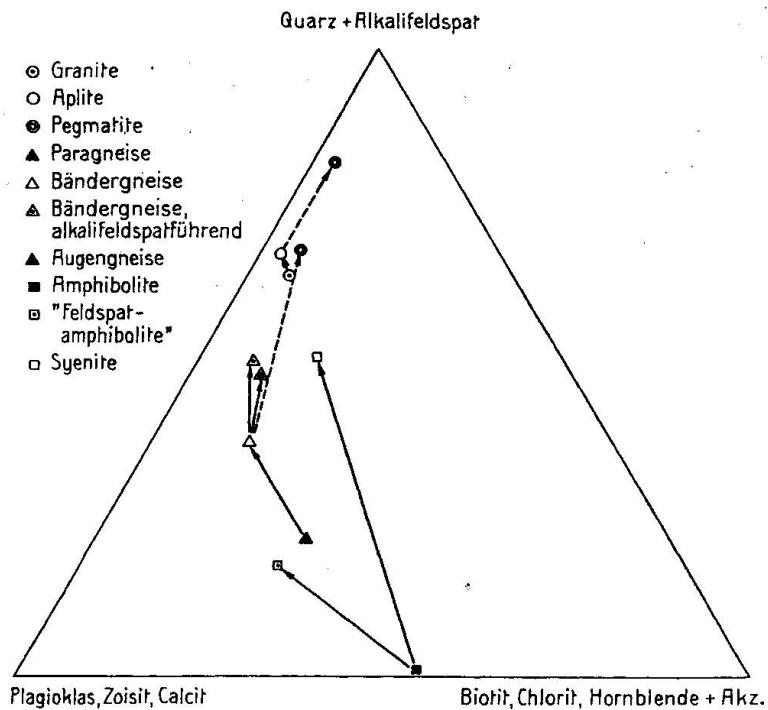


Fig. 5. Beobachtete und vermutete Zusammenhänge.

Die Plagioklaszusammensetzungen zeigen folgende Streuungen und Mittelwerte (zum weitaus grössten Teil Vermessungen auf dem Fedorowtisch, teilweise Schätzungen aus der Saussuritisierung):

	Anorthitgehalt	
	Variation	Mittel
Granite	0—12	10
Aplit	1—15	8
Paragneise		40 (Schätzung)
Bändergneise	18—34	20 (bis 25?)
Alkalifeldspatgneise „Augengneise“		20
Amphibolite	28—55	35 (bis 40?)
„Feldspatamphibolite“	10—20	15
„Syenite“	20—35	25

Die feldgeologischen Beobachtungen in Verbindung mit den mikroskopischen Strukturuntersuchungen, besonders die Vergleichung der Struktur der kinzigitartigen Paragneise mit den bei Zunahme der hellen Lagen deutlich zwei verschiedene Strukturen offen-

barenden Bändergneisen lassen vermuten, dass die Bändergneise i. w. S. gemischten Stoffbestand aufweisen.

Die gemessenen Anorthitwerte der Plagioklase nehmen mit Zunahme der hellen Bänder deutlich ab, die Albitanteile also zu; in den Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat- und den „Augen“-Gneisen ist neben der Bildung der Kalifeldspäte ebenfalls eine Albitzunahme feststellbar. Dasselbe gilt für die Amphibolit-Feldspatamphibolit- bzw. Syenitentwicklungen. Allen gemeinsam ist Zunahme oder Neubildung des Quarzanteils. Alkalialumosilikatische Mineralien und Quarz werden gegenüber den in den Paragneisen dominierenden fm- und kalkalumosilikatischen vorherrschend.

Ob es sich bei dieser Zunahme der einen und relativen Abnahme der andern Minerale nun um Zufuhr aus granitischen oder andern (quarzdioritischen) Magmen oder um Ausblutungen aus eigenem Bestande der Gneise handelt, oder um Koppelung beider Möglichkeiten, bleibe vorderhand dahingestellt. Diese Fragen werden später beleuchtet.

### b) CHEMISCHE ERÖRTERUNGEN

Wie bereits erwähnt, sind aus der Schieferhülle des zentralen Granits des westlichen Aarmassivs bis jetzt nur wenige Gesteine chemisch analysiert worden, aus der nördlichen Schieferhülle nur ein Feldspatamphibolit. Über den Chemismus der Gneise sind wir also gar nicht orientiert. Dagegen bestehen mehrere Analysen des westlichen Aaregranits (Bietschhornganit und Baltschiedergranit) und seiner Ganggefolgschaft. Folgende Analysen (zusammengestellt in Lit. 83) kommen für Vergleichszwecke in Betracht. (Die Nummern beziehen sich auf Abschnitt II, Aarmassiv.)

Aaregranit: No. 11, 12, 22

Baltschiedergranit: No. 14, 24

Ganggefolgschaft: No. 79, 76, 77, 78, 81, 82, 83, 258

Gneise: No. 152, 296, 297

Basische Gesteine: No. 21, 23, 163

Syenite: No. 16, 13

Neu sind aus der Mannigfaltigkeit der Gesteine folgende häufig auftretende Typen analysiert worden:

- |                                 |                                   |
|---------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Streifengneis (Bändergneis)  | L 205 Schafberg ca. 3000 m ü. M.  |
| 2. Aplitartiger Plagioklasgneis | L 197 Hohwitzentrück 2750 m ü. M. |
| 3. Aplit                        | L 79 Hohwitzentrück 2650 m ü. M.  |
| 4. Granatamphibolit             | L 220 Schafberg 2750 m ü. M.      |
| 5. Feldspatamphibolit           | L 441 Wilerbach 1680 m ü. M.      |

Ausserdem wurden noch Analysen von vier vereinzelt auftretenden Typen angefertigt.

6. Dioritähnlicher Amphibolit	L 380 Gletscherspitzen 3000 m ü. M.
7. Amphibol-(Biotit)-Syenit	L 321 Hohgleifen 3200 m ü. M.
8. Biotit-(Amphibol)-Syenit	L 323 Hohgleifen 3200 m ü. M.
9. Lamprophyr (Spessartit)	L 348 Beichpass 2480 m ü. M.

Für die Auswahl der neu anzufertigenden chemischen Analysen sind drei grundsätzliche Erwägungen berücksichtigt worden.

1. Die Zugehörigkeit oder Nichtzugehörigkeit zum Ganggefolge der Bietschhorngranitintrusion sollte für die innerhalb der kristallinen Schiefer gangartig auftretenden Gesteine abgeklärt werden. Aus dem geologischen Verbande und der quantitativ-mineralogischen Analyse allein konnte die Frage nicht in allen Fällen beantwortet werden.

2. Um abzuklären, in welchem Masse die Biotit-Paragneise durch Stoffzufuhr (Injektion) oder durch Ausblutung aus eigenem Bestande (Ektese) zu Streifengneisen i. w. S., zu Augengneisen, granitisierten Gneisen und aplitartigen Massen (mit und ohne Kalifeldspat) umgeprägt wurden, wären Reihenanalysen notwendig geworden. Die quantitativ-mineralogischen Analysen erfassen wahrscheinlich, soweit die Geländebeobachtungen zu beurteilen gestattet, alle Haupttypen der Biotit-Plagioklas-(Alkalifeldspat)-Gneise. Aber die analytisch-chemischen Untersuchungen liegen trotz Neu-anfertigungen in zu geringer Anzahl vor, als dass aus Vergleichen chemischer Resultate eindeutige Schlüsse gezogen werden könnten. Solche Reihenuntersuchungen müssen auf kleine Areale beschränkt werden. Sie sind für unser Gebiet eine Aufgabe der Zukunft.

So beschränkt sich die Untersuchung auf die Beantwortung der Frage, ob die Streifengneise usw. ein Produkt der molekular-dispersen Phasen der Bietschhorngranitintrusion sein können oder nicht.

3. Die dritte Erwägung betrifft die Frage der „Dioritisierung“ der Amphibolite. Dieselbe kann durch die feldgeologischen Aufnahmen und die quantitativ-mineralogischen Analysen als generell weitgehend gelöst betrachtet werden. Die analytisch-chemischen Untersuchungen spielen hier die Rolle von Bestätigungen der aus ersteren abgeleiteten Erklärungen über die genetischen Verhältnisse. Einzelfragen bedürfen auch hier noch zukünftiger Abklärung; denn die „Dioritisierung“ steht in engem Zusammenhang mit der Vergneisung.

## Analysentabelle:

No.	a (L 220)	b (L 348)	c (L 380)	d (L 321)	e (L 441)
SiO <sub>2</sub>	48,19	52,14	52,05	53,92	55,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,94	17,92	20,10	17,87	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,06	1,13	0,66	0,73	1,70
FeO	9,70	6,30	6,47	6,43	7,34
MgO	7,10	6,02	4,61	5,13	3,60
CaO	9,28	7,13	8,23	5,91	4,96
Na <sub>2</sub> O	1,64	4,45	3,18	2,62	4,48
K <sub>2</sub> O	1,31	1,12	1,35	5,44	2,05
MnO	0,27	0,07	0,02	0,08	0,09
TiO <sub>2</sub>	1,84	0,54	0,37	0,29	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,29	0,11	0,86	0,30
H <sub>2</sub> O +	3,38 *)	2,25	1,54	0,98	2,16
H <sub>2</sub> O -		0,04	0,06	0,09	0,06
CO <sub>2</sub>	0,02	0,23	0,81	0,28	0,38
	100,00	99,63	99,58	100,63	99,61
si	114	136	139	148	168
al	16,5	27,5	31,5	29	28
fm	54	39,5	34,5	37,5	39
c	23,5	20	23,5	17	16
alk	6	13	10,5	16,5	17
ti	3,5	1	0,75	0,6	1,3
h	26,5	20	14	9,8	22
p	0,27	0,3	0,13	1,0	0,4
CO <sub>2</sub>	—	0,8	3,0	1,1	1,6
k	0,34	0,14	0,22	0,58	0,23
mg	0,47	0,59	0,54	0,56	0,42
π	0,49	0,35	0,59	0,27	0,25
γ	0,18	0,10	0,06	0,05	0,08
c/fm	0,44	0,50	0,69	0,46	0,41
qz	-9	-16	-3	-18	±0
Spez. Gew.					
gemessen	3,044	2,871	2,941	2,799	2,874
berechnet	3,072	2,986	2,967	2,760	2,779

## Analysentabelle (Fortsetzung):

No.	f (L 323)	g (L 205)	h (L 197)	i (L 79)
SiO <sub>2</sub>	65,02	66,21	71,42	17,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,01	18,18	14,70	14,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,16	1,05	0,17
FeO	4,54	4,0	2,09	3,05
MgO	2,76	1,50	0,38	0,37
CaO	2,52	1,81	3,70	1,19
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,55	5,25	3,47
K <sub>2</sub> O	5,99	2,29	1,07	4,85
MnO	0,03	0,05	0,00	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,24	0,10	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,07	0,00	0,08
H <sub>2</sub> O +	0,25	1,14	0,60	0,49
H <sub>2</sub> O -	0,07	0,02	n. b.	0,02
CO <sub>2</sub>	0,35	0,54	n. b.	0,43
	100,32	100,83	100,36	100,31

\*) H<sub>2</sub>O 1,42 + Manko 1,96.

si	246	284	333	367
al	31	46	40	43,5
fm	32	25	14,5	16,5
c	10	8	18,5	6,5
alk	27	21	27	33,5
ti	0,9	0,8	0,4	0,4
h	4	14	9,3	8,5
p	0,7	0,2	0,0	0,18
co <sub>2</sub>	1,8	3,2	---	3,0
k	0,54	0,30	0,12	0,48
mg	0,49	0,39	0,18	0,17
π	0,08	0,16	0,20	0,08
γ	0,11	0,00	0,25	0,00
c/fm	0,32	0,33	1,28	0,39
qz	+ 38	+ 83	+ 125	+ 129
Spez. Gew.				
gemessen	2,710	2,743	2,704	2,645
berechnet	2,700	2,690	2,719	2,642

ba) Vergleich der neuen Analysen mit dem Differentiationsverlauf der westlichen Zentralgranitintrusion

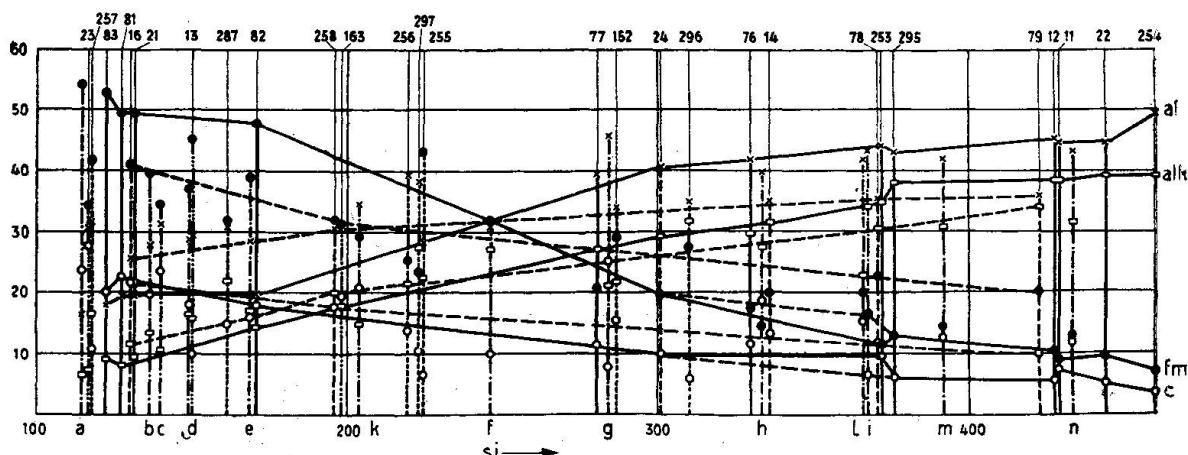


Fig. 6. Differentiationsdiagramm nach NIGGLI der Gesteine des westlichen Aarmassivs.

Legende: Ordinaten: aus gezogen: Zentralgranitische Orthogesteine, gestrichelt: Baltschiedergranit und Gesteine eines vermutlich älteren Intrusionszyklus, strich-3-punktiert: vermutlich Mischgesteine, punktiert: Schollen und Paragesteine, strich-punktiert: neue Analysen aus der nördlichen Schieferhülle.

## Zentralgranitische Orthogesteine:

No. 83	Chem. schw. Gest. II	Lamprophyr, Aletschhorn
„ 81	“ “ “	Lamprophyr, Oberaletschhütte
„ 21	“ “ “	Gabbrodiorit, Aletschhorn
„ 82	“ “ “	Lamprophyr, Oberaletschfirn
„ 77	“ “ “	Granophyr, Hockenhorn
„ 24	“ “ “	Granit, Eggishorn
„ 76	“ “ “	Quarzporphyry, Hockenhorn
„ 253	“ “ “	Zentralgranit, Ostflanke d. Grat. Jägihorn-Breitlau-
„ 295	“ “ “	Zentralgranit, Mylonit, Baltschiederklause [horn
„ 12	“ “ “	Aaregranit, Jägihorn, Westflanke
„ 11	“ “ “	Aaregranit, Bietschhorn-Westgrat
„ 22	“ “ “	Aaregranit, Aletschhorn
„ 254	“ “ “	Gangförm. Aplit, Jägihorn, Westflanke

## Baltschiedergranit und Gesteine eines vermutlich älteren Intrusionszyklus:

No. 16	Chem. schw. Gest. II	Syenit, Baltschiedertal
„ 258	“ “ “	Glimmersyenitischer Lamprophyr, Baltschiedertal
„ 13	“ “ “	Diorit bis Syenit, Hohenalpe, Ausserberg
„ 14	“ “ “	Baltschiedergranit, Baltschiedertal
„ 78	“ “ “	Quarzporphyry, Krutighorn, Baltschiedertal
„ 79	“ “ “	Aplit, Baltschiedertal

## Paragesteine, Schollen und vermutlich Mischgesteine:

No. 23	Chem. schw. Gest. II	Diorit, Hang nördlich Riederalf
„ 257	“ “ “	Basischer Einschl. in Granit, Westfl. des Grates Jägihorn-Breitlauihorn
„ 287	“ “ “	Scholle im Zentralgranit des östlichen Aarmassivs
„ 163	“ “ “	Feldspatamphibolit, Distelberg
„ 256	“ “ “	Basischer Einschl. in Granit (wie 257)
„ 297	“ “ “	Biotitserizitgneis, Eggerberger Wasserleitung
„ 255	“ “ “	Basischer Einschluss in Granit (wie 257)
„ 152	“ “ “	Chloritserizitschiefer, karbonatfüh., Baltschiedertal
„ 296	“ “ “	Biotitserizitgneis, Baltschiedertal

## Neue Analysen aus der nördlichen Schieferhülle:

- a) Granatamphibolit (L 220) Schafberg 2750 m ü. M.
- b) Lamprophyry (L 348) Beichpass 2480 m ü. M.
- c) Amphibolit (diorit.) (L 380) Distelberg 3000 m ü. M.
- d) Syenit (L 321) Hohgleifen 3200 m ü. M.
- e) Feldspatamphibolit (L 441) Wilerbach 1680 m ü. M.
- f) Syenit (L 323) Hohgleifen 3200 m ü. M.
- g) Bändergneis (L 205) Schafberg 3000 m ü. M.
- h) Plag.-aplit. Gneis (L 197) Hohwitzentrück 2750 m ü. M.
- i) Aplit (L 79) Hohwitzentrück 2650 m ü. M.

Über den Differentiationsverlauf der oberkarbonischen Aaregranitintrusion mit Vorläufern und Ganggefolgschaft bestehen bereits spezielle Untersuchungen (Lit. 76, 77). In dem von MINDER (Lit. 76) entworfenen Differentiationsdiagramm \*) der westlichen Zentralgranite und zugehörigen Gesteine sind verschiedene ältere und alle neuen Analysen eingefügt worden. (Neue Analysen mit Buchstaben, bereits bekannte mit der betreffenden Nummer aus Lit. 83 (siehe Legende).

Folgende Bemerkungen charakterisieren das Verhältnis der neuen Analysen zum Differentiationsverlauf:

1. Das aus dem geologischen Verbande und der Struktur als Aplit der Bietschhorngranitintrusion erkannte Ganggestein (i) fügt sich dem Differentiationsverlauf gut ein. al- und alk-Werte stimmen genau überein, fm und c sind zu hoch, bzw. zu niedrig. Der dadurch gering modifizierte Kurvenverlauf ist ausgeglichener. Auch die Werte der aus Integrationsvermessungen berechneten Analysen des Bietschhorngranits- bzw. -Aplits (im Orig.-Text) fügen sich gut ein. Dieser Teil der in den kristallinen Schiefern auftretenden Aplite gehört sicher dem Ganggefolge des Bietschhorngranits an.

2. Der analysierte Spessartit (b) scheint sich nicht in den Differentiationsverlauf einzufügen. Die Werte alk und besonders al sind zu hoch, fm zu klein, nur c zeigt eine geringe Differenz. Die Lamprophyre des Oberaletschgebietes sind bei gleicher Azidität viel fm-reicher. Mit den Werten der letztern ist der Kurvenverlauf konstruiert. Die Möglichkeit, dass im westlichsten Teile des Massivs, wo der Lakkolith untertaucht, die Differentiation etwas andere Wege geht, ist nicht von der Hand zu weisen. Viel besser passt sich die Analyse aber in einen vermuteten ältern Intrusionszyklus ein, der Orthogesteine des Baltschiedertales umfasst (Syenit, glimmersyenitischen Lamprophyr, (Baltschiedergranit), Quarzporphyr und Aplit) (gestrichelt bezeichneter Differentiationsverlauf).

Wird der Differentiationsverlauf MINDERS mit dem neu analysierten Lamprophyr konstruiert, so verschiebt sich der isofale Punkt wieder nach den für die Kalkalkalireihe normalen si-Werten von 200—220.

---

\*) Der auffälligste Unterschied gegenüber einem normalen Differentiationsverlauf der Kalkalkalireihe und dem von NIGGLI konstruierten des Aarmassivs liegt in der Verschiebung des isofalen Punktes nach  $si = 240$ , statt  $si = 200—220$ .

3. Syenitanalysen: Der Amphibol-(Biotit)-Syenit (d) zeigt gegenüber dem zentralgranitischen Kurvenverlauf ganz abweichenden Chemismus. fm und c sind zu klein, al und alk zu hoch. Die Differenzen sind besonders für al und fm ausgeprägt. Die gleichen Tendenzen, aber in geringerem Masse, zeigt die Analyse gegenüber dem vermuteten älteren Baltschiederzyklus.

Beim Biotit-(Amphibol)-Syenit (f) sind grosse Differenzen im alk- (zu hoch) und c-Wert (zu klein) festzustellen, während al und fm sich in den Kurvenverlauf einfügen. Beide Analysen zeigen Verwandtschaften mit Magmen der Kalireihe in dieser sonst durchaus pazifischen Provinz. Der Mischgesteinsscharakter ist wahrscheinlich.

Eine syenitisch-monzonitische Differentiation ähnlich wie im östlichen Aarmassiv ist im westlichen nicht beobachtet und gegenüber dieser Differentiationsfolge weicht der Chemismus der „Syenite“ des westlichen Aarmassivs erheblich ab. Besonders die Molekularwerte al und c sind beträchtlich zu hoch bzw. zu niedrig.

Lehrreich ist auch eine Gegenüberstellung der Analysen eines Syenits aus dem Baltschiedertal (Ch. schw. Gest. II/16) und derjenigen der neu analysierten „Syenite“.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	qz
Syenit, Baltschiedertal									
Ch. schw. Gest. II/16	130	26	41	21,5	11,5	0,54	0,55	3,5	- 16
Amphibolsyenit L 321	148	29	37,5	17	16,5	0,58	0,56	0,6	- 18
Biotitsyenit L 323	246	31	32	10	27	0,54	0,49	0,9	+ 38

Die Zunahme von si, al und alk deutet auf Stoffzufuhr (Mischgestein!).

4. Feldspatamphibolite: (e, 163). Wie aus den feldgeologischen Beobachtungen zu erwarten war, passen die Analysen der beiden Feldspatamphibolite nicht in den Kurvenverlauf. Beziehungen zum vermuteten älteren Zyklus sind eher ableitbar. Der von L. DUPARC analysierte Feldspatamphibolit FELLENBERGS (Lit. 101, pag. 68) scheint eine quarzdioritische Differentiation des vermuteten älteren Zyklus zu sein (mit Vertauschung der c- und alk-Werte). Wir stellen hier eine Konvergenz fest, die durch geeignete Mischung von Amphibolit mit plagioklas-granitischem Material den Chemismus eines Orthogesteins erzeugt. In solchen Fällen ist der Beobachtung der geologischen Verbandsverhältnisse entscheidender Charakter zuzugestehen. Die beiden Analysen repräsentieren sicher Mischgesteine, trotz den Konvergenzen zu Diorit.

5. **Amphibolite:** Die Analyse des Granatamphibolits (a) steht am linken Ende des bis jetzt bekannten Differentiationsverlaufs und fügt sich genau daran. Der Orthocharakter dieses Amphibolits erscheint daher wahrscheinlich. Da das Gestein auch Beziehungen zum vermuteten älteren Intrusionszyklus aufweist, ist es möglicherweise kein Differentiationsprodukt des zentralgranitischen, sondern Frühdifferentiation eines Stammagmas aller im westlichen Aarmassiv auftretenden Orthogesteine. Leider bestehen aus dem westlichen Aarmassiv noch keine Analysen ultrabasischer Gesteine (Serpentine, Giltsteine, Aktinolithschiefer und Hornblendite), sodass der Zusammenhang mit diesen nicht geklärt ist.

Der dioritähnliche Amphibolit (c) zeigt eine Umkehrung der Beobachtungen am Feldspatamphibolit. Ein im geologischen Verband und durch mikroskopische Beobachtungen als eruptiv erkanntes Gestein passt sich dem Differentiationsverlauf nicht an. Aus den Beobachtungen wird zwar nicht gefolgert, dass dieser Diorit mit leukogabbroidem bis quarzdioritischem Chemismus dem zentralgranitischen Zyklus entstammt, weil texturell eine stärkere Verschieferung erkennbar ist, als sie die jüngeren Aplite aufweisen. Beziehungen bestehen aber zu dem vermuteten älteren Zyklus, aber auch hier sind al und c zu hoch, fm zu klein. Es ist daher die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass auch hier in geringerem Masse Phänomene eine Rolle spielen, wie sie in den Feldspatamphiboliten auftreten. Vielleicht vermögen aber auch epimetamorphe Einwirkungen den Chemismus im Sinne einer Zunahme von al und c (Zoisit) zu beeinflussen. Untersuchungen von verschiedenen Forschern (z. B. Lit. 138) führten aber dazu, epimetamorphe Vorgänge als im wesentlichen interne, autometamorphe Stoffwechselprozesse zu deuten.

Ein Vergleich der Analyse des Gabbrodiorits vom Aletschhorn (Ch. schw. Gest. II/21) deckt eine lose Verwandtschaft der beiden Gesteine auf:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Gabbrodiorit, Ch. schw. Gest. II/21	131	19,5	49,5	21,5	9,5	0,24	0,61
Diorit L 380	139	31,5	34,5	23,5	10,5	0,22	0,54

6. **Biotitgneise:** (g, h). Die beiden neuen Gneisanalysen fallen ebenso sehr aus dem Rahmen der zentralgranitischen Intrusion, wie die bereits bekannten. Auffälligste Unterschiede sind für den Bändergneis der aussergewöhnliche Tonerdeüberschuss von  $t = 17$  und für den Plagioklasaplit die Umkehrung des c/fm-Ver-

hältnisses ( $> 1$ ), was ihm Verwandtschaft mit yosemitischen Magmen verleiht.

Da, wie erwähnt, und aus dem Differentiationsdiagramm hervorgeht, nur wenige Analysen aus dem Hauptkomplex der kristallinen Schieferhülle, den Biotitgneisen, ausgeführt wurden, berechnen wir aus den gemittelten quantitativ-mineralogischen Zusammensetzungen der verschiedenen Biotitgneistypen unter Berücksichtigung der mikroskopischen Beobachtungen die chemischen Mittelwerte.

Danach ist der Kalifeldspat ein Perthit; die Plagioklase werden als gering kalifeldspatführend betrachtet, im übrigen die mittleren Anorthitwerte verwendet. Biotit, als komplexes Mineral wird nicht nach einer theoretischen Formel einbezogen. Er zeigt in den Analysen aus Paragesteinen stets einen grösseren Aluminium-Gehalt, als aus Eruptivgestein; auch aus der (im Orig.-Text) berechneten Biotitanalyse L 205 geht das hervor. Wir verrechnen daher für Biotit eine mittlere Zusammensetzung, berechnet aus bereits bekannten Biotitanalysen schweizerischer Paragesteine (Gneise und Schiefer).

Die Zusammensetzung lautet danach folgendermassen:

$\text{SiO}_2$  38 %, |  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18 %, |  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  5 %, |  $\text{FeO}$  13 %, |  $\text{MgO}$  10 %, |  
 $\text{Na}_2\text{O}$  1 %, |  $\text{K}_2\text{O}$  8 %, |  $\text{TiO}_2$  3 %, |  $\text{H}_2\text{O}$  4 %.

Unberücksichtigt bleiben die Differenzen zwischen volumprozentischer und gewichtsprozentischer Zusammensetzung, was aber keine Rolle spielt, da wir ja doch nur mit Näherungswerten rechnen können. Die Fehlerquellen sind mannigfaltig. So ist vor allem zu bedenken, dass die Berechnung der Mittelwerte der Mineralbestände der Gesteine selbst schon Fehlerquellen in sich schliesst, indem die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinszonen im Gelände kaum restlos berücksichtigt werden kann; auch ist die Abgrenzung der Typen gegeneinander oft willkürlich, da Übergänge in allen möglichen Mineralkombinationen bestehen. Eine weitere Fehlerquelle liegt besonders bei alpinen Gesteinen in der ungenauen Erfassung des Anorthitgehaltes der Plagioklase.

Trotz den Mängeln führen wir diese Berechnungen durch, weil auch wir nicht in der Lage waren, des Kosten- und Zeitaufwandes wegen, Reihenanalysen aus verschiedenen Profilen auszuführen, wie es für einwandfreie Aufklärungen über Stoffwanderungen nötig wäre.

Wir sind uns der Unzulänglichkeit des Verfahrens bewusst. Die Rechnungen ersetzen in keiner Weise spätere chemische Arbeiten in diesem Gebiet. Sie ermöglichen aber, in Beziehung gebracht

mit feldgeologischen und mikroskopischen Beobachtungen, eine erste Orientierung über wahrscheinliche regionalmetamorphe Vorgänge in diesem Schieferkomplex.

Berechnete Analysen der Gneismittelwerte:  
(NIGGLI-Werte)

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
<b>Paragneismittel (k)</b>								
	204	34,5	29,5	21	15	0,26	0,36	0,71
<b>Bändergneismittel (l) (inkl. granitisierte Gneise mit ptygm. Faltung)</b>								
	366	42	20	15,5	22,5	0,26	0,46	0,77
<b>Mittel der porphyroblastischen Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Gneise („Augengneise“) (m)</b>								
	392	42	14,5	13	30,5	0,33	0,44	0,90
<b>Biotit - Plagioklas - Alkalifeldspat - Gneis - Mittel (n)</b>								
	434	43,5	13	12	31,5	0,31	0,46	0,92

Die berechneten Gneismittelanalysen sind im Differentiationsdiagramm strich-punktiert eingetragen (k, l, m, n). Die Auswertung der Ergebnisse erfolgt im Abschnitt über die genetischen Verhältnisse.

bb) *Darstellung der neuen chemischen Analysen und der berechneten Gneisanalysen und Gneismittel im c-(al-alk)-Diagramm*

Rasche Orientierung über den Stoffbestand liefern die Diagramme der Molekularwerte c-(al-alk) (Fig. 7).

Legende zu den c-(al-alk)-Diagrammen:

- Römische Zahlen: Chem. Klassifikation metamorpher Gesteine nach NIGGLI (Lit. 79).
- Symbole: Siehe Legende zu den Dreiecksprojektionen der vergleichenden graphischen Darstellungen (S. 482).
- Buchstaben: Siehe Legende zum Differentiationsdiagramm nach NIGGLI (S. 491).
- Diagramm No. 1: Aplit L 79 (i); Mittel der porphyroblast. Biot.-Plag.-Alkalifeldsp.-Gn. (m); Mittel der Biot.-Plag.-Alkalifeldsp.-Gneise (n).
- 2: Plagioklas-aplitischer Gneis L 197 (h); granitisierter Gneis L 319; Syenit L 323 (f).
- 3: Syenit L 321 (d); Paragneismittel (k).
- 4: Feldspatamphibolit L 441 (e); Feldspatamphibolit Fellenberg, Ch. schw. Gest. 163; Bändergneis L 205 (g); Bändergneismittel (l); Bändergneis L 383; granitisierter Gneis L 218.

- 5: Granatamphibolit L 220 (a); Dioritischer Amphibolit L 380 (c).  
 6: Lamprophyr L 348 (b).  
 7: Syenit L 323 (f).  
 8: Syenit L 321 (d).  
 9: Lamprophyr L 348 (b).

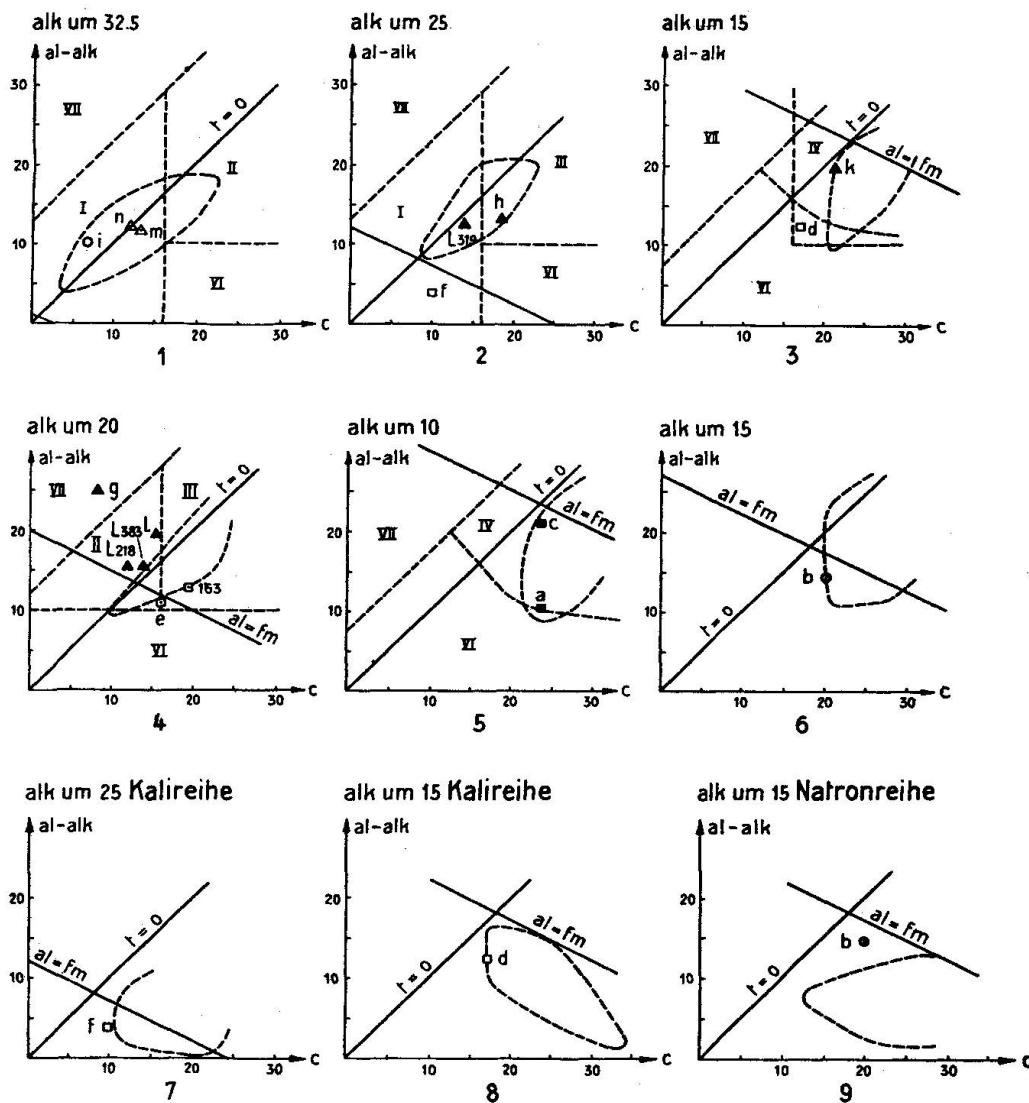


Fig. 7. c-(al-alk)-Diagramme.

Die Diagramme stellen keine neuen Probleme zur Diskussion. Sie vermögen aber die bisher gewonnenen Resultate zu unterstützen. Im einzelnen können wir ihnen folgendes entnehmen:

1. Die Projektion des Aplit (i) fällt mit schwach positivem  $t$  in das EruptivgesteinSFeld.

2. Der **L a m p r o p h y r**-Projektionspunkt (b) steht am Rande des Eruptivgesteinssfeldes. Das Gestein muss auch danach wieder als Extremdifferentiation betrachtet werden und hat Beziehungen zu Differentiationsprodukten der Natronreihe (mugearitisch). (k-Wert!).

3. In Bezug auf Differentiationsprodukte der Kalireihe fallen beide **S y e n i t**-projektionen (d, f) knapp ausserhalb der Eruptivgesteinssfelder. Zu pazifischen Differentiationsprodukten bestehen keine Beziehungen.

4. Die **F e l d s p a t a m p h i b o l i t e** (e, 163) sind soweit einem Eruptivgestein angeglichen, dass ihre Projektionspunkte knapp ausserhalb und an den Rand des Eruptivgesteinssfeldes fallen.

5. Die **A m p h i b o l i t**-projektionen (a, c) fallen beide innerhalb des Eruptivgesteinssfeldes.

6. Für die **B i o t i t**-Projektionen (k, l, m, n, L 218, L 319) sind zugleich die Beziehungen zur Klassifikation der metamorphen Gesteine (Lit. 79) berücksichtigt.

Danach sind die **P a r a g n e i s e** (k) im Mittel Kalk-Alumo-Silikat-Gesteine (IV) mit schwach negativem  $t$ . Die Schwankungen sind dem mikroskopischen Befunde gemäss aber beträchtlich, sodass von kalkreichen Typen bis solchen mit grossem Tonerdeüberschuss alle Übergänge vorhanden sein müssen.

Das **B ä n d e r g n e i s** mittel (l) hat Tonerdeüberschuss. Der Projektionspunkt fällt an die Grenze der metamorphen Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine mit zurücktretendem alk (II) und der Kalk-Alkali-Alumo-Silikat-Gesteine (III). Extreme Typen haben enormen Tonerdeüberschuss (g). Zu Eruptivgesteinssfeldern bestehen noch keine Beziehungen; zugewanderte Stoffbestände spielen daher wahrscheinlich nur eine untergeordnete Rolle. Durch spätere Vergleiche mit Ton- und Mergelanalysen wird diese Auffassung unterstützt. Die lagige Sonderung erscheint nicht nur bei den Paragneisen, sondern auch bei den Bändergneisen durch Aussonderung aus eigenem Bestande möglich (Verlagerung der Sedimente in meso- bis katazonale Tiefenstufen).

Die **B i o t i t** - **P l a g i o k l a s** - **A l k a l i f e l d s p a t** - **G n e i s e** (n), inkl. „**A u g e n g n e i s e**“ (m) gehören in Bezug auf die metamorphe Klassifikation zu den Alkali-Alumo-Silikat-Gesteinen (I). Beide Projektionspunkte fallen zugleich in das Eruptivgesteinssfeld.  $t$  ist  $\pm 0$ . Eine Herleitung des Stoffbestandes aus leukoquarzdioritischen Magmen erscheint möglich. Der k-Wert bleibt so niedrig, dass engadinitgranitische Zusammensetzungen der zugeführten Stoff-

bestände nicht in Frage kommen. Verglichen mit Ton- und Mergelanalysen nimmt der k-Wert sogar durchwegs ab. (Über weitere Beziehungen der Gneise i. w. S. zu Sedimenten und Eruptivgesteinen siehe noch Abschnitt: Genetische Verhältnisse.)

### C. Die genetischen Verhältnisse

Die mineralogischen und chemischen Erörterungen haben die Frage nach der Entstehung dieser magmatischen und metamorphen Gesteinsprovinz teilweise schon beantwortet. Aber erst durch Kombination mit feldgeologischen Beobachtungen, makro- und mikroskopischen Untersuchungen wird es möglich, ein wahrscheinliches Bild der Genesis des Schieferkomplexes zu entwerfen. Wir betonen, dass eingehende Geländebeobachtungen die Grundlage bilden müssen, und stets dann, wenn bei Laboratoriumsarbeiten neue Probleme auftauchen, ist wiederholter Geländebesuch nötig. Die petrographische Wissenschaft tendiert stark dazu, ihre Resultate durch mikroskopische und chemische Untersuchungen zu unterbauen. Dem gegenüber sei hervorgehoben, dass feldgeologischen Beobachtungen bei umstrittenen Problemen entscheidender Charakter zukommt.

Eine Dreiteilung in Bezug auf die Genesis des Schieferkomplexes drängt sich auf.

Die drei genetisch verschiedenen Gruppen umfassen:

1. Die Granitintrusion mit aplitischen und lamprophyrischen Nachschüben,
2. die Gneise im allgemeinen und
3. die älteren basischen und sauren Einlagerungen.

#### 1. GRANITINTRUSION UND GANGGEFOLGSCHAFT

Die Differentiationsfolge des zentralgranitischen Magmas interessiert uns in diesem Zusammenhang nur, insoweit sie Einfluss auf die Genesis der kristallinen Schieferserie hat.

Aus der heute im Untersuchungsgebiet beobachtbaren tektonischen Position des Granitlakkolithen kann der ursächliche Zusammenhang der Granitintrusion mit der Vergneisung der Schiefer weder bejaht noch verneint werden.

Eine Überschiebungsfläche trennt heute die beiden Komplexe (siehe Lit. 87 und Abschnitt: Bemerkungen zur Tektonik).

Nun ist aber an Stellen weiter südlich, wo der primäre Kontakt zwischen Granit und Schiefern erhalten blieb, d. h. wo der Lakkolith

seine ihm direkt aufliegende Dachpartie der Schieferhülle bei der Abscherung vor sich herschob (Aletschhorn, Gisighorn, Fäschhorn) (Lit. 8, 59), einwandfrei festgestellt worden, dass Injektionen in die Schiefer ausser stumpfen Ausstülpungen, die kaum einen Kontakthof aufweisen, nicht vorhanden sind, von einer Injektion Blatt für Blatt gar nicht zu sprechen. Exogene Wirkungen sind also ganz gering oder überhaupt nicht nachweisbar. Das ist nur erklärlich, wenn entweder postuliert wird, dass zur Zeit der Intrusion das Magma schon weitgehend abgekühlt oder aber seine Umgebung bereits tiefenmetamorphen (katazonalen) Bedingungen angepasst, also vergneist war. Im ersten Fall kann das Magma zu intensiven pegmatitischen und pneumatolytischen Abspaltungen gar nicht mehr befähigt gewesen sein, im zweiten aber ist die Vergneisung nicht durch die nachgranitischen Phasen verursacht. Die Aktivität des eindringenden Granits beschränkt sich auf randliche endogene Wirkungen. Losgebrochene Schieferschollen werden zu Glimmerhornfelsen umgeprägt und Gneisschollen wahrscheinlich bis zu diffus im Granit schwimmenden Relikten verdaut.

Daraus mag hervorgehen, wie inaktiv sich das Granitmagma bei seiner Intrusion verhielt. Wahrscheinlich wurde es am Ende der orogenetischen Phase, schon stark abgekühlt, da die erodierenden Kräfte schon lange wirksam waren, mehr passiv in die Antiklinale hineingepresst. Vor allem fehlen an solchen Stellen jegliche Andeutungen pegmatitischer Differentiationen.

Im Differentiationsdiagramm scheint uns nun vor allem folgende Feststellung wichtig:

Der Bietschhorngranit steht am Ende der Differentiationsreihe. Seine aplitische Randfacies ist ebenso sauer, teilweise saurer, als die von ihm ableitbaren Aplite, die in die Schieferserie intrudierten.

Aus den angeführten Gründen glauben wir den Schluss ziehen zu dürfen, dass das erumpierende Granitmagma gar nicht mehr befähigt war, eine so intensive aplitische, pegmatitische und pneumatolytische Phase zu entwickeln, wie sie für die Vergneisung des mächtigen Schieferkomplexes vorausgesetzt werden müsste. Nachgranitische Phasen in dem Ausmasse sind nicht nachweisbar. Die Hypothese HUGIS (Lit. 58), welche die Ursache der Vergneisung der kristallinen Schiefer in diesen nachgranitischen Phasen zu sehen glaubt, hat nach heutigen Ansichten wenig Wahrscheinlichkeit. Einschränkend betont sei allerdings noch einmal, dass im Untersuchungsgebiet aus tektonischen Gründen auch eventuell ursprünglich vorhandene Zusammenhänge nicht mehr erkannt werden könnten.

Diese Einschränkung fällt aber dahin durch das Studium der geologischen Verbandsverhältnisse im Gebiet des Grubengletschers (Grimselpass, westlich oberhalb Handeck). Ich hatte im Sommer 1944 Gelegenheit, mit meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. HUTTENLOCHER, dieses im Aarmassiv einzigartige Kontaktgebiet zu besuchen. Ein Teilstück des kristallinen Schieferkomplexes ist hier zwischen zwei Teilintrusionen des Aaregranits eingeklemmt. Der nördliche Kontakt (im Aerlenkessel) ist analog demjenigen im Lötschental abgerissen, der südliche aber (am Grubengletscher) primär erhalten.

Hier erhält man den klarsten Einblick in die Intrusionskräfte des Magmas. Vom Granit, bzw. meist von seiner hier schmalen aplitischen Randfacies in die Schiefer direkt übersetzende feinkörnige bis pegmatitische, diskordante und zu konkordantem Streichen umbiegende Aplite sind nicht sehr häufig. Lamprophyre durchschlagen in allen Richtungen die Schiefer und in ihnen eingedrungene Aargranitaplitstücke. Dass die Lamprophyre jünger sind, wird hier deutlich.

Aber ebenso einwandfrei beobachteten wir hier, dass die „Injektionsfältelung“ der kristallinen Schieferserie in gar keinem Zusammenhang mit dem Granit und seinen in die Schiefer eindringenden Apliten steht.

Wir bedauern, im Rahmen dieser Arbeit den Kontakt am Grubengletscher nicht eingehender behandeln zu können. Die petrographische Detailaufnahme wäre ein lohnendes Thema für eine Spezialarbeit.

Ein Argument, das gegen die Auffassung HUGIS spricht, ist der Umstand, dass die leukokraten Lagen der Para- und Bändergneise noch als aus dem Gneis ausgeblutete Bestandteile gedeutet werden können (siehe unten). Der Mineralbestand der hellen Lagen zeigt deutlich basischeren Charakter, als eine aplitisch-pegmatitisch-pneumatolytische Abfolge des Granits sie aufweisen müsste. Auch in den sauersten Partien bleibt der  $k$ -Wert zu niedrig gegenüber demjenigen der zentralgranitischen Gesteine. (Details siehe im Abschnitt: Genesis der Gneise.)

Noch ein weiteres Argument kann gegen die frühere Auffassung geltend gemacht werden: Die extreme pneumatolytische Einwirkung von einem Magmaherd aus über mehrere Erdepochen hinweg müsste in erster Linie die nächstliegenden Gesteine erfasst haben. Aber die als Carbon ausgeschiedenen phyllit- und glimmerschieferähnlichen

Gesteine des Talgrundes (Lit. 73, 92) zeigen keine solchen Einwirkungen.

Als sichere nachgranitische Phasen sind aus strukturellen, mineralfaciellen und chemischen Gründen nur Aplite nachgewiesen. Feldgeologische Zusammenhänge können auch hier nicht beobachtet werden.

Die Lamprophyre können gemäss dem Differentiationsdiagramm ebenfalls nachgranitische Phase sein, obgleich die Analyse nicht in die von MINDER und NIGGLI (Lit. 76, 77) konstruierten Differentiationsdiagramme des Aaregranitmagmas hineinpasst. Mikroskopische Untersuchungen mehrerer Lamprophyre — nur eine chemische Analyse liegt vor — lassen stets auf Kaliamut schliessen. Während die Lamprophyre des mittleren Aarmassivs und des Oberaletschgebietes dioritisch bis lamprodioritisch sind und  $k$ -Werte von 0,21 bis 0,68 aufweisen, sind die Lamprophyre des Untersuchungsgebietes kalirämer ( $k = 0,14$ ). Die Spaltung der granitischen Restschmelzen in einen kaliarmen lamprodioritischen und einen extrem kalireichen pegmatitischen Ast kann daher als möglich angesehen werden. Diese Hypothese erhält eine Stütze, wenn wir die wenigen und sehr kalireichen Pegmatite des Hohgleifengebietes der Ganggefolgschaft des Granits zuordnen. Einschränkend aber wirkt der Umstand, dass die westlichsten Lamprophyre im Gebiet des Schafbergs, die Pegmatite aber im Hohgleifengebiet auftreten (Entfernung 3 km).

Zonales Ansteigen der Umwandlungsintensität ist im Untersuchungsgebiet vom Talgrund gegen die Granit-Schiefergrenze hin beobachtet. Die Zunahme der Umformung hält aber weiter an und erreicht ihren Höhepunkt in den südlichen Gneisen. Energiequelle kann nach den Darlegungen nicht der heute beobachtbare Granitlakkolith sein. Derselbe Intrusivherd ist Energielieferant, aber vor der Intrusion und vor der endgültigen Differentiation.

Hinsichtlich der Granit- und Quarzporphyre muss eine eindeutige Stellungnahme noch vermieden werden, bis auch chemische Analysen zur Diskussion zur Verfügung stehen. Texturelle Merkmale (extreme Verschieferung) und geologischer Verband (vollständige Konkordanz, keine Häufung gegen den Granitkontakt) werden im Sinne einer Zugehörigkeit zu einem älteren Intrusionszyklus gedeutet.

Zusammenfassend stellen wir fest:

Die gangartig auftretenden als Eruptiva erkannten Gesteine sind nur zum kleineren Teil zur Ganggefolgschaft der Bietschhorngra-

nitintrusion zu rechnen. Die eventuell als magmatischen Ursprungs deutbaren Anteile der Gneise und die Mehrzahl der aplit- und pegmatitartigen Gänge sind als Ganggefolgschaft eines basischeren Stamm- oder Intermediärmagmas (Lit. 42) zu betrachten, dem auch der Granit selbst als sauerstes Differentiat entstammt. Zweifel bestehen hinsichtlich der Pegmatite des westlichen Teiles.

## 2. DISKUSSION DER GENETISCHEN VERHÄLTNISSE DER GNEISE

Nachdem festgestellt ist, dass die Gneise nicht von der oberkarbonischen Granitintrusion geschaffen wurden, muss als sicher angenommen werden, dass sie gegen Ende der hercynischen Gebirgsbildung im wesentlichen schon dieselben Mineralparagenesen aufwiesen, wie wir sie heute feststellen. Abgesehen von sekundären Merkmalen, die sich vor und während der alpinen Orogenese einstellten, kann aus dem teilweise reliktischen Mineralbestand abgeleitet werden, dass zur Zeit der Gneisbildung kata- bis mesozonale p-t-Bedingungen herrschten mussten. Dafür sprechen vor allem: der ursprünglich hohe Anorthitgehalt der Plagioklase, der Orthoklasgehalt, sofern bei beiden gezeigt werden kann, dass die Entmischung zu Saussurit bzw. Pérthit jünger ist, der Chemismus und die Optik des Biotits (tiefbraun bis weinrot mit erheblichem Titangehalt), die (relikt.) Granate und besonders die Struktur der als reine Paraglieder erhaltenen kinzigit- und hornfelsartigen Gneise.

Der heterogene Charakter des Gneiskomplexes geht aus den Einzelbeschreibungen hervor. Von feinkörnig hornfelsartigen Biotit-Plagioklas-Gneisen über lagig gesonderte Bändergneise mit und ohne Kalifeldspat bis zu plagioklaspegmatitischen und alkalifeldspatpegmatitischen Stöcken und Gängen sind kontinuierliche Reihen lückenlos vorhanden.

Es drängen sich daher als erste Fragen die folgenden auf:

- 1a) Ist diese Heterogenität primär, bereits im Ausgangsmaterial begründet oder
  - b) hat sie sich während der Gneisbildung als ihre Ursache durch interne Stoffwanderungen herausgebildet?
- 2a) Hat diese Heterogenität ihre Ursache in der Zuwanderung fremden Materials aus irgendwelchen Quellen oder
  - b) in der Abwanderung eigener Stoffbestände in benachbarte, heute durch Erosion der Beobachtung entzogene Gesteinskomplexe?

Wir werden versuchen, diese Frage einer Lösung näher zu bringen. Vorausbetont sei, dass Herausschälung der Bildungsbedingungen für extreme Glieder sicherer möglich ist. Zweifel werden bei Zwischengliedern bestehen bleiben müssen. Mit gutem Gewissen können einzelne Beobachtungen verschieden gedeutet werden.

Die Probleme der Gneisbildung im Untersuchungsgebiet sind damit in die Diskussion der petrographischen Schulmeinungen gerückt.

#### a) Feldgeologische Einteilung der Gneise in genetischer Hinsicht

Gemäss den allgemeinen Feststellungen in kristallinen Schieferkomplexen ist im grossen eine auffällige Einförmigkeit, im kleinen dafür eine umso grössere Heterogenität charakteristisch.

Verschiedene, in der Profilbeschreibung auseinander gehaltene Gesteinsgruppen müssen in Bezug auf ihre Genesis zusammengefasst werden. Das gilt vor allem für die feinkörnigen, hornfelsartigen, die graphitführenden und die gewöhnlichen Biotit-Plagioklasgneise (die beiden letztern mit makroskopisch undeutlicher lagiger Sonderung). Diese drei Gruppen (inbegriffen sind darin auch die chloritisch-serizitischen Gneise, ohne Berücksichtigung ihrer sekundären Merkmale) bilden den mächtigsten Komplex (1. genetische Einheit).

Eine weitere genetische Einheit (wie es sich zeigen wird mit Übergängen zur ersten auch in bildungsgeschichtlicher Hinsicht) umfasst die Gruppen der ausgesprochen lagig gesonderten, streifigen, die flasrigen und grobflasrigen (in beiden die chloritisierten Gneise inbegriffen), die flasrig-flammigen, im Profil als granitisierte und aplitartige gekennzeichneten Biotit-Plagioklasgneise (2. genetische Einheit).

In diesen beiden Einheiten fehlt der Kalifeldspat oder ist nur Übergemengteil. Sie bilden zusammen mindestens  $\frac{3}{4}$  des kristallinen Schieferkomplexes.

Eine 3. und 4. genetische Einheit sind gegeben durch die schmalen Zonen der alkalifeldspatführenden, streifigen Biotit-Plagioklasgneise, der pegmatitartigen Bildungen, wozu auch ein kleiner Teil der aplitartigen zu rechnen ist und schliesslich durch die nur im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes auftretenden wenig mächtigen Biotit-Plagioklasgneise mit porphyroblastischem Kalifeldspat (Augengneise).

b) Bildungsbedingungen der feldgeologisch festgestellten genetischen Einheiten

ba) *Feinkörnige Biotit-Plagioklasgneise, z. T. mit feiner lagiger Sonderung, z. T. graphitführend, z. T. hornfelsartig (mit Übergängen)*

(1. genetische Einheit)

Kalifeldspat fehlt. Der Mangel an chemischen Analysen aus dem Gneiskomplex macht sich nun in doppelter Hinsicht bemerkbar. In erster Linie ist dadurch die Variationsbreite des Chemismus nicht erfasst und insbesondere kann das aus geometrischen Schliffanalysen berechnete Mittel nicht auf seine wirkliche Mittelstellung hin geprüft werden.

Die graphitischen chlorito-serizitischen Tonschiefer des Profils Faldumialphang (Profil 10), die  $\pm$  nur diagenetisch verfestigten obercarbonischen Sedimenten entsprechen und keine Stoffsonderungen und -Wanderungen erkennen lassen, können in erster Linie den in der 1. genetischen Reihe zusammengefassten Gesteinen als chemisch ähnlich betrachtet werden. Mittelwerte von Phyllit-Glimmerschiefer- und Schiefergneisanalysen aus verschiedenen, entstehungsgeschichtlich verwandten Gebieten sind dem berechneten Chemismus dieser Gneise ähnlich. Ihr Chemismus muss dem mikroskopischen Befunde gemäss als ebenso variabel angenommen werden wie derjenige der genannten Sedimentabkömmlinge. Im besondern zeigt sich eine Verwandtschaft mit den aus dem Baltschiedertal analysierten Schieferotypen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
Paragneismittel berechnet:									
	204	34,5	29,5	21	15	0,26	0,36	19,5	-1,5
Serizitchloritschiefer, Baltschiedertal, Ch. schw. Gest. II/152									
	287	34	29	15,5	21,5	0,50	0,41	12,5	-3
Biotit-Serizitgneis, Baltschiedertal, Ch. schw. Gest. II/297									
	223	38,5	23,5	10,5	27,5	0,37	0,41	11	+0,5
Biotit-Serizitgneis, Baltschiedertal, Ch. schw. Gest. II/296									
	310	35	27,5	6	31,5	0,41	0,38	3,5	-2,5

Analoge finden sich auch unter den typischen Renchgneisen des Schwarzwaldes:

Renchgneis,  
Südschwarzwald, Ch. schw. Gest. XI/38

272	33	35	10,5	20,5	0,33	0,48	12,5	+2
-----	----	----	------	------	------	------	------	----

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
Renchgneis, Südschwarzwald, Ch. schw. Gest. XI/41									
	247	33	36	8,5	22,5	0,40	0,49	10,5	+ 2

Als einziger Unterschied erscheint der zu grosse c-Wert und damit im Zusammenhang der zu kleine alk-Wert. In der berechneten Mittelanalyse beruht der c-Wert aber z. T. auf der Schätzung des Zoisitgehaltes des Saussurits in den Plagioklasen. Dass hier leicht zu hoch gegriffen wird, liegt im starken Relief der Zoisite begründet. Immerhin wird die Differenz nicht gross sein, sodass im untersuchten Schieferkomplex etwas kalkreichere Gneise wahrscheinlich sind. Dass Kalk zuwandert, ist aus andern Überlegungen und Beobachtungen (siehe S. 487) nicht als wahrscheinlich zu betrachten. Der gegenüber allen Vergleichsanalysen zu niedrige k-Wert hängt z. T. mit dem nicht erfassten Serizitgehalt der Plagioklase zusammen. Unterschiede in dieser Richtung bestehen daher nicht in diesem Ausmass. fm- und mg-Werte sind sehr konstant.

Zum Vergleich herangezogene Analysen paläozoischer, mesozoischer und rezenter Tone und Mergel können über die vermutete Natur dieser ersten genetischen Reihe ebenfalls Aufschluss geben.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
Paragneismittel	204	34,5	29,5	21	15	0,26	0,36	19,5	- 1,5
Mittel paläozoischer Tone (STOKES)	257	41,5	38	6,5	14	0,70	0,39	27,5	+ 21
Tonmittel (CLARK)	237	37	36	13,5	13,5	0,62	0,41	23,5	+ 10
Quartenschiefer, Ch. schw. Gest. VIII/37	179	39	32,5	5	23,5	0,36	0,40	15,5	+ 10,5
Roter Ton, Aquitan, Ch. schw. Gest. IX/4	318	41	34	5	20	0,52	0,49	21	+ 16
Ton, schwarz, Ch. schw. Gest. IX/28	188	36,5	40	9,5	14	0,45	0,42	22,5	+ 13
Mergel, dunkelgrau, Ch. schw. Gest. IX/30	160	27	42	21	10	0,39	0,44	17	- 4
Mergel, Tortonien, Ch. schw. Gest. IX/34	227	25	43,5	25,5	6	0,67	0,67	19	- 6,5
Opalinuston, Ch. schw. Gest. X/10	215	49,5	29	12	9,5	0,75	0,45	40	+ 28
Seeschlamm, quartär, Ch. schw. Gest. XI/4	234	32	39	15	15	0,37	0,72	17	+ 2

Mikroskopische Untersuchungen, chemische Vergleiche, soweit sie bei dem Analysenmangel bereits möglich sind, und Feldbeobachtungen machen es wahrscheinlich, dass in dieser ersten genetischen Reihe reine Paragneise vorliegen.

Vor allem ist zu betonen, dass in dieser Gneisreihe die Annahme einer Alkalimetasomatose, die Zufuhr irgendwelcher Stoffbestände nicht nötig ist. Interne Alkaliverschiebungen scheinen immerhin möglich. Die beobachtete lagige Sonderung muss als beginnende Ausblutung aus eigenem Bestande, als Ektekt gedeutet werden (Lit. 90, 103).

Strukturbereobachtungen in dieser als Paragneise erkannten Reihe decken auf:

1. eine feinkörnig hornfelsartige Struktur,
2. eine hornfelsartige mit geringster lagiger Sonderung und
3. eine mikroskopisch und teilweise auch schon makroskopisch deutliche Sonderung in Biotit-(Plagioklas)-(Granat)- und Quarz-Plagioklaslagen.

Der Mineralbestand aller Typen weist auf katazonale Tiefenstufe. Das Vorkommen dieser verschiedenen Strukturen bzw. Texturen zusammen auf engem Raume deutet darauf hin, dass schon in den Ausgangssedimenten Unterschiede vorhanden sein mussten. Wir verweisen in dieser Hinsicht besonders auf den grösseren Kalkgehalt der hornfelsigen gegenüber dem reinen Tonschieferchemismus der lagig gesonderten Typen. Solche Beobachtungen machen es wahrscheinlich, dass zur Ausbildung einer lagigen Sonderung aus eigenem Bestande die Tiefenlage allein nicht genügt. Es scheinen dazu ausserdem tektonische Differentialbewegungen oder bei horizontaler Schichtlagerung Auswalzvorgänge (Lit. 25) nötig zu sein, wobei tonige Sedimente gegenüber mergeligen ihrer ausgesprochenen Schichttextur wegen, bevorzugt werden. Im wesentlichen muss die Umwandlung aber statisch erfolgen. Danach ist die lagige Sonderung zugleich eine Abbildung vorkristalliner sedimentärer Schichtung, eine Pseudomorphose nach der Sedimentschichtung, während die Ausbildung der Lagertextur parakristallin genannt werden muss (Lit. 23). Es ist wahrscheinlich, dass Paralleltexturen der Gneise vorwiegend Abbildungstexturen sind.

Die Beobachtung lagig gesonderter und feinschiefrig paralleltexturierter Zonen ohne Sonderung nebeneinander ist ein weiteres Argument, das für Ausblutung spricht. Die feinschiefrigen Zonen sind für eine „Injektion“ ja ebenso prädestiniert, wie es die „in-

jizierten“ waren. Dass sie es nicht sind, kann daher nur im Chemismus des Ausgangssedimentes begründet liegen.

Bis zu welchem Grade der Sonderung diese Vorgänge führen können, wird darum weitgehend vom Chemismus des Ausgangsmaterials abhängen. Basische Gesteine sind dazu sicher weniger befähigt, da der Quarzgehalt, der gemäss den Strukturbefunden als aktivste Komponente zu gelten hat, nur gering ist.

bb) *Ausgesprochen lagig gesonderte und flasrig-flammige Biotit-Plagioklasgneise*

(2. genetische Einheit)

Kalifeldspat fehlt oder ist höchstens Übergemengteil, (2—3% in den Endgliedern).

Die Abgrenzung dieser 2. genetischen Einheit gegenüber der ersten kann nur willkürlich erfolgen. Die lagige Sonderung variiert hier von feinstreifiger, aber deutlicher bis zu ausgesprochener, differenzierter Streifung. Als allgemeines Unterscheidungsmerkmal gegenüber der ersten Reihe gilt das Breiterwerden der leukokraten Lagen, wogegen die dunkeln Lagen an Breite nicht zunehmen.

Der Chemismus der Anfangstypen der Reihe liegt innerhalb der Variationsbreite des Paragneischemismus. Es gibt daher keinen Grund, der gegen die Deutung der Quarz-(Feldspat)-Lagen als ausgesonderte eigene Stoffbestände, als Ektekte, sprechen würde. Ein typischer Vertreter der Übergangsgruppe ist analysiert worden (L 205 (g)).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
Bändergneis L 205 (g), Schafberg	284	46	25	8	21	0,30	0,39	25	+ 17
Renchgneis, feinstreifig, Ch. schw. Gest. XI/39	401	47	24	9,5	19,5	0,35	0,35	27,5	+ 18

Ausser im Quarzgehalt ist dieser Typus bis in Details einem Renchgneis des Südschwarzwaldes gleich. Der Tonerdeüberschuss muss als besonders charakteristisches Merkmal der Sedimentabstammung gewertet werden. Trotz der Streifigkeit, die Vertretern der Injektionstheorie Veranlassung zur Einreihung unter die Injektionsgneise geben würde, ist das Gestein ein reines Paraglied. Wenn Injektion stattgehabt hätte, so müsste der Tonerdeüberschuss weitgehend durch Alkalimetasomatose kompensiert sein. Es wird ja bei geringer Injizierung fremder Stoffbestände nicht Feldspatsubstanz als Ganzes zugeführt, sondern nur Alkalisilikat (Lit. 45, 53).

Die Bildung metatektischer Lagen von Quarz-(Feldspat) durch Aussonderung aus eigenem Stoffbestande ist daher auch dann noch möglich und anzunehmen, wenn die breiter gewordenen Metatektlagen an einen „Injektionsgneis“ erinnern.

In Übereinstimmung mit Beobachtungen in Paragneisen der ersten genetischen Reihe, scheint diese differenzierte Sonderung nur in metamorphen Tonen mit relativ hohem Quarzgehalt möglich zu sein.

Gemäss Strukturbeobachtungen ist es nicht wahrscheinlich, dass dabei grössere Mengen des ausgesonderten Anteils zugleich in molekulardisperser Phase vorhanden sind. Die Metatektlagen sind weitgehend mit dem Metasom verzahnt (Lit. 90).

Die Weiterentwicklung der lagigen Sonderung führt von hier an zu texturell neuartigen Typen. Wenn die Metatektlagen breiter als ca. 5—8 mm werden, beobachtet man rhythmische Einschnürungen derselben (L 383). Erst wenn dieselben ausgeprägter werden, kann von perlschnurartigen Metatektlagen gesprochen werden (L 182). In extremen Fällen verlieren die einzelnen „Perlen“ ihren Zusammenhang. Es bilden sich Übergangsglieder zu Augengneisen (L 327). (Diese „Augen“ sind scharf zu unterscheiden von denjenigen, die durch makroskopisch idioblastische Kalifeldspataugen gebildet sind.)

Der Chemismus dieser Typen ändert in dem Sinne, dass mit breitern Metatektlagen der Alkaligehalt langsam ansteigt:  $t \text{ wird } \pm 0$ .

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
Bändergneismittel (berechnet)									
	366	42	20	15,5	22,5	0,26	0,46	19,5	+ 4
Bändergneis L 383 mit unterschnürten Metatektlagen (berechnet)									
	376	40	21,5	14	24,5	0,24	0,50	15,5	+ 1,5
Hohwandgneis, lagig injiziert									
Ch. schw. Gest. XI/33									
	355	39	22,5	17	21,5	0,18	0,38	17,5	+ 0,5

Unter den Rengneisen des Südschwarzwaldes finden sich keine analog zusammengesetzten Typen. Dafür weist ein Injektionsgneis aus diesem Vergleichsgebiet sehr ähnlichen Chemismus auf.

Die Zunahme des Alkaligehaltes macht in den breitstreifigen bis perlschnurartigstreifigen Bändergneisen die Ableitung des Chemismus aus sedimentogenen Altbeständen allein schwieriger.

Ähnlich zusammengesetzte Sedimente sind zwar auch analysiert worden.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
grauer mergeliger Sand (Burdigalien)									
Ch. schw. Gest. IX/20	380	36,5	18,5	19	26	0,48	0,56	10,5	- 8,5

Es bietet aber Schwierigkeiten, den hohen Natrongehalt aus solchen Sedimenten abzuleiten.

In diesen Gneisen liegen die Übergänge zwischen Paragneisen mit rein ektekter Aussonderung und Streifengneisen mit gemischtem Stoffbestand in den leukokraten Lagen.

Die Natronvormacht zusammen mit dem höhern Alkaligehalt kann nur durch Zufuhr natronsilikatischer Lösungen erklärt werden (ohne dass bereits über die Quelle derselben eine Entscheidung getroffen werden soll).

Strukturuntersuchungen deuten wieder darauf hin, dass keine grössern Massen molekulardisperser Phasen in einem Zeitmoment vorhanden waren; nirgends kommt es zur Ausbildung scharfbegrenzter Metatektlagen. Es ist daher an eine metasomatische Zufuhr zu denken. Bedingung dafür sind aber bereits steilgestellte Schichtfugen; denn die Vorstellung einer Zufuhr senkrecht zur Schieferung bzw. Schichtung bietet Schwierigkeiten. Eine Möglichkeit ist aber vielleicht diejenige der metasomatischen Durchtränkung der nur diagenetisch verfestigten Sedimente vor der Ausbildung der lagigen Sonderung.

Die Grenze zwischen ektekten und ektekisch-entekatisch gemischten leukokraten Anteilen kann nicht genau gezogen werden. Struktur und Mineralbestand der hellen Streifen lassen in diesem Sinne kaum Schlüsse zu; höchstens könnte folgende Beobachtung eine Grenzziehung ermöglichen:

Ektekte führen hauptsächlich Quarz in granoblastischem Verband mit stark saussuritisierter Plagioklas (wie die Plagioklase des Altbestandes). Sobald sich weniger saussuritisierter Plagioklase (Oligoklase) in grösserer Zahl zum Quarz gesellen, wird die Annahme einer Natronmetasomatose nötig. Das Verschwinden des Tonerdeüberschusses kann wohl in Reihenuntersuchungen auch zu diesen Schlüssen berechtigen. Dagegen ist aber einzuwenden, dass Tonerdeüberschuss bei Kalkreichtum gar nicht verwirklicht war (Lit. 15, 16).

Texturell abweichende Gneise sind in dieselbe genetische Reihe einbezogen worden. Es sind die weitgehend aplitisierten und granitisierten Gneise mittlerer Höhen (2600—2800 m ü. M.), eine mächt-

tige Zone bildend. Kalifeldspat tritt hier als Übergemengteil auf (bis 3%).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
berechnete Analyse L 218	316	38	27,5	12	22,5	0,25	0,50	15,5	+ 3,5
chem. Analyse L 197, Plagioklasaplit, Hohwitzentrück	333	40	14,5	18,5	27	0,12	0,18	13	- 5,5
berechnete Analyse L 319	400	41,5	15,5	14	29	0,22	0,51	12,5	- 1,5

Auf Bestätigung früherer Beobachtungen sei vorerst hingewiesen: Der kalkreichere Typ, der wahrscheinlich auch ursprünglich keinen Tonerdeüberschuss aufwies (mergeliges Sediment), zeigt massive Textur. Ausbildung lagiger Sonderung ist nicht bemerkbar.

Alkali- (bzw. Natron-)Metasomatose hat hier in verstärktem Masse stattgefunden. Die ursprüngliche Schichtung ist auch in ton-erdreichern Typen nur in Rudimenten erhalten. Lokal kam es hier zur Bildung kleiner Herde zusammenhängender molekulardisperser Phasen (Knauern plagioklas-pegmatitischer Zusammensetzung, gestauchte wurmförmig gewundene Adern). Ähnlichkeit mit von SEDERHOLM (Lit. 93, 94) zuerst gedeuteten ptygmatischen Faltungen ist unverkennbar. Das Substrat selbst ist kein geschieferter Glimmer-plagioklasgneis mehr. Flammig aufgelöste Biotitlagen sind deutlich durch die überall gebildeten Herde molekulardisperser Phasen abgedrängt. Das Gestein ist charakterisiert durch beginnende turbulente Durchmischungen und pseudofluidales Verhalten des Gefüges (Lit. 95). Es muss sich als Ganzes in einem aufgeweichten Zustand befunden haben (anatektische bis diatektische Vorgänge).

Zwischen der in Relikten erhaltenen Ausbildung der lagigen Sonderung und der metasomatischen Durchtränkung dieser Gneiszone muss ein gewisser Hiatus angenommen werden. Der Beweis dafür liegt in den der turbulenten Durchbewegung angepassten, gewundenen Formen eingewickelter ungestört streifiger Amphibolit-relikte und Amphibolitsills.

bc) *Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise und aplit- bis pegmatitartige Adern und Stöcke*

(3. genetische Einheit)

An die vorstehend beschriebenen Gesteine reiht sich die 3. genetische Einheit lückenlos an. Auch diese muss wieder in zwei tex-

turell unterschiedliche Typenreihen unterteilt werden. Die erste betrifft die aplit- und pegmatitartigen Adern und Stöcke innerhalb der granitisierten Gneise. Aus den kleinen Herden molekulardisperser Phasen bilden sich einerseits plagioklasaplitische Adern mit einem Kalifeldspatgehalt um 5 %. Die Alkalimetasomatose macht sich nun auch im neuen Mineralbestand geltend. Anderseits bilden sich mit kontinuierlichen Übergängen pegmatitartige Adern und Stöcke, die bis 30 % Mikroklin aufweisen. Die Mikrokline dieser Pegmatitmassen zeigen durch Pigmentierung blaugraue Färbung. Die Struktur kann von aplitischem Pflasterverband kaum unterschieden werden (granoblastisch!). Mikroklin ist poikiloblastisch durchsetzt mit kleinen idiomorphen Plagioklasen. Auch chloritisierter Biotite sind eingeschlossen. Aplitadern und Pegmatitmassen bilden scharfe Grenzen gegen das Substrat aus. Es bilden sich also durch Mobilisation grösserer Gneisanteile zusammen mit metasomatisch zugeführten Alkalisilikaten grössere Räume molekulardisperser Phasen, die bereits magmatische Eigenschaften aufweisen.

Die beobachteten Entwicklungen aus dem Gneissubstrat machen es wahrscheinlich, dass es sich dabei nicht um Injektion als Ganzes aus einem tieferliegenden Magmaherd handelt, sondern um Alkalimetasomatose. Die Herausbildung magmatischer Zustände in einzelnen Herden ist nicht auf Rechnung einer Intrusion magmatischen Materials, sondern der durch Tiefenlage erzeugten, regionalen, selektiven Mobilisierung geeigneter Gneisanteile zu setzen. Erst die kleinern und grössern Herde molekulardisperser Phasen, die scharfe Grenzen gegen ihre Umgebung ausbilden, können als Metatekt im Sinne SCHEUMANNS gedeutet werden (Lit. 90). Die Begriffe der Metatexis und Metablastesis überdecken sich oft. Reliktstrukturen (Biotit, Granat) und auch reliktisch erhaltenes Parallelgefüge verbieten, von einer vollständigen Aufschmelzung zu sprechen (Lit. 26, 45, 106). In noch grösserer Tiefe ist aber die Bildung magmatischer Herde durch vollständige Mobilisierung wahrscheinlich.

Auffällig ist der grosse Unterschied der intensiv mobilisierten Gneise gegenüber benachbarten Zonen. Das Auftreten von tektonischen Ruschelzonen der nördlichen Grenze der granitisierten Gneise entlang erklärt aber diesen raschen Wechsel. Die Grateinschnitte auf einer durchschnittlichen Höhe von 2650 m ü. M. liegen in dieser Ruschel. Wahrscheinlich gelangte diese Zone durch die Verschupfung in ihre heutige Nachbarschaft (siehe Abschnitt: Bemerkungen zur Tektonik).

Die streifig ausgebildeten Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneise bilden eine nördlicher liegende schmale Zone. Ihr berechneter Chemismus:

si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
434	43,5	13	12	31,5	0,31	0,41	12	$\pm 0$

weist granitische Charakteristiken auf: leukoquarzdioritisch (bis engadinitgranitisch).

Die leukokraten Streifen von 2—8 cm Breite bilden scharf begrenzte parallelgescharte Adern in feinstreifig lagig gesondertem Biotit-Plagioklasgneis. Übergänge zwischen dem feinstreifigen Substrat und den scharf durchsetzenden Adern bestehen nicht. Zwischen der Ausbildung der lagigen Sonderung (analog 1. genetischer Reihe) und der Injektion der breiteren Adern ist ein erheblicher Hiatus anzunehmen. Strukturmerkmale (aplitisch) und scharfe Kontakte lassen erkennen, dass es sich hier nicht mehr um Alkalimetasomatose, sondern um mechanische Beimischung intrusiven Materials, um eigentliche Injektion handelt. Diese Gneise sind die einzigen, die wir als Injektionsgneise betrachtet wissen möchten (Lit. 45). Der Mineralbestand weist darauf hin, dass es sich nicht um Aplite des Bietschhorngranits handeln kann. In chemischer und mineralogischer Beziehung ist aber ein Zusammenhang mit dem aplitischen Metatekt der granitisierten Gneiszone unverkennbar.

Die Injektion quarzdioritischer Aplite und die Bildung selbständiger Herde magmatische Eigenschaften aufweisender Metatekte dürfte die Existenz eines in grösserer Tiefe gelagerten magmatischen Herdes mindestens als Wärmequelle beweisen, ob palingen gebildet oder aus der Tiefe aufgestiegen, kann in diesem Zusammenhang keine Rolle spielen.

Ein wesentliches Moment spielt bei der Gneisbildung auch die Raumfrage. Wenn lagig gesonderte Gneise unbesehen als Injektionsgesteine gedeutet werden, wobei das zugeführte Material stets mehr als die Hälfte repräsentiert („injizierte“ helle Lagen), so müsste mit der Vergneisung eine enorme Schwellung des Schieferkomplexes verbunden sein, oder es müsste ebenso viel Stoff nach oben abwandern können. Diese Vorstellung verträgt sich wohl mit der Druckabnahme, nicht aber mit der Temperaturabnahme in höhern Niveaux.

Die Vorstellungen, welche die Vergneisungen als im wesentlichen durch Wärmezufuhr erzeugte Mobilisation des Substrats

deuten, mit wechselnder, aber stets relativ unbedeutender Materialzufuhr, haben den Vorzug, die Frage der Raumbeschaffung umgehen zu können. Eigentliche Injektion, d. h. Zufuhr fremder Stoffe als fertige Produkte, spielen in kristallinen Schieferkomplexen sicher eine untergeordnetere Rolle.

Zusammenfassend sei festgehalten:

1. Die Entwicklung der lagigen Sonderung in Paragneisen durch Aussonderung aus eigenem Stoffbestande muss als wahrscheinlich angenommen werden (Ausblutung, Exsudation, Ektektbildung, beginnende Metatektbildung, ohne dass im gleichen Zeitmoment erhebliche Mengen zugleich verflüssigt sind). Nur in diesem Sinne kann der Begriff Metatekt neutral verwendet werden, nicht aber, wenn mit ihm die Vorstellung einer vollständigen Verflüssigung gröserer Gneisanteile verbunden wird.

Neutrale Begriffe zur Beschreibung kristalliner Schieferkomplexe sind von NIGGLI und HUBER (Lit. 53) geschaffen worden. Sie wurden hier nicht verwendet.

2. Die Bildung natronreicherer Feldspäte (Oligoklas bis Albiklas) in den Metatektlagen verlangt die Annahme einer geringen Natronmetasomatose (Mischung ausgebluteter eigener Stoffbestände mit fremden metasomatisch zugeführten (beginnende „Injektion“)).

3. In den Gneisen des Untersuchungsgebietes muss Kalifeldspat als Leitmineral einer intensiveren Alkalimetasomatose gewertet werden. Eine Beobachtung mag hier von Bedeutung sein: Sobald im Mineralbestand Kalifeldspat auftritt, erscheint auch Orthit. Der letztere ist charakteristisches Mineral metasomatisch zugeführter Stoffbestände.

4. Unscharfe Begrenzung der Metatektlagen deutet auf ektektische oder — und metasomatische Vorgänge, scharfe Begrenzung derselben auf Ausbildung magmatischer Eigenschaften. (Es sind erhebliche, zugleich verflüssigte Mengen von Stoffbeständen vorhanden.) Nur im letztern Falle kann von einer Injektion gesprochen werden.

5. Die Ausbildung der lagigen Sonderung der Gneise durch ektektische Aussonderung leicht mobilisierbarer Komponenten ist älter als die metasomatische Durchtränkung. Wahrscheinlich löst die letztere die erstere mit geringem zeitlichem Hiatus ab, oder ist zonenweise die direkte Weiterbildung ohne Hiatus durch Verlagerung in grössere Tiefe oder Aufsteigen der Geoisothermen.

bd) *Biotit-Plagioklasgneise mit porphyroblastischem Kalifeldspat*  
(4. genetische Einheit)

Ihr Auftreten ist auf schmale Zonen beschränkt. Primäres Parallelgefüge kann nicht nachgewiesen werden. Die „Feldspatisation“ beschränkt sich nicht auf die grossen porphyroblastischen Kalifeldspäte, auch im Substrat treten xenomorphe Zwickel von Kalifeldspat auf. Die Ausbildung als Augengneise kann als Weiterentwicklung der östlich beobachteten metasomatischen Vorgänge gedeutet werden. Danach ist die Natron- bzw. Alkalimetasomatose hier abgelöst durch eine  $\pm$  reine Kalimetasomatose. Der mikroskopische Befund erlaubt eine Deutung im Sinne der metablastischen Bildung von Kalifeldspat und Aufgabe des Primärgefüges, der als ein Diffusionsvorgang und mit ihm eng verknüpfte Ummobilisation vorhandener Mineralbestände aufzufassen ist (Lit. 75, 90). Zwischen der metablastischen Neuprägung eines vergneisten Tonschiefers und dieser Vergneisung muss ein beträchtlicher zeitlicher Hiatus angenommen werden.

Zusammenhänge dieser Metablastesis mit auftretenden Intrusivgesteinen können nicht nachgewiesen werden. Irgendwelche Anreicherung der Metablasten gegen den Granitkontakt hin ist nicht beobachtet. Auffällig ist die völlige Verwischung eines eventuell ursprünglich vorhandenen primären Parallelgefüges. Auch nicht in reliktischen Schlieren ist ein solches erhalten. Das zonale Auftreten steht aber im Widerspruch mit einer regional wirkenden Metablastese.

Diese richtungsloskörnigen Gesteine liegen innerhalb paralleltexturierter Biotit-Plagioklasgneise als schmale Zonen. Warum nicht auch die benachbarten Gneise eine metablastische Neuprägung erfahren haben, ist nicht erklärlich, da keine tektonischen Rutschelzonen dazwischen auftreten.

Für die Augengneise muss daher unbedingt auch eine ganz andere Möglichkeit der Entstehung in die Diskussion einbezogen werden. Veranlassung dazu liegt besonders im geologischen Verbande.

Im Tiebelstollen der Bleimine Goppenstein (Lit. 61) ist der Augengneiszug 100 m mächtig. Nach Westen verzweigt er sich in vier Äste, die im Wasserstollen (Lit. 71) zwischen 1,5 und 1,6 km ab NP festgestellt sind. In der Höhe der Minen Rothenberg (Lit. 61) konnte vorläufig erst ein 6 m breiter Zug beobachtet werden, während über Schönbühl zwei Zonen von 2 und 30 m auftreten. Die

auf 1300 m ü. M. 100 m mächtige Zone keilt nach Westen in vier und nach oben in zwei (eventuell drei) Zungen aus.

Die stock- und zungenförmige Lagerung gibt Veranlassung, die Augengneiszone als ältere porphyrische Granitapophyse zu deuten.

Damit in Übereinstimmung stehen mehrere Beobachtungen:

1. Der oben skizzierte geologische Verband.

2. Das völlige Fehlen reliktischer Parallelgefüge. Wenn benachbarte Gesteine gar nicht metablastisch beeinflusst werden, kann dieser Einfluss nicht zonal so weit geführt haben.

3. Das Argument, welches besonders für die Postulierung als alte Granitapophyse spricht, ist das beobachtete Auftreten von Glimmerhornfelsen als Schollen im Gebiete der Bleimine, die z. T. resorbiert wurden. Der Augengneis beweist damit seine magmatische Natur. Ein metablastisch umgeprägter metamorpher Tonschiefer kann aber gemäss der Definition der Metablastesis keine magmatischen Eigenschaften aufweisen.

4. Sein Chemismus (berechnet):

si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	t
392	42	14,5	13	30,5	0,33	0,45	11,5	- 1,5

ist leukoquarzdioritisch und entspricht einem Magmentypus. Es wäre ein Zufall, wenn metablastische Vorgänge genau so weit geführt hätten.

Die magmatische Abstammung der Augengneise muss als wahrscheinlicher betrachtet werden, als die Umprägung eines Tonschiefers durch Vergneisung und spätere Metablastese.

In nördlicheren Zonen treten weitere Gesteine auf, die magmatische Herkunft verraten, ohne dass sie heute sicher bewiesen werden kann. Besonders der körnige Chloritgneis mit granitischen Reliktstrukturen (Hdst. 407) muss als epimetamorpher Granit, als Metagranit (im Sinne KOCH: Lit. 65) gedeutet werden.

Als besonders ausgeprägte Inhomogenität zwischen richtungsloskörnigen und feinstreifigen Gesteinen ist der südliche Kontakt der Augengneise, wohl bereits präalpin vorgezeichnet, alpin als breite tektonische Ruschel ausgebildet. Hier liegt die Hauptvererzungszone des westlichen Aarmassivs (Blei-Zink-Lagerstätte Goppenstein (Lit. 61)).

### 3. DIE GENETISCHEN VERHÄLTNISSE DER BASISCHEN EINLAGERUNGEN

#### a) Die Amphibolite

Sie gehören zu den ältesten Beständen des kristallinen Schieferkomplexes.

Das wird durch folgende Beobachtungen bewiesen:

1. Die Amphibolite liegen als konkordante Lagergänge und als schollig zerrissene Linsen in ungestörtem Biotitgneis.

2. Lagergangartige, hornblenditische und streifige Amphibolite sind innerhalb der granitisierten Gneise durch die turbulente Durchmischung zerrissen und in Falten gelegt. Sie sind also älter als die metasomatische Umprägung der Gneise.

3. Die durch die metasomatische Durchtränkung gebildeten aplit- und pegmatitartigen Metatekte durchschlagen die Amphibolite.

4. Die die lagig gesonderten Gneise scharf durchsetzenden alten Aplite (3. genetische Einheit) injizieren in gleicher Weise die Amphibolite konkordant. Die Ausbildung der Amphibolitfacies der basischen Einlagerungen ist daher mindestens so alt, wie die ektektil gebildete lagige Sonderung der Gneise.

5. Aplite des Bietschhorngranits und Lamprophyre durchschlagen die Amphibolite diskordant.

Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass die Amphibolite nicht die basischen Vorläufer der Bietschhorngranitintrusion darstellen, sondern älter sind. Sie können basische Vorläufer der Magmenherde sein, die im Westen den porphyrischen Granit, östlich die quarzdioritischen Aplite bildeten und Ursache der metasomatischen Umprägung der Gneise sind.

Nicht entschieden ist diese Frage für die das Lötschental durchziehende ultrabasische Zone der Serpentine, Giltsteine und Aktinolithschiefer. Die Beobachtungen in den Amphiboliten haben hier keine Gültigkeit. Die Zone ist nicht injiziert und nicht metasomatisch beeinflusst.

Die Frage nach dem Ausgangsmaterial kann nur für wenige untersuchte Amphibolite entschieden werden. Die Abstammung von basischen Intrusiva, also Orthocharakter, ist für folgende Vorkommen sicher:

1. Im geologischen Verband sillförmig auftretende, hornblenditische Amphibolite, schmales Salband ausbildend, in Verbindung mit mikroskopisch festgestelltem hohen Titan- und Erzgehalt und tiefbraunen basaltischen Hornblenden.

2. Breitere Lagergänge eines ursprünglich als Effusiva eingedrungenen Amphibolits mit vollkommen erhaltener ophitischer Struktur (Diabas).

3. Durch chemische Analyse in Verbindung mit beobachteten basaltischen Hornblenden als ursprünglicher Diorit mit belugitischem Chemismus (Gabbrodiorit) erkannter Amphibolit (granoblastisches Gefüge mit nur angedeuteter Paralleltextur).

4. Granatamphibolit, durch chemische Analyse als normalgabbroid bestimmt.

Die granatführenden Amphibolite sind nur innerhalb der granitierten Gneiszone gefunden worden. Es ist wahrscheinlich, dass die Granatbildung auf diese besondere Tieflage zurückgeführt werden muss. (Andere Gründe, z. B. besonderer Chemismus oder reliktische Eklogitstadien können nicht beobachtet werden.)

Allgemeinstes Merkmal der Amphibolite ist eine Homogenisierung von Struktur und Mineralbestand. Es entstanden, unbekümmert um das Ausgangsmaterial,  $\pm$  feinstreifige, in Hornblende- und Plagioklaslagen gesonderte Gesteine.

Nur ein kleiner Teil kann aus kombinierten Beobachtungen über geologischen Verband, Mineralbestand, Struktur und Chemismus als ursprüngliche gabbroide Intrusiva und Effusiva gedeutet werden (siehe oben).

Für die Mehrzahl der Amphibolitvorkommen kann die Herkunft infolge der Homogenisierung nicht mehr aus Lagerungsform, Struktur und Chemismus abgeleitet werden. Der prämetamorphe Zustand ist nicht rekonstruierbar.

Konkordante Lagerung ist für die oben beschriebenen Orthoamphibolite ebenso charakteristisch, wie für alle übrigen. Insbesondere muss auch die Bildung aus dolomitischen Mergeln zu konkordantgelagerten Amphiboliten führen. Erschwerend für eine Deutung der Herkunft aus solchen Sedimenten wirkt das völlige Fehlen von Kalken, bzw. Marmoren, Kalksilikatfelsen mit Skarnbildungen und ähnlichen Gesteinen im Untersuchungsgebiet.

Einer Deutung noch weniger zugänglich sind die Zoisitamphibolschiefer. Z. T. sind es mechanisch verschieferte Lamprophyre (siehe S. 479) Die Mehrzahl ist gemäss ihrem Auftreten innerhalb mächtiger Mylonitisationshorizonte in der Nähe der Granatschiefergrenze und im Talgrund als durch die Dislokationsmetamorphose intensiv beanspruchte, gewöhnliche Amphibolite deutbar. Solche junge destruktive Metamorphose bereits polymetamorpher Amphibolite macht

es verständlich, dass eine Herkunft gar nicht mehr abgeleitet werden kann.

Auch bei sorgfältigster Beobachtung von Lagerungsform, Textur, Struktur (Relikte) und Chemismus jedes einzelnen Vorkommens bleiben bei alpinen Amphiboliten oft Zweifel über ihre Herkunft bestehen. Die in der Literatur erwähnten Möglichkeiten der Amphibolitentstehung müssen alle zur Beurteilung alpiner Amphibolitvorkommen herangezogen werden (Lit. 1, 2, 28, 29, 52, 65, 68, 72, 74, 84, 85, 107, 110). Aus dem Untersuchungsgebiet liegen zur Zeit noch wenig spezielle Untersuchungen der Amphibolitvorkommen und zu wenig chemische Analysen vor, als dass bereits an eine Beantwortung der Herkunftsfragen geschritten werden könnte.

Unterscheidungen werden später auch möglich durch Strukturbeobachtungen. Körnige Amphibolite mit vorwiegend granoblastischen Strukturen und vorwiegend bräunlichen Hornblenden können von vorwiegend nematoblastischen mit vorwiegend grünlichen Hornblenden unterschieden werden. Aber erst ihre Einfügung in einen dannzumal durch chemische Untersuchung sicherer Orthoamphibolite bewiesenen Differentiationsverlauf kann eine erste Entscheidung bringen.

Eine besondere Beantwortung verlangt die Frage nach der Ausbildung der Amphibolitfacies in mineralogischer und textureller Beziehung (lagige Sonderung in Hornblende- und Plagioklaslagen als weit verbreitetes charakteristisches Merkmal). Endgültige Beantwortung ist logischerweise erst möglich, wenn das Ausgangsmaterial bestimmt werden konnte. Es seien daher vorläufig nur die Möglichkeiten der Entstehung diskutiert.

1. Die leukokraten Streifen können Aussonderungen aus eigenem Bestande sein (Ektekte).
2. Sie können durch Mischung ausgesonderter Anteile mit metasomatisch zugeführten gebildet sein.
3. Sie sind als Ganzes injiziert.

In der Literatur wird die Ausbildung der Amphibolitfacies tektonischer Umkristallisation zugeschrieben (Lit. 68) oder als Injektion gedeutet (Lit. 105).

Die feinstreifige Sonderung zeigt unter dem Mikroskop stets starke Verzahnungen. Einer Injizierung Blatt für Blatt widerstehen Hornblendegesteine in viel stärkerem Masse als glimmerführende, metasomatischen Einwirkungen ebenfalls. Im Untersuchungsgebiet liegen unbeeinflusste Amphibolitschollen in metasomatisch breitstreifig gewordenen Gneisen. In turbulent durchmischten Gneisen

sind eingeschlossene Amphibolitbruchstücke wohl in Falten gelegt, aber texturell vollkommen als feinstreifige Gesteine erhalten; auch am Kontakt sind die leukokraten Lagen nicht beeinflusst. Die Ausbildung ihrer lagigen Sonderung ist daher älter. Ihr Bildungsakt fällt wahrscheinlich zusammen mit der ersten ektekischen Sonderung der Biotit-Plagioklasgneise. Die lagige Sonderung der Amphibolite muss als analoger Vorgang wie die Gneisbildung betrachtet werden. Beobachtungen, die die feinen Äderchen als eine Injizierung fremden Materials wahrscheinlich machen, fehlen.

Injizierte Amphibolite kommen vor. In diesem Falle sind die Injektionsadern aber scharf absetzend und 2—10 cm breit. Es sind dieselben quarzdioritischen Aplite, die auch feinstreifige Gneise injizieren. Metasomatische Beeinflussung der Amphibolite, wie sie die Gneise aufweisen, fehlt in den untersuchten Vorkommen.

### b) Die Weiterbildung der Amphibolite

Verschiedene Stadien der Weiterbildung können in den beiden beschriebenen Zonen der Feldspatamphibolite verfolgt werden (siehe S. 432 ff.).

#### ba) Anatektische Beeinflussung

Sie beginnt mit netzartiger und schlieriger Durchaderung der Amphibolite und führt zu hauptsächlich eckigen Schollen, die in oligoklasgranitischem Metatekt schwimmen. Aus Strukturbeobachtungen wird deutlich, dass letzteres als molekulardisperse Phase in die Amphibolite eindrang, welche durch unstetige Bewegungen als Substrat in aufgeweichter Umgebung in Bruchstücke zerlegt worden waren (Lit. 106). Solche Agmatite sind selten. Häufiger wird eine blättrige Aufteilung beobachtet, die den Übergang zu noch intensiverer Beeinflussung der Amphibolite bildet. Allgemein ist diskordante Anordnung der Metatekte in den Amphiboliten häufiger als in den Gneisen.

#### bb) Diatektische Beeinflussung

Die magmatischen Eigenschaften des Metatekts müssen sehr ausgeprägt gewesen sein. Die Blätter werden weiter aufgelockert. Schliesslich führt die resorbierende Kraft des Metatekts zu dioritähnlichen gleichkörnigen (homophanen (Lit. 65)) Gesteinen. Parallel steigt der Biotitgehalt, der aber in engen Grenzen bleibt. Ob die Hornblenden ummineralisiert werden, oder nur durch molekulare

Herauslösung einzelner Komponenten ihre Optik ändern, kann noch nicht entschieden werden.

Über die Herkunft des Metatekts sind sichere Angaben nicht möglich. Keine Beziehungen bestehen zu den nachgranitischen Phasen der Bietschhorngranitintrusion. Der basische oligoklasgranitische Chemismus ist daraus nicht ableitbar. Die Deutung als ektekisch gebildete molekulardisperse Phasen als Aussonderung aus ursprünglichen wechsellegernden sandigmergeligen und dolomitischen Sedimenten und Durchmischung mit metasomatisch zugeführten Alkalasilikaten muss ebenso in Betracht gezogen werden, wie der Aufstieg palingener oder juveniler magmatischer Massen. Ein Zusammenhang mit den chemisch, mineralogisch und strukturell ähnlichen Metatekten der aplitisierten und granitisierten Gneise ist am wahrscheinlichsten.

### bc) *Syenitisierung*

Die Weiterbildung der Amphibolite führt im westlichen Teil des Aufnahmegebietes zu Gesteinen, die aus dem übrigen Aarmassiv nicht bekannt sind. In der Literatur sind diese Phänomene vielfach beschrieben (Lit. 30, 52, 65, 104).

Strukturelle Merkmale weisen darauf hin, dass es nicht zur Ausbildung eines Metatekts im Sinne SCHEUMANNS kommt. Die Stoffbestände sind metasomatisch (als fluide Phasen) zugeführt. Die mineralogischen Untersuchungen weisen auf Zufuhr von Si, K, Na und P. (Bildung der Perthite, Aussonderung von Zoisit-Epidot aus den aufgezehrten Plagioklasen, Biotitisierung der Hornblende, Zunahme des Apatitgehaltes.) Der Quarzgehalt ist teilweise auf die Biotitisierung der Hornblende zurückzuführen, ebenso die Titanitbildung. (Ausgeschiedenes Si und Ti der Hornblenden bildet mit ausgeschiedenem Ca der Plagioklase, ev. der Hornblenden Titanit.) Einschlüsse neugebildeten Biotits in Titanit beweisen die jüngere Bildung des letztern (Lit. 26).

Auffallen muss die intensive metasomatische Beeinflussung des Amphibolits im gleichen Sinne wie die südlich sich anschliessenden granitisierten Biotitplagioklasalkalifeldspatgneise in einer metasomatisch nicht beeinflussten Umgebung. Aber nördlich und südlich auftretende markante tektonische Rutscheln bezeugen, dass diese Zone eine selbständige Schuppe darstellt. Dass sie aus grösserer Tiefe während der alpinen Orogenese in ihre heutige tektonische Stellung gelangte, ist daher wahrscheinlich. Die metasomatischen Erschei-

nungen sind ähnlich denjenigen der granitisierten Gneiszone, führen aber nicht bis zur Bildung selbständiger Metatekte. Ebenso kann nicht Injektion magmatischen Materials nachgewiesen werden.

In welchem Masse die beschriebenen regionalmetamorphen Vorgänge (anatektische Zertrümmerung und Durchaderung, Weiterbildung zu diatektischer Durchdringung, Bildung selbständiger Metatekte, Injektion magmatischer Massen und metasomatische Durchgasungsvorgänge) unter den Begriff der Migmatisation zusammengefasst werden können, überlassen wir dem Leser. Die Abgrenzung des Begriffs Migmatit ist zur Zeit so umstritten, dass eine eindeutige Einreihung der beschriebenen Phänomene unterbleiben soll.

Beschränkung im Sinne NIGGLIS (Lit. 81) führt dazu, nur die von metatektischen Adern und Stöcken aplit- und pegmatitartiger Zusammensetzung durchschwärmteten granitisierten Gneise und die anatektisch mobilisierten Amphibolite als Migmatite auszusondern.

#### **D. Bemerkungen zur Tektonik des Untersuchungsgebietes**

Es ist nicht die Absicht des Verfassers, auf die Tektonik näher einzugehen.

Im Gesamtrahmen der alpinen Tektonik ist die Stellung des Untersuchungsgebietes bekannt, das im Westen des Massivs den südlichen Teil der Lötschental-Färnigen-Maderanertal-Zone darstellt (Lit. 50, 59, 97, 98). Es soll nur auf die im Laufe der mehrjährigen Geländebegehungen beobachteten neuen Tatsachen hingewiesen sein.

Die allgemeine Streichrichtung des Schieferkomplexes beträgt  $N\ 55 \pm 5^\circ E$  und ist zugleich Richtung der Talachse. Der Charakter einer Synklinale ist trotz der Überkippung nach Norden, die durch die den Grundgebirgskern überfahrenden helvetischen Decken erzeugt wurde, gewahrt. (Steilstellung der Schieferzone erfolgte wohl während einer älteren orogenetischen Phase.)

Aus den Fallrichtungen im Talgrund kann allerdings nicht mehr auf eine Mulde geschlossen werden. Sie betragen hier für beide Muldenschenkel  $80-85^\circ S$  und werden flacher mit Zunahme der Höhe ü. M. Hier sind divergente Fallrichtungen festgestellt, z. B. Schafberg  $50 \pm 5^\circ S$ , Tennbachhorn (gegenüberliegend)  $40 \pm 5^\circ S$ . Diese Divergenz ist aber durch die alpine Überfahrung wenn nicht

erzeugt, so doch verstärkt worden, in dem Sinne, dass die nördlichen Schiefer verschleppt wurden.

Den klarsten Einblick in den Muldencharakter der ganzen Lötschentalzone gewinnt man am Hang der Faldumalp (Profil 10) (Lit. 63). Den Kern bildet hier eine im Durchschnitt 15 m mächtige anthrazitführende Graphit-Tonschieferzone, nördlich und südlich begleitet von Quarziten, feinkörnigen Konglomeraten, Serizitschiefern und chloritischen und serizitischen „Phyllitgneisen“ (Lit. 70) — Konvergenz zwischen nur diagenetisch verfestigten Sedimenten und durch Diaphthorese den Phylliten angeglichenen ursprünglich meso- bis katazonalen Gneisen und Amphiboliten. In jüngster Zeit sind in den Tonschiefern Spuren fossiler Pflanzen gefunden worden. Als stratigraphisch jüngste Bildung ist diese Carbonzone, die durch LUGEON und SCHMIDT (Lit. 73, 92), 60 m mächtig, von den nördlich und südlich anstehenden kristallinen Schiefern abgetrennt wurde, nie von aplitischen oder pneumatolytischen Injektionen berührt. Nur wahrscheinlich syntektonische (alpine) Quarzadern und -Knauern sind festgestellt (mit Chlorit, Pyrit, Pyrrhotin, oft in rhythmischem Wechsel). Möglicherweise sind es ausschliesslich Lateralsekretionen (Streichrichtung  $350 \pm 10^\circ$ , Fallrichtung:  $0-40^\circ$  E). Ob auch noch mesozoische Gesteine bis auf 1800 m ü. M. in die Synklinale eingeschlossen sind, kann durch die Isoliertheit des festgestellten Spatkalkes am Faldumalphang nicht sicher beantwortet werden.

Der Anthrazithorizont ist eine Hauptbewegungszone der alpinen Verschuppung, wie aus Studien in der 1940 eröffneten Anthrazitgrube geschlossen werden kann. Dass das ganze Hüllsubstrat nördlich des Granits in mächtige Pakete (Gleitbretter?) verschuppt ist, ist auch durch die rhythmisch im ganzen südlichen untersuchten Hang wiederkehrenden, schmalen Zonen mylonitischer Gesteine wahrscheinlich gemacht. (Öfters ist auf solche Beobachtungen aufmerksam gemacht worden.)

Die Hauptmylonitisationszone konnte vom Beichpass bis zum Hohgleifen  $\pm$  kontinuierlich verfolgt werden. Sie verläuft grosswellig (Fallrichtung um  $50^\circ$  S, Streichrichtung N  $55 \pm 5^\circ$  E) und kommt in den morphologischen Verhältnissen deutlich zum Ausdruck. Von ihr verursacht sind folgende beobachtete Geländeformen:

der glatte, schwachgewölbte Absturz vom Beichpass auf den Beichfirn, die Eintiefung zwischen Gletscherspitzen (P. 3062, im T. A. Bl. 492 nicht benannt\*)) und Lötschentaler Breithorn, die tek-

\*) Auf dem 1945 erschienenen Blatt 264 (Jungfrau) der neuen Landeskarte der Schweiz 1: 50 000 benannt (P. 3063).

tonische Ruschel am Klein-Nesthorn, der Grat Schafberg-Wilerhorn-Kastlerhorn-Hohgleifen, die tektonische Ruschel am Hohgleifen.

Die Mylonitisierung der Kontaktzone entlang drängt dazu, den Kontakt Granit-Schiefer als nicht mehr primär zu betrachten. Die Tektonik des Gebietes mit dem nach Norden überkippten Granitlakkolithen legt nahe, an eine Abscherung desselben, mitsamt des mit ihm verschweissten Schollenkontakte, von seiner nördlichen Schieferhülle und Überschiebung auf seine, bei der Intrusion nicht erreichte, äussere Schieferhülle zu denken. In Übereinstimmung damit steht auch die Tatsache, dass nie und nirgends dem ganzen Nordkontakt entlang direkt vom Granit (bzw. seinem Schollenkontakt) in die Schieferhülle übersetzende Apophysen beobachtet sind. Weder Aplite, noch Lamprophyre, noch event. Pegmatite stehen mit dem Granit in direktem Zusammenhang. Wenn das saure Differentiationsprodukt, wie es der Bietschhornganit darstellt, überhaupt kontaktmetamorphe Einwirkungen erzeugte, so liegen diese Produkte in der Tiefe vergraben. Die heute dem Granitkontakt anliegende Schieferserie stellt eine ursprünglich äussere Schieferhülle dar, und ist vom Granit wahrscheinlich nicht kontaktmetamorph beeinflusst. Dementsprechend selten sind auch die in diesem höhern Niveau noch auftretenden Gangdifferentiate des Granits.

Die wenigen im Hdst. als kontaktmetamorphe Produkte deutbaren Gesteine (Fleckschiefer, knotenschieferähnlich) sind epimetamorphe Lamprophyre bzw. Porphyrite.

Dass in der Tiefe kontaktmetamorphe Produkte vorliegen, ist durch die Beobachtungen im Wasserstollen der Lonzawerke (1240 m ü. M.) wahrscheinlich gemacht. Die dort als Glimmerhornfelse deutbaren, feinkörnigen Biotitgneise können einen innern Kontakthof darstellen, da sie sich durchschnittlich 2000 m näher dem intrudierten Granit befunden haben müssen.

Vom Schafberg an westwärts verlässt der mächtige Mylonitisationshorizont die Granit-Schiefergrenze und folgt weiter der allgemeinen Streichrichtung der kristallinen Schiefer, den Südabfall des Grates Schafberg-Hohgleifen bildend, während der Granitlakkolith südwestlich davon untertaucht. Die Fortsetzung der Ruschel findet sich auch im Wasserstollen 2300 m ab NP. und bildet hier den Trennungshorizont zwischen den Zonen 2 und 3 (Lit. 71). Derselbe Überschiebungshorizont ist von G. ROSIER (Lit. 87) im Aletsch-Schienhorngebiet festgestellt worden.

Die im Aufnahmegerüst beobachtete Zunahme der tiefenmetamorphen Umprägung der kristallinen Schiefer von Nord nach Süd

ist durch die Überschiebungen südlicher, aus tiefern Zonen stammenden Schuppen auf nördliche nicht gerade verursacht, aber doch ausgeprägt worden. Das im Untersuchungsgebiet südlichste und aus grösster Tiefe stammende Gleitbrett ist der Granitlakkolith mit seiner primären endogenen Kontaktzone selbst.

Morphologisch bilden die den Mylonitisationshorizont nördlich begleitenden kristallinen Schiefer auf lange Strecken den Trennungsgrat zwischen dem Lötschental und den nach Süden sich öffnenden Seitentälern der Rhone.

### Zitierte Literatur

#### a) Spezielle Abhandlungen

1. ANGEL F. und SCHNEIDER E., Die Amphibolite des Gleinalmgebietes. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 36, 1923.
2. ANGEL F., Wege der Amphibolitkristallisation. Centr.bl. f. Min. etc. 1927.
3. — Über Plagioklasfüllung und ihre genetische Deutung. Mitt. Nat.wiss. Vereinig. Steiermark, Bd. 67, 1930.
4. ANGEL F. und STABER R., Migmatite der Hochalm-Ankogelgruppe (Hohe Tauern). Min. Petr. Mitt., Bd. 49, 1937.
5. BALTZER A., Das Aarmassiv (mittl. Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 24. Lief. 1888.
6. — Die Lakkolithe der Berneralpen. Eine neue Ansicht über die Natur der Granitkerne. Mitt. d. Nat.forsch. Gesellsch. Bern, 1903.
7. — Die granitischen Lakkolithenartigen Intrusivmassen des Aarmassivs. C. R. IX<sup>e</sup> congr. géol. internat. Vienne 1903.
8. — Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. Jb. f. Min. etc. BB. 16, 1903.
9. — Die intrusive Granitzone des westlichen Aarmassivs. Ecl. geol. helv., vol. 11, 1910.
10. BARTH TOM., Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge. I. N. Jb. f. Min. etc. BB. 58. A. 1928. II. Chem. d. Erde, Bd. 4, 1928.
11. BECKE F., Die kristallinen Schiefer der Alpen. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 21, 1902.
12. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. I.: Denkschrift k. k. Ak. d. Wissensch. Wien 75, 1903; do.: Congr. géol. internat. Vienne 1904.
13. — Über Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation. Mexico 1906.
14. — Über Diaphthorite. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 28, 1909.
15. — Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschr. d. Min. etc. 5, 1916.
16. — Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 36, 1923.
17. BUXTORF A. und TRUNINGER E., Über die Geologie der Doldenhorn-Fistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. Verh. d. Nat.forsch. Gesellsch. Basel, Bd. 20, 1909.

18. CHRISTA E., Zur Frage der Mikrolithenschwärme im Plagioklas. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16, 1936.
19. CHUDOBA K. und ENGELS A., Der Einfluss der Kalikomponente auf die Optik der Plagioklase. I: N. Jb. f. Min. etc. Bd. 67, 1933; II: Centr.bl. f. Min. etc. A., 1937; III: Centr.bl. f. Min. etc. A., 1937; IV: Centr.bl. f. Min. etc. A., 1938.
20. CLOOS H., Zur Tektonik alpiner Granitplutone. Geol. Rundsch., Bd. 18, 1927.
21. COLLET L. W., REINHARD M. und PARÉJAS E., Note préliminaire sur la géologie de la Jungfrau et le chevauchement du massif de l'Aar sur celui de Gastern. Extr. des Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève, vol. 1, 1919.
22. CORBIN H., Les contacts, éruptif et mécanique, de la protogine et leur signification pour la tectonique. Bull. de la Soc. géol. de France (4) 26, 1926.
23. CORNELIUS H. P., Zur Frage der Beziehung von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Centrbl. f. Min. etc., 1921.
24. — Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 15, 1935; Bd. 17, 1937.
25. DRESCHER F. K., Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildung und ihre genetische Bedeutung bei der Entstehung der Magmen nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chem. d. Erde, Bd. 10, 1936.
26. — Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergellergranit. Chem. d. Erde, Bd. 12, 1939/40.
27. ERDMANNSDÖRFFER O. H., Über Schieferung und Schichtung in kristallinen Schiefern. Centr.bl. f. Min. etc., 1918.
28. — Neuere Arbeiten über Metamorphismus und seine Grenzgebiete. Fortschr. d. Min. etc., Bd. 20, 1936.
29. — Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes: III. Die Gesteine von Fehren bei Neustadt. Abh. d. Heidelb. Ak. d. Wissensch., 1936.
30. — Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes: XI. Die Rolle der Anatexis. Sitz.ber. d. Heidelb. Ak. d. Wissensch. 1939.
31. ESKOLA P., On the principles of metamorphic differentiation. C. R. de la Soc. géol. de Finlande, 97, 1932.
32. — On the differential anatexis of rocks. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, 103, 1933.
33. FEHR W., Injektions- und Intrusionserscheinungen im zentralen Teil der südl. Gneise des Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 2, 1922.
34. VON FELLENBERG EDM., Das Aletschhorn. Jb. S. A. C., 1, 1864.
35. — Geologische Wanderungen in Gastern und Lötschen. Mitt. d. Nat.forsch. Gesellsch. Bern, 1873.
36. — Geologische Wanderungen im Aare- und Rhonegebiet. Jb. S. A. C., 14, 1878.
37. — Geologische Wanderungen im Rhonetalgebiet. Jb. S. A. C., 15, 1879.
39. — Die westlichen Berner Kalkalpen und der westliche Teil des Finsteraarhornzentralmassivs. Bearbeitet und durch geologische Notizen vervollständigt. Itin. f. d. Exk.gebiet d. S. A. C. f. d. J. 1882—1884.

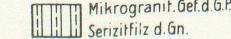
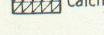
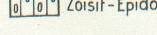
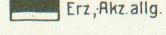
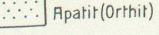
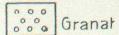
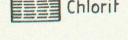
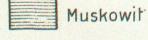
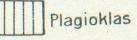
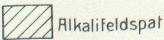
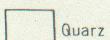
40. — Granit und Gneis in den Berner Alpen. *Mitt. d. Nat.forsch. Gesellsch. Bern*, 1888.
41. VON FELLENBERG, MÖSCH C. und SCHMIDT C., *Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Teil d. Bl. XVIII d. Dufourkarte. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Lief. 21, 1893.
42. FISCHER O., *Über einige Intrusivgesteine der Schiefer-Zone am Nordrand des zentralen Granits*. *Tscherm. Min. Mitt.*, Bd. 24, 1905.
43. FROMM F., *Beiträge zur geometrischen Gesteinsanalyse*. *Centr.bl. f. Min. etc.*, 1924.
44. GOLDSCHMIDT V. M., *Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet*. *Vid. Selsk. Skr. Math.-Nat. Kl.*, 11, 1911.
45. — *Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet*. *Vid. Selsk. Skr. Math.-Nat. Kl.*, 1921, Oslo.
46. — *On the metasomatic processes in silicat rocks*. *Econ. Geol.*, vol. 17, 1922.
47. GRUBENMANN U., *Struktur und Textur der metamorphen Gesteine*. *Fortschr. d. Min. etc.*, Bd. 2, 1912.
48. GUTZWILLER E., *Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin*. *Diss. Zürich*, 1912.
49. HAFFNER O., *Über die Sedimentgneise des Schwarzwaldes*. *Diss. Tübingen*, 1919.
50. HEIM ALB., *Geologie der Schweiz*. Leipzig 1922.
51. HIRSCHI H., *Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite und ihrer Beziehungen zum Gestein*. *Diss. Zürich* 1901.
52. HOENES D., *Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes*. *N. Jb. f. Min. etc.*, BB. 76 (A), 1940.
53. HUBER H. M., *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 23, 1943.
54. HUGI E., *Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs*. *Ecl. geol. helv.*, vol. 9, 1907.
55. — *Die Metamorphose der Gesteine unter besonderer Berücksichtigung der Kontaktmetamorphose in den Berneralpen*. *Mitt. d. Nat.forsch. Gesellschaft Bern*, 1916.
56. — *Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs*. *Ecl. geol. helv.*, vol. 15, 1920, und *Verh. d. schweiz. Nat.forsch. Gesellsch. Lugano*, 1919.
57. — *Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkung alpiner Granitinvasion*. *Ecl. geol. helv.*, vol. 16, 1921, und *Verh. d. schweiz. Nat.forsch. Gesellsch. Schaffhausen*, 1921.
58. — *Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitinvasion*. *Verh. d. schweiz. Nat.forsch. Gesellsch. Bern*, 1922.
59. HUTTENLOCHER H. F., *Beiträge zur Petrographie des westlichen Aarmassivs*. *Diss. Bern* 1921 (Manuskript).
60. — *Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs*. *Jb. phil. Fak. II. Bern* 1921 (Auszüge).
61. — *Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein*. *Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. Geotechn. Serie*, Lief. 16, H. 2, 1931.

62. — Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des SW Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13, 1933.
63. HUTTENLOCHER H. F. und LEDERMANN H., Geologische und bergwirtschaftliche Untersuchungen im Gebiet der Kohlenmine Ferden. 1941/45 (nicht veröffentlicht).
64. JAKOB J., Über die chemische Konstitution der Glimmer: IX. Mitt. Über den Bau der Biotite i. weit. Sinne. Zeitschr. f. Krist., Bd. 79, 1931.
65. KOCH W., Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringerwaldes. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 51, 1940.
66. KOENIGSBERGER J., Einige Folgerungen aus geol. Beobachtungen im Aare-Gotthard- und Tessinermassiv. Ecl. geol. helv., vol. 10, 1908.
67. — Zum Alter der Gneismetamorphose in den Alpen und deren Beziehung zum Carbon. Geol. Rundsch., Bd. 17a, Steinmannsche Festschr. 1926.
68. KÜMEL F. und WIDTMANN J., Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 49, 1937.
69. KÜNDIG E., Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 6, 1926.
70. LEHMANN J., Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge etc. Bonn 1884.
71. LEDERMANN H., Das petrographische Profil im Wasserstollen der Lonzerwerke Hohsteg-Mitthal (westl. Aarmassiv). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22, 1942.
72. LEINZ V., Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten u. Graniten. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 42, 1932.
73. LUGEON M., Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. p. la Carte géol. de la Suisse, N. S., livr. 30, 1914/18.
74. MARCHET A., Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterr. Waldviertels. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 36, 1923.
75. MEHNERT K. R., Über Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. Centr.bl. f. Min. etc. A, 1940.
76. MINDER W., Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Zentralgranit des obern Baltschiedertales. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14, 1934.
77. NIGGLI P., Der Chemismus der zentralen Aaregranite. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 4, 1924.
78. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalyse auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 7, 1927.
79. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14, 1934.
80. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16, 1936.
- 80a. — Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16, 1936.
81. — Das Magma und seine Produkte. I. Teil. Leipzig 1937.
82. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22, 1942.
83. NIGGLI, DE QUERVAIN, WINTERHALTER, Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Geotechn. Serie, Lief. 14, 1930 und Lief. 20 (1. Nachtrag) 1942.
84. OULIANOFF N., Sur les relations des amphibolites et du calcaire ancien dans le massif des Aiguilles Rouges. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 53, 1920.

## Zusammenstellung der Integrationsanalysen



Legende:



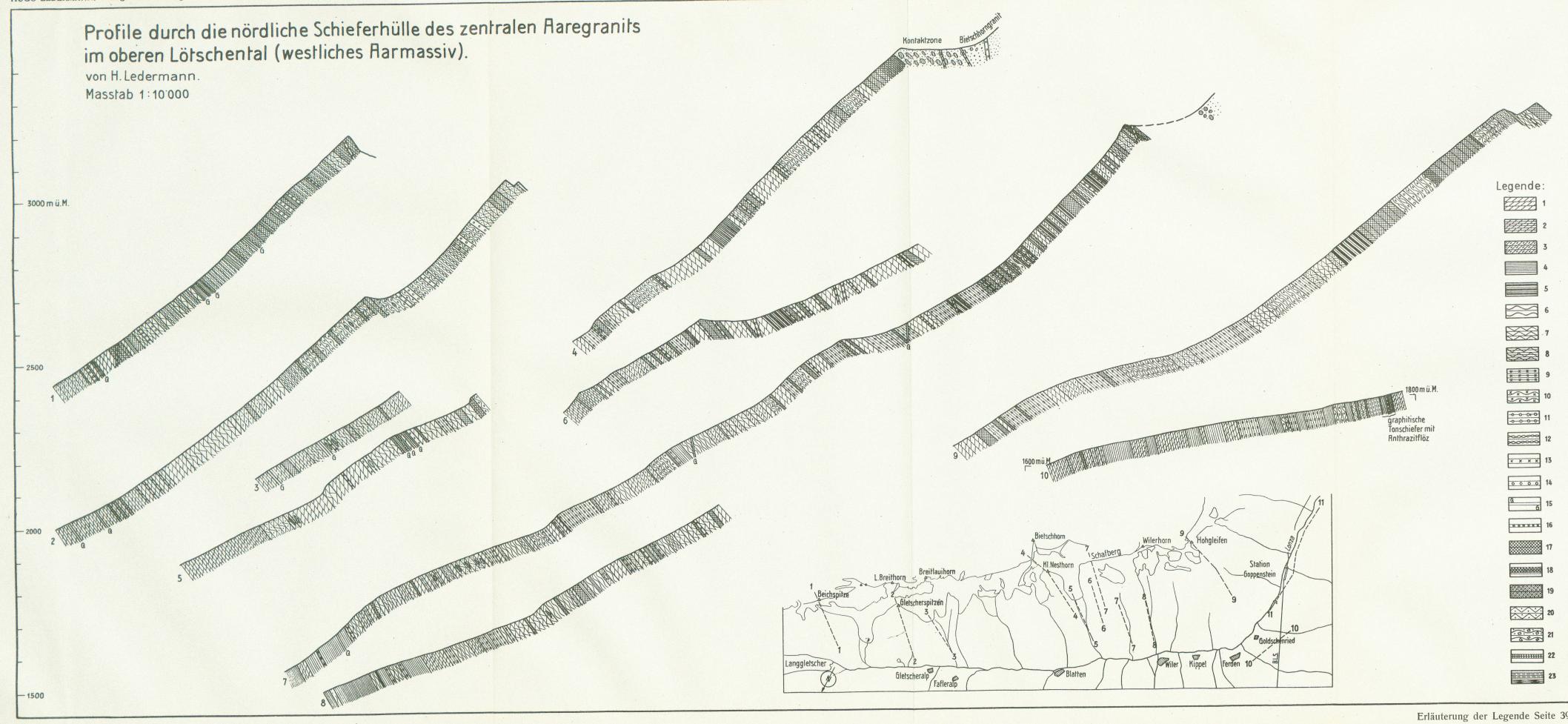
Legende siehe Seite 479

Leere Seite  
Blank page  
Page vide

## Profile durch die nördliche Schieferhülle des zentralen Flaregranits im oberen Lötschental (westliches Harmassiv).

von H. Ledermann.

Massstab 1:10'000



Erläuterung der Legende Seite 392

Leere Seite  
Blank page  
Page vide

85. — Origine des amphibolites et tectonique des anciens massifs. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 58, 1934.
86. QUENSEL P., Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert am Material aus dem Kenbekaisegebiet. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala, Bd. 15, 1916.
87. ROSIER G., Contribution à la géologie de l'Aletschhorn (avec carte). Ecl. geol. helv., vol. 24, 1931.
88. — Sur quelques roches de la région du Lötschental. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 17, 1937.
89. SCHEUMANN K. H., Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 48, 1936.
90. — Metatexis und Metablastesis. Min. und petr. Mitt., Bd. 48, 1937.
91. SCHMIDT C., Le tunnel du Lötschberg. C. R. de la soc. géol. de France, 5, 1911.
92. SCHMIDT C. und KREBS J., Geologischer Bericht über das Carbonvorkommen von Feren im Lötschental. 1918 (nicht veröffentlicht).
93. SEDERHOLM J. J., Über die Entstehung migmatitischer Gesteine. Geol. Rdsch. 1913.
94. — Über ptygmatische Faltungen. N. Jb. f. Min. etc., BB. 36, 1913.
95. SENG H., Die Migmatitfrage und der Mechanismus parakristalliner Prägung. Geol. Rdsch., Bd. 27, 1936.
96. STUDER B., Geologie der Schweiz. Bern 1851.
97. SWIDERSKI B., Sur la tectonique de la partie occidentale du massif de l'Aar. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 52, 1918.
98. — La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa (avec carte). Mat. p. la carte géol. de la Suisse, N. S., livr. 47, 1919.
99. TERMIER P., Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C. R. Congr. géol. intern., Vienne 1904.
100. — Sur la genèse des terrains cristallophylliens. C. R. Congr. géol. intern., 1910, Stockholm.
101. TRUNINGER E., Geologisch-petrographische Studien am Gasterntmassiv. Mitt. d. Nat.forsch. Gesellsch. Bern, 1911.
102. — Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterntmassiv). Ecl. geol. helv., vol. 11, 1911.
103. WAGER R., Über Migmatite aus dem südl. Schwarzwald. Sitz.ber. d. Heidelb. Ak. d. Wissensch. math.-phys. Kl., 1937.
104. — Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes: Über die Kinzigitgneise von Schenkenzell und die Syenite vom Typ Erzenbach. Sitz.ber. d. Heidelb. Ak. d. Wissensch., 1938.
105. WANG H. S., Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19, 1939.
106. WEGMANN C. E., Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundsch., Bd. 26, 1935.
107. WEIDENBACH F., Die Amphibolite des Kinzig- und Renchgebietes und ihre Beziehungen zu den Schwarzwälder gneisen. J.ber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Vereinigung, N. F., Bd. 18, 1929.
108. WEINSCHENK E., Mémoire sur le Dynamométamorphisme et la Piézocristallisation. C. R. Congr. géol. intern. Paris, 1900.
109. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Abh. d. k. Bayer. Ak. d. Wissensch. II. Kl. XXII, 1906.

110. WENK E., Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. Geol. Inst. Upsala, Bd. 26, 1936.
111. Wyss R., Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn- und Lauteraarhorngebiet. Mitt. d. Nat.forsch. Geellsch. Bern, 1932 (1933).

b) Allgemeine Literatur und Karten

112. BURRI C., Bestimmung der Auslösungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 11, 1931.
113. DUPARC L. et REINHARD M., La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Mém. de la soc. phys. et hist. nat. Genève, 1924.
114. TRÖGER E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Berlin 1935.
115. WINCHELL A. N., Elements of optical mineralogy. Part. I: Principles and methods. Part. II: Descriptions of minerals. Part. III: Determinative Tables. New York 1928/1931/1933.
116. HUTTENLOCHER H., Geologische Kartenskizze Bl. 492 (Kippel) und nördl. Teil Bl. 496 (Visp), 1920 (nicht veröffentlicht).
117. — Querprofile durch das westliche Aarmassiv, 1:25 000, 1920. Veröffentlicht in: Heim Alb.: Geologie der Schweiz, Bd. II, S. 923.
118. SWIDERSKI B., Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa), 1:50 000, 1919.
119. — Coupe géologique du massif du Bietschhorn, 1:50 000, 1919.
120. Topogr. Atlas der Schweiz, Bl. 492, Kippel 1:25 000, photogrammetrische Neuaufnahme.

Eingegangen: Oktober 1945.