

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 21 (1941)
Heft: 1

Artikel: Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmerboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins
Autor: Hügi, Theodor
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-18936>

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: 02.01.2026

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

Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins

Von *Theodor Hügi, Bern*

Inhalt

	Seite
Vorwort	3
Einleitung	4
A. Das Kristallin des Bifertengletschergebietes	6
I. Geologische Lage	6
II. Morphologie und Hydrographie	7
III. Petrographische Übersicht	9
IV. Petrographische Beschreibung der Gesteine	10
1. Altkristallin	10
a) Amphibolit	10
α) Bänderamphibolit	10
β) Schollenamphibolit	12
b) Syenit	12
α) Normalsyenit	13
β) Kalifeldspatreicher Syenit	14
γ) Chemische Analyse des Normalsyenites	15
c) Granit	16
d) Kalksilikاتفelse	17
e) Ganggesteine	18
α) Pegmatite	18
β) Aplite	19
γ) Porphyrite	19
2. Tödigranit	20
α) Porphyrischer Tödigranit	20
β) Der feinkörnig ausgebildete Tödigranit	22
γ) Granodioritische Facies des Tödigranites	23
δ) Mechanisierte Abarten des Tödigranites	23
ϵ) Randfacies des Tödigranites (Granitporphyr)	24
ζ) Ganggesteine	27
3. Kontaktzone	27
α) Muskovitaplit	30
β) Muskovitpegmatit	31
γ) Glimmerhornfels, Knotenschiefer und Turmalinpegmatit	31
δ) Chemismus des Glimmerhornfelses	38

	Seite
4. Nachgranitische Bildungen	39
a) Sedimente	39
α) Feinklastische Sedimente	40
β) Grobklastische Sedimente	42
γ) Zwei Gesteinstypen südlich der Scheibenrunse	42
δ) Konglomerate	43
ϵ) Pflanzenführende Sedimente	44
b) Magmatische Gesteine	46
α) Aschentuffartige Bildungen	46
β) Quarzporphyrtuffe	47
γ) Diabasstock	48
5. Permische Bildungen	49
α) Quarzporphyre	50
β) Permische Sedimente	51
γ) Konvergenztypen	51
δ) Melaphyr	53
ϵ) Über den Gesamtcharakter der permischen Bildungen	53
V. Die wichtigsten geologischen Ereignisse im Bifertenkristallin	55
B. Das Kristallin des Limmernbodens	56
I. Allgemeines	56
II. Petrographische Beschreibung	59
1. Altkristallin	59
a) Muskovitgneis	61
b) Amphibolite und deren metamorphen Derivate im nördlichen Teil des Limmernbodens	62
α) Hornblendegneis	63
β) Dichter Chloritgneis	63
γ) Schieferiger Biotit-Chloritgneis	63
c) Gneisiger Granat-Pyroxen-Pegmatit	64
d) Kurzer Hinweis auf zwei Gesteine im Altkristallin	66
α) Granitporphyrtartiges Gestein	66
β) Biotitgneis	66
2. Nachgranitische Bildungen (Sedimente)	66
III. Zusammenfassung	66
C. Das Kristallin von Vättis	67
I. Geologische Lage	67
II. Historisches	67
III. Morphologie	68
IV. Petrographische Übersicht	69
V. Petrographische Beschreibung der Gesteine	69
1. Altkristallin	70
a) Syenit	70
b) Muskovitgneise	72
c) Stark tektonisierte Gesteine (Mylonite)	73
d) Ganggesteine	74
2. Palaeozoische Sedimente	76

	Seite
3. Einige Beobachtungen in den übrigen Sedimenten von Vättis	77
a) Permische Sedimente	77
b) Die Trias	78
c) Die Lagerstätte des Gnapperkopfes	80
VI. Zusammenfassung	81
D. Das Kristallin von Tamins	82
I. Allgemeines	82
II. Petrographische Beschreibung der Gesteine	83
1. Dichter Melaphyr	84
2. Melaphyrmandelsteine	86
3. Albit-Chloritschiefer und Tuffe	87
a) Albit-Chloritschiefer	88
b) Die Tuffe	88
4. Porphyrite und die Calcit-Chlorit-Quarz-Gänge	89
5. Beobachtungen in den Sedimenten	90
III. Zusammenfassung	92
E. Über die Metamorphose	92
I. Metamorphose in den Kristallingebieten Bifertengletscher, Limmernboden und Vättis	93
II. Metamorphose im Kristallin von Tamins	98
F. Chemismus	98
G. Bemerkungen zu Geotektonik u. Petrographie der vier Kristallingebiete	105

Vorwort

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich meinem verehrten, leider allzufrüh verstorbenen Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. HUGL. Sie war gedacht als weiterer Beitrag zu der seit einer Reihe von Jahren systematisch betriebenen petrographischen Untersuchung des Aarmassivs. In der Folge hat sich in liebenswürdiger Weise der derzeitige Direktor des Mineralogisch-petrographischen Institutes bereit erklärt eine im Frühjahr 1938 abgeschlossene Diplomarbeit zu der vorliegenden Dissertation ausarbeiten zu lassen. Daher gilt mein aufrichtiger Dank meinem nachmaligen Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. HUTTENLOCHER, der durch seine Anregungen und Ratschläge die Arbeit in jeder Beziehung förderte.

Die Feldarbeiten erstrecken sich auf die Sommerferien der Jahre 1936—38. Dem Eidg. Grundbuchamt und der Eidg. Landestopographie verdanke ich die Überlassung der neuerstellten Blätter Vättis (1:10 000) und Selbsanft (1:25 000) als topographische Unterlage zu der petrographischen Kartierung. Die petrographischen und chemischen Untersuchungen stützen sich auf über 1000 gesammelte Handstücke, 220 neue Dünnschliffe und 8 neu ausgeführte Gesteinsanalysen. Das Belegmaterial ist im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern deponiert.

Durch die Vermittlung der Herren Prof. Dr. P. NIGGLI und Dr. FR. WEBER wurde mir die im Auftrage der Geologischen Kommission der S. N. G. angefertigte Dünnschliffsammlung des Letzteren zugänglich. Weitgehendes Entgegenkommen und Meinungsaustausch sei hier aufrichtig verdankt.

Für Mitarbeit oder Anregungen gilt meine Erkenntlichkeit den Herren Prof. Dr. C. R. BURRI, Dr. H. HIRSCHI, Dr. W. J. JONGMANS, Dr. F. DE QUERVAIN, Reallehrer F. W. SPRECHER, Ing. chem. F. STACHEL und Dr. R. U. WINTERHALTER. Gerne erinnere ich mich der Diskussionen über petrographische Probleme mit meinen Studienkameraden F. BÖGLI und H. LEDERMANN.

Mein Bruder Markus sowie meine Freunde Dr. med. TH. KELLER und Dr. med. F. ZWINGLI begleiteten mich mehrmals bei Aufnahmearbeiten. Die in der herrlichen Bergwelt der Glarneralpen und in der Einsamkeit des Limmernbodens verlebten Tage gehören zu unseren unvergesslichen Erinnerungen. Schliesslich sei in Dankbarkeit all der stillen Helfer unter der gastfreundlichen Bevölkerung in den verschiedenen Arbeitsgebieten gedacht.

Meinen Lehrern und meinem lieben Vater, der mir die Studien ermöglichte, schulde ich herzlichen Dank.

Einleitung

Die Arbeit behandelt vier räumlich getrennte Kristallgebiete, welche mitten in helvetischen Sedimenten der parautochthonen und autochthonen Schichtserien liegen, nämlich (vgl. Fig. 1):

1. Am Ostfuss des Tödi befindet sich das Fenster des Bifertengletschers.
2. Es folgt weiter östlich das Fenster des Limmernbodens.
3. Ein letztes Mal tritt Kristallin rings um das Dorf Vättis, im Tal der Tamina, zu Tage (Fenster von Vättis).
4. Südlich von Vättis, im Rheintal bei Tamins, bestehen die Felshänge aus kristallinen Gesteinen, die bereits verschieden gedeutet worden sind.

Bis heute sah man allgemein in den erwähnten Kristallgebieten Teile des nach Osten absinkenden Aarmassivs. Nach E. HUGI u. A. (Lit. 48, 49, 50, 51) hat das langelliptische Aarmassiv vom Lötschentäl bis zum Tödi eine Länge von 115 km.

Unsere Untersuchungsgebiete finden sich auf den Blättern 404, 402 und 406 des Top. Atlases der Schweiz (1:50 000) und auf den

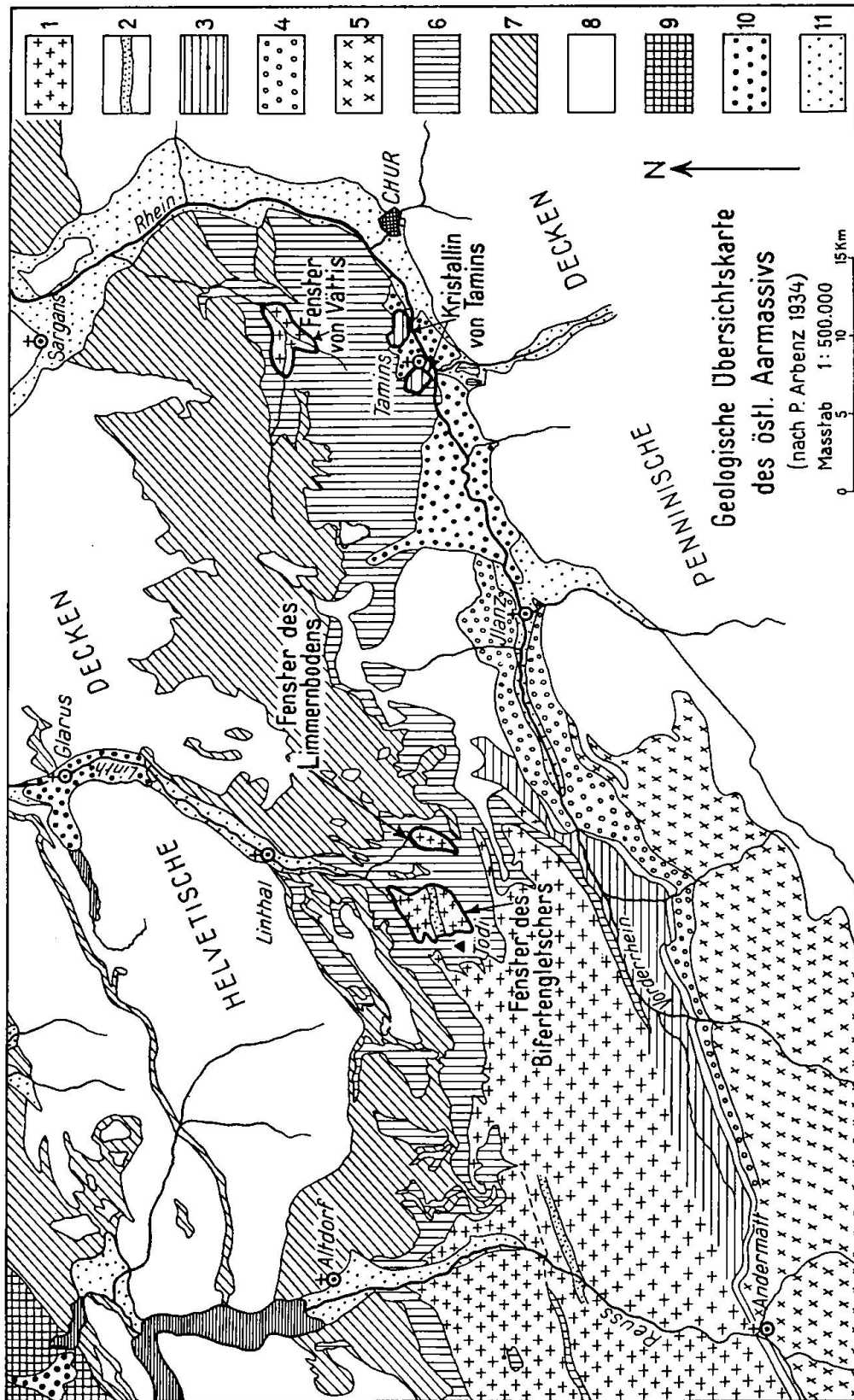


Fig. 1. In der geologischen Übersichtskarte sind die untersuchten Gebiete besonders hervorgehoben (kräftige Umrandung). Es bedeuten: 1. Aarmassiv. 2. Carbonzonen im Aarmassiv. 3. Tavetscherzwise mass. 4. Perm („Verrucano“) der Deckenwurzeln. 5. Gotthardmassiv. 6. Autochthon und Parautochthon. 7. Tertiär im allgemeinen, inkl. Flysch. 8. Helvetische Decken im Norden, inkl. Mesozoikum des Gotthardmassivs am Nord- und Südrand. Penninische Decken im Süden. 9. Molasse. 10. Bergstürze. 11. Alluviale Talböden.

geologischen Karten von ALB. HEIM, B. G. ESCHER, J. OBERHOLZER und FR. WEBER (Lit. 128, 36, 25, 129, 130, 131).

Im Laufe der Untersuchungen zeigte sich, dass die drei Fenster

Bifertengletscher,
Limmernboden und
Vättis

zum Aarmassiv gehören, nicht aber das Kristallin von Tamins.

Über die einzelnen Kristallgebiete bestehen teilweise schon Arbeiten regionalen Charakters. So hat B. G. ESCHER (Lit. 25) im Jahre 1910 das Fenster am Bifertengletscher geologisch und petrographisch bearbeitet. In Werken von A. ESCHER VON DER LINTH (Lit. 23, 24), ALB. HEIM (Lit. 36, 37, 38), A. ROTHPLETZ (Lit. 100) und B. STUDER (Lit. 109) finden wir darüber die ersten geologischen Hinweise. FR. WEBER gelangte bezüglich der Bifertengletscher-egend zu andern geologisch-petrographischen Auffassungen (Lit. 38, II, S. 932—938). Sie stehen teilweise in direktem Widerspruch zu der grundlegenden Arbeit B. G. ESCHERS.

Über den Limmernboden machen A. ESCHER VON DER LINTH (Lit. 23, 24) und ALB. HEIM (Lit. 37, 38) kurze Angaben, während FR. WEBER seine Resultate auf der Karte festgehalten hat (Lit. 130, 131).

Arbeiten von ALB. HEIM (Lit. 37, 38, 103), L. MILCH (Lit. 72), TOLWINSKI (Lit. 114), um hier nur die wichtigsten zu nennen, enthalten fragmentarische Beschreibungen des Vättiser Fensters.

Die jüngste und eingehendste petrographische Skizzierung hat das Kristallin von Tamins durch M. BLUMENTHAL erfahren (Lit. 11, 12). Weitere Literatur wird in den einzelnen Abschnitten zitiert.

A. Das Kristallin des Bifertengletschergebietes

I. GEOLOGISCHE LAGE

Rings um den Bifertengletscher (Top. Atlas der Schweiz, Blatt 404) stehen kristalline Gesteine an (Lit. 130). Die Grenzschrift zwischen Kristallin unten und helvetischen Sedimenten oben besteht in der Regel aus klastisch-detritischem Material, das bald grobkörnige, eckige Quarzkomponenten zeigt, bald aber mehr feinklastisch ausgebildet ist. Diese 2—7 m mächtige Grenzschrift lagert sich \pm horizontal, auf alle Fälle diskordant zu den meist steil südfallenden Schieferungsflächen des Kristallins. (Weiteres hierzu siehe S. 77.) Abweichungen in der Art der Begrenzung kommen durch Schuttüberdeckungen zustande. NW von Hinter- und Vordersand sind es zum grossen Teil die Malmwände, die über dem mächtigen Gehängeschutt das Kristallgebiet einrahmen.

Die aufgeschlossene Fläche beträgt rund 10 km². Der am tiefsten gelegene Kristallinaufschluss (Quarzporphyr) findet sich NE der Alphütten von Vordersand in einer Höhe von 1260 m. In der

Ostwand des Tödi dagegen reicht der hier anstehende Tödigranit bis in eine Höhe von 2840 m.

II. MORPHOLOGIE UND HYDROGRAPHIE

Die Ostwand des Tödi, der Bündnertödi im Süden und die Westwand des Selbsanftmassivs bilden den Rahmen eines imposanten Erosionskessels, in dem das Kristallin des Bifertenglletschers fensterartig zutage tritt. Die gesamte Entwässerung dieses Gebietes erfolgt durch den Ober-Stafelbach, den Rötibach und den Bifertenbach und zwar nach deren Zusammenfluss als Sandbach in NE-Richtung.

Wollen wir die Entstehung dieses Erosionskessels richtig deuten, dann müssen die Vorgänge, welche sich vor der posttertiären Erosion¹⁾ an dem hier in Frage stehenden kleinen Erdrindenstück abspielten, mit in die Betrachtung einbezogen werden. Die Beobachtungen lehren, in welcher intensivem Masse das Kristallin des Bifertenglletschers tektonisch beeinflusst worden ist. Durch älteste und alle die nachfolgenden jüngeren Orogenesen sind die zahlreichen Klüfte und Scherzonen im Kristallin entstanden. Die jüngste Orogenese zur Zeit der tertiären Alpenfaltung hat, abgesehen von Einwirkungen auf das Kristallin, die helvetischen Sedimentschichten durch viele Brüche zerteilt. Der nach den tertiären Faltungsvorgängen einsetzenden Erosion war es ein Leichtes, die durch tektonische Phänomene aufgelockerten Sedimente und anschliessend die darunterliegenden kristallinen Gesteine anzugreifen und wegzuschaffen. In den Sedimenten hätte die Erosion unabhängig von der tektonischen Vorgeschichte um sich gegriffen. Aber derartige Ausmasse im Sediment und in den an sich widerstandsfähigeren kristallinen Gesteinen erreichte die Abtragung nur deshalb, weil die Erdrinde hier wiederholt tektonisch stark beeinflusst worden ist. Die Tektonik spielt in gewissem Sinne die Rolle eines Katalysators. Bereits A. DAUBRÉE (Lit. 21) und neuerdings R. SONDER (Lit. 106) haben dargetan, in welcher weitem Ausmasse tektonische Vorgänge bestimmend für die Morphologie eines Erdrindenstückes sind. So erklärt sich das Fenster des Bifertenglletschers als das Resultat verschiedener Vorgänge: Tektonische Beeinflussung des Gesteins, gekoppelt mit Angriff der Erosionskräfte (Wasser als flüssige und, eher untergeordnet, als feste Phase). Analog ist, wie H. G. F. WINKLER zeigt (Lit. 126), die Entstehung der isländischen Fjorde in ihren Anlagen auf rein tektonische

¹⁾ Natürlich veränderten bereits ältere Erosionen die jeweils bestehende Kristallinoberfläche. Von diesen sei hier nicht die Rede.

Vorgänge zurückzuführen. Auch in diesem Beispiel, das einer ganz andern Gegend entnommen ist, haben Wasser und besonders Eis nur umformend gewirkt. Derartige Gedankengänge machen das rasche Fortschreiten der Erosion nicht nur in den Sedimenten, sondern gerade im Kristallin verständlich.

Im Untersuchungsgebiet befinden sich drei Gletscher, nämlich der Bifertengletscher, der Hinter- und Vorderrötifirn, welche alle stark rückläufig sind. Nach ALB. HEIM (Lit. 36) reichte beispielsweise der Bifertengletscher im Jahre 1852 bis auf eine Höhe von 1606 m, während er heute in 1790 m endigt. Der Vorderrötifirn zeigt eine halbkreisförmige Stirn (End)-Moräne. An der linken Seite des Bifertengletschers, SE der Fridolinshütte, liegen eine ganze Schar von verschiedenen alten Seitenmoränen nebeneinander. Der Talboden des Tentiwang ist bedeckt mit Grundmoräne; die ringförmig angeordneten Endmoränenstadien sind hier gut sichtbar. Reiches Bildmaterial hierüber enthält eine Arbeit von A. DE QUERVAIN (Lit. 96).

Gehängeschutt erscheint bald da, bald dort, trockene oder von Schmelzwasser durchfeuchtete Schuttkegel bildend.

An der rechten Seite des Bifertengletschers, südlich der Scheibenrunse, finden sich ausgedehnte und steile Schutthalde. Ständig herabfallender Schutt verunmöglicht das Zustandekommen einer ausgeprägten Seitenmoräne.

Kleinere lokale Bergstürze sind in der Karte eingetragen. Ein Bergsturz, bestehend aus kristallinem Material (vorwiegend Amphibolit), findet sich in den Ochsenplanggen bei Hintersand. Ein anderer nahm seinen Anfang oberhalb des Märenwaldes und staute seinerzeit den Sandbach zwischen Vorder- und Hintersand. Die Felsstürze bei Hintersand und Vordersand, die aus den Wänden des Selbsanftes stammen, erreichen keine grossen Ausmasse.

Kleinere Rutschungen gehen heute noch vom Ochsenstock aus und zwar in nördlicher Richtung.

Dem Bergsturz des Märenwaldes entspringen ergiebige Quellen. Eine liefert das Trinkwasser für die vordere Sandalp. Auf der Hintersandalp bildet der Bifertenbach den Ersatz für Quellwasser. Die nächstgelegene ergiebige Schuttquelle befindet sich im Tentiwang am Hüttenweg hinter der vordersten Moräne. Allgemein ist das Untersuchungsgebiet relativ arm an Quellen.

Ein Blick vom Bifertengrätli in östlicher Richtung zeigt eindrücklich die verschiedenen Verwitterungsformen von Sediment und Kristallin. Die vorwiegend aus Malm bestehenden Wände

des Selbsanftmassivs sind ausgekolkt, zernagt und zerfressen und haben so in gewissem Sinne dolomitenartigen Charakter. Darunter liegt das morphologisch andersartige Kristallin. Die wasserführenden Couloirs folgen alle mehr oder weniger Klüften, Schieferungsflächen oder eventuell Gängen. Das Wasser kann auch entlang einer Gesteinsgrenze (z. B. Altkristallin-Perm-Masse) fließen.

III. PETROGRAPHISCHE ÜBERSICHT

(Vergl. dazu die Petrograph.-geol. Karte)

Die verschiedenartigen Gesteine seien zunächst nach ihrer gegenseitigen Lagerung und nach ihrem Alter geordnet aufgeführt. Ungefähr mitten im Fenster zu beiden Seiten des Tentiwang stehen Gesteine des Altkristallins an. Es handelt sich hauptsächlich um syenitische, granitische und amphibolitische Gesteine, welche ihrerseits von Ganggesteinen durchsetzt werden.

Im Süden, vom Tentiwang bis hinauf zum Hinterrötifirn, folgt der Komplex des Tödigranites. Die Abarten des Tödigranites werden später beschrieben, ebenso die dazugehörigen Ganggesteine.

Am Bifertengletscher (Ende und NW-Seite) stehen Glimmerhornfelse, Knotenschiefer in engem geologischen Verband mit Granitporphyr, Muskovitaplit bis Muskovitpegmatit und Turmalinpegmatit an. Der aufdringende Eruptivgesteinskörper (Granitporphyr + Muskovitaplit-Pegmatit) hat tonig-sandige Sedimente kontaktmetamorph verändert.

Die sog. nachgranitischen Bildungen liegen z. T. in muldenartigen Vertiefungen des Tödigranites und Granitporphyrs oder schliessen südlich bzw. nördlich an die Eruptivstöcke an. Die nachgranitischen Bildungen zerfallen in Sedimente und Eruptivgesteine, deren Entstehung im wesentlichen jünger ist als der Tödigranit bzw. Granitporphyr. Stratigraphisch bestimmbar sind nur die pflanzenführenden Sedimente (Ober-Carbon = oberstes Westphalien nach ZEILLER) (Lit. 25). Zur Zeit befasst sich Herr Dr. W. J. JONGMANS in Heerlen mit der Bestimmung des neu durch mich gesammelten Materials der Bifertengrätli flora.

Nördlich an das zuerst aufgeführte Altkristallin grenzt eine in sich geschlossene Masse von permischen Bildungen. Nach oben (d. h. in der Wand des Selbsanftmassives) und gegen Süden geht die Perm-masse ohne irgend eine scharfe Grenze über in die klastisch-detritische Sedimentschicht, die sich diskordant zum süd-fallenden Altkristallin und Tödigranit lagert.

IV. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER GESTEINE

1. Altkristallin

Alle Gesteine dieser Zone, deren Nord-Süderstreckung ungefähr einen km misst, sind strukturell und texturell stark umgearbeitet. Aus der geologischen Lagerung (s. S. 20) leiten wir ab, dass sie älter sind als beispielsweise der Tödigranit. Die Frage, ob die Altkristallin-Zone früh- oder gar vorhercynischer Entstehung sei, kann nicht eindeutig beantwortet werden.

Gute Aufschlüsse der steil südfallenden und ENE-streichenden Schieferungsflächen der Gesteine bieten die beiden Talhänge des Tentiwang (wasserführende Couloirs!).

Die Zone besteht vorwiegend aus amphibolitischen und syenitischen Gesteinen. Granit, Kalksilikاتفelse und Ganggesteine sind weniger häufig. Eine Dislokationslinie stellt am Nordrand der Zone die Grenze zwischen Amphibolit und permischen Bildungen dar, während am Südrand der Tödigranit (Ölplangge) Einschlüsse von Syenit enthält. Auffallend ist die häufige und innige Wechsellagerung zwischen Amphibolit und Syenit. Amphibolitschollen (Grösse bis zu 0,5 m² Fläche) in Syenit beweisen das höhere Alter des Amphibolites. Die Gänge verlaufen \pm konkordant oder auch recht häufig diskordant zu den Schieferungsflächen des Nebengesteins.

Das bestehende Schrifttum erwähnt bloss einzelne Merkmale des Altkristallins. ALB. HEIM (Lit. 37) beschreibt kurz einen Amphibolitzug und B. G. ESCHER (Lit. 25, S. 103) einen „durchschlierten Gneis“. Damit dürfte der Syenit gemeint sein. FR. WEBER vermerkt unter anderm auf seiner Karte (Lit. 130) Syenit im Limmernboden, nicht aber im Fenster des Bifertengletschers.

a) Amphibolit

Wir unterscheiden:

- α) Bänderamphibolit,
- β) Schollenamphibolit.

 α) Bänderamphibolit

Dunkle, an Hornblende reiche Lagen werden in häufigem Wechsel von hellen, an Hornblende ärmeren Lagen abgelöst. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen variiert zwischen wenigen cm und einem dm. Der Übergang von ganz dunklen, rein hornblenditischen Partien über dunkel- bis hellgrüne zu hellweissen, an leukokraten Gemengteilen reichen und gleichzeitig an Hornblende ärmeren Partien ist ein gradueller. Erstere Partien seien daher als „basische Lagen“, die letzteren als „saure Lagen“ bezeichnet. Im Mittel gilt für

die Lagen des Bänderamphibolites: Streichen N 60° E ²⁾, Fallen steil S-SE. U. d. M. zeigen die Amphibolite folgenden Mineralbestand ³⁾:

A. Mineralbestand der basischen Lagen:

H.G. Plagioklas
Hornblende
Biotit
N.G. Titanit
Apatit
Quarz
Zirkon
Sericit, Epidot, Chlorit, Calcit
Erze: Magnetkies, Pyrit, Sagenit, Leukoxen, Hämatit, teilweise zer-
setzt zu limonitischen Bildungen.

B. Mineralbestand der sauren Lagen:

H.G. Kalifeldspat
Quarz
Plagioklas
N.G. Biotit, Hornblende, Zirkon, Erz.

A. Mineralbestand der basischen Lagen

Der Plagioklas zeigt die für alpine Amphibolite übliche Saussuritisierung, wodurch eine genaue Bestimmung unmöglich wird. Gemeine grüne Hornblendensind gekennzeichnet durch intensiv zerlappte Umrisse, gelegentliche Zwillinge und zeigen n_α = hellgelb-strohgelb, $n_\beta = n_\gamma$ bläulich-grün, $c/n_\gamma = 17^\circ$. Ferner kam es zu Calcitisierung der Hornblende oder zu deren Umwandlung in Biotit oder Chlorit. Meistens hat der wenig verbreitete Biotit parallel c einen Pleochroismus zwischen intensiv braun und hellbraun-gelb. Die Umwandlungsfolge ist Hornblende \rightarrow Biotit \rightarrow Chlorit (Pennin). Biotitrelikte in Chlorit beweisen den Übergang von Biotit zu Chlorit (Alternieren von Biotit-Chlorit-Lamellen) ⁴⁾. In Hornblendekristallen verbreitet sind Einschlüsse von Frühausscheidungen wie Titanit, Apatit und Zirkon.

²⁾ Alle Angaben für Streichen sind unkorrigierte Werte. Die Messungen verteilen sich auf die Jahre 1936—1938. Die jährlichen Deklinationsunterschiede dürften hier kaum ins Gewicht fallen.

³⁾ Nach Festlegungen von A. E. MITTELHOLZER (Lit. 75) sind Hauptgemengteile (H.G.) = Mineralien, die mit mehr als 5 %, Nebengemengteile (N.G.) solche, die mit weniger als 5 % auftreten. Übergemengteile (U.G.) Mineralien, die in Mengen unter 5 % sporadisch auftreten.

⁴⁾ Hdst. 38 Bi 205 b (Amphibolit) führt reichlich broncefarbenen (ausgebleichten) Biotit, sog. Katzensgold (Lit. 80, S. 337).

Wichtigste Nebengemengteile bilden Titanit (0,4—0,9 mm, Briefcouvertform) und Apatit. Quarz füllt bloss kleinste Zwickel zwischen den übrigen Gemengteilen aus.

B. Mineralbestand der sauren Lagen

Beträgt die Mächtigkeit der sauren Lage nur cm oder Bruchteile davon, so kann sie zusammen mit der basischen Partie in ein und demselben Dünnschliff auftreten. Breitere saure Lagen besitzen vor allem ovale „Porphyroblasten“ von Kalifeldspat (Länge 1—2 cm, Breite 0,5—1,0 cm). Im Schliff zeigt der Kalifeldspat buchtige Begrenzung und enthält eingeschlossen kleine Plagioklase. Die Struktur des Kalifeldspates ist perthitisch bis mikroperthitisch und lässt ähnliche „wogende Auslöschung“, wie sie von F. BECKE (Lit. 8, Tafel I) oder von FR. WEBER (Lit. 119) beschrieben wird, erkennen. Der Begriff Kalifeldspat gilt hier im Sinne F. BECKE's (Lit. 8). Da feinste Albitspindeln auftreten, so wäre sogar die Bezeichnung Alkalifeldspat bis zu einem gewissen Grade zu rechtfertigen, doch erachten wir den Albitgehalt hiefür als zu gering (vgl. Lit. 44). Kalifeldspat bildet ausserdem eine Generation von kleineren, lappig begrenzten Individuen. Der umgewandelte Plagioklas ist nach der Systematik von WINCHELL, die allen Feldspatbestimmungen zugrunde liegt, Albitklas. Dem Quarz kommen Merkmale des sog. Sandquarzes zu. Gemeine grüne Hornblende und Biotit haben gleiche Eigenschaften wie in den basischen Lagen, treten hier aber mengenmässig zurück. Mit zunehmender Entfernung von einer basischen bis gegen die Mitte einer sauren Lage nimmt der Hornblendengehalt ab.

β) Schollenamphibolit

Die Amphibolitschollen erreichen Grössen von mehreren dm² und stellen Trümmer des soeben beschriebenen Bänderamphibolites dar. Magmatisch-orogene Vorgänge sind für ihr Auftreten im jüngeren Syenit verantwortlich. Fig. 2 zeigt die Verbandsverhältnisse.

b) Syenit

Die zahlreichen Übergangstypen des Syenites haben zwei Extremglieder, die im folgenden näher zu beschreiben sind, nämlich einen melanokraten (reich an Hornblende und Biotit = Normal-syenit) und einen leukokraten (reich an Kalifeldspat = kalifeldspatreicher Syenit). Der melanokrate Typus führt öfters saure, kalifeldspathaltige Lagen ähnlich den sauren Lagen im Amphibolit.

Doch besteht insofern ein Unterschied zwischen Syenit und Amphibolit, als die melanokraten Syenite selbst reichlich Kalifeldspatporphyroblasten enthalten, während diese den basischen Amphibolitlagen ganz fehlen.

a) Normalsyenit.

Die grün-schwarze Farbe der schiefrigen Normalsyenite unterbrechen langgestreckte, mehr oder weniger parallel den Schieferungsflächen angeordnete Kalifeldspäte (Länge = ± 2 cm, Breite = $\pm 0,5$ cm). Die Streichrichtung der Schieferungsflächen ist NE und die Fallrichtung steil SE.

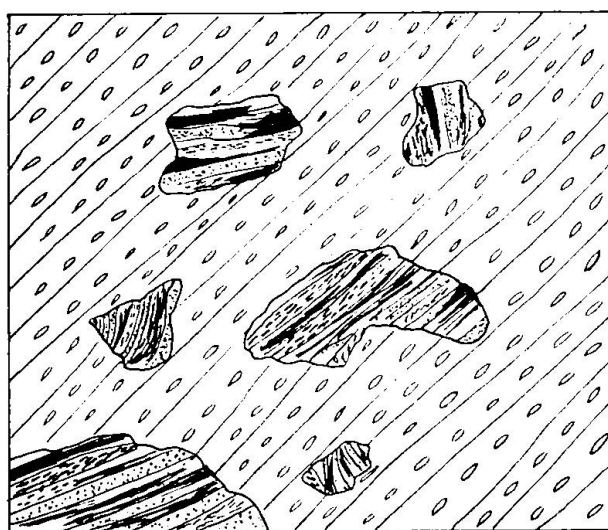


Fig. 2. Amphibolitschollen im Syenit. Grösse der Schollen bis 0,5 m². In den Schollen: Schwarz = Hornblenditische Partien. Gestrichelt = Hornblende + (Plagioklas). Punktiert = Plagioklas + (Hornblende). Weiss = vorwiegend Plagioklas.

Mineralbestand (Schliff 38 Bi 254 d):

	Vol.-Prozente (Integrationstisch)
H.G. Hornblende	31,8 ‰
Kalifeldspat	26,3 ‰
Plagioklas	19,4 ‰
Biotit-Chlorit	11,1 ‰
Quarz	6,0 ‰
N.G. Apatit, Titanit, Zirkon, Orthit,	
Sericit, Epidot, Calcit	5,2 ‰
Magnetkies, Pyrit, Hämatit, Leukoxen	0,2 ‰
	100,0 ‰

Struktur: Deutlich porphyrisch bis porphyroblastisch mit gut ausgebildetem grob-granoblastischem Grundgewebe.

Textur: Schiefrig.

Lappig ausgefrante Hornblende enthält reichlich Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Titanit. Die gemeine, grüne Hornblende wird durch folgende Daten gekennzeichnet: n_α = hellgelb-strohgelb, $n_\beta = n_\gamma$ = schmutzig bläulichgrün, $c/n_\gamma = 15^\circ$.

An Randpartien zeigt Hornblende Umwandlungen:

häufig: Hornblende \rightarrow Biotit \rightarrow Chlorit;

selten: Hornblende \rightarrow Chlorit.

In vielen Fällen erfassen diese Umwandlungen mehr als die Hälfte eines Hornblendekristalls. Die linsig ausgezogenen Kalifeldspäte sind nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und als Porphyroblasten anzusehen. Sie enthalten eingeschlossen Mineralien wie Biotit, gemeine grüne Hornblende, Plagioklas, Apatit, Orthit, Zirkon, Titanit und Quarz. Ausser submikroskopischer Gitterung und wogender Auslöschung haben die Kalifeldspäte zonaren Bau, alle Eigenschaften, die bereits FR. WEBER am Kalisyenit des Piz Giuf beschrieben hat (Lit. 119) (s. auch S. 97). Eine zweite, bedeutend kleiner ausgebildete Kalifeldspatgeneration ist rundlich geformt und buchtig begrenzt. Plagioklas wird durch starke Saussuritisierung (Sericit und Epidot) charakterisiert. Der idiomorphe Biotit schwankt in seinem Pleochroismus zwischen braun bis hellbraun und dunkelgrün bis hellgrün. Der Chlorit (Pleochroismus zwischen hellgelblich bis grün) ist erfüllt von kleinen Epidot- und Sagenitkristallen. Zirkonkristalle bilden die Zentren pleochroitischer Höfe in Biotit oder Chlorit. Quarz hat Korndurchmesser von 0,05 bis 0,1 mm, selten 0,20 bis 0,25 mm. Er füllt entweder schmale Gängchen aus, oder er schmiegt sich kranzartig um Feldspat oder Hornblende.

β) Kalifeldspatreicher Syenit

Dieser Syenittypus (Schliff 38 Bi 169) ist besonders reich an linsig geformten, bis 4 cm langen Kalifeldspäten und steht beispielsweise in den Felsen nördlich ob dem „Steistäfel“ (Scheibenrunse), ca. in 2200 m Höhe an. Auf Handstückflächen senkrecht zur Schieferung erkennt man, dass sich zwischen die vielen breiten Kalifeldspäte nur dünne Lagen aus Biotit-Chlorit einschalten. Hornblende fehlt, d. h. ursprünglich spärlich vorhanden gewesene Hornblende dürfte durch die Metamorphose restlos in Biotit und Chlorit umgewandelt worden sein. Der beträchtliche Calcitgehalt deutet auf stattgefundene stoffliche Verschiebungen.

In Ergänzung zu dem beim Normalsyenit Gesagten sei über die Mineralien Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Apatit, Titanit, Zirkon, Sericit, Epidot und Erz folgendes bemerkt: Der kalifeldspatreiche Syenit enthält vor allem mehr Kalifeldspat und Quarz. An ersterem sind ausgeprägte Myrmekitbildungen verbreitet. Der vorwiegend feinkörnige Quarz entwickelt sich auf Äderchen zwischen und um Kalifeldspatporphyroblasten oder um Plagioklaskristalle, d. h. die Quarzabscheidung erfolgte entlang von Scherzonen. Der

Albiklas ist stark saussuritisiert. Calcit durchzieht in schmalen Äderchen auf weite Strecken den Schliff (vor allem im Kalifeldspat).

Die Struktur ist in verstärkter Masse porphyroblastisch, die Textur lentikular oder flasrig.

γ) Chemische Analyse des Normalsyenites

Handstück 38 Bi 253 (entspricht Schliff 38 Bi 254 d), Lokalität: Links des Bifertenbaches, im Tentiwang, aus Block von neuem Felssturz, in unmittelbarer Nähe des Hüttenweges in 1740 m Höhe.

		für yogoitisches Magma gilt:		
SiO ₂	53.84	si	157.8	145
Al ₂ O ₃	13.46	al	23.2	22
Fe ₂ O ₃	1.26	fm	39.0	40
FeO	5.51	c	18.8	20
MnO	0.15	alk	19.0	18
MgO	5.12	k	0.65	0.5
CaO	5.97	mg	0.57	0.55
Na ₂ O	2.35	ti	4.9	
K ₂ O	6.59	p	0.6	
H ₂ O ⁺	1.51	qz	—18.2	
H ₂ O [−]	Spur	c/fm	0.48 = IV	IV
CO ₂	0.50	Magma: yogoitisch ⁵⁾		
TiO ₂	2.24	Analytiker: Th. HÜGL.		
P ₂ O ₅	0.54			
Σ	99.04			
Spez. Gew.	2.77			

Die angeführten Gewichtsprozent stellen Mittelwerte aus zwei gut übereinstimmenden Analysen dar. Infolge Zeitmangel konnte leider zur weiteren Abklärung keine dritte Analyse mehr ausgeführt werden. Bekanntlich gibt die Hornblende erst bei Temperaturen über 1000 °C ihr Wasser restlos ab, ein Umstand, der hier sicher nicht zu übersehen ist, da der Hornblendegehalt des Syenites beinahe einen Drittel ausmacht (s. S. 13). Inzwischen gelang es H. S. WANG (Lit. 118) in der Tat, das erst bei sehr hohen Temperaturen aus dem Hornblendemolekül entweichende Wasser für das Analysenmanko in Amphiboliten verantwortlich zu machen. Verglichen mit dem Kalisyenit vom Piz Giuf, ist unser Syenit basischer, reiht sich im übrigen eng an die von FR. WEBER (Lit. 119) beschriebenen Syenite an. Wie später in anderem Zusammenhang gezeigt wird, passen alle untersuchten Syenite gut in das Differentiationsdiagramm des östlichen Aarmassivs. Als Gestein eines alpinen Zentralmassivs weicht dieser

⁵⁾ Magmentypen nach P. NIGGLI (Lit. 89).

Syenit von den klassischen Syeniten aus Biella und Meissen ab. Stark verändert wurden vor allem Struktur und Textur. Stoffliche Verschiebungen fanden zweifellos statt, jedoch blieb dabei der Charakter eines Syenites in chemischem Sinne gewahrt (yogoitisches Magma). Die Heteromorphie im Sinne A. LACROIX (Lit. 64) veranschaulicht die Quarzzahl, die — 18,2 beträgt, während die Schliffe immer Quarz erkennen lassen.

c) Granit

Massige, graugrüne Granite bilden in der Zone des Altkristallins vereinzelte Einlagerungen von meist kleinem Ausmass. Biotit-Chlorit-Lagen zwischen den 2—5 mm langen und ca. 3 mm breiten Feldspäten verleihen dem Gestein eine schwach schiefrige Textur⁶⁾.

Folgendes ist der Mineralbestand:

H.G. Plagioklas
 Quarz
 Biotit, z. T. Chlorit und wenig Muskovit
 Kalifeldspat
 N.G. Apatit
 Titanit
 Zirkon
 Orthit
 Sericit, Calcit, Epidot
 Erz: Magnetit, Pyrit, Leukoxen, Sagenit.

Volumenprozent (gemessen mit Integrationstisch):

H.G. Plagioklas	35,0 %
Quarz	31,4 %
Chlorit, Biotit und Muskovit	20,1 %
Kalifeldspat	12,0 %
N.G. Apatit, Titanit	1,5 %
Zirkon, Orthit, Erz	
Sericit, Calcit, Epidot z. T.	
	100,0 %

Struktur: Blastogranitisch.

Textur: Massig-schwach schiefrig.

Oligoklas-Andeklas ist stark saussuritisiert und umgibt sich mit einem Reaktionsrand von Chlorit, Sericit und Quarz. Eine Quarzgeneration besteht aus 0,05 mm grossen (z. T. rekristallisierten) Körnern und bildet einen integrierenden Bestandteil des Reaktionsrandes. Andere eckig gestaltete und gegeneinander ver-

⁶⁾ Gute Proben finden wir im Aufstieg zur Fridolinshütte, rechter Hand des Hüttenweges, kurz bevor dieser die Südgrenze des Altkristallins erreicht.

zahnte Quarze messen bis 1 mm. Biotit (Pleochroismus gelblich bis braun) und besonders Chlorit (Pleochroismus farblos-schwach grün) sind in erster Linie an Scherzonen gebunden. Offenbar hat scherende Beanspruchung die Umwandlung Biotit \rightarrow Chlorit begünstigt. Kalifeldspat bildet nur kleine, buchtig begrenzte Kristalle; Porphyroblasten fehlen.

Im allgemeinen trägt dieser Granit die Merkmale eines chloritisierten Biotitgranites.

d) Kalksilikatfelse

Kalksilikatfelse bilden nestartige Einlagerungen im Bänderamphibolit. Metamorphisiert wurden alte, kalkig-dolomitische Sedimente. Dabei hatte eine intensive Wechselwirkung zwischen empordringendem Magma und Sediment das Zustandekommen schlierig-gefalteter Texturen zur Folge.

Die Analyse eines Kalksilikatgesteins (Hdst. 38 Bi 203; Tentiwang) ergab folgende Werte:

SiO ₂	48.61	si	114.6
Al ₂ O ₃	11.85	al	16.5
Fe ₂ O ₃	8.77	fm	32.2
FeO	3.10	c	40.7
MgO	2.76	alk	10.6
MnO	0.40	k	0.19
CaO	16.12	mg	0.30
Na ₂ O	3.76	ti	1.5
K ₂ O	1.36	p	0.08
TiO ₂	0.90	c/fm	1.26
P ₂ O ₅	0.08	qz	—27.8
H ₂ O ⁺	1.21	Analytiker: Ing. chem. F. STACHEL.	
H ₂ O ⁻	0.05		
CO ₂	1.56		
Σ	100.53		
Spez. Gew.	3.24		

Nach der Klassifikation von P. NIGGLI (Lit. 86) gehört dieses Gestein zu der Gruppe der Kalksilikatgesteine.

U. d. M. erkennt man:

H.G. Granat (Grossular)	N.G. Apatit, Titanit, Epidot + Klinozoisit
Hornblende	Calcit, Sericit, Quarz
Diopsid	U.G. Hämatit.
Plagioklas	

Lichtbrechung $n > 1.74$ (= Methylenjodid) des rötlichbraunen bis gelbbraunen Granates lässt Grossular vermuten. Die gemeine grüne Hornblende hat im Mittel eine Auslöschungsschiefe von

$c/n_{\gamma} = 21^{\circ}$. Der meistens calcitisierte und epidotisierte Diopsid konnte trotz des schlechten Erhaltungszustandes bestimmt werden (Schnitte senkrecht c mit unter 90° sich kreuzenden Spaltrissen). Die farblosen oder schwach gelblichen Kristalle haben hohe Lichtbrechung, positive Doppelbrechung = $0,025-0,030$, einen Achsenwinkel von ca. 50° und eine Auslöschungsschiefe von $c/n_{\gamma} = 45^{\circ}$ (Pleochroismus fehlt). Diese Daten dürften mit hinreichender Sicherheit für Diopsid sprechen. Der Plagioklas (Oligoklas-Andesin) ist saussuritisiert. Gedrungene Apatitkristalle bilden Frühausscheidungen in Plagioklas und Hornblende, während Granat Titanit enthält. Auf Kosten von Granat entstand Epidot (Pistazit). Calcitisiert wurden Hornblende, Granat und Diopsid.

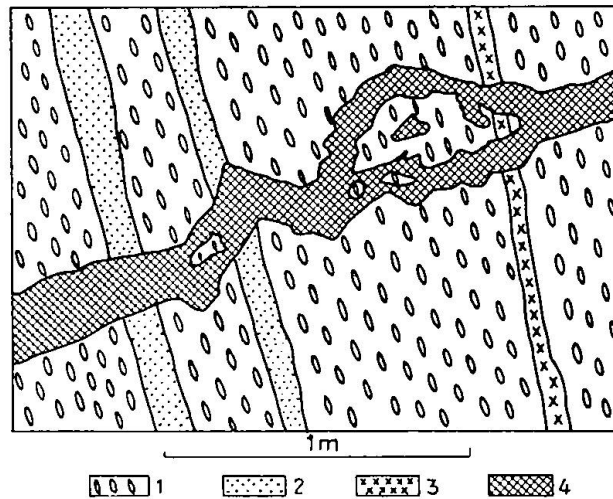


Fig. 3. Typische Lagerungsverhältnisse zwischen Gängen und Nebengestein im Altkristallin („Steistäfel“ am nördlichen Scheibenbach). 1. Syenit. 2. Aplit. 3. Pegmatit. 4. Porphyrit.

e) Ganggesteine

Überall im Altkristallin treten Ganggesteine auf und zwar vorzugsweise im Syenit. Saure Vertreter (Aplit und Pegmatit) lagern sich gerne parallel zum Nebengestein, die basischen Glieder (Porphyrite) meist quer zu den Schieferungsflächen des Nebengesteins. Figur 3 zeigt einen typischen Fall der Verbandsverhältnisse. Gänge scheinen nie über 1 m Mächtigkeit zu erreichen. Der Metamorphose waren die basischen Ganggesteine ungleich viel stärker zugänglich als die sauren (Lit. 63).

a) Pegmatite

Die mineralarmen, verscherten Pegmatite führen folgende Bestandteile (Schliff 38 Bi 51):

H.G. Kalifeldspat	N.G. Weitgehend chloritisierter Biotit, Sericit
Albiklas	Zirkon, Apatit, Titanit, Pyrit, Rutil, Leukoxen
Quarz	(Limonitische Bildungen).

Struktur: Kataklastisch beeinflusste Pegmatitstruktur.

Textur: Massig, grobkörnig.

Von den später zu beschreibenden Pegmatiten des Tödigranitzyklus unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Muskovit.

Starke Kataklastase hat die Perthitspindeln im Kalifeldspat verbogen. Im Albiklas lösen sericitreiche und sericitfreie Partien einander ab, eine Erscheinung, die nach mündlicher Mitteilung von Prof. HUTTENLOCHER auch die Granite des Lötschentales charakterisiert. Im weitem äussert sich die Metamorphose in treppenförmig gebrochenen Plagioklasen, in Chloritisierungserscheinungen des wenigen Biotites, in Sericitbildungen und in der Quarzmörtelbildung (Sandquarz).

β) Aplite

Der Mineralbestand der Aplite reiht sich eng an denjenigen der Pegmatite an. Die Aplite zeigen panallotriomorphkörnige Struktur und sind verschieden von den S. 30 beschriebenen Muskovitapliten und haben ausserdem mit den S. 11 besprochenen sauren Lagen im Amphibolit nichts gemeinsam.

γ) Porphyrite

Erhebliche Schwierigkeit bot die Untersuchung der stark metamorphen, grau-grünen Ganggesteine, welche als jüngste Bildungen das Altkristallin und alle übrigen Ganggesteine diskordant durchsetzen (vgl. Fig. 3). Zu Vergleichszwecken war uns die Durchsicht von Porphyrit-Dünnschliffen aus dem Pontegliasgebiet ermöglicht worden. Sinnvoll ist jedoch nur eine detaillierte petrographisch-chemische Beschreibung der Porphyrite aus beiden Gebieten. Aus diesem Grunde sei hier nur das Wesentliche erwähnt soweit das ohne chemische Daten möglich ist.

Schliffe aus dem Pontegliasgebiet zeigen, wie Augit-Hornblendeporphyrite mehr und mehr metamorphisiert worden sind. Im Prinzip handelt es sich um folgende Umwandlungen:

Augit → Hornblende → Chlorit → Chlorit + Calcit.

Die Porphyrite des Bifertengebietes lassen Augit nicht mehr erkennen, wohl aber deuten die Umrisse der Chlorit-Calcit-Aggregate auf seine primäre Anwesenheit hin. Demnach handelt es sich hier zur Hauptsache um (Augit) - Hornblendeporphyrite. Die massig bis

dichten Porphyrite besitzen holokristallin-porphyrische Struktur mit nematoblastischer Grundmasse. Hornblende und saussuritierter Plagioklas bilden Einsprenglinge in einer Grundmasse, bestehend aus feinen Hornblendekristallen, Epidot, Sericit, Plagioklas, Calcit, Chlorit, wenig Quarz und Akzessorien. Die Komplexheit der Metamorphose beweisen weiterhin nestartige Ansammlungen von grösseren, zusammengekitteten Quarzkörnern, die von einem Hornblendekranz umrandet werden.

Durch besondere lokale Bedingungen der Metamorphose entstanden verschiedene Hornblendensorten, wie z. B. Grünerit und Tremolit (Fe-Verlust des primär eisenreicheren Amphibols).

2. Tödigranit

Die Grenze zwischen Tödigranit und Altkristallin ist hier keine absolut scharfe. Nach den Beobachtungen im Gelände halten wir es nicht für ausgeschlossen, dass zwischen dem bereits anwesenden, erstarrten Altkristallin und dem später aufgedrungenen Granit Reaktionen und teilweise Vermischungen stattfanden. In den Ölplanggen⁷⁾ ist eine eindeutige Grenzziehung zwischen den zwei Komplexen schwierig. In dem Tödigranit sehen wir einzelne kleinere Schollen von älterem syenitartigem Gestein, das durch den Granit „eingefangen“ wurde. Im übrigen sind Tödigranit und der in nicht allzu grosser Entfernung anstehende Granit aus dem Altkristallin verschieden. Wir unterscheiden die folgenden fünf Ausbildungen des Tödigranites:

- a) Tödigranit mit grossen Feldspatindividuen = porphyrischer Tödigranit.
- β) Feinkörnig ausgebildeter Tödigranit.
- γ) Granodioritische Fazies des Tödigranites.
- δ) Mechanisierte Abarten des Tödigranites.
- ε) Randfazies des Tödigranites = Granitporphyr.

Auf der Karte sind allerdings die Typen nicht einzeln vermerkt, da Wechsel im Bereiche innerhalb weniger Quadratmeter auftreten. Der Granitporphyr steht seinerseits in engem Zusammenhang mit der Kontaktzone (s. S. 27 u. f.).

a) Porphyrischer Tödigranit

Gute Aufschlüsse von porphyrischem Tödigranit finden wir in den Felsen am E- bis SE-Ende der nördlichen Firnhälfte des Hinterrotifirns in der Nähe der neuen Fridolinshütte.

⁷⁾ Die Lokalität findet sich am Hüttenweg halbwegs in den Ölplanggen, dort, wo dieser die zwei Bäche quert.

Der Mineralbestand des porphyrischen Tödigranites (Schliff 36 Bi 2), der mit dem von B. G. ESCHER beschriebenen Typus übereinstimmt (Lit. 25, S. 106), ist der folgende:

H.G. Kalifeldspat, z. T. Mikroklin
 Plagioklas
 Quarz
 Biotit
 N.G. Muskovit
 Apatit
 Zirkon, Titanit
 Karbonat, Chlorit
 Sericit, Epidot
 Erz: Pyrit, Rutil, (z. T. Sagenit), Magnetit, Magnetkies
 Leukoxen, einzelne Hämatitkristalle.

Struktur: Kataklastisch veränderte Granitstruktur.

Textur: Massig (grobkörnig).

Ausser grossen, beispielhaft schön ausgebildeten Mikroklin-kristallen finden wir kleinere, mehr oder weniger perthitische Kalifeldspäte mit buchtigen Korngrenzen. Randliche Umwandlung in Albit fehlt, nicht aber Myrmekitbildung. Der wenig zersetzte Albiklas enthält oft ausser Sericitschüppchen kleine, aus letzteren neugebildete Muskovitkriställchen. Die Quarzgängchen (s. S. 23) sind hier nicht so stark verbreitet. Der Biotit ist meist chloritisiert und besitzt pleochroitische Höfe ($\pm 0,02$ mm Durchmesser, Zirkonkerne), sowie reichlich Einschlüsse von Sagenit und Leukoxen.

Chemische Daten

Für den „Tödigranit“ teilte B. G. ESCHER (Lit. 25) folgende Analyse mit:

SiO ₂	65.95	si	291
Al ₂ O ₃	15.24	al	39.5
Fe ₂ O ₃	1.18	fm	25.0
FeO	2.27	c	5.5
MgO	1.87	alk	30
CaO	1.22	k	0.46
Na ₂ O	3.78	mg	0.50
K ₂ O	5.02	ti	2.1
MnO	Sp.	p	0.79
TiO ₂	0.64	c/fm	0.22
P ₂ O ₅	0.47	Magma: granosyenitisch	
H ₂ O ⁺	1.91	Analytiker: L. HEZNER.	
H ₂ O ⁻	0.10		
<hr/>			
Σ	99.65		
Spez. Gew. 2.66			

Der Tödigranit ist bereits aufgeführt in Lit. 79, S. 172, Nr. 4. Nach der damaligen Klassifikation hat er ein tasnagranitisches Magma. B. G. ESCHER stellt den Tödigranit in seiner Untersuchung dem zentralen Aaregranit gleich. Ich habe die vorliegende Analyse mit den zahlreichen bekannten Granitanalysen im Aarmassiv verglichen. Chemisch steht der Tödigranit dem Pontegliasgranit am nächsten (Lit. 83, S. 114, Anal. 67). Dieser Pontegliasgranit hat den Magmentypus III d 2 = normalsyenitgranitisch. Wir halten fest, dass sowohl der Tödigranit wie der Pontegliasgranit kaligranitischen Magmen entstammen. Kalireiche Magmen kennen wir vor allem aus dem östlichen Aarmassiv. Andere Granite, wie Baltschieder-Wiwannigranit, zentraler Aaregranit lassen sich nicht in die Reihe der Kali-Magmen (Lit. 89) einordnen. Einzig der Bugneigranit macht hierin eine Ausnahme (Typus III d 2). Der Erstfelder Granit passt chemisch und strukturell nicht hierher. Wir verweisen aber schon hier darauf, dass Gasterngranittypen verwandte Merkmale zeigen, ohne in jedem Fall der Kalireihe anzugehören. Der Innertkirchner Granit schwankt in seinem Chemismus zu stark und ist für derartige Vergleiche ungeeignet. Weitere Schlüsse aus diesen Vergleichen sollen erst später gezogen werden (S. 102 u. f.).

β) Der feinkörnig ausgebildete Tödigranit

Innerhalb kleiner Bereiche beobachten wir neben dem porphyrischen Tödigranit einen recht feinkörnigen Granit⁸⁾. Seine Feldspat-Individuen bleiben meist weit unter 1 cm Länge. Gelegentlich enthält er kleine, ungefähr cm² grosse Chloriteinschlüsse.

Wie die Schliffe dartun (z. B. 36 Bi 9), haben Typus α und β qualitativ den gleichen Mineralbestand, sind aber strukturell verschieden.

	Vol.-Prozente (Integrationstisch)
H.G. Kalifeldspat	27,0 ‰
Plagioklas (analog 36 Bi 2 Albiklas)	34,0 ‰
Quarz	30,0 ‰
Biotit (bzw. Chlorit)	7,4 ‰
N.G. Muskovit	0,6 ‰
Übrige N.G. + Erz	1,0 ‰
	<hr/> 100,0 ‰

Daraus resultiert ein Alkali-Granit (Lit. 85).

⁸⁾ Gute Proben sind in unmittelbarer Nähe neben dem unter α) erwähnten Tödigranit zu sammeln (ebenfalls am Hinterrötifirn).

Häufig ist die Durchsetzung mit einem netzartigen System schmaler Gängchen, bestehend aus feinkörnigem Quarz, Sericit und Calcit. Die Gangbreite beträgt $\pm 0,25$ mm. Der Calcit erscheint als Füllungsprodukt (hydrothermal bedingt) nur in den Kalifeldspäten. Auf Grund von Gang-Kreuzungen lassen sich mindestens eine ältere und jüngere Phase auseinanderhalten (verschieden grosse Quarzkörner!). Im einzelnen gibt darüber Fig. 1 Tafel I Aufschluss.

In unmittelbarer Nähe tritt eine mehrere Meter breite, langanhaltende, völlig verquarzte Granitzone auf. Zweifellos stehen diese feinsten Quarzäderchen (in Schliff 36 Bi 9) in Zusammenhang mit dieser Verquarzung. Wir haben keinen sicheren Anhaltspunkt, ob die hydrothermale Quarzzufuhr mit der hercynischen oder mit der alpinen Orogenese in Beziehung steht.

γ) Granodioritische Fazies des Tödigranites

Dieser an Plagioklas reiche, in den Ölplanggen anstehende Granodiorit besteht im einzelnen aus:

H.G. Plagioklas (Oligoklas)

Quarz

Chlorit (nur Reste von Biotit und Muskovit)

N.G. Apatit, Titanit, Zirkon, Sericit, Calcit, Epidot

Erze in merklichen Mengen: Pyrit (z. T. zersetzt zu Limonit),

Leukoxen und Rutil.

Zum Vergleich sei eine Analyse angeführt, die nach mündlicher Mitteilung von Dr. FR. WEBER diesem Granodiorit entsprechen dürfte (vgl. Lit. 83, S. 114, Analyse 74).

SiO ₂	65.14	si	283
Al ₂ O ₃	16.15	al	41
Fe ₂ O ₃	0.75	fm	21
FeO	2.57	c	11.5
MgO	1.47	alk	26.5
CaO	2.48	k	0.32
Na ₂ O	4.32	mg	0.46
K ₂ O	3.05	ti	1.3
TiO ₂	0.44	p	0.52
P ₂ O ₅	0.34	c/fm	0.54
H ₂ O ⁺	3.14	Magma: leukoquarzdioritisch	
H ₂ O ⁻	0.08	Analytiker: L. HEZNER.	
Σ	99.93		
Spez. Gew. 2.68			

δ) Mechanisierte Abarten des Tödigranites

Einzelne Bereiche innerhalb der Tödigranitmasse erfasste eine besonders intensive Dislokationsmetamorphose. Infolge weitgehen-

der struktureller und chemischer Veränderungen ist das Ausgangsmaterial oft kaum mehr rekonstruierbar.

Ein derart umgearbeiteter, feinkörniger Tödigranit hat grau-weiss gesprenkeltes Aussehen und könnte für einen Diorit gehalten werden. Überall durchziehen feinste Quarzäderchen das Gestein. Der Mineralbestand stimmt mit Typus β , Seite 22, überein.

U. d. M. bemerkt man, wie Quarzäderchen und Sericitschnüre besonders den Feldspat, aber auch andere Mineralien durchqueren. Biotit wurde teilweise über Chlorit und nach Verlust von Fe zu Sericit. Quarz löscht undulös aus. Viele gross ausgebildete Quarzindividuen bestehen aus fächerförmig angeordneten Lamellen, allem Anschein nach eine Art BÖHM'scher Streifung, hervorgerufen durch translative Beanspruchung (vgl. z. B. Lit. 40, Fig. 13, Tafel VI).

Im Extremfall sehen umgewandelte granitische Gesteine grau-grün gefärbt aus, sind zufolge ihrer Schieferigkeit von einem Chloritschiefer makroskopisch nicht sehr verschieden.

U. d. M. beweist z. B. Schliff 38 Bi 91 (Hdst. vom NE-Ende des Hinterrötifirns, nahe der linken Seitenmoräne), dass grössere, einheitliche Feldspatindividuen kaum mehr existieren. Der Kalifeldspat ist in einem dichten, siebartig beschaffenen Aggregat von Sericit noch zu vermuten. Analog blieb vom Plagioklas nur ein Gemenge von Sericit + Epidot + Chlorit übrig. Chloritisierte Biotite enthalten reichlich Epidot, Sagenit und Leukoxen.

ε) Randfazies des Tödigranites (Granitporphyr)

Eine als Granitporphyr ausgebildete Randfazies des Tödigranites steht unten am Grünhornfelsriff, in den südlichen Felspartien oberhalb des Hinterrötifirns und oben in der Scheibenrunse an. Einzig der in engem geologischen Verbande mit Glimmerhornfels und Knotenschiefer (s. S. 27 u. f.) vorkommende Granitporphyr ist auf der petrographischen Karte in die sogenannte Kontaktzone mit einbezogen worden.

Ein Aufschluss am Hinterrötifirn⁹⁾ zeigt, dass der Granitporphyr jünger ist als der porphyrische Tödigranit (siehe Fig. 4).

Gelegentlich finden wir im Granitporphyr nachgranitische, bis mehrere m breite Sedimentzüge eingelagert, welche „Gänge“ vortäuschen. Wie auf Seite 41 näher auseinandergesetzt wird, handelt

⁹⁾ Linke Seite des Hinterrötifirns, am obern Ende der linken Seitenmoräne in 2380 m Höhe, in den gegen die Carbon-Schutthalde des Biferten-grätli grenzenden Felsen.

es sich um mechanisch-tektonisch bedingte Einlagerungen, denen Kontaktmetamorphose fehlt.

Einzigartig sind die strukturellen und texturellen Umwandlungen des Granitporphyrs. Erst eingehende Schliffstudien erlaubten, Granitporphyr und das daraus durch in situ Verwitterung entstandene Sediment auseinanderzuhalten (s. S. 41).

Kaum ein Gestein der untersuchten Gebiete zeigt normale, unveränderte Strukturen, der Granitporphyr schon gar nicht. Die Quarzkörner sind total zertrümmert, die einzelnen Mineralien zerfetzt und

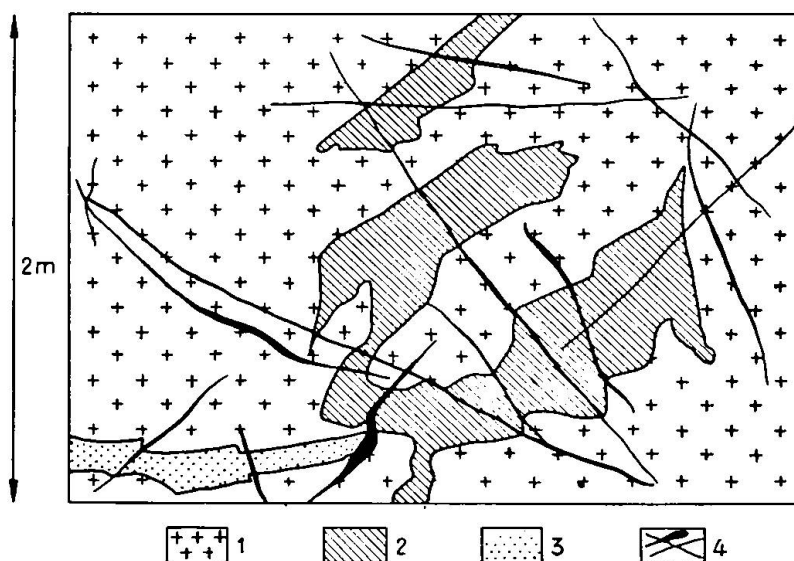


Fig. 4. Intrusion von jüngerem Granitporphyr in den relativ älteren porphyrischen Tödiggranit am Hinterrötifirn. 1. Porphyrischer Tödiggranit. 2. Granitporphyr = jünger als 1. 3. Aplit. 4. Quarzgänge.

ganz erfüllt von Calcit und in dieser beinahe unentwirrbaren Masse schwimmen Chlorit und reliktsche Feldspateinsprenglinge. Erschwerend wirken neben dieser allgemeinen Veränderung besonders in der Nähe des Kontaktes mit Glimmerhornfelsen und Knotenschiefern intensive Verscherungen. Der Granitporphyr gleicht dann einem ausgesprochen schiefrig beschaffenen Gestein. Dies mag genügen, um die Schwierigkeiten, die hier und in vielen andern Fällen einer mikroskopischen Bearbeitung des Materials entgegenstanden, angedeutet zu haben.

U. d. M. zeigen sich zwei Generationen von Mineralien. In einer „mikrogranitischen Grundmasse“ (Quarz, \pm Calcit, Sericit, Chlorit und Epidot) „schwimmen“ Einsprenglinge von Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Chlorit.

H.G. Plagioklas (Albiklas-Oligoklas)	N.G. Sericit, Calcit, Epidot
Quarz	Titanit, Apatit, Zirkon
Orthoklas	Pyrit, Magnetkies, Leukoxen
Chlorit	Limonitbildungen.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch = mikrogranitisch, aber vielfach weitgehend verwischt und umgeprägt (Dislokationsmetamorphosen!).

Textur: (Massig)-vorwiegend schiefzig, oder durch Kataklasten; Lentikulartextur.

Mit zunehmender Verscherung des Gesteins macht sich eine stärkere Umwandlung aller Minerale (besonders des Plagioklases) geltend. Einsprenglingsquarze haben entweder mehr oder weniger isometrisches Korn, ferner undulöse Auslöschung sowie Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, oder sind gerundet = Dihexaederformen mit sogenannten „Korrosionsschläuchen“. Letztere füllt ein feinkörniges Mineralgemenge von Quarz, Sericit, Calcit, Plagioklas und Epidot. Der Grundmass Quarz misst im Mittel knapp 0,02 mm im Durchmesser.

Gelegentlich durchziehen feinkörnige Quarzäderchen das Gestein. Ausgangsminerale für Chlorit waren Biotit und unter Umständen Hornblende.

Granitporphyr in unmittelbarer Nähe von Glimmerhornfels oder Knotenschiefer zeichnet sich durch erhöhten Pyritgehalt aus. Im Zusammenhang mit dem Ereignis der Kontaktmetamorphose sind im Granitporphyr Calcit-Pyritgänge entstanden (s. S. 37).

Eine chemische Analyse der ausnahmsweise wenig umgewandelten Probe 38 Bi 99 vom Bifertengletscher (linke Seite, Kontaktzone) ergab:

faktzone) ergab:				Zum Vergleich:			
				Granitporphyr von Alp Neza ob Pignieu			
SiO ₂	68.72	si	329	SiO ₂	70.62	si	351
Al ₂ O ₃	15.15	al	42.7	Al ₂ O ₃	15.14	al	44
Fe ₂ O ₃	1.30	fm	28.4	Fe ₂ O ₃	0.75	fm	23.5
FeO	3.30	c	4.2	FeO	2.48	c	6.5
MnO	0.04	alk	24.7	MgO	1.39	alk	26
MgO	1.46	k	0.29	CaO	1.27	k	0.54
CaO	0.83	mg	0.36	Na ₂ O	2.53	mg	0.44
Na ₂ O	3.71	ti	1.9	K ₂ O	4.37	ti	1.1
K ₂ O	2.39	p	0.3	TiO ₂	0.30	c/fm	0.28
H ₂ O ⁺	2.06	c/fm	0.15	H ₂ O ⁺	(1.55)	Magma: natron- rapakiwitisch	
H ₂ O ⁻	0.05	qz	+130.6	H ₂ O ⁻	0.05		
CO ₂	0.29	Magma:		Σ	100.45	Analytiker: N. SAHLBOM	
TiO ₂	0.53	natronrapakiwitisch					
P ₂ O ₅	0.17	Analytiker: Ing. chem. F. STACHEL.					
S	0.06						
Σ	100.06						
Spez. Gew. 2.80							

Der geringe Kalkgehalt und das Vorwiegen von Natron fallen auf, sind aber verständlich, da der Feldspat = Albiklas-(Oligoklas) ist. Der stark geschieferte Granitporphyr von Alp Neza ob Pignieu zwischen Zillis und Andeer (Lit. 125, S. 6) hat den gleichen Magmentypus, ist aber kalireicher.

Vom normalen, porphyrischen Tödigranit (2a) weicht die Analyse bedeutend ab, wie schon aus dem Mineralbestand zu erwarten war. All die erwähnten Tatsachen sprechen dafür, in diesem Granitporphyr ein saures und zugleich jüngeres Differentiat des porphyrischen Tödigranites zu sehen.

ζ) Ganggesteine

Die oben beschriebenen Eruptivgesteine durchsetzen basische Vertreter der Ganggesteine (Porphyrite) und saure (Aplite, Pegmatite). Die Letzterwähnten treten zur Hauptsache in der Kontaktzone auf (siehe hierüber S. 30 u. f.).

Porphyrite von dunkelgrüner Farbe bilden stark geschieferte Gänge von 1—2 dm Mächtigkeit. U. d. M. erkennt man eine dichte, feinkristalline, aus Sericit, Plagioklas, Chlorit, Calcit, Epidot und wenig Quarz aufgebaute Grundmasse. Dazu kommen Titanit, Zirkon, Leukoxen und Erz. In der dichten sericito-chloritischen Grundmasse, welche parallel verlaufende Sericitzüge durchziehen, sind kleine, idiomorphe Plagioklaseinsprenglinge eingestreut. Die Andeklas-kristalle messen etwa 0,35 bis 0,12 mm. Sekundärer Quarz ist nestartig angereichert.

Der Chlorit dürfte aus Hornblende entstanden sein und somit dürfte es sich um nachträglich veränderten Hornblendeporphyr handeln.

An weiteren Ganggesteinen wären die bereits erwähnten Verquarzungszonen (S. 23) und die Calcit-Pyritgänge zu nennen (S. 37). Ausserdem durchkreuzen bald da, bald dort meist nur einige cm mächtige Quarzadern oder Quarzzerrisse die Tödigranitmasse.

3. Kontaktzone

Die in Frage stehende Kontaktzone umfasst Anstehendes am Bifertengletscherende selbst und links und rechts zu dessen linken Seitenmoräne. Der relativ kleine Komplex ist aber in petrographischer Hinsicht sehr aufschlussreich. In diesem Punkte erweist sich die Arbeit von B. G. ESCHER (Lit. 25, S. 116) als unvollständig. Sehr kurz wird dort ein Pegmatitgang der Ölplanggen (eine genaue Lo-

kalitätsangabe fehlt) erwähnt, welcher in dem Nebengestein (Carbon-sandstein) charakteristische Kontakterscheinungen erzeugte. Auf Seite 121 der zitierten Arbeit wird der so zu einem Hornfels gewordene Carbonsandstein kurz makroskopisch und mikroskopisch beschrieben und das Wesentliche hervorgehoben. Im übrigen wird aber das ganze Phänomen der Kontaktmetamorphose nicht in einem richtigen geologisch - petrographischen Zusammenhang diskutiert. So müssen

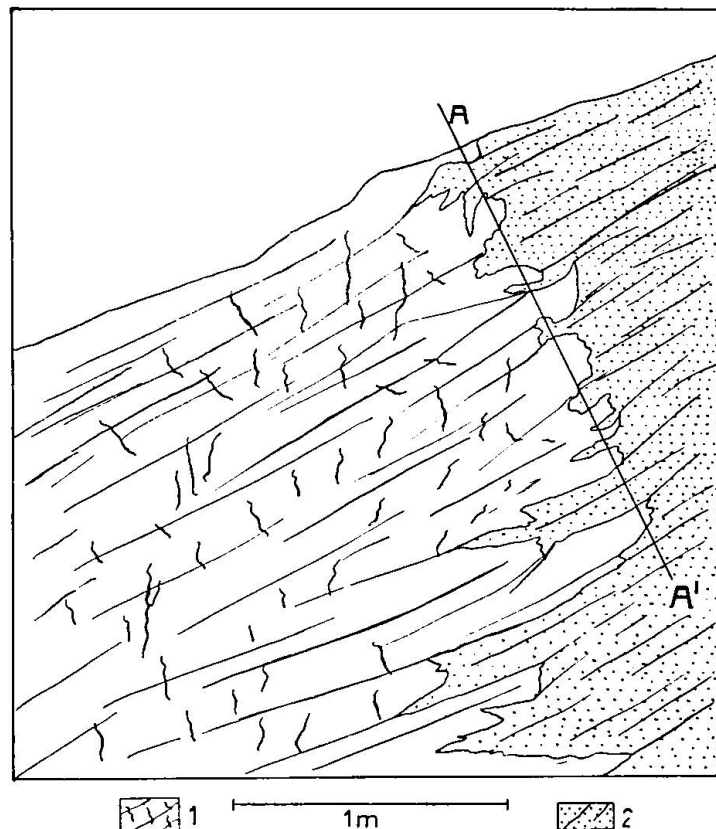


Fig. 5. Typische Kontaktverhältnisse zwischen Knotenschiefer (rechts) und Granitporphyr (links) am Bifertengletscher. 1. Stark verscherter Granitporphyr mit feinsten Calcit-zerrklüften. 2. Tektonisch ebenfalls intensiv beanspruchter Knotenschiefer. Anschliffe in Ebenen \perp senkrecht zur Zeichenebene mit Spur gemäss Linie AA' zeigen Pseudobrecciencharakter.

eigenartige Annahmen gemacht werden, um z. B. die Kontaktmetamorphose des Carbonkonglomerates auf dem Bifertenalpeli zu stützen. Wir fanden, dass es sich bei diesen Carbonkonglomeraten um ein jüngeres Abtragungsprodukt handelt, das u. a. auch Gerölle des unten zu beschreibenden turmalinführenden, kontaktmetamorphen Glimmerhornfelses enthält.

Das Wesentliche der Kontaktzone ist, dass darin Eruptivgesteine, Ganggesteine und metamorphe Sedimente eng miteinander vergesell-

schaftet auftreten. Wie unten näher dargelegt wird, handelt es sich um kontaktmetamorph veränderte alte Sedimente (älter als der Tödigranit), und zwar um Glimmerhornfelse und Knotenschiefer. Einmal ist ein primärer Eruptivkontakt zwischen dem bereits besprochenen Granitporphyr und dem Glimmerhornfels zu beobachten. Dann grenzt Muskovitaplit (z. T. Muskovitpegmatit) gegen den Glimmerhornfels. Diese Ganggesteine durchschlagen ihrerseits als jüngere Bildungen den Granitporphyr (der Tödigranit *sensu stricto* fehlt hier). Die Mächtigkeit der Ganggesteine, die sich oft selbst durchkreuzen und gewunden verlaufen, schwankt zwischen Metern und Dezimetern.

Bei den grobkörnigen Muskovitpegmatiten handelt es sich um echte, pegmatitisch-pneumatolytische Bildungen mit grossblättrigen Muskoviten. Andere schmale Pegmatitgängchen, die bald parallel der alten Sedimentschichtung der Glimmerhornfelse verlaufen oder in bizarren Windungen durch sie hindurchgehen, führen schwarzen Turmalin; es ist ein sog. Turmalinpegmatit. Damit besteht die Annahme, in dem Granitporphyr + Ganggefölschaft die Ursache der Kontaktmetamorphose der vor- bis frühcarbonischen Sedimente zu sehen, zu Recht.

Die schönsten Aufschlüsse finden sich in unmittelbarer Nähe der Fridolinshütte (S. A. C.)¹⁰⁾.

Die Begrenzung zwischen Granitporphyr einerseits und Glimmerhornfels oder Knotenschiefer andererseits ist eine recht eigentümliche. Die Grenzlinie nimmt einen den Ammonitensuturlinien analogen Verlauf (siehe Fig. 5). In unmittelbarer Nähe des Kontaktes lassen die Gesteine Spuren intensiver Verscherung erkennen. Durch Gletscherschliffe geschaffene Felsöberflächen entlang der Linie AA' (Fig. 5) können Bilder von Breccien oder Konglomeraten vortäuschen. In jedem Fall ist aber mit Sicherheit ein primärer (Intrusiv)-Kontakt zwischen Eruptivgestein und Sediment nachweisbar.

Anschliessend folgt eine Beschreibung von Gesteinen der Kontaktzone.

¹⁰⁾ Man steigt entlang dem Tälchen nördlich der alten Hütte von der neuen Hütte in SE-Richtung direkt gegen die linke Seitenmoräne hinab und übersteigt diese. Schon auf der dem Gletscher zugewendeten Seite, aber ganz besonders in all den Felsen gegen den stetig rückläufigen Gletscher hinab finden wir die prachtvoll frischen, meist glatt geschliffenen Aufschlüsse. Wenn man die gletschernahen Felsen studieren will, ist Vorsicht auf etwaige Eisabbrüche am Platze.

a) Muskovitaplit

Schmalere oder breitere, vielfach gekrümmte Muskovitaplitadern durchziehen sämtliche Gesteinsarten der Kontaktzone.

U. d. M. konstatieren wir im Mittel als Mineralbestand (zur Untersuchung dienten u. a. die Schliffe 38 Bi 136 Gangmitte, 38 Bi 135 b, 1. Grenze gegen Quarzband, 2. Quarzband selbst):

H.G. Quarz	N.G. Sericit, Calcit, Chlorit, Epidot
Plagioklas	Zirkon, Apatit, Orthit
Kalifeldspat	Erze: Pyrit, Leukoxen.
Muskovit	

Struktur: Panallotriomorph körnig (durch tektonische Einflüsse oft undeutlich).

Textur: Massig.

Ausser deutlich verzahntem Quarz mit Pflasterstruktur, der Muskovit bis auf kleine Relikte verdrängen kann, stellt sich auf Scherzonen Sandquarz ein. Albiklas zeigt Merkmale von Zersetzung und Kataklyse. Schlecht idiomorpher, perthitischer Kalifeldspat tritt zurück. Muskovit erscheint in ausgefranzten, fetzenartigen Individuen. Nach E. TRÖGER (Lit. 115, S. 314) gilt die Bezeichnung Muskovitaplit.

Beim Betrachten von Schliffen, umfassend Gangmitte + Gangrand eines Muskovitaplites, erkennt man eine 0,5—0,8 mm breite Quarzlage, die eine Verbindung zwischen Gang und Glimmerhornfels (= Nebengestein) herstellt. Dieses, vorwiegend aus verzahntem Quarz, Calcit und Sericit bestehende „Salband“ dürfte einen letzten hydrothermalen Nachschub darstellen.

In diesem Zusammenhang sind hydrothermale Quarz-Calcit-Chlorit-Gänge zu erwähnen, die Muskovit-Aplit und Knotenschiefer quer durchschlagen. Es sind zweierlei Gangtypen zu unterscheiden.

Einmal treten überall in der Kontaktzone meist schmale Quarz-Chlorit-Zerrklüfte auf. Die Gänge dagegen, welche Quarz, Calcit und Chlorit führen, lassen sich auf mehrere m hin verfolgen. Soweit die Aufschlussverhältnisse eine Beurteilung erlauben, handelt es sich um Gänge und nicht um Zerrklüfte. Ihre Mächtigkeit schwillt bis zu 70 cm an und nimmt nach einigen m wieder auf wenige cm ab. Quarz und Chlorit kommen zusammen in den breiten Gangbereichen, Quarz und Calcit dagegen in den schmalen Partien vor. Die klar und flächenarm (hex. Prisma, Rhomboeder; Trapezoeder nur sehr klein und selten) ausgebildeten Quarzkristalle der breiten Gangpartien werden bis zu 13 cm lang und 8 cm dick. Da-

neben sind bedeutend kleinere Individuen (wenige cm) recht zahlreich. Im Gegensatz zu den S. 23 beschriebenen Gangbildungen dürfte diese hydrothermale Quarz-Calcit-Chlorit-Paragenese am ehesten mit der tertiären Alpenfaltung im Zusammenhang stehen.

β) Muskovitpegmatit

Streng betrachtet kommen die Muskovitpegmatite nicht als gesonderte Gänge vor, sondern stellen bloss pegmatitisch ausgebildete Linsen innerhalb des Aplites dar. Wir finden nicht selten solche Pegmatite, deren Muskovittafeln grösser als 1 cm² werden. Derartige Handstücke lassen schon ohne Lupe echte Pegmatitstruktur erkennen. Neben stark sericitisierten, grünlichen Plagioklasen zeigen Schiffe analogen Mineralbestand wie die Muskovitaplite.

γ) Glimmerhornfels, Knotenschiefer und Turmalinpegmatit

Eine nähere Betrachtung ergibt, dass sich vornehmlich zwei Typen unterscheiden lassen, wenn man von allen untergeordneten Einflüssen, wie Verwitterung und verschiedenem Anschliff durch den Gletscher absieht.

Glimmerhornfelse sind am häufigsten, während der zweite Typ, die Knotenschiefer, eine untergeordnete Rolle spielen.

Auf Alp Rusein hat FR. WEBER (Lit. 130) Knotenschiefer kartiert. Nach einem Besuche dieser Lokalität und der mikroskopischen Durchsicht des dort gesammelten Materials erlauben wir uns aber noch keine endgültige Stellungnahme. Neben vielen Analogien gelang es uns bis jetzt nicht, hier etwa Turmalinpegmatite als Ursache für Kontaktmetamorphose nachzuweisen. Ebenso sind Alter und Genese des unmittelbar südlich an die Knotenschiefer grenzenden Konglomeratgneises unklar.

Die von E. TRUNINGER (Lit. 116, S. 51) beschriebenen Kontaktsandsteine dürfen wegen andersartiger geologischer Lagerung nicht zum Vergleich mit den Glimmerhornfelsen der Kontaktzone am Bifertengletscher herangezogen werden.

Glimmerhornfels. Frische Proben sind in der unmittelbaren Nähe des Bifertengletschers zu sammeln. Erst nach dem Studium dieser Lokalität können die Gesteine der Kontaktzone östlich vom Weg der Fridolinshütte zur Grünhornhütte richtig verstanden werden. Im Gegensatz zu B. G. ESCHER (Lit. 25, S. 154) handelt es sich da überall um Gesteinstypen der Kontaktzone; am Seelein z. B. um Aplit und Knotenschiefer (etwas verwittert). Die Probe des chemisch untersuchten Glimmerhornfelses (38 Bi 160 a), vgl. S. 38, stammt aus den Felsen wenig westlich über dem Gletscher (ca. 75 m über den Felsen am Gletscherende, unweit des Turmalinpegmatits).

In einer schmutzigolivgrünen „Grundmasse“ verlaufen schmale, mm—cm breite, graublaue Bänder. Diese Bänderung entsteht, weil sich graublaue, ovale, $\pm 1-2$ mm² grosse Knötchen ganz dicht scharen und uns makroskopisch als einheitliches Band erscheinen. Die olivgrüne „Grundmasse“ ist bald knötchenfrei, bald mehr oder weniger dicht damit besetzt. Daneben glitzern viele kleine hell-weiße Glimmerschüppchen auf.

An einzelnen Stellen kam es zur Anreicherung von Pyrit, allein oder mit andern Mineralien auf Gängen, Knauern, Knollen oder auf Rissen (s. Fig. 6).

U. d. M. ermitteln wir als Mineralbestand:

H.G. Quarz

Muskovit

Andalusit (?)

Cordierit

N.G. Turmalin

Chlorit-Biotit

Apatit, Zirkon

Calcit

Organ. Substanz (Graphit z. T.) = Kohliges Pigment in Andalusit .
und Cordierit angereichert

Sericit

Plagioklas und Orthoklas

Erze: Pyrit, Magnetit (?), Rutil, Leukoxen, Sagenit

U.G. Granat

Hämatit.

Struktur: Hornfels- oder typische Bienenwabenstruktur.

Textur: \pm schiefrig.

Quarz: Die in der Korngrösse wenig schwankenden Quarzkörner (0,05—0,15 mm) sind stark gerundet, selten polygonal begrenzt, durchwegs ungetrübt und frei von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen. Muskovit: Die Muskovite haben lappige Begrenzung und sind von Quarz durchlöchert, sog. Siebstruktur. Ab und zu enthalten einzelne Muskovite schmale Lamellen, die aus Biotit- oder Chloritsubstanz bestehen; isolierte Biotitkristalle jedoch sind selten. Muskovitreiche Lagen wechseln mit muskovitarmen bis -freien. Nach V. M. GOLDSCHMIDT (Lit. 32, S. 134) tritt Muskovit in den tonerdereichsten Hornfelsen auf. Die Analyse bestätigt den hohen Aluminiumgehalt (S. 38). Dort finden sich auch weitere Angaben über die Einordnung dieses Sedimentes, das primär eine Wechsellagerung von mehr sandigen oder mehr tonigen Lagen aufgewiesen hat. Andalusit: Die blaugrauen Knötchen, die keinem Glimmerhornfels ganz fehlen, müssen mit grosser Wahrscheinlichkeit für ehemaligen Andalusit gehalten werden. Die Andalusitsubstanz selbst ist nirgends mehr erhalten. Die bald annähernd rechteckig, bald mehr oval-elliptisch umgrenzten Knötchen bestehen zum grossen Teil aus einem feinsten Gemenge von Sericit. Darin finden sich kleine, schwarz bis olivbraun

durchscheinende Schüppchen. Es wird sich um kohlige Substanz (z. T. Graphit) handeln. Einschlüsse von derartig kohligem Pigment in Andalusit sind bekannt. Im Schliff eines Andalusit-Hornfelses aus Andlau (Nr. 20 der Systematischen Gesteinssammlung Voigt und Hochgesang) enthält Andalusit genau die gleichen Schüppchen. Zudem stimmen Andalusithornfelse von Andlau sowohl makroskopisch wie mikroskopisch weitgehend mit unsern Proben überein (Lit. 98). Bereits in dem Andlauer Gestein zeigen die Andalusite beginnende Sericitisierungen. Dislokationsmetamorphose hat die Andalusitsubstanz völlig zerstört. Analogie besteht auch zu Glimmerhornfelsen aus Sachsen, z. B. zu denjenigen von Zuschendorf bei Pirna, Seidewitztal. Cordierit: In den meisten Schliffen konnten trotz erheblicher Pinitisierung vom Rande

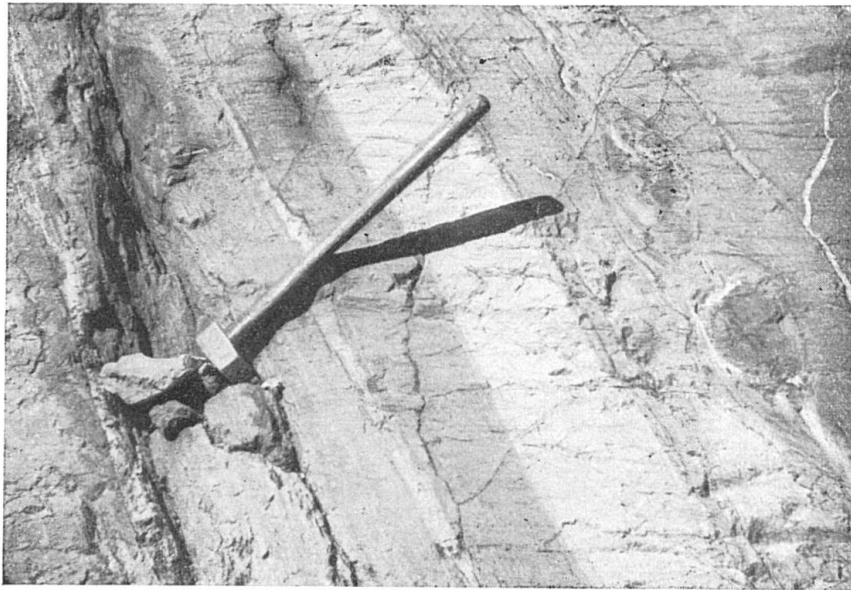


Fig. 6. In gebändertem Glimmerhornfels erscheinen schmale Calcitadern, z. T. Zerrisse (ganz hell). Die zwei dunklen, ovalartigen Bereiche stellen Pyritanreicherungen dar (rechte untere Bildhälfte).

der Mineralkörner her noch teilweise erhaltene Cordieritkristalle nachgewiesen werden. Die Lichtbrechung der Cordierite ist tatsächlich etwas geringer als für Quarz. Bei gekreuzten Nicols zeigen die lappigen Kristallschnitte niedrig graue Interferenzfarben und sind optisch zweiachsig positiv. Einzelne der vorliegenden Cordierite haben schwachen Pleochroismus, wechselnd zwischen farblos und schwach gelblich. In der Regel fehlt den Cordieriten die Eigenfarbe¹¹⁾. Turmalin: Kleine Turmalinnädelchen (0,10 mm parallel c und $\pm 0,02$ mm senkrecht c) verteilen sich auf den ganzen Schliff. Pleochroismus ist gut wahrnehmbar: $n_\alpha = \varepsilon$ = gelblich, $n_\gamma = \omega$ = braun.

¹¹⁾ Eine Verwechslung mit Quarz oder Muskovit ist ausgeschlossen; Muskovit hat keinen so grossen Achsenwinkel. Eine Messung von Lichtbrechung und Achsenwinkel ist bei der Kleinheit der Kristalle unmöglich; die optischen Daten allein sind zur näheren Charakterisierung nicht besonders geeignet, da die unzersetzten Cordierite selbst starke Schwankungen aufweisen.

Durch den Nachweis von Turmalin, Muskovit, Cordierit und relikthaftem Andalusit ist die Kontaktmetamorphose weitgehend bewiesen.

Organische Substanz: Die organische Substanz (Graphit z. T.) verteilt sich über das ganze Gestein. Sie reichert sich ganz besonders im Andalusit und Cordierit an. Manchmal hält es nicht leicht, die kohlige Substanz von feinsten Erzpartikeln (Pyrit) zu unterscheiden. Sericit: Die sericitischen Neubildungen begleiten den Andalusit, Cordierit, Chlorit und Muskovit. Plagioklas und Orthoklas: Plagioklas ist häufig, Orthoklas selten. Die Feldspäte sind in erster Linie in den Partien der Glimmerhornfelse

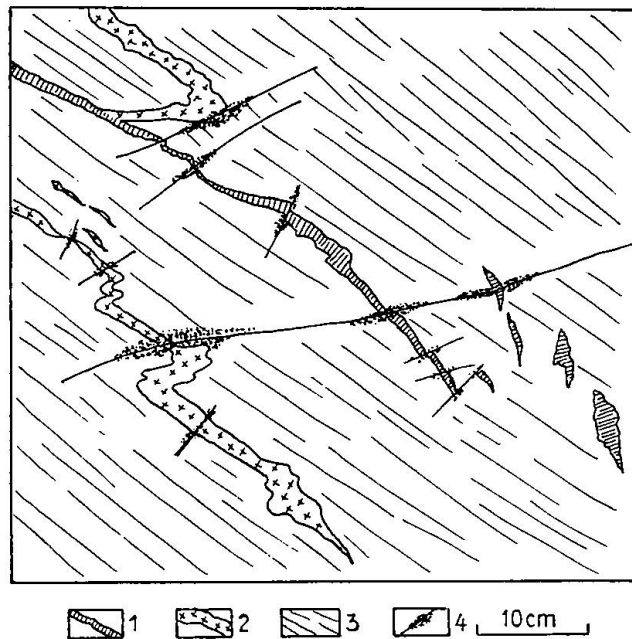


Fig. 7. In den vom Bifertengletscher glatt geschliffenen Felsen durchdringen Turmalinpegmatit und Calcitgängen den Glimmerhornfels an seinem NW-Ende. 1. Calcitgängen und Zerrisse. 2. Turmalinpegmatit. 3. Gebänderter, pyritführender Glimmerhornfels. 4. Klüfte. Die Pyritanreicherung hält sich an die Durchkreuzungsstellen Gang - Kluft.

und der Knotenschiefer (vgl. Schliff 38 Bi 98) zu finden, die unmittelbar an Granitporphyr grenzen. Mit zunehmender Entfernung vom Granitporphyr nimmt der Feldspatgehalt ab. Pyrit: Recht grosse, unregelmässig geformte Pyrite werden von faserigem Chlorit begleitet; sie bilden zusammen Gängen, die ihre Entstehung letzten hydrothermalen Phasen der Kontaktmetamorphose verdanken (s. auch S. 37). Staubbörmiger Pyrit verteilt sich über den ganzen Schliff, während er im Andalusit zusammen mit organisch-graphitischer Substanz vorkommt.

Knotenschiefer. Das ausgesprochen schiefrige Gestein mit seiner wellig-knotigen Oberfläche erscheint dunkel bis blaugrau, selten grünlich. Einzelne Mineralien können auch mit der Lupe nicht erkannt werden; das Gestein ist völlig dicht.

U. d. M. sehen wir das Bild eines tektonisch stark beanspruchten, verscherten Gesteins. Die Grenzen der Knoten sind fast ganz verwischt. Muskovitkristalle oder grössere Quarzkristalle fehlen. Den Hauptteil bilden feinsten Quarz, Chlorit und Sericit. Die dunklere Farbe kommt durch fein verteiltes organisches Pigment, Chlorit und Erzstaub zustande. Einzig einige Zentren mit grösseren Quarz-, Calcit- oder Andalusit-Kristallen, Knötchen bildend, stellen einen Unter-

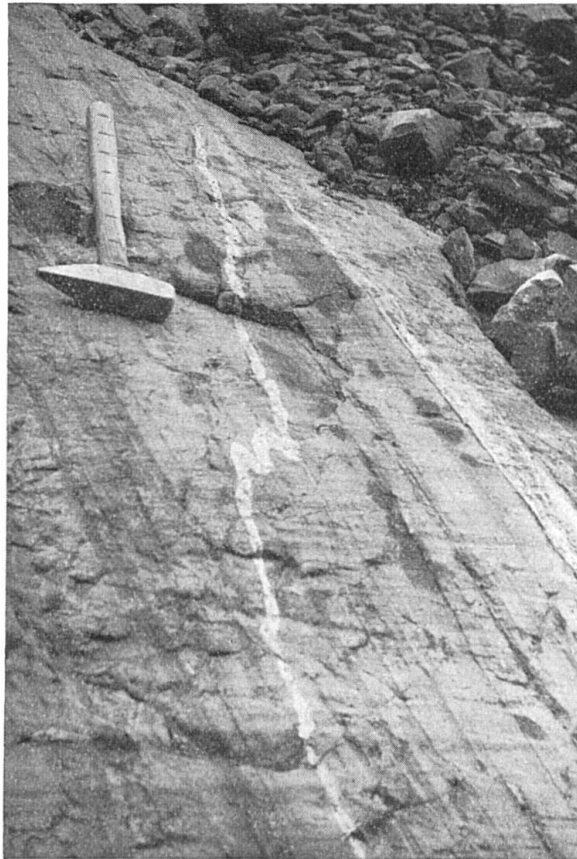


Fig. 8. Ein 2—3 cm mächtiger Turmalinpegmatit (hell) durchsetzt den gebänderten Glimmerhornfels (NW in den Felsen oberhalb des Bifertenglatscherendes). 1 Skalenteil des Hammerstiels = 5 cm.

bruch in der dichten Mineralmasse dar. Der Plagioklasgehalt nimmt mit zunehmender Entfernung vom Granitporphyr ab. Die intensive Beanspruchung des Gesteins auf Scherung — besonders in Granitporphyrkontaktnähe — hatte eine restlose Sericitisierung der Andalusite und Cordierite zur Folge. Die dunklen Knotenschiefer stellen eine dislokationsmetamorphe Fazies der relativ grobkörnigen Glimmerhornfelse dar.

Turmalinpegmatit. Den sprechendsten Beweis für Kontaktmetamorphose finden wir in dem Auftreten von Turmalinpegmatitgängen. Sie erreichen meist nur eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern (1—3 cm). Wie aus den Figuren 7 und 8 hervorgeht, verlaufen sie bald annähernd parallel der Glimmerhornfelsbänderung, bald quer dazu; ihre Breite schwillt an und ab. Die Grenze Gang-Nebengestein ist keine scharfe. Entlang von Rissen und Bruchstellen konnte die an leichtflüchtigen Stoffen reiche Lösung wandern und so vor allem beiderseits des Ganges, aber auch in dessen

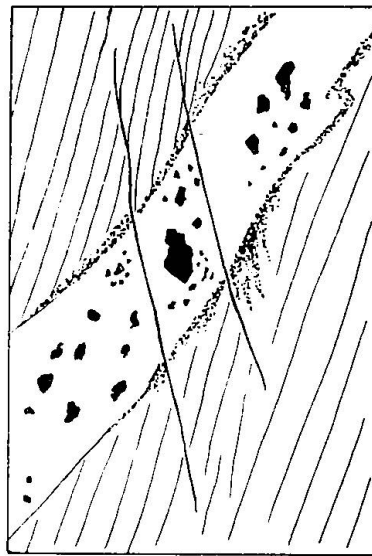


Fig. 9. Übergreifen von Turmalin (schwarze Flecken) eines Turmalinpegmatites auf Nebengestein (Glimmerhornfels).

näherer Umgebung, also im Nebengestein, Turmalin absetzen (Fig. 9). Aus Fig. 7 ist ersichtlich, dass ein Turmalinpegmatit-Gang an einen Calcitgang grenzt. Soweit der Aufschluss eine Entscheidung erlaubt, scheint die Calcitader als jüngere Bildung den Turmalin-gang zu kreuzen.

U. d. M. zeigt der Pegmatit folgende Mineralien (Schliff 38 Bi 158):

H.G. Quarz
Turmalin
Muskovit
Plagioklas

N.G. Calcit, Sericit, Chlorit
Apatit, Zirkon, Granat (?)
Erze: Pyrit, Hämatit.

Der Quarz bildet recht grosse xenomorphe Kristalle, oft mit BÖHM-scher Streifung, oder feinkörnige, pyritführende Gängchen. Der an Pyrit-kristalle ankristallisierte Quarz kann sich zu einem ganzen System schmaler Fransen entwickeln. Derart erzführende Quarzadern bilden die Grenze zwi-

schen Glimmerhornfels und Pegmatit. Offenbar benutzten die erzhaltigen sauren Lösungen zum Empordringen die mechanisch schwächste Stelle (Diskontinuitätsfläche!). **T u r m a l i n**: Die ursprünglich grossen, einheitlichen Kristalle mit ϵ = gelblich und ω = (gelb)-braun, randlich oft bläulich, sind weitgehend sericitisiert. Die Sericitbildung geht von Pyritgängchen aus, die den Turmalin durchdringen, steht also im Zusammenhang mit der Förderung sulfidischer Lösungen. Die **M u s k o v i t k r i s t a l l e** sind oft sericitisiert. Die grossen **P l a g i o k l a s e** (Albiklas-Oligoklas) zeigen starke Zersetzung. Viel frischere, wenn auch kleinere Plagioklase treten in zahlreichen, idiomorphen Kristallen in der Nähe des Pegmatites in dem Glimmerhornfels auf.

B. G. ESCHER gab bereits eine Deutung der Pyrit- und Quarz-Imprägnation (Lit. 25, S. 153). Unsere Befunde decken sich aber nicht damit. Die Schliffbilder zeigen deutlich, dass die Pyritbildung wohl an den Schluss der ganzen Kontaktmetamorphose fällt, nicht aber das letzte Nachspiel der eruptiven Tätigkeit am Tödi darstellt (s. unten). Der Pyrit durchdringt innerhalb des Pegmatitganges den zackig begrenzten Quarz, das Erz ist also jünger. Das Phänomen der Sericitisierung steht im engen Zusammenhang mit der Pyritförderung.

Überblicken wir die verschiedenen, einzeln erkennbaren Phasen der Kontaktmetamorphose, so ergibt sich folgendes: In einer ersten Phase drangen Granitporphyr und die übrigen Ganggesteine empor. Im Anschluss an die Turmalinpegmatitförderung treten hydrothermale, an CO_2 reiche Lösungen nach oben, es entstehen Calcitadern und Gängchen. Gleichzeitig oder z. T. etwas später folgen sulfidische Lösungen. Die Bildung von Calcit, Calcit-Pyrit, von Pyrit-Quarz, Pyrit-Chlorit (S. 34 und 36) und von „Pyritgängen“ fällt in die Schlussphasen der Kontaktmetamorphose. Pyrit kann in Begleitung von Calcit, Quarz oder Chlorit, vielfach aber *allein*, meist ausgehend von solchen Gängen, Gesteine der Kontaktzone weitgehend durchsetzen. In andern Fällen wiederum setzte sich das Erz entlang von Störungslinien ab und drang auf feinsten Rissen weiter vor. Diese Tatsachen machen die innige Durchtränkung besonders der Glimmerhornfelse und Knotenschiefer, stellenweise aber auch des Granitporphyrs und des Turmalinpegmatites, mit sulfidischer Lösung verständlich.

Zwischen Turmalinpegmatit und Calcitgang besteht eine direkte Kommunikation (vgl. Fig. 7). Die Vermutung, wonach die Durchtränkung mit carbonatischen oder sulfidischen Lösungen zu den Endphasen der Kontaktmetamorphose gehört, wird durch derartige Beobachtungen erhärtet.

Zeitlich sind alle diese Vorgänge früher anzusetzen (\pm Mittel-Carbon, s. S. 40) als B. G. ESCHER annahm. Für uns bildet nicht die Pyritförderung, sondern die Förderung der Quarz-Porphyre im Perm (s. S. 49) den Abschluss der magmatischen Tätigkeit im engeren Sinne. Die andersartige Auffassung B. G. ESCHERS liegt begründet in der Ansicht, der Quarzporphyr (= „Porphyroid“) sei vorhercynisch. Eine Diskussion der oben genannten „Quarz-Imprägnation“ erübrigt sich hier, da die mittel- bis oberkarbonischen Sedimente (s. S. 40, 42, 45) reich an Quarzgängen und Quarzzerrklüften sind.

δ) Chemismus des Glimmerhornfelses

Die chemische Analyse (Probe 38 Bi 160 a) bestätigt die S. 32 bereits vermutete Annahme.

				Zum Vergleich:	
SiO ₂	57.82	si	= 207.4	58.32	Quarz-Muskovit
Al ₂ O ₃	19.81	al	= 41.8	20.00	Chlorit-Phyllit
Fe ₂ O ₃	2.37	fm	= 40.4	2.01	(unverändert)
FeO	5.98	c	= 3.2	4.98	Mittel aus 18 Proben
MgO	2.97	alk	= 14.6	1.85	des Cambrium-Silur;
MnO	0.06	k	= 0.54	0.22	Stavanger
CaO	0.83	mg	= 0.39	0.66	Gebiet (Lit. 99,
Na ₂ O	1.93	ti	= 1.6	1.26	S. 613, Anal 1)
K ₂ O	3.44	p	= 0.1	4.49	
TiO ₂	0.60	c/fm	= 0.08	0.98	
P ₂ O ₅	0.09	qz	= +49.0	0.15	
H ₂ O ⁺	3.90			4.05	
H ₂ O ⁻	0.04			0.05	
CO ₂	0.39			0.43	
Σ	100.23			S 0.06	
Spez. Gew.	2.84			BaO 0.10	
				99.61	

Analytiker: Ing. chem. F. STACHEL.

Nach der Klassifikation von V. M. GOLDSCHMIDT (Lit. 32, S. 146) ordnet sich dieses Gestein in Klasse 1 ein (Andalusit-Cordierit-Hornfelse mit Tonschiefer-Mergelschiefer als Ausgangsprodukt). Die oben zum Vergleich angeführte Analyse eines unveränderten Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllites zeigt grosse Analogie. Ein \pm sandig-toniges Sediment konnte auch in unserem Gebiet durch Kontaktmetamorphose ohne allzu grosse Stoffzufuhr zu dem beschriebenen Glimmerhornfels bzw. Knotenschiefer werden. Nach der von P. NIOGLI (Lit. 86) eingeführten chemischen Klassifikation gehört der chemisch untersuchte Glimmerhornfels in die Gruppe VII, ist also ein Alumosilikatgestein.

4. Nachgranitische Bildungen

Unter nachgranitischen Bildungen verstehen wir zur Zeit des Carbons *sensu lato* entstandene Sedimente und Eruptivgesteine. Die von B. G. ESCHER (Lit. 25, S. 117 u. ff.) gegebene Beschreibung des Carbons des Bifertengrätli ist unvollständig. Den geologischen Tatsachen wird die von FR. WEBER (Lit. 38, II₂, S. 932 u. ff.) vertretene Ansicht gerechter. Es sei daher kurz das Wesentliche an geologischen und petrographischen Daten hervorgehoben, insofern sie für eine richtige Interpretation dieser Gesteinsassoziation notwendig sind.

a) Sedimente

Ein grosser Teil der in Frage stehenden Sedimente klassiert sich nach der Korngrösse ihrer Quarzkristalle in fein- oder grobklastische Typen. Spezielle Sedimentationsbedingungen boten Anlass zur Bildung von Konglomeraten, pflanzenführenden Sedimenten und zwei Gesteinstypen, deren Genese nicht eindeutig herzuleiten war. Über die Verbreitung im Einzelnen sei auf die Karte verwiesen.

Alle die oben erwähnten Sedimente sind nicht kontaktmetamorph beeinflusst worden. Die Sedimententstehung in die Zeit nach dem Empordringen des Tödi Granites *sensu lato* zu verlegen, wird durch diese Tatsache sehr wahrscheinlich gemacht. Genauer gesprochen sind die Sedimente jünger als der Granitporphyr, der seinerseits zum Tödi Granitzyklus gehört (s. S. 20). Wird das Alter des Tödi Granites (inkl. Granitporphyr und Ganggefölschaft) für annähernd mittelcarbonisch angenommen (s. Tabelle 1), dann sind die Sedimente mittel- bis obercarbonisch.

Grosso modo zerfallen die bereits besprochenen oder erwähnten Sedimente der Bifertengletschergegend in solche, die zwischen Devon- (?) bis ungefähr Mittel-Carbon gebildet, dann durch den aufdringenden Granitporphyr (+ Ganggefölschaft) kontaktmetamorph zu Glimmerhornfelsen und Knotenschiefern verändert wurden (S. 31) und in solche, die erst nach dem Empordringen des Granitporphyrs entstanden sind oder jedenfalls ausserhalb seines Kontakthofes lagen. Aus dieser letzterwähnten Aussage folgt, dass unter Umständen ein Teil der Sedimente trotz fehlender Kontaktmetamorphose praegranitisch, d. h. in erster Linie praegranitporphyrisch sein kann. Obschon diese Annahme durch keine konkreten Beobachtungen beweisbar ist, so möchten wir sie gleichwohl diskutiert wissen, um die Alters-

bestimmung der ganzen Sedimentgruppe nicht willkürlich stark einzuengen.

Tabelle 1

Ober- Mittel- Carbon	{	Ablagerung der pflanzenführenden Sedimente (Bifertengrätli).
		Erosion, Sedimentation und weitere magmatische Tätigkeit (z. B. Förderung von Quarzporphyrtuff und Diabas).
Unter- Carbon	{	Empordringen des Tödigranites s. I. + Ganggefolgschaft (Turmalinpegmatit, Muskovitaplit etc.). Granitporphyr (jünger als der porphyrische Tödigranit) bewirkt Kontaktmetamorphose an älteren, sandig-tonigen (devonischen?, oder frühcarbonischen) Sedimenten.

Alle diese nachgranitischen Sedimente unterscheiden sich nicht so sehr in ihrem Mineralbestand als vielmehr durch quantitative Verschiedenheit in der Mineralführung und in der Mineralkorngrösse. Entsprechend dem geschlossenen Einzugsgebiet (als Detrituslieferant kommen in erster Linie in Frage: Tödigranit, Granitporphyr + Ganggefolgschaft, Gesteine der Kontaktzone event. Altkristallin) beherrschen Mineralien wie Quarz, Feldspat, Calcit und „Ton“ (= Sericit vermischt mit feinkörnigem Quarz, Calcit und kohlig-organischer Substanz) das Dünnschliffbild der klastisch-detritischen Sedimente.

Sozusagen in allen unten zu beschreibenden Gesteinstypen (α — ϵ) treten hydrothermale Quarzgänge (meistens steil N-S orientiert) und Quarzerrklüfte (s. auch S. 38) auf (= sog. „Quarzimprägation“ nach B. G. ESCHER). Nicht so sehr die S. 23 erwähnten Vorgänge, sondern eher die tertiäre Alpenfaltung bot den Anlass für ihre Entstehung. Strenge geologische Beweise für tertiäres oder hercynisches (obercarbonisches) Alter fehlen.

Im folgenden sei auf die Lagerungsverhältnisse und auf die petrographischen Eigenschaften der einzelnen unterscheidbaren Typen hingewiesen.

a) Feinklastische Sedimente

Nach ihrem petrographischen Charakter sind diese grauen oder blau bis grauschwarz aussehenden, mehr oder weniger deutlich schief-rigen Sedimente kalkführende Tonschiefer. Die Quarzgeneration im Tonanteil misst 0,03—0,05 mm. Weitaus spärlicher sind Quarze mit Korndurchmessern von 0,30—0,50 mm. Wenn diese

letzterwähnte Generation überwiegt, so nehmen die Sedimente den Charakter von kalkigen Sandsteinen an.

Derartige kalkführende Tonschiefer oder kalkige Sandsteine bilden oft recht schmale keil- oder paketartige Einlagerungen (tektonisch bedingt) im Tödiгранit bzw. im Granitporphyr. Wie bereits S. 24 erwähnt wurde, täuschen sie auf diese Weise Gänge vor. Nach der Ablagerung des Detritus in muldenartigen Vertiefungen der Granit- bzw. der Granitporphyroberfläche half die nachfolgende intensive tektonische Beanspruchung die Vorstellung eines gangartigen Auftretens verstärken.

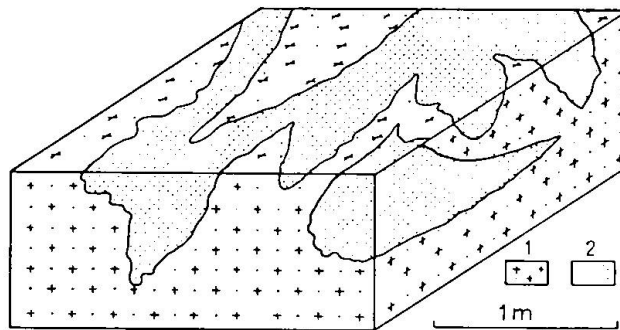


Fig. 10. In den muldenartigen Vertiefungen des in situ verwitterten Tödi-granites (1) sind nachgranitische Sedimente abgelagert worden (2).

Eine andere weitverbreitete Begrenzung vor allem zwischen Granitporphyr und diesen Sedimenten geht aus Fig. 10 hervor. Kalkführende Tonschiefer (vorwiegend) erscheinen als linsenartige Partien mitten in einem Granitporphyr, der weitgehend zersetzt ist. Offenbar war hier die Granitporphyroberfläche einer langandauernden ariden Verwitterung ausgesetzt, welche sich dahin äusserte, dass der Granitporphyr weitgehend aufgelockert wurde, das Gestein an Ort und Stelle in situ verwitterte, noch bevor sich die kalkführenden Tonschiefer ablagerten¹²⁾. Die Grenze zwischen frischem und verwittertem Granitporphyr ist sehr schwer zu ziehen. Herr Prof. HUTTENLOCHER machte mich auf ähnliche Erscheinungen in den Vogesen aufmerksam, wo er Granit bis in Tiefen von vielen Metern in situ aufgelockert beobachtet hatte.

¹²⁾ In Anbetracht der langen Dauer der Carbonperiode, die der Zeit von Lias bis Quartär gleichzusetzen ist, darf ein mehrmaliger Wechsel der geologischen Bedingungen, wie Verwitterung, Erosion, Sedimentation und Faltungsphasen, nicht wundern. Die Zahl der Faltungen wird meist mit zwei angegeben (Lit. 61, S. 366).

Diese letzterwähnte Begrenzungsart zwischen kalkführenden Tonschiefern und Granitporphyr ist an den Felsen direkt NW hinter der Fridolinshütte und in den untern Hängen der Scheibenwand zu beobachten. Kalkführende Tonschiefer der Schneerunse zeigen auffallende Ähnlichkeit mit dunklen, kalkführenden, schiefrigen Gesteinen von Vättis (S. 76).

β) Grobklastische Sedimente

Grobklastische Sedimente von grauem oder grünlichem Aussehen enthalten mehr oder weniger, ca. 1 cm² grosse grauschwarze Tonschieferfragmente. Sie stehen in den Felsen zwischen Grünhornhütte und Schneerunse oder in den südlichen Partien der Scheibenwand an und bilden so eine grössere zusammenhängende Gesteinsmasse (südlich an Tödigranit, bzw. Granitporphyr grenzend). Relativ feinkörnige Partien könnten mit verschertem Granitporphyr (s. S. 24) verwechselt werden, doch beweisen darin eingeschlossene Tonschieferbruchstücke eindeutig den klastisch-detritischen Gesteinscharakter¹³⁾.

Typisch für die grobklastischen Sedimente sind Plagioklas (stark zersetzt), Quarz (vorwiegend grössere Körner; Dihexaederformen häufig), wenig Orthoklas, Calcit, Sericit, Chlorit, Akzessorien und Erz. Gut ausgebildete Schachbrettalbite oder rekristallisierte Calcite (> 0,5 mm Durchmesser) lassen merklichen Stoffaustausch und Umkristallisation vermuten.

In der Nähe der Grünhornhütte durchdringen zahlreiche Quarzzerklüfte (Mittelwerte für Streichen = E-W, für Fallen = Süd oder Nord) die grobklastischen Sedimente.

γ) Zwei Gesteinstypen südlich der Scheibenrunse

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass unmittelbar südlich an die Konglomerate der Scheibenrunse (s. S. 43) eine ca. 200 m breite Zone eines grünlichen, stark umgewandelten Gesteins grenzt. Makroskopisch deutlich wahrnehmbare, weissliche, ± oval-elliptisch geformte konglomeratartige Komponenten verschwinden u. d. M., d. h. sie heben sich von der makroskopisch wahrnehmbaren grünlichen Gesteinspartie nicht mehr ab.

Stark zersetzter Plagioklas, viel Pennin, Quarz, Calcit, reichlich Leukoxen und Akzessorien bei Fehlen irgendwelcher primären

¹³⁾ Im Gegensatz zu L. WEHRLI (Lit. 121, S. 146) sei betont, dass hier nie „Anthrazitgerölle“ als Einschlüsse festgestellt wurden. Bei diesen Bruchstücken handelt es sich um aufgearbeitete kalkige Tonschiefer.

Struktur lassen nicht entscheiden, ob es sich hier um ein Konglomerat oder eine tuffogene Bildung (Schalsteintuff?) handelt.

Noch weiter südlich folgen ganz uncharakteristische graue bis grüngraue nachgranitische Sedimenttypen. Sie bilden die Felsen zwischen Bifertengletscher und Rötidolomit im untern Teil der Scheibenwand. Neben absolut atypischer Struktur und Textur zeigt das Mikroskop Quarz, Calcit (meist \pm nestartig), Chlorit, Sericit, Erz und wenig kleinste, nicht sicher bestimmbare Feldspatindividuen. Die dichten Gesteine gehen nach Süden ohne erkennbare Grenze in die gröberen nachgranitischen Sedimente über (4a, β). Die Dislokationsmetamorphose hat alles primär unterschiedliche gleichgemacht. Es spricht nach unsern Befunden nichts gegen die Annahme, diese Gesteine als feinkörnig klastische Sedimente zu deuten und ebenfalls in die mannigfaltige Gruppe der nachgranitischen Sedimente einzuordnen.

δ) Konglomerate

Konglomeratbänke erreichen Mächtigkeiten bis zu 100 m und sind jeweils gegen die darunter und darüber liegenden nachgranitischen Bildungen nicht scharf begrenzt ¹⁴⁾.

Über die Verbreitung der meist recht groben Konglomerate (Grösse der gerundeten oder auch eckigen Komponenten: wenige mm bis mehrere cm) gibt die Karte Aufschluss. B. G. ESCHER hat die Konglomerate erstmals beschrieben (Lit. 25, S. 123) und leitete ihr nachgranitisches Alter aus dem Auftreten von Tödigranit-Einschlüssen ab. Im Einzelnen sind folgende Konglomeratkomponenten festzustellen:

Tödigranit

Granitporphyr

* stark umgewandelte Ganggesteine (Porphyrite)

Muskovitaplite - Muskovitpegmatite

Glimmerhornfelse und Knotenschiefer

* \pm feinklastische, schiefrige (nachgranitische) Sedimente
Quarzgerölle.

* mengenmässig hervortretend.

Bestandteile des Altkristallins scheinen zu fehlen ¹⁵⁾.

Knotenschiefer und Glimmerhornfelse enthalten die Konglomerate nur in unmittelbarer Nähe der Kontaktzone (z. B. Biferten-

¹⁴⁾ Der ganzen Serie der nachgranitischen Bildungen kommt vielmehr der Charakter einer „série compréhensive“ zu. Einzig das Alter der unten noch zu besprechenden pflanzenführenden Schichten ist stratigraphisch bestimmbar.

¹⁵⁾ In den Schutthalden südlich der Scheibenrunse fanden wir einzig in einem losen Konglomeratstück einen Hornblendit-Einschluss (Amphibolit aus Altkristallin?). Trotz wiederholtem Suchen blieb es bei diesem einzelnen Fund.

alpeli, bei „Fri“ des Wortes Fridolinshütte auf der ESCHER'schen Karte. Siehe auch S. 31).

ε) Pflanzenführende Sedimente

Die stellenweise an Pflanzenabdrücken reichen Sedimente bauen die Felsen des Bifertengrätli bis hinab in die Ölplangge (Synklinale bzw. Carbon-Mulde) und Felspartien in der Scheibenrunse auf. Arbeiten von A. ROTHPLETZ (Lit. 100) und B. G. ESCHER (Lit. 25) beschreiben eingehend die trotz der intensiven Tektonik gut erhaltenen Carbon-Pflanzen. Nach ZEILLER (Lit. 25) haben die pflanzenführenden Sedimente obercarbonisches Alter = oberstes Westphalien (siehe auch FRECH, Lit. 28). Zur Zeit wird die Flora auf Grund von neu-gesammeltem Material durch Herrn Dr. W. J. JONGMANS bestimmt.

Die kriegerischen Ereignisse haben Vergleiche mit dem ESCHER-ZEILLER-schen Originalmaterial und somit endgültige Bestimmungen verunmöglicht. Vorläufig hält W. J. JONGMANS die Schichten für Westfal D, event. bereits für Westfal E. Die Flora ist am ehesten vergleichbar mit derjenigen der Stang-alpe (Ostalpen).

Angaben über die Lagerung und Detailprofile enthält die ESCHER-sche Arbeit (Lit. cit.). Wie dort bemerkt, lösen die einzelnen Gesteinstypen einander auf die mannigfaltigste Art und Weise in horizontaler wie in vertikaler Richtung ab (Linsen oder dünne Bänke bildend). Am besten gibt folgender Satz B. G. ESCHERS (Lit. 25, S. 117) den Gesamtcharakter dieser Sedimente wieder: „Es fehlen jedoch psammitische Carbon-Gesteine, welche gar keinen Anthrazit führen, während umgekehrt der Anthrazitreichtum bis zum Maximum anwachsen kann. Das Gestein besteht dann nur aus Anthrazit.“ Anthrazitreiche Proben wurden chalkographisch untersucht (s. unten).

Nach Arbeiten von V. M. GOLDSCHMIDT (Lit. 33, 34) und K. JOST (Lit. 56) zeichnen sich pflanzenführende Sedimente durch erhöhten Gehalt an seltenen Elementen wie Germanium und Vanadium aus. Leider waren diesbezügliche Untersuchungen nicht möglich.

Im Einzelnen sind innerhalb der Gruppe der pflanzenführenden Sedimente rein willkürlich auf Grund der Quarzkorngrösse folgende Varietäten zu unterscheiden:

Feinklastische Varietät. Die dunkelschwarzen, völlig dichten Schiefer enthalten wesentlich Quarz (0,02—0,11 mm Durchmesser), Glimmer (feinste Sericitschüppchen) und kohlig-organische Substanz.

Mittelklastische Varietät. Die schwarzen, schiefrigen Gesteine enthalten reichlich Pflanzenabdrücke. Mineralien: Quarz

(meist um 0,20 mm Durchmesser), Feldspat (Plagioklas, Orthoklas), Glimmer, Chlorit und kohlig-organische Substanz.

Grobklastische Varietät: Mineralbestand analog der vorangehenden Varietät. Die Quarzdurchmesser scharen sich um zwei Werte: 0,05 mm und 0,20—0,50 mm (Wechselagerung von grob- und relativ feinklastischer Partien).

Allgemein gilt: Die kohlig-organische Substanz tritt besonders reichlich in den grob- und mittelklastischen Varietäten auf. Pflanzenabdrücke findet man am häufigsten in der mittelklastischen Gesteinsvarietät.

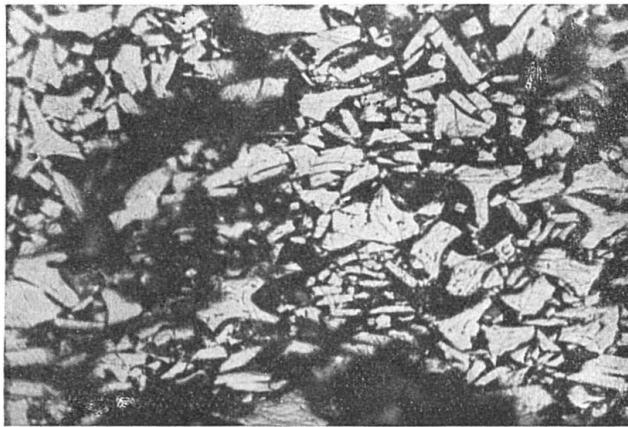


Fig. 11. Anschliff eines pflanzenführenden Sedimentes. Bruchstücke des ehemaligen Zellverbandes (sog. Bogenstruktur zeigend) bestehen aus Graphit (weiss gefärbte Partien der Figur). Quarz und allfälliger Anthrazit sind schwarz, im Auflicht nicht reflektierend. Vergr. = 500 \times .

Sogenannte „anthrazitreiche Partien“ bilden bald da, bald dort dünne Bänke oder Linsen (Mächtigkeit $< 0,5$ m), die reichlich Quarz enthalten (vgl. z. B. Lit. 25, S. 114). In Anschliffen derartiger Proben ist eindeutig Graphit nachweisbar. In Figur 11 entsprechen die hellen Partien Graphitsubstanz. Die eckig oder bogenförmig begrenzten Graphitindividuen werden von nicht oder schlecht reflektierendem Material (Quarz und kohlig Substanz) umgeben.

Eine chemische Voruntersuchung (Probe 38 Bi 87), die ich Ing. chem. F. STACHEL verdanke, ergab:

Anorganische Bestandteile (zur Hauptsache Quarz)	ca. 50 %
Kohlenstoff	ca. 50 %
Ferner relativ viel Fe in hydroxydischer Bindung, wenig Schwefel.	
Prüfung auf Silber: negativ.	

Im Graphit, der deutlichen Reflexionspleochroismus zeigt, erscheinen ausserdem kleinste sternförmige Gebilde, die wohl aus

kolloidal niedergeschlagenem Pyrit bestehen dürften. Nach E. STACH (Lit. 108, S. 117, Fig. 41) spricht die eigenartige Struktur des Graphites (= Bogenstruktur nach STACH) für ursprünglich pflanzliche Zellstruktur, die allerdings nachträglich deformiert wurde. Merkwürdigerweise fehlen dem Graphit grossenteils die üblichen Verbiegungen.

Hinsichtlich der Genese dieser Sedimente ist zusammenfassend zu sagen: Nach B. G. ESCHER (Lit. 25, S. 120—121) reicherten sich Pflanzenreste in Tümpeln an. Sie vermoderten im Laufe der geologischen Zeiträume, wurden sukzessive zu Torf, Braunkohle und schliesslich zu Steinkohle. Erst die tertiäre Dislokationsmetamorphose liess Graphit entstehen.

Die letztgenannte Umwandlung erfolgte wohl über die Zustandsform des Anthrazites und gleichzeitig blieb die ehemalige pflanzliche Zellstruktur teilweise erhalten¹⁶⁾. In Analogie zu steirischen Graphitvorkommen (Lit. 29) ist die Graphitbildung jünger als die Faltung (s. auch S. 96).

In Lit. 121 beschreibt L. WEHRLI u. a. das „Anthrazitvorkommen“ des Bifertengrätli. R. G. KOOPMANS (Lit. 62) geht auf die Strukturverhältnisse verschiedener schweizerischer „Anthrazite“ ein ohne nähere Erörterung des Anthrazit-Graphit-Problems. Wir behalten uns vor, bei Gelegenheit andere schweizerische „Anthrazit“-Vorkommen zu untersuchen. Immerhin scheint uns, es sei für das Vorkommen am Bifertengrätli die Bezeichnung „anthrazitreiche Partie“ (nach ESCHER, WEHRLI, Lit. cit.) durch graphitreiche Partie bzw. durch graphitreiche Gesteine zu ersetzen. Carbonische Graphitschiefer aus den Schweizer Alpen hat neulich A. GANSSER (Lit. 30) beschrieben.

b) Magmatische Gesteine

In engem geologischen Verbande mit den nachgranitischen Sedimenten treten magmatische Gesteine von gleichem oder etwas jüngerem Alter als das sie umgebende Sediment auf.

α) Aschentuffartige Bildungen

Ein vereinzelter kleiner Aufschluss unterhalb der linken Seitenmoräne des Hinterrötifirns zeigt ein Alternieren von gröberen mit feinsten, dichten Aschen-

¹⁶⁾ Zum Teil dürfte das nur schlecht polierbare Material aus nicht umgewandeltem Anthrazit bestehen. In diesem Zusammenhang sei übrigens bemerkt, dass der ESCHER'sche Anthrazitnachweis auf einem Irrtum beruht. Wir stellten nach Tagen eine merkliche Änderung im Farbton der mit Chromsäurelösung (nach WIESNER) versetzten feingepulverten Gesteinsprobe fest, was einzig die Anwesenheit von \pm oxydierbaren Stoffen beweist (vgl. Lit. 124).

tufflagen. U. d. M. sind in einer feinstkörnigen Quarz-Sericit-Chlorit-Grundmasse unregelmässig-eckig begrenzte Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas zu beobachten.

β) Quarzporphyrtuffe

Beobachtungen an den vom Vorderrötifirn glattgeschliffenen Felsen in den oberen Partien der Röti zeigen deutlich, wie Tuffmaterial mit bereits vorhandenen klastischen Sedimenten (meist reich an kohlig-organischer Substanz) intensiv vermischt wurde (kleine oder auch bis m lange Sedimentlinsen im Tuff). Spuren von Kontaktmetamorphose fehlen. Die hier zu beschreibenden Tuffe stimmen mit solchen des Triftgebietes überein (Vergleich mit den durch Dr. PFLUGSHAUPT gesammelten und im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern deponierten Proben).

U. d. M. ergibt sich folgender Mineralbestand:

H.G. Plagioklas (wenig Orthoklas)

Quarz

Chlorit in wechselnden Mengen

N.G. Sericit, Calcit, Epidot, Apatit, Zirkon, Leukoxen, Rutil, Pyrit, Limonit.

Struktur: Porphyroblastisch-fluidal.

Textur: ± massig.

Durchwegs ist der Albiklas stark umgewandelt und der Orthoklas enthält reichlich Chlorit und Calcit. Quarz bildet kleinste Körner in der Grundmasse oder hat Dihexaederform. Sekundär oder in hydrothermaler Spätphase entstandener Quarz zusammen mit Chlorit bildet schmale Gängchen, die auch in die Sedimentanteile eindringen.

Etwas nördlich von dem oben beschriebenen Aufschluss erscheinen blauschwarze, stark schiefrige Sedimente als zwei ca. 10 m breite und ca. 50 m lange Züge in Quarzporphyrtuff, nicht, wie auf der Karte von FR. WEBER (Lit. 130) irrtümlich angegeben, in Granit. Sie unterscheiden sich von den oben erwähnten Linsen einzig durch geringeren Gehalt an kohlig-organischer Substanz und entsprechen den feinstklastischen, pflanzenführenden Sedimenten ¹⁷⁾.

Chemische Daten

Die von FR. WEBER in Lit. 83, Seite 124 angeführte Analyse eines Quarzporphyrs dürfte nach mündlicher Mitteilung des genannten Autors unserem Quarzporphyrtuff entsprechen. Ein Vergleich der

¹⁷⁾ Vergleichende Schliffstudien zeigen allerdings, dass die von anderen Autoren (Lit. 93) als carbonische Aschentuffe beschriebenen Gesteine diesen Sedimenten ähnlich sind.

Handstücke war allerdings nicht möglich. Unter diesen Vorbehalten teilen wir die folgende Analyse mit:

SiO ₂	72.00	si	381
Al ₂ O ₃	14.23	al	44
Fe ₂ O ₃	1.40	fm	8
FeO	0.17	c	16
MgO	0.22	alk	32
CaO	2.84	k	0.22
Na ₂ O	4.90	mg	0.20
K ₂ O	2.14	ti	2.5
TiO ₂	0.63	h	12.5
H ₂ O ⁺	0.71	co ₂	9.5
H ₂ O ⁻	Sp.	c/fm	2.0
CO ₂	1.31	Magma: si-oligoklasitisch	
Σ	100.55	Analytiker: R. L. PARKER.	

γ) Diabasstock

Mitten im Moränenschutt des Vorderrötifirns (300 m WNW des beschriebenen Quarzporphyrtuffvorkommens) steht ein von B. G. ESCHER und FR. WEBER nicht verzeichneter Diabasstock mit ausgeprägter parallelepipedischer Absonderungsform an. Über sein Alter sind keine sicheren Angaben zu machen, da er rings herum von Schutt umgeben wird. Seine Beziehungen zu Gesteinen des Carbons sind engere als etwa zu den permischen Bildungen (s. S. 49), weshalb wir in ihm ein carbonisches Ergussgestein vermuten.

Makroskopisch sieht man in dem feinkörnigen grünen Diabas bis 2 mm lange Plagioklasleisten aufleuchten. Die femischen Gemengteile sind trotz des scheinbar frischen Aussehens des Gesteins stark chloritisiert.

U. d. M. zeigt Schliff 36 Bi 41:

H.G. Plagioklas, Chlorit

N.G. Epidot, Calcit, Sericit, Apatit, Titanit, wenig Quarz, ferner Rutil, Leukoxen.

Plagioklas- und Chlorit-Einsprenglinge unterbrechen die Grundmasse, welche aus kleinsten Plagioklaskriställchen, Chlorit und Nebengemengteilen besteht.

Struktur: Ophitisch.

Textur: Dicht-massig.

Der Plagioklas ist meist zersetzt. Weniger stark umgewandelte Plagioklase bestimmen sich zu Andesin-Andeklas. Die Umgrenzung der Chlorit-Einsprenglinge (Pennin) deutet auf Herkunft aus früherem Pyroxen event. aus Hornblende. Häufig verdrängt Calcit den zonar gebauten Chlorit.

In Anbetracht der starken Umwandlung des Diabases wurde vorläufig auf eine chemische Analyse verzichtet.

5. Permische Bildungen

Nördlich an das Altkristallin grenzt eine unter dem Namen „permische Bildungen“ zusammengefasste Gesteinsgruppe. Figur 12 stellt die typischen Lagerungsverhältnisse (Selbsanftwand nördlich ob Hintersand) dar. Südlich der ausgesprochenen Dislokationslinie AA' (Fig. 12) bildet eine 2—7 m mächtige Permschicht (s. auch S. 6)

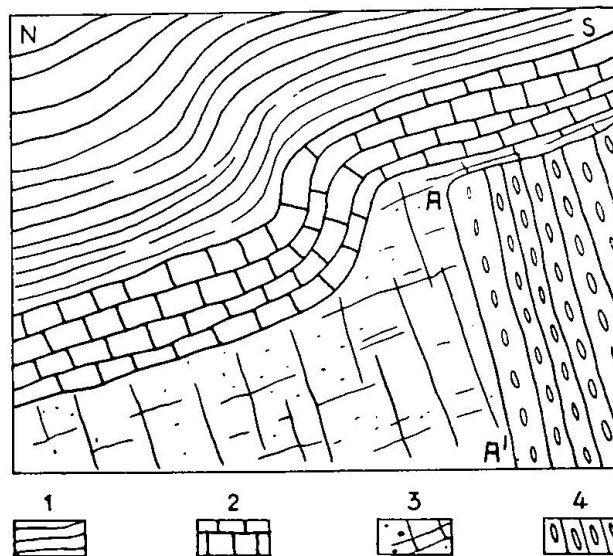


Fig. 12. In der Selbsanftwand nördlich ob Hintersand wird das Altkristallin diskordant durch permische Sedimentschicht überlagert, die sich gegen Norden zu einer mächtigen Perm-masse ausweitet. Darüber liegt die helvetische Sedimentserie Trias bis Tertiär. AA' = ausgeprägte Diskordanzlinie. 1. Malm-Dogger. 2. Rötidolomit. 3. Permische Bildungen. 4. Altkristallin.

die diskordante Auflagerung des Altkristallins. D. h. im Fenster des Bifertengletschers, sowie in denen von Limmernboden (S. 59) und Vättis (S. 77) wird immer das steil S-SE fallende und fossil verwitterte Kristallin von einer derartigen klastisch-detritischen, permischen Sedimentschicht diskordant bedeckt¹⁸⁾. Über letzterer folgt die normale helvetische Serie Trias-Tertiär. Nördlich der Linie AA' geht die Permschicht ohne irgendwelche erkennbare Grenze in eine sackartig sich mächtig ausweitende Gesteinsmasse über. Im Einzelnen stellt man folgende Gesteinsarten fest:

Klastisch-sedimentäres Perm,

¹⁸⁾ Näheres zur Altersbestimmung s. Seite 77 u. f.

Quarzporphyr, Melaphyr und die unten näher zu kennzeichnenden Konvergenztypen.

Auch nach eingehenden Geländebegehungen und Schliffstudien war es unmöglich, die einzelnen Gesteinsarten (abgesehen vom Melaphyr) gegeneinander auf der Karte abzugrenzen. Versuche, eindeutige physiographische Merkmale für Quarzporphyre zu erhalten, misslingen. Vielmehr zeigt eine Durchsicht der Literatur (Lit. 1, 13, 65, 66, 72, 73, 102, 103), wie viele Fragen hinsichtlich der Quarzporphyre in alpinen Zentralmassiven unabgeklärt sind.

Nachstehend sei das Typische dieser permischen Bildungen hervorgehoben und nachher eine genetische Deutung versucht.

a) Quarzporphyre

Quarzporphyre zeigen u. d. M. etwa folgenden Mineralbestand¹⁹⁾:

H.G. Kalifeldspat (Orthoklas)

Plagioklas (Albiklas)

Quarz

N.G. Calcit, Sericit, Chlorit, Epidot, Zirkon, Titanit, Pyrit, Magnetit, Rutil, Leukoxen, Limonit.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch.

Textur: Dicht-(schiefrig).

Der ursprüngliche Orthoklas hat sich mehr oder weniger verändert; er weist Trübungen auf oder lässt Schachbrettalbitbildungen erkennen. In gewissen Schachbrettalbiten ist ein „tigerfellartiges“ Motiv für die Albitsubstanz erkennbar. Andere Kristalle, in denen die Umwandlung zu Schachbrettalbit eine vollständige war, weisen scharf rechteckig begrenzte Albitlamellen auf (vgl. Fig. 2 und 3 auf Taf. I). Dislokationsmetamorphose hat häufig ein Zerbrechen der Kalifeldspäte oder Schachbrettalbite bewirkt. Die einzelnen Teile eines Kristalls werden durch $\pm 0,07$ mm breite Zwischenräume getrennt, in die hinein sich die Grundmasse (d. h. ein feinstkörniges Mineralgemenge von Quarz, Sericit und Calcit) fortzusetzen scheint.

Quarz bildet Einsprenglinge, d. h. mehr oder weniger korrodierte Dihexaederquarze (s. auch S. 52); die Durchmesser des Grundmassequarzes messen um 0,01 mm oder, wenn schwach rekristallisiert, 0,02 mm.

Dieser Quarzporphyr kommt den relativ wenig veränderten Quarzporphyren von Bozen, Rochlitz, denen der Südalpen, des Schwarzwaldes und des Odenwaldes in mikroskopischer Hinsicht recht nahe, stellt aber für unser Gebiet das von der Dislokations-

¹⁹⁾ Schliff und Hdst. 38 Bi 226 a von Hintersand. Man verfolgt nach der Alphütte von Hintersand den Weg Richtung Obersand bis zur Brücke über den Bifertenbach und geht von da ca. 50 m in SSE-Richtung zu den Felsen im lichten Wald.

metamorphose am wenigsten beanspruchte permische Gestein dar. C. SCHMIDT (Lit. 102, S. 438—39) vergleicht, allerdings ohne definitive Stellungnahme, Porphyrvorkommen unseres Gebietes mit denen an der Windgälle. Leider war ein Besuch des Windgällenvorkommens nicht möglich gewesen, weshalb wir von irgendwelchen Vergleichen absehen.

β) Permische Sedimente

Die zufolge ihrer Lagerung für sedimentär anzusehenden Perm-Gesteine sind am besten unmittelbar westlich des Rötibaches in 2150 m Höhe zu beobachten. Bereits ALB. HEIM (Lit. 37) erwähnt dieses Vorkommen. Fig. 13 gibt einen Begriff der geologischen Lage-

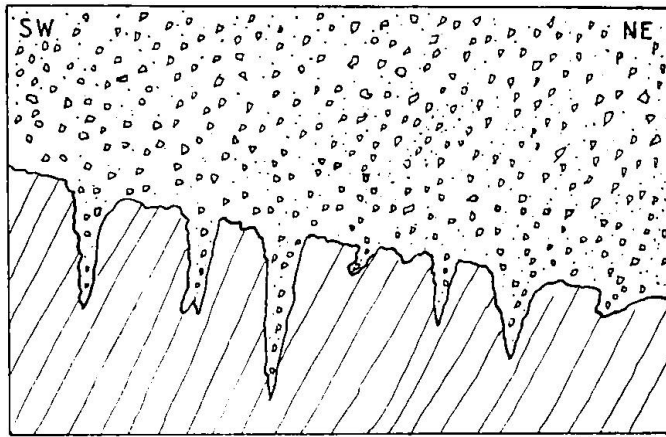


Fig. 13. Sackartige Vertiefungen von permischen Sedimenten dringen ± 45 cm tief in fossil verwittertes Altkristallin (Amphibolit) ein. Mächtigkeit der Permschicht beträgt im Mittel 2—7 m.

rungsverhältnisse. Die Sedimente und die oberen Teile des unmittelbar darunterliegenden Altkristallins (Amphibolit) tragen die Spuren permischer (= fossiler) Verwitterung (grüne und rote Farbtöne), couleur lie de vin (Lit. 68). Die eckigen grossen und kleinsten Quarzgerölle sind in der ganzen Permschicht verteilt und füllen ausserdem die nach unten spitz in Amphibolit endenden „Taschen“. Im Schliff fällt die intensive Dislokationsmetamorphose und kataklastische Veränderung auf. Quarz zeigt BÖHM'sche Streifung und korrodierte Formen. Feldspat tritt eher zurück. Entlang von Scherzonen verlaufen Sericitschnüre.

γ) Konvergenztypen

Vereinzelte kleinere Vorkommen innerhalb der permischen Bildungen bestimmen sich eindeutig als Quarzporphyre, während vor

allem die oberen Partien nördlich der Linie AA' (Fig. 12) oder südlich davon die ganze Bank für klastisch-detritische, permische Sedimente anzusehen sind. Ein grosser Teil von permischen Gesteinstypen weist bald mehr Merkmale der eruptiven, bald mehr der sedimentären Gesteinsgruppe auf, sie konvergieren nach der einen oder andern Seite hin. Die Dislokationsmetamorphose hat in vielen Fällen primär mehr oder weniger deutliche Unterschiede behoben. In solchen Fällen kann z. B. nicht gesagt werden, ob das heute vorliegende Gestein einen Quarzporphyrtuff oder ein aus Quarzporphyr bzw. Quarzporphyrtuff entstandenes detritisches Sediment zum Ausgangsprodukt hatte. Daher fassen wir dislokationsmetamorphe Quarzporphyrtuffe (inkl. stark veränderte Quarzporphyre) und alle stark umgeprägten, aus ersteren entstandenen klastischen permischen Sedimente unter dem Sammelbegriff der sogenannten *Konvergenztypen* zusammen. Im einzelnen bieten die Konvergenztypen folgendes Bild:

Stark schiefrige Proben enthalten linsig geformte Quarzgerölle (\pm cm-Grösse). Auf weite Strecken hin wird das Dünnschliffbild beherrscht durch breite, sich häufig durchkreuzende Sericitzüge, die den Scherzonen folgen. Recht häufig sind korrodierte Dihexaederquarze²⁰⁾. Die feinkörnige Quarzgeneration misst um 0,01—0,05 mm. Gängchen aus derart feinkörnigem Quarz durchqueren den Schliff. Durch die Dislokationsmetamorphose wurde hier partiell Quarz gelöst und in Zirkulation gebracht.

Andere Konvergenztypen fallen durch ihren grobkonglomeratischen Charakter auf. Es sind grünliche oder abwechselnd grünlich bis violette Gesteine (*couleur lie de vin*). Darin bilden Quarz und Quarzporphyr runde bis eckige Bestandteile.

Wenn gerade sogenannte korrodierte Dihexaederquarze in Gesteinen einwandfrei eruptiver Herkunft (Quarzporphyr s. S. 50), aber auch in Sedimenten (s. S. 42) und Gesteinen unsicherer Genese (Konvergenztypen) auftreten, dann liefert dieses Mineral in genetischer Hinsicht keine Anhaltspunkte.

Die von F. ANGEL gemachte Feststellung (Lit. 1, S. 22) scheint uns durchaus berechtigt: „Es ist jedenfalls nicht möglich, in unseren Gesteinen einen Unterschied aufzufinden, auf Grund dessen man sagen könnte, dieser Teil der Quarzeinsprenglinge ist gesteinsseigen und jener nicht.“

Neuerdings ersetzt G. LAEMMLEIN (Lit. 65, 66) den Begriff „Korrosion“ durch den der „Abschmelzung“ (rhythmischer Wechsel von Schmelzen und wieder Anwachsen für Quarz), ohne aber den Quarz hinsichtlich seiner Herkunft kennzeichnen zu können.

²⁰⁾ Gerundete Quarze können ihre Form durch magmatische Korrosion oder infolge Abrollung (mechanisch-sedimentär bedingt) erhalten haben.

δ) Melaphyr

Mitten in der Ochsenstock-Nordwand steht in ca. 1700 m Höhe ein Lagergang eines dunkelgrünen (lokal stark schiefrig; Randpartie rötlich gefärbt) dislokationsmetamorphen Melaphyrs an.

U. d. M. erkennt man ophitisches Gefüge und weitgehende Umwandlung der femischen Gemengteile und des Plagioklases. Augit wurde zu Pennin; Plagioklas enthält reichlich Epidot und Chlorit. Gelegentlich entstanden Schachbrettalbitneubildungen aus dem primär An-reichen Plagioklas. Quarz in Zwickeln, reichlich Ilmenit und Leukoxen, Apatit und Sagenit bilden Akzessorien.

Das gleiche Gestein gibt FR. WEBER auf der Karte an (Lit. 130), hat es chemisch untersucht und als Diabas bestimmt. Wir nennen dieses Melaphyr, weil es mitten in permischen Bildungen (Konvergenztypen) gangartig auftritt. Die chemische Analyse lässt sich keinem Magmentypus befriedigend zuordnen, da offenbar die Stoffumsätze bei der Dislokationsmetamorphose zu gross waren.

Die chemischen Daten für den Melaphyr lauten:

(Diabas nach FR. WEBER in Lit. 83), Ochsenstocknordwand T. A.,
Blatt 404

SiO ₂	55.20	si	173
Al ₂ O ₃	14.66	al	27
Fe ₂ O ₃	4.43	fm	47.5
FeO	5.26	c	6
MgO	5.00	alk	19.5
CaO	1.75	k	0.54
Na ₂ O	2.95	mg	0.49
K ₂ O	5.44	ti	5.4
TiO ₂	2.26	h	38.5
H ₂ O ⁺	3.65	Magma: lamprosyenitisch	
H ₂ O ⁻	0.04	Analytiker: R. L. PARKER.	
Σ	100.64		

ε) Über den Gesamtcharakter der permischen Bildungen

Nachstehend seien die Resultate anderer Autoren mit den hier gemachten Feststellungen verglichen.

Die gleiche Gesteinszone beschrieb B. G. ESCHER (Lit. 25, S. 103) ohne nähere Begründung als vor-obercarbonische Porphyroide. FR. WEBER scheidet auf seiner Karte (Lit. 130) Quarzporphyre, Diabas und sedimentären Verrucano aus. Die dort eingetragene deutliche Grenze zwischen „q“ (Quarzporphyr) und „pb“ (Breccien des Perm) NE der Röti können wir allerdings nicht bestätigen.

Zur Permzeit kam es zur Förderung von Quarzporphyren und Quarzporphyrtuffen. Die im Anschluss daran rasch einsetzende Erosion gab Anlass zur Bildung der klastisch-detritischen Sedimente. Möglicherweise ist mit einem zyklischen Wechsel von Quarzporphyr- oder Quarzporphyrtuffförderung und Erosion zu rechnen. Ausschliessliche Detrituslieferanten waren die zwei oben genannten Gesteine. Die Unterschiede zwischen einem Quarzporphyrtuff und einem daraus durch Abtragung und nachherige Sedimentation entstandenen Gesteine vermochten nicht gross zu sein. Durch spätere Dislokationsmetamorphose im Tertiär wurden diese noch kleiner; es entstanden Konvergenztypen. Wir gebrauchen für die hier beschriebene Gesteinsvergesellschaftung die Bezeichnung „permische Bildungen“ anstatt des bequemen, aber keineswegs einheitlich definierten Begriffes „Verrucano“ (s. auch S. 77 u. f.). Abschliessend sei auf alte Beschreibungen hingewiesen, die aber dank exakter Beobachtungen bereits das Wesentliche herausgearbeitet hatten.

Im Jahre 1878 schrieb ALB. HEIM (Lit. 36, I. Teil, S. 51/52):

„Rings an den Abhängen im Hintergrund der unteren Sandalp steht ächter Verrucano in der Gestalt von hellgrünem, etwas durchscheinendem Talkquarzit-schiefer centralmassivisch gestellt (Karte, Profile IX, X und XI, Tafel IX, Fig. 10, 11, 12). Gegen den Bifertenbach und den Ochsenstock hin wird er reich an rothen Feldspatkörnern und kleinen rundlichen, farblosen Quarzkörnern, Talk und Sericit umziehen dieselben flaserig („Ilanzergestein“). Ob der „Röthi“ gibt es grobe Breccien von Feldspath und Quarztrümmern, die durch schief-rigen Sericit verbunden sind, und 75° SSO fallend die flachen Kohlschiefer auf den Schieferköpfen tragen. Man weiss nicht mehr, wie weit das Gefüge als krystallinisch, wie weit als klastisch bezeichnet werden muss, wohl aber erkennt man hier viele Varietäten, die anderwärts sedimentisch liegen... So-viel aber ist sicher, dass der gleiche Verrucano in gewaltigen Massen in das Centralmassiv hineintritt, den wir vom Centralmassive entfernt als concor-dante Sohle der Sedimente finden.“

Die Resultate L. MILCHS (Lit. 72, I. Teil, S. 120) lassen sich wie folgt zusammenfassen:

„Nun treten aber im Verrucano in mächtigen Bänken Porphyrgerölle so häufig, teilweise ausschliesslich auf, dass eine Zuführung von einem ein-zelnen Vorkommen aus oder aus grosser Ferne nicht angenommen werden kann. Man wird vielmehr zu der Annahme gedrängt, dass Porphyre an Ort und Stelle gleich nach ihrem Ergusse der zerstörenden Thätigkeit des Wassers zum Opfer gefallen sind, und dass ihre gerundeten Bruchstücke, vielleicht noch in Gemeinschaft mit Tuffen, das hauptsächliche Material zu dieser Konglo-meratbildung geliefert haben.“

V. DIE WICHTIGSTEN GEOLOGISCHEN EREIGNISSE IM BIFERTEN-KRISTALLIN

Wie aus dem Gesagten hervorgeht, folgte einem ältesten (prae- oder frühhercynischen = frühcarbonischen) magmatisch orogenen Zyklus ein solcher zur Zeit des Carbons und abschliessend eine Periode magmatischer Tätigkeit im Perm. Die geologisch-petrographischen Beobachtungen lassen im Einzelnen noch die nachstehend erwähnten Erscheinungen erkennen.

Förderung basischer bis saurer Magmen und damit im Zusammenhang Bildung von Amphibolit, Syenit, Granit, Aplit, Pegmatit und Porphyrit, d. h. des Altkristallins. Erscheinungen wie z. B. die sauren und basischen Lagen in Amphibolit und Syenit deuten auf eine alte intensive Metamorphose (Stoffaustausche). Unmittelbar anschliessend an die Bildung dieser Gesteine erfolgte eine Scheidung in die zwei verschiedenartigen Lagen (s. S. 11) durch partielles in-Lösung-gehen einzelner Komponenten, und eng damit verbunden war das Empordringen neuer saurer Nachschübe. Später veränderten hercynische und alpine Dislokationsmetamorphose im Tertiär das Altkristallin (s. S. 109).

Um die Zeit des Mittel-Carbon drang der Tödigranit inkl. Granitporphyr und Ganggesteinen im Anschluss an die erste hercynische Faltung empor. Über die Zahl der hercynischen Faltungen fehlen Anhaltspunkte, doch dürfte es sich um wenigstens zwei handeln. Erste und zweite hercynische Faltung hatten Dislokationsmetamorphose zur Folge. Der empordringende Granitporphyr wandelte alte (devonische - untercarbonische) sandig - tonige Sedimente durch Kontaktmetamorphose in Glimmerhornfelse und Knotenschiefer um. Durch Erosion und nachherige Sedimentation entstanden die nachgranitischen Sedimente. Es fehlt nicht an Beweisen, dass nach der Förderung des Tödigranites weiterhin magmatische Gesteine gebildet worden sind (Quarzporphyrtuffe etc.).

In der darauffolgenden relativ ruhigen Zeit (Perm) lösten aride fossile Verwitterung, Erosion, Sedimentation und Förderung eruptiver Gesteine (Quarzporphyr, Quarzporphyrtuff und Melaphyr) einander zyklisch ab.

Eine mehrere m mächtige Schicht eines klastisch-detritischen Sedimentes liegt diskordant über Altkristallin, Tödigranit und nachgranitischen Bildungen. Darüber folgen in konkordanter (\pm horizontaler) Lagerung autochthone helvetische Sedimente (Trias-Tertiär). Zur Zeit der tertiären Alpenfaltung erfasste eine letzte Dislokationsmetamorphose die Gesteine des Untersuchungsgebietes.

B. Das Kristallin des Limmernbodens

I. ALLGEMEINES

Östlich des Selbsanft-Kalkmassivs befindet sich der fensterartige Kristallin-Aufschluss des Limmernbodens. Unseres Wissens sucht der prachtvolle Diskordanzaufschluss seinesgleichen in den Alpen. Auf diesem kleinen Raum gewinnt man einen klaren Einblick sowohl in die Tektonik der Glarnerdecken (z. T.) als auch in diejenige des gesamten helvetischen Autochthons. Nicht minder instruktiv sind Stratigraphie der helvetischen Sedimente und die Petrographie des Aarmassiv-Kristallins.

Von Linthal aus führt der gegebene Zugang über das Nüschenneck und die Ochsenplanggen ²¹⁾. Etwa vom unteren Drittel der „Plangge“ aus wird die Diskordanz von weitem wunderschön sichtbar. Unten, über dem breiten, schuttbedeckten Talboden sind die dunklen, couloirreichen Felsen des Kristallins, welche zunächst von einem breiten, gelbbraunen, bogenförmigen Band — in der Talmitte kulminierend, nach Süden und Norden absteigend und den Talboden erreichend — bedeckt werden. Darüber zeigt die Felswand meist graue bis blaugraue Farbtöne. Bei einiger Aufmerksamkeit fällt ausserdem ein markantes schmales, weisses Band auf, das dem gelbbraunen Bogen parallel geht. An Ort und Stelle ergibt sich folgendes: Das steil südfallende Kristallin — es handelt sich, wie noch gezeigt wird, zum Teil um gleiche Gesteinstypen wie im Biferten-Fenster, kurz um die gleiche Aarmassiv-Zone — wird diskordant überlagert von einer Schichtserie mit nachstehender Abfolge:

Perm: 1—7 m, Mittel 4 m.

Ausbildung analog wie im Biferten-Fenster.

Rötidolomit: gelbbraun-rötlichbraun, 40—50 m.

Quartenschiefer: fehlen zum Teil.

Lias-Tertiär.

Wildflysch und Mürtschendecke (Ruchigipfel!).

Auffallend ist die total verschiedene Morphologie (Anwitterungsformen) von Sediment und Kristallin. Wenn es auch nicht die Aufgabe war, hier die helvetischen Sedimente zu untersuchen, so sei doch ein sehr gut aufgeschlossenes Profil auf der rechten Talseite am Nordrand des Fensters erwähnt:

Profil durch die Sedimente im Limmernboden
(rechte Talseite, wenig südlich des Muttenbaches)

12. Quintnerkalk. Innen dunkel, aussen hellgrau

11. Schiltkalk, braun anwitternd ca. 20 m

²¹⁾ Vgl. Top. Karte und Geol. Karte (Lit. 130).

10. Eisenoolith (Blegioolith)	2 m
9. Kieselkalk, eisenhaltig,	2 m
8. Echinodermenbreccie	3 m
7. Opalinusschiefer	20 m
6. Echinodermenbreccie	5 m
5. Weisser Quarzit	10 m
4. Schwarze Quartenschiefer	2 m
3. Rötidolomit	40—50 m
2. Klastisch-sedimentäres Perm	± 5 m
1. Kristallin (Muskovitgneis, z. T. fossil verwittert).	

Die verschiedenen aufgenommenen Profile im Limmernboden zeigen merkliche Unterschiede, auch verglichen mit solchen bei Ober- und Unter- und. Es sei daher vorbehalten, bei anderer Gelegenheit auf die Strati- graphie weiter einzugehen. Dort können dann ergänzende Be- merkungen zu den Arbeiten von W. BRUDERER (Lit. 14) und A. TOBLER (Lit. 113) gemacht werden.

Wiederum drängt sich die Frage nach der Art und Weise der Entstehung dieses imposanten Erosionskessels auf. Es gilt für die Bildung des breiten Trogtales das S. 7 Gesagte.

Der Talboden und die meist trockenen Schutthalde zu beiden Seiten bilden Sediment- und Kristallinschutt. Durch Messung (Ge- hängewinkel) und Konstruktion versuchten wir annäherungsweise die Schuttmenge zu erfassen. Danach wäre die mittlere Schuttmächtigkeit (ca. in Mitte des Talboden E-W-Profil durch Signalpunkt 1779 m) 270 m und das Schuttvolumen ca. 300 Millionen m³ ²²⁾. So viel uns bekannt ist, fehlen jegliche exakten Vorstellungen über die morpho- logische Beschaffenheit eines mit einer Schuttdecke bedeckten alpinen Talbodens. Sicher wäre gerade der Limmernboden sehr geeignet, um mit Hilfe geophysikalischer Methoden die Untergrundsbeschaffen- heit (Form des Kristallin-Reliefs) weiter abzuklären und so die mor- phologischen Probleme von der exakt-physikalischen Seite anzu- packen. W. JOST (Lit. 57) hat mit Erfolg am Rhone- und Oberaar- gletscher Eismächtigkeiten gemessen und die Morphologie des Fels- untergrundes bestimmt. Leider erlaubten es uns die Mittel nicht, analoge Messungen der Schuttmächtigkeit auszuführen und daraus die Form des Felsuntergrundes zu rekonstruieren. Auf jeden Fall sollte über die Untergrundbeschaffenheit des Limmernbodens vor der Stauung des Limmernbaches Klarheit herrschen.

²²⁾ Unter der Annahme, die Grenze Schutt - anstehendes Kristallin bzw. Sediment verlaufe vom Nordende des Talbodens, wo der Limmernbach vor Eintritt in die enge, tiefeingefressene Limmernschlucht über anstehenden Malm passiert, ohne allzugrosse Übertiefung nach Süden.

Die hydrographischen Verhältnisse sind einfach. Der Limmernbach entspringt im Süden dem Limmerngletscher. Einzelne der beidseitigen, teilweise tief eingefressenen Couloirs führen weiteres Wasser zu. Im Kristallin folgen die Wasserrinnen besonders gerne tektonischen Linien (Klüften, Myloniten) oder Gängen (Porphyriten). Tektonische Linien sind auch in Sedimenten zahlreich (Brüche, Klüfte), ohne dass in jedem Fall eine tektonische Linie vom Kristallin bis ins Sediment verfolgt werden kann. Der Muttенbach als grösster Zufluss wird seinerseits durch den Muttensee gespiesen. Wir konnten beobachten, dass die einzelnen Wasserläufe des Limmernbaches auf dem breiten Talboden von Jahr zu Jahr wechseln. Im Spätsommer versickert das Wasser meist ca. auf halber Talbodenhöhe, um kurz vor dessen N-Ende wieder aus dem Schutt hervorzutreten.

Gute und ergiebige Schuttquellen sind auf der Karte eingetragen (nahe des Schutzhüttchens am Nordende des Talbodens).

Der Limmerngletscher bewegt sich stark rückläufig (s. S. 59). Im südlichen Teil des Limmernbodens sind bloss undeutliche Moränenspuren sichtbar. Die Moränen dürften zum grossen Teil nachträglich durch Gehängeschutt überdeckt worden sein. Der Gletscher selbst mit Seiten- und Endmoränen reicht nicht mehr über die Rötidolomit-Felswand hinab.

- 4 Von Interesse ist die Bergsturz- und Lawinenfrage. Anzeichen dafür, dass jemals grössere Felsmassen en bloc in den Limmernboden herabstürzten oder herabstürzen werden, fanden wir keine. Bei der Steilheit der kahlen, felsigen Talhänge fehlen Murgänge. Der Felsen zeigt nur hie und da schwache Rasenpolster und einzig der Dogger (Opalinusschiefer) gab Anlass zur Bildung eines breiteren passierbaren Bandes = „Blaue Band“. Zur Lawinenbildung prädestinierter ist die linke Talseite (Einzugsgebiet: Plattlava). Auf der rechten Seite können sich aber ausser im Mörtal nirgends in der steilen 8–900 m hohen Wand grössere zusammenhängende Schneemassen ansammeln und auf grosser Breite abrutschen. Wir betonen aber ausdrücklich: Beobachtungen über Lawinenverhältnisse im Winter fehlen. In den verschiedenen Sommern konnten wir aus den beobachteten, mehr oder weniger grossen Schneekegeln (unten an den Couloirs) schliessen, dass wiederholt im Laufe der Wintermonate Schneemassen vor allem entlang den Couloirs in den Talboden abstürzten.

Wie bereits eingangs erwähnt, gehören die unter dem Rötidolomit und dem Perm anstehenden, steilgestellten, kristallinen Ge-

steine zum Aarmassiv. Die Gesteine des Altkristallins sind, ausser einigen Gneisarten, von ähnlicher oder gleicher Natur wie im Bifertengebiet. Einzig im südlichen Teil des Fensters treten Gesteine auf, die viel Ähnlichkeit mit den nachgranitischen Bildungen haben (S. 66). Näher beschrieben werden nur die neuen Gesteinstypen. Für die anderen gilt weitgehend das im Abschnitt A. Gesagte, immerhin wird auf Unterschiede hingewiesen. Auch der petrographische Charakter der diskordant gelagerten sedimentären Grenzschrift (Perm) hat sich nicht geändert.

Aus der bereits bestehenden Literatur sei kurz das Wichtigste festgehalten. Im Jahre 1868 hat als erster Geologe A. ESCHER VON DER LINTH den Limmernboden besucht und die Beobachtungen in seinen Tagebüchern (Lit. 23) niedergelegt²³⁾. Unter anderm fand er einen Granit mit grossen Feldspäten, welchen er mit dem Pontegliasgranit vergleicht. Es ist unser Syenit. In Lit. 24 finden sich weitere Daten. ALB. HEIM schreibt (Lit. 36, I. Teil), dass THEOBALD im Limmernboden syenitische und dioritische Durchbruchsgesteine gesehen hat. Zusammenfassend gesagt treten nach diesem Autor hier auf: syenitische und chloritische Gneise neben echten, eruptiven Amphiboliten (Lit. 37, 38).

Über den Limmernboden berichtet ALB. HEIM weiter (Lit. 36): Früher war der Limmernboden noch Viehweide, während heute das spärliche Gras noch für die Schafe genügt. An der Verwilderung der Alp trägt nicht eine Klimaverschlechterung die Schuld, sondern das extreme Überhandnehmen von *Alchemilla alpina* (z. T. ausschliesslich „Silbermänteli“-Bewachsung), die vom Vieh gemieden wird. Weiter begünstigen die Verheerungen des Limmernbaches die Zerstörung der schönen Alpweide. Der Beginn der Verwüstung fällt in die fünfziger Jahre des letzten Jahrhunderts.

Oder auf Seite 262 (Lit. 36, I. Teil) wird gesagt: Das Ende des Limmerngletschers befand sich im Jahre 1852 in einer Höhe von 1843 m. Heute dagegen endet er in ca. 2120 m Höhe, d. h. oberhalb der Rötidolomitwand, die im südlichen Talhintergrund sichtbar geworden ist.

Die neuesten Untersuchungen stammen von FR. WEBER (Lit. 38, II₂, S. 932—938). Seine von ihm unterschiedenen petrographischen Gesteinstypen sind der Kartenlegende zu entnehmen. Als erster stellte unseres Wissens FR. WEBER (Lit. cit.) im Limmernboden Lias fest.

Bei Anlass von Vorarbeiten zu Kraftwerkprojekten (Limmern-Muttsee-Kraftwerk) wurden verschiedene geologische Gutachten ausgearbeitet, die mir aber nicht zugänglich waren.

II. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

1. Altkristallin

Wie im Bifertengletschergebiet, so finden wir auch hier Amphi-

²³⁾ Herrn Prof. JEANNET (Zürich) danke ich hier speziell für die Liebenswürdigkeit, mir die Tagebücher A. ESCHER VON DER LINTH's zur Einsichtnahme bereitzustellen.

bolite (Schollen- und Bänderamphibolite), Syenite und Granite, die ihrerseits wieder von Ganggesteinen durchbrochen werden.

Die stärkere Metamorphose der Syenite äussert sich im Vorherrschen von Chlorit. Die Dünnschliffe zeigen die weitgehende Umwandlung der Hornblende in Biotit, welcher zu Chlorit und Epidot wurde. Besonders entlang von Scherzonen und Gleitbahnen sind in vermehrter Masse die zwei letzterwähnten Mineralien entstanden. Ausser den S. 14 genannten Eigenschaften gilt für die Feldspäte: Bedeutende Epidot - Calcit - Sericit - Neubildungen (Plagioklas) und Myrmekitbildung (Kalifeldspat).

Frisches Material in grösserer Menge haben wir aus Blöcken erhalten und analysiert. Fundpunkt: linke Talseite, wenig hangaufwärts vom top. Signalpunkt 1779 m.

Chemische Analyse von Syenit 38 Li 22:

SiO ₂	53.43	si	150.8
Al ₂ O ₃	13.14	al	21.9
Fe ₂ O ₃	1.57	fm	40.3
FeO	5.77	c	20.2
MnO	0.16	alk	17.6
MgO	5.46	k	0.65
CaO	6.70	mg	0.57
Na ₂ O	2.27	ti	2.9
K ₂ O	6.34	p	0.9
H ₂ O ⁺	2.06	qz	-19.6
H ₂ O ⁻	Spur	c/fm	0.50
CO ₂	0.47	Magma: yogoitisch	
TiO ₂	1.37	Analytiker: Th. HÜGL.	
P ₂ O ₅	0.77		
<u>Σ</u>	99.51		
Spez. Gew. 2.95			

Sind die zwei analysierten Syenite von Tentiwang und Limmernboden auch in bezug auf ihren Mineralbestand verschieden, so weichen sie chemisch wenig voneinander ab.

Man ist leicht geneigt, den Granit makroskopisch infolge starker Fleckigkeit (umgewandelte Plagioklase!) für Diorit anzusehen. Die mikroskopische Untersuchung bestätigt aber durchaus die Granitnatur²⁴⁾. Granite kommen zusammen mit Syenit und Amphibolit vor, führen aber wenig Kalifeldspat als entsprechende Granite des Bifertengebietes (s. S. 16).

²⁴⁾ Herr Dr. FR. WEBER teilte mir mit, dass er zuerst das Gestein makroskopisch als Quarz-Diorit bestimmte und auf Grund von Dünnschliffstudien den Namen in Granit abgeändert hat. In diesem Punkte wäre seine Karte (Lit. 130) zu korrigieren.

Unter den Ganggesteinen fallen die Porphyrite durch ihre weitgehende Epi-Umwandlung (Augit oder Hornblende restlos in Chlorit übergeführt) auf, während die sauren Ganggesteine (Aplit, Pegmatit) wenig verändert sind.

Ein Ganggestein, das eher porphyrischen Charakter hat (Granit-Porphyr), wird im Zusammenhang mit dem Gneis beschrieben (S. 66).

Besonders kartiert wurde auf der rechten Talseite ein weithin deutlich sichtbarer, 2 m mächtiger Mylonit. Eine Fortsetzung dieser tektonischen Störungslinie in die darüber liegenden Sedimente ist nicht wahrnehmbar. Das an andern Stellen beobachtete Übersetzen tektonischer Linien vom Kristallin in die Sedimente fehlt hier, weshalb der Mylonit als praehercynisch eventuell hercynisch angesehen wird.

Im Folgenden geben wir kurz die Beschreibung der für das Altkristallin neuen Gesteinsarten.

a) Muskovitgneis

Über die Verbreitung der lagigen, stark geklüfteten Muskovitgneise²⁵⁾ gibt die Karte Aufschluss. Paketartige Komplexe von Muskovitgneis treten unmittelbar neben Amphibolit auf. Frischer Muskovitgneis sieht hell aus, nimmt infolge fossiler Verwitterung in den obersten 10—20 m, die unmittelbar unter der klastisch-detritischen Permschicht liegen, violette oder grüne Farbtöne an (s. auch S. 51). Muskovitarme Varietäten sind hier selten und stimmen mit dem auf S. 72 zu beschreibenden Gneis überein.

Mineralbestand: Schliff 36 Li 48 z. B.

H.G. Kalifeldspat

N.G. Apatit, Zirkon

Quarz

Biotit (Chlorit), Sericit, Epidot, Calcit

Plagioklas

Erz: Rutil, Hämatit.

Muskovit

Struktur: Blastogranitisch.

Textur: Schieferig, oft lentikular.

Kalifeldspat besitzt die schon wiederholt genannten Eigenschaften, wenn auch die Kristalle kleiner sind als die Porphyroblasten im Syenit. Oft erkennt man andeutungsweise Mikroklingitterung. Überall zwischen den übrigen Gemengteilen zieht sich der Quarz (undulöse Auslöschung und BÖHM'sche Streifung) bald in schmalen, bald in breiteren Bändern hindurch. Partien mit feinstem, kataklastischem Quarz wechseln mit solchen, in denen die Körner Gelegenheit hatten zu rekristallisieren (Druckschatten!). Immer begleitet reich-

²⁵⁾ Die Schieferungsebene des Muskovitgneises streicht N 70—75° und fällt 70° SE.

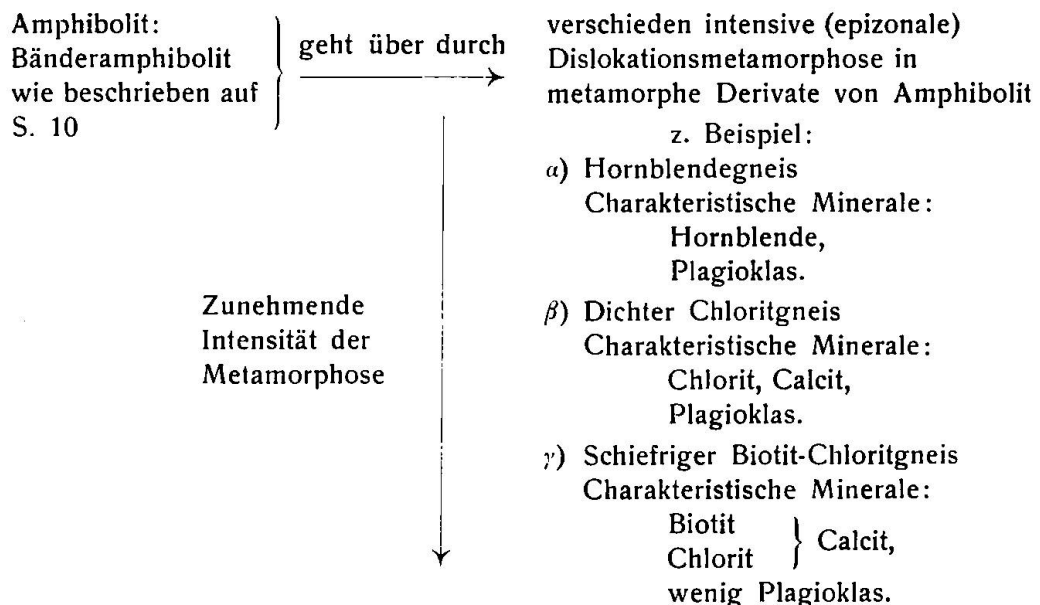
lich Sericit den feinkörnigen Quarz. Epizonale Dislokationsmetamorphosebedingungen bewirkten u. a. partielles in Lösung Gehen von Quarz, ein Umstand, der Struktur und Textur des Gesteins tiefgreifend veränderte. Kataklase herrscht vor (Rekristallisation nur unbedeutend und vereinzelt!). Am Albiklas sind die üblichen Umwandlungen feststellbar. Den Muskovit kennzeichnen starke Verbiegungen (undulöse Auslöschungen), starke Abblätterungen und randliche Umwandlungen in Sericit.

b) Amphibolite und deren metamorphen Derivate im nördlichen Teil des Limmernbodens

Hier kommen eng miteinander vergesellschaftet unzweifelhafte Bänderamphibolite und eine Reihe amphibolhaltiger oder amphibolitisch aussehender grüner Gesteine vor. Letztere wechseln oft innerhalb kleiner Bereiche ihren Charakter, wohl als Folge der selektiven Wirkung der Metamorphose und der primären Verschiedenheit. Diese Gneise (s. unten) sind, weil aus Amphibolit hervorgegangen, in doppeltem Sinne metamorph.

Grössere Bänderamphibolitvorkommen sind auf die linke Talseite beschränkt. Darin häufen sich Kluftstreichrichtungen um \pm N-S (146 Messungen). Über Verbandsverhältnisse mit Muskovitgneis s. S. 61.

Tabelle 2



Auf der rechten Talseite stehen dagegen vorwiegend grüne Gesteine mit oder ohne makroskopisch feststellbarem Amphibol an, innerhalb denen Bänderamphibolite nur vereinzelt auftreten. Die erstgenannten sind, wie aus der mikroskopischen Untersuchung und aus den Verbandsverhältnissen hervorgeht, grösstenteils epi-dislokations-

metamorphe Bänderamphibolite. Mit zunehmendem Grade der Metamorphose sind Hornblendgneise, dichte Chloritgneise oder schiefrige Biotit-Chloritgneise entstanden. Zum Teil beruht die Entwicklung verschiedener Gneise auch auf primären Unterschieden der Ausgangsamphibolite. Tabelle 2 gibt einen Überblick.

a) Hornblendegneis

In den Hornblendegneisen ordnen sich die einzelnen Gemengteile parallel an. Die Schieferungsflächen streichen N 60—65° E und fallen 70° SE.

U. d. M. zeigen grünscharze Gneise als Mineralbestand (grobkörniger Hornblendegneis 36 Li 27):

H.G. Plagioklas (stark zersetzt)

Quarz

gemeine grüne Hornblende $n_\alpha = n_\beta =$ gelblichgrün, $n_\gamma =$ bläulichgrün, $c/n_\gamma = -16-20^\circ$

Biotit, Sericit, Calcit, Epidot (in wechselnden Mengen)

N.G. Apatit, Zirkon

Erze: Pyrit, Magnetit, Ilmenit, Leukoxen

Hämatit und Rutil.

Struktur: Blastoporphyrisch-nematoblastisch.

Textur: (Schiefrig)-gneisig.

Verglichen mit unveränderten Amphiboliten ist der Hornblendegehalt viel geringer. Meistens sehen wir die reliktschen Hornblendekristalle nur noch in einem dichten Calcit-Sericit-Epidotgemenge oder in sagenitdurchsetztem Biotit-Chlorit.

β) Dichter Chloritgneis (z. B. Hdst. 36 Li 44)

Dicht aussehende grüne Gneise führen Plagioklas, Calcit und Chlorit als Hauptminerale. Der feinkörnige Calcit erscheint im Plagioklas und zusammen mit Chlorit bildet er ein äusserst engmaschiges Netzwerk zwischen den bloss noch relikthaften Plagioklasen.

γ) Schieferiger Biotit-Chloritgneis

Derartige, stark karbonatführende Gneise stehen in typischer Ausbildung zwischen dem ersten und zweiten wasserführenden Couloir (linke Talseite) neben Muskovitgneis an (z. B. Hdst. 37 Li 28). 30 m südlich hiervon folgen normale Bänder-Amphibolite.

Gegenüber dem Hornblendegneis hat der Gehalt an Quarz und Plagioklas stark abgenommen. Abgesehen von vereinzelten fein-

granoblastischen Partien ist die Struktur vorwiegend lepidoblastisch. Breite Bänder oder Zonen entlang von Scher- oder Gleitflächen bestehen aus einem feinkörnigen Aggregat von Calcit-Epidot oder Chlorit event. Biotit. Zwischen stark ausgebleichtem Biotit und Chlorit bestehen alle möglichen Übergangsprodukte.

Aus den Schliffen ist weiter zu ersehen, dass Biotit und Chlorit aus Hornblende entstanden sind. In der Regel weisen bloss noch Form, Spaltrisse und Spuren von Zwillingssebenen auf ehemaligen Amphibol. Dem Biotit und Chlorit lagern sich feinkristalline, dichte Gemenge von Epidot, Calcit und Sagenit ein.

Die Schliffe von Biotit-Chloritgneis zeigen in instruktiver Weise, wie ein femischer Gemengteil (Hornblende) restlos in sekundäre Mineralien übergeführt wurde. Der hier zuletzt beschriebene Gneis stellt in der ganzen Reihe der amphibolhaltigen Gesteine das am stärksten umgewandelte Glied dar. Ja, in einigen Fällen schreitet die Umwandlung bis zu Calcit-Chlorit-Epidotschiefer fort.

c) Gneisiger Granat-Pyroxen-Pegmatit

Auf der rechten Talseite finden wir ganz unten in einem kleinen Couloir den bloss 2—3 m² grossen Aufschluss des sonst in unserem Untersuchungsgebiet nirgends festgestellten gneisigen Granat-Pyroxen-Pegmatites (s. a. Karte)²⁶⁾.

Gneisige Partien wechseln mit grobkörnigen, pegmatitähnlichen. Erstere enthalten mehr Quarz und Feldspat, während sich der Granat mehr auf die pegmatitischen Teile beschränkt.

U. d. M. erkennen wir folgenden Mineralbestand (Schliffe 36 Li 34, 37 Li 1 a, b):

H.G. Plagioklas	N.G. Orthoklas
Quarz	(Chlorit), Epidot, Sericit
Granat	Apatit, Zirkon
Chloritisierter Pyroxen	Erze: Sagenit, Pyrit, Magnetkies
Biotit	

Struktur: Wechselnd gneisig oder pegmatitisch, stark umgeprägt.

Textur: Gneisig-lamellar oder massig.

Zersetzungserscheinungen fehlen an stark zerbrochenen Andeklassen fast ganz. Quarz erscheint verzahnt, undulös auslöschend ab und zu als Sandquarz. Beginnende Rekristallisation beobachtet man in Druckschatten. Schmale Quarzäderchen durchziehen das Gestein (mobilisierter oder junevil

²⁶⁾ FR. WEBER (Lit. 130) hat das gleiche Gestein „granatführenden Orthoklasgneis“ benannt. Irrtümlicherweise hat er es auch auf der linken Talseite kartiert.

zugeführter Quarz während den verschiedenen Metamorphosen). Farblose bis leicht rosa gefärbte Granate dürften für *Almandin* angesehen werden²⁷⁾. Da diese immer von einem Netzwerk aus Chlorit durchsetzt werden und grössere homogene Splitter nicht zu erhalten sind, waren weitere Untersuchungen unmöglich. Gelegentlich wandelte sich der Granat am Rande oder im Innern in Biotit um. Analoge Umwandlungen des Granates beschreibt R. MASSON (Lit. 70). Chloritisierter Pyroxen. Der prismatische Habitus zusammen mit andern physiographischen Daten lassen primären Pyroxen vermuten, der jetzt als völlig chloritisiert vorliegt. Er enthält schmale, parallel eingelagerte, braun durchschimmernde Ilmenitblättchen. Hypersthen war höchstwahrscheinlich der primäre Pyroxen. Biotit tritt auch selbständig in büschelartigen Aggregaten auf. Teilweise Umwandlung zu Chlorit und Sageniteinschlüssen sind verbreitet. Orthoklas ist relativ selten und auf gneisige Partien beschränkt.

Wie ist dieser eigenartige Gneis genetisch zu deuten? Unseres Wissens fehlen im Aarmassiv ähnliche Gesteine und damit brauchbare Vergleichsmöglichkeiten. Nach dem einzig vorliegenden kleinen Aufschluss scheint tatsächlich das Granatgestein eine gangartige Einlagerung in dem Hornblendegneis zu sein. Allerdings verläuft die Grenze Nebengestein-„Gang“ keineswegs geradlinig, sondern wirr gekrümmt. Auf Klüften und Rissen kann sogar von den empordringenden Lösungen auch ausserhalb des Ganges an das Nebengestein Stoff abgegeben worden sein. In unmittelbarer Nähe des Ganges erscheinen im Nebengestein gelegentlich kleinste Granatkristalle. Von den beschriebenen Kalksilikatfelsen des Bifertengebietes unterscheidet sich das vorliegende Gestein wesentlich. Der gneisige Granat-Pyroxen-Pegmatit bildete sich auf eine andere Weise. Während praehercynischer oder frühhercynischer, magmatischer Vorgänge drangen in ein noch älteres Substratum (Amphibolit) gabbropegmatitische Lösungen. Ein Gabbropegmatit besteht in der Regel aus Labrador, Diallag \pm Hypersthen (oder Hypersthen allein) \pm Erz. Um den anwesenden Granat erklären zu können, müsste er bereits auch in dem ursprünglichen Magma enthalten gewesen sein. Eine andere Möglichkeit bestünde darin, dass der Granat erst in der Folge eines intensiven Stoffaustausches zwischen aufdringendem Pegmatit und Amphibolit als Nebengestein entstanden wäre. Die Umwandlung Amphibolit \rightarrow Hornblendegneis dürfte nachträglich erfolgt sein. Doch halten wir rein tertiäres Alter dieser Metamorphose für unwahrscheinlich. Vielmehr handelt es sich um eine Überlagerung von alter und junger epizonaler Dislokationsmetamorphose.

²⁷⁾ Messungen mit Methylenjodid $+$ Schwefel bereiteten Schwierigkeiten. Der Brechungsexponent für Na-Licht erwies sich wenig grösser als 1,765.

d) Kurzer Hinweis auf zwei Gesteine im Altkristallin

Beide Gesteine, deren geologische Lagerung infolge Vegetation nicht sicher anzugeben ist, stehen auf der rechten Talseite, wenig nördlich vom gneisigen Granat-Pyroxen-Pegmatit, an.

a) Granitporphyrartiges Gestein

In dem feinkörnigen Gestein bilden grössere Albiklase und Kalifeldspäte Einsprenglinge in einer stark umgearbeiteten Grundmasse. Die übrigen Mineralien sind Quarz, Biotit (z. T. chloritisiert), Zirkon, Sericit und Erz.

β) Biotitgneis

Ein graugrüner, pyritreicher Biotitgneis steht in engem Verbande mit Hornblendegneis. Ob es sich um eine basische Scholle oder um einen unregelmässigen, auskeilenden (20—100 cm) mächtigen „Gang“ handelt, bleibt ungewiss. Die Biotite finden sich in einem gleichmässig körnigen Verband von Plagioklas und Quarz. Viel Pyrit und wenig Magnetit ist über den ganzen Schliff verteilt. Plagioklas weist die gewohnten Zersetzungserscheinungen auf.

2. Nachgranitische Bildungen (Sedimente)

Andere Gesteine als solche, die in das Altkristallin einzuordnen sind, stehen zu beiden Seiten des Limmernbodens, ganz im Süden an. Auf beiden Talseiten geht der stark verwitterte Syenit über in uncharakteristische graue bis grünliche, stark verschieferte Gesteine. In der meist feinkörnigen Masse konnten wir Quarzkonglomeratkomponenten beobachten. Analogien zu paläozoischen, klastischen Bildungen der Bifertengegend (Grünhornhütte S. 42) bestehen. Im Schliff zeigt das Gestein Spuren starker Dislokationsmetamorphose (gneisige Struktur). Ganze Sericitzüge durchziehen den Schliff. Daneben erkennen wir Plagioklas, Quarz, gut ausgebildeten Schachbrettalbit, Chlorit, Epidot, etwas Erz und Zirkon. Die Plagioklase sind ganz erfüllt mit Sericit und Epidot. Der Quarz zeigt starke Verzahnung, undulöse Auslöschung und nur selten leichte Anfänge zu Rekristallisation.

III. ZUSAMMENFASSUNG

Wir lernten in dem Fenster des Limmernbodens einen weiteren Aufschluss von kristallinen Gesteinen kennen, die sich alle entweder in die Zone des Altkristallins oder in die der nachgranitischen Sedimente eingliedern lassen. Der weit grössere Teil der aufgeschlossenen Fläche wird von Altkristallin eingenommen.

Die typischen Gesteine des Bifertengebietes kommen hier in analoger Ausbildung vor: Amphibolit, Syenit, Granit und Gang-

gesteine. Ausserdem wurden besprochen: Muskovitgneis, Amphibolite und deren metamorphen Derivate und zwar Hornblendegneis, dichter Chloritgneis und schiefriger Biotit-Chloritgneis. Einzig in seiner Art ist ein gneisiger Granat-Pyroxen-Pegmatit. Die besten Aufschlüsse der jeweiligen Gesteine finden sich in den breiteren, wasserführenden Couloirs.

Analog wie im Bifertengebiet treten im südlichen Limmernboden nachgranitische Sedimente auf. Der Tödigranit fehlt zwar hier. Aber die Zone ist als Fortsetzung der nachgranitischen Sedimentzone der Grünhornhütte-südliche Scheibenwand zu werten. Von pflanzenführendem Carbon fehlen jegliche Spuren²⁸⁾. Auf die diskordante Überdeckung durch klastisch sedimentäre, permische Ablagerungen wurde eingangs hingewiesen, ebenso auf die fossile, permische Verwitterung der obersten 20 Meter des Kristallins.

C. Das Kristallin von Vättis

I. GEOLOGISCHE LAGE

Der fensterartige Kristallinaufschluss ist nach der im Tale der Tamina (St. Galler Oberland; Top. Atlas der Schweiz, Blatt 402) liegenden Ortschaft Vättis benannt. Das Fenster hat eine NE-SW-Erstreckung von rund 3 km. Seine N-S-Ausdehnung beträgt durchschnittlich 1 km. Die steil Süd-fallenden Schieferungsebenen der kristallinen Gesteine bilden ein von helvetischen Sedimenten diskordant überdecktes Gewölbe, in dessen Mitte sich die Tamina ihren Weg geschaffen hat. Über die Genese dieses Erosionsfensters gilt das S. 7 Ausgeführte.

II. HISTORISCHES

Die erste geologische Beschreibung des Vättiser Fensters stammt von B. STUDER, der in seinem Werke „Geologie der Schweiz“ das Vorkommen von echten, steil südfallenden Gneisen erwähnt (Lit. 109).

Einige Jahre später befasst sich der Bündner Geologe THEOBALD in zwei Arbeiten (Lit. 111, 112) mit den Fenstern von Vättis. In der zuerst erwähnten Arbeit findet sich auf Seite 37 folgende Beschreibung von Vättis:

„Vättis selbst liegt am Fuss einer Moräne, die aus quarzigen Gesteinen, meist gneisartigem Verrucano besteht. Dieser Schuttwall läuft im Dorf spitz zu und breitet sich nach der andern Seite in zwei Arme aus, deren einer nord-

²⁸⁾ Die Carbon-Mulde des Bifertengrätli dürfte hier bereits wegerodiert worden sein.

westlich dem Calfeuser Thal zuläuft, der andere sich westlich gegen den Kunkelser Pass wendet. Es ist offenbar, dass einst hier zwei Gletscher aus den beiden Thälern herabkommend, zusammenstiessen. Am Eingang des Calfeuser Thales steht gneisartiger Verrucano an, der steil nach SSE und S fällt, sich aber, wie schon STUDER bemerkt, horizontal unter seiner Decke umzubiegen scheint.“

ALB. HEIM (Lit. 36, 37) sieht als erster im Vättiser Fenster ein Stück echtes Zentralmassiv. Die steil südfallenden Verrucano-Schichten werden diskordant von autochthonen helvetischen Sedimenten überlagert. In einem Anhang (Lit. 103) gibt C. SCHMIDT einige kurze petrographische Hinweise. Sericitschiefer lassen die hochgradige Umwandlung erkennen (Mikrobreccie).

L. MILCH (Lit. 72) beschreibt Gesteine unseres Gebietes, macht aber keine genauen Fundortsangaben. Nach diesem Autor handelt es sich um „cämentfreie Porphyry-Protogin-Konglomerate“, deren Calcit- und Dolomit-Gehalt er durch Infiltration aus den höher liegenden Triasschichten (Rötidolomit) erklären will (s. S. 71).

Um die Jahrhundertwende erschienen die Arbeiten von CH. PIPEROFF (Lit. 95), M. BLUMENTHAL (Lit. 11, 12) und K. TOLWINSKI, die sich, wenn auch kurz, über unser Gebiet äussern. K. TOLWINSKI (Lit. 114) unterscheidet in Vättis:

1. Oben grobe Quarzsandsteine, welche konkordant mit dem Rötidolomit auftreten.
2. Diskordant darunter steilstehende Verrucano-ähnliche Schiefer und Gneise.

Er entscheidet nicht, ob der Komplex 1 ein Äquivalent des permischen Verrucano oder der untern Trias (Buntsandstein) darstellt. Auf der rechten Talseite des Calfeusentales gesammelte Gesteine hält TOLWINSKI für Orthoklasgneise.

In seiner „Geologie der Schweiz“ (Lit. 38) ergänzt ALB. HEIM die früheren Ergebnisse wie folgt:

Vättis hat als eine der klassischen Stellen zu gelten, wo der Sedimentmantel einem Zentralmassiv diskordant auflagert. Als anstehende Gesteine erwähnt HEIM stark dynamometamorphe Sericitschiefer, Sericitgneise und sericitischen Aaregranit. Einzelne Abänderungen sind ähnlich dem Tödigranit und Gesteinen des Limmernbodens.

Nach J. OBERHOLZER (Lit. 91) hat das Kristallin-Fenster die Form einer langgestreckten Kuppel, deren Scheitellinie WNW-ENE streicht, ungefähr senkrecht über Vättis kulminiert und westwärts in das Innere der Ringelspitzkette, ostwärts unter den Calanda taucht. Das Calfeusental ist westlich von Gigerwald bereits in den Nordschenkel dieses Gewölbes eingeschnitten. Das Tamina-tal nordöstlich von Vättis, etwa von der Gegend des Gnapperkopfes an, liegt ganz im Nordflügel. Um das Dorf Vättis herum greift das Tal auf den Südschenkel über.

III. MORPHOLOGIE

Schuttüberdeckung bestimmt weitgehend die Morphologie und behindert natürlich das Studium des Kristallins. Es handelt sich vor allem um Gehängeschutt, Bachschuttkegel, Moränenablagerungen und Schotter.

In der Moräne, die den Hügelzug unmittelbar rechts der Tamina im Dorfe Vättis bildet, finden wir Rheinerratica. Der Rheingletscher drang über den Kunkelpass bis hierher und weiter vor. Teile der Moräne (Nordseite, gegen Hotel Alpina) erscheinen als verkittete Breccie.

Die Schotter, welche die verschieden hohen Terrassen nördlich und südlich von Vättis bilden, lassen einen alten, diluvialen Stausee vermuten. ALB. HEIM (Lit. 39) erwähnt Terrassenschotter, die sich an den Hängen des ganzen Taminatales finden. Er fasst sie als postglaciale Stauschotter auf. Ihr Gefälle beträgt $7\frac{1}{2}/_{00}$ und die Aufschüttung erfolgte von oberhalb Vättis bis Valens. Besonders nördlich von Vättis wurden diese „Stauschotter“ später teilweise von Bachschuttkegeln wieder überdeckt (Kreuzbach).

IV. PETROGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Wir teilen auch hier das Kristallin analog wie im Fenster des Bifertengletschers und des Limmernbodens ein in:

1. Altkristallin.
2. (Nachgranitische), paläozoische Sedimente.

Unter den altkristallinen Gesteinen sind es zur Hauptsache Syenite, muskovitarme und muskovitreiche Gneise, eine ganze Serie von Ganggesteinen und stark tektonisierte Gesteine (Mylonite). Bereits S. 42 wurde das Auftreten nachgranitischer, paläozoischer Sedimente für Vättis vermerkt. Da in Vättis der Tödigranit fehlt, die Lagerungs- und Aufschlussverhältnisse unübersichtlich sind (u. U. sind ursprüngliche Diskordanzen tektonisch ausgeglichen), den Sedimenten kontaktmetamorphe Beeinflussung fehlt, sonst in ihrer petrographischen Beschaffenheit mit entsprechenden Gesteinen des Bifertengletschers übereinstimmen, so scheint der Analogieschluss berechtigt, sie als paläozoische Sedimente aufzufassen. Das Adjektiv „nachgranitisch“ erübrigt sich für den südlich an das Altkristallin grenzenden Komplex paläozoischer Sedimente (feinklastische Sedimente und Konglomerate).

Anhangsweise folgen einige Bemerkungen über die sedimentäre Umgrenzung des Kristallins.

V. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER GESTEINE

Gute Aufschlüsse sind in Vättis selten, weshalb zu Beginn der petrographischen Beschreibung gleich einige typische Aufschlüsse erwähnt seien.

Kreuzbach:	NE Vättis
Städeli:	Felsen im Walde NW Vättis
Rüfenen:	Grosse Rüfe, linke Seite der Tamina im Calfeusental
Lutzerug:	Lichte Waldpartie an der rechten Calfeusentalseite
Tamina:	Verschiedene Fundpunkte
Verschiedene Tobel:	SE Vättis, auf der Calandaseite
Gnapperkopf:	Verlassene Erzgrube SE Vättis

Im übrigen verweisen wir auf die beiliegende geologische Karte im Masstab 1:25 000.

1. Altkristallin

a) Syenit

In Vättis steht kalifeldspatreicher Syenit an; Normal-syenite in feinkörniger Ausbildung spielen eine untergeordnete Rolle. Die schmutzig-grünlichbraunen Syenite mit grossen, 1—1½ cm langen, oder auch bedeutend kleineren Kalifeldspäten (sog. feinkörnige Syenitausbildung) sind stark schiefrig und haben die auf S. 14 für Typus β erwähnten Eigenschaften.

Mineralbestand (Hdst. 36 Vä 30, 36 Vä 297 u. a.):

H.G. Kalifeldspat	N.G. Calcit, Titanit
Plagioklas (Albit)	Sericit, Apatit
Quarz	Epidot, Zirkon
Biotit-Chlorit	Limonit, Rutil, Pyrit.
U.G. Eisenglanz, Orthit.	

Struktur: Blastogranitisch.

Textur: \pm schiefrig.

Kalifeldspat ist perthitisch bis mikroperthitisch und zeigt gelegentlich randliche Umwandlung in Schachbrettalbit.

Plagioklas. An Albit-Oligoklas sind die üblichen Deformations- und Zersetzungserscheinungen (Saussuritisierung) zu beobachten. Sericit überwiegt eher den Epidot, beide sind im Zentrum am stärksten verbreitet, gegen den Rand zu nehmen sie ab und können dort ganz fehlen. Gleiche Beobachtungen machte u. a. R. Wyss (Lit. 127) am sauren Granit vom Fusse des Thierberges (südlich Lauteraarhütte). Wäre diese Saussuritisierung, wie lange angenommen wurde, etwas Pathologisches, d. h. auf reine oberflächennahe Zersetzung des Plagioklases zurückzuführen, dann müsste sich gerade in den Aussen-Zonen im Plagioklas am meisten Sericit finden. Auf die Unhaltbarkeit der alten Theorie der Saussuritisierung machte neuerdings F. ANGEL aufmerksam (Lit. 2). In der richtigen Interpretation der Gesetze der Metamorphose liegt der Schlüssel zu einer genetischen Erklärung dieses Prozesses. Alles deutet darauf hin (vgl. auch die chemische Analyse), dass der Syenit von Vättis stärker metamorph, d. h. vor allem dislokationsmetamorph, sei. Das führte zu Stoffverschiebungen. Unter anderm ist K_2O zum Teil durch Na_2O ersetzt und das Gestein überdies saurer geworden. Dieser kalifeldspatreiche Syenit war aber schon primär saurer und Ca-ärmer als der Normal-Syenit.

Zum Schluss sei noch auf zwei Erscheinungen hingewiesen, die an dem auf S. 14 beschriebenen Syenit nicht so deutlich feststellbar sind.

Prinzipiell kann der reichlich vorhandene Calcit zweierlei Entstehungsursachen haben: 1. durch Metamorphose, d. h. durch Umwandlung anderer Ca-Mineralen unter Anwesenheit von zugeführtem CO_2 ; 2. der Calcit ist aus den darüberliegenden Sedimenten eingewandert. Wenn früher von L. MILCH (Lit. 72) angenommen wurde, der Calcit stamme aus den darüberliegenden Sedimenten, so möchte ich diese Hypothese nur für die Fälle gelten lassen, in denen Calcit oder Dolomit sich auf makroskopisch gut wahrnehmbaren Klüften findet. Im Schliff zeigt sich der Calcit und Dolomit besonders auf den feinsten Spaltrissen des Kalifeldspates und mitten im Kalifeldspat wie auch zwischen den andern Mineralien. L. MILCH nimmt an, die Calcit- und Dolomit-Lösungen seien auf Klüften und Rissen (d. h. in unserm Fall bis 200 m und mehr) in den Syenit hinabgestiegen und dort ausgeschieden. Dabei bleibt unklar, warum sich Calcit mitten in Mineralien in vielen kleinen und kleinsten \pm idiomorphen Kristallen findet. Die MILCH'sche Ansicht genügt nur zur Deutung von nestartig angereichertem Calcit ausserhalb der Feldspäte, was gelegentlich auch vorkommt. Andererseits entsteht bei den Stoffumsetzungen der Metamorphose auch Calcit. Ja, es dürfte im Verlaufe so verschiedener Metamorphosen Stoff aus grösserer Tiefe zugeführt worden sein. Aus der Gesamterscheinung ist die Karbonatisierung mit der alpinen Dislokationsmetamorphose in Zusammenhang zu bringen (S. 94). Wenn für den Vättiser Syenit nicht die Verhältnisse zutreffen, wie sie F. ANGEL (Lit. 2, S. 49) für die alpinen Zentralgranite anwenden möchte, so hat die Beteiligung alkali-karbonatischer Lösungen eine gewisse Wahrscheinlichkeit. Als karbonatische Umsetzungsprodukte bildeten sich neben Calcit- auch Dolomit- und Breuneritkristalle.

Schliff 36 Vä 117 u. a. enthalten zonare Apatite, ähnlich denen, die mir Prof. HUTTENLOCHER in Graniten des westlichen Aaremassivs zeigte. Über pigmentierte zonare Apatite berichten ANGEL und WEINSCHENK (Lit. 3, 122). In unserm Falle dürfte das Pigment Ilmenit sein.

Frisches Material zur chemischen Analyse wurde aus einem Block in der Tamina gewonnen (Hdst. 36 Vä 297; Schluchteingang NW Dorf Vättis). Die Daten lauten:

SiO_2	58.74	si	216
Al_2O_3	14.40	al	31.1
Fe_2O_3	0.93	fm	32.8
FeO	4.36	c	15.0
MnO	0.09	alk	21.1
MgO	3.01	k	0.60
CaO	3.82	mg	0.51
Na_2O	2.36	ti	3.5
K_2O	5.42	p	0.64
H_2O^+	2.30	c/fm	0.46
H_2O^-	0.05	qz	+ 32.2
CO_2	2.44		
TiO_2	1.30	Magma: si-monzonitisch	
P_2O_5	0.42	Analytiker: Ing. chem. F. STACHEL	
S	0.10		
Σ	99.74		
Spez. Gew.	2.64		

Bereits aus den Dünnschliffbeobachtungen ging hervor, dass der Syenit ungleich stärker metamorphosiert ist als die entsprechenden Gesteine der andern zwei besprochenen Fenster. In gleichem Sinne sind die hohen Werte für H_2O und CO_2 zu deuten. Wenn auch die Normalsyenite von Tentiwang und Limmernboden chemisch nicht mit diesem Syenittyp übereinstimmen, so spricht doch der si-mon-zonitische Magmentypus für die Zugehörigkeit zur yogoitisch-mon-zonitischen Aarmassiv-Differentiation.

b) Muskovitgneise

Muskovitreiche (Eigenschaften wie S. 61) und muskovitarmer Gneise stehen in scharf abgegrenzten, grösseren und kleineren Komplexen neben Syenit an. Diese Gneise und der Syenit bilden flächenmässig den grössten Teil des Vättiserfensters. Hier sei der S. 61 nicht beschriebene muskovitarmer Gneis charakterisiert.

Muskovitarmer Gneis. Den frischen muskovitarmen Gneis finden wir in den Felsen zwischen Calfeusentalstrasse und Tamina, kurz unterhalb der Taminafälle ²⁹⁾. Eine Probe 36 VÄ 272 wurde analysiert.

Makroskopisch hat das feinkörnige Gestein ein weissgraues, gneisiges Aussehen; alle Gemengteile ordnen sich streng parallel an. Relativ stark treten grünschwarze, schmale Scherklüfte hervor, die meistens von chloritischer Substanz erfüllt sind. Eine Vermessung von Schliff 36 VÄ 272 auf dem Integrationstisch ergab:

	Vol.-Prozente
H.G. Kalifeldspat	14,3 %
Plagioklas (Albiklas)	37,1 %
Quarz	42,3 %
N.G. Biotit	3,2 %
Muskovit	0,8 %
Erz	0,7 %
Sericit, Apatit	1,6 %
	<hr/> 100,0 %

Die Struktur ist, wenn nicht so stark umgearbeitet, analog wie die des Muskovitgneises (s. S. 61) und als *blasto-porphyrisch* zu bezeichnen.

Die Textur entspricht der *schiefrig-lamellaren*.

²⁹⁾ Man folgt zuerst dem Weg, der zu den Taminafällen führt, zweigt aber rechts ab, wenn der betreffende Weg links geht, und steigt vorsichtig die bemoosten Felsen zur Tamina hinunter.

Der Mineralbestand ist, abgesehen vom Biotit mit pleochroitischen Höfen, nur quantitativ von demjenigen des Muskovitgneises von S. 61 verschieden.

Bei dem äusserst guten Erhaltungszustand des Gesteins schien eine chemische Untersuchung wünschenswert. Analysiert wurde die Probe 36 Vă 272 (Taminafälle).

SiO ₂	72.17	si	380
Al ₂ O ₃	12.93	al	40.0
Fe ₂ O ₃	0.39	fm	19.1
FeO	3.32	c	5.1
MnO	0.01	alk	35.8
MgO	0.39	k	0.46
CaO	0.91	mg	0.16
Na ₂ O	3.80	ti	0.6
K ₂ O	4.96	p	0.13
H ₂ O ⁺	0.76	c/fm	0.26
H ₂ O ⁻	0.06	qz +	136.2
CO ₂	0.56		
TiO ₂	0.17	Magma: normalalkaligranitisch	
P ₂ O ₅	0.06	Analytiker: Ing. chem. F. STACHEL.	
Σ	100.49		
Spez. Gew.	2.70		

Mangelnde Vergleichsmöglichkeiten erlauben keine sicheren Schlüsse zu ziehen über Stoffverschiebungen während der Metamorphose.

c) Stark tektonisierte Gesteine („Mylonite“)

Das Studium der bisher besprochenen Gesteine gestaltete sich insofern nicht leicht, da sie alle metamorphe Erscheinungen aufweisen, welche im ganzen Gebiet in ähnlicher, durch mineral-chemische Neubildung und durch mechanische Veränderung bedingten Ausbildung ganz allgemein immer wieder anzutreffen sind. Nun findet man aber ausserdem noch Typen, die einer besonders intensiven mechanischen Beeinflussung anheimfielen. Nur im Zusammenhang mit Gesteinen anderer Gebiete (z. B. Limmernboden) gelingt die Deutung des ursprünglichen Charakters und eine Zuordnung. Derartige Bildungen erhielten von andern Autoren Namen wie Sericitgneis, Sericitschiefer (ALB. HEIM). Wir nennen sie Mylonite³⁰⁾. Sie kommen praktisch nur in der Kulminationszone des Kristallinewölbes vor, der Tamina den Lauf vorzeichnend. Die Mylonite

³⁰⁾ Mylonit verstanden als tektonisch extrem beanspruchtes und strukturell verändertes Gestein (s. auch E. WENK, Lit. 123, S. 215).

haben extrem schiefrige Beschaffenheit, sind reich an Sericitlagen und erscheinen meist grau gefärbt. Gut aufgeschlossen sind sie im verlassenen Steinbruch NW hinter Vättis vor dem Calfeusental Eingang. Am Calfeusentalsträsschen (Taleingang) dagegen sehen wir den Mylonit wiederum, völlig zerbröckelt und verwittert.

Das Ausgangsgestein zu diesen Myloniten bildete Muskovitgneis. Im Schliff lösen Quarzlagen und \pm breite Sericitzüge einander ab. Feldspäte und Akzessorien sind klein und nur in geringer Verbreitung vorhanden. Die intensive Metamorphose war wohl vorwiegend mechanischer Art, aber trotzdem spielten Lösungsvorgänge

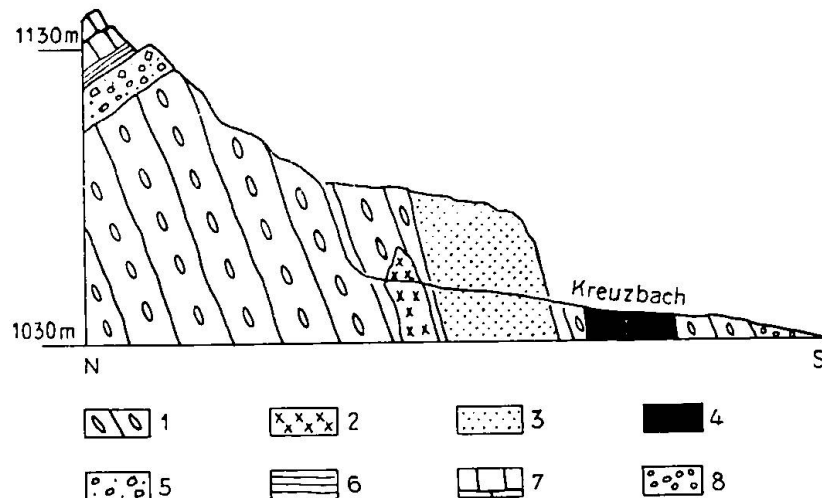


Fig. 14. Profil am Kreuzbach, NE von Vättis. Profillänge ca. 160 m. 1. Alt-kristallin. 2. Pegmatit. 3. Aplite. 4. Kersantit. 5. Klastisch-detritisches Perm. 6. Dolomitmarmor. 7. Rötidolomit. (6. + 7. = Trias.) 8. Schutt.

und Stoffumsetzungen eine nicht unbedeutende Rolle. Den auffallend geringen Kalifeldspatgehalt erklären wir dadurch, dass Kali in Lösung ging, aber gleichzeitig wenigstens teilweise wieder in Form von neugebildetem Sericit fixiert wurde.

d) Ganggesteine

Überall im Kristallin von Vättis durchbrechen Ganggesteine die Syenite und Muskovitgneise. Das Kreuzbachtobel (s. Fig. 14) oder die Felspartien SW Luterzug geben einen guten Einblick in die Lageverhältnisse.

Für Pegmatite und Aplite gilt das S. 18 Gesagte. Ein Aplite (Schliff 36 Vä 35 a, Streichen = N 52° E, Fallen 65° Süd) war für Plagioklasmessung geeignet:

Individuum A 6—10 % An = Albit,
Individuum B 3 % An = Albit.

Meistens stark geschieferte Porphyrite durchschlagen den Syenit diskordant, und scheinen im Muskovitgneis zu fehlen. In vereinzelten Fällen stellten wir Hornblenderelikte fest (= Hornblende-porphyrite).

Messungen beweisen, dass im Altkristallin nicht beliebig viele, wahllos orientierte Klüfte entstanden und nachher mit aufdringendem Porphyrit ausgefüllt worden sind ³¹⁾. Dieser empirische Befund scheint lineamenttektonische Hypothesen im Sinne DAUBRÉES und SONDERS zu bestätigen (Lit. 21, 106). Die Messresultate sind in Tab. 3 aufgeführt.

Tabelle 3

Räumliche Orientierung der Porphyrite im Fenster von Vättis

No.	Streichen	Fallen	Mächtigkeit
1.	E-W	84 Süd	2,5 m
2.	N 67 E	—	3,0 m
3.	E-W	50 Süd	6—7 m
4.	E-W	—	1,5 m
5.	E-W	50 Süd	50 cm
6.	N 65 E	50 Süd	ca. 3 m
7.	N 64 E	50 Süd	3 m
8.	E-W	65 Süd	45 cm
9.	N 80 E	61 Süd	15 m
10.	N 80 E	50 Süd	50 cm
11.	N 65 E	64 Süd	60 cm
12.	E-W	80 Süd	8—10 m
13.	N 80 E	65 Süd	1 m
14.	N 89 E	65 Süd	30—50 cm
15.	N 79—80	64—66 Süd	—
16.	N 96 E	66 Süd	äusserst schlecht messbare Orientierung
17.	N 80 E	60 Süd	1,2 m
18.	N 80 E	60 Süd	3 m
19.	N 80 E	54 Süd	4—5 m
20.	E-W	50 Süd	50 cm
21.	E-W	60 Süd	2 m
22.	N 80 E	65 Süd	10 m
23.	N 80 E	65 Süd	80 cm

Daraus ersehen wir die Dominanz folgender Richtungen:

E—W,
N 80 ° E,
N 65 ° E.

³¹⁾ Das Alter gleich orientierter Porphyrite kann durchaus verschieden sein.

Der einzige Kersantitgang (Fig. 14) hat eine Mächtigkeit von rund 5 m und durchsetzt diskordant mit scharfer Grenze den Syenit unten im Kreuzbachtobel. Im Gang sind kleine, $\sim 5 \times 2$ cm grosse Syeniteinschlüsse sichtbar.

Werte für Streichen = Ost-West,
Fallen = $65^{\circ} \pm 4^{\circ}$ SW.

Dieses Ost-West-Streichen steht im Einklang mit Beobachtungen, die J. NIEDERER (Lit. 77) im östlichen Aarmassiv machte. Neben alpin streichenden gibt er solche an, die eine Ost-West-Orientierung zeigen. Mittelwert für alpines Streichen $N 55^{\circ} E$.

Makroskopisch erscheint der Kersantit als olivgrünes bis schwarzbraunes, dichtes Gestein, das idiomorphe Biotitkristalle erkennen lässt.

Mineralbestand u. d. M.:

H.G. Biotit	N.G. Epidot, Zirkon
Plagioklas	Klinozoisit, Hämatit
Calcit	Quarz, Limonit
Chlorit	Sericit, Magnetkies
	Apatit.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch.

Textur: Schwach schiefrig.

Der Calcit findet sich in grossen Kristallaggregaten, d. h. in einzelnen Nestern im Gestein. Ich glaube, die Calcitführung kann nicht, wie es H. ROSENBUSCH (Lit. 99) annimmt, auf reine oberflächennahe Verwitterungsprozesse zurückgeführt werden. Der Calcitgehalt ist nach P. ESKOLA (Lit. 26) durch die Annahme einer auto-hydrothermalen Durchtränkung des Lamprophyrmagmas mit CO_2 erklärbar (Umsetzungen des Kohlendioxydes mit Plagioklas).

Rein sekundär allometamorphe Mineralien sind: Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Sericit und Quarz.

Schliesslich treten überall breitere oder schmälere Quarzgänge auf; Quarzzerklüfte unsicheren, wahrscheinlich aber tertiären Alters, sind ebenfalls häufig.

2. Paläozoische Sedimente

Die Altersbestimmung dieser höchstwahrscheinlich carbonischen Sedimente beruht auf Analogieschluss und ist durch nichts strenger beweisbar (vgl. S. 69).

Ausser dem Altkristallin beteiligen sich bloss noch im Vergleich zum diskordant darüber liegenden Rötidolomit ebenfalls südfallende, paläozoische Sedimente am Aufbau des Vättisfensters.

Wir konnten unterscheiden zwischen feinklastischen, dunklen Tonschiefern und Konglomeraten. Die beiden Typen stehen auf der Südseite des Fensters an (z. B. oberer Teil des Freudenbergkobels; Bannwald). Die Aufschlüsse sind durchwegs schlecht und nicht zusammenhängend, was die Interpretation sehr erschwert. Die Dünnschliffe lehren aber, dass für sie die auf S. 40 mitgeteilten Merkmale gelten.

Seinerzeit erwähnte ALB. HEIM (Lit. 37) in Vättis Carbon. Nach unseren Beobachtungen sind diese von ALB. HEIM beschriebenen Carbonhorizonte nichts anderes als dem klastisch-sedimentären Perm (vgl. darüber unten) eingeschaltete dunkle Tonlagen (Lokalität: Kreuzbachkobel).

3. Einige Beobachtungen in den übrigen Sedimenten von Vättis

a) Permische Sedimente

Unmittelbar über die steil südfallenden kristallinen Gesteine lagert sich diskordant ein oberer Quarzsandstein (nach TOLWINSKI). Diesen Diskordanz-Aufschluss im Kreuzbach erwähnt bereits ALB. HEIM (Lit. 36). Das Sediment ist u. d. M. ein klastischer Quarzsandstein mit quarzitischem Bindemittel, Dolomit + Calcit, oft in knauerartigen Nestern. Ausser Quarz (als Körner und Bindemittel), Feldspat und Dolomit-Calcit kommt noch in geringen Mengen Sericit vor. Frisch erscheint dieser Sandstein als rein weiss oder grau mit zwischengeschalteten dunklen Tonlagen (vgl. oben). Die eckigen Quarzkomponenten erreichen oft Nussgrösse. Verwittert hat der Sandstein rostigbraune Farbe. Der klastische Quarzsandstein bildet im ganzen Fenster ein konstantes Schichtglied von 3—7 m Mächtigkeit, welches sich diskordant über das Kristallin lagert. Auf der Südseite des Fensters fallen die Schichten schwach Süd, am Nordrand schwach Nord. In genau gleicher Lagerung und Ausbildung fanden wir diese Schicht bereits im Limmernboden und im Bifertengletschergebiet und bezeichneten sie als klastisch-detritische, permische Sedimentschicht.

J. OBERHOLZER (Lit. 91, S. 210) sieht allerdings die entsprechende Schicht in Vättis für Melsersandstein an. Der Begriff Melsersandstein stammt aber, was sehr zu beachten ist, aus dem Gebiet der helvetischen Decken. Ich hatte bloss Gelegenheit, den Melersandstein bei Mels zu studieren. Die beiden Gesteine von Vättis und Mels scheinen mir nicht identisch zu sein. Ausserdem sehen wir nicht ein, warum die unterste Trias (Melsersandstein = Buntsandstein) der helvetischen Decken mit der untersten Trias im hel-

vetischen Autochthon parallelisiert werden kann. Das erste in Vättis sich d i s k o r d a n t über das Kristallin lagernde Schichtglied fassen wir daher als Perm auf.

Wir geben zu, die Bildung des klastisch-sedimentären Perms kann u. U. die Permzeit z. T. überdauert und auch die kontinentale Periode der Trias (Buntsandstein) umfasst haben. Diesbezügliche Beweise, d. h. ob die Abtragung mit oder ohne Unterbruch von Perm zu Buntsandstein gedauert habe, stossen auf prinzipielle Schwierigkeiten. Doch scheint uns der Fehler weniger gross, in permische Bildungen event. noch gleichfazielle triadische mit einzubeziehen, als die Existenz der permischen Erosion (resp. die völlige Wiederaufarbeitung permischer Sedimente in der Trias) überhaupt zu bestreiten und die Schicht für Melsersandstein zu halten.

Es sei nochmals betont (vgl. auch S. 54), dass die Bezeichnung „Verrucano“ als unzweckmässig zu meiden ist. Entweder sollen die Gesteine des Perms als klastisch-detritische S e d i m e n t e (hier z. B. als klastischer Quarzsandstein mit quarzitischem Bindemittel) oder dann als E r u p t i v g e s t e i n e, z. B. als Quarzporphyre, Quarzporphyrtuffe, Melaphyre usw., beschrieben werden.

b) Die Trias

Die Einzelheiten der verschiedenen Unterabteilungen der helvetischen Triasserie in Vättis gehen am deutlichsten aus den aufgezeichneten Profilen hervor. Nach dem, was wir in Vättis sahen, scheint uns, könne die helvetische Trias eventuell noch weiter gegliedert werden. Doch sind dazu vergleichende Beobachtungen an andern Lokalitäten nötig, was nicht Aufgabe dieser Arbeit war. Deshalb begnüge ich mich mit dem Hinweis und gebe bloss in den Profilen meine Beobachtungen zur Kenntnis.

B e m e r k u n g z u d e n P r o f i l e n (Fig. 15). Nach der Feld- und Dünnschliffbeobachtung vermutete ich in dem Gestein C des Profils I einen Dolomit. Die ausgeführte qualitative chemische Analyse bestätigte die Annahme. Es gelang der Nachweis folgender Ionen: viel Ca, Mg, CO₂, wenig SiO₂, Spuren von Fe. Das ergibt einen Dolomit mit Quarz und Eisen in karbonatischer oder hydroxydischer Bindung. Im Schliff zeigen die Dolomitindividuen Rekristallisationserscheinungen (bis 0,5 cm grosse Dolomitkristalle). Relativ häufig vorhanden ist feinverteilte organische Substanz. Wir nennen das Gestein daher einen D o l o m i t m a r m o r. Dieser Marmor als Komplex (A + B + C) fehlt, wenn auch seine einzelnen „Unterschichten“ A, B, C in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit schwanken, in Vättis nie. Er muss in dem von OBERHOLZER (Lit. 91, S. 223) mitgeteilten Profil dem Glied 2 entsprechen. Nach der Analyse ist dieses Schichtglied nicht mehr als „Kalksandstein“, sondern als Dolomitmarmor zu bezeichnen.

Über den besprochenen Schichten erscheint erst der Rötidolomit, das Äquivalent des Muschelkalkes, in einer Mächtigkeit von 40—50 m. Im Schliff zeigt der Rötidolomit eine mikrokristalline Struktur und eigenartige kleine, nadelartige Gebilde (Schwammnadeln?). Als letztes Glied der Trias folgen pyritreiche Quartenschiefer. TOLWINSKI (Lit. 114) gibt eine Mächtigkeit von 9—10 m an.

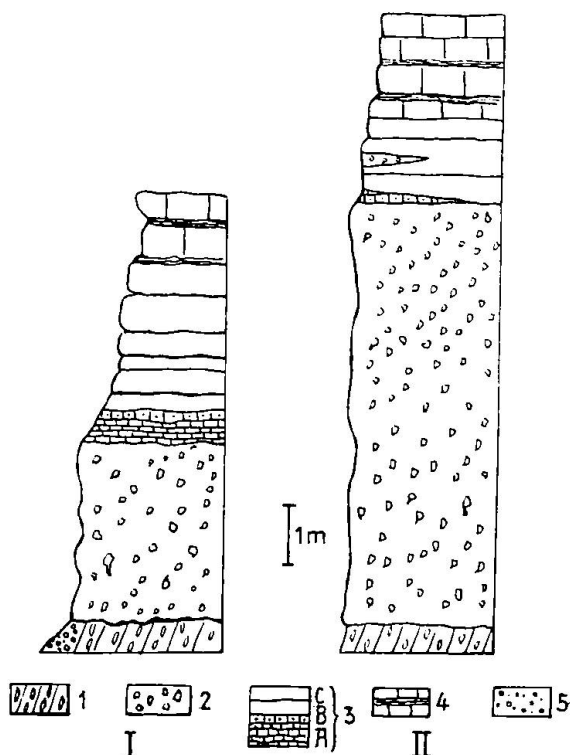


Fig. 15. I. = Profil NE ob Städeli. II. = Profil an der W-Ecke der Rüfenen. 1. Syenit. 2. Klastisch-detritisches Perm. 3. C = Dickgebankter Dolomitmarmor. B = Dolomit mit grossen Dolomitmikristallen. A = Dünnegebankter Dolomitmarmor. 4. Rötidolomit, 40—50 m mit zwischengeschalteten roten und grünen Schieferlagen. 5. Schutt.

Ein einzigartiges Profil ist im Freudenberg Tobel aufgeschlossen. Permische Sedimente und eine zusammenhängende Rötidolomitbank fehlen. Links und rechts des Tobels ist alles weithin mit Schutt bedeckt. Wahrscheinlich wurden die fehlenden Schichten lokal aufgearbeitet. Der Rötidolomit bildet bis m^3 grosse Blöcke in den Quartenschiefern.

Profil:

- (oben) Malmwand,
 10—20 m dunkle Opalinusschiefer,
 10 m Quartenschiefer (enthalten Rötidolomitbrocken),

Diskordanz

- (unten) bis in Höhe von 1080 m paläozoische Sedimente (grobe Konglomerate).

Weiteres über die autochthonen und parautochthonen Sedimente der Umgebung von Vättis findet sich in Arbeiten von ALB. HEIM, K. TOLWINSKI, J. OBERHOLZER und R. HELBLING (Lit. 38, 114, 91, 35).

c) Die Lagerstätte des Gnapperkopfes

Südöstlich von Vättis, auf der Calandaseite, liegt in einer Höhe von 1190 m die um die Mitte des letzten Jahrhunderts betriebene Grube des Gnapperkopfes.

In 20–30 cm mächtigen Quarzgängen tritt dort das Erz in spärlicher Verteilung im Rötidolomit auf. Die Quarzgänge stehen praktisch senkrecht auf den Schichten des Rötidolomites. Nach Aussagen von Leuten aus Vättis und nach G. THEOBALD (Lit. 111) sollen die Erze Silber enthalten und seinerzeit daraufhin abgebaut worden sein. Wir haben deshalb eine Erzprobe qualitativ untersucht. In der Literatur findet sich meines Wissens keine Analyse. A. P. BOLLEY teilt allerdings Analysen von Calanda-Erzen mit (Lit. 104). Im Gegensatz zu J. CADISCH (Lit. 16) möchten wir die Frage offen lassen, ob es sich hier tatsächlich um Gnapperkopferze handelt. Der angegebene mittlere Silbergehalt von 0,10678 % (~ 1000 g/t) ist hoch und dürfte an ausgewählten und ausgezeichneten Erz-Proben bestimmt worden sein³²⁾. Jegliche genauen Angaben über Auswahl und Menge des zur Analyse herangezogenen Materials fehlen. Wir untersuchten das Erz bereits 1937 qualitativ chemisch und chalkographisch (s. unten) und behalten uns eine quantitative Untersuchung, welche durch die grosse Verbreitung sekundärer Erze erschwert wird, vor.

Folgende Elemente beteiligten sich an der Zusammensetzung des Erzes: reichlich Cu, As, Pb, S; Sb (Spur); sehr wenig Ag; Fe als Spur.

Die Analyse wurde nach dem in der analytischen Chemie üblichen Analysengang (TREADWELL) ausgeführt. Als Lösungsmittel diente rauchende Salpetersäure. Durch äusserst vorsichtiges Arbeiten konnte mit Salzsäure ein Niederschlag erhalten werden. Er wurde auf Pb, Hg und Ag geprüft. Mit Thio-Diamidocarbazon gelang der eindeutige Nachweis von Ag.

In gutem Einklang mit dem chemischen Ergebnis stehen die unten angeführten chalkographischen Feststellungen:

Primäre Erze:	Sekundäre Erze:
H.G. Bleiglanz, Fahlerz.	Malachit, Azurit,
N.G. Kupferkies, Pyrit, Arsenkies.	Covellin, Kupferglanz.

Das Silber liegt nicht in Form von Silbererz vor, sondern ist dem Bleiglanz und dem Fahlerz isomorph beigemengt. Der Silbergehalt dürfte mit $\leq 0,1$ % richtig geschätzt sein. Ein Abbau wird kaum je lohnen können.

Entstehung der Lagerstätte: Das Auftreten des Erzes in einem ungestörten Quarzgang spricht gegen sedimentäre Ent-

³²⁾ Untere Abbauwürdigkeit = 560 g Silber.

stehung. Es liegt vielmehr ein hydrothermal entstandener Quarzgang vor. Nach der von H. F. HUTTENLOCHER auf alpine Lagerstätten angewandten Nomenklatur gehört das Gnapperkopfvorkommen zu den Lagerstätten der hydrothermalen, sulfidisch-karbonatischen Externzone (Lit. 55). Analoge Vererzungen können auch in höheren Schichten (Malm!) des Calanda beobachtet werden (mündliche Mitteilung von Dr. U. KAPPELER). Die Gänge stellen hydrothermale Ausfüllungen der während der alpinen Faltung durch Be- und Entlastung entstandenen Klüfte und Risse in den helvetischen Sedimenten dar. Ihr Alter kann nur als jünger wie Trias angegeben werden.

VI. ZUSAMMENFASSUNG

Das Kristallin von Vättis bauen ausschliesslich Altkristallin (Syenite, Muskovitgneise, Mylonite und Ganggesteine) und paläozoische Sedimente auf. Alle Gesteinstypen — ausgenommen der Kersantit und Mylonit — wurden in den Fenstern am Bifertengletscher und des Limmernbodens bereits angetroffen. Die diskordante Überlagerung durch Sedimente beginnt auch hier mit Perm. Alle drei Fenster gehören offenbar der gleichen petrographischen Einheit, dem östlichen Aarmassiv, an. Alle Autoren waren einig, dass die Gesteine von Vättis schlecht erhalten sind und kaum bestimmt werden können. Eine Deutung ist wohl möglich, aber nur bei gleichzeitiger Untersuchung des übrigen östlichen Aarmassivs, wie es hier geschah.

Zum Schluss noch eine Bemerkung über das vermeintliche Uranpecherz-lager. Nach dem Weltkrieg 1914—1918 behauptete ein österreichischer Rutengänger BEICHL im Untergrunde von Vättis ein derartiges Erzlager nachgewiesen zu haben (im Schutt bei Mattlina). Wir hielten es für angezeigt, erneut zu prüfen, ob irgendwelche petrographischen Beweise zu solchen Vermutungen vorliegen ³³⁾.

Die Syenite des östlichen Aarmassivs gelten, soweit untersucht, als relativ stark Ra-aktiv (Lit. 41, 42, 43). Herr Dr. HIRSCHI hatte die Freundlichkeit, die unten angeführten Vergleichsmessungen auszuführen (Tab. 4).

Daraus folgt schwächere Gesamtradioaktivität für die Syenite von Biferten, Limmernboden und Vättis als z. B. für den Giufsyenit.

Für die Therme von Pfäfers stellte SCHWEIZER (Lit. 39 und 110) einen äusserst schwachen Gehalt an Ra-Emanation fest (0,73—0,76 Mache-Einheiten). ALB. HEIM (Lit. 39) stützt sich auf die Kluftarmut des Gebietes und hält den Seewerkalk für die Leitschicht des Thermalwassers mit Einsickerungsgebieten auf

³³⁾ Herrn F. W. SPRECHER (Vättis) danke ich für die Überlassung von diesbezüglichen Gutachten-Abschriften.

den Alpterrassen von Mapragg, Vindels, Vättnerberg, Ladils etc. bis Gigerwaldspitz. Wir beobachteten aber besonders in Malm Kluftreichtum. Daher kann das Thermalwasser ebensogut aus dem Kristallin von Vättis stammen. Dabei dürfte sogar ein teilweiser Verlust der Ra-Aktivität auf dem langen Talweg stattgefunden haben.

Tabelle 4

<i>Radioaktivität einiger Gesteinspulver</i>		
Syenit (38 Bi 253), Biferten	3.9	Volt/St.
Syenit (38 Li 22), Limmernboden	6.7	„ „
Syenit (36 Vä 297), Vättis	1.7	„ „
Zum Vergleich seien einige Resultate aus Arbeiten von H. HIRSCHI angeführt (Lit. 41, 42 und 43):		
Kalisyenit aus dem Piz Giufgebiet	10.	Volt/St.
Granit von Ponteglias	8.	„ „
Biotithornblendesyenit (shonkinitisch) Eistfluh	2.0	„ „

Weitere Daten finden sich in den zitierten Arbeiten. Die neu ausgeführten Messungen sind nach den dort erwähnten Vorschriften vorgenommen worden.

Die schwache Ra-Aktivität der Therme macht aber in keiner Weise die Annahme von Uranerzlagern in Vättis nötig. Für diese Aktivierung des Thermalwassers reicht die nicht überdurchschnittliche Gesteinsaktivität völlig aus. Zudem sind die Pegmatite von Vättis immer mineralarm (Feldspatpegmatit, ohne Muskovit etc.). Da auch diese Ganggesteine, in denen Uranerze besonders gerne auftreten, keine positiven Anhaltspunkte liefern, so haben wir keinen einzigen einwandfreien Beweis für die Anwesenheit von radioaktiven Erzen.

D. Das Kristallin von Tamins

I. ALLGEMEINES

Alle Kristallinaufschlüsse finden sich in unmittelbarer Nähe des Dorfes Tamins, das auf der linken Seite des Rheintales, oberhalb Chur, liegt (Top. Atlas der Schweiz, Blatt 406).

Für die besondere Art des Zutagetretens des Kristallins scheint uns weder der Terminus „Fenster“ noch ein anderer geeignet (Lit. 38, II, 1, S. 21 und 143). Es ist daher ganz einfach die Rede von dem Kristallin von Tamins. Da zur Zeit die Auffassungen der Tektonik des helvetischen Gebietes zwischen Linth-Rhein und Walensee durch Untersuchungen R. HELBLINGS (Lit. 35) im Fluss sind, bleiben wir umso mehr bei dieser allgemeinen Bezeichnung und legen das Hauptgewicht auf die petrographische Beschreibung der Gesteine.

Die Untersuchungen hatten ursprünglich zur Voraussetzung, das Kristallin von Tamins gehöre zum Aarmassiv, wie aus der bestehenden Literatur zu entnehmen war. Diese Annahme erwies sich als unhaltbar.

Bis heute finden wir in geologischen Arbeiten bloss einzelne, meist nur kurze Hinweise auf die Taminser Gesteine. Als erster befasste sich G. THEOBALD mit dem in Frage stehenden Gebiet (Lit. 111). Aus historischen Gründen erwähnen wir R. TH. SIMLER (Lit. 105), der bereits 1860 an den Taminser Gesteinen spektralanalytische Versuche anstellte.

L. MILCH (Lit. 72) sieht im „Verrucano“ von Tamins ein Umwandlungsprodukt von Mergeln und hält Beziehungen zu Eruptivgesteinen für unmöglich. Zu analogen Folgerungen kommt A. ROTHPLETZ (Lit. 101). In neuerer Zeit erwähnen die Gesteine von Tamins CH. PIPEROFF (Lit. 95), M. BLUMENTHAL (Lit. 11), ALB. HEIM (Lit. 38, II, S. 146). Letzterer schreibt auf S. 146:

Die grünen Schiefer von Tamins können nicht dem Verrucano angehören. Es sind Epidot-Chloritschiefer mit Porphyreinlagerungen. Als solche hat sie J. OBERHOLZER (Lit. 129) kartiert. F. DE QUERVAIN und M. GSCHWIND (Lit. 97) berichten über die lokale Verwendung als Baustein. Das zermahlene Produkt dient ferner bei der Kunststeinherstellung als grünes Pigment.

Mehrere Umstände wirken dem Arbeiten im Gelände entgegen: Bergsturzgebiet (lokaler Bergsturz vom Kunkels-Pass her) und Wald beschränken grössere, zusammenhängende Aufschlüsse auf ein Minimum. Zwei Steinbrüche bestehen bei Tamins (hinter dem Schulhaus) und an der Strasse zwischen Tamins und Felsberg (unmittelbar gegenüber Ems).

Aus der Gesamtbetrachtung ergibt sich: Grössere Kristallinmassen stehen zwischen Rhein und Tschingels an; die Felsen NW Tamins bis gegen Sgai (Lavoitobel und Scalaseite) hinauf bestehen wiederum aus Kristallin. Nur schlechte Aufschlüsse sind unten am Rhein beidseitig der Ruine Wackenau zu sehen. Die im Folgenden beschriebenen Gesteinstypen waren kartographisch nicht einzeln darzustellen. Aus diesem Grunde wurde von einer petrographischen Kartierung abgesehen. Im Prinzip handelt es sich hier in Tamins um alpin-metamorph veränderte Melaphyre, einschliesslich deren tuffogenen und sauren Derivate. Eine ausgesprochene Schieferungsebene fällt steil Süd und streicht \pm NE-SW. In den nördlicheren Partien werden die Melaphyre von helvetischen Sedimenten diskordant überlagert. Gegen Süden, wo die Sedimente selbst steiles Süd-Fallen aufweisen, herrscht oft Konkordanz.

II. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER GESTEINE

Der Kristallinkomplex ist mannigfach gegliedert in dichte und schiefrige Gesteinsvarietäten, denen im einzelnen folgende Namen zukommen:

1. Melaphyr (dicht).
2. Melaphyrmandelsteine (schiefrig).

3. Albit-Chloritschiefer und Tuffe (schiefrig).

4. Porphyrite (\pm dicht).

Die grösste Verbreitung haben Melaphyrmandelsteine, Albit-Chloritschiefer und Tuffe.

1. Dichter Melaphyr

In guter Ausbildung steht der Melaphyr am Rhein-Felsriff unterhalb der Strasse Tamins-Felsberg an.

Makroskopische Beschreibung:

Der dichte Melaphyr ist ein dunkelgrünes, stellenweise durch Epidotknauern gelblichgrünes Gestein. Die Epidotfelspartien (knauerartig) erreichen bis mehrere dm² grosse Oberflächenanschnitte. Sperrig angeordnete Plagioklas-Leisten heben sich in dem dichten Gestein deutlich ab.

Mikroskopische Beschreibung:

Die analysierte Probe (37 Ta 1) stammt vom Felsriff am Rhein ³⁴⁾.

Mineralbestand:

H.G. Plagioklas	N.G. Klinozoisit
Epidot	Augit-Relikte
Chlorit	Sericit
Calcit	sehr wenig Quarz
	Hämatit
U.G. Hornblende (Strahlstein z. B. 36 Ta 320)	
Pyrit	
Apatit.	

Struktur: Porphyrisch - porphyroblastisch. Relikthaft kann Ophitstruktur erkannt werden. Die Porphyroblasten bzw. Einsprenglinge werden gebildet von Plagioklas (bis 2 mm), Epidot und Chlorit. Sie sind \pm idioblastisch.

Das Grundgewebe setzt sich zusammen aus sperrig angeordneten kleinen Plagioklasen (Ophitstruktur), Epidot, Chlorit, Klinozoisit und Hornblende (Strahlstein).

Textur: Massig. Selten undeutlich schiefrig.

Grosse Plagioklase zeichnen sich durch wasserklares Aussehen aus; selten wird ein derartiger Kristallschnitt durch ein paar Sericitschüppchen oder

³⁴⁾ Westlich von Ems zeigt der Rheinlauf eine knieförmige Biegung. Am linken Ufer ragen die „grünen Felsen“ aus dem Rheinbett heraus. Von der Fahrstrasse Tamins-Felsberg sind sie sichtbar, gerade bevor der Tschingelswald beginnt. Die Proben wurden bei diesem Riff in den Felsen am linken Ufer geschlagen.

Epidotkörner getrübt. Messungen an Schliff 37 Ta 1 ergaben beinahe reinen Albit:

Schliff 37 Ta 1

Indiv. 1 = 4 % Albit

Indiv. 2 = 3 % An Albit ($2V = +86^\circ$)

Indiv. 3 = 0 % An Albit.

Spaltrisse nach (001) waren gut sichtbar. Als Zwillingsgesetz herrscht: Zwillingsebene (010) = Albit-Gesetz. Anhaltspunkte, wonach die Zusammensetzung der kleinen Plagioklase stark von der oben genannten abweichen würden, fehlen.

Der Epidot ist ein Pistazit. Er tritt überall zerstreut in kleinen Körnern auf. Zudem kann er gelegentlich an einigen Stellen angereichert sein und bildet dann grosse, unregelmässig begrenzte Körner.

Ab und zu ist auf Grund von Morphologie, Spaltrissen, Auslöschungsschiefen (im Mittel $c.n_\gamma = -37^\circ$) in Epidot relikthafter Pyroxen (Augit) zu vermuten.

In der Regel bildet der Chlorit (Pennin) feine und feinste Fetzen zwischen andern Mineralien.

Der Calcit ist erst im Laufe der Metamorphose, zum Teil aus bereits vorhandenen Mineralien hervorgegangen, andererseits wurde auch hydrothermal karbonatische Lösung zugeführt. Verglichen mit den Tuffen und chloritischen Schiefern ist aber der Melaphyr als calcitarm zu bezeichnen.

Ursprünglich war der Melaphyr quarzfrei; erst im Laufe der Metamorphose bildete sich freier Quarz (teilweise mag er zugeführt worden sein).

Eine neu ausgeführte Analyse (37 Ta 1) und eine bereits bestehende sind unten angeführt. Leider konnten wir auf Grund der Literatur (Lit. 11) den genauen Fundpunkt von Analysenprobe 2 nicht mehr feststellen. Der dort gegebenen Beschreibung gemäss wäre das Gestein unter 3, d. h. unter die Albit-Chlorit-schiefer tuffogener Abstammung einzureihen. Melaphyr und Tuff weichen chemisch nicht stark voneinander ab, doch ist der Tuff reicher an Karbonat und Wasser.

Analyse	No. 1	Nr. 2			
SiO ₂	52.93	50.45	si	150.8	156
Al ₂ O ₃	17.99	14.31	al	30.2	26
Fe ₂ O ₃	3.51	5.32	fm	38.9	38.5
FeO	4.59	6.92	c	13.4	21.5
MgO	4.78	1.84	alk	17.5	14
CaO	4.41	6.51	k	0.20	0.16
Na ₂ O	5.06	3.84	mg	0.52	0.21
K ₂ O	1.96	1.08	ti	2.2	2.6
MnO	0.09	—	c/fm	0.34	0.56
TiO ₂	1.03	1.13	qz	-18	0.0
P ₂ O ₅	0.01	—			
H ₂ O +	3.24	(8.31)			
H ₂ O -	Spur	—			
CO ₂	0.47	—			
Σ	100.07	99.71			
Spez. Gew.	2.84				

Magma: Mugearitisch für 1. Lamprodioritisch für 2.

Analyse Nr. 1: Melaphyr, Felsriff am Rhein zwischen Tamins und Felsberg, 37 Ta 1. Analytiker: TH. HÜGI.

Analyse Nr. 2: Grüner Schiefer von Tamins (Lit. 11).

Als *Mugearit* bezeichnet HARKER (Lit. 115, S. 290) ein tertiäres Ergussgestein (Orthoklasführender Olivin-Andesit mit trachytoider Struktur). Er gehört der Natron-Provinz an. Selbstverständlich kam es in Tamins nie zur Förderung mugearitischen Magmas. Erst die alpine Dislokationsmetamorphose verlieh dem Melaphyr einen Chemismus, der einem mugearitischen Magmentypus entspricht.

Vergleiche mit Analysen anderen, ebenfalls mehr oder weniger stark metamorphen Melaphyren bzw. Diabasen des Taunus ergeben gute Übereinstimmung (Lit. 71). Weiteres zur Genese s. S. 98 und 103. Wir sehen in dem beschriebenen Taminser Gestein einen metamorphen Melaphyr. Die Bezeichnung Melaphyr wurde gewählt in Hinsicht auf das permische Bildungsalter. Wie bereits dargetan (S. 77), soll aber die Bezeichnung Verrucano vermieden werden.

Tabelle 5 gibt die wesentlichen Mineralverschiebungen:

Mineralien des ursprünglichen Melaphyrs	Mineralbestand des metamorphen Melaphyrs
Labradorit	Albit + (Klino)-Zoisit, Epidot
Augit	Augit-Relikte, Hornblende (Stahlstein)
	Chlorit
	Calcit
	(Quarz)

2. Melaphyrmandelsteine

Überall im Kristallin von Tamins bestehen zahlreiche grössere und kleinere Partien aus Melaphyrmandelstein. U. d. M. stellen wir den gleichen Mineralbestand fest wie bei den Melaphyren. Schon makroskopisch fallen die kreisrunden oder mehr elliptischen hellen bis weissen oder schwarzgrünen „Flecken“ in dem grünen Gestein auf. Calcit und Chlorit hat hier die Vacuolen des Mandelsteins meist restlos ausgefüllt. Füllungen durch Quarz wurden nur selten beobachtet. Wir konnten aber ebenso Proben finden, welche recht viele unausgefüllte Vacuolen zeigen. Fig. 16 gibt einen unmittelbaren Eindruck von der gut erhalten gebliebenen Mandelsteinstruktur. Die Plagioklase mit höchstens 10 % An-Gehalt enthalten wenig Epidot und Chlorit. Relikthafter Pyroxen wurde ebenfalls festgestellt. Im

allgemeinen wirkte sich die Metamorphose an den primär weniger verbandsfesten Mandelsteinen stärker aus.

3. Albit-Chloritschiefer und Tuffe

Nach unseren Beobachtungen im Gelände sind sowohl Tuffe und Melaphyrmandelsteine recht verbreitet, während die eigentlichen Melaphyre eher etwas zurücktreten. Die Tuffe erlitten relativ die stärksten Veränderungen, was nicht verwundert, wenn wir ihre primären Struktur- und Texturverhältnisse berücksichtigen.

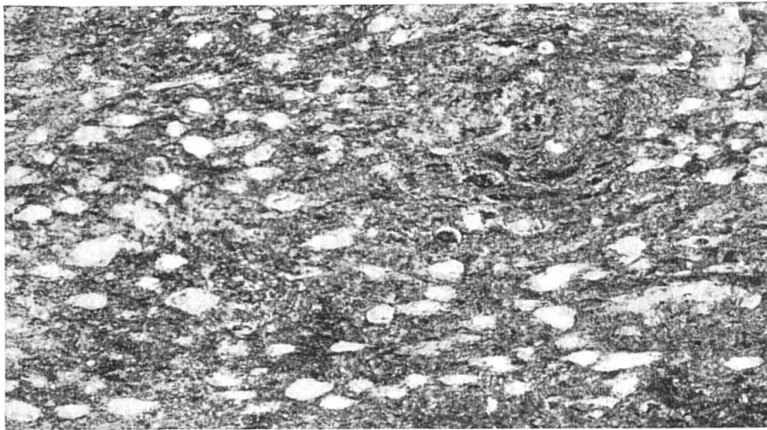


Fig. 16. Ansicht des Melaphyrmandelsteins parallel zur Schieferung. Natürliche Grösse.

Recht häufig erscheinen in den wechselnd grün und braunviolett gefärbten, meist mehr oder weniger schiefrigen Tuffen sedimentäre Einschlüsse (Grössenordnung = dm²). Die Sedimenteinschlüsse erweisen sich durchwegs als grauweisse \pm karbonatische Quarzite (pyritführend).

Beispiel: Hdst. 37 Ta 4, Felsriff am Rhein. Der Quarz bildet isometrische, rekristallisierte Körner. Der Calcit nimmt mehr als 5 Vol. % ein und ist an einzelnen Stellen nestartig angereichert. Über den ganzen Schliff erstreckt sich ein feinstes Chloritfilz mit eingestreuten, idiomorphen kleinen Calcitkristallen. Pyrit folgt in schnurartigen Zügen alten Rissen im Gestein.

Statt eigentlicher pyroklastischer Tuffe, die mit rein sedimentären Produkten wechsellagernd gemischt sein können, sind auch pillow-lavenartige Bildungen denkbar, in deren Hohlräumen und Vertiefungen es zur Ablagerung des soeben beschriebenen Sedimentmaterials kam.

Im Unterschied zu den dichten Melaphyren besitzen die Tuffe lagig-schiefrige Textur. Der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen wird am ehesten die folgende Einteilung gerecht:

- a) Textur extrem schiefrig = Albit-Chloritschiefer,
 β) Textur lagig bis schiefrig = Tuffe sensu lato.

a) Albit-Chloritschiefer .

Schieferungsflächen dieser grün bis dunkelgrün gefärbten Gesteine streichen N 63° E und fallen 60—70° SE. Die Struktur ist porphyroblastisch, die Textur ausgesprochen schiefrig. Zu den schon im Melaphyr ermittelten Mineralien treten hier keine neuen hinzu.

Auf Grund des starken Vorwiegens von Albit (Porphyroblasten mit 5—10 % An), Chlorit und der ausgeprägten Schiefrigkeit werden diese Gesteine Albit-Chloritschiefer genannt. Nach Verbandsverhältnissen und Mineralbestand dürften sie ursprünglich tuffogene Produkte der Melaphyre dargestellt haben.

β) Tuffe

Die Tuffe erscheinen als mehr oder weniger deutlich lagig-schiefrige Gesteine. Grüne Lagen wechseln mit dunkeln, braun-violetten. Ebenso häufig sehen wir, dass die dunkel gefärbten Partien in Form von „cm“ breiten, unregelmässig verlaufenden Adern das grüne Gestein durchziehen. Dadurch erhält der Tuff ein merkwürdig fleckiges Aussehen.

Zur Beschreibung seien einige besonders typische Tuffe herausgegriffen und ihr Mineralbestand wiedergegeben (Schliffe 38 Ta 1 f, 38 Ta 28 b, 36 Ta 173).

H.G. Quarz	
Calcit	
Chlorit	
Epidot	} bald Hauptgemengteil, bald stark zurücktretend
Klinozoisit	
Plagioklas.	
N.G. Erze: Magnetit	
Ilmenit, randlich als Leukoxen ausgebildet	
Rutil	
Strahlstein	
Sericit.	

Struktur: Porphyroblastisch.

Textur: Lagig-schiefrig.

Quarz wiegt in der Regel stark vor. Er hat isometrische Ausbildung und zeigt zugleich starke Rekristallisationsphänomene. Nach Messungen im Schliff 36 Ta 173 beträgt die Korngrösse weniger als 0,2 mm. Nach der chemischen Analyse (qz = 0,0, Anal. 2, was nach unserer Beurteilung einem Albit-

Chloritschiefer bis Tuff entspricht, müssen wir annehmen, der viele freie Quarz sei bei der Metamorphose dem Tuff zugeführt worden oder teilweise bei Mineralumwandlungen entstanden. Calcit bildet meist ziemlich breite, durch Quarz getrennte Lagen, nestartige Anreicherungen oder kleinere, überall eingestreute Individuen. In den genannten Lagen erreichen die Calcitporphyroblasten beträchtliche Grössen mit wunderschön gekrümmten und gebogenen Zwillingslamellen. Bei schwacher Vergrösserung feststellbare Trübung erweist sich bei stärkerer Auflösung als Magnetitstaub. Pennin bildet ein dichtfilziges Gemenge. Kleine Epidotporphyroblasten dürften als ehemaliger Pyroxen (\pm Augitbömbchen?) anzusehen sein. Alle Tuffschliffe enthalten bis zu 5% feinsten Erzstaub = Magnetit und Ilmenit, die im wesentlichen die dunkle Farbe der Tuffe verursachen. Magnetit und Ilmenit sind innig verwachsen, letzterer häufig Randpartien beanspruchend. In vielen Schliffen erscheinen kleinste Strahlsteinnadeln ($c/n_\gamma \sim 17^\circ$). Albit tritt eher untergeordnet als Neubildung auf (gut ausgebildete Porphyroblasten = 0,1–0,2 mm). Fig. 4, Taf. 1 zeigt ein für Melaphyrtuffe typisches Struktur-bild.

Häufig beobachtet man in den Tuffen braune bis violette, zäh beschaffene „Knauern“ = Magnetit-Hämatit-Epidotfels³⁵⁾, deren Entstehung mit primären stofflichen Unterschieden, wie sie innerhalb von Tuffen bezeichnend sind, zusammenhängen dürfte.

Bereits auf S. 85 wurde die von M. BLUMENTHAL (Lit. 11) mitgeteilte Analyse einem Tuff zugeordnet. Dies scheint wahrscheinlich, da der Analytiker P. NIGGLI darauf hinweist, dass sehr wohl ein Diabas bis Diabastuff, nicht aber ein Sediment das Ausgangsmaterial des „grünen Schiefers“ (Bezeichnung nach BLUMENTHAL) sei. Ausserdem gehe die Tuff-Zugehörigkeit der Analyse auch aus dem grösseren CaO- und H₂O-Gehalt hervor. Der erhöhte CaO-Gehalt bedingt lamprodioritisches Magma.

Aus all dem Gesagten folgt auch die Unhaltbarkeit der Ansicht MILCHS (Lit. 72), in den Gesteinen von Tamins metamorphe Sedimente zu sehen. Ausserdem ist seine Angabe falsch, wonach den Gesteinen von Tamins Erz völlig fehle.

Im Vergleich zu den dichten Melaphyren (S. 84) sind diese Tuffe sehr reich an Calcit. BLUMENTHAL berichtet von Magnesit (Lit. 11). Mikrochemisch gelang uns der Magnesium-Nachweis nie. Die Annahme, es handle sich durchwegs um reines CaCO₃, scheint gerechtfertigt.

4. Porphyrite und Calcit-Chlorit-Quarz-Gänge

Einlagerungen von sauren Gesteinen stellte schon BLUMENTHAL fest (Lit. 11). Wir halten nach unsern Beobachtungen die Bezeich-

³⁵⁾ Z. B. im Steinbruch hinter dem Schulhaus von Tamins.

nung „Dioritporphyrit“ hierfür als unrichtig. Gute Aufschlüsse des Porphyrites sind am Wege von Tamins nach Sgai, dann in den Felsen der Scalaseite.

Das frische Gestein hat grauweisse Farbe, die durch einige Millimeter grosse, rotbraune Feldspateinsprenglinge unterbrochen wird. Verwittert hat das Gestein weisse und bröcklige Eigenschaften.

Folgendes ist sein Mineralbestand:

H.G. Quarz	N.G. Sericit
Plagioklas	Chlorit
	wenig Orthoklas
	Erz
	Zirkon

Struktur: Porphyroblastisch.

Textur: Dicht(-flasrig).

Albit bildet grosse Porphyroblasten, in deren Druckschatten der Quarz in grösseren Individuen rekristallisieren konnte. Im übrigen bildet feinkörniger, wenig rekristallisierter Quarz die Grundmasse, welche bloss durch Sericit- und Chloritschüppchen unterbrochen wird. Im Schliff zeigen die Plagioklase kein Pigment. Worauf die makroskopisch gut wahrnehmbare rote Farbe beruht, bleibt unabgeklärt. Etwas kleinere Plagioklasporphyroblasten scheinen nach Messungen auf dem U-Tisch basischer zu sein. Strukturell ist das „Ganggestein“ ³⁶⁾ völlig umgewandelt. Inwieweit chemische Stoffverschiebungen stattfanden, bleibt unsicher. Ob ein Quarzporphyr oder ein basischeres Gestein vorlag, können wir nicht entscheiden. Wir bleiben bei dem Namen Porphyrit. Er soll bloss zum Ausdruck bringen, dass es sich um eine gangartige Bildung handelt.

Häufig treten in den Melaphyr-Gesteinen (z. B. im Steinbruch bei Tamins) unregelmässig verlaufende Calcit-Chlorit-Quarz-Gänge auf, die als hydrothermale Bildungen aufzufassen sind, gebildet im Anschluss an die Tuffförderung selbst oder erst bei der Metamorphose im Tertiär.

5. Beobachtungen in den Sedimenten

Das klastisch-detritisch ausgebildete Perm (Typus Vättis) fanden wir in Tamins nirgends. Melaphyrische Gesteine grenzen an Trias (meist als Rauhwaacke ausgebildet). Ein Profil an der Rhätischen Bahn bei Planezza zeigt feinklastische, detritische Horizonte von weisser Farbe im Chloritoidschiefer (vgl. Lit. 11, Fig. 2, S. 12).

³⁶⁾ Die Aufschlussverhältnisse lassen bloss erkennen, dass der Porphyrit sich in ± 10 m breiten Lagen in Tuffe und Mandelsteine einschaltet.

Bei km 1,5 an der Poststrasse Tamins-Flims stellten wir in den annähernd senkrecht stehenden Schichten von S nach N folgendes Profil fest (s. auch Fig. 17):

1. Hellgrauer, dünngebankter Rötidolomit
2. Rauhwacke, gelb-hellgelb
3. stark schiefriger Melaphyrtuff.

Ebenso führt z. B. die Trias oben im Lavoitobel *Rauhwacke* (*Zellendolomit*). Die bisher nicht bekannte Rauhwacke von Tamins ist nach angestellten Vergleichen analog derjenigen von Schlans (Bündner Oberland). Nach unsern Beobachtungen hat zudem die Trias als Ganzes eine von der helvetisch-autochthonen Trias verschiedene Fazies. Triasprofile von Vättis stimmen mit denen von Tamins nicht überein. Zudem fanden wir in Vättis nie Rauhwacke.

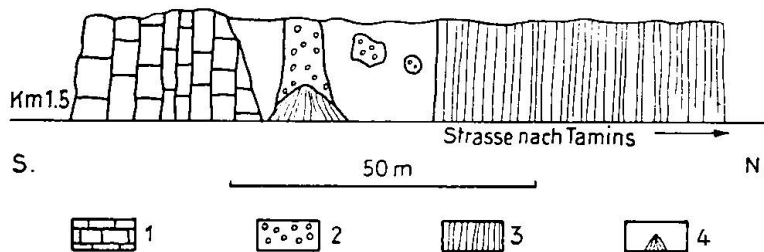


Fig. 17. Profil an der Poststrasse Tamins-Flims bei km 1,5. 1. Hellgrauer dünngebankter Rötidolomit. 2. Rauhwacke, gelb-hellgelb. 3. Melaphyrtuff, stark schiefrig. 4. Schutt.

Ferner sind die Quartenschiefer in Tamins als *Chloritoidschiefer* ausgebildet, analog denen aus dem Tavetscher Zwischenmassiv. Ein Chloritoidschiefer von Tamins wurde seinerzeit von P. NIGGLI analysiert (Lit. 83, S. 257)³⁷⁾.

Analyse des Chloritoidschiefers von Fasortastein bei Reichenau-Tamins:

SiO ₂	62.21	si	263
Al ₂ O ₃	18.15	al	45
Fe ₂ O ₂	8.22	fm	41.5
FeO		c	3.5
MgO	1.94	alk	10
CaO	0.77	h	0.86
Na ₂ O	0.35	mg	0.30
K ₂ O	3.18	ti	4.8
Ti ₂ O	1.51	c/fm	0.09
H ₂ O ⁺	(3.94)		
Σ	100.27		

³⁷⁾ Nach einer mündlichen Mitteilung von Dr. F. DE QUERVAIN ist Analyse Nr. 37 in Lit. 83, S. 257 ungültig.

Wie die Chloritoidschiefer von Tenigerbad z. B. (Lit. 78), so gehört dieser Chloritoidschiefer zu den Aluminosilikatgesteinen (Lit. 86).

Die schiefrigen, grünen, manchmal violetten, Pyritwürfel führenden Schiefer enthalten sehr gut ausgebildete Chloritoidporphyroblasten in einem dichten, feinkristallinen Grundgewebe aus Quarz, Sericit und Calcit. In der oben zitierten Arbeit (Lit. 78) von P. NIGGLI sind derartige Gesteine eingehend monographisch behandelt.

Die Quartenschiefer wie der Dogger weichen in ihrer Ausbildung ebenfalls von derjenigen in Vättis ab. Der Dogger hat in Vättis normal nordhelvetische Fazies, in Tamins dagegen ist er durch Magnetitschiefer vertreten.

Wir beschränken uns auf diese Hinweise (weiteres s. S. 110), da es nicht Aufgabe war die Sedimente eingehend zu untersuchen.

III. ZUSAMMENFASSUNG

Aus der Beschreibung geht hervor, dass im Kristallin von Tamins wesentlich Melaphyre, Melaphyrmandelsteine, Albit-Chlorit-Schiefer und Tuffe und als Ganggesteine Porphyryt und Calcit-Chlorit-Quarz-Gänge auftreten. Sie alle tragen die Spuren einer mehr oder weniger intensiven Metamorphose. Petrographisch lassen sich diese Gesteine nicht mit denen von Biferten, Limmernboden oder Vättis vergleichen. Auf ein Vorkommen von Rauhwacke und die ungleichartige Ausbildung der sedimentären Umrahmung von Vättis und Tamins wurde hingewiesen. Über die Art der Metamorphose, den Chemismus und die tektonische Stellung des Taminserkristallins wird in den folgenden Abschnitten berichtet. Alle vier untersuchten Kristallingebiete werden dort miteinander bezüglich ihres Gesteinschemismus und ihrer Metamorphose verglichen. Am Schluss erst lassen sich die vier Gebiete petrographisch-tektonisch einordnen.

E. Über die Metamorphose

Die Bedingungen der Metamorphosen in den vier untersuchten Gebieten sind kurz zu kennzeichnen. Einzelne Mineralumwandlungen, die allgemeines Interesse bieten, werden besprochen, nicht aber, wenn sie bereits in andern Studien über alpine Zentralmassive diskutiert wurden. Sicher ist im Laufe der Jahre in petrographischen Arbeiten neues Tatsachenmaterial zusammengetragen worden, aber trotzdem bestehen heute noch über viele Probleme verschiedene An-

sichten. Ob beispielsweise der hercynischen oder der tertiären Dislokationsmetamorphose die Hauptbedeutung für die Gesteinsumformung beizumessen sei, oder gar der tertiären allein, darüber versuchten wir auf Grund des untersuchten Materials Klarheit zu erhalten. In der Literatur gehen die Ansichten der Autoren auseinander. Die angestellten Beobachtungen führen uns zu Auffassungen, die denen von H. P. CORNELIUS, F. BECKE, J. KOENIGSBERGER und G. DAL PIAZ nahe stehen (Lit. 17, 18, 19, 7, 9, 58, 59, 60, 61, 94).

Grundsätzlich sind Gebiete gleicher oder analoger Metamorphosebedingungen wie folgt zusammenzufassen:

- I. Die Metamorphose in den Kristallingebieten Bifertengletscher, Limmernboden und Vättis.
- II. Die Metamorphose im Kristallin von Tamins.

I. METAMORPHOSE IN DEN KRISTALLINGEBIETEN BIFERTENGLETSCHER, LIMMERNBODEN UND VÄTTIS

Alle drei Gebiete bestehen aus Gesteinen, die entweder zum Altkristallin, zum Tödigranit s.l. (Tödigranit + Granitporphyr + Ganggefolgschaft, Kontaktzone, nachgranitische Bildungen s. S. 20 u. f.) oder zu den permischen Bildungen gehören. Gesteine der erstgenannten Gruppe haben prae- oder frühcarbonisches, die der folgenden carbonisches (im weitem Sinne) und die letztgenannten permisches Alter ³⁸⁾.

Das Altkristallin erlitt gleich bei seiner Entstehung eine intensive Metamorphose (Stoffaustausch zwischen bereits gefördertem basischem Material und sauren Nachschüben). Eine Folge hiervon war das Zustandekommen von sauren und basischen Lagen in Amphibolit und Syenit (s. S. 10, 12). Ferner dürfte eine derartige Metamorphose, zusammen mit der vorgängig stattgehabten magmatischen Differentiation, für die Bildung verschiedener Syenittypen verantwortlich sein.

Im Zusammenhang mit orogenetischen Vorgängen zur Zeit des Carbons steht die hercynische Dislokationsmetamorphose (Epicharakter). Entsprechend der mehr als einmaligen Orogenese ist auch eine Mehrzahl von Metamorphosen zu vermuten. Die einzelnen Phasen zu erkennen oder gar typische Merkmale für sie aufzufinden, erwies sich, was unser Untersuchungsgebiet betrifft, als unmöglich. Dies ist verständlich, weil die gleichen, bereits meta-

³⁸⁾ In der nachstehenden Diskussion wird Kontaktmetamorphose nicht weiter berücksichtigt.

morphen Gesteine später zur Zeit der tertiären Alpenfaltung nochmals durch die alpine Dislokationsmetamorphose umgewandelt worden sind. Die Vorgänge überlagerten sich, und im allgemeinen erkennen wir in praepermischen Gesteinen nur die durch die alpine (tertiäre) Epi-Dislokationsmetamorphose geschaffenen Veränderungen. Im Sinne H. P. CORNELIUS, P. NIGOLIS oder G. DAL PIAZ (Lit. 18, 84, 94) können derartige Gesteine als polymetamorph bezeichnet werden. Da anzunehmen ist, dass alte, zur Zeit des Carbons geschaffene Schwächezonen sowohl für die scherende Beanspruchung der hercynischen wie der alpinen Dislokationsmetamorphose prädestiniert sein mussten, so bleibt unentschieden, welcher von beiden die ausschlaggebende Bedeutung für die Gesteinsumwandlung zufällt. Die Anlage zur strukturell-texturellen Verformung dürfte bereits zur Zeit des Carbons geschaffen worden sein. Die tertiäre Alpenfaltung hat nicht erstmals Gesteine metamorphosiert (hievon ausgenommen bleiben selbstverständlich permische Bildungen), vielmehr „alte Wunden“ (Schwächezonen) erneut aufgerissen, die Umwandlung weiter getrieben, alte angedeutete Vorgänge verstärkt. Die alpine Dislokationsmetamorphose ist es, die in den meisten Fällen als sicher feststellbare das Dünnschliffbild beherrscht.

An allgemeinen Merkmalen der alpinen Epi-Metamorphose nennen wir etwa: Kataklyse, die in erster Linie Quarz und Feldspat erfasst, Umwandlung der Feldspäte (Saussuritisierung), Schachbrettalbitbildung, Sericitisierung, Chloritisierung, Karbonatisierung, Umarbeitung von Struktur und Textur (besonders der Gesteine, die reich an schieferholden Mineralien sind, z. B. Muskovitgneis S. 61).

Gegenüber andern Regionen des Aarmassivs (z. B. Grimsel) waren diese Massivteile der Verscherung und Dislokation leichter zugänglich, weil es sich in den hier untersuchten Gebieten durchwegs um Kristallin des obersten Massivteiles handelt. Im zentralen Aarmassiv sind derartige, dachnahe Kristallinanteile bereits weg-erodiert.

Überall bestätigt sich, dass die Metamorphose selektiv wirkte (vgl. z. B. Tödigranit; Umwandlung basischer Gesteine war stärker als die der sauren).

Im Anschluss an diese allgemeinen Bemerkungen folgt ein kurzer Hinweis über Kluftmineralien. Weiter erwähnenswerte oder gar seltene Kluftmineralien fanden wir keine. Die Paragenese der im Zusammenhang mit der tertiären Alpenfaltung entstandenen hydrothermalen Kluft- und Zerrkluftausfüllungen beschränkt sich auf drei Mineralien: Quarz, Chlorit und Calcit (vgl. S. 30, 40, 42). In der

Literatur fanden wir keine Kluftmineralfunde aus den untersuchten Gebieten erwähnt. Wie an anderen Orten im Aarmassiv (z. B. im Bündneroberland), so hätte in erster Linie die Auslaugung des Syenites und die nachfolgende Auskristallisation der hydrothermalen Lösung Anlass zu mineralreichen Paragenesen geben können. Möglicherweise wirkte die allgemein starke tektonische Beanspruchung der Kristallgebiete von Biferten, Limmernboden und Vättis einer artenreichen Kluftmineralbildung entgegen. Welches im Einzelnen die Umstände waren, die den Artenreichtum der Paragenesen auf einem Minimum belassen, ist schwer zu sagen. Vielleicht fehlte auch die nötige Überlagerung (Temperaturgradient).

Einzig die Lagerstätte am Gnapperkopf (S. 80) zeichnete sich durch ihren relativen Mineralreichtum aus.

Nachstehend folgen Angaben über einzelne Mineralumwandlungen. Bald gaben alte, bald wieder jüngere Metamorphosen Anlass zu den genannten Veränderungen. Es ist jedoch nicht möglich, das exakte Alter der einzelnen Vorgänge anzugeben.

Quarzmobilisation. In einem quarzführenden Gestein denken wir uns Quarz im Laufe der Metamorphose an einer Stelle in Lösung gehend, sich darauf meist an einem andern Orte wieder ausscheidend. Die Wanderung des Quarzes ging entlang von Scherzonen (Beispiel: Muskovitgneis S. 61). Inwieweit Quarz nachträglich durch hydrothermale Lösungen zugeführt wurde, ist nicht immer mit Sicherheit bekannt. Über die Quarzausscheidung in Syeniten mit negativer Quarzzahl s. S. 97.

Die Konvergenztypen (S. 51) und mechanisierte Tödigranite zeigen häufig grosskörnige, linsig geformte Quarzkristalle (Streckungshöfe), die durch differentielles in-Lösung-gehen von SiO_2 entstanden sind.

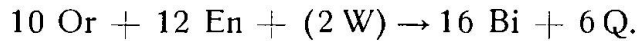
Der Kalifeldspat der sauren Lagen im Amphibolit, sowie im Syenit und Granit umgibt sich durchwegs mit einem Kranz aus feinkörnigem Quarz. Offenbar verdankt dieser Quarz seine Entstehung dem Vorgang der Korngrenzenreaktion.

Sich kreuzende, mit mobilisiertem Quarz ausgefüllte Gängchen verleihen dem Tödigranit ein ganz ungewohntes Strukturbild. Vermutlich ging Quarz einerseits differentiell in Lösung und andererseits muss, wie bereits S. 23 dargelegt worden ist, mit hydrothermal zugeführtem Quarz gerechnet werden. Eine genaue Abgrenzung der Herkunft des Gangquarzes gelingt so wenig wie eine Altersbestimmung der Gesteinsveränderung.

Über die Graphitbildung in den pflanzenführenden Sedimenten (vgl. S. 45) ist folgendes zu sagen. Wir können annehmen, der Graphit sei aus Kohle über Anthrazit bereits im Anschluss an die zweite hercynische Faltung entstanden. Da der Graphit keine tektonische Beeinflussung zeigt, so müsste sich unter dieser Voraussetzung die Carbonmulde des Bifertengrätli während der Alpenfaltung in einer Zone minimalen Stresses befunden haben. Wahrscheinlicher aber scheint uns, dass die pflanzliche Substanz der Zellwände erst am Schluss der alpinen Dislokationsmetamorphose endgültig graphitisiert wurde. Analoge Phänomene beschreibt O. FRIEDRICH (Lit. 29) aus den Ostalpen. Diese Tatsache genügt aber nicht, um hercynische Metamorphose zu negieren, da es sich bei diesen Obercarbon-Sedimenten allein um die zweite hercynische Metamorphose handelt. Die erste hercynische Metamorphose erfasste wohl bereits den Tödigranit (Granitporphyr!).

An Mineralumwandlungen in altkristallinen Gesteinen seien zwei interessante Fälle herausgegriffen. Die Syenite, wie allgemein das Altkristallin, zeigen eine zunehmende Intensität der Epi-Metamorphose von Westen nach Osten. In Vättis, wo es sich vor allem um die kalifeldspatreiche Syenitvarietät handelt, besteht der Plagioklas aus Albit-Oligoklas und der Kalifeldspat ist meistens randlich albitisiert. Im Limmernboden oder im Bifertengebiet ist Albitisation im kalifeldspatreichen Syenittypus eine Seltenheit und fehlt im Normal-Syenit ganz. Zwischen Albit- und Biotitgehalt einerseits und Hornblende-Kalifeldspatgehalt andererseits besteht ein Zusammenhang. Für den kalifeldspatreichen Syenit gilt: Parallel mit der Verlagerung der Aufschlüsse von West nach Ost geht eine vermehrte Biotitisierung resp. Chloritisierung der Hornblende, unter gleichzeitiger Bildung von Schachbrettalbit. Neuere Feldspatanalysen beweisen (Lit. 44, 69) den merklichen Albitgehalt der Kalifeldspäte. Erst während der Metamorphose dürfte sich der primär diffus verteilte Albit (feinste Albitspindeln) randlich als Schachbrettalbit im Kalifeldspatkristall angereichert haben. Auf Schwierigkeiten stösst die Erklärung der Biotitisation im Normalsyenit. Gemeine grüne Hornblende enthält maximal ca. 1 % K_2O , der daraus entstandene Biotit aber meist über 8 %. Den K_2O -Lieferanten sehen wir in dem Kalifeldspat. Infolge Korngrenzenreaktionen wanderte Kalium event. auch Aluminium aus dem Kalifeldspatmolekül ab und bildete mit einer benachbarten Randpartie eines aus Augit hervorgegangenen Hornblendekristalles den besagten Biotitsaum. Möglicherweise beteiligten sich an dem Reaktionsmechanismus feste Phasen von Horn-

blende und Kalifeldspat (sog. feste Lösungen, Lit. 92). Gleichzeitig nahm der Kalifeldspatgehalt ab und es konnte freier Quarz entstehen. Schematisch sei die Biotitbildung aus Hornblende (bzw. Pyroxen) durch folgende Reaktion wiedergegeben (Lit. 88, S. 311):



Durch Mineralumwandlungen wie

(Augit) \rightarrow Hornblende \rightarrow Biotit

| \rightarrow Chlorit (vgl. S. 14)

entstand freier Quarz im Laufe der Metamorphose als Reaktionsprodukt und wurde vor allem entlang von Scherzonen fixiert, d. h. scherende Beanspruchung hatte z. T. differentielles Lösen und Umtransport dieses Quarzes zur Folge.

Diese Reaktionsgleichungen machen die Anwesenheit von freiem Quarz im Syenit verständlich. Augit wäre also das ursprüngliche Kristallisationsprodukt, welches über Hornblende durch tektono-chemische Vorgänge (möglicherweise auch durch Teilreaktionen im festen Zustand) zu Biotit und Chlorit wurde.

Die Biotitbildung kann aber auch anders gedeutet werden. Fassen wir die Hornblende als primäres Kristallisationsprodukt des Magmas auf, dann dürfte der Biotit unmittelbar autometamorph bedingt sein. Spätere Dislokationsmetamorphose (hercynisch oder alpin) wandelte letzteren in Chlorit um. Chloritisierung ist in der Regel an Scherzonen gebunden.

In ihren Anlagen ebenfalls eine alte Metamorphose dürfte die Kalifeldspatporphyroblastenbildung sein (s. S. 14). Auf die recht häufig eingeschlossenen Mineralien wie Quarz, Plagioklas, Hornblende, Biotit ist hingewiesen worden. Beim ersten Kristallisationsprozess des Magmas bildeten sich grössere und kleinere Kalifeldspäte. Spätere Dislokationsmetamorphose tendierte im wesentlichen zunächst auf Zertrümmerung grösserer Kristalle und erst in einer folgenden konstruktiven Phase der Metamorphose fand eine Aneinanderkittung der Kalifeldspattrümmer statt. In erster Linie lassen kristalloblastische Vorgänge (Sammelkristallisation) ein Weiterwachsen und ein Umschliessen fremder Mineralien durch partiell (differentiell) in Lösung gegangene Kalifeldspatsubstanz erklären und lassen sich damit auch die als Folge davon entstandenen ellip-tisch-linsig geformten Kalifeldspatporphyroblasten verstehen. Vielleicht hilft auch hier die Vorstellung der Reaktionsmöglichkeit im festen Zustand zum Verständnis der Vorgänge. Sicher verdanken diese Porphyroblasten ihre jetzige Form nicht einem, sondern einer

ganzen Reihe von physikalisch-chemischen Prozessen, die aber nicht mehr einzeln erkennbar sind. In diesem Zusammenhang sei über den wiederholt erwähnten Kalifeldspat generell bemerkt: Kalifeldspat ist nach E. BAIER (Lit. 5) nur durch Messung optischer Daten und gleichzeitiger chemischer Untersuchung eindeutig zu charakterisieren. Ganze, an eingeschlossenen Mineralien reiche Kalifeldspatindividuen oder gar einzelne Lamellen, wie der genannte Autor vorschlägt, zu analysieren, war nicht möglich.

II. METAMORPHOSE IM KRISTALLIN VON TAMINS

Die Art der Metamorphose im Kristallin von Tamins kontrastiert stark zu denen der andern drei Gebiete. In der Schlussphase wirkte sich ausschliesslich eine konstruktive Dislokationsmetamorphose aus. Diese Tatsache steht in engem Zusammenhang mit der Nähe der Rheintalnarbe und der unmittelbaren Nachbarschaft des Penninikums. Ob es zu einer Versenkung in tiefere Zonen oder zu einer erhöhten Überdeckung und damit grösseren Belastung kam, kann nicht entschieden werden. Nach P. NIGGLI (Lit. 81, S. 239) geht der konstruktiven Metamorphose eine destruktive voraus, wie gelegentlich kataklastisch beeinflusste Mineralien (Feldspat) beweisen.

Der Kristalloblastese besonders zugänglich waren Tuffe und gelegentlich \pm verscherte Melaphyrpartien, welche letztere dann zu Albit-Chlorit-Schiefer umkristallisierten. Es kam zur Bildung von gut entwickelten Streckungshöfen um Albitporphyroblasten und zu allgemein erhöhter Weiter- und Umkristallisation (s. auch Fig. 4, Taf. I).

Dagegen schützte die primäre Massigkeit die Melaphyre und Melaphyrmandelsteine vor restloser struktureller Umwandlung. Hier blieb die Umkristallisation halbwegs stehen, was in der recht häufig erhaltenen Ophitstruktur zum Ausdruck kommt. In Tamins, wo die permische Melaphyrvergesellschaftung nur eine Metamorphose, die in sich wieder komplex war, erlitt, sind die Verhältnisse klarer als z. B. in dem benachbarten, 9 km entfernten Fenster von Vättis, wo sich die verschiedenen Metamorphosen überlagern. In Tamins zeigt die alpine Dislokationsmetamorphose Anklänge an die Mesozone (Strahlsteinbildung), ist aber zur Hauptsache epizonal.

F. Chemismus

Nachstehend folgt eine Zusammenstellung aller chemisch untersuchten Gesteine. Eruptivgesteine sind geordnet entsprechend ihrem

prae-frühhercynischen (Altkristallin), hercynischen (Tödigranit s.l.) und permischen Bildungsalter. Die Analysen von Kalksilikاتفels, Glimmerhornfels und Chloritoidschiefer ergeben die Vertreter der Gruppe der Paragesteine. Die Eruptivgesteine sind alle nach Magmentypen klassifiziert. Aus der petrographischen Beschreibung geht aber hervor, dass alle Eruptivgesteine bald mehr, bald weniger metamorphosiert wurden. In diesem Zusammenhang kann man fragen, wo die Grenze zwischen Eruptivgesteinen und metamorphen Gesteinen (Orthogesteinen!) liegt. Es erschien zweckmässig, solange die petrographische Untersuchung eines durch Metamorphose \pm stark umgearbeiteten Gesteins seine eruptive Herkunft noch erkennen liess,

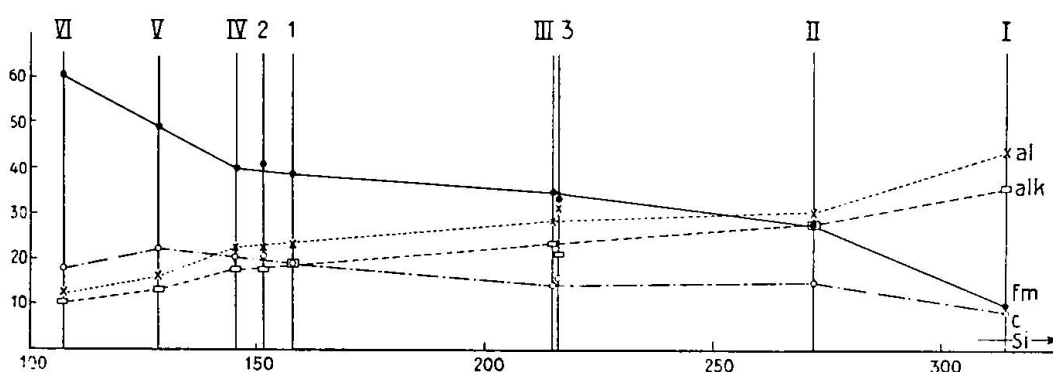


Fig. 18. Die syenitisch-monzonitische Differentiation im östlichen Aarmassiv. I. Granit, Grat Piz Posta biälla-Gliemsstöckli. II. Pontegliassyenitgranit (Mittelwert). III. Quarzsyenit, Piz Tgietschen. IV. Hornblende-Biotityogoit, Gliemsstöckli (Nordgrat). V. Hornblende-Shonkinit-(Syenit), Piz Posta biälla. VI. Basischer Hornblende-Biotitsyenit, Gliemsstöckli (Nordgrat). In dieses Diagramm (s. Lit. 82) wurden eingetragen: 1. Syenit, Tentiwang. 2. Syenit, Limmernboden. 3. Syenit, Vättis. (Siehe Analysen Nr. 1, 2, 3 auf S. 100.)

diesem trotz erfolgter Metamorphose den Namen eines Eruptivgesteins und einen Magmentypus zuzuordnen. Unter diesen Voraussetzungen sind Chemismus des ursprünglich emporgedrungenen Magmas und Magmentypus des heute vorliegenden, im Laufe der geologischen Zeiträume \pm stark metamorphosierten Gesteins, zwei verschiedene Begriffe. Zur Klassifikation kann aber nur letzterer herangezogen werden. Gelegentlich kam es zu starken stofflichen Verschiebungen (s. S. 103). Der Magmentypus weicht hier deutlich vom Chemismus des ursprünglichen „Melaphyrmagmas“ ab.

Syenite. Die Syenite haben yogoitischen oder si-monzonitischen Magmentypus und entsprechen in chemischer und mineralogischer Hinsicht analogen syenitischen Gesteinen aus dem Pontegliasgebiet. In einer Arbeit über den Chemismus der zentralen Aaregranite

Analysentabelle

Zone:	Altkristallin (1)				Tödigranit und seine Folgeprodukte (2 und 4b)				Perm in Biferten (5) und Tamins			Paragesteine aller Zonen		
No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	53.84	53.43	58.74	72.17	65.95	65.14	68.72	72.00	55.20	52.93	50.45	48.61	57.82	62.21
Al ₂ O ₃	13.46	13.14	14.40	12.39	15.24	16.15	15.15	14.23	14.66	17.99	14.31	11.85	19.81	18.15
Fe ₂ O ₃	1.26	1.57	0.93	0.39	1.18	0.75	1.30	1.40	4.43	3.51	5.32	8.77	2.37	8.22
FeO	5.51	5.77	4.36	3.32	2.27	2.57	3.30	0.17	5.26	4.59	6.92	3.10	5.98	1.94
MgO	5.12	5.46	3.01	0.39	1.87	1.47	1.46	0.22	5.00	4.78	1.84	2.76	2.97	—
MnO	0.15	0.16	0.09	0.01	Spur	—	0.04	—	—	0.09	—	0.40	0.06	—
CaO	5.97	6.70	3.82	0.91	1.22	2.48	0.83	2.84	1.75	4.41	6.51	16.12	0.83	0.77
Na ₂ O	2.35	2.27	2.36	3.80	3.78	4.32	3.71	4.90	2.95	5.06	3.84	3.76	1.93	0.35
K ₂ O	6.59	6.34	5.42	4.96	5.02	3.05	2.39	2.14	5.44	1.96	1.08	1.36	3.44	3.18
TiO ₂	2.24	1.37	1.30	0.17	0.64	0.44	0.53	0.63	2.26	1.03	1.13	0.90	0.60	1.51
P ₂ O ₅	0.54	0.77	0.42	0.06	0.47	0.34	0.17	—	—	0.01	—	0.08	0.09	—
H ₂ O ⁺	1.51	2.06	2.30	0.76	(1.91)	(3.14)	2.06	0.71	3.65	3.24	—	1.21	3.90	—
H ₂ O ⁻	Spur	Spur	0.05	0.06	0.10	0.08	0.05	Spur	0.04	Spur	(8.31)	0.05	0.04	(3.94)
CO ₂	0.50	0.47	2.44	0.56	—	—	0.29	1.31	—	0.47	—	1.56	0.39	—
S	—	—	0.10	—	—	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99.04	99.51	99.74	100.49	99.65	99.93	100.06	100.55	100.64	100.07	99.71	100.53	100.23	100.27
si	157.8	150.8	216	380.0	291	283	329	381	173	150.8	156	114.6	207.4	263
al	23.2	21.9	31.1	40.0	39.5	41	42.7	44	27	30.2	26	16.5	41.8	45
fm	39.0	40.3	32.8	19.1	25	21	28.4	8	47.5	38.9	38.5	32.2	40.4	41.5
c	18.8	20.2	15.0	5.1	5.5	11.5	4.2	16	6	13.4	21.5	40.7	3.2	3.5
alk	19.0	17.6	21.1	35.8	30	26.5	24.7	32	19.5	17.5	14	10.6	14.6	10
k	0.65	0.65	0.60	0.46	0.46	0.32	0.29	0.22	0.54	0.20	0.16	0.19	0.54	0.86
mg	0.57	0.57	0.51	0.16	0.50	0.46	0.36	0.20	0.49	0.52	0.21	0.30	0.39	0.30
ti	4.9	2.9	3.5	0.6	2.1	1.3	1.9	2.5	5.4	2.2	2.6	1.5	1.6	4.8
p	0.6	0.9	0.64	0.13	0.79	0.52	0.3	—	—	—	—	0.08	0.1	—
c/fm	0.48	0.50	0.46	0.26	0.22	0.54	0.15	0.20	0.12	0.34	0.56	1.26	0.08	0.09
qz	-18.2	-19.6	+32.2	+136.2	+71	+77	+130.6	+153	-5	-18	±0	-27.8	+49.0	+123
h	14.5	19.5	28.5	14.9	—	—	41.6	12.5	38.5	30.5	—	9.6	47.2	—
co ₂	1.9	1.8	12.1	4.1	—	—	1.9	9.5	—	1.8	—	4.9	1.9	—
Spez. Gew.	2.77	2.95	2.64	2.70	2.66	2.68	2.80	—	—	2.84	—	3.24	2.84	—

- Nr. 1. Syenit, Tentiwang. Magmentypus yogoitisch. Analytiker TH. HÜGL.
- Nr. 2. Syenit, Limmernboden. Magmentypus yogoitisch. Analytiker TH. HÜGL.
- Nr. 3. Syenit, Vättis. Magmentypus si-monzonitisch. Analytiker F. STACHEL.
- Nr. 4. Muskovitarmes Gneis, Vättis. Magmentypus normalalkaligranitisch. Analytiker F. STACHEL.
- Nr. 5. Porphyrischer Tödigranit, Hinterrötifirn. Magmentypus granosyenitisch. Analytiker L. HEZNER (Lit. 83, S. 114, Analyse Nr. 75).
- Nr. 6. Granodioritische Facies des Tödigranites, Ölplanggen. Magmentypus leukoquarzdioritisch. Analytiker L. HEZNER (Lit. 83, S. 114, Analyse Nr. 74).
- Nr. 7. Randfacies des Tödigranites = Granitporphyr, Bifertengletscher. Magmentypus natronrapakiwitisch. Analytiker F. STACHEL.
- Nr. 8. Quarzporphyrtuff, Vorderrötifirn. Magmentypus si - oligoklasitisch. Analytiker R. L. PARKER (Lit. 83, S. 124, Analyse Nr. 150).
- Nr. 9. Melaphyr, Ochsenstocknordwand. Magmentypus lamprosyenitisch. Analytiker R. L. PARKER (Lit. 83, S. 124, Analyse Nr. 151).
- Nr. 10. Melaphyr, Tamins. Magmentypus mugearitisch. Analytiker TH. HÜGL.
- Nr. 11. „Grüner Schiefer“, Tamins. Magmentypus lamprodioritisch. Analytiker P. NIGGLI (Lit. 83, S. 158, Analyse Nr. 139).
- Nr. 12. Kalksilikatfels, Tentiwang. Gruppe IX. Analytiker F. STACHEL.
- Nr. 13. Glimmerhornfels, Bifertengletscher. Gruppe VII. Analytiker F. STACHEL.
- Nr. 14. Chloritoidschiefer, Fasortastein. Gruppe VII. Analytiker P. NIGGLI (Lit. 83, S. 256, Analyse Nr. 36).

befasst sich P. NIGGLI (Lit. 82) u. a. mit der syenitisch-monzonitischen Differentiation im Pontegliasgebiet. Figur 18 zeigt die Abbildung auf S. 349 der oben zitierten Arbeit, ein Differentiationsdiagramm, in welches wir unsere drei neuen Syenitanalysen eingetragen haben. Nur der stärker metamorphe Syenit von Vättis passt sich verständlicherweise etwas schlechter dem Kurvenverlauf an, während die beiden andern Syenite sehr gut damit übereinstimmen. In den Fenstern von Biferten, Limmernboden und Vättis fand innerhalb des Altkristallins eine dem Pontegliasgebiet analoge Differentiation statt. J. KOENIGSBERGER (Lit. 59) und J. NIEDERER (Lit. 77) konnten das prae-aaregranitische Alter der Syenite einwandfrei nachweisen. Der zentrale Aaregranit fehlt dem Bifertenkristallin. Dagegen treten im Tödigranit, welcher seinerseits für älter als der zentrale Aaregranit zu halten ist, Syenitschollen auf. Daher ist das Alter der syenitischen Gesteinsassoziation (also des Altkristallins) nicht nur prae-aaregranitisch, sondern prae-tödigranitisch. Andererseits ist es nach P. NIGGLI (Lit. 82) eine Besonderheit der zentralen Aaregranite, reich an si und arm an mg und c zu sein. Das fordert nach einer der Granitintrusion vorgängigen und vollständigeren Differentiation als im Gotthardmassiv. Diese frühere Differentiation ist gekennzeichnet durch hohen Magnesium-Gehalt (Biotitreichtum),

ziemlichen Kalkgehalt (Plagioklas, Hornblende) und relativ wenig Kieselsäure, Merkmale, die auch unseren Syeniten zukommen. Die zwei erwähnten Differentiationen entstammen kompensatorischen Magmen.

H. HIRSCHI, E. HUGI und P. NIGGLI (Lit. 43, 51, 83) nehmen die Bildung der kalireichen, syenitisch-monzonitischen Gesteine im östlichen Aarmassiv (A.M.) vorgängig der Bildung des zentralen Aaregranites an. Nach unseren Beobachtungen ist die Zeitspanne aber eine grössere als sie z. B. H. HIRSCHI (Lit. 43, S. 107) annimmt:

„Beispielsweise denkt man sich den Syenit kaum erstarrt, als die Intrusion des Aaregranites erfolgte.“

Ja, zwischen der Syenitbildung und derjenigen des zentralen Aaregranites (Ober-Carbon) drang noch der Tödigranit empor (nach S. 40 ungefähr im Mittel-Carbon). Nach all den auf S. 10 erwähnten Verbandsverhältnissen halten wir die Gesteine des Altkristallins für prae- oder mindestens früh-carbonisch (Reihenfolge der magmatischen Tätigkeit im Altkristallin s. S. 55).

Das wichtigste Resultat der chemischen Analysen ist, dass in den drei untersuchten A.M.-Fenstern Eruptivgesteine mit ausgesprochen kaliprovinzialem Charakter auftreten. Bis jetzt war das bloss für das Ponteglias-, Giufgebiet und in einzelnen Fällen für das westliche A.M. bekannt.

Muskovitgneis. Es handelt sich um die muskovitararme Varietät, weshalb der k-Wert hier als relativ hoch anzusehen ist. Die starke Sericitisierung des Muskovites ist auf intensive Dislokationsmetamorphose zurückzuführen. Leider lässt sich dieser Gneis mit keinem analogen des Aarmassives vergleichen. Möglicherweise handelt es sich um einen Paragneis.

Tödigranit. Von den S. 20 unterschiedenen fünf Typen sind drei chemisch untersucht. Der porphyrische Tödigranit mit granosyenitischem Magmentypus hat deutlichen Kali-Charakter. Abgesehen von kleinerem si, weicht er bei ähnlichem k-Wert durch viel grössere mg-Zahl von dem zentralen Aaregranit ab. Neben den rein geologischen Tatsachen weist der chemische Befund auf Grund der von P. NIGGLI (Lit. 82) gemachten Überlegungen darauf hin, dass der Tödigranit nicht dem Differentiationszyklus des zentralen Aaregranites, sondern einem früher emporgedrungenen, kali- und magnesiumreicheren Magma entstammt (der Magmaherd braucht nicht verschieden gewesen zu sein, vgl. Lit. 82, S. 349/350). Besonders im östlichen Teil des A.M. kam es im Laufe der geologischen Zeiten (von der Bildung der syenitisch-monzonitischen Gesteine bis zu der-

jenigen des zentralen Aaregranites) zu einer allmählichen Änderung der Magmazusammensetzung:

	älteste Differentiation (Syenite, Monzonite)	jüngere Differentiation des zentralen Aaregranites
si	relativ klein	gross
c	ziemlich gross	klein
mg	sehr gross	klein

Nach der geltenden Zoneneinteilung des A.M. (Lit. 51, S. 130) gehören die drei Gebiete Biferten, Limmernboden und Vättis zur nördlichen Zone (weiteres darüber im Abschnitt G). 1924 hat P. NIGGLI (Lit. 82, S. 351) darauf hingewiesen, dass Gesteine der Kali-Provinz auch in der nördlichen Zone des A.M. vorkommen. Als Beispiel werden angeführt: Quarzsyenit von Voralp, Innertkirchnergranit, Gasterngranit und Tödigranit. Tendenzen zur Kaliprovinz kommen, was P. NIGGLI für höchst bemerkenswert hält, in der nördlichen A.M.-Zone im Westen und Osten vor. Diese Ansichten können wir durch die Analysen der Syenite und des porphyrischen Tödigranites bestätigen. Die Beziehungen zwischen den Gebieten Biferten und Ponteglias werden im Abschnitt G erörtert.

Die basische Facies des Tödigranites mit leukoquarzdioritischem Magmentypus kann nach TRÖGER (Lit. 115) als Granodiorit bezeichnet werden. Der natronrapakiwitische Granitporphyr, welcher nach S. 24 jünger ist als der porphyrische Tödigranit, hat entsprechend den Annahmen S. 101 bereits relativ grosses si und kleines k und mg.

Quarzporphyrtuff. Er gehört zu den trondhjemitischen Magmen (si-oligoklasitisch) und ist von den gleichaltrigen ober-carbonischen Quarzporphyrtuffen des Tscharren (Lit. 93) verschieden, da diese engadinitische Magmentypen haben.

Alle chemisch untersuchten Melaphyre sind stark verändert worden.

In dem auf S. 53 beschriebenen Melaphyr der Ochsenstocknordwand ist der ursprüngliche Mineralbestand nach der Dislokationsmetamorphose nicht erhalten geblieben (Chloritisierung, Schachbrettalbitbildung). Möglicherweise gingen alle diese Umwandlungen unter merklichen Stoffverlusten vor sich. Jedenfalls kann die Analyse keinem Magmentypus eindeutig zugeordnet werden.

Für die Melaphyrvergesellschaftung von Tamins resultieren, wenigstens was den dichten Melaphyr anbelangt, ungewohnte Magmentypen. Durch den konstruktiven Anteil der alpinen Dislokationsmetamorphose wurde das ursprüngliche Gestein, der

permische Melaphyr, strukturell und chemisch verändert. Die Annahme einer Natronzufuhr (Albitisation) lässt verstehen, warum der Melaphyr heute mugearitischen Magmentypus aufweist. In gewissem Sinne kann dieser Melaphyr als „type hétéromorphe“ (vgl. Lit. 64, S. 33) aufgefasst werden. Die Albitisation des Taminser-

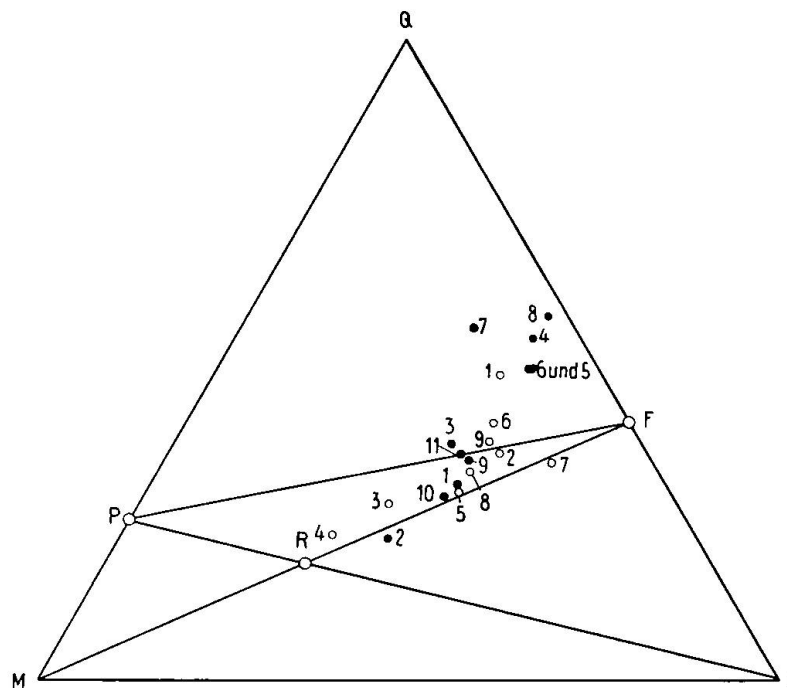


Fig. 19. Die Nummern 1—11 der ausgefüllten Kreise beziehen sich auf die entsprechenden Analysen der Tab. S. 100. Die Nummern 1—9 der leeren Kreise bedeuten: 1. Syenitgranit, Pontegliasgebiet. 2. Giufsyenit, Fellifirn. 3. Hornblendemonzonit, Piz Posta biella. 4. Hornblendemonzonit, Gliemsstöckli. 5. Monzonit, Gliemsstöckli. 6. Syenit, Piz Tgietschen. 7. Biotitsyenit, Piz Tgietschen. 8. Diorit-Syenit, Hochalpe (Ausserberg). 9. Syenit, stark geschiefert, Baltschieder.

kristallins bestätigt sich mineralogisch und chemisch, ohne dass es jedoch gelingt, den eigentlichen Grund der Na_2O -Zufuhr zu erfahren. In den Alpen wurde bereits in mehreren Gegenden und von verschiedenen Autoren Albitisation durch die Annahme einer Natronzufuhr erklärt, ohne bis zu den letzten Ursachen des Phänomens vorzudringen (Lit. 52, 53, 19, 31). Durch die besondere tektonische Stellung (Rheintalnarbe) wäre die Gegend von Tamins prädestiniert für Alkalidurchsetzungen auf tektonischen Gleithorizonten aus tiefer gelegenen Orogenregionen.

Die Melaphyranalysen passen sich gut dem Chemismus des Tavetscherzwischenmassivs, nicht aber demjenigen des Aarmassivs an.

Chemisch recht nahe kommt der Melaphyr von Tamins einem von R. BEDER beschriebenen Augitporphyrit (Lit. 10, S. 23).

In Fig. 19 sind die Projektionspunkte der Analysen des Untersuchungsgebietes und einiger anderer Aarmassivgesteinsanalysen zum Vergleich in das LMQ-Dreieck eingetragen (Lit. 88). Ausgewählt wurden den Syeniten und Tödigraniten chemisch ähnliche Typen. Die Punkte der Syenite und des Melaphyrs von Tamins fallen in der Tat in das Dreieck F P R, in welchem Heteromorphie möglich ist. Die Projektionspunkte der yogoitischen Syenite fallen mit

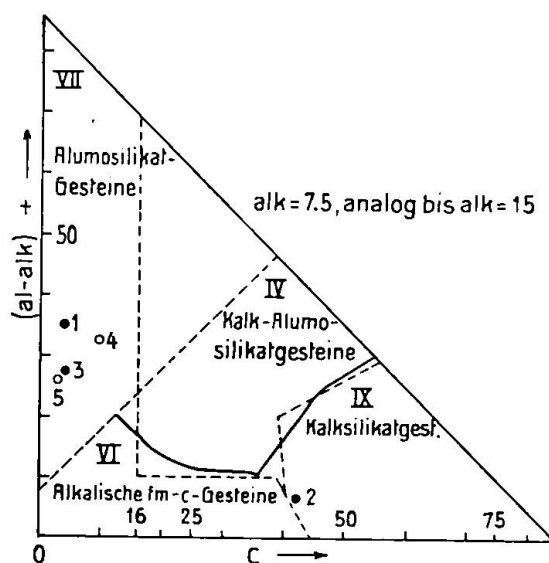


Fig. 20. 1. Chloritoidschiefer, Fasortastein, Tamins (Analyse 14, S. 100). 2. Kalksilikatfels, Tentiwang (Analyse 12, S. 100). 3. Glimmerhornfels, Bifertengletscher (Analyse 13, S. 100). 4. und 5. sind Analysen zweier Chloritoidschiefer vom Tenigerbad (Analyse Nr. 202 und 203 in Lit. 83, S. 167).

denen der Yogoite der Kaliprovinz zusammen (vgl. Lit. 90). Die stärkere Metamorphose des Vättiser Syenites (positive Quarzzahl!) erhellt ebenfalls aus diesem Diagramm. Deutlich tritt die enge Beziehung zwischen Tödigranit und Pontegliasgranit hervor.

Die Punktverteilung lässt grosso modo eine normale, magmatische Differentiationsbahn erkennen.

Die Paragesteine sind in Fig. 20 zusammengestellt.

G. Bemerkungen zu Geotektonik und Petrographie der untersuchten vier Kristallgebiete

Aus Fig. 1 S. 5 geht die geographische Lage der vier Kristallgebiete hervor und zudem ist daraus die Einordnung in den geo-

logisch-tektonischen Verband der Schweizer-Alpen ersichtlich. Es ist noch einiges über die petrographische Stellung der drei Fenster und die des Taminser Kristallins zu sagen.

Zum Aarmassiv (A.M.) gehören die Kristallgebiete des Bifertengletschers, Limmernbodens und dasjenige von Vättis. Eigene Studien und zahlreiche am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern ausgeführte Arbeiten veranlassten E. HUGI, diesem Zentralmassiv einen ganz bestimmten Zonenaufbau zuzuschreiben (Lit. 51, S. 130, ferner 27, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 67, 74, 76, 77, 93, 116, 127). Die drei Untersuchungsgebiete gehören am ehesten der Zone 5 a an = kristalline Schieferhülle des zentralen Aaregranites: Nördliche Zone Lötschental-Färnigen-Maderanertal. Im übrigen messen wir einer Einordnung derart isolierter Kristallin-Aufschlüsse in bestimmte Zonen keine besondere Bedeutung bei, da ihr ja a priori Unsicherheiten anhaften. Auf Grund der heute vorliegenden chemischen Analysen von Aarmassiv-Gesteinen gehören die Fenster von Biferten, Limmernboden und Vättis zum östlichen Aarmassiv. Eine erschöpfende und befriedigende Einteilung des Aarmassivs nach petrographisch-chemischen Gesichtspunkten bleibt der Zukunft überlassen. Die rein tektonisch-geologische Zonengliederung nimmt nicht Rücksicht auf Variationen oder Identitäten im Gesteinschemismus in horizontalem oder vertikalem Sinne innerhalb des A.M. So treten, um ein Beispiel zu nennen, Syenite im östlichen Aarmassiv überall von dessen Süd- bis Nordrand auf, unabhängig von Zonengrenzen. Gegen chemische Vergleiche bestehen prinzipielle Schwierigkeiten, weil einzelne Aarmassivteile sehr gut chemisch untersucht sind (z. B. Grimselgebiet), andere dagegen nur lückenhaft (z. B. Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet, Lötschental). Eine gleichmässige chemische Untersuchung des Massivs, besonders der sogenannten Schieferhüllen, wäre dringend erwünscht. Vielleicht wird der starke Kontrast zwischen östlichem A.M. einerseits und den zentralen bis westlichen Partien andererseits verschwinden. Gerade die letztgenannte Region sollte auf kalireiche Gesteine hin geprüft werden. Besonders reizvoll wäre, eine von E. SPENCER (Lit. 107) nach experimentellen Ergebnissen aufgestellte Regel auf ihre Gültigkeit in der Natur zu prüfen. Danach sind die ältesten Magmen die kalireichsten. Unsere Beobachtungen ergeben, dass die kalireichsten Gesteine, unabhängig von si-Werten, im Altkristallin auftreten und dass der Kaligehalt in den junghercynischen oder gar permischen Eruptivgesteinen merklich abnimmt. Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. HUTTENLOCHER sind gerade syenitische Gesteine in der Schieferhülle

des westlichen Aarmassives viel häufiger, als allgemein bekannt ist (vgl. auch Lit. 54, S. 287). An typischen Gesteinen der altkristallinen Schieferhülle nennen wir Amphibolite (inkl. deren Abarten im Limmernboden s. S. 62), Syenite, Granite, Muskovitgneise und Kalksilikate. Inwieweit diese im östlichen A.M. festgestellten Merkmale sich auf den westlichen Teil übertragen lassen, bleibt speziellen Untersuchungen vorbehalten.

In seinen anregenden Arbeiten sucht H. HIRSCHI (Lit. 41, 42, 43) u. a. nach Beziehungen zwischen Gehalt an radioaktiven Stoffen und magmatischer Differentiation. Die Gehalte an radioaktiven Elementen unserer Proben (vgl. Tab. S. 82) scheinen die in Lit. 43, S. 107—108 ausgesprochene Vermutung merkwürdigerweise nicht zu bestätigen, da die Aktivität der chemisch ähnlichen Syenite von Biferten und Limmernboden ungefähr im Verhältnis 4:7 stehen. Bevor aber das östliche A.M. noch weiter radiometrisch untersucht ist, sehen wir von diesbezüglichen Schlussfolgerungen ab.

Auf Seite 113 der oben zitierten Arbeit schreibt H. HIRSCHI:

„Im Aarmassiv weisen die Messungen vorläufig dahin, dass die dort vorliegenden Eruptivgesteine nicht immer ein normales Differentiat eines Stammmagmas sind, vielmehr einzelne Eruptivmassen das Produkt aus Assimilation, bzw. Kontaktmetamorphismus in grossen Tiefen, durch ein saures Restmagma darstellen. Dies gilt besonders für die Zone, in welcher der Pontegliasgranit, Gufsyenit, die syenitischen Gesteine der Schöllenen und die Gesteine zwischen Spitallamm und Totensee an der Grimsel liegen. Ähnliche Zonen wiederholen sich im Gebiet der nördlichen Granitintrusionen, ferner in der Injektionszone zwischen Gletsch und Oberwald usw.“

Bereits auf Seite 55 wurde versucht, aus petrographischen und geologischen Beobachtungen auf eine komplexe magmatische Entstehungsgeschichte des Altkristallins zu schliessen. Somit gelangt, wenn auch von anderen Überlegungen aus, H. HIRSCHI zu gleichen Schlüssen. Es sei aber hervorgehoben, dass wir keine Anhaltspunkte fanden, welche gegen die Ansicht sprechen, in den Gesteinen des Altkristallins etwas anderes als magmatische Kristallisationsprodukte zu sehen. Im Gegenteil, die Projektionspunkte der yogoitischen Syenite passen vorzüglich in das Differentiationsdiagramm der Little Belt Mts. (Montana) hinein (vgl. Lit. 120 u. 15)³⁹⁾. In dieser tertiären Eruptivgesteinsprovinz kam es unter anderem zur Bildung von Yogoiten. Unser Syenit kann offenbar als ein mögliches Teiglied

³⁹⁾ Herrn Prof. Dr. C. R. BURRI danke ich für Hinweis und Überlassung von Analysenmaterial.

einer magmatischen Differentiation aufgefasst werden und der Schluss scheint berechtigt, in den yogoitischen Syeniten des A.M. ebenfalls magmatische Produkte zu sehen.

Die Verbandsverhältnisse (S. 10 und 12) zwischen Amphibolit und Syenit und die zwischen Syenit und Granit deuten allerdings darauf hin, dass es in diesem Orogengebiet während der Förderung der einzelnen Magmen (basisch \rightarrow sauer) zu Reaktionen und Stoffaustausch zwischen den jeweils emporgedrungenen und dem neu empordringenden Material gekommen ist. Ja, Hebungen und Senkungen einzelner Partien führten unter Umständen zu Aufschmelzungen (partiell in Lösung gehen!) und Resorptionen. Die komplexe, gravitative Kristallisationsdifferentiation (im Sinne P. NIGGLIS, Lit. 90) genügt vorderhand zur Deutung des Altkristallins.

Prinzipiell ist zu bedenken, dass nicht ausgehend von Untersuchungen in kleinen, flächenmässig isolierten Massivteilen für das ganze Massiv eine neue genetische Deutung postuliert werden kann. So nehmen wir bewusst von der Migmatittheorie Abstand. Ihre Begriffe und Definitionen sind übrigens nicht durchwegs scharf und eindeutig, besonders wenn man die Ansichten verschiedener Autoren miteinander vergleicht (Lit. 6). In diesem Zusammenhang auf das Problem der Migmatitbildung einzugehen, erübrigt sich. Da in letzter Zeit gerade die Syenitbildung als Beispiel einer migmatitischen Gesteinsbildung (auf jeden Fall nicht einer normalen magmatischen Kristallisationsdifferentiation) beschrieben wurde, sei jedoch kurz folgendes bemerkt. Die von O. ERDMANNSDÖRFFER und R. WAGER (Lit. 22, 117) beschriebenen Syenite kennen wir nicht aus eigener Anschauung. Ein unmittelbarer Vergleich scheint, soweit dies aus der Beschreibung hervorgeht, nicht angebracht. Jedenfalls möchten wir die dort gegebene genetische Deutung der Syenite nicht auf die entsprechenden Gesteine unseres Gebietes angewendet wissen, da ja im vorliegenden Falle des A.M. die komplexe, gravitative Kristallisationsdifferentiation nach unserer Ansicht zur Erklärung aller Phänomene ausreicht.

Der tektonische Aufbau des prae- oder frühhercynischen Massives war auf jeden Fall derart, dass im ganzen östlichen A.M. vermutlich aus dem gleichen Magmaherd erst extrem basische, dann syenitisch-monzonitische, granitische, später auch saurere, kalireiche granitische Magmen (Pontegliasgranitsyenit und Tödigranit) empordrangen.

Die Frage bleibt ja vorläufig unabgeklärt, ob es im A.M. nur zur Zeit des Hercynikums zu Magmenförderung kam oder ob even-

tuell schon im Prae-Hercynikum Magmen empordrangen und damit bereits zu dieser Zeit ein Massiv für existierend anzunehmen ist. Eine exakte Altersangabe für die Bildung des Altkristallins, wie etwa frühhercynisch oder praehercynisch, ist mangels geologischer Beweisgründe nicht möglich⁴⁰). Vielleicht kann eine Untersuchung des sog. Konglomeratgneises (Lit. 130) der Val Gliems zur Entscheidung dieses Fragenkomplexes beitragen. Nach ALB. HEIM (Lit. 38, II₂, S. 933) hat dieser Konglomeratamphibolit alt- oder mittelcarbonisches Alter. Nach kursorischen Beobachtungen bilden in diesem einzigartigen Konglomeratgneis vor allem monzonitische Gesteine des Gliemsstöcklis die bis kopfgrossen, runden Komponenten. Gelingt der Nachweis des carbonischen Alters für den Konglomeratgneis, so würde mindestens eine frühcarbonische monzonitisch-syenitische Differentiation im Ponteglias-Bifertengebiet erwiesen sein.

Die älteste Differentiation im östlichen Aarmassiv stellt, um die magmatischen Phasen zusammenzufassen, die extrem basisch-syenitisch-monzonitische dar (prae- oder frühhercynisch). Diese kann, was noch nachzuweisen wäre, gleichzeitig unabhängig im Osten und Westen des Massives auftreten und zwar in der Zone der sogenannten Schieferhülle oder, was das Pontegliasgebiet betrifft, in der Zone des zentralen Aaregranites.

Später, ungefähr um die Zeit (Unter-) bis Mittelcarbon, also vor der Bildung der obercarbonischen zentralen Aaregranite (vgl. Lit. 51, S. 130), kam es zur Bildung des Tödigranites, vielleicht gleichzeitig mit derjenigen der nördlichen Granite (Gasterngranit etc., vgl. Lit. 82, S. 325); so viel uns bekannt ist, spricht nichts dagegen, den Pontegliasgranitsyenit bezüglich seines Alters ebenfalls hier einzuordnen. Die Literatur gibt hierüber widersprechende Angaben. ALB. HEIM (Lit. 38, II₂, S. 933) hält Tödigranit und zentralen Aaregranit für mittelcarbonisch, während nach E. HUGI (Lit. 51) letzterem obercarbonisches Alter zukommt. Obercarbonisches Alter haben ausser den zentralen Aaregraniten im östlichen A.M., soweit es das untersuchte Gebiet betrifft, Quarzporphyrtuff und Diabas. Eigentliche Massivbildung erfolgte (Lit. 51, S. 138) durch die erste und zweite hercynische Faltung und durch die in ihrem Gefolge gehenden gewaltigen Magmeneinbrüche. Über die Beziehungen zwi-

⁴⁰) Umgekehrt sei hervorgehoben, dass auch die Hypothese der ausschliesslich hercynisch bedingten Magmenförderung strenger Beweise entbehrt (weitgehende Analogieschlüsse!).

schen Tödigranit, kontaktmetamorphen Sedimenten und den nachgranitischen Bildungen vergleiche Tab. 1.

Auf Grund einer chemisch-petrographischen Betrachtung des A.M. (S. 106) erscheint der Zusammenhang zwischen dem Kristallin von Biferten (z. B.) und dem Pontegliasgebiet selbstverständlich. Die tektonisch-geologische Zonengliederung benützt als Ausgangspunkt die aktuelle Massivbeschaffenheit.

Ergänzend sei bemerkt, dass in unserem Gebiet die Carbonmulde⁴¹⁾ des Bifertengrätli-Scheibenrunse keine Teilmassive trennt und ein tektonischer Zusammenhang mit dem Vorkommen von Tscharren (Lit. 93) möglich ist. Innerhalb des Massives kann das Carbon in irgendwelchen Mulden abgelagert sein, die an sich auf längere oder nur kürzere Strecken anhalten. So bleibt die tektonische Beziehung der paläozoischen Sedimente in Vättis zu den westlicheren Carbonvorkommen unabgeklärt.

Vertreter der jüngsten magmatischen Gesteine sind die permischen Quarzporphyre, die in innigem Verband mit Konvergenztypen und klastisch-detritischen Sedimenten auftreten (zyklischer Wechsel von magmatischer Tätigkeit und Erosion). Die Hauptfaltung zur mittleren Tertiärzeit (Anfänge bereits früher, Kreide?) hinterliess in dem durch verschiedene Stadien der Metamorphose und durch Erosion oberflächlich veränderten hercynischen Gebirge die jüngsten Spuren dislokationsmetamorpher Einwirkung, ebenso in den diskordant oder konkordant gelagerten permischen Bildungen und in allen jüngeren, diskordant zum Massiv liegenden Sedimenten (Trias-Tertiär).

Das Kristallin von Tamins gehört aus petrographisch-chemischen und rein geologischen Gründen nicht wie bisher angenommen zum A.M., sondern zum Tavetscher Zwischenmassiv. Nach dem auf S. 84 und 98 Gesagten ist die Metamorphose für das A.M. eher aussergewöhnlich (abgesehen von ganz südlich gelegenen Zonen), was zwar noch nichts besagt, aber dann sind derartig metamorphe basische Ergussgesteine im A.M. unbekannt, erscheinen hingegen im Tavetscher Zwischenmassiv (Lit. 87, S. 144). Den Melaphyren und Melaphyrtuffen analoge Gesteine stellten wir bei Brigels unter- und oberhalb Alp Robi, bei Pleun la Lenna und bei Brulf (Disentis) fest, d. h. in Gegenden, die zum Tavetscher Zwischen-

⁴¹⁾ Die Carbonvorkommen, d. h. allgemein die nachgranitischen Sedimente südlich davon bilden nur mehr kleinere Mulden und tektonisch bedingte Einschüppungen im Kristallin (vgl. S. 41).

massiv gehören ⁴²⁾. Eine rein tektonische Konstruktion mit der Annahme eines Massivstreichens (A.M.) von N 65° E (Lit. 51, S. 130) ergibt: Vättis setzt sich im Kristallin des Pontegliasgebietes fort. Bei Brigels reicht das Tavetscher Zwischenmassiv bis oberhalb Alp Robi und die Fortsetzung von Tamins wäre hier südlich davon.

Wiederum von grösserer Beweiskraft dürften ausser den angegebenen petrographischen Eigenschaften noch weitere geologische Tatsachen sein. Auf das Vorkommen von Trias-Rauhwanke, welche derjenigen von Schlans ähnlich ist, wurde bereits verwiesen (S. 91). Demgegenüber schreibt J. OBERHOLZER (Lit. 91, S. 226): „Im autochthonen Gebirge zwischen Reuss und Rheintal ist die Rötigruppe nach den Darstellungen von ALB. HEIM u. A. und nach meinen eigenen Beobachtungen überall in ihrer Gesamtheit als dichter, gut gebankter, lebhaft rötlichgelb angewitterter Rötidolomit, niemals als Rauhwanke ausgebildet.“ Ferner besteht der Keuper in Tamins aus Chloritoidschiefer, der Dogger aus Magnetitschiefer oder der Malm am Kunkelspass aus orogenitischer Breccie, alles Faciestypen, die im autochthonen Helvetikum, z. B. in Vättis, fehlen.

Die Schweizer Geologen und Petrographen gehen einig in der Auffassung, wonach das Tavetscher Zwischenmassiv mit seinem kristallinen Kern die Wurzelregion eines Teiles der helvetischen Decken darstellt. Die Benennung „Kristallin von Tamins“ ist nur insofern richtig, als es sich um das Kristallin eines Deckenkernes handelt. Dieses selbst besteht nur aus einer Melaphyrgesteinsassoziation. Seinerzeit befassten sich P. ARBENZ und W. STAUB (Lit. 4) mit tektonisch-stratigraphischen Fragen der Umgebung von Tamins, speziell mit der Wurzelfrage der helvetischen Decken. In der eng zusammengepressten Wurzelregion stösst natürlich eine genaue Abgrenzung der einzelnen Deckenteile auf erhebliche Schwierigkeiten.

Sich stützend auf die wertvollen Beobachtungen von J. OBERHOLZER (Lit. 91), kam in neuester Zeit R. HELBLING (Lit. 35) zu einer andern tektonischen Gliederung der Glarneralpen. Für uns ist besonders die Tatsache der Existenz von parautochthonen Decken auf der Calandasüdseite bedeutungsvoll. R. HELBLING unterscheidet (Lit. 35, S. 93):

„Felsbergdecke (oben) (Ursprung event. südlich des Taminserkristallins),
Tscheppdecke,
obere Calandadecke,
untere Calandadecke (unten).“

⁴²⁾ In „P“, „pt“ und „Dg“ auf der Karte von FR. WEBER (Lit. 130).

Faciell hängen die parautochthonen Decken eng mit dem autochthonen aarmassivischen Sedimentmantel zusammen.“

Die Stratigraphie ist noch nicht in allen Teilen abgeklärt, doch dürfte ein allmählicher Übergang von nord- zu südhelvetischer Facies in den unteren bis oberen parautochthonen Decken resultieren. Bezüglich der Stellung des Taminser Kristallins kommt R. HELBLING auf Grund tektonisch-geologischer Überlegungen zu Schlussfolgerungen, die wir unabhängig davon bereits in einer unveröffentlichten Diplomarbeit im Februar 1938 aus petrographisch-chemischen Daten gezogen haben. Unsere Beobachtungen lassen sich mit der HELBLING-schen Tektonik dahin interpretieren, das Kristallin von Tamins sei der kristalline Kern einer der oberen, parautochthonen helvetischen Decken, daher dem Tavetscher Zwischenmassiv zuzuordnen und endgültig vom Aarmassiv im engeren Sinne zu trennen.

Literaturverzeichnis

I. Spezielle Literatur

1. ANGEL, F., Über Quarz in porphyrischen Gesteinen. Neues Jahrb. f. Min. etc., Abt. A. BB. 56, S. 1—22, 1927.
2. — Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Band 67, S. 36—52, 1930.
3. — Pigmentierte Apatite aus Intrusivgesteinen der Schladminger Tauern (Preintaler Hütte und Kotalpe). Centralblatt f. Mineralogie etc., Abt. A, Jahrgang 1930, S. 371—375.
4. ARBENZ, P. und STAUB, W., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, 55. Jahrg., S. 23—62, 1910.
5. BAIER, E., Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. Z. f. Krist., Bd. 73, S. 465—560, 1930.
6. BARTH, T. F., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
7. BECKE, F., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. der k. u. k. Akad. der Wiss., Math.-nat. Kl., Bd. 75, Abh. I, Wien 1913.
8. — Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Denkschr. der k. u. k. Akad. der Wiss., Math.-nat. Kl., Bd. 75, Abh. III, Wien 1913.
9. — Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 36, S. 25—41, 1923.
10. BEDER, R., Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano, S. 1—28, Dissertation Zürich 1909.
11. BLUMENTHAL, M., Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N.F., 33. Liefg. Bern 1911.
12. — Der Calanda. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F., 39. Liefg., 1912.

13. BROSS, H., Der Dossenheimer Quarzporphyr. Diss. Tübingen 1910, in: Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 66. Jahrg., S. 64—114, 1910.
14. BRUDERER, W., Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar du Trias à l'Argovien. Bulletin des Lab. de Géol. etc., Nr. 37, Lausanne 1924.
15. BURRI, C. R., Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VI, S. 115—199, 1926.
16. CADISCH, J., Die Erzvorkommen am Calanda, Kantone Graubünden und St. Gallen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIX, S. 1—20, 1939.
17. CORNELIUS, H. P., Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Centralblatt f. Min. etc., S. 1—11, 1921.
18. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau, Bd. XI, S. 289—318, 1921.
19. — Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil, Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, exkl. Quartär). Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N.F., 70. Liefg., I. Teil. Bern 1935.
20. — Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XV, S. 4—30, 1935.
21. DAUBRÉE, A., Synthetische Studien zur Experimentalgeologie. Braunschweig 1880.
22. ERDMANNSDÖRFFER, O. H., Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI. Die Rolle der Anatexis. Sitzungsberichte d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 7. Abhandlung, Jahrg. 1939.
23. ESCHER VON DER LINTH, A., Tagebücher. Originale dep. im Geol. Inst. der E. T. H. Zürich.
24. — Gebirgskunde, in: Historisch-geogr.-statist. Gemälde der Schweiz, Bd. VII: Der Kanton Glarus, S. 51—90, 1846.
25. ESCHER, B. G., Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld im Reusstal und das Carbon von Manno bei Lugano. Diss. E. T. H. Zürich, Amsterdam 1911.
26. ESKOLA, P., Magnesia-Metasomatism and the Lamprophyric Rocks. International XVII Geol. Congress Abstracts of Papers, S. 115, USSR 1937.
27. FEHR, W., Geologisch-petrographische Untersuchung im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Jahrbuch der Phil. Fak. II der Universität Bern, Bd. III, S. 151—157, 1923.
28. FRECH, F., Lethaea geognostica, I. Teil, 2. Band, S. 362. Stuttgart 1897—1902.
29. FRIEDRICH, O., Über den Aufbau und das Gefüge steirischer Graphite. Berg- u. Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 84, Heft 3, S. 131, 1936.
30. GANSSER, A., Ein Carbonvorkommen an der Basis der Tambo-Decke (Graubünden). Eclogae geol. Helv., Bd. 29, S. 303—308, 1936.
31. — Der Nordrand der Tambodecke. Geolog. und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. Schweiz. Min. Petr. Mitt. XVII, S. 291—523, 1937.

32. GOLDSCHMIDT, V. M., Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskapselskapets Skrifter I, Mat.-natw. Klasse, No. 1. Kristiania (Oslo) 1911.
33. — Über das Vorkommen des Germaniums in Steinkohlen und Steinkohlenprodukten. Nachr. der Ges. der Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl., Fachgruppe IV, Nr. 4, S. 1—4, 1930.
34. GOLDSCHMIDT, V. M. und PETERS, CL., Zur Geochemie des Germaniums. Nachr. d. Ges. der Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl., Fachgruppe IV, Nr. 33, S. 141—166, 1933.
35. HELBLING, R., Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Teil II der Beiträge zur Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, 76. Liefg. Bern 1938.
36. HEIM, A., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geolog. Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. Text und Atlas (2 Bände). Basel 1878.
37. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge z. Geol. Karte der Schweiz, 25. Liefg. Bern 1891.
38. — Geologie der Schweiz, Bd. I u. II, erste und zweite Hälfte. Leipzig 1921.
39. — Die Therme von Pfäfers. Geolog. Nachlese, Nr. 28. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich, Jahrgang LXXIII, S. 65—140, 1928.
40. HIETANEN, A., On the Petrology of Finnish Quartzites. Bulletin de la Com. géol. de Finlande, Nr. 122. Helsinki 1938.
- 41—43. HIRSCHI, H., Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IV, S. 64—88, 1924; Bd. V, S. 173—180, 1925; Bd. VII, S. 98—114, 1927.
44. HOLMQUIST, P. J., Von der chemischen Zusammensetzung der Kalifeldspate des Wiborger Rapakiwis und über die Deutung desselben. Geol. Föreningens Förh., Bd. 61, S. 157—167, 1939.
45. HUBER, M., Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasle. Jahrbuch der Phil. Fak. II der Universität Bern, Bd. II, S. 205—217, 1922.
46. HÜGLY, W., Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aarmassiv zwischen Wendenjoch - Wassen - Erstfeld. Jahrb. der Phil. Fak. II der Universität Bern, Bd. VII, S. 91—97, 1927.
47. HUOT, E., Vorläufige Mitteilung über die Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Eclogae geol. Helv., Vol. IX, S. 441—464, 1907.
48. — Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. Eclogae geol. Helv., Vol. XV, S. 481—491, 1920.
49. — Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, S. 464—482, 1921.
50. — Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. Verh. der Schweiz. Naturf. Ges., II. Teil, S. 86—109. Bern 1922.
51. — Das Aarmassiv. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II, S. 130—138. Basel 1934.
52. HUTTENLOCHER, H. F., Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Jahrb. der Phil. Fak. II Bern, Bd. I, S. 43—51, 1921.
53. — Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Mitt. d. Naturf. Ges. in Bern, S. 1—20, 1921.

54. HUTTENLOCHER, H. F., Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, S. 281—291, 1933.
55. — Die Erzlagerstätten der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, S. 22—148, 1934.
56. JOST, K., Über den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentären Lagerstätten. Chemie der Erde, Bd. 7, S. 177—290, 1932.
57. JOST, W., Die seismischen Eisdickenmessungen am Rhonegletscher 1931. Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 71, Abh. 2, S. 29—42, 1936.
58. KOENIGSBERGER, J., Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Eclogae geol. Helv., Vol. X, S. 852—896, 1909.
59. — Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Mit Karte und Profilen. Freiburg i. Br. und Leipzig 1910.
60. — Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. Z. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, S. 501—529, 1912.
61. — Zum Alter der Gneismetamorphose in den Alpen und deren Beziehung zum Karbon. Geol. Rundschau, Bd. XVII a, S. 363—372, 1926 (Steinmann-Festschrift).
62. KOOPMANS, R. G., Untersuchungen und Beobachtungen an schweizerischen Kohlen. C. R. du deuxième Congrès pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifère, Heerlen 1935, S. 505—515, Maastricht 1937.
63. KÜNDIG, E., Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VI, S. 294—305, 1926.
64. LACROIX, A., Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. Géol. de l'Indochine, Vol. XX, Fasc. 3, Hanoi 1933.
65. LAEMMLEIN, G., Korrosion und Regeneration der Porphyry-Quarze. Z. f. Krist., Bd. 75, S. 109—127, 1930.
66. — Skelettartige Quarzkristalle in Lipariten. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 44. Bd., S. 470—478, 1933.
67. LIECHTI, H., Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton d'Uri). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, S. 491—563, 1933.
68. LUGEON, M.: Sur la coloration rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. C. R. Acad. Sc. Paris 1916, t. 162, p. 426.
69. MÄKINEN, E., Über die Alkalifeldspäte. Geol. Föreningens Förh., Bd. 39, S. 121—184. Stockholm 1917.
70. MASSON, R., Geologisch-petrographische Untersuchungen im untern Valpelline, Provinz Aosta (Italien). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, S. 54—213, 1938.
71. MILCH, L., Die Diabasschiefer des Taunus. Z. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. XLI, S. 394—441, 1889.
72. — Beiträge zur Kenntnis des Verrucanos. 2 Bde. I. Teil, Leipzig 1892; II. Teil, Leipzig 1896.
73. — Über magmatische Resorption und porphyrische Struktur. Neues Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1905, Bd. II, S. 1—32.

74. MINDER, W., Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XII, S. 353—422, 1932.
75. MITTELHOLZER, A. E., Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, S. 19—182, 1936.
76. MORGENTHALER, H., Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, S. 179—217, 1921.
77. NIEDERER, J., Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. (Petrogr.-geol. Untersuchungen im Gebiet zwischen Val Clavaniev und Val Milar im Bündner Oberland.) Diss. Universität Bern. Bern 1932.
78. NIGGLI, P., Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F., 36. Liefg. Bern 1912.
79. — Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin 1923.
80. — Lehrbuch der Mineralogie, II. Spezielle Mineralogie. Berlin 1923.
81. NIGGLI, P. und GRUBENMANN, U., Die Gesteinsmetamorphose, I. Teil. Berlin 1924.
82. NIGGLI, P., Der Chemismus der zentralen Aaregranite. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IV, S. 337—351, 1924.
83. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweiz. Gesteine. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, XIV. Liefg. Bern 1930.
84. NIGGLI, P., Grundprinzipien der Gesteinsmetamorphose. Die Naturwissenschaften, Jahrg. 18, S. 290—301, 1930.
85. — Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI, S. 296—364, 1931.
86. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, S. 464—472, 1934.
87. — Das Gotthardmassiv. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II, S. 139—145. Basel 1934.
88. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, S. 295—317, 1936.
89. — Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, S. 335—399. 1936.
90. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, S. 610—664, 1938.
91. OBERHOLZER, J.: Geologie der Glarneralpen. Text und Atlasband. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N.F., 28. Liefg. Bern 1933.
92. PERRIN, R. et ROUBAULT, M., Le granite et les réactions à l'état solide. Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, 5^e série, Pétrographie Nr. 4. Alger 1939.
93. PFLUGSHAUP, P., Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrogr.-geologische Untersuchungen im Gebiet des Bristenstockes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VII, S. 321—378, 1927.
94. DAL PIAZ, G., La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. Boll. d. Soc. Geol. Italiana, Vol. LVIII, Fasc. 1, S. 105—152. Roma 1939.
95. PIPEROFF, CHR., Geologie des Calanda. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F., 7. Liefg. Bern 1897.

96. DE QUERVAIN, A. und SCHNITZER, E., Das Zungenbecken des Biferten-gletschers. Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 55, Abh. 2, S. 137—149, 1920.
97. DE QUERVAIN, F. und GSCHWIND, M., Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Mit einer Einführung von P. NIGGLI, Professor an der E. T. H. Zürich. Herausgegeben von der Geotechn. Komm. d. Schweiz. Naturf. Ges. Bern 1934.
98. ROSENBUSCH, H., Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. I, Heft II. Strassburg 1877.
99. ROSENBUSCH, H. und OSANN, Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923.
100. ROTHPLETZ, A., Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. Abh. d. Schweiz. paläontolog. Ges., Bd. 6, 1880.
101. — Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Textband mit Atlas und geol. Karte. Jena 1898.
102. SCHMIDT, C., Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. Neues Jahrb. für Min. etc., BB. IV, S. 388—472, 1886.
103. — Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1: 100 000 auftretenden Gesteine. (Petrogr. Mitteilungen aus dem Gebiet der „Glarner Doppelfalte“.) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 25. Liefg., Anhang zu: s. ALB. HEIM, Nr. 37.
104. SCHWEIZERISCHE POLYTECHNISCHE ZEITSCHRIFT, Bd. 6, 1861, Zürich. Auf S. 95 Analysenresultate von Calanda-Kupfererzen.
105. SIMLER, R. TH., Chemisch-physikalische Mitteilungen aus dem Laboratorium der Kantonsschule in Chur. Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens, N.F., Jg. 1859—1860.
106. SONDER, R. A., Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Eclogae Geol. Helv., Bd. 31, S. 199—238, 1938.
107. SPENCER, E., The Potash-Soda Feldspars. II Some Applications to Petrogenesis. Mineralog. Mag. XXV, p. 87. London 1938.
108. STACH, E., Kohlenpetrographisches Praktikum. Sammlg. nat.wiss. Praktika, Bd. 14. Berlin 1928.
109. STUDER, B., Geologie der Schweiz, Bd. I. Bern und Zürich 1851.
110. TARNUZZER, CHR., Über die Herkunft und Entstehung der Thermen von Pfäfers-Ragaz. Deutsche Rundschau für Geogr., XXXIII. Jg., S. 1—10, 1910.
111. THEOBALD, G., Der Calanda. Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens, N.F., I. Jahrgang, S. 7—43, 1854—55.
112. — Geologische Beschreibung der Gegend von Ragaz und Pfäfers. St. Gallen 1869.
113. TOBLER, A., Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. (Mit Benutzung der Manuskripte und Sammlungen von U. STUTZ.) Verh. der Nat. Ges. Basel, Bd. XII, S. 27—107, 1897.
114. TOLWINSKI, K., Die Grauen Hörner. Vierteljahrschr. der Naturf. Ges. in Zürich, 55. Jahrg., S. 331—390, 1910.

115. TRÖGER, W. E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Verlag der deutschen Min. Ges. Berlin 1935.
116. TRUNINGER, E., Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. Mitt. der Naturf. Ges. in Bern 1911, XXVI, S. 18—177. Bern 1912.
117. WAGER, R., Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. IX. Über die Kinzigitgneise von Schenkenzell und die Syenite vom Typ Erzenbach. Sitzungsberichte d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 4. Abhandlung, Jahrg. 1938.
118. WANG, H. S., Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIX, S. 21—199, 1939.
119. WEBER, F., Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv) und seine Ganggefölschaft. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N.F., 14. Liefg. Bern 1904.
120. WEED, W. H. and PIRSSON, L. V., Igneous Rocks of Yogo Peak, Montana. The Am. Journ. of Science, Vol. L, p. 467—479, 1895.
121. WEHRLI, L., Das produktive Karbon der Schweizeralpen. I. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, Geotechnische Serie, XI. Liefg. Bern 1925.
122. WEINSCHENK, E., Über einige neue Mineralvorkommen des Bayrischen Waldes. Z. f. Krist., Bd. 25, S. 357—364, 1896.
123. WENK, E., Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, S. 196—278, 1934.
124. WIESNER, J., Über den mikroskopischen Nachweis der Kohle in ihren verschiedenen Formen etc. Sitzungsbericht der k. u. k. Akad. d. Wiss., Abt. I, S. 101 u. f., 1892.
125. WILHELM, O., Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im untern Aversertal (Val Ferrera), Graubünden. 48 S. Diss. Universität Basel. Sonderdruck aus Z. f. prakt. Geologie, Jahrg. 30, Heft 12, 1922.
126. WINKLER, H. G. F., Zur Entstehung der isländischen Fjorde. Z. f. Geomorphologie, Bd. X, S. 255—263, 1938.
127. WYSS, R., Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Mitt. der Naturf. Ges. in Bern aus dem Jahre 1932, S. 1—109. Bern 1933.

II. Geologische Karten

128. HEIM, A., ESCHER VON DER LINTH, A., THEOBALD, G., VON FRITSCH, K., Geologische Karte der Schweiz, 1: 100 000, Blatt XIV, Bern 1885.
129. OBERHOLZER, J., Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein (Flumseralpen, Graue Hörner, Ringelspitz, Calanda) 1: 50 000. Spezialk. Nr. 63, herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Kommission, Bern 1920.
130. WEBER, F., Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes (Ostende des Aarmassivs und Wurzelregion der helvetischen Decken) 1: 50 000. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. 100 A, Bern 1922—1924. Dazu Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintalgebiet Spez.-K. Nr. 100 B.

131. WEBER, F., Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spez.-Karte Nr. 101 A, dazu Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv als Deckenwurzeln und durch die wurzelnächsten Teile der helvetischen Decken. Spez.-Karte Nr. 101 B. Bern 1922—1924.

III. Allgemeine Literatur

- BEREK, M., Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethode. Berlin 1924.
- DITTLER, E.: Gesteinsanalytisches Praktikum. Berlin 1933.
- DUPARC, L. et REINHARD, M., La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Genève 1924.
- JOHANNSEN, A., Essentials for the Microscopical Determination of Rock-Forming Minerals and Rocks. Second Ed. Chicago Ill. 1928.
- NIGGLI, P., Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin 1927.
- v. PHILIPSBORN, H., Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig 1933.
- REINHARD, M., Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
- WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. Part II: Description of Minerals. New York 1928.

Eingegangen: 30. Dezember 1940.

Erläuterungen zu den Figuren 1—4, Tafel I

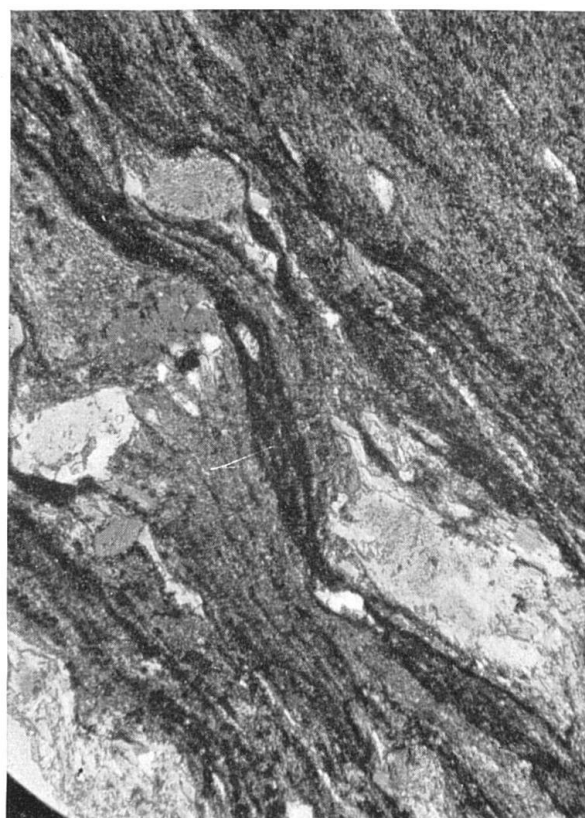
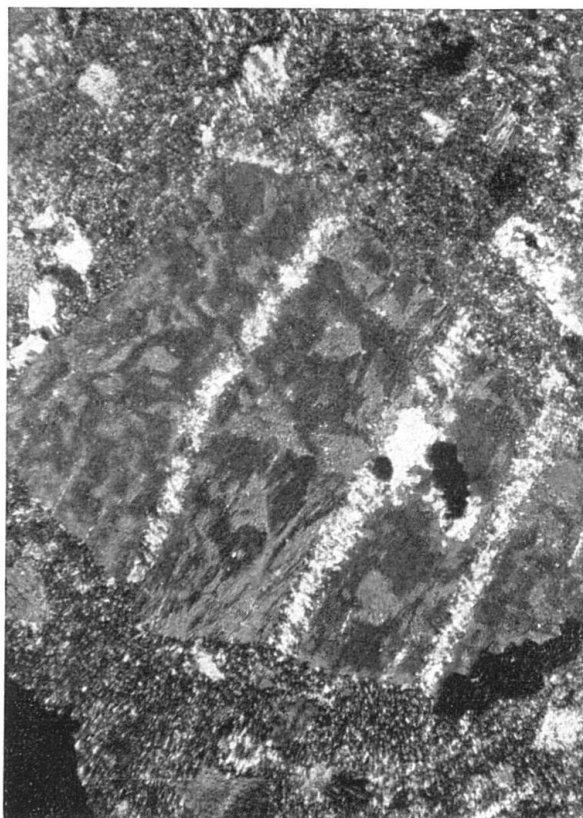
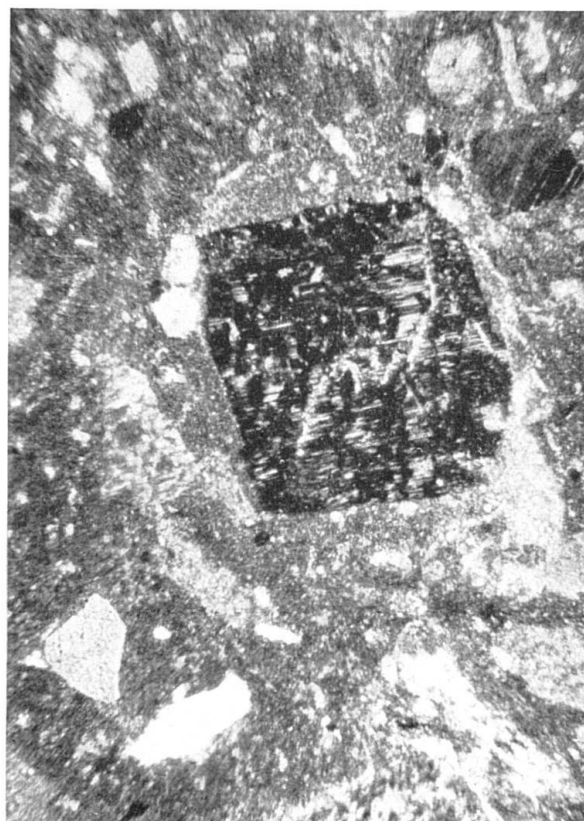
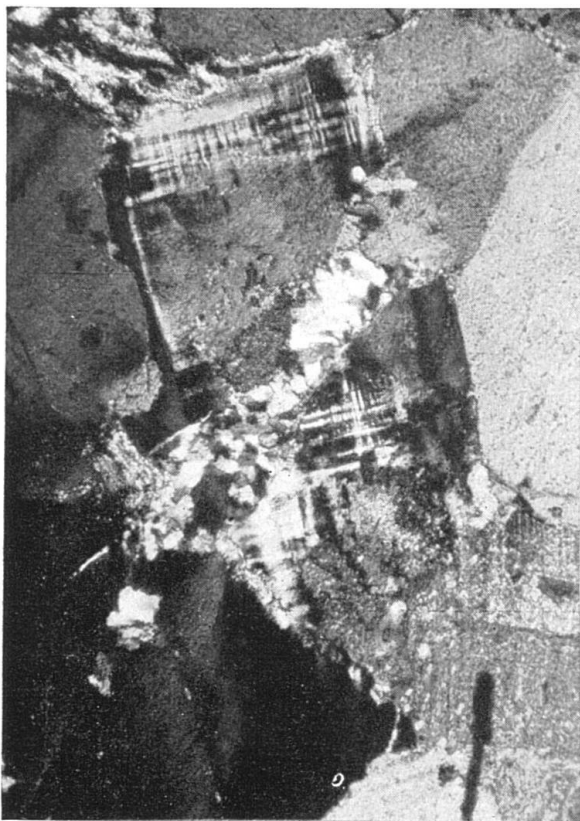
Fig. 1. Mikroklinindividuum in feinkörnig ausgebildetem Tödi-Granit wird von Quarz-Sericit-Calcitgängen durchsetzt. Vergr. 46 fach, gekr. Nic. Schliff 36 Bi 9.

Fig. 2. Schachbrettalbit mit sog. „tigerfellartiger“ Zeichnung aus permischem Quarzporphyr. Der Kristall wird durch drei mit Quarz-Sericit und Calcit erfüllten Zwischenräumen unterteilt (helle Streifen). Vergr. 65 fach, gekr. Nic. Schliff 38 Bi 226 a.

Fig. 3. Schachbrettalbit mit scharf begrenzten, rechteckigen Albitlamellen in feinkörniger Grundmasse eines permischen Quarzporphyrs. Vergr. 22 fach, gekr. Nic. Schliff 38 Bi 226 a.

Fig. 4. Melaphyrtuff mit Albit-Quarz- und Calcitporphyroblasten. Die ganz dunklen Partien stellen Anreicherungen des feinkörnigen Erzes (Magnetit-Ilmenit) dar. Vergr. 26 fach, gekr. Nic. Schliff 36 Ta 176.

Tafel I



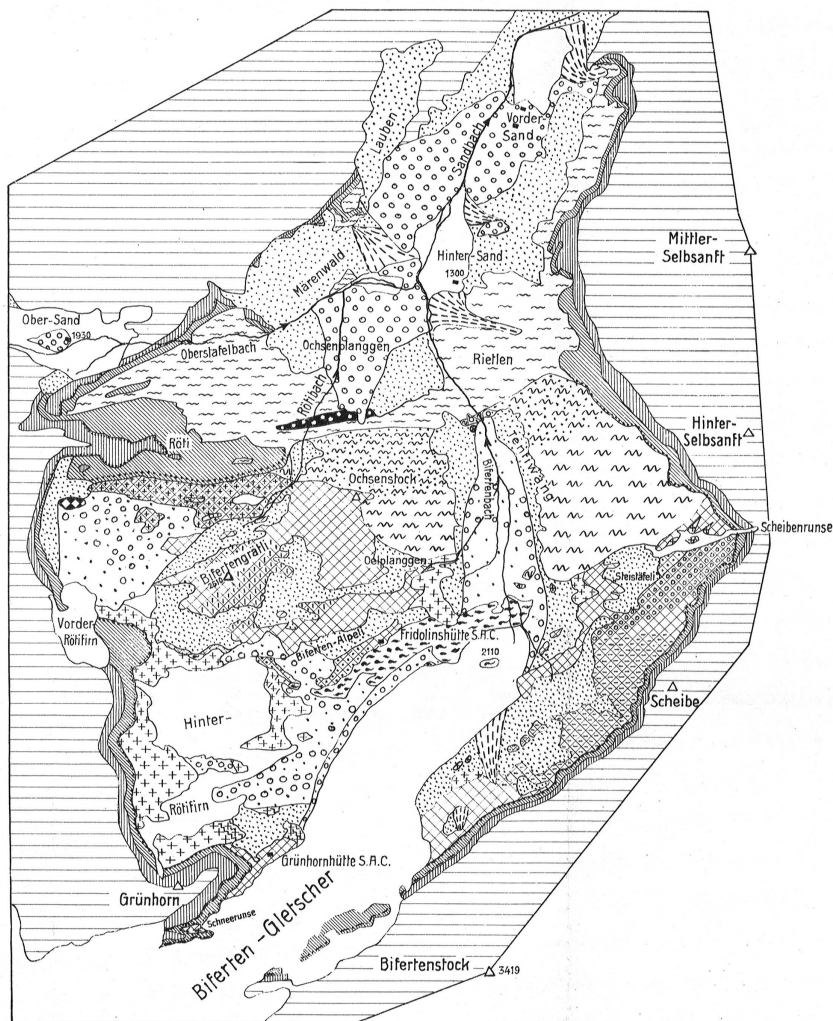
Leere Seite
Blank page
Page vide

Petrographisch-geologische Karte der Fenster im östlichen Aarmassiv

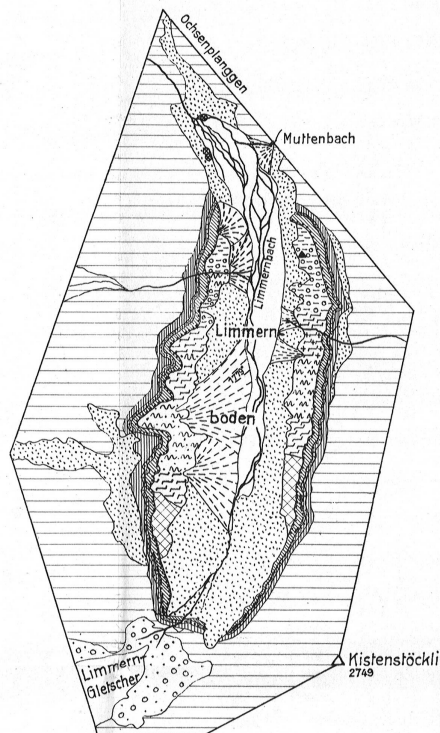
Aufgenommen von Th. Hügli 1936-38

1 : 25'000

Fenster des Bifertengletschergebietes



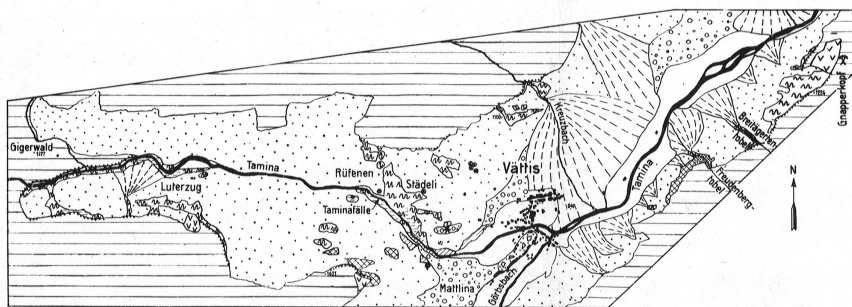
Fenster des Limmernbodens



Legende

	Allkristallin im allgemeinen: Bänderamphibolit oder Schollenamphibolit, Syenit, Granit, Ganggesteine (Aplit, Pegmatit und Porphyrit), Kalksilikalfels in niger Wechselagerung.
	Grössere Bänderamphibolit-Komplexe
	Grössere Syenit-Komplexe
	Syenit mit granitischen Einlagerungen
	Hornblendegneis, dichter Chloritgneis oder schieferiger Biotit-Chloritgneis
	Muskovitgneis
	Mylonit
	Gneisiger Granat-Pyroxen-Pegmatit
	Tödigranit in porphyrischer, feinkörniger, granodioritischer oder granitporphyrischer Ausbildung
	Mechanisierter Tödigranit
	Mechanisch-tektonisch bedingte Einlagerung v. nachgranitischen Sedimenten in Tödigranit
	Kontaktzone: Granitporphyre, Glimmerhornfels, Klotensch, Muskovitaplit-pegmatit u. Turmalinpegmatit
	Sedimente im allgemeinen incl. in situ verwitterter Tödigranit
	Konglomerate
	Pflanzenführende Sedimente
	Grüne Konglomerate
	Grau-grüne Sedimente
	Quarzporphyrtuff
	Diabas
	Permische Bildungen: Quarzporphyre, Konvergenztypen od. klastisch-detritische Sedimente
	Melaphyr
	Quartenschiefer, Rötoldolomit-Trias. Klastisch-detritische Perm (diskordant zu Kristallin gelagert)
	Lias und Dogger
	Malm (in Vättis: sedimentäre Umrahmung des Fensters, punktiert: klastisch-detritische Perm)
	Glacialschutt mit Moränenwällen
	Trockene Schuttkegel, Gähgenschutt
	Bachschuttkegel
	Alluvionen ebener Talböden, Firn und Gletscher
	Bergsturz
	Schotter, Terrassenbildend
	Diluviale Breccie
	Lokaler Bergsturz in Rötoldolomit
	Quelle
	Erratische Blöcke („Verrucano“ des Piz Sol)

Fenster von Vättis



Leere Seite
Blank page
Page vide