

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

**Band:** 44 (1964)

**Heft:** 1

**Artikel:** Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet  
(mittleres Aarmassiv)

**Autor:** Stalder, Hans Anton

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-34334>

### **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:** 10.07.2025

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

# Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv)

Von *Hans Anton Stalder* (Bern)

Mit 34 Textfiguren, 14 Phototafeln (Abb. 1—40) und 1 Kartenbeilage

## ABSTRACT

### *Part I: Petrography*

The region of the Grimsel lies in the Aar granite complex which is the backbone of the Aarmassif. The Grimsel granodiorite, the oldest igneous rock of the Aar granite complex, will be described as a separate petrographic part, together with its veins. In the north, the Grimsel granodiorite, changing rhythmically its chemistry, turns slowly into central Aar granite and at one point there exists a magmatic breccia of Grimsel granodiorite in the central Aar granite. Special petrographic problems arise from the southern acid "Randfacies" of the Grimsel granodiorite because of its inclusions of amphibolite/hornblendefels and the agmatites. The zone of gneisses and schists (= GSZ), lying between the Grimsel granodiorite in the north, and the southern Aar granite in the south, is much broader and of greater lithological variety than has been supposed before. It has to be regarded as a wedge of a pre-aargranitic old cristalline, with veins of herzynic quartzporphyries which are sometimes very altered. The GSZ has been very important in the forming of the morphology of the Grimsel region. A breccia from fissures was discovered in the NE of the Trübtensee. In genetic connection with the young breaks of that region, it is considered to be of telemagmatic origin.

The epizonal alpine regional metamorphism has had a selecting effect in the Grimsel region, as shown by the Grimsel granodiorite. The Grimsel "Augengneisses", often mentioned in former times, have turned out to be granodiorite changed into schists by the alpine orogeny. Where the alpine regional metamorphism was efficient, the iron and especially calcium has migrated. It is to be found in monomineralic veins of epidote and calcite of different size. By metasomatism the calcium also takes the place of quartz, especially in the southern Aar granite. The response of the rock towards the alpine regional metamorphism depends on their containing more or less mica. Those with much mica become a gneiss with a strong parallel-texture. Those with less mica change into a "tectonic breccia". The conception "tectonic breccia" will be defined.

New knowledge has been added to the statistics of the fissures and to the description of the parallel fabric of the Grimsel granodiorite. Interesting observations concerning the strength of the "Talklüftung" were made in the auxiliary gallery of the Oberaar power-station.

### *Part II: Mineralogy*

In the first part are mentioned the most important minerals which were found in the Grimsel region during the last 15 years. They were arranged by PARKER's classification of "Fundortgruppen" (= paragenesies). A detailed description is given of the smoky quartz from the Gerstengletscher (1948, Fundortgruppe 4a) and the minerals of the carbonate-sphalerite-fissure of the pit-gallery of the Oberaar power-station (1952, Fundortgruppe 4c). The general classification of the alpine mineral fissure shapes was somewhat modified from the system given by KOENIGSBERGER. A great number of new alpine fissure minerals in the Grimsel region were discovered during the last 15 years and have been described by various authors<sup>1)</sup>: Tellurium (new for Switzerland), empressite (?), *tetrahedrite*, ilmenite, *pistomesite*, bastnaesite (new for Switzerland), synchisite, lanthanite (?), *barite*, anglesite, xenotime, monacite, autunite, bazzite, milarite, gadolinite, *stilbite*, *heulandite*.

Chemical and differential-thermal analyses (DTA) of different carbonates (ankerite, siderite, calcite) are mentioned and discussed. Optical, thermogravimetric and X-ray investigations complete the analyses. The DTA-curve for ankerite is interpreted in a fundamentally new way. The analysed ankerites are chemically very variable. Even within the same crystal-aggregate their chemistry can vary greatly. This mineral alters very quickly on the surface, and such specimens are not worth collecting. The specimens studied were therefore especially collected in galleries.

Investigations of liquid and fluid inclusions of alpine fissure quartz crystals (and of some other minerals) were made. The results have shown that the existence of the two mineral-associations 4a and 4c in the Grimsel granodiorite (and central Aar granite) can be explained by the difference of the mother-solution, as well chemically (poor or rich in CO<sub>2</sub>) as physically (low and high temperatures). Primary, secondary and pseudo-secondary inclusions can be distinguished.

Finally, the alterations of the surrounding rocks of alpine fissures were examined chemically and mineralogically. As calculations based on these quantitative results have shown, the alterations have to be explained by pure leaching, and require no addition of extraneous material (with the exception of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>). While, this may not always be true for Na and K. One case shows, that all the contents of the alpine fissure were leached out of the surrounding rocks. Unfortunately up to now no other similar calculation exists. Therefore this can not prove the pure leaching theory. H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> certainly do not originate from the nearest surroundings. They are either juvenile or they were set free by dehydration and/or decarbonatization of sediments, that were brought into tectonic deep zones during the alpine orogeny.

---

<sup>1)</sup> Italics: Minerals from the Grimsel region in this paper mentioned for the first time.

## ZUSAMMENFASSUNG

*Petrographischer Teil*

Das Grimselgebiet liegt im Bereich des zentralen Aaregranits s. l., der das Rückgrat des Aarmassivs bildet. Der Grimsel-Granodiorit, als ältestes Intrusivgestein des zentralen Aaregranit-Komplexes, wird als selbständige petrographische Einheit beschrieben, zusammen mit seinen verschiedenen Ganggesteinen. Im Norden geht der Grimsel-Granodiorit, in rhythmischen Änderungen des Chemismus, allmählich in den zentralen Aaregranit über und wird von diesem an einer Stelle magmatisch brecciiert. Besondere petrographische Probleme in bezug auf die Genese stellt die südliche saure Randfacies des Grimsel-Granodiorits mit der Einschaltung von Amphibolit/Hornblendefels und mit dem Agmatit-Vorkommen. Viel mächtiger und lithologisch vielfältiger als früher angenommen wurde, ist die Gneisschiefer-Zwischenzone (= GSZ), die zwischen dem Grimsel-Granodiorit im Norden und dem südlichen Aaregranit im Süden liegt. Sie ist als eine keilförmige Einschaltung von präaaregranitischem Altkristallin mit Gängen von zum Teil stark umgewandelten herzynischen Quarzporphyren aufzufassen. Die GSZ ist für die heutige Morphologie des Grimselgebietes sehr bedeutungsvoll gewesen. Nordöstlich des Trübtensees wurde eine Spaltenbreccie entdeckt, die im Zusammenhang mit den dort vorkommenden jungen Brüchen als telemagmatische Bildung erklärt wird.

Die epizonale alpidische Dislokationsmetamorphose hat im Grimselgebiet ausgesprochen selektiv gewirkt, wie das Beispiel des Grimsel-Granodiorits zeigt. Die früher häufig erwähnten Grimsel-„Augengneise“ haben sich in diesem Zusammenhang als eine Verschieferungsfacies (mit grossen Porphyroklasten) des Grimsel-Granodiorits erwiesen. Dort wo die alpidische Dislokationsmetamorphose wirksam war, ist neben dem Eisen vor allem das Calcium gewandert, das sich in monomineralischen Gängen und Gängehen von Epidot und Calcit im Gebirgskörper wieder vorfindet oder als Calcit metasomatisch den Quarz verdrängt, dies vor allem im südlichen Aaregranit. Auffällig ist das verschiedene Verhalten der glimmerreichen und der glimmerarmen Gesteine der alpidischen Dislokationsmetamorphose gegenüber; die ersten werden mehr oder weniger stark parallel texturiert, die zweiten erleiden eine tektonische Breccierung. Der Begriff der tektonischen Breccierung wird definiert.

Zur Kluftstatistik und zur Beschreibung des Parallelgefüges im Grimsel-Granodiorit ist ein Beitrag geleistet worden. Interessante Beobachtungen über die Erstreckung der Talklüftung im Gebirgskörper konnten im Trübtensfenster des KW Oberaar gemacht werden.

*Mineralogischer Teil*

In einem ersten Abschnitt sind die wichtigsten Mineralfunde zusammengestellt, welche im Grimselgebiet während der letzten 15 Jahre gemacht wurden. Dabei diente die Einteilung PARKERS nach Fundortgruppen als Ordnungsprinzip. Ausführlich werden der grosse Rauchquarzfund (1948, Fundortgruppe 4a) vom Gerstengletscher und die Karbonat-Zinkblende-Kluft (1952, Fundortgruppe 4c) vom Druckschacht des KW Oberaar beschrieben. Die allgemeine Klassifikation der Mineralzerrklüfte nach ihrer Form von KOENIGSBERGER ist etwas modifiziert

worden. Eine ganze Anzahl für das Grimselgebiet neuer Zerrkluftminerale ist im Laufe der letzten 15 Jahre gefunden und von verschiedenen Autoren beschrieben worden<sup>2)</sup>. Tellur (neu für die Schweiz), Empressit (?), *Fahlerz*, Ilmenit, *Pistomesit*, Bastnäsit (neu für die Schweiz), Synchronit, Lanthanit (?), *Baryt*, Anglesit, Xenotim, Monazit, Autunit, Bazzit, Milarit, Gadolinit, *Desmin*, *Heulandit*.

Chemische und Differential-Thermo-Analysen (DTA) von verschiedenen Carbonaten (Ankerit, Siderit, Calcit) werden mitgeteilt und diskutiert. Optische, thermogravimetrische und röntgenographische Untersuchungen ergänzen die Analysen. Die DTA-Kurve für Ankerit wird grundsätzlich neu interpretiert. Die untersuchten Ankerite sind chemisch recht variabel; sogar innerhalb eines Kristallaggregates kann ihr Chemismus sprunghaft ändern. Dass Ankerit-Stufen vor allem „unter Tag“ gefunden werden, ist damit zu erklären, dass dieses Mineral an der Oberfläche rasch verwittert (verrostet), unansehnlich wird und somit nicht sammlungswürdig ist. Es sind Untersuchungen flüssiger und gasförmiger Einschlüsse von Zerrkluftquarzen (und einigen andern Mineralien) durchgeführt worden. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass das Auftreten der zwei Mineralgesellschaften 4a und 4c im Grimsel-Granodiorit (und zentralen Aaregranit) auf eine Verschiedenheit der Mutterlösung zurückzuführen ist: in chemischer (CO<sub>2</sub>-arm/CO<sub>2</sub>-reich) und in physikalischer Hinsicht (tiefe/hohe Temperaturen). Primäre, sekundäre und pseudosekundäre Einschlüsse können unterschieden werden.

Schliesslich sind die Veränderungen des Nebengesteins von Zerrklüften in chemischer und mineralogischer Hinsicht untersucht worden. Wie Berechnungen aus den quantitativen Ergebnissen zeigen, sind die Veränderungen durch eine reine Auslaugung zu erklären, ohne Zufuhr fremder Stoffe (mit Ausnahme von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub>). Nicht ganz sicher ist diese Aussage allerdings in bezug auf die Alkalien. An einem Beispiel konnte auch gezeigt werden, dass der Klufthalt vollständig aus dem zersetzten Nebengestein bezogen werden kann. Es liegen leider keine andern derartigen Berechnungen vor, so dass dieses einzelne Ergebnis nicht verallgemeinert werden darf. Die sicher nicht aus der unmittelbaren Umgebung zugeführten Stoffe H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> sind entweder juvenilen Ursprungs oder sie sind freigeworden bei der Dehydrierung resp. Dekarbonatisierung von Sedimenten, die während der alpidischen Gebirgsbildung in tektonisch tiefe Zonen verfrachtet wurden.

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort . . . . .	195
Problemstellung . . . . .	197
<i>1. Teil: Petrographie des Grimselgebietes.</i> . . . . .	198
I. Einleitung . . . . .	198
A. Geologische Übersicht . . . . .	198
B. Geschichtlicher Überblick . . . . .	199

<sup>2)</sup> Kursiv gesetzte Namen: In der vorliegenden Arbeit erstmals erwähnt.

II. Geologisch-petrographische Beschreibung . . . . .	206
A. Zentraler Aaregranit s. l. . . . .	210
1. Zentraler Aaregranit s. str. . . . .	210
a) Vorkommen und Textur . . . . .	210
b) Petrographische Beschreibung . . . . .	210
2. Gänge und Einschaltungen . . . . .	212
3. Hornblendeführender Grimsel-Granodiorit als Einschluss im zentralen Aaregranit . . . . .	213
B. Der Grimsel-Granodiorit s. l. . . . .	213
1. Der Grimsel-Granodiorit s. str. . . . .	213
a) Vorkommen und Textur . . . . .	213
b) Petrographische Beschreibung . . . . .	214
c) Chemismus . . . . .	218
d) Präalpidische Veränderungen im Mineralbestand . . . . .	219
e) Verbandsverhältnisse . . . . .	220
f) Veränderung durch die alpidische Dislokationsmetamorphose . . . . .	221
g) Hornblendeführender Grimsel-Granodiorit . . . . .	226
2. Die basischen Schollen und Schlieren des Grimsel-Granodiorits . . . . .	227
a) Vorkommen . . . . .	227
b) Mineralgehalt und -beschreibung . . . . .	227
c) Genese . . . . .	228
3. Gneiseinschlüsse und migmatische Ausbildung des Grimsel-Granodiorits . . . . .	229
4. Südliche, saure Randfacies des Grimsel-Granodiorits . . . . .	231
a) Vorkommen und Textur . . . . .	231
b) Mineralgehalt und -beschreibung . . . . .	232
c) Amphibolit bis Hornblendefels von der Grimsel-Passhöhe . . . . .	234
d) Agmatite am Weg zur Husegg . . . . .	236
e) Genese . . . . .	237
5. Ganggesteine und andere Einschaltungen . . . . .	238
a) Schwach porphyrische Aplite . . . . .	238
b) Aplit-Granite und Aplite . . . . .	240
c) Der Aplitstock vom Vordern Kessiturm . . . . .	241
d) Lamprophyre . . . . .	242
C. Der südliche Aaregranit . . . . .	243
a) Textur und Vorkommen . . . . .	243
b) Petrographische Beschreibung . . . . .	243
c) Calcitführender Granit . . . . .	246
d) Gänge, nördliche Randfacies . . . . .	247
D. Zone der kristallinen Schiefer zwischen Grimsel-Granodiorit und südlichem Aaregranit (= GSZ) . . . . .	247
1. Übersicht . . . . .	247
2. Altkristallin . . . . .	249
a) Granitoide, tektonisch brecciöse bis schiefrige Gneise . . . . .	249
b) Bänder-Migmatit, basischer Anteil . . . . .	251

c) Biotitschiefer . . . . .	252
d) Augengneise am Kontakt mit den Graniten . . . . .	252
e) Amphibolit . . . . .	253
3. Quarzporphyre . . . . .	254
a) Vorkommen und Textur . . . . .	254
b) Mineralbeschreibung . . . . .	255
c) Schieferfacies der Quarzporphyre . . . . .	256
4. Spaltenbreccie östlich des Trübtensees . . . . .	257
a) Vorkommen und Genese . . . . .	257
b) Petrographische Beschreibung . . . . .	259
III. Klüftung und Parallelgefüge im Gebiet des Grimsel-Granodiorits . . . . .	259
A. Bisherige Arbeiten . . . . .	259
B. Eigene Untersuchungen . . . . .	260
1. Kluftmessungen und Charakterisierung einzelner Kluftsysteme . . . . .	260
2. Bruchsysteme und tektonische Linien . . . . .	264
a) Alpidische Systeme . . . . .	264
b) Postglaciale Brüche . . . . .	264
3. Planare und lineare Paralleltexturen . . . . .	265
IV. Postalpidische Veränderungen im Gebirgskörper . . . . .	266
1. Die Talklüftung . . . . .	266
2. Äusserungen des Gebirgsdrucks beim Kraftwerkbau . . . . .	268
a) Der Bergschlag . . . . .	268
b) Andere dynamische Wirkungen des Gebirgsdrucks . . . . .	268
2. Teil: Mineralogie des Grimselgebietes . . . . .	269
I. Einleitung . . . . .	269
A. Theoretische Grundlagen . . . . .	269
B. Kenntnisse über Mineralfunde im Grimselgebiet . . . . .	271
1. Historisches . . . . .	271
2. Funde im 20. Jahrhundert . . . . .	272
II. Neuere Mineralfunde . . . . .	273
A. Übersicht . . . . .	273
1. Besonderheiten der Zerrklüfte im Grimselgebiet . . . . .	273
2. Versuch einer Klassifikation der Mineral-Zerrklüfte . . . . .	273
B. Beschreibung einzelner Funde . . . . .	275
Fundortgruppe 4a . . . . .	275
1. Rauchquarzfund am Gerstengletscher . . . . .	275
a) Einleitung . . . . .	275
b) Statistische Zusammenstellungen über den Fund (l- und r- Quarze, Verzwilligung, Tracht, Habitus, Ausbildung der Flächen, Vertiefungen in r-z-Flächen, Aufwachsungen auf m- Flächen). . . . .	276

c) Vizinalpyramiden . . . . .	281
d) Spaltbarkeit und Risse . . . . .	283
e) Verheilungsflächen . . . . .	283
f) Adulare, Apatite und Pyrit . . . . .	284
2. Kleinere Rauchquarzfunde vom Gerstengletscher . . . . .	284
3. Funde vom Tafelgrätli und vom Gelmergletscher im zentralen Aaregranit . . . . .	285
4. Zerrkluft im Ablaufstollen Sommerloch des KW Oberaar . . . . .	286
5. Zerrkluftminerale aus der Kaverne der Schieberkammer . . . . .	287
6. Kristallfunde vom Juchlistock . . . . .	288
7. Quarzkluft Druckschacht, Meter 565 . . . . .	288
8. Mineralfunde vom Massiv der Zinggenstöcke . . . . .	289
9. Fluoritfund von der Zinggenlücke . . . . .	291
10. Eisenrosen- und Kainositfund vom Trübtensee . . . . .	291
11. Einzelfunde . . . . .	292
a) Milarit . . . . .	292
b) Pyrit . . . . .	292
c) Desmin . . . . .	292
d) Goethit . . . . .	292
Fundortgruppe 4b . . . . .	293
Fund vom Vordern Zinggenstock (Amethystkehle) . . . . .	293
Fundortgruppe 4c . . . . .	293
1. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar . . . . .	293
a)–s) Beschreibung der einzelnen Mineralarten . . . . .	295
2. Karbonat-Fund vom Trübtensfenster . . . . .	302
3. Karbonat-Fund vom Wasserschloss des KW Oberaar . . . . .	303
4. Quarz-Ankerit-Vorkommen im Lauteraargebiet . . . . .	303
5. Kleine Funde und Einzelfunde . . . . .	304
a) Zinkblende-Ankerit-Vorkommen vom Druckschacht . . . . .	304
b) Karbonat-Funde vom Zulaufstollen . . . . .	305
c) Bazzit von der Deponie des Wasserschlosses . . . . .	305
d) Bleiglanzfund am südlichen Gerstenhorn . . . . .	305
Funde, die nicht in die vorne besprochenen Fundortgruppen einge- reicht werden können:	
1. Adular-Fund vom Zulaufstollen . . . . .	306
2. Heulandit-Fund von der Bäregg . . . . .	306
Anhang: Untersuchung der Chlorite . . . . .	307
III. Untersuchung der Karbonate . . . . .	307
A. Vorkommen . . . . .	307
1. Calcit . . . . .	310
2. Siderit . . . . .	310
3. Ankerit . . . . .	310
4. Andere Karbonate . . . . .	313
B. Chemische Untersuchungen . . . . .	313
1. Calcit . . . . .	314

2. Siderit . . . . .	314
3. Ankerit . . . . .	314
C. Optische Untersuchungen . . . . .	315
D. Differential-Thermo-Analysen (DTA) . . . . .	316
1. DTA-Anlagen . . . . .	316
2. Calcit . . . . .	317
3. Siderit . . . . .	318
4. Ankerit . . . . .	321
5. Korngrößen-Effekt . . . . .	327
E. Untersuchungen auf der Thermo-Waage . . . . .	328
F. Röntgenographische Untersuchungen . . . . .	329
IV. Untersuchung flüssiger und gasförmiger Einschlüsse in Quarz und andern Mineralien . . . . .	330
A. Einleitung . . . . .	330
B. Beschreibung der Untersuchungstechnik . . . . .	330
1. Binokularlupe . . . . .	331
2. Dreipunkt-Präparat für Polarisationsmikroskop . . . . .	331
3. Zerdrückungsmikroskop . . . . .	331
4. Der Heiztisch . . . . .	332
Kritische Überlegungen zum Bestimmen von Temperaturen bei der Einschluss-Forschung . . . . .	333
Gründe, die zu Fehlbestimmungen bei Temperaturmessungen in Einschlüssen führen können . . . . .	335
5. Kühltisch mit Einrichtung zu leichter Erwärmung . . . . .	337
6. Dekreptoskopie . . . . .	337
C. Ergebnisse der Untersuchungen an Quarzen aus Zerrklüften . . . . .	338
Fundortgruppe 4a . . . . .	338
1. Quarze aus der grossen Rauchquarzkluft am Gerstengletscher . . . . .	338
2. Milchquarz aus Quarzband vom Juchli . . . . .	338
3. Quarzkristalle aus dem Druckschacht, Meter 565 . . . . .	339
4. Quarz aus der grossen Quarzkluft vom Zinggenstock . . . . .	339
5. Helle Quarzkristalle von der Fluoritfundstelle bei der Zinggen- lücke . . . . .	340
6. Zusammenfassung . . . . .	340
Fundortgruppe 4c . . . . .	341
1. Helle Quarzkristalle von der Karbonat-Zinkblende-Kluft im Druckschacht . . . . .	341
2. Quarz aus dem Trübtenfenster . . . . .	343
3. Helle Quarzkristalle aus der Klufft in der Lauteraar . . . . .	343
4. Zusammenfassung . . . . .	343
5. Heller Quarzkristall mit aufgewachsenem Ankerit aus dem Simplontunnel . . . . .	345

Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet	195
D. Ergebnisse der Untersuchungen an andern Mineralien aus Zerrklüften	345
1. Calcite . . . . .	345
2. Adulare . . . . .	347
3. Fluorit . . . . .	348
E. Zusammenstellung der Temperatur-Bestimmungen . . . . .	348
F. Ergebnisse der Einschluss-Untersuchungen in bezug auf die Genese der Zerrklüftmineralien . . . . .	351
G. Diskussion der Begriffe „Hydrothermal“ und „Pneumatolytisch“ . . . . .	352
V. Veränderungen des Nebengesteins der Zerrklüfte . . . . .	353
A. Einleitung . . . . .	353
B. Fundortgruppe 4a . . . . .	356
1. Typus Gerstengletscher-Sommerloch . . . . .	356
a) Chemische Veränderungen . . . . .	456
b) Mineralogische Veränderungen . . . . .	359
2. Typus Zinggenstock . . . . .	363
a) Chemische Veränderungen . . . . .	363
b) Mineralogische Veränderungen . . . . .	365
3. Typus: Zerrklüfte im Aplit . . . . .	366
a) Chemische Veränderungen . . . . .	366
b) Mineralogische Veränderungen . . . . .	367
C. Fundortgruppe 4c . . . . .	368
Nebengestein: Grimsel-Granodiorit . . . . .	368
a) Chemische Veränderungen . . . . .	368
b) Mineralogische Veränderungen . . . . .	369
D. Spezialparagenesen . . . . .	372
Adularvorkommen vom Zulaufstollen . . . . .	372
E. Zusammenfassung und Überblick . . . . .	373
Literaturverzeichnis zum 1. Teil . . . . .	376
Literaturverzeichnis zum 2. Teil . . . . .	378
Phototafeln I—XIV . . . . .	385

## VORWORT

Die vorliegende Arbeit ist auf Veranlassung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. H. HUTTENLOCHER †, in Angriff genommen worden. Zuerst ging es darum, die durch die Bautätigkeit der Kraftwerke Oberhasli für kurze Zeit geschaffenen neuen Aufschlüsse geologisch aufzunehmen und Gesteinsproben zu sammeln. Aus diesen Gelegenheitsarbei-

ten sollte mit der Zeit eine grössere, regionale Arbeit erwachsen. Doch geriet das Vorhaben infolge Krankheit und Tod von Professor H. HUTTENLOCHER ins Stocken. Im Herbst 1955 wurde die Zielsetzung für die angefangene Arbeit durch Herrn Prof. E. NIGGLI neu umrissen. In den Sommern 1956 bis 1958 erfolgten die Geländeaufnahmen für die Erstellung einer petrographischen Kartenskizze. Die Zeit von 1959 bis 1961 ist vor allem dem mineralogischen Teil der vorliegenden Arbeit gewidmet worden.

Es ist mir ein Bedürfnis, zu betonen, dass ich in Dankbarkeit Herrn Prof. H. HUTTENLOCHERS † gedenke, von dem ich viele Anregungen erhielt auf gemeinsamen Exkursionen und der damals mit Interesse meine eben angefangene Arbeit verfolgte.

Ebenso möchte ich Herrn Prof. E. NIGGLI für die vielen richtungweisenden Ratschläge, für die Leitung und stete Förderung der vorliegenden Arbeit meinen grossen Dank aussprechen. Vor allem verdanke ich ihm die klare Problemstellung und die Hinweise auf neue Untersuchungsmethoden.

Herrn Prof. TH. HÜGLI, der selbst im Aarmassiv arbeitet, danke ich bestens für die verschiedenen gemeinsamen Exkursionen im Grimselgebiet, für sein stetes Entgegenkommen, bestimmte Probleme zu diskutieren und für die Durchführung der Karbonatanalysen. Ebenso bin ich Frl. P.-D. Dr. E. JÄGER grossen Dank schuldig, die mich in die DTA eingeführt hat und die mir immer mit Rat und Tat beigestanden ist, wenn ich darum bat. Herrn Prof. W. NOWACKI danke ich für die Zurverfügungstellung der Norelco-Apparatur und für die Überlassung von photographischen Aufnahmen von Quarzen vom Gerstengletscher.

Ebenfalls zu Dank verpflichtet bin ich folgenden Herren: Dr. H. JAGGI und Dr. K. EGGER für die Diskussion chemischer Probleme, T. PETERS und Dr. T. REMENYIK für ihre Hilfe bei den thermogravimetrischen und den DTA-Aufnahmen, Dr. H. BÜRKI, der stets gerne Auskunft gab, wenn es sich um röntgenographische Probleme handelte, und Dr. P. PFLUGSHAUPT für eine gemeinsame Geländebegehung. Den Studienkameraden Dr. R. O. MÜLLER, T. PETERS, S. GRAESER, C. NIGGLI, A. STECK und H. M. WÜTHRICH verdanke ich manche technischen und theoretischen Hinweise im Laufe unserer Diskussionen.

Einen besonderen Dank schulde ich Herrn Dr. G. DEICHA vom Institut de la Géologie appliquée in Paris, der mich während 14 Tagen in seinem Labor in die Untersuchungsmethoden der Einschlussforschung eingeführt hat. Sein lebhaftes Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, zeigte sich auch darin, dass er mich in meinem Untersuchungsgebiet

besuchte. Herrn Prof. Dr. K. HUBER danke ich für die kritische Durchsicht des Kapitels: Untersuchung flüssiger und gasförmiger Einschlüsse.

Ebenfalls danken möchte ich den Strahlern des Haslitales, die stets gerne bereit waren, mir ihre alten und neuen Funde zu zeigen und die mir auch jeden Fundort verrieten, z. T. sogar zeigten. (Sofern aber gewünscht worden ist, einen Fundort nicht genau anzugeben, habe ich mich daran gehalten.) Zu nennen ist vor allem Herr O. LUCEK von Meiringen, der mich seit Jahren auf neue Funde aufmerksam gemacht hat und der auch stets für mich Mineralien und Gesteine sammelte, die für einen Strahler uninteressant sind. Erwähnen möchte ich ferner die Herren K. FAHNER (sen. und jun.), H. und E. RUFIBACH, alle aus Guttannen, sowie ALEX., ALB. und H. VON BERGEN und H. STREUN aus dem Boden bei Guttannen.

Schliesslich statte ich meinen Dank auch noch den Herren W. INDINGER und W. HUBER ab für die sorgfältige Herstellung der Dünnschliffe und Röntgenaufnahmen. Dank gebührt auch Fräulein V. LÜTHI für die Reinschrift der Manuskripte und meiner lieben Frau für die Hilfe bei der Reinschrift und den Korrekturarbeiten.

Die Drucklegung der vorliegenden Arbeit ist durch Beiträge der *Kraftwerke Oberhasli A. G.*, Innertkirchen, der Kommission des *Naturhistorischen Museums Bern* und der *Schweizerischen Geotechnischen Kommission* unterstützt worden. Allen Geldgebern danke ich für ihre grosszügigen Spenden. Die gute Ausstattung mit Figuren und Abbildungen ist nur dank diesen Zuwendungen möglich geworden.

## PROBLEMSTELLUNG

In Anbetracht der schon vorhandenen geologisch-petrographischen Literatur ist das Hauptgewicht der vorliegenden Arbeit auf die Mineralogie des Grimselgebietes gelegt worden.

### *Petrographischer Teil*

Die Gesteine des Grimselgebietes sind in verschiedenen grössern Arbeiten eingehend beschrieben worden (M. HUBER, 1922; FEHR, 1922; MINDER, 1932; WYSS, 1932). Es existiert aber trotzdem keine geologische Detailkarte vom Gebiete Räterichsboden-Grimselpass. Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist es gewesen, eine solche Karte aufzunehmen. Die dazu gehörenden petrographischen Gesteinsbeschreibungen sollten nur kurz gehalten sein. Einzig der Grimsel-Granodiorit, den ich als litho-

logische Einheit deutlich vom zentralen Aaregranit getrennt habe, ist etwas ausführlicher beschrieben worden. Neue Beobachtungen stammen aus der relativ schmalen Gneis-Schiefer-Zwischenzone (= GSZ). Besondere Aufmerksamkeit habe ich der Wirkung der alpidischen Metamorphose im Grimsel-Granodiorit geschenkt. Das „Granitproblem“ ist nicht in die Diskussion einbezogen worden, vor allem, weil die Kontaktverhältnisse zum Nebengestein (= nördliche Schiefer, südliche Gneise) nicht studiert worden sind. Die Ansicht, dass es sich beim zentralen Aaregranit, beim Grimsel-Granodiorit und beim südlichen Aaregranit um magmatische Intrusiva handelt, ist bei der Interpretation der beobachteten Phänomene nicht auf Schwierigkeiten gestossen.

### *Mineralogischer Teil*

Zunächst sollte als Beitrag zur Mineralogie der Schweiz eine Bestandaufnahme der neuen Kristallfunde im Grimselgebiet gemacht werden. Unerwartet gross war die Mannigfaltigkeit der Mineralfunde in den „unter Tag“ gelegenen Zerrklüften. Dafür sollte eine Erklärung gesucht werden. Zur genauern Untersuchung bestimmter Mineralgruppen sind alte bewährte und moderne Methoden gewählt worden. Sie haben eine Gliederung bestimmter Mineralarten erlaubt, aber auch Hinweise auf die Genese der Zerrklüfte gegeben. Schon HUTTENLOCHER hat mit der chemischen Untersuchung der Kluftwände genetische Probleme der Kluftbildung zu lösen versucht. Diese Betrachtungsweise ist in der vorliegenden Arbeit weitergeführt und ergänzt worden.

## 1. Teil

### **Petrographie des Grimselgebietes**

#### **I. Einleitung**

##### **A. GEOLOGISCHE ÜBERSICHT**

Das Aarmassiv ist mit ca. 115 km Länge und bis 23 km Breite das grösste herzynische<sup>3)</sup> Massiv der Schweizeralpen. Sein Streichen beträgt vom Westrand bis zum Grimselgebiet N 50° E. Das Aarmassiv ist in seiner Gliederung, in seiner Stellung zu den Nebengesteinskomplexen

<sup>3)</sup> Herzynisch = variszisch im Sinne der deutschen Geologen.

und in seinen tektonischen Verhältnissen mehrfach, entsprechend dem jeweiligen Stand der Forschung, dargestellt worden, z. B.: ALB. HEIM, 1919—1922; HUGI, 1922 und 1934; J. CADISCH-E. NIGGLI, 1953; HÜGI, 1956. Die letztgenannte Arbeit ist mit der neuesten Übersichtskarte des Aarmassivs im Massstab 1 : 250 000 versehen. Im Grimselprofil lässt sich das 21 km breite Massiv von N nach S wie folgt gliedern :

- I. Innertkirchner Granit.
- II. Erstfelder Gneiszone.
- III. Zone der nördlichen kristallinen Schiefer.
- IV. Aaregranit (oder zentraler Aaregranit s.l.).
- V. Zone der südlichen Gneise.

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Zone des Aaregranites s. l., der im Grimselprofil seine grösste Mächtigkeit von ca. 12 km erreicht. Er ist recht mannigfaltig ausgebildet und lässt sich in vier Teilkomplexe aufspalten. Von N nach S folgen sich :

1. Nördliche saure Randfacies = *Mittagfluhgranit*.
2. *Zentraler Aaregranit* s. str. (= Handegg-Granit).
3. Südliche basische Facies = *Grimsel-Granodiorit*.
4. Mächtige südliche Randintrusion des zentralen Aaregranites, durch eine Einlagerung kristalliner Schiefer vom Grimselgranodiorit getrennt = *Südlicher Aaregranit*.

## B. GESCHICHTLICHER ÜBERBLICK

Nach den Vorarbeiten der Altmeister, vor allem derjenigen B. STUDERS, wurde das Aarmassiv am Ende des letzten Jahrhunderts von ALBERT HEIM (Ostteil), A. BALTZER (Zentralteil) und EDM. VON FELLEBERG und C. MOESCH (Westteil) systematisch geologisch untersucht und kartiert. Die Publikationen dieser Forscher bergen eine Fülle von Beobachtungen, die dem Geologen auch heute noch wichtige Hinweise geben können. Die genetische Deutung des ganzen Gebirgskörpers beschäftigte die damaligen Geologen ebenso brennend wie uns heute.

Weil die Ideen A. BALTZERS lange Zeit für das Berner Institut wegleitend waren, möchte ich auf die Entwicklung seiner genetischen Darstellungen etwas näher eintreten. 1888 schreibt er (S. 182):

„Es bilden sich in der Urzeit altkrystallinische parallele Lagermassen auf unbekanntem Wege. Darauf setzen sich jüngere krystalline Sedimente von wahrscheinlich z. Th. paläozoischem Alter ab: die Schieferhülle (Hornblendeschiefer und Gneisse, jüngere Gneisse und Phyllite, Topfsteine, Feldspathschiefer, schwarze? carbonische Schiefer etc.).

In der späteren paläozoischen Zeit, vor Absatz des Verrucano, tritt eine energische Stauung und Aufrichtung der Schichten ein.

Vor, vielleicht auch gleich nach dieser Stauung treten granitische Eruptivgesteine auf, die jedoch für die Tektonik von keinem Belang sind und später passiv mitgefaltet wurden . . .

Nach Absatz des Jura folgte die postjurassische Auffaltung, die mit wechselnder Intensität bis in die spätere Tertiärzeit andauerte und daselbst noch sehr kräftig sich äusserte. Träger derselben war immer das Krystallinische, dessen Schichten nach Norden zu einem unsymmetrischen Fächer übergelegt wurden . . .“

Die Zone des Grimsel-Granodiorits mit der Augengneisfacies würde bei dieser Einteilung zu den altkristallinen Lagermassen gehören. Heute als Eruptivkontakte erkannte Stellen erklärte BALTZER allgemein als mechanische Ausstülpungen. Nach gründlicher Begehung des westlichen Aarmassivs, vor allem des Aletschhorngebietes, änderte er jedoch seine Auffassung (1904, S. 794):

„Hier (im westlichen Teil des Aarmassivs) liegt der Schlüssel für die Erkenntnis des Aarmassivs in den klaren Gangverhältnissen, den Schollenkontakten, den kappenförmigen Hülschiefern der alten Decke, wie sie oben beschrieben worden sind.

Der Protogyngranit ist für mich ein wenig veränderter intrusiver Granit; der charakteristische Wechsel desselben mit sogenanntem Gneisgranit und Augengneis beruht, wie ich schon früher aussprach, wesentlich auf primären Verschiedenheiten, Pressungen im noch nicht verfestigten Magma, Schlierenbildung, Quetschungen; der Augengneis kann aus der Pressung von ursprünglich granitporphyrischen Partien hervorgegangen sein. Meine bezüglichen Ansichten bewegen sich in der Richtung derer von BROEGGER über Protoklase und WEINSCHENK über Piezokristallisation. Die Umwandlung am Festen (Dynamometamorphose) bewirkte dann noch Kataklaste gewisser Gemengteile, wie Biotit und andere Strukturveränderungen.

Die einzelnen Granitstreifen zeigen nicht, wie ich früher meinte, ein regelmässiges Aushalten im Streichen, sondern bilden eher abwechselnde Linsen . . .“

Schliesslich verwarf BALTZER auch die Idee von der Vielzahl einzelner linsenförmiger Lakkolithen s. l. (1910, S. 280):

„Der zentrale Granit des Aarmassivs ist genetisch einheitlich (womit zeitlich absolut einheitliche Entstehung nicht notwendig verbunden zu sein braucht). Dagegen herrscht die grösste Mannigfaltigkeit in der tektonischen Erscheinungsform . . .“ (= multiforme Intrusivmasse).

ALBERT HEIM (1919—1922) gibt in seinem umfassenden Werk „Die Geologie der Schweiz“ zum ersten Male eine einheitliche Übersichtsdarstellung des ganzen Aarmassivs. Darin führte HEIM für den zentralen Granit des Massivs den Namen Aaregranit ein. Er unterschied einen nördlichen und einen südlichen Aaregranit. In der vorliegenden Arbeit gebrauche ich jedoch statt „nördlich“ das besser eingebürgerte Prädikat „zentral“.

Unter der Leitung E. HUGIS erschienen in der Zeit von 1921—1934 eine Reihe von Arbeiten, die sich speziell auf Untersuchungen im Grimselgebiet stützen.

W. FEHR (1922), entwirft in seiner leider nie veröffentlichten Dissertation ein für die damalige Zeit sehr modernes und charakteristisches Bild der Genese des zentralen Aaregranits und der südlichen Gneise. Seine Deutungen fassen weitgehend auf der Theorie der Magma-Differentiation mit den Wirkungen der leichtflüchtigen Bestandteile (nach P. NIGGLI, 1919).

In den Dünnschliffen sucht FEHR die Kristallisationsfolge der einzelnen Mineralien zu klären, wobei er vor allem den normalen zentralen Aaregranit sehr genau beschreibt. Den durch Pneumatolyse und hydrothermale Tätigkeit hervorgerufenen Veränderungen der älteren Ausscheidungsprodukte misst er eine überragende Bedeutung bei (entsprechend E. HUGI, 1921 und 1922). Eingehend bespricht FEHR die Gangfolgschaft des Aaregranits, wobei er auch die basischen Schollen und Schlieren des Grimsel-Granodiorits als basische Differentiate en miniature auffasst, die er als Redwitzite bezeichnet. Zwei Eruptiv-einlagerungen am Südrand des Aaregranits werden ausführlich erörtert (dioritische Scholleneinschlüsse bei Rossplatten und syenitische Einlagerungen am Grimselpass, resp. in der Schöllenen). Den Kontaktverhältnissen von Aaregranit und den südlichen Gneisen widmet FEHR ebenfalls einige Seiten. Dabei übergeht er das Vorkommen des Grimsel-Granodiorits und bespricht nur die Faciesveränderung in der unmittelbaren Nähe des Südkontaktes, d. h. den Granitaplit und den Quarzmylonit. Im zweiten Teil seiner Arbeit bespricht FEHR die südliche Schieferhülle des Aaregranits (= südliche Gneise). Dabei unterscheidet er drei verschiedene metamorphe Eruptivgesteine<sup>4)</sup>: Den Syenitstock von Eistfluh (= Zone der Shonkinite nach Karte), den Glimmerdiorit (= Zone der Monzonite n. K.) und das doppelte Band der metamorphen Pyroxenite (= Zone der Hornblendite und Gabbrodiorite n. K.). Dazwischen liegen Biotithornfelse und injektionsmetamorphe Biotit-Alkalifeldspatgneise. FEHR glaubt, dass die ganze Zone der südlichen Gneise vom Aaregranit aus pneumatolytisch und hydrothermal unter tangential wirkenden „Kräften“ stark kontaktmetamorphosiert worden sei (= Piezokontaktmetamorphose nach Weinschenk).

---

<sup>4)</sup> Die Eruptivgesteine (nach FEHR) der südlichen Gneise gehören der Kali-Reihe an. Die Namen der entsprechenden Magmentypen gebraucht FEHR in seiner Dissertation nirgends, wohl aber auf der später veröffentlichten Karte.

FEHRS Arbeit hat in ihrer konsequenten Anwendung bestimmter Theorien etwas Bestechendes, jede Erscheinung wird so gedeutet, dass sie sich in den grossen Zusammenhang einordnen lässt. Nach heutigen Auffassungen ist die Fragestellung an die Natur jedoch zu einseitig und das „einheitliche Bild“ sieht im Felde doch wesentlich vielgestaltiger aus als auf dem Papier.

M. HUBER (1922a), ebenfalls Schüler HUGIS, der zur gleichen Zeit wie FEHR im Grimselgebiet gearbeitet hat, lässt sich von gleichen Gesichtspunkten leiten. Er ist allerdings in der Anwendung dieser Theorien weniger starr und lässt andere Deutungsmöglichkeiten offen. Der zentrale Aaregranit wird von ihm in drei Teilintrusiva aufgespalten (S. 93):

„Die granitische Intrusion begann im S des heutigen Massivs und dürfte unter dem Einfluss tektonischer Vorgänge nach N verschoben worden sein. Bevor nun aber basische Komponenten ausgeschieden waren, konnte das Magma solche aus dem Nebengestein assimilieren (= südliche Randfacies = Grimsel-Granodiorit). Dies war aber nicht mehr der Fall, als mit fortschreitender Abkühlung und Differentiation femische Kristallisationen (Iamprophyrische Magmen) gleichsam als Bodenkörper der granitischen Restschmelze auftraten. Aus diesem Grunde war im N auch in Herdtiefen, wo sonst alle Bedingungen erfüllt sein mochten, eine stärkere Resorption ausgeschlossen (= zentraler Aaregranit). Andererseits hatte die Intrusion aber wiederum Änderungen der ursprünglichen Erstarrungsbedingungen zur Folge . . .“ (= Mittagfluhgranit).

Assimilation und Resorption werden als Erklärung des basischeren Chemismus und der basischen Schollen im Grimsel-Granodiorit angenommen. HUBER bespricht ausführlich die verschiedenen Kontakterscheinungen am Nordrand des zentralen Aaregranits (weitgehend im Sinne der Piezokontaktmetamorphose), wobei er aber die Erscheinungen am Grubengletscher ausser acht lässt.

R. WYSS (1932) untersuchte das Gebiet westlich der Grimsel bis an den Konkordiaplatz und bis zum grossen Schreckhorn. Seine Arbeit ist bedeutend weniger spekulativ als diejenigen von FEHR und HUBER. Er beschreibt den Aaregranit in allen seinen vorkommenden Variationen und mit seinen Ganggefölschaften. Den kristallinen Schiefem widmet er bedeutend weniger Raum, dafür diskutiert er, der ausgesprochene Hochalpinist, in einem interessanten Kapitel den „landschaftlichen Charakter und seine Beziehung zum petrographisch-geologischen Bau“ (S. 13—25). In den Schlussfolgerungen betont WYSS die starke tektonische Wirkung (S. 83):

„Ausgedehnte Granitmylonitvorkommen, Schuppungen im Granit, tektonische Klüfte und kleine Überschiebungen beweisen die starke tektonische Beanspruchung des erstarrten Gesteins.“

Er ist der erste und bis heute der einzige, der im Grimselgebiet den südlichen Aaregranit näher untersucht hat (S. 102):

„Der Aaregranit bildet zwei Hauptvorkommen, den nördlichen (=zentralen) und den südlichen Aaregranit. Beide entstammen einem gemeinsamen engadinisch-aplitischen Magmaherd.“

Und weiter unten:

„Der basischen Randfacies des nördlichen (=zentralen) Aaregranites steht die grosse Azidität des südlichen Aaregranites gegenüber. Diese nimmt nach Westen hin in gleichem Masse ab, wie umgekehrt die Azidität des nördlichen Aaregranites zunimmt.“

Der Bezeichnung „südlicher Aaregranit“ statt „südlicher Grimselgranit“ ist aus logischen wie auch aus Prioritätsgründen der Vorzug zu geben.

E. HUGI (1921, 1922, 1929, 1934, 1936) hat verschiedene Arbeiten über das Aarmassiv veröffentlicht. Er war stets bestrebt, ein abgerundetes Bild über die Genese des ganzen Massivs zu geben; dieses Bild aber änderte er im Laufe der Zeit, entsprechend den neu eingeführten Gesichtspunkten in der petrographischen Forschung. Von WEINSCHENK übernahm er den Begriff der *Piezokristallisation* (magmatische Verfestigung unter gerichtetem Druck) und baute diesen aus. Die primäre Mineralzusammensetzung und Struktur des zentralen Aaregranites wurde, nach der Meinung HUGIS, durch langandauernde Pneumatolyse und hydrothermale Tätigkeit stark umgewandelt. Vom Intrusionsherd aus erfuhr das Nebengestein (vor allem die südl. Gneise) eine starke Kontaktmetamorphose unter tangential wirkenden tektonischen Kräften (= *Piezokontaktmetamorphose*). HUGI wies stets auf die gegenseitige Beeinflussung von Granitintrusion und Gebirgsbildung hin. Neben diesen Gesichtspunkten wandte HUGI die ausgebaute Differentiationstheorie NIGGLIS an, und damit entsteht das Bild, wie es uns in den Arbeiten FEHRS und HUBERS ebenfalls entgegentritt. Die tektonische Beeinflussung des Massivs ist zwar bekannt, wird aber nicht näher untersucht. Später (1934) entwirft HUGI ein Bild, das durch spekulative Theorien weniger belastet ist. Die Begriffe Piezokristallisation und Piezokontaktmetamorphose verschwinden. Die Wandlungen in der Auffassung über die Bildung der südlichen Gneise sind bei P. ZBINDEN (1950, S. 263 ff.) dargestellt. HUGI deutet in seinen letzten Arbeiten an, dass das Berner Institut tektonische Gesichtspunkte in den Vordergrund gerückt habe (siehe W. MINDER, 1932 und 1933).

Die petrographische Gliederung des ganzen Aarmassivs, wie sie heute allgemein gebraucht wird, stammt von HUGI.

Von 1924 bis 1927 hat H. HIRSCHI (1924, 1925, 1927) über seine Radioaktivitätsmessungen im Aarmassiv berichtet. Seinen Untersuchungsdaten stellt HIRSCHI stets knappe petrographische Beschreibungen der betreffenden Gesteine voran, häufig zusammen mit chemischen Analysen. In seinen Schlussfolgerungen stellt er in bezug auf die Genese des Aarmassivs fest (1927, S. 113):

„Im Aarmassiv weisen die Messungen vorläufig dahin, dass die dort vorliegenden Eruptivgesteine nicht immer ein normales Differentiat eines Stammagmas 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 Puntaiglasgranit, Giufsyenit, die syenitischen Gesteine der Schöllenen und die Gesteine zwischen Spitallamm und Totensee an der Grimsel liegen . . .“

Zu einem davon etwas verschiedenen Schluss kommt P. NIGGLI (1924) in der ersten systematischen Zusammenstellung von 14 Gesteinsanalysen aus dem zentralen Teil des Aarmassivs. P. NIGGLI stellt eine normale Differentiation des zentralen Granits (= Aaregranit) fest, wobei sich die aarmassivischen Gesteine durch relative Kalk- und Magnesiumarmut und einen hohen Gehalt an  $\text{SiO}_2$  und Alkalien auszeichnen. Einzig zu einer Analyse von Augengneis (Nähe altes Grimselospiz) bemerkt er S. 351:

„Nach der Analyse kann es sich kaum um ein unverändertes Eruptivgestein handeln. Das Randgestein des Grimselgranites ist vielleicht bereits ein Mischgestein.“

W. MINDER (1932 und 1933), der letzte Schüler HUGIS im Grimselgebiet, hat den Aaregranit zwischen Handegg und Grimsel-Passhöhe bearbeitet, wobei ihm tektonische Gesichtspunkte wegleitend waren. Im Literaturverzeichnis beziehen sich denn auch weit mehr als die Hälfte der 70 angeführten Werke auf tektonische und magmatektonische Arbeiten. Der erste Teil seiner Dissertation enthält eine petrographische Beschreibung des Aaregranits, seiner verschiedenen Facien und seiner Spaltungsprodukte — und weist ferner die Daten von 19 zum Teil selbst durchgeführten chemischen Analysen auf. Der zweite Teil ist der Tektonik und der Magmatektonik gewidmet. MINDER kommt dabei zum Schluss, dass die alpine Überprägung des Massivs nur dislokationstektonischer Art sei und dass die magmatektonische Struktur des Granites noch heute erkannt werden könne.

Weitere Teile seiner Arbeit befassen sich mit Gefügeregelungen (nach SANDER), den Beziehungen zwischen den einzelnen tektonischen Phasen und der Morphologie und ihrer Beziehung zur Tektonik.

H. HUTTENLOCHER (1947, 1952, 1953), der frühere Schüler und der Nachfolger HUGIS, setzte die tektonische und magmatektonische Betrachtungsweise nicht fort. Er hat vielmehr neben der Theorie der komplexen gravitativen Kristallisationsdifferentiation (NIGGLI, BOWEN) diejenige der Metamorphosierungsdifferentiation (ESKOLA, BARTH) in die Diskussion gebracht. Damit wurde im Aarmassiv die Bearbeitung der magmatischen Eruptivkomplexe gegenüber derjenigen der Schieferhüllen etwas zurückgestellt. In seiner Arbeit „Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse“ (1947) kommt er selbst auf den Aaregranit zu sprechen. Er setzt dabei den Aaregranit, „als einer in relativ hochgelegenen Niveau rasch erstarrten viskosen kiesel-sauren Granitschmelze“ in Gegensatz zum Gastern-Innertkirchner-Granit, der sich in grossen Tiefen unter Einverleibung von viel Fremdmaterial (= stark hybrider Granit) gebildet hat. „Übergänge von Granit (= Aaregranit) und Schiefer über migmatische oder hybride Ausbildungen existieren, abgesehen vom Grimselgebiet und Vorkommen in den Schöllenen, sozusagen nicht.“ Wieweit im Grimselgebiet Aufnahme von Fremdmaterial anzunehmen sei, darüber konnte sich HUTTENLOCHER nicht mehr äussern.

Worauf HUTTENLOCHER immer wieder hinwies, sind die verschiedenen Konvergenzerscheinungen, die genetische Deutungen enorm erschweren. So schreibt er (1952) z. B. über die Bildung der Augengneise an der Grimsel (S. 15/16):

„Es stehen hiefür drei Möglichkeiten offen: 1. Die Augen stellen eine diffusionsartige Feldspatisierung (Porphyroblasten) von Fremdschollen durch den intrudierenden Granit dar. 2. Es handelt sich um eine noch nicht bis zur völligen Granitisierung fortgeschrittene Umwandlungsstufe von tonig sedimentärem Ausgangsmaterial . . . 3. Durch scherende Tektonisierungsprozesse ist der grobkörnige Grimselgranit in ein Gestein mit sehr feinkörniger und paralleltexturierter Grundmasse umgeformt worden, in welcher vereinzelt grössere Feldspäte als „Porphyroblasten“ noch reliktsch erhalten geblieben sind.“

E. NIGGLI (in CADISCH-NIGGLI 1953) rückt in seiner Übersicht über das Aarmassiv chemische Gesichtspunkte in den Vordergrund und veröffentlicht Variations- und k-mg-Diagramme aller bekannten Analysen von Eruptivgesteinen aus dem Aarmassiv. In dieser Arbeit ergeben sich gute Vergleichsmöglichkeiten, da auf engem Raum die gleichen Daten von 5 weiteren Eruptivgesteinszonen der Schweiz dargestellt sind. Noch ausführlicher und vielfältiger sind die Zusammenstellungen chemischer Daten bei TH. HÜGI (1956). Dazu kommen hier kurze petrographische Beschreibungen der Haupttypen aarmassivischer Intrusiva. Der Haupt-

teil dieser Arbeit befasst sich mit der Geochemie der Granite und einzelner Mineralien des Aarmassivs.

## II. Geologisch-petrographische Beschreibung

Der Aaregranit lässt sich im Grimselprofil von N nach S wie folgt gliedern: Mittagfluhgranit, zentraler Aaregranit, Grimsel-Granodiorit und südlicher Aaregranit. Diese vier Granitkomplexe können als vier Teilintrusionen *eines* Magmaherdes aufgefasst werden, wobei der Grimsel-Granodiorit das älteste und der Mittagfluhgranit das jüngste Glied der Reihe darstellt (nach M. HUBER, 1922a/b). Der zentrale und der südliche Aaregranit intrudierten wohl ungefähr gleichzeitig, jedoch in voneinander getrennte Räume (nach HUGL, 1934). Die Granite sind herzynisch. An dieser Grundkonzeption haben die neuern Untersuchungen bis heute nichts geändert. Dort, wo Primärkontakte vorhanden sind, weisen alle Anzeichen auf den intrusiven Charakter der einzelnen Granite hin. Die absoluten Altersbestimmungen haben bis jetzt zwar die oben geäusserten Ansichten nicht eindeutig bewiesen, sie widersprechen ihnen aber nicht und lassen sie als sehr wahrscheinlich erscheinen (JÄGER et al., 1959). Die Granite wurden durch die alpidische Metamorphose überprägt, deshalb sind an vielen Stellen nur Gneise (oder sogar Schiefer) anzutreffen. Besondere Namen für die Verschieferungsfacien der Granite sind jedoch nicht erwünscht. Aus diesem Grunde wird die Bezeichnung Grimselaugengneis in dieser Arbeit nicht mehr verwendet. — Der Mittagfluhgranit liegt ausserhalb meines Untersuchungsgebietes, er wird deshalb nicht besprochen. (Neue Angaben über dieses Gestein: E. JÄGER und Mitarbeiter, 1961.)

### Dünnschliff-Untersuchungen

Die im Text mitgeteilten Mineralgehalte sind Schätzungen aus der mikroskopischen Untersuchung einer Serie entsprechender Gesteine und sind stets volumenmässig zu verstehen. Zur mikroskopischen Bestimmung der einzelnen Mineralien dienten die Tabellen von TRÖGER (1956) und ergänzend auch das Handbuch von A. N. WINCHELL (1951). Die Anbestimmungen der Plagioklase erfolgten stets kombiniert nach verschiedenen konventionellen optischen Methoden auf dem U-Tisch: nach REINHARD, KOEHLER und max. Auslöschungsschiefe, korrigiert von VAN DER KAADEN.

Tabelle 1. Übersicht über die Benennungen der Hauptgesteine im Grimselprofil

Ganggesteine: Siehe Tabelle 5, Seite 239, Kursive Zahlen = Seitenzahlen der zitierten Arbeiten

SPALDER (= vorlieg. Arbeit)	FEHR — Diss. (1922)	FEHR — Karte (1926)	HUBER — Diss. (1922)	WYSS — Diss. (1932)	MINDER — Diss. (1932)	HUGI — Geol. Führer (1934)
(Mittagfuhgranit)	—	—	Mittagfuh-Wyss- bachgranit 56—59	—	Nördl. Rand- facies od. Mit- tagfuhgranit 360—361	Mittagfuhgranit 676—678
—	—	—	Quarzporphyrisch- aplitische Rand- facies 59—61	—	—	(innerhalb Mittagfuhgranit) (677)
Zentr. Aaregranit	Aaregranit 11—29	Zentr. Aaregranit	Zentr. Aaregranit od. Zentralgranit 49—56	Nördl. Aaregranit (26—30ff.)	Normaler Zen- tralgranit 361—363	Handeckgranit 678—679
Grimsel-Grano- diorit	—	Engadinit. Facies (Augengneise)	Augengneis 61—67	Grimselaugen- gneis 61—64	Südl. Rand- facies od. Grimselgranit 363—364	Grimselgranit 679—680
Südl. Randfacies des Grimsel- Granodiorits	Randfacies: Aplit und Quarzmylonit 75—82	Aplitische Rand- facies und Quarz- mylonit	—	Südl. saure Rand- facies des Grimsel- augengneis 64—66	—	—
Amphibolit bis Hornbl.f. (der Grimselpasshöhe)	Syenit 67—74	Gabbrodit der Grimselpasshöhe	—	—	Metamorphes Gestein v. d. Grimselpasshöhe 368—369	Metamorphes Gestein v. gab- broidem Chem- 680
Gneis-Schiefer- Zwischenzone (GSZ)	—	Sedimentogene Biotit-Sericit- Adernneise	—	Krist. Schiefer zw. Nördl. und Südl. Aaregranit 96—97	—	Sedimentogener Biotit-Sericitgneis 680
Südl. Aaregranit	—	Südl. Grimsel- granit	—	Südl. Aaregranit 66—69	—	Südl. Grimsel- granit 680

Tabelle 2. *Auszählungen von Gesteinen aus dem Grimselgebiet*

Angaben in Volumprozenten. x = weniger als 1/3 %

Gestein Nr. (Chemische Analyse)	Quarz	Kalkfeldspat	Plagioklas	Hornblende	Biotit	Sericit/Muskovit	Chlorit	Titanit	Apatit	Zirkon	Orthit	Erz	Epidot	Calcit	Granat	Rutil/Saegentit	Total %	
Zentr. Aaregranit Nr. 158	21	47	27	—	4	x	1	x	x	x	x	x	x	—	—	x	100	Gelmersee, neues Strässchen, rechtes Ufer
Zentr. Aaregranit Nr. 22 I	30	29	35	—	3	2	x	x	x	x	x	x	1	x	—	—	100	Kabelstollen Sonnenloch- Räterichsboden, Meter 1740
Zentr. Aaregranit Nr. 77	41	24	27	—	6	1	x	x	x	x	1	x	x	—	—	—	100	Südseite des Hinteren Tier- berges. 2910 m ü. M.
Grimsel-Granodiorit (bis Zentr. Aaregranit) Nr. Z 5 + 7	30	24	34	—	5	4	2	x	x	x	x	x	1	—	—	—	100	Nordseite des Vord. Zinggen- stockes. Grosse alte Kluff
Grimsel-Granodiorit Nr. 48 (Nr. 331)	17	20	48	—	12	1	—	1	x	x	x	x	1	x	—	x	100	Druckschacht des Kraftwer- kes Oberaar. Fenster 2
Grimsel-Granodiorit Nr. 34	12	25	47	—	14	x	—	1	x	x	x	x	1	x	—	x	100	Druckschacht des Kraftwer- kes Oberaar. Meter 289
Südlicher Aaregranit Nr. 33	33	34	29	—	2	x	x	x	x	x	x	x	1	—	1	—	100	Südlich Bärenegg, Oberaar
Südlicher Aaregranit Nr. 165	24	45	23	—	4	2	x	x	x	x	x	x	2	—	x	—	100	Südlich Bärenegg, Oberaar

Südl. Randfacies des Grimsel-Granodiorits Nr. 58	18	25	52	—	x	2	1	1	x	x	x	x	x	x	x	x	2	x	100	Zulaufstollen des KW Oberaar. Meter 2980
„Quarzmylonit“ Nr. 76	44	—	40	—	4	x	—	—	—	x	—	x	—	x	—	x	11	x	100	Nägelsgräti 2340 m ü. M.
Aplit vom Vordern Kessiturm Nr. 3 + 47	42	30	26	—	2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	100	Vord. Kessiturm an der Oberaarstrasse
Leicht porph. Aplit Nr. 29	32	33	29	—	3	1	x	1	x	x	x	x	x	x	x	x	2	—	100	Druckschacht des Kraftwerkes Oberaar. Meter 727
Amphibolit/Hornblendefels Nr. 74	3	—	13	68	14	x	1	x	—	—	—	x	x	x	x	x	1	—	100	Grimselstrasse unterhalb Passhöhe
Amphibolit Nr. 22	1	—	58	18	5	x	—	2	—	—	—	x	—	x	—	x	16	—	100	Südl. Nägelsgräti, oben am Meienwang
Tekt. breccioser Gneis Nr. 27a	35	32	26	—	x	5	x	—	—	—	—	x	x	x	x	x	2	—	100	Oberaarstrasse, 80 m oberhalb Berghaus
Tekt. breccioser Gneis Nr. 27c	50	—	38	—	10	1	x	?	—	x	—	x	—	x	—	x	—	—	100	Oberaarstrasse, 80 m oberhalb Berghaus
Tekt. breccioser Gneis Nr. 110	34	—	48	—	10	1	1	1	x	—	—	x	x	x	x	x	6	—	100	Grimsel-Passhöhe bei PTT-Baracke
Quarzporphyr Nr. 17	45 + 13 + ?	9 + ?	—	—	—	18	—	—	—	—	—	x	—	2	—	x	1	—	88 + 12	Oberaarstrasse, 30 m oberhalb Berghaus
Amphibolit Nr. 82a	—	—	44	38	3	1	1	1	x	—	—	—	—	x	—	x	13	—	100	Oberaar, linke Seite, 200 m westlich der Staumauer
Chloritschiefer Nr. 82b	x	—	54	3	4	x	31	3	—	—	—	—	—	x	—	x	1	x	100	wie Nr. 82a

## A. ZENTRALER AAREGRANIT s. l.

## 1. Zentraler Aaregranit s. str.

## a) Vorkommen und Textur

Der zentrale Aaregranit bildet das Hauptgestein der Aaregranitzone und damit des ganzen Aarmassivs. Er ist massig bis deutlich parallel texturiert, dies vor allem in Zonen stärkerer Glimmerführung und grösserer Feldspatkristalle. Er ist in verschiedenen Arbeiten genauer beschrieben worden: FEHR, 1922, S. 11—29; M. HUBER, 1922a, S. 49—56; WYSS, 1932, S. 26—30ff.; MINDER, 1932, S. 361—363, und HÜGI, 1956, S. 12—14.

## b) Petrographische Beschreibung

Der zentrale Aaregranit des Grimselgebietes (Gelmer, Räterichsboden, Bächli, Unteraar, Tierberge) ist grösstenteils ein Granit s. str. mit einem Mikroklin/Plagioklas-Verhältnis von 4 : 5 bis 2 : 1, die femischen Bestandteile erreichen höchstens 8% und der Quarzgehalt beträgt 30—40%. Der Chemismus ist aplitgranitisch bis engadinitgranitisch (vgl. Tabellen 2 und 3).

*Makroskopische Erscheinung*

Der Granit besitzt helle, nicht oder schwach grünlich gefärbte Feldspäte. Der Quarz erscheint einerseits glasartig und gut durchsichtig, andererseits zuckerkörnig (= Sandquarz), wobei sowohl die eine als auch die andere Quarzausbildung mengenmässig vorherrschen kann. Die Glimmerschuppen bilden dunkle, stark kontrastierende Flecken von dunkelgrüner oder schwarzbrauner Farbe.

*Mikroskopische Untersuchung*

*Quarz.* In allen Dünnschliffen können sowohl grössere, stark undulös auslöschende, zwickelfüllende, zum Teil zerbrochene Quarzkörner gefunden werden als auch Quarzaggregate, bestehend aus viel kleinern Körnern mit nur schwacher oder überhaupt keiner undulösen Auslöschung. Diese feinkörnigen Quarzaggregate stellen den Sandquarz dar, der in allen petrographischen Arbeiten immer wieder erwähnt wird und z. B. im Mittagfluhgranit nicht vorkommt. Mit HUTTENLOCHER nehme ich an, dass es sich dabei um alpidisch rekristallisierten Quarz handelt. Die viel-

Tabelle 3. Der Chemismus der Gesteine im Grimselgebiet. (Alle Analysen sind neu berechnet worden)

Gestein Nr. Chem. schw. Gest.	Granite und Granodiorite des Aaregranitkomplexes										Verschieferungs- facies		Saure Ganggesteine			Einlagerung i. d. sauren Randfacies d. Grimsel-Granod.			Lamprophyre			Gneiseinschlüsse im Grimsel-Granodiorit					Kl. Schollen im Grimsel-Granodiorit																																									
	Mittaghuhrgranit 30	Mittaghuhrgranit 261	Zentr. Aaregranit 33	Zentr. Aaregranit 32	Zentr. Aaregranit 34	Grimsel-Granodiorit 339	Grimsel-Granodiorit 35	Grimsel-Granodiorit 337	Grimsel-Granodiorit 351	Aaregneis 228	Südl. Aaregranit 38	Aaregneis 336	schieferiger Gneis 391	Apfit 327	Apfit 329	Leicht porph. Apfit 259	Leicht porph. Apfit 36	Amph. bis Horn- blendfels 37	Blotfischiefer 304	Lamprophyrt 89 (metamorph)	Lamprophyrt 90 (metamorph)	Lamprophyrt 393 (metamorph)	Blotfischiefer 390	Blotf. Serfitt-Schiefer 392	Blotfischiefer 229	„Resorptions- Scholle“ 260	Dunkle Schillere im z. Aaregr. 31	Basische Scholle 334	Basische Schillere 335																																							
SiO <sub>2</sub>	73,79	74,36	77,04	73,88	73,48	65,74	64,65	64,50	62,77	65,46	75,39	64,24	66,71	73,65	73,39	75,78	70,32	51,20	51,93	54,30	52,93	52,89	55,29	64,62	58,82	66,42	64,78	55,21	49,97																																							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,01	11,66	11,97	13,54	13,04	16,25	16,37	15,95	15,45	15,78	12,97	15,92	16,68	13,84	13,44	13,03	15,56	11,48	11,08	17,25	15,21	16,20	20,97	17,30	14,08	12,07	14,87	17,18	17,89																																							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	1,43	1,01	0,05	1,24	2,03	1,63	2,51	3,85	2,99	0,95	2,39	1,99	0,03	1,84	0,92	1,42	2,25	3,71	2,87	1,95	0,00	1,00	2,21	0,30	4,24	2,56	3,59	5,19																																							
FeO	1,62	1,17	0,86	1,68	1,33	2,53	2,92	2,40	2,43	3,39	1,27	2,21	1,41	1,30	0,80	0,73	2,10	5,48	5,13	6,09	8,87	6,78	5,15	1,83	7,40	4,59	3,01	4,86	5,17																																							
MnO	0,04	0,02	0,07	0,05	0,04	0,09	0,14	0,11	0,42	0,08	0,09	0,38	0,33	0,02	0,02	0,05	0,05	0,14	0,14	0,14	0,03	0,57	0,20	0,22	0,11	0,07	0,10	0,61	1,06																																							
MgO	0,04	0,21	0,02	0,33	0,21	1,54	1,10	1,93	1,12	0,50	0,07	1,30	2,03	0,32	0,19	0,37	0,44	13,87	10,97	5,02	5,37	4,70	2,89	1,42	7,20	2,58	1,62	2,66	2,70																																							
CaO	0,45	1,74	0,58	1,00	1,31	2,76	3,26	2,90	3,44	3,14	0,77	3,29	0,14	1,22	1,64	1,05	2,72	8,37	11,36	2,99	4,74	3,90	1,25	1,24	0,33	2,63	3,05	5,27	6,76																																							
Na <sub>2</sub> O	4,30	4,07	3,23	3,66	4,11	3,53	4,92	4,81	5,52	1,82	3,01	5,51	5,55	2,69	3,96	3,40	4,29	1,14	1,73	3,47	3,86	8,27	3,87	4,87	1,86	3,42	2,60	4,63	5,00																																							
K <sub>2</sub> O	5,12	4,97	4,35	5,38	4,64	4,27	3,08	3,76	3,51	4,69	5,13	3,36	3,75	5,36	4,89	4,82	2,64	1,87	2,08	4,44	2,62	4,18	8,51	4,58	5,07	2,46	4,82	3,94	3,65																																							
TiO <sub>2</sub>	Sp.	0,04	0,26	0,40	0,44	0,51	1,06	0,44	0,55	1,06	0,29	0,56	0,46	0,10	0,09	0,11	0,09	1,30	0,27	1,47	2,42	0,93	0,30	0,52	1,10	0,45	1,34	0,73	1,19																																							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sp.	0,03	0,18	0,10	0,08	Sp.	0,23	0,11	0,25	0,35	0,19	0,08	0,06	Sp.	0,11	Sp.	0,31	0,08	0,34	0,43	0,17	0,01	0,13	0,47	0,08	0,37	0,18	0,61																																								
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	0,14	0,29	0,37	0,35	0,82	0,70	0,56	0,70	0,52	0,46	0,83	0,97	0,42	0,24	0,36	0,36	2,02	1,75	1,48	1,64	1,24	0,26	1,03	2,73	0,55	0,87	0,52	0,96																																							
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,11	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,12	0,09	0,16	0,02	0,01	0,02	1,11	0,00	0,04	0,02	0,10	0,07	0,00	0,03	0,17	0,09	0,00	0,02	0,08	0,00	0,13	0,04																																							
Σ	99,82	99,95	99,86	100,48	100,29	100,07	100,06	100,10	100,10	99,94	BaO = 0,07 100,44	100,08	100,10	100,06	100,50	100,67	100,01	99,80	100,30	99,86	100,10	100,00	99,97	99,97	99,49	99,64	99,99	S = 0,39 99,90	100,19																																							
si	419	408	509	411	402	266	256	244	230	281	461	244	281	431	387	444	328	114	115	158	146	141	171	262	190	258	264	162	131																																							
al	47	37,5	46,5	44	42	39	38	35,5	33	40	46,5	35,5	41,5	48	42	45	43	15	14,5	29,5	24,5	25,5	38	41,5	27	27,5	35,5	30	27,5																																							
fm	8,5	13	10,5	11	13	24	21	26	25,5	25,5	12	25	25	9	12,5	11	16,5	60	52	43	46,5	35	29,5	22	56	42	28,5	33	34,5																																							
o	2,5	10,5	4	6	7,5	12	14	12	13,5	14,5	3,5	13,5	0,5	8	9	6,5	13,5	20	27	9,5	14	11	4	4	5,5	11	11	13,5	16,5	19																																						
alk	42	39	39	39	37,5	25	27	26,5	28	20	38	28,5	33	35	36,5	37,5	27	5	6,5	18	15	28,5	28,5	31	16	19	22,5	20,5	19																																							
k	0,44	0,45	0,47	0,49	0,43	0,44	0,29	0,34	0,30	0,63	0,53	0,29	0,31	0,57	0,45	0,48	0,29	0,52	0,44	0,46	0,31	0,25	0,59	0,38	0,64	0,32	0,55	0,36	0,33																																							
π	0,03	—	0,03	0,06	0,05	0,19	0,18	0,14	0,09	0,23	0,03	0,11	0,005	0,10	0,06	0,08	0,20	0,49	0,37	0,18	0,25	—	0,07	0,07	—	0,19	0,19	0,18	0,19																																							
mg	0,04	0,13	0,02	0,25	0,13	0,38	0,30	0,42	0,24	0,13	0,05	0,33	0,50	0,30	0,12	0,29	0,19	0,76	0,69	0,50	0,47	0,53	0,45	0,38	0,62	0,35	0,35	0,35	0,31																																							
γ	—	—	—	—	0,17	—	0,04	0,08	0,19	—	—	0,19	—	—	0,24	—	—	0,13	0,26	—	0,05	0,20	—	—	—	0,04	—	0,16	0,17																																							
Q	54½	54½	61½	55	54½	47½	45	43	40	52	59	42	45½	58	54	58	53	29	28	33	31	22	30	44	40	49	47	32	26																																							
L	43	38½	34½	42	41	43	46	46	46½	36	36	47	43	38	41½	39	41	25½	27	43	41	51	54	46	29	34	41½	48	49																																							
M	2½	7	4	3	4½	9½	9	11	13½	12	5	11	11½	4	4½	3	6	45½	45	24	28	27	16	10	31	17	11½	20	25																																							
Magmatyp	aplitgranitisch		aplitgranitisch			adamellitisch (k) bis leukoquarzdioritisch (na)					(normalgranodioritisch)		—		—		aplitgranitisch		aplitgranitisch		engeditgranitisch		jenkoquarzdioritisch		hornblenditisch (bis norm. gabbroid)			hornblenditisch		lamprosyenitisch (bis mugearitisch)			lamprosyenitisch			normalmatronsyenitisch			—																													
Analysierer	J. JAKOB		W. MINDER			J. JAKOB			J. JAKOB		S. STAUB		H. SPATZ		J. JAKOB		W. HUBER		W. HUBER		S. STAUB		W. FEHR		W. MINDER		F. DE QUERVAIN			F. DE QUERVAIN			H. SPATZ			W. HUBER		F. DE QUERVAIN		W. MINDER			F. DE QUERVAIN			W. ABBRECHT		W. HUBER																				
Erstmal publ. von	NIGGLI P. (1924)		MINDER (1932)			NIGGLI P. (1924)			NIGGLI P. (1924)		NIGGLI P. (1924)		NIGGLI P. (1924)		HUTTENLOCHER (1932)		HUTTENLOCHER (1932)		F. H. H. (1932)		MINDER (1932)		Chem. schw. Gest. (1930), MINDER (1932)		MINDER (1932)		Chem. schw. Gest. (1930), MINDER (1932)			NIGGLI P. (1924)			2. Nachtr.: Chem. schw. Gest. (1956)			2. Nachtr.: Chem. schw. Gest. (1956)			2. Nachtr.: Chem. schw. Gest. (1956)			2. Nachtr.: Chem. schw. Gest. (1956)			2. Nachtr.: Chem. schw. Gest. (1956)		2. Nachtr.: Chem. schw. Gest. (1956)																					
Fundort	Mittaghuhr bei Guttaumen		Kahelhofen, KWO — 1 m südl. Schieferkontakt			Gehweg, Strasse oberhalb Handegg			Talsstufe unterhalb Hotel Handegg, a. d. Strasse		Rätereboden an der Stockegee		Gerstengleiser, 2900 m, Nähe Rauchg. Kl.		Spitalamm, ob. Teil d. Schlicht (heute versenkt)		Sommerloch, Abtaufst. d. Zentrale, Nähe Zerkkl.		Druckschacht KW Oberaar, b. Felsen 2		Grimsel, Nähe elites Grimsel-Hospiz		Meienwang, Nähe Grimselpass		Sommerloch, südl. Strassentunnel		Sommerloch, südl. Strassentunnel		Nordwestl. Zihgenlücke, Nähe Fluortüchl.		Druckschacht, KW Oberaar, 365 m		Grimsel, südl. Seentfer, Nähe Kälterkehr		Grimsel, nördl. Brücke b. d. (alten) Grimselseen		Nördl. Grimselpasshöhe		Nördl. Grimselpasshöhe		„Neue“ Grimselstrasse beim Hospiz			Grimselpass			Sommerloch Strassentunnel			Zuharschollen, KW Oberaar, 4020 m			Sommerloch Strassentunnel			„Neue“ Grimselstrasse (unterhalb Seentferge)			Grimsel, Strasse beim Saugüberfall, Seentferge			Gelmer, Handegg-Zone			Druckschacht, KW Oberaar		Druckschacht, KW Oberaar	

Leere Seite  
Blank page  
Page vide

fach zerbrochenen Feldspäte (vorwiegend die Kalifeldspäte) sind durch feinkörnige Quarzadern verkittet.

*Kalifeldspäte.* Die Kalifeldspäte bilden die grösste Mineralart des Gesteins, ihre Längserstreckung übersteigt zuweilen 1 cm, ist im allgemeinen aber wesentlich kleiner. In einzelnen Gesteinspartien sind Karlsbader-Zwillinge mit geraden, scharfen Zwillingsgrenzen zu beobachten. Die Entmischungs-Strukturen sind nicht überall gleichartig; meistens ist die Albitsubstanz in ungefähr parallel laufenden, unregelmässigen Zügen angeordnet, häufig bildet sie aber auch unregelmässig verteilte Inselchen. Die Albitsubstanz innerhalb der Kalifeldspäte ergibt schätzungsweise 10—20%. Die Mikroklingitterung ist vor allem in kleinen, xenomorphen Mineralkörnern festzustellen (die meist keine Albit-Entmischung zeigen), kommt aber partiell in den grösseren auch vor. Diese sind im allgemeinen auch xenomorph, einzig gegen den nicht rekristallisierten Quarz sind sie streng idiomorph.

*Plagioklas.* In den meisten Schliften sind sowohl schwach albit-verzwilligte Plagioklase (= Oligoklas) mit eingeschlossenen Sericitflittern und Epidotkörnchen als auch Albite verschiedener Erscheinungsformen festzustellen. Die Oligoklase (verschiedene Bestimmungen um 15% An) weisen einen einschlussfreien Saum auf, der vor allem  $\perp$  zu c relativ breit ist. Die Oligoklase sind hypidiomorph (idiomorph gegen nicht rekristallisierten Quarz und gegen Kalifeldspat) und weisen in Richtung Kalifeldspat zuweilen Myrmekitstrukturen auf, die aber selten klar gezeichnet sind. Viele Plagioklase der beschriebenen Vorkommensweise sind jedoch nicht Oligoklase sondern Albite. Daneben kommen aber auch xenomorphe, mit wenig Einschlüssen gespickte Albite vor. In vielen Schliften kann nur noch Albit nachgewiesen werden. Der An-Gehalt beträgt nach mehreren Bestimmungen von verschiedenen Orten 0—5%.

*Biotit.* Die Biotite kommen als grössere, ausgefrante Blättchen mit ausgesprochener Siebstruktur vor. Ein lockeres Sagenitgitter ist zuweilen im Innern der Biotite (nicht am Rand) vorhanden. Die Farbe ist nicht einheitlich, sie ist für die Richtung  $n_y$  braun-oliv bis olivgrün. Dies wird wohl ebenso wie im Mittagfluhgranit durch eine innige Verwachsung von braunem und olivgrünem Biotit bedingt (siehe: E. JÄGER et al., 1961). Vielfach sind die Biotite gelbbraun bis rotbraun gefärbt (besonders diejenigen von oberflächennahen Gesteinsproben), was auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen ist. Die von E. JÄGER et al. beschriebenen gelben Biotite sind nicht immer vorhanden.

Die grossen Biotite sind weitgehend chloritisiert (zu 0—30%) unter Erhalt der Biotitgestalt, so dass ein allfällig vorhandenes Sagenitgitter

und alle übrigen Einschluss-Mineralien vom *Chlorit* unverändert aufgenommen werden. Daneben tritt der Chlorit immer auch in gleicher Weise wie die kleinen Biotite auf. Alle untersuchten Chlorite sind optisch negativ, zeigen deutlich positive Elongationen, weisen anomale, stahlblaue Interferenzfarben auf, die jedoch durch die intensive eigene Grünfärbung etwas überdeckt sein können. Eine genaue Bestimmung hat ergeben (Gelmer, rechter Seeweg): Optisch negativ,  $n_{\beta} = 1,651 \pm 0,001$ , Interferenzfarbe anomal stahlblau = Fe-Prochlorit.

In Begleitung der Biotite, vielfach sie durchspiessend, treten auf: Apatit, Titanit, Orthit, Zirkon, Erz und z. T. allerdings auf getrennt verlaufenden Zügen, Epidot und Muskovit-Sericit. Die *Titanite* sind im allgemeinen klein, xenomorph und besitzen häufig einen Ilmenit-Kern. Zuweilen sind grosse, hypidiomorphe, zerbrochene Titanite vorhanden. Die *Orthite* sind zum Teil recht gross (bis  $300 \mu$ ) und idiomorph, zum Teil bilden sie die Kernsubstanz grösserer, uneinheitlicher Epidotkörner. Die *Zirkone* erreichen Grössen bis ca.  $25 \mu$ , sie sind stets klar im Innern und gut idiomorph, aber häufig zerbrochen. Die pleochroitischen Höfe im olivgrünen Biotit und im Chlorit sind relativ klein, doch gut feststellbar. Im braunrot verwitterten Biotit fehlen sie. Im braunen (wahrscheinlich primären) Biotit habe ich — wohl zufälligerweise — keine Zirkone entdecken können.

*Epidot.* Epidot ist in jedem Dünnschliff zu finden. Der Fe-Gehalt ist nicht einheitlich. Im allgemeinen schwankt die Doppelbrechung zwischen 0,025 und 0,04. Stets kommt Epidot zusammen mit Biotit vor, z. T. mit Sericit und häufig auch auf eigenen Zügen ohne andere Mineralien. Die *Sericit-Muskovit-Führung* des Granits ist recht unterschiedlich, je stärker das Gestein geschiefert ist, desto häufiger ist der helle Glimmer. In massigen Graniten dagegen beschränkt sich die Sericitführung auf kleine Flitter im Innern der Feldspäte.

## 2. Gänge und Einschaltungen

Der zentrale Aaregranit ist durchzogen von vielen kleinen Apliten und weniger zahlreichen Lamprophyren. Diese Gesteine sind nicht im einzelnen untersucht worden — soweit festgestellt werden konnte, bestehen aber keine grundsätzlichen Unterschiede zu den Gängen des Grimsel-Granodiorits. Deshalb gilt das dort Gesagte auch für die Gänge des zentralen Aaregranites.

Der zentrale Aaregranit ist in seiner chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nicht sehr einheitlich. Es gibt überall kleinere und grössere

Einschaltungen eines bedeutend saureren Granits mit nur 1—3 Vol. % femischen Bestandteilen. Diese Aplit-Granite sind sehr hell, verwittern oft etwas rötlich, sind meistens unregelmässig zerklüftet und nie deutlich parallel texturiert. Auffällig ist, dass unter den femischen Bestandteilen die Orthite ebenso wichtig werden können wie die Biotite. Die Primärstruktur scheint besser erhalten zu sein als bei den typischen zentralen Aaregraniten. Im Gebirgskörper bestehen einerseits Übergänge vom zentralen Aaregranit zum Aplit-Granit, andererseits markieren zwei Gesteinsfronten immer wieder genau definierte Kontakte.

Gneis-Einschlüsse (wie sie im Grimsel-Granodiorit häufig vorkommen) sind im zentralen Aaregranit äusserst selten. Einzig im Grat am Kleinen Diamantstock sind m<sup>3</sup>-grosse, linsenförmige Granatschiefer eingespiesst. (Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat und Erz). Sie dürften Ausläufer des grossen Keiles nördlicher Schiefer im Granit vom Gruben-Aerlengletscher darstellen.

### 3. Hornblendeführender Grimsel-Granodiorit als Einschluss im zentralen Aaregranit

Dieses Gestein wird im Zusammenhang mit dem Grimsel-Granodiorit auf Seite 226 besprochen werden.

## B. DER GRIMSEL-GRANODIORIT s. l.

### 1. Der Grimsel-Granodiorit s. str.

(M. HUBER, 1922a, S. 61–67; WYSS, 1932, S. 61–64; MINDER, 1932, S. 363–364; HÜGLI, 1956, S. 14.)

#### a) Vorkommen und Textur

Im S des zentralen Aaregranites liegt eine bis 3 km mächtige und etwa 20 km lange Linse eines basischeren Gesteins: der Grimsel-Granodiorit. Er unterscheidet sich vom Aaregranit durch die allgemein dunklere Farbe, die grossen Feldspat, „augen“, die verhältnismässig häufigen basischen Schollen und Schlieren und durch örtlich grossen Titanit-Gehalt. Die Durchsetzung mit Schollen von sericito-biotitischen Bänder- oder Augen-Gneisen (der Gneis-Schiefer-Hülle des Granites) — und mit magmatischen Gängen ist bedeutend stärker. Mylonite sind im Gebiet des Grimsel-Granodiorits häufiger als nördlich davon. Der Granodiorit ist meist deutlich parallel texturiert. Massiges Gestein ohne makrosko-

pisch sichtbare Regelung ist relativ selten. Häufiger dagegen sind die Augengneise, die, wie unten gezeigt werden soll, alpidisch metamorphosierte Grimsel-Granodiorit darstellen.

#### b) Petrographische Beschreibung (Tabellen 2 und 3)

Der massige, nicht parallel texturierte Grimsel-Granodiorit enthält am wenigsten sicher sekundär gebildete Mineralien (wie Albit, Sericit-Muskovit, Epidot und Chlorit). Es darf deshalb angenommen werden, dass dieses Gestein (innerhalb des Grimsel-Granodiorit-Komplexes) dem primären Ausscheidungsprodukt am nächsten steht. Leider kenne ich über Tag keine Fundstelle, die diesem Typus genau entspricht; alle untersuchten Gesteinsproben stammen aus der Horizontalstrecke des Druckschachtes (Meter 530, Fig. 3). Die nun folgende Beschreibung beschränkt sich zunächst auf diesen massigen, nicht parallel texturierten Granodiorit.

#### *Makroskopische Erscheinung*

Infolge der stärkern Glimmerführung ist der Grimsel-Granodiorit deutlich dunkler als der zentrale Aaregranit. Die dunkel graugrün erscheinenden Biotite treten vorzugsweise in kleinern und grössern Agglomerationen auf. Die häufig vorkommenden basischen Schollen oder Schmitzen können teilweise nicht von Glimmeragglomerationen unterschieden werden. Die Feldspäte zeigen einen schwachen Anflug von Hellgrün. Die Alkalifeldspäte erreichen allgemein Grössen von 2—3 Zentimetern (doch sind einzelne grössere Maximalwerte bekannt). Honiggelber Titanit ist von blossem Auge stets gut zu erkennen. Im Gegensatz zum zentralen Aaregranit ist der feinkörnige Sandquarz nur von untergeordneter Bedeutung.

#### *Mikroskopische Untersuchung*

Die abgeschätzten Mineralgehalte betragen: Quarz 18—22%, Plagioklas 35—50%, Mikroklin 20—25%, Biotit 10—12%, Akzessorien 2—5%.

*Quarz.* Als Letztausscheidung tritt der Quarz vollständig xenomorph, zwickelfüllend auf. Stets zeigen die grössern Mineralkörner undulöse Auslöschung. Sind die Mineralkörner etwas unterteilt, weisen sie gegeneinander Pflasterstruktur, selten Mörtelstruktur auf. Offensichtlich rekristallisierter, feinkörniger Quarz (= Sandquarz) ist untergeordnet, fehlt aber nie ganz.

*Kalifeldspat.* Zwei Kalifeldspäte sind nach der Methode von GOLD-

SMITH und LAVES (1954) auf ihre Triklinität hin untersucht worden. Sie haben sich als Mikrokline erwiesen mit einer Triklinität von  $\Delta$  ca. 0,8. Es ist nicht ausgeschlossen (wenn auch kaum wahrscheinlich), dass neben den Mikroklinen auch Orthoklase vorkommen. Für die Beschreibung ist es zweckmässig, die Feldspäte in zwei Gruppen einzuteilen, obschon Übergangsformen existieren.

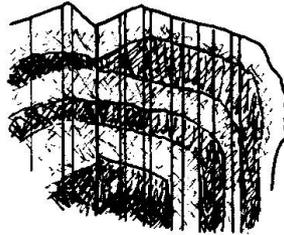
Grosse Mineralkörner, 0,5—3 cm, fleckig, meist undulöse Auslöschung. Die Mikroklingitterung kann häufig nicht oder nur partiell beobachtet werden; Karlsbaderverzwilligung ist nicht selten. Die Formen sind hypidiomorph: gegen Plagioklas xenomorph, gegen Quarz idiomorph. Vielfach enthalten diese Mikrokline Einschlüsse von kleinen Plagioklasen, die scharf kristallographisch gleich orientiert sind. Stets sind feine Albitschnüre zu beobachten, wobei der mikroskopisch sichtbare Albitanteil 5—10% ausmacht. Der tatsächlich ausgeschiedene Albitanteil (inkl. den kryptokristallinen) dürfte jedoch grösser sein, denn Mikrokline aus der Kluftwand einer Zerrkluft, die wahrscheinlich langsam aufgewärmt und wieder abgekühlt worden sind, weisen bis 30% optisch bestimmbare Albitsubstanz auf (Triklinität  $\Delta \sim 1$ ). Auch im verschieferten Granodiorit ist der ausgeschiedene, mikroskopisch sichtbare Albitanteil im allgemeinen grösser als 5—10%. In einzelnen Mikroklinen weiten sich die Albitschnüre gegen den Rand zu aus und gehen in selbständige Plagioklase über, die vielfach die Mikrokline umsäumen.

Kleine Mineralkörner haben sehr unterschiedliche Grössen, sie sind allgemein scharf gegittert, vollständig xenomorph und füllen häufig intergranulare Räume aus. Perthitische Entmischungen können in diesen Mikroklinen manchmal beobachtet werden, doch fehlen die mikroskopisch erfassbaren meist.

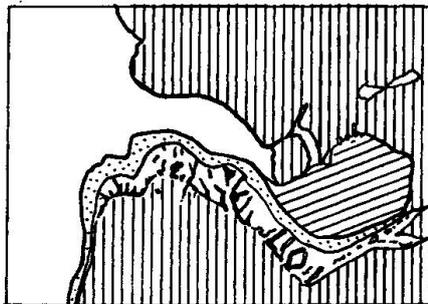
Ein zuweilen vorkommendes Implikationsgefüge von Plagioklas/Mikroclin deutet darauf hin, dass (wohl am Ende des magmatischen Prozesses) im Innern von grossen Plagioklasen Mikroclin auf Kosten des ältern Feldspates gewachsen ist (Abb. 1).

*Plagioklas.* Die Plagioklase bilden bis ca. 1 cm grosse idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle und sind sicher älter als die Kalifeldspäte. Alle Plagioklase enthalten im Innern eine Unzahl kleinster Sericitflitter und Epidotkörnchen, wobei ein schmaler Saum der Kristalle meist einschlussfrei ist. Selten kann man Zonarbau beobachten. In diesem Falle ist gegen den Rand zu eine Abnahme des An-Gehaltes in der Regel mit rhythmischen Rückfällen feststellbar (nur relative Bestimmung mit Auslöschungsschiefen, Fig. 1a). Die meisten Plagioklase sind jedoch einheitlich; die häufige konzentrische Anordnung der Sekundärmineralien

lässt zwar auch auf einen einstmals vorhandenen Zonarbau schliessen. Verschiedene An-Bestimmungen haben Werte um 22% An ergeben, wobei allerdings zu bemerken ist, dass der Anorthitgehalt vieler Mineral Körner nicht bestimmbar ist. Selten sind Myrmekit-Strukturen an den Kontakträndern zu Mikroklin vorhanden, wobei sich zwischen Mikroklin und Oligoklas ein schmales Albitband schieben kann (Fig. 1 b). Albit fehlt im allgemeinen jedoch im massigen Grimsel-Granodiorit.



Plagioklas. An - Bestimmung sehr schwer, infolge der vielen Sekundärmineralien, die zonar gehäuft vorkommen (15—25% An). Rand etwas An-ärmer als Zentrum und zu äusserst einschlussfrei. Vergr. ca. 35 ×.



Plagioklas. Vergr. 75 ×. Seltene myrmekitähnliche Struktur.

Zone 1: Hauptplagioklas (schraffiert).  
 Zone 2: „Myrmekit“-Zone etwas An-ärmer (Myrmekit-Zeichnung).  
 Zone 3: Einschlussfreier, An - armer Rand (= Albit; punktiert), Mikroklin (hell).

Fig. 1 a) und b). Feldspäte aus dem Grimsel-Granodiorit.

*Biotit.* Die Biotite sind relativ gross, olivbraun, ausgefranst und etwas fleckig, mit typischer Siebstruktur und enthalten stets ein kräftiges Sagenitgitter. Selten besitzen sie die primäre hexagonale Form und zwar im Kontakt mit nicht rekristallisiertem Quarz. Die Biotitumrisse sind dann durch einen feinen Saum kleinster Sekundärmineralien nachgezeichnet. Dieser Kranz kommt in der Regel immer vor, doch ist er meist deformiert und die Biotitsubstanz ist gegenüber dieser Umrissszeichnung leicht verschoben. Die Sagenitgitter kommen nur innerhalb des Kranzes vor; dort, wo der Biotit seine Umrahmung durchstösst, splittert er immer in kleine Subindividuen auf. Die Farbe dieses entmischten, ausgefranst und versplitterten Biotites ist recht einheitlich dunkelolivbraun. In jedem Dünnschliff sind aber noch offensichtlich sekundäre Phyllosilikate vorhanden: *Grüner Biotit*, *Chlorit*, *Sericit-Muskovit*. Sericite sind als Umwandlungsprodukte der Feldspäte (herzynisch oder frühalpisch) immer vorhanden (1/2—1%). Grüner Biotit und Chlorit dagegen scheinen sich

im Grimsel-Granodiorit gegenseitig auszuschliessen. In keinem Dünnschliff habe ich beide Mineralien zusammen gefunden, doch immer nur eines der beiden (sowohl im massigen Grimsel-Granodiorit als auch in allen seinen Graden der Verschieferung). Die ausgefransten olivbraunen Biotite besitzen häufig am äussersten Rand unregelmässig verteilt grüne Biotite: klein, xenomorph, keine Siebstruktur, am ehesten verwachsen mit Epidot und Sericit. Die Bildung von Chlorit geschieht in ganz anderer Art und Weise: Der braune Biotit geht lamellenweise unter Erhaltung der Gestalt in Chlorit über, wobei die grossen und die kleinen zersplitterten Biotite gleichermassen erfasst werden. Es kommen alle Intensitätsgrade der Chloritisierung vor — scheinbar unabhängig von der Druckschieferung. Einige optische Bestimmungen seien noch angegeben:

		Olivbrauner Biotit	Grüner Biotit	Chlorit
Farbe im Dünnschliff	// $n_\alpha$	hellbraun, leicht grünlich	hellbraun, leicht grünlich	hellbraun, leicht grünlich
	// $n_\beta \sim n_\gamma$	dunkelolivbraun bis braun	grün	grün
Lichtbrechung	$n_\beta$	$1,646 \pm 0,002$	$1,635 \pm 0,002$	$1,644 \pm 0,002$

Der Chlorit besitzt violettblaue Interferenzfarben und ist optisch negativ = Fe-Prochlorit. In allen Gesteinen herzynischer Intrusivas des Grimselgebietes sind nur optisch negative Chlorite gefunden worden. (Vgl. auch Tabelle 7.)

Die Biotite bilden innerhalb des Gesteins kleinere und grössere Agglomerationen, wobei makroskopisch keine Einregelung festzustellen ist.

*Titanit.* Titanit kommt in zwei Ausbildungsformen vor. Grosse briefkuvertförmige Kristalle sind makroskopisch gut sichtbar (1—5 mm) und für den massigen Grimsel-Granodiorit sehr charakteristisch. Die Kristalle sind meist zerbrochen oder wenig verschert und korrodiert, doch ist ihre ursprüngliche Form rekonstruierbar. Die grossen Kristalle sind oft polysynthetisch verzwillingt. Daneben existieren viele kleine, xenomorphe Titanitkörner mit Ilmenitkernen, die in der Regel in den braunen Biotiten drin vorkommen — wahrscheinlich als Entmischungsprodukt.

*Pistazit* (= Epidot). Soweit Beobachtungen vorliegen, scheint der Epidot im Grimsel-Granodiorit einheitlicher zu sein als im zentralen Aaregranit:  $\Delta = \text{ca. } 0,045$ . Wahrscheinlich verursachen die kleinen Pistazite den grünlichen Farbton der Plagioklase.

*Orthit.* Orthit ist im Grimsel-Granodiorit häufig und bildet einerseits xenomorphe, andererseits schöne, bis 2 mm lange, idiomorphe Kristalle,

die zuweilen einfach verzwilligt sind. Der Grundfarbton ist gelbbraun bis rotbraun.

$$\begin{aligned} n_{\alpha} &= \text{gelbbraun} - \text{sandfarben,} \\ n_{\beta} &= \text{rotbraun} - \text{braun,} \\ n_{\gamma} &= \text{dunkelrotbraun} - \text{dunkelbraun.} \end{aligned}$$

*Apatit.* Jeder oliv-braune Biotit ist von kleinen Apatiten durchspießt, die beim Schleifen gerne herausfallen. Querschnitte ( $\perp c$ ) sind stets isometrisch hexagonal, horizontal liegende Apatite (Schliff  $\parallel c$ ) enthalten eine merkwürdige Skelettstruktur eines dunkelbraunen Pigments, das blättchenartig  $\perp c$  angeordnet ist.

*Zirkon.* Der Grimsel-Granodiorit enthält relativ viele und z. T. recht grosse Zirkone (grösster beobachteter Schnitt  $\perp c = 200 \times 150 \mu$  ca.). Sie sind alle kurzsäulig, streng idiomorph, gut durchsichtig und besitzen im braunen Biotit — in dem sie fast ausnahmslos vorkommen — schwache pleochroitische Höfe, die gerne übersehen werden. Isolierte Zirkone haben unter der Binokular-Lupe eine schwach violett-rosa Farbe, im Dünnschliff sind sie farblos.

Ein immer vorkommendes Erz ist *Ilmenit* (= Kerne der xenomorphen Titanite) — dies ist für den Grimsel-Granodiorit offenbar ein Charakteristikum. *Andere Erze* können in geringen Mengen zuweilen beobachtet werden.

Als letztes Mineral sei noch *Calcit* erwähnt, der im massigen Grimsel-Granodiorit in sehr geringer Menge immer vorhanden ist. Vorzugsweise kommt er in den Feldspäten drin vor.

### c) Chemismus

Der Chemismus des Grimsel-Granodiorits unterscheidet sich stark von demjenigen des zentralen Aaregranites (siehe Tab. 3 und Fig. 2). Nachfolgend sind für die beiden Eruptivgesteinsarten aus dem Grimselprofil Mittelwerte aus je 3 oder 4 Analysen angegeben:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Zentr. Aaregranit	430	44	11	7	38	0,47	0,10
Grimsel-Granodiorit	250	36	24	13	27	0,34	0,34

Der Chemismus des zentr. Aaregranits ist beinahe identisch mit dem engadinitgranitischen Magma (nach P. NIGGLI, 1936). Derjenige des Grimsel-Granodiorits entspricht dem adamellitischen Magmentyp am besten. Doch wurde er auch als leukoquarzdioritisch angegeben.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Adamellitisch	300	37,5	22,5	13,5	26,5	0,45	0,3
Leukoquarzdioritisch	300	42	17,5	13	27,5	0,25	0,4

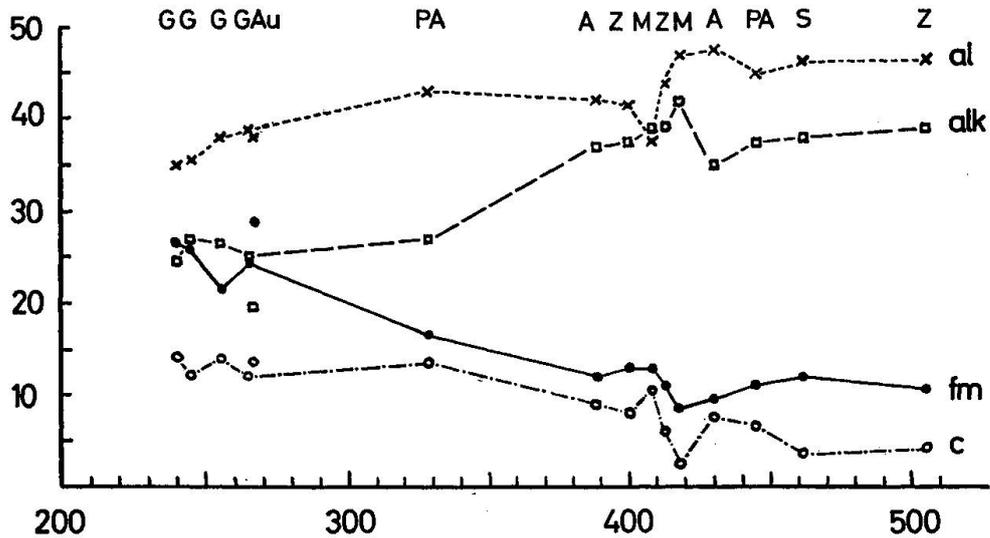


Fig. 2. Variationsdiagramm der Tiefen- und Ganggesteine des Grimselgebietes.

G = Grimsel-Granodiorit      Z = Zentraler Aaregranit  
 Au = Augengneis (s. S. 229)    M = Mittagfluhgranit  
 PA = Leicht porph. Aplit      S = Südlicher Aaregranit  
 A = Aplit oder Aplit-Granit im Grimsel-Granodiorit

In allen Diagrammen belegen die beiden Gesteinsarten deutlich voneinander getrennte Felder. Ich glaube allerdings, dass ohne weiteres Granite gefunden werden könnten, die eine vermittelnde Stellung einnehmen würden, sind doch die etwas basischeren Partien des zentr. Aaregranits (im Grimselprofil) gar nie analysiert worden. Diese Auffassung wird durch die Befunde von LIECHTI (1933) im Göschenertal erhärtet.

#### d) Präalpidische Veränderungen im Mineralbestand

Der Mineralbestand des Grimsel-Granodiorits, wie er oben beschrieben worden ist, ist das Produkt magmatischer und metamorpher Prozesse. Vor allem FEHR gab den Veränderungen am Ende der magmatischen Phase eine überragende Bedeutung. So sind bei ihm Sericitisierung, Epidotisierung, Albit- und Calcitbildung Vorgänge der spätmagmatischen Tätigkeit (pneumatolytische und hydrothermale Phase). FEHR, HUGI und HUBER führen verschiedene Argumente ins Feld, die ihre Anschau-

ungen stützen. Als Beispiel seien die Darlegungen FEHRS (1922) kurz zusammengefasst, wonach der Sericit (im Plagioklas) nicht dynamometamorpher Entstehung sein kann:

1. In stärkeren Pressungszonen ist keine stärkere Sericitisierung zu beobachten. (Dies gilt allerdings nur, wenn man von den ausserhalb von Plagioklasen gebildeten Sericitfittern absieht).
2. Wo die Sericite im Plagioklas eine Einregelung zeigen, sind sie stets nach dem Wirtmineral, nie nach tektonischen Linien orientiert.
3. Wo sericitisierte Plagioklase von Kalifeldspäten umwachsen sind, fehlt den ersteren häufig jede Spur tektonischer Beeinflussung.

Solange man diese Beobachtungen streng aufs Innere der Plagioklase beschränkt, kann ich sie bestätigen. Eine Anreicherung von Sericit-Muskovit auf Bewegungsbahnen ist jedoch evident.

Die Argumente der zitierten Autoren haben noch heute ihre Gültigkeit, sind in ihrer Beweiskraft damals aber überschätzt worden. Eine frühe Sericit- und Epidotbildung — vor der alpidischen Hauptphase der Dislokationsmetamorphose — hat offensichtlich stattgefunden. Die Haupt-Sericitisierung und -Epidotisierung mit grössern Stoffsonderungen (Kristallisationsschieferung, Sammelkristallisation) ist jedoch der alpidischen Hauptphase zuzuordnen. Auch die Albit- und Karbonatbildung ist hier einzureihen, wie weiter unten dargelegt werden soll.

#### e) Verbandsverhältnisse

Der Grimsel-Granodiorit wird im S durch die Gneis-Schiefer-Einlagerung begrenzt. Diese Grenze ist am Grimselpass scharf, lithologisch eindeutig und zudem tektonische Bewegungslinie. Ganz anders ist im Norden der Kontakt vom Grimsel-Granodiorit zum zentralen Aaregranit ausgebildet. Gegen N enthält der Grimsel-Granodiorit immer mehr aplitgranitische Einlagerungen, die weitgehend dem zentralen Aaregranit entsprechen. Der Grimsel-Granodiorit selbst ist nahe am Kontakt relativ sauer; umgekehrt zeigt der zentrale Aaregranit in entsprechender Lage deutliche Angleichungen an den Grimsel-Granodiorit: grössere Feldspäte, parallele Textur. Der Übergang ist trotzdem nicht kontinuierlich, sondern stellt rhythmische Wiederholungen mit Rückfällen dar. Immer wieder stehen verschiedene Gesteinstypen mit scharfen Abtrennungsfrenten einander gegenüber (nach HUTTENLOCHER, 1952, S. 10). Ich habe die Grenze dort gelegt, wo nördlich derselben keine Augengneise mehr vorkommen und ebenfalls keine mächtigen aplitischen Partien sich scharf vom Hauptgestein abheben.

### f) Veränderungen durch die alpidische Dislokationsmetamorphose

Beim Studium des Grimsel-Granodioritkomplexes fällt die Verschiedenheit der einzelnen Gesteinsvarietäten auf. Der oben beschriebene Granodiorit ist verhältnismässig selten. Die grösste Verbreitung findet ein deutlich parallel texturierter, aber relativ massiger Granodiorit. Gut eingeregelt sind in diesem Gestein die feinschuppigen Glimmer und etwas weniger gut die grossen Feldspatkristalle. Dort wo die alpidische Dislokationsmetamorphose vor allem wirksam war, geht dieser Granodiorit allmählich über in einen Augengneis (evtl. sogar in Mylonit). Dabei ist die Zunahme einer feinkörnigen Grundmasse festzustellen, bestehend aus einem Zerreibsel von Quarz und Feldspäten (mit Rekrystallisationen), durchsetzt von Glimmern, Epidot und Chlorit.

Das Gestein bekommt ein dunkleres Aussehen und die grossen Feldspäte werden durch den Farbkontrast besser herausgehoben, auch deshalb, weil sie während der Metamorphose oft aus ihrer Lage herausgedreht worden sind und nun quer zur Schieferungsfläche stehen. Die alpidische Metamorphose hat ausgesprochen selektiv gewirkt. Dafür dürften kleine primäre stoffliche und textuelle Unterschiede verantwortlich gewesen sein.

Die Tendenz des Berner Institutes unter HUGI war, der alpidischen Metamorphose nur eine Bedeutung rein kataklastischer Natur beizumessen. Das Gewicht wurde auf die Vorgänge während der herzynischen Orogenese gelegt, d. h. auf die steten Veränderungen während und unmittelbar nach der Intrusion des Aaregranites s. l.: Intrusion unter Stress (= Piezokristallisation), magmatische Korrosion, ausgedehnte kontaktmetamorphe Einwirkungen auf das Nebengestein und das schon erstarrte granitische Gestein (= Piezokontaktmetamorphose), Zusammenspiel von Intrusion und Orogenese. Auch die nach tektonischen und magmatektonischen Gesichtspunkten durchgeführte Arbeit von MINDER (1932) hat darin grundsätzlich nichts geändert. Erst bei HUTTENLOCHER trifft man andere Anschauungen. Bei der Diskussion der Augengneise (1952, S. 10—18) des Grimselgebietes kommt er zum Schluss, dass sie durch die alpidische Dislokationsmetamorphose aus dem Grimsel-Granodiorit gebildet worden sind (siehe S. 205 = dritte Möglichkeit zur Bildung von Augengneisen). Seine diesbezüglichen Ausführungen, die sehr gut illustriert, aber nur übersichtsmässig gehalten sind, sollen hier ergänzt werden.

Von vier (resp. fünf) Gesteinen, die nach Textur und Struktur eine

Tabelle 4. *Grimsel-Granodiorit: Veränderungen des Chemismus und des modalen Mineralbestandes bei zunehmender Verschieferung*

Chemismus (= Gewichts- prozent) Mineralbestand (= Volum- prozent)	Grimsel- Granodiorit, ± massig Druckschacht KW Oberaar Fenster 2	Grimsel- Granodiorit // texturiert Ablaufstollen Sommerloch	Grimsel- Gran. bis Augengneis Strassentunnel Sommerloch	Augengneis extrem schief- rig, Strassen- tunnel Sommerloch*	Veränderung bei zunehmen- der Verschie- ferung
Nr.	331	337	336	391	
SiO <sub>2</sub>	62,77	64,50	64,24	66,71	Zunahme (?)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,45	15,95	15,92	16,68	} Abnahme
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	2,51	2,39	1,99	
FeO	2,43	2,40	2,21	1,41	} Abnahme
MnO	0,42	0,11	0,38	0,33	
MgO	1,12	1,93	1,30	2,03	} Abnahme
CaO	3,44	2,90	3,29**	0,14	
Na <sub>2</sub> O	5,52	4,81	5,51	5,55	} Abnahme
K <sub>2</sub> O	3,51	3,76	3,36	3,75	
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,44	0,56	0,46	} Abnahme
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,11	0,08	0,06	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,70	0,56	0,83	0,97	Zunahme
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,12	0,01	0,02	—
Σ	100,10	100,10	100,08	100,10	
Analytiker	W. HUBER	H. ABRECHT	W. HUBER	W. HUBER	
Quarz	17	23	28	36***	Zunahme
Mikroklin	20	16	14	12	} Abnahme
Plagioklas/ Albit	48	46	38	32	
Biotit	12	8	10	8	Abnahme
Titanit/ Leukoxen	1	1	2	x	
Apatit	x	x	x	x	
Zirkon	x	x	x	x	
Orthit	x	x	x	x	
Erz	x	x	x	x	
Sericit/ Muskovit	1	3½	7	12	Zunahme
Epidot	1	2½	1	x	
Chlorit	—	x	x	x	
Calcit	x	—	—	—	

Erläuterungen siehe nebenstehende Seite.

zunehmend stärkere Verschieferung repräsentieren, sind Dünnschliffauszählungen und chemische Analysen gemacht worden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 zusammengestellt; die mineralogischen und chemischen Veränderungen sind offensichtlich. Zuerst seien die Beobachtungen, wie sie sich beim Studium einer Dünnschliffserie ergeben, genauer dargelegt: Stets sind destruktive und konstruktive Umwandlungen festzustellen. Quarz scheint das erste Mineral zu sein, das von der Dislokationsmetamorphose erfasst wird. Zuerst entsteht ein stark verzahnter, undulöser Mörtelquarz, nachher rekristallisiert der Quarz, bildet unregelmässige, feinkörnige Linsen (= Sandquarz) oder — bei stärkerer Verschieferung — setzt sich monomineralisch auf Bewegungsbahnen ab. Viel Quarz entsteht offenbar aus den zerfallenden Feldspäten.

Der Begriff Bewegungsbahnen soll nicht bedeuten, dass auf diesen Bahnen ein grosser Stoffaustausch stattgefunden hat. Dass aber bei der alpidischen Metamorphose das Gestein lokal „plastisch“ wurde, dass Stoffsonderungen (mechanisch und chemisch) und Rekristallisationen gewisse Bewegungen senkrecht zur Druckrichtung bedingten, ist durch die Fluidalstrukturen, die allgemein zu beobachten sind, belegt. (HUTTENLOCHER hat in seinen Arbeiten stets von Differentialbewegungen gesprochen und dabei sicher an diese Bewegungsbahnen gedacht. Die Deformationen des ganzen Granodiorit-Körpers waren vorwiegend affiner Natur, wie uns die mehr oder weniger ebenen Begrenzungsflächen von schiefer zur Schieferung durchsetzenden Gänge beweisen.)

Die *Kalifeldspäte* werden vor allem kataklastisch beeinflusst. Dort, wo im Handstück eine verschieden starke Verschieferung des Gesteins festzustellen ist, sind Verkleinerungen und Abscherungen an den grossen Kristallen meist gut zu beobachten. Weil die Abscherungen den Spalt-richtungen der Kalifeldspäte folgen, resultieren daraus eigentliche Porphyroklasten. Die zertrümmerten Kalifeldspäte werden z. T. vollständig aufgelöst, wobei als neues K-Al-Mineral Sericit entsteht.

---

*Erläuterungen zu Tabelle 4*

- x = weniger als 0,5 %. — = im Dünnschliff nicht nachgewiesen.  
 \* = für die Auszählung des Dünnschliffes anderer Fundort: Druckschacht KW Oberaar.  
 \*\* = der hohe Wert für CaO könnte von einer lokalen Anreicherung von Epidot oder Calcit (?) herrühren.  
 \*\*\* = die meisten Schliffe der Augengneise können nicht ausgezählt werden, weil die Korngrössen der Feldspäte und des Quarzes zu klein sind, um sicher voneinander unterschieden werden zu können. Auch hier ist vermutlich der Wert für Quarz zu hoch, und die Werte für die Feldspäte sind zu klein.

Bei den *Plagioklasen* ist mit fortschreitender Intensivierung der Metamorphose eine gleichermassen zunehmende Albitisierung festzustellen, die in den Augengneisen vollständig ist. Einerseits rekristallisieren die Oligoklase zu Albit unter Erhalt ihrer Gestalt, andererseits gehen der Umkristallisation ebenfalls kataklastische Vorgänge voraus. Viele An Bestimmungen (die bei den Albiten viel leichter durchzuführen sind als bei den Oligoklasen) haben immer wieder Werte gegeben von 0—5% An.

Die *Biotite* splintern bei zunehmender Verschieferung immer mehr auf, verlieren die vielen grössern und kleinern Sekundärmineralien (Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil) und regeln sich in den Bewegungsbahnen ein. Dabei ist eine Zunahme des sattgrünen Biotits nicht festzustellen. Der Kranz kleinster Mineralkörnchen (siehe vorne) wird vollständig deformiert und verliert sich in den Kristallisationsbahnen.

Augenfällig ist die Zunahme des hellen Glimmers bei zunehmender Intensität der Metamorphose. Die alpidisch entstandenen *Sericit-Muskovite* (im Unterschied zu den wahrscheinlich herzynisch entstandenen) sind streng eingeregelt und finden sich auf den Bewegungsbahnen. Die *Epidote* verhalten sich ähnlich, doch scheint es bei einer bestimmten PT-Bedingung zur Wegdiffusion dieser Mineralart zu kommen, die sich dann in unregelmässig verlaufenden Rissen und Gängen monomineralisch absetzt. Aus dem freiwerdenden Ca bildet sich bei der Metamorphose auch *Calcit*.

Die Karbonate wandern noch leichter weg oder werden noch leichter ausgequetscht als die Epidote. (Siehe weiter unten, S. 246.) Die *Chlorit*-sierung erreicht bei relativ wenig intensiver Metamorphose schon ein Maximum.

In den Augengneisen konnte ich nie ebensoviele Apatite feststellen wie im massigen Grimsel-Granodiorit. — Zirkon, Titanit, Orthit und die Erze scheinen sich andererseits der Metamorphose gegenüber indifferent zu verhalten.

Auf Bewegungsbahnen findet man einerseits fast reinen Quarz, andererseits ein inniges Gemisch von klastischen und neu gebildeten Mineralien: Albit, Sericit-Muskovit, Biotit, Epidot, Kalifeldspat und Quarz. Die verscherten Kleinkristalle und die Neukristallisationen legen sich häufig in einer Art von Fliebsstruktur um die grossen Porphyroklasten herum. Dabei bilden sich im Druckschatten der Porphyroklasten gerne relativ grosse Kristalle (resp. sie bleiben erhalten). Bei schwacher Metamorphose treten solche Bahnen der Kristallisationsschieferung nur einzelt auf, nicht zusammenhängend — bei intensiverer Metamorphose umfassen sie einen stets wachsenden Anteil des Gesteins. Bestimmte

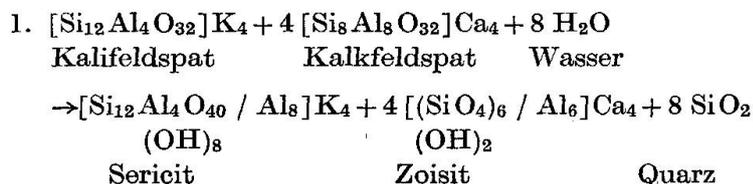
Augengneise bestehen aus nichts anderem als solchen Kristallisations-schieferungslamellen mit vereinzelt Porphyroklasten von Kalifeldspat und Albit. In den Myloniten verschwinden auch noch die Porphyroklasten. Die so entstandenen schiefrigen Gneise als Endprodukt der maximalen Wirkung der alpidischen Metamorphose können mikroskopisch nicht von bestimmten eingeschalteten Schiefen der prägranitischen Schieferhülle unterschieden werden.

Die beschriebenen mineralogischen Veränderungen haben bestimmte chemische Konsequenzen. Für die Sericitisierung und Epidotisierung braucht es wenig  $H_2O$  und für die Karbonatisierung  $CO_2$ . Die (scheinbar?) systematische Zunahme des  $SiO_2$ -Wertes ist nicht klar. Ich glaube nicht, dass eine grossräumige  $SiO_2$ -Zufuhr anzunehmen ist. Nicht unwahrscheinlich ist dagegen, dass die alpidische Metamorphose vor allem und prinzipiell  $SiO_2$ -reichere Gesteine erfasst hat. Es kann aber auch an eine Inhomogenisierung gedacht werden, derart, dass durch die Metamorphose überall viel freier, relativ mobiler Quarz entstanden ist, der dort wieder auskristallisierte, wo die Metamorphose vor allem wirksam war.

Die Werte für  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ , die Alkalien und  $TiO_2$  können als invariant bezeichnet werden. Die Werte für  $MgO$  variieren schon primär innerhalb weiter Grenzen und verändern sich nicht systematisch. Die offensichtliche Abnahme der Werte für  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  und  $CaO$  ist durch die Epidotisierung und Karbonatisierung mit gleichzeitiger Migration der betreffenden Stoffe zu erklären. Was mit dem offensichtlich ausgetriebenen  $P_2O_5$  geschehen ist, ist bis jetzt mineralogisch nicht nachgewiesen worden.

Grossräumig betrachtet ist wahrscheinlich die ganze alpidische Metamorphose im Grimselgebiet (abgesehen von einer unwesentlichen  $H_2O$ - und  $CO_2$ -Zufuhr) isochemisch verlaufen.

Die mitgeteilten Befunde bestätigen im wesentlichen die Ansichten P. NIGGLIS, wie er sie 1950 vertreten hat. Früher (1940) hat der gleiche Autor solche Mineralumwandlungen schematisch dargestellt (S. 533 bis 542). Das wichtigste Beispiel lautet:



Zufuhr von aussen ist dabei nur  $H_2O$ . (In Wirklichkeit wird die ideale Muskovit-Formel — siehe P. NIGGLI, 1933a — bei der Umsetzung nicht erreicht; es ist kein abrupter Übergang von der Feldspat- zur idealen



kommenden melanokraten Mineralien einen grösseren Prozentsatz ausmachen und die Feldspäte relativ klein sind, stimmt der Mineralbestand in Ausbildung und Struktur gut mit demjenigen des richtigen Grimsel-Granodiorits überein, mit einer Ausnahme allerdings: Der Granodiorit ist hornblendeführend.  $\frac{1}{6}$  bis  $\frac{1}{4}$  der melanokraten Bestandteile werden durch eine grüne Hornblende repräsentiert. Die einzelnen Hornblenden sind xenomorph bis hypidiomorph, enthalten häufig kleine Erzkörperchen und weisen nie einen ausgebleichten Rand auf. In der Regel stecken die Hornblendekristalle in den Biotit-Anhäufungen drin. Nach diesen Befunden wird die erste Vermutung sehr wahrscheinlich, dass es sich um einen Grimsel-Granodiorit handelt, der aus einer grössern Tiefe (wo er etwas basischer ist!) durch den zentralen Aaregranit mitgeschleppt worden ist.

## 2. Die basischen Schollen und Schlieren des Grimsel-Granodiorits

### a) Vorkommen

Der Grimsel-Granodiorit-Körper enthält teils weit verstreut, teils eng geschart eine grosse Anzahl basischer Schollen und Schlieren. Die Schollen haben im massigen Granodiorit ellipsoidische Form, wobei die kleinste Achse  $c$  mehr oder weniger horizontal und ungefähr senkrecht zum Massivstreichen liegt. Dabei ist  $c$  grössenordnungsmässig etwa  $\frac{a}{2} \sim \frac{b}{2}$ . Bei zunehmender Verschieferung wird das Ellipsoid weiter abgeplattet und in der Lineationsrichtung des Gesteins ausgezogen. Wenige Dezimeter grosse Einschlüsse mit relativ scharfer Umgrenzung und kleinste Anhäufungen femischer Gemengteile innerhalb des Granodiorits bilden die beiden extremen Vorkommen. Im Dünnschliff sind nie scharfe Grenzen zu beobachten. Die Schollen und Schlieren werden von Mineralien aufgebaut, die alle auch im Grimsel-Granodiorit vorkommen.

### b) Mineralgehalt und -beschreibung

Die Hauptgemengteile sind sericitisierte und epidotisierte Plagioklase und xenomorphe Biotite. Infolge der starken Durchsetzung mit Sekundärmineralien sind die ursprünglichen Struktureigenschaften nicht mehr sicher zu erkennen. Der geschätzte Mineralgehalt stimmt mit zwei chemischen Analysen recht gut überein. Im Dünnschliffbild sind die gleichen Mineralien mit den gleichen Eigenschaften wie im Grimsel-Granodiorit

zu beobachten, doch in ganz anderer statistischer Verteilung. Vorherrschend sind die Erstausscheidungen, Quarz ist nicht oder nur in sekundärer Form vorhanden.

### c) Genese

Die Entstehung der basischen Schollen wurde von verschiedenen Autoren verschieden interpretiert. FEHR (1922) bezeichnet sie als Redwitzite und glaubt an Differentiationen „en miniature“ in situ, wobei die sauren Komplemente wegdiffundierten (leichtflüchtige Bestandteile). HUBER (1922) sieht in ihnen Überreste resorbierten Nebengesteins. HUTTENLOCHER denkt ebenfalls an Assimilation, wenn er schreibt (1952, S. 12): Die Granite und ihre gneisigen Abarten sind vielfach „von glimmerreichen Schollen und Schöllchen mit allen Stufen der Auflösung durchsetzt“.

Bis anhin ist die Alternative: Stoffsonderung oder Assimilation zur Diskussion gestanden. Beide Erklärungsversuche sind jedoch unbefriedigend. Eine Differentiation in situ am Schluss der Intrusion mit Wegdiffusion der sauren Differentiate ist an sich sehr unwahrscheinlich. Es fehlen alle Anzeichen eines solchen Vorganges. — Gegen eine Assimilation sprechen folgende Tatsachen: Die Schollen übersteigen eine Grösse von 1 dm<sup>3</sup> kaum, sind in ihrer Mehrzahl jedoch viel kleiner. Der Chemismus ist einheitlich basisch (si = 131—162), wogegen die eingeschlossenen Hüllgesteine des Granodiorits allgemein saurer sind und stark wechselnde Chemismen zeigen (si = 171—264) (siehe Tab. 3). Auch im zentralen Aaregranit treten gelegentlich basische Schollen auf, die vor allem von LIECHTI (1933) aus dem Göschenertal beschrieben worden sind.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung der basischen Schollen und nach der Art des Auftretens derselben, glaube ich an eine Entstehung durch Agglomerierung von Erstkristallaten. — Kristallisationskeime in der Granitschmelze haben zu den Erstausscheidungen von Titanit, Biotit und Plagioklas geführt. Eine immer weitergehende Anlagerung von Biotit und Plagioklas an die schon bestehenden Agglomerationen dieser Mineralien ist in der Schmelze gut denkbar. Offenbar haben optimale PT- und Viskositäts-Bedingungen die Bildung basischer Schollen im Grimsel-Granodiorit in der beobachteten Zahl ermöglicht. Andere physikalische Verhältnisse haben im zentralen Aaregranit des Grimselgebietes nur ausnahmsweise oder nie zu Schollenbildungen geführt.

Allerdings ist es nicht ausgeschlossen, dass es sich auch um bei der Intrusion mitgeschleppte Teile eines ältern Eruptivgesteins handeln könnte oder um Restite bei einer eventuellen partiellen Aufschmelzung.

### 3. Gneis-Einschlüsse und migmatische Ausbildung des Grimsel-Granodiorits

(MINDER, 1932, S. 371—374)

Neben den kleinen Schollen, Schmitzen und Schlieren, die immer basischen Chemismus besitzen, ist der Grimsel-Granodiorit durchzogen von Gneis- und Schiefereinschlüssen aus den Dachpartien des Aaregranitkomplexes. Diese Einschlüsse sind vom Grimsel-Granodiorit kaum beeinflusst. Offenbar sind die Gneis-Schiefer-Schollen in einem späten Stadium der Intrusion, in einem hohen Niveau, in den Grimsel-Granodiorit eingebrochen. Die Kontaktzone ist meist nur mm oder wenige cm breit. Von einer Injektion „lit-par-lit“ vom Granodiorit aus in die Einschlüsse hinein ist nichts zu bemerken (entgegen frühern Annahmen), einzig können zuweilen plumpe Apophysen beobachtet werden. Die eingeschlossenen Gesteine sind sericitobiotitische Bänder- und Augengneise mit stark wechselndem Chemismus, wie aus der Tabelle der chem. Analysen (Tab. 3) ersichtlich ist. (Amphibolite wurden bis jetzt keine festgestellt<sup>5</sup>.) Die Grösse der Einschlüsse ist sehr verschieden. Die kleinen dm-grossen Schollen kommen gehäuft vor. Der grösste bekannte Bänder-Gneis-Einschluss ist im Druckschacht durchfahren worden (Fig. 3), er weist eine Mächtigkeit von 31 m auf, seine Längserstreckung ist nicht bekannt. Die Aussage MINDERS (1932) scheint sich zu bewahrheiten, dass die Gneis-Einschlüsse in ihrer westlichen Fortsetzung mit den Dachpartien des Aaregranitkomplexes zusammenhängen. Es ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, auf diese mannigfaltigen Vorkommen eingeschlossener Gesteine der Schieferhülle näher einzutreten (Abb. 6 und 7).

Neben den oben beschriebenen Gneis-Einschlüssen gibt es auch einige Gneise, die offenbar in einem früheren Stadium in den intrudierenden Granodiorit eingebrochen sind und sich mehr oder weniger stark mit diesem vermengt haben. Migmatitartige Gesteine bilden das Resultat des geschilderten Vorganges. Verschiedentlich wird in der Literatur die Auffassung vertreten, dass die Augengneise der Grimsel stark kontaminierte (und dislokationsmetamorphosierte) Intrusiva seien. Diese Meinung beruht vor allem auf der Analyse eines „Augengneises“ (nördl. des alten Grimselhospizes), die zuerst von P. NIGGLI (1924) veröffentlicht wurde (= Analyse Nr. 228). Auffallend sind die hohen Werte für FeO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und vor allem für K<sub>2</sub>O. In der Folge hat sich jedoch herausgestellt, dass die Analyse einen merkwürdigen Sonderfall darstellt, der sich weder in neuern chemischen Analysen noch in Dünnschliff-Beobachtungen als

<sup>5</sup>) Allerdings enthält die *saure Randfacies* des Grimsel-Granodiorits eine grosse Einschaltung eines Hornblendefels- bis Amphibolitkörpers (S. 234).



verbreitet erwies. Am besten stimmt die Analyse mit derjenigen eines Mischgesteins (= Nr. 31) aus dem zentr. Aaregranit überein. Deshalb liegt der Schluss nahe, dass es sich bei dem „Augengneis“ in Wirklichkeit um ein migmatisches Gestein handelt, nicht aber um den durch Dislokationsmetamorphose entstandenen und weit verbreiteten Augengneis der Grimsel.

#### 4. Südliche, saure Randfacies des Grimsel-Granodiorits

(FEHR 1922, S. 75—82, WYSS 1932, S. 64—66)

##### a) Vorkommen und Textur

Der Grimsel-Granodiorit wird an seinem Südrand von einem 30—200 m breiten Band eines aplitischen Granites begleitet. Die beiden Gesteine unterscheiden sich in Mineralführung und Textur dort am stärksten, wo der aplitische Granit in geringster Mächtigkeit auftritt (am Weg auf die Husegg). Gegen W verlieren sich die Unterschiede allgemein und an der Oberaar ist die Randfacies nur noch schwer vom Grimsel-Granodiorit zu trennen. Der aplitische Granit liegt in einem Gebiet starker tektonischer Beanspruchung. Zu einer eigentlichen Verschieferung kam es aber nicht; das Gestein ist von einer Vielzahl kleiner und kleinster ausgeheilter Spalten und Risse unregelmässig durchzogen (Abb. 3—5), der aplitische Granit ist auf weite Erstreckung „tektonisch brecciös“.

Als „*tektonisch brecciös*“ möchte ich den Zustand eines tektonisch umgeprägten Gesteins bezeichnen, bei dem die Umprägung zuerst mechanisch (= destruktiv) und dann kristalloblastisch-epimetamorph (= konstruktiv) gewesen ist, ohne dass dabei eine Parallel-Textur entstanden ist. Im Gegensatz zur allgemeinen alpidischen (epimetamorphen) Druckschieferung führt die „tektonische Breccierung“ zu einer unregelmässigen Aufsplitterung eines Gesteinskörpers mit nachträglicher Verkittung durch eine partielle Kristalloblastese epizonalen Grades. (Die „tektonische Breccierung“ schliesst eine statistische Gefügeregelung bestimmter Mineralkomponenten nicht aus, doch ist sie makroskopisch nicht feststellbar). Die einzelnen Breccienkomponenten haben mittlere Durchmesser in der Grössenordnung von Zentimetern oder Millimetern, und die mit kristalloblastischen Mineralien gefüllten feinen Adern weisen Dicken auf, die ungefähr eine Zehnerpotenz kleiner sind als die Breccienkomponenten.

Die Entstehung der tektonischen Breccien stelle ich mir wie folgt vor: Ein bestimmter Gesteinskörper wird bei relativ tiefen Temperaturen einem Stress unterworfen. Der Gesteinskörper verhält sich dabei vollständig unplastisch; wird nun seine Elastizitätsgrenze erreicht, so kommt es zum Bruch, zur Aufsplitterung des Körpers. Infolge der allseitigen Begrenzung werden die einzelnen Bruchstücke nur sehr wenig gegeneinander bewegt. Mit dem Bruch können die vorher schon

vorhandenen Porenlösungen das Gestein plötzlich viel besser durchdringen und angreifen: Nach der destruktiven kommt es zur konstruktiven Metamorphose.

Im Grimselgebiet ist die tektonische Breccierung recht häufig zu beobachten, doch immer nur an sehr sauren Gesteinen. Basischere Gesteine verhalten sich einem Stress gegenüber stets mehr oder weniger als „plastische“ Körper, was wohl durch ihre Glimmerführung bedingt ist, denn die Phyllosilikate wirken bei der Tektonisierung als Schmiermittel. Vielerorts habe ich beobachten können, wie eine allgemeine Parallel-Textur am Kontakt zu einem sauren Gestein abrupt aufhört und von einer tektonischen Breccierung abgelöst wird.

Der Begriff „tektonisch brecciöses Gestein“ deckt sich weitgehend mit dem Begriff „Kakirit“ von SVENONIUS und HOLMQUIST (nach GRUBENMANN-NIGGLI, 1924, S. 219.).

Der „Quarzmylonit“ (von dem FEHR, 1922, sogar eine sedimentogene Entstehung erwogen hat) ist die stark saure Kontaktzone des aplitischen Granites zur Gneis-Schiefer-Einlagerung. Eine spezielle Trennung der beiden Elemente ist praktisch nicht möglich. Über die mannigfachen Einlagerungen, die verschiedentlich auftretende Erzführung und über die Kontaktverhältnisse zum Grimsel-Granodiorit gibt Fig. 4 Aufschluss.

#### b) Mineralgehalt und -beschreibung

Der Mineralbestand ist ausserordentlich wechselnd, vor allem das Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Verhältnis. In bestimmten Dünnschliffen beträgt der Quarzgehalt weniger als 5%, in andern mehr als 40% (= Quarzmylonite nach FEHR). Wahrscheinlich hat die starke tektonische Beanspruchung in einigen Gesteinspartien den Quarz ausgequetscht. Schwer verständlich ist, dass nahe beieinander liegende Gesteine mit ausgesprochener Kalifeldspatvornacht (gegenüber dem Plagioklas) und solche ohne Kalifeldspat anzutreffen sind. Zum Teil sind Gesteinskomplexe der GSZ durch tektonische Kräfte von dieser getrennt und dem Gesteinsverband der Randfacies einverleibt worden. Es ist möglich, dass die einzelnen kalifeldspatfreien Gesteine genetisch gesamthaft der GSZ angehören. Die Phyllosilikate variieren zwischen 2 und 20%. Infolge dieser Heterogenität ist es schwer, eine befriedigende Gesteinsbeschreibung zu geben. Immerhin sind viele Mineralien gleich ausgebildet wie im Grimsel-Granodiorit, wobei allerdings die alpidische Metamorphose die Struktur des Gesteins überall stark beeinflusst hat.

Der Quarz ist in der Regel vollständig rekristallisiert. Deutlich entmischte Kalifeldspäte (bis 10% mikroskopisch feststellbare Albitsubstanz enthaltend) liegen neben solchen ohne mikroskopisch sichtbare Entmischung. Nur selten ist eine klare Mikroklingitterung vorhanden. Die

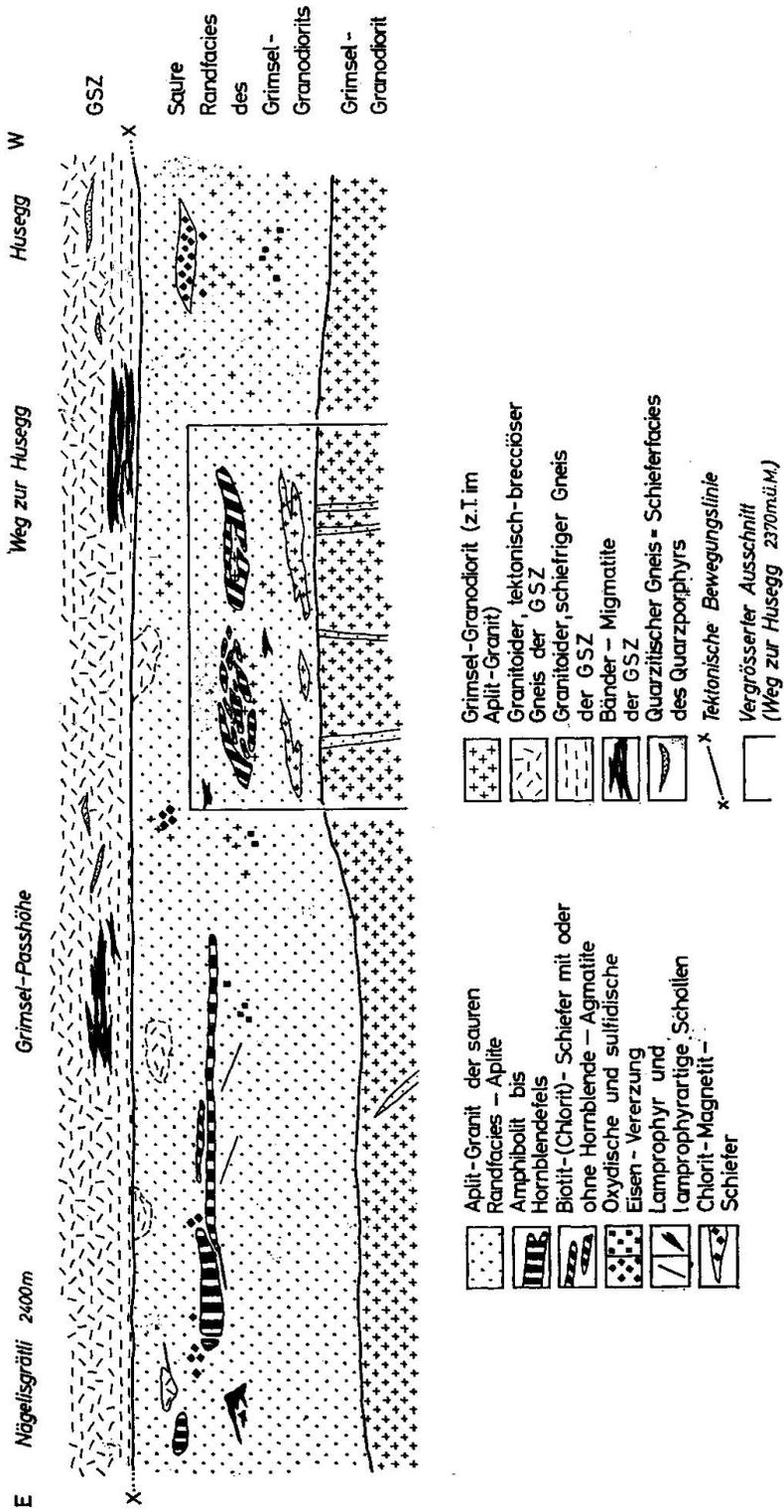


Fig. 4. Schematische Darstellung der aplitischen Randfacies des Grimsel-Granodiorits. Grundriss-Skizze.

Kalifeldspäte sind sehr häufig zerbrochen, wobei die Risse mit rekristallisiertem Quarz oder Sericit ausgeheilt sind. Die *Plagioklase* sind zur Hauptsache oder vollständig in Albit (Bestimmungen von 2—4% An) umgewandelt. Diese Albite sind in der Regel xenomorph, ohne viele Einschlussmineralien und immer stark albit-verzwillingt — daneben kommen beinahe unverzwilligte Plagioklase mit einem dichten Netzwerk von kleinen Einschlussmineralien vor. Die primäre Form der braunen *Biotite* ist nirgends mehr vorhanden; diese sind weitgehend oder vollständig chloritisiert oder in grüne Biotite umgewandelt, dabei schliesst das eine das andere aus. Die vorkommenden *Chlorite* sind durchwegs optisch negativ (= Fe-Prochlorite) mit einer einzigen Ausnahme: Ein Gestein an der Oberaarstrasse beim Wasserschloss besitzt keinen Kalifeldspat und einen optisch positiven Chlorit (diese Eigenschaften sprechen dafür, dass das Gestein genetisch nicht zur Randfacies, sondern zur GSZ gehört). *Sericit-Muskovit* ist in wechselnden Mengen immer vorhanden und wichtige Bestandteile sind weiter: *Epidot* (= Pistazit, gleich wie im Grimsel-Granodiorit), *Titanit* und verschiedene *Erze* (siehe unten). Selten sind nachgewiesen worden: *Zirkon* (verschleppt auf Adern), *Calcit* (wenn vorhanden, dann in grössern Mengen), *Orthit*, *Granat* (idiomorph, zerbrochen und verschert). Eigentliche Vererzungszonen führen Magnetit und Hämatit. (WYSS 1932, S. 65.) Dabei bildet das Fe-Erz den Zement — oder einen Anteil desselben — des tektonisch-brecciösen Gesteins; eine Erscheinung, die auch in Schiefereinlagerungen im Grimsel-Granodiorit (Zulaufstollen: m 3900) beobachtet worden ist. Anders ist das Auftreten des Magnetits in einem kleinen Vorkommen eines Biotit-Magnetit-Schiefers, der als Einschluss in der sauren Randfacies steckt (200 m unterhalb Husegghütte). Hier bildet der Magnetit mm-grosse Oktaeder. Als Verwitterungsprodukt ist oberflächlich überall Fe-Hydroxyd festzustellen. Andere Vererzungszonen führen Pyrit.

c) Amphibolit bis Hornblendefels von der Grimsel-Passhöhe  
(FEHR, 1922, S. 67—74, MINDER, 1932, S. 368—369)

Der Gesteinszug stellt eine schmale konkordante Einlagerung in der südlichen Randfacies des Grimsel-Granodiorits dar. Er erstreckt sich über 750 m Länge und besitzt eine wechselnde Mächtigkeit von 4—15 m. Im Osten taucht er auf 2330 m (am Nägeligrätli) unter, erscheint aber nochmals in zwei Fenstern in der Fortsetzung des Streichens: 30 m östlich des ersten Untertauchens und auf 2230 m am Fusse der mächtigen Felspartie oben am Meienwang. Das westliche Ende ist unter Alluvionen

verdeckt und liegt wenig westlich der tiefsten Stelle des Auftretens der südlichen Randfacies. In seinem Hauptvorkommen liegt der Gesteinszug als ein Biotit-Hornblendefels mit mehr oder weniger Plagioklas vor. Nur an seinem östlichen und westlichen Rand bildet der Plagioklas den Hauptmineralanteil neben relativ wenig Hornblende in einem sperrigen Implikationsgefüge. Verschiedentlich wird der basische Gesteinszug von Aplit durchschlagen und im östlichsten Fenster ist er mit dem aplitischen Granit unregelmässig verzahnt.

Die *Hornblende* ist Hauptbestandteil des Gesteins: Hypidiomorph, bis xenomorph, grün, an den Rändern und bei Einkerbungen ausgebleicht, häufig mit einschlussfreiem Rand, Inneres mit kleinsten Einschlussmineralien. Ganz von Plagioklas umgebene Hornblendekristalle sind idiomorph. Die optische Bestimmung hat folgende Daten ergeben:

$$\begin{aligned} \text{Farbe im Dünnschliff: } // n_\gamma \sim n_\beta &= \text{grün (grünlich)} \\ // n_\alpha &= \text{hellgrün (farblos)} \\ n_\gamma &> n_\beta \gg n_\alpha \\ c \wedge n_\gamma &= 19^\circ \\ 2 V_\gamma &= 81^\circ \pm 3^\circ. \end{aligned}$$

In Klammer = ausgebleichte Randzonen.

Die *Biotite* sind braun, xenomorph, umrahmen häufig die Hornblenden und könnten z. T. aus diesen entstanden sein. Teilweise kommen auch grüne Biotite vor. Die *Plagioklase* sind ausserordentlich stark mit Fremdmineralien (= Biotit, Epidot, Sericit) durchsetzt, xenomorph, haben häufig undulöse Auslöschung und sind fleckig. Bestimmbar sind nur einige neu gebildete Albite.

Grössere *Epidot*körner weisen die typische anomale blaue Interferenzfarbe auf, sie sind statistisch verteilt und sicher Fe-ärmer als die kleinern Epidote der durchziehenden Adern (= Pistazite). In wechselnden Mengen kommen noch vor: *Quarz* (nur auf Bewegungsbahnen, rekristallisiert), *Titanit* (meist stark zerrissen), *Sericit-Muskovit*, *Orthit* und *Erze*.

Am Kontakt zum aplitischen Granit ist das basische Gestein oft äusserst stark geschiefert; die Hornblende ist dabei bis auf kleine Reste, oder auch vollständig, in Biotit, Epidot und Chlorit umgewandelt. Die Textur ist ausgeprägt schieferig und dazu schalten sich Sericitzüge ein.

Räumlich getrennt vom Hauptvorkommen, auch konkordant zum Streichen der sauren Randfacies, treten einige schmale Züge des stark verschieferten basischen Gesteins auf. Sie sehen Lamprophyren zum Verwechseln ähnlich. Das „metamorphe Gestein von gabbroidem Chemismus an der Grimselpasshöhe“, nach MINDER, (1932) muss seiner Beschrei-

bung nach ein solcher Zug sein. Merkwürdigerweise hat MINDER das hornblendeführende Hauptvorkommen nicht gesehen.

#### d) Agmatite am Weg zur Husegg

In der westlichen Fortsetzung des Amphibolits, am Weg zur Husegg, auf 2370 m, ist eine Scharung linsenförmiger, basischer Einschlüsse im Aplitgranit zu beobachten. Die Schollen sind teilweise scharf begrenzt, teilweise aber sind die Grenzen verwischt und die Schollen aufgeheilt. Das ganze Vorkommen muss als eine magmatische Breccierung des in grösserer Tiefe vorkommenden Amphibolits mit partieller Resorption aufgefasst werden. Die Erscheinung im Felde kann mit dem Ausdruck „Agmatite“ charakterisiert werden (Abb. 8).

Bei der folgenden kurzen petrographischen Beschreibung beschränke ich mich auf die hornblendeführenden, vom Aplitgranit am wenigsten beeinflussten Schollen. Die *Hornblenden* (15—25 Vol.-%) sind relativ klein (bis 1,5 mm lang), nur sehr wenig ausgebleicht, stets von Biotiten umgeben und vollständig xenomorph. Die optischen Daten lauten:

Farbe im Dünnschliff:	// $n_\gamma$	= olivgrün
	// $n_\beta$	= grün bis olivgrün
	// $n_\alpha$	= hellgrün
	$n_\gamma > n_\beta \gg n_\alpha$	
	$c \wedge n_\gamma$	= $18^\circ$
	$2 V_\gamma$	= $76^\circ \pm 2^\circ$ .

Die *Biotite* machen den Hauptbestandteil des Gesteins aus (40—50 Vol.-%). Sie sind braun, gut eingeregelt, xenomorph und besitzen keine Einschlüsse. Umwandlungen in Chlorit habe ich nicht beobachten können (Chlorit fehlt vollkommen). Die *Plagioklase* sind vertreten durch kleine, einschlussreiche, vollständig xenomorphe Kristalle und durch noch kleinere, aber einschlussfreie, häufig verzwillingte Albite, die leicht mit Quarz verwechselt werden können (10—20 Vol.-%). Die *Quarzführung* ist ziemlich stark schwankend (5—10%). Die *Titanite* treten einerseits als grössere, zum Teil verzwillingte Kristalle auf, andererseits als kleine Körner, die mehr oder weniger gehäuft vorkommen (3—6 Vol.-%). Als letzte Mineralart ist der *Epidot* (= Pistazit) zu erwähnen, der stets sehr feinkörnig ist (um 5 Vol.-%).

Viele Schollen sind in Biotit-Chlorit-Schiefer mit mehr oder weniger Epidot umgewandelt.

## e) Genese

Im sauren Granit ist öfters Grimsel-Granodiorit schlierenartig enthalten. Verzahnungen von Aplit-Granit und Grimsel-Granodiorit mit scharfen oder verwischten Kontaktzonen sind vor allem im W häufig. Innerhalb der sauren Zonen sind umgekehrt scharfe Grenzen von mässig saurem zu stark saurem Aplit vorhanden. Wie der ganze Granodiorit-Komplex, so ist offenbar auch und vielleicht vor allem die Randzone durch immerwährende Neuintrusionen gestaltet worden. Dadurch sind immer wieder neue Kontakte und bei rascher Folge der Intrusionen schlierenartige Vermischungen entstanden. Aplitgänge scheinen von verschiedenen Zonen der Randfacies in den Grimsel-Granodiorit einzudringen. Eine Häufung von kleinen Apliten am Südrand des Grimsel-Granodiorits ist deutlich.

Die saure Randfacies enthält eine grosse Zahl verschieden ausgebildeter basischer Einschlüsse. Am auffälligsten ist der mächtige Amphibolit-Hornblendefels-Körper, der sich über eine Länge von 750 m von der Grimselpasshöhe zum Nägeligrätli verfolgen lässt. Dieses basische Gestein ist vielfach von lamprophyrähnlichen Gängen begleitet oder durchbrochen. Diese ihrerseits werden von Apliten durchsetzt. Zudem sind in der östlichen und westlichen Fortsetzung des Amphibolit-Hornblendefels-Körpers basische Einschlüsse sehr unregelmässiger, fetzenartiger Form zu beobachten. FEHR (1926) hat sie am Nägeligrätli als Lamprophyrschollen bezeichnet. Am Weg zur Husegg ist im Gegensatz dazu eine magmatische Breccierung und eine mehr oder weniger starke Assimilation des basischen Gesteins durch den Aplitgranit festzustellen.

Wahrscheinlich sind die beschriebenen Erscheinungen genetisch miteinander verknüpft und müssen gesamthaft erklärt werden. Das Folgende soll als ein Versuch einer solchen Interpretation aufgefasst werden.

Der wichtigste Vorgang ist die Aufnahme des grossen Amphibolit-Hornblendefels-Körpers durch den intrudierenden Aplit-Granit gewesen. Die Herkunft und Genese des basischen Gesteins kann nicht mehr festgestellt werden. Bei der Einverleibung haben sich die beiden lithologischen Einheiten vorwiegend passiv gegeneinander verhalten. Am westlichen Rande hat jedoch der Aplitgranit kleine Partien des basischen Gesteins magmatisch brecciert. Dadurch sind die schönen Agmatite unterhalb der Husegg entstanden. Doch ist es nicht nur bei einer rein mechanischen Aufsplitterung geblieben. Der Aplitgranit vermochte kleine Schollen weitgehend zu assimilieren, so dass heute alle Übergänge von scharf be-

grenzten Schollen zu diffusen basischen Schlieren nebeneinander zu beobachten sind.

In grösserer Tiefe muss sich aber noch ein anderer Vorgang abgespielt haben. Dort sind die Druck-Temperatur-Bedingungen derart gewesen, dass es zu einer partiellen Reaktivierung des basischen Gesteins kam. Mobil gewordene Teile sind darauf in die höher gelegenen Partien des stark viskosen Aplitgranites eingedrungen und ebenso in die nicht reaktivierten Teile des basischen Gesteins selbst. Dadurch sind die lamprophyrtartigen Gänge entstanden. Kleine reaktivierte Teile konnten vom intrudierenden Aplitgranit eingeschlossen und mitgeschleppt werden. Diese beweglichen Schollen haben sich bei der Verfestigung des Aplitgranites selbst Raum geschafft. So sind die kleinen fetzenartigen Einschlüsse entstanden („Lamprophyrschollen“).

### 5. Ganggesteine und andere Einschaltungen

Das ganze Gebiet des Aaregranits ist durchsetzt von zahlreichen Gängen und Stöcken. Eine ausgesprochene Häufung derselben ist im Grimsel-Granodiorit festzustellen. In der Literatur sind die entsprechenden Gesteine schon mehrfach besprochen und verschieden benannt worden. Tabelle 5 gibt darüber Auskunft.

#### a) Schwach porphyrische Aplite (mächtige Gänge)

Die porphyrischen Aplite stellen grössere gangartige Einlagerungen im Grimsel-Granodiorit dar. HUBER (1922) und MINDER (1932) haben drei Hauptzüge feststellen können (siehe Kartenskizze). Die porphyrischen Aplite sind von weitem an ihrer dünnplattigen Absonderung zu erkennen; sie sind stets ausgesprochen parallel texturiert (im Unterschied zu den andern Apliten, Abb. 10). Aus diesem Grunde sind sie bevorzugte Bausteine und werden wenig nördlich der grossen Spitalamm-Sperre abgebaut. Die porphyrischen Aplite gehen randlich und in ihren Längsfortsetzungen häufig in normale Aplite über. Die Kontakte sind verschieden ausgebildet: scharf (= randlich, Gangbegrenzungen), schlierig oder kontinuierlich. Das grösste Vorkommen, südlich der alten Grimselseen, erreicht beträchtliche Mächtigkeiten (Druckschacht, Horizontalstrecke: 95 m, zusammen mit dem normalen Aplit = 131 m, siehe Fig. 3). Die porphyrischen Aplite sind feinkörnig und besitzen kleine Kalifeldspat- (od. Plagioklas-) Einsprenglinge von 1—3 mm Grösse (ausnahmsweise auch grösser). Die *Kalifeldspäte* sind recht verschieden ausgebildet:

Tabelle 5

Vorliegende Arbeit	W. FEHR (1922)*	M. HUBER (1922)	W. MINDER (1932)
1. Schwach porphyrische Aplite (mächtige Gänge)	Granitporphyre u. Alsbachite (S. 37—46)	Granitporphyre, feinkörnig (S. 72—73)	Aplitgranit-Porphyre (S. 365—367)
2. Aplit-Granite und Aplite	—	Aplite (S. 73—74)	Saure Differentiate: Aplite u. Pegmatit. Quarzite (S. 370—371)
3. Aplitstock vom Vordern Kessiturm	—	—	—
4. Lamprophyre	Lamprophyre (S. 30—36) Kersantit	Lamprophyre (S. 67—72) Spessartit und Kersantit	Lamprophyre (S. 368)
5. —	Quarzporphyre mit den Alsbachiten zusammen beschrieben (S. 37—42)	—	—
6. (Bas. Schollen) vorne beschrieben	Redwitzite (S. 47—50)	—	—

\* W. FEHR hat in der später von ihm veröffentlichten Karte nur die Lamprophyre eingezeichnet.

Xenomorph bis hypidiomorph, mikroskopisch feststellbare Albit-Entmischung bis 20% (in diesem Falle sind die Albitschnüre deutlich verzwillingt), Mikroklingitterung kann fehlen, ist meist aber partiell (oder ganz) vorhanden. Die Kalifeldspäte überwiegen volumemässig gegenüber den Plagioklasen, jedoch nur wenig. Die *Plagioklase* sind hypidiomorph, meist nicht verzwillingt, mit einem dichten Netzwerk kleiner Einschlussmineralien und einem einschlussfreien Rand. Albitneubildungen sind eher selten. Der *Quarz* ist häufig als rekristallisierter Sandquarz vorliegend, doch kommen noch recht viele relativ grosse, undulös aus-

löschende, zwickelfüllende Quarzkörner vor. Die braunen *Biotite* sind — wie im Grimsel-Granodiorit — ausgefranst, z. T. vollständig versplittert, besitzen ein eher spärliches Sagenitgitter und sind weitgehend chloritisiert. Wie im ganzen übrigen Granit- und Granodiorit-Komplex handelt es sich um einen optisch positiven Chlorit (Fe-Prochlorit bis Thuringit). *Sericit* ist immer nur in unwesentlichen Mengen vorhanden, ebenso der *Epidot*. Auffällig dagegen ist in bestimmten Dünnschliffen der *Orthit*, der zwar stets klein aber schön idiomorph auftritt und von Epidot umgeben ist. *Apatit* steckt gerne in den grossen Biotitblättchen, und *Titanit*, der im Grimsel-Granodiorit sehr auffällig ist, muss hier gut gesucht werden, bis man davon kleine Körnchen entdeckt.

## b) Aplit-Granite und Aplité

### α) Aplit-Granite bis Aplité

Die Aplit-Granite treten als grössere Stöcke oder mächtige Gänge (= eigentliche Aplité) auf. Der grösste Aplitstock wird für sich allein besprochen, weil er weitgehend als petrographische Einheit betrachtet werden kann, es ist derjenige vom Vordern Kessiturm.

Nahe des Kontaktes mit dem zentralen Aaregranit können die Aplit-Granit-Einschaltungen im Grimsel-Granodiorit als Apophysen des zentralen Aaregranits interpretiert werden, entsprechen sie doch sowohl im Mineralbestand als auch im Chemismus diesem Gestein. Die gangartigen Einschaltungen verlaufen stets ungefähr parallel dem Massiv-Streichen, die Aplit-Granitstöcke dagegen durchbrechen den Grimsel-Granodiorit unregelmässig. Durch den Vergleich der Oberflächen- und Stollen-Beobachtungen muss geschlossen werden, dass die Aplit-Granite gegen die Tiefe zu dichter auftreten. Die Glimmerführung ist zuweilen sehr gering; dies ist wohl der Grund, dass das Gestein weitgehend tektonisch brecciös ist. Man beobachtet immer wieder, dass die regelmässige Parallelität des Grimsel-Granodiorits beim Aplit-Granit abrupt aufhört und von einer unregelmässigen Klüftung abgelöst wird. Die Mächtigkeit der Gänge ist grösser als 2 m, aber kleiner als 70 m (Fig. 3 und Abb. 3).

### β) Eigentliche Aplité

Die kleinen Aplitgänge sind allgemein saurer als die grossen; sie sind dem Granodioritkomplex diskordant eingelagert, wobei ihre Hauptrichtung N 110° E beträgt. Sie weisen Mächtigkeiten zwischen 2 cm und 2 m auf. Sie durchbrechen oft die schwach porphyrischen Aplité und die

grössern Aplite und nach HUGI, FEHR, HUBER und MINDER zuweilen sogar die Lamprophyre (leider sind die angegebenen Stellen heute nicht mehr zugänglich, weil sie im Grimselsee versenkt liegen).

Gegenüber den schwach porphyrischen Apliten sind nur kleine Unterschiede in der Mineralführung und -Ausbildung festzustellen. Die Mineralien sind allgemein grobkörniger, es gibt keine Einsprenglinge in einer Grundmasse mehr. Die melanokraten Bestandteile erreichen volumemässig nur etwa 3%, was ungefähr die Hälfte des Wertes für die schwach porphyrischen Aplite ausmacht. Im übrigen gelten die dort gemachten Beschreibungen vollumfänglich auch für diese Aplite. Ergänzend seien noch einige Beobachtungen mitgeteilt: Es konnten sehr schöne Myrmekit-Strukturen in idiomorphen kleinen Plagioklasen, die von Mikroklin umgeben sind, festgestellt werden. Bestimmungen an Epidoten haben gezeigt, dass der Fe-Gehalt noch etwas grösser ist als in den Epidoten des Grimsel-Granodiorits. Die femischen Mineralien treten stets inselartig im Gestein auf (keine Kristallisationsbahnen). Titanite mit Ilmenitkernen sind nicht selten, und auch Zirkone mit deutlichen pleochroitischen Höfen können in jedem Dünnschliff beobachtet werden.

### c) Der Aplitstock vom Vordern Kessiturm

Im Gebiet des Vordern Kessiturms wird der Grimsel-Granodiorit von einem mächtigen, linsenförmigen Aplitstock durchbrochen (1150 × 250 m, siehe Kartenskizze). Kontakterscheinungen beschränken sich auf einige mm. Der helle Aplit zeichnet sich durch zuckerkörnigen Bruch aus. Verschiedentlich sind pegmatitische Schlieren mit sehr mannigfaltiger Mineralführung zu beobachten.

Der Aplit ist feinkörnig und z. T. tektonisch brecciös. Der *Quarz* ist zum grössten Teil nicht rekristallisiert, weist Pflasterstruktur auf und löscht undulös aus. Die *Plagioklase* fallen durch ihr allgemein frisches Aussehen auf, sie sind stets nach dem Albitgesetz verzwillingt. An-Bestimmungen haben 5% An ergeben. Die *Kalifeldspäte* sind meist stark entmischt (bis 20% ausgeschiedene Ab-Substanz) und scharf gegittert, vor allem die kleinen Mineralkörner. Die *Phyllosilikate* machen nur 2—3% aus. Die dunkelolivgrünen Biotite sind zerfetzt, gehen lamellenweise in sattgrüne Biotite oder Chlorite (= Fe-Prochlorit oder Thuringit) über. Begleiter der Biotite sind: Epidot, Sericit, Erz, Granat, Titanit und Zirkon. Besonders erwähnt werden muss das Auftreten von etwas gesteinsbildendem *Fluorit* (ca. 0,5 Vol.%).

Die pegmatitischen Schlieren enthalten vor allem cm-grosse Kalifeldspäte, aber auch: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Magnetit, Granat, Fluorit (makroskopisch sichtbar, tief violettblau bis farblos), Orthit, Epidot und was vor allem beachtenswert ist: *Xenotim* (zusammen mit Fluorit).

Der hier vorkommende Granat, und zwar sowohl derjenige im normalen Aplit als auch derjenige in den pegmatitischen Schlieren, scheint nach seiner Vorkommensweise alt, das heisst herzynisch zu sein (S. 251).

#### d) Lamprophyre (Tab. 3 und Abb. 11)

FEHR und HUBER haben im Aarmassiv Kersantite (ohne Hornblende) und Spessartite (mit Hornblende) voneinander unterschieden. Die Kersantite sind viel häufiger und sind von beiden genannten Autoren eingehend beschrieben worden. Spessartite zählt HUBER nur zwei auf (der eine liegt ausserhalb meines Untersuchungsgebietes = Tschingelbrücke, und der andere ist vom Grimsensee eingestaut worden = unterhalb des alten Grimselhospizes) und beschreibt sie einzeln. FEHR erwähnt in seiner Arbeit keine bestimmten Spessartite, in seiner Karte sind jedoch (im Grimselgebiet) zwei am Nägelisgrätli eingezeichnet, doch konnten sie von mir nicht wieder aufgefunden werden (sind es vielleicht die Ausläufer des Amphibolit-Hornblendefels-Körpers?).

Lamprophyre kommen viel häufiger vor, als man nach den Aufnahmen im Felde vermuten könnte, denn sie sind im allgemeinen infolge ihrer leichten Verwitterbarkeit von jungem Schutte zugedeckt. Wie dicht geschart sie auftreten können, zeigt Fig. 3. Dabei wechselt ihre Mächtigkeit von 10 cm bis 6 m.

Von den über 40 angetroffenen Lamprophyren streichen viele N 95 bis 115° E (etwas mehr als die Hälfte), die andern aber streuen recht unregelmässig, wobei ein zweites Maximum bei N 65—80° E liegt. Dabei könnte es sich allerdings zum Teil um konkordant eingelagerte Biotitschiefer der Schieferhülle handeln. Eine sichere Bestimmung ist oft nicht möglich. Es ist auffällig, dass die Befunde unter Tag einheitlicher sind als diejenigen über Tag, d. h. dass das Maximum bei N 105° E viel klarer verwirklicht ist. Dieses Ergebnis steht in einem gewissen Widerspruch zu MINDER, der alle Lamprophyre mit einem Streichen von N 100—110° E angetroffen hat. Er untersuchte 15 Gänge.

Die von mir untersuchten Lamprophyre sind ausnahmslos Kersantite mit den Hauptmineralien: *Plagioklas* und *Biotit*.

Porphyrische Struktur konnte nur in einem einzigen Lamprophyr unterhalb Trübteneggen festgestellt werden. Die andern sind hornfelsartig dicht und haben zuweilen Quarz-Xenolithen. Zweifellos sind alle Lamprophyre durch die alpidische Metamorphose mehr oder weniger stark verändert worden, vor allem sind recht viele Plagioklase albitisiert, was die relativ niedrigen Werte für CaO in den Analysen erklärt: 2,99%, 3,90% und 4,74% statt etwa 5—8% (als Mittelwert der Kersantite ausserhalb des Aarmassivs). Die nicht (oder nicht vollständig?) albitisierten Plagioklase können nicht sicher bestimmt werden. Die Biotite sind durchwegs braun, klein und statistisch eingeregelt. Als Sekundärminerale sind (nach Wichtigkeit angegeben) vorhanden: *Epidot*, *Quarz* und *Calcit*. Die spärliche *Titanit*-führung und die *Magnetite* können primären Ursprungs sein. — Eine genaue Untersuchung der Lamprophyre ist nicht durchgeführt worden.

### C. DER SÜDLICHE AAREGRANIT

(R. WYSS, 1932, S. 66—69)

#### a) Textur und Vorkommen

Der südliche Aaregranit stellt eine mächtige Randintrusion südlich des Grimsel-Granodiorits dar und ist durch die Gneis-Schiefer-Zwischenzone von diesem getrennt. Nach Mineralbestand und Chemismus ist er mit dem zentralen Aaregranit eng verwandt, weist aber doch bestimmte individuelle Merkmale auf. Die Textur ist meist massig. Stellenweise ist der Granit stark verschiefert, doch können Lineationen im Felde kaum beobachtet werden. Scheinbare Schiefereinlagerungen erweisen sich als mylonitisierter Granit. Gegen Osten keilt der südliche Aaregranit aus und in gleicher Richtung nimmt die alpidische Metamorphose zu. Das Studium dieses Granits sollte deshalb nicht zu weit östlich erfolgen. Der Kontakt zur Gneis-Schiefer-Zwischenzone ist nicht immer eindeutig, weil im südlichen Bereich der genannten Zone stellenweise viel granitoide Gneise auftreten.

#### b) Petrographische Beschreibung

##### *Makroskopische Erscheinung*

Der südliche Aaregranit ist ein heller, leicht rötlicher Granit, der stellenweise aber auch schwach grünlich aussehen kann, wie der zentrale

Aaregranit und der Grimsel-Granodiorit. Die Biotite sind nicht (oder meistens nicht!) eingeregelt, inselartig im Gestein verteilt und sehr dunkel, beinahe schwarz. Basische Schollen und Schmitzen fehlen (nur ganz seltene Ausnahmen) und Ganggesteine sind selten.

### *Mikroskopische Untersuchung*

Der *Quarz* ist teilweise rekristallisiert, die Korngrößen sind im Verband sehr stark wechselnd, so dass kein typischer Sandquarz wie beim zentralen Aaregranit vorhanden ist. Pflaster- und Mörtelstruktur, mit oder ohne undulöser Auslöschung, sind nahe beieinander gleichzeitig realisiert. Teilweise ist der südliche Aaregranit ebenfalls tektonisch brecciös wie der Aplit-Granit der Randfacies des Grimsel-Granodiorits, dabei tritt der Quarz vorzugsweise als spaltenfüllendes Mineral auf.

Die grossen *Kalifeldspäte* (als grösste Mineralien des Gesteins) erreichen knapp die Länge von 1 cm, sie sind oft fleckig, undulös auslöschend, xenomorph bis hypidiomorph, undeutlich oder nicht gegittert, häufig nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt und ziemlich stark perthitisch: die Albit-Entmischung kann, mikroskopisch feststellbar, bis ca. 20% betragen. Dabei sind die Albitschnüre in der Regel klar verzwillingt und bilden unregelmässige Inselchen. Kleinere Kalifeldspäte treten zwickelfüllend auf mit scharfer Mikroklitterung und sind nicht oder kaum perthitisch. Ein untersuchtes Kalifeldspatkorn ergab eine Triklinität von  $\Delta \sim 0,8$ .

An-Bestimmungen an hypidiomorphen, mit ziemlich viel Sekundärmineralien bespickten *Plagioklasen* haben 18% ergeben. Daneben aber kommen auch xenomorphe Albite vor (eine Bestimmung hat 4% An ergeben). Der Gehalt an Oligoklas und Albit ist in der Regel deutlich kleiner als derjenige an Kalifeldspat.

Ursprüngliche, idiomorphe *Biotite* fehlen vollkommen. Grössere (0,5 bis 1,0 mm) Biotitblättchen sind stets stark ausgefranst und zerfetzt; sie sind braun bis dunkelolivgrün, partiell rotbraun (Verwitterung?) und gehen lamellenweise in *Chlorit* über. In den Löchern dieser siebstrukturierten Biotite finden sich: Epidot, Zirkon, Apatit, Titanit-Ilmenit. Meistens sind die grossen Biotite aber vollständig in kleine Subindividuen aufgelöst, die keine Einschlüsse enthalten, in der Farbe meist einheitlich olivgrün sind und mit den oben erwähnten Mineralien plus Sericit, Orthit und Granat vergesellschaftet sind. Aus einem primären Biotitblättchen entstehen ca. 100 kleine Flitterchen, die streng eingeregelt sein können, meist aber wirr durcheinander liegen (Fig. 5).

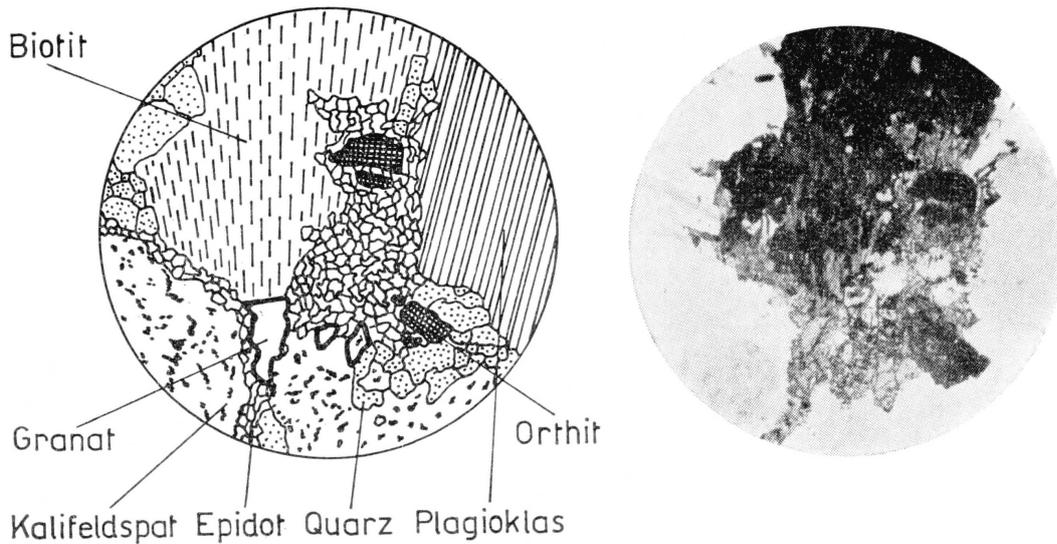


Fig. 5. Südlicher Aaregranit, Probe Nr. 33, südlich Bäregg. Vergrößerung  $20 \times$ .  
|| Nicols.

Sichtbarer Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (= Oligoklas), Kalifeldspat (Mikro-  
klin-Perthit), Biotit, Epidot (= Pistazit), Orthit und Granat.

Zwei Chloritbestimmungen haben folgende Daten ergeben:

Fundort	Opt. Charakter	Interferenz- farben	$n_{\beta}$	Name
Südl. Bäregg (Nr. 33)	(-)	stahlblau bis grün	$1,670 \pm 0,005$	Thuringit
Südl. Bäregg (Nr. 165)	(-)	stahlblau	$1,647 \pm 0,005$	Fe-Prochlorit

Die *Epidote* sind durchwegs Pistazite, jedoch unterschiedlicher Zusammensetzung. Es können idiomorphe Fe-reiche Pistazite ( $\Delta = 0,045$ ) mit einem diffusen Ring von Orthit beobachtet werden, der in einen bedeutend Fe-ärmeren, xenomorphen Pistazit ( $\Delta \sim 0,037$ ) übergeht.

Die bis ca. 0,1 mm grossen *Zirkone* scheinen teilweise metamikt zu sein und bilden in den kleinen olivgrünen Biotiten deutliche radioaktive Höfe. Die Vorkommensdichte ist kleiner als im Grimsel-Granodiorit, was auch für *Apatit*, *Titanit* und *Orthit* zutrifft. Die zwei letztgenannten Mineralien sind nie idiomorph, und Titanit besitzt meist einen *Ilmenit*-kern. Dagegen ist die Erzführung nicht unwesentlich, vor allem kommt *Magnetit* vor. *Sericit* ist je nach dem Grad der Verschieferung in wechselnden Mengen zu beobachten.

Ein weiterer akzessorischer und sehr charakteristischer Bestandteil im südlichen Aaregranit ist der *Granat*. Allerdings ist nicht in jedem Dünnschliff und Handstück Granat zu finden. Die Granatführung beschränkt sich weitgehend auf die südlichere Gesteinszone. Vielfach kann beobachtet werden, dass die kleinen, roten Granate die Kluftflächen belegen, vorwiegend das System N 160° E / steil W. Im Dünnschliff erscheinen die Granate schwach rötlich, sie sind xenomorph und z. T. zerbrochen. Die Bestimmungsdaten lauten wie folgt:

Lichtbrechung $n$	=	1,800 ± 0,004 (schwankend)
Gitterkonstante $a_0$	=	11,69 Å
MnO (Gew.-%)	=	10,4% (Analytiker: CHR. BÜHLMANN).
	entspricht	= 24,5 Molprozenten Spessartin.

Da die Granate im wesentlichen ein Fünfkomponentensystem bilden, sind drei Bestimmungsgrößen für eine genaue Bestimmung grundsätzlich zu wenig. Nach den Diagrammen von SRIRAMADAS (1957) handelt es sich am ehesten um einen Grossular-Spessartin-*Almandin*.

#### c) Calcitführender Granit

Ein Phänomen, das allerdings nicht nur im Komplex des südlichen Aaregranits auftritt, bilden die Granitpartien mit viel *Calcit*. Man erkennt sie im Felde leicht an der rauhen Verwitterungsoberfläche, die infolge der Leichtlöslichkeit des Calcits entsteht. Ich habe solche Gesteinspartien vor allem im S des Oberaarsees und am Nägelisgrätli (Südl. Randfacies des Grimsel-Granodiorits) angetroffen. Im Dünnschliff sind monomineralische Calcitnester von 2 bis 20 mm Grösse zu beobachten. Die Calcitkristalle sind xenomorph, bis 3 mm gross, stets polysynthetisch verzwillingt und besitzen im Kontakt zu den Granitmineralien einen Sericit-saum. In Begleitung des Calcits treten kleine, olivgrüne Biotitblättchen auf. Feine Calcit-Sericitadern zwängen sich vielfach entlang den Korngrenzen zwischen die Feldspäte. Es fällt auf, dass dem calcitführenden Granit weitgehend der Quarz entzogen worden ist, zudem fehlt der Epidot vollständig. Bei der Bildung dieses merkwürdigen Gesteins haben sicher metasomatische Vorgänge eine Rolle gespielt: Verdrängung von Quarz durch Calcit.

Zur Erklärung dieses Phänomens muss daran erinnert werden, dass bei der Verschieferung eines Granits durch die Albitisierung CaO (siehe S. 224) frei wird. Wie die chemischen Analysen zeigen, wandert das CaO weg. Einerseits bilden sich unregelmässige Epidotgänge, andererseits entsteht aus

dem CaO Calcit. Dieser Calcit wird im Gebirgskörper in zwei verschiedenen Formen abgesetzt:

1. Monomineralische Gänge, Gängchen oder Linsen, wie sie z. B. in der GSZ an der Oberaar zu beobachten sind. (W. HUBER, 1947, hat besonders regelmässige Karbonatbänder aus dem Oberalpgebiet beschrieben, S. 594.)
2. Metasomatische Bildung von „Calcit-Granit“ durch Verdrängung des Quarzes, wie eben beschrieben worden ist.

#### d) Gänge, nördliche Randfacies

Lamprophyre sind nicht selten, doch habe ich keine einmessen können, weil sie nur im Blockschutt oder in zerfallenen Gratpartien angetroffen worden sind. Soweit Bestimmungen vorliegen, sind es ebenfalls alles Kersantite wie im Grimsel-Granodiorit.

Aplite sind viel seltener als im Grimsel-Granodiorit und kommen zudem nur in schmalen (einige cm mächtigen) Gängen vor. Genauere Untersuchungen sind nicht durchgeführt worden.

Die Abtrennung einer sauren nördlichen Randfacies wurde nicht durchgeführt. Zwar ist eine solche zuweilen deutlich zu beobachten, doch sind die Unterschiede meist zu klein und die Übergänge zu fließend, als dass sich eine Sonderstellung rechtfertigen würde. WYSS (1932) hat dem nördlichen Rand des südl. Aaregranits einen 8 km langen Aplitgang folgen lassen — meiner Meinung nach handelt es sich dabei um die besprochene saure Randfacies.

### D. ZONE DER KRISTALLINEN SCHIEFER ZWISCHEN GRIMSEL-GRANODIORIT UND SÜDLICHEM AAREGRANIT (= GSZ)

(Gneis-Schiefer-Zwischenzone = GSZ, Taf. IV, Abb. 9 und Fig. 10)

#### 1. Übersicht

Die GSZ zieht sich aus dem Dach der kristallinen Schiefer des Aar-massivs über das Oberaarrothorn der rechten Talflanke der Sidelhorn-kette entlang, weitet sich an der Oberaaralp stark aus, bedingt weiter östlich die Einmündung des Trübtensees, zieht über den Grimselpass und keilt östlich des Hotels Belvédère am Furkahorn aus. Die Mächtigkeit der GSZ erreicht an der Oberaar den grössten Betrag (= 750 m) und nimmt gegen Osten stetig ab. Die Gliederung des Gebirgskörpers ist

durch diese teilweise weiche Gesteinszone stark beeinflusst. So sind der mächtige Oberaarboden, die beiden Tröge des Trübten- und Totensees und die Einsattelung des Grimselpasses daran gebunden. Am klarsten hat bis jetzt Wyss (1932) diese GSZ charakterisiert. Er schreibt:

„Ich möchte sie ... auffassen als schmalen Streifen des ehemaligen gemeinsamen Daches, das während und nach der Granitintrusion immer mehr isoklinal eingefaltet wurde, bis es endlich trennte, was es ursprünglich verbinden half. Keinesfalls kommt dieser Zone die Bedeutung einer tiefgreifenden Scheidewand zweier Teilmassive zu.“

Der Hauptkomplex der GSZ besteht aus relativ sauren granitoiden Gneisen, meist sind sie „tektonisch brecciös“ (siehe Seite 231) stellenweise sind sie aber auch stark verschiefert. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine kann auf kleinem Raum recht stark variieren, stärker als dies innerhalb der beiden Granite im N und S je vorkommt. Als Charakteristikum besitzen die tektonisch brecciösen Gneise ein Netzwerk feiner und feinsten Adern von kataklastischen, rekristallisierten und neugebildeten Mineralien. Die Gneise sehen im Felde, teilweise auch im Dünnschliff, sehr granitisch aus.

Die Gneise gehen im Streichen stellenweise in Bändermigmatite über. Die basischen Anteile der Migmatite sind vorwiegend Biotit-Epidot-Schiefer, doch kommen auch sehr basische Biotitschiefer und Chlorit-schiefer vor. Wahrscheinlich gehört auch das kleine Amphibolit-Vorkommen an der Oberaar in eine Migmatit-Zone. Die sauren Anteile der Migmatite entsprechen im allgemeinen den granitoiden Gneisen. Zum Teil lassen sich allerdings makroskopisch und mikroskopisch quarzreiche und feldspatreiche Bänder unterscheiden. Besonders auffällig sind die folgenden Migmatit-Vorkommen:

Grimselpasshöhe: Staatsstrasse bei der Kantonsgrenze und südwestlich davon,

Weg zur Husegg auf 2370 m Höhe,

Oberaarstrasse, etwas unterhalb Berghaus Oberaar und linke Talseite der Oberaar, soweit als sich hier die GSZ erstreckt.

Am Kontakt der GSZ mit den Graniten sind verschiedenerorts Augengneise mit starker aplitischer Durchaderung ausgebildet. Wahrscheinlich gehören auch sie genetisch in den Verband der granitoiden Gneise und Migmatite.

Konkordant eingeschaltet in die granitoiden Gneise sind mächtige Gänge von erstaunlich frischem Quarzporphyr. Kleinere Gänge sind dagegen stark verschiefert und können nur deshalb genetisch gedeutet

werden, weil Übergangsfacies zu den strukturell eindeutig bestimmbareren Quarzporphyren vorhanden sind. Die Quarzporphyre sind gut an der rötlichen Verwitterungsfarbe zu erkennen und stellen das Leitgestein für die ganze GSZ dar. Genetisch können sie mit den Granitintrusionen in Zusammenhang gebracht werden.

Ebenfalls in der GSZ liegt ein junges Vorkommen von chalcedonhaltiger Spaltenbreccie (siehe S. 257).

Der GSZ ist früher öfters das Prädikat sedimentogen gegeben worden (HUGI, 1934). Postgranitische Sedimente haben aber bis heute nicht nachgewiesen werden können, und prägranitische Migmatite dürfen nicht einfach als sedimentogen bezeichnet werden — wie auch immer die Stellungnahme dem „Granitproblem“ gegenüber sein mag. Deshalb ist das Prädikat „sedimentogen“ für die GSZ nicht mehr zu gebrauchen.

Die tektonisch brecciösen Gneise haben im allgemeinen ein sehr granitisches Aussehen und können leicht mit dem südlichen Aaregranit verwechselt werden. Zusammen mit den verschieferten Gneisen und den Bändermigmatiten stellen sie wahrscheinlich Überreste eines anatektischen Granits mit breitem Migmatitsaum aus den Hüllgesteinen der Aaregranite dar. Dieser Auffassung entspricht die nachfolgende Gliederung der petrographischen Beschreibung der Gesteine der GSZ.

Es ist aber durchaus möglich, dass der effektive Sachverhalt komplizierter ist, d. h. dass das Altkristallin aus genetisch grundsätzlich verschiedenen Gesteinstypen besteht. Es ist auch möglich, dass kleine Teile der GSZ genetisch zum südlichen Aaregranit oder zur südlichen Randfacies des Grimsel-Granodiorits gehören. Entweder wären diese Teile tektonisch abgeschnitten worden oder würden kleine apophysenartige Intrusionen in die GSZ hinein darstellen. Hinweise zur Lösung des genetischen Problems der GSZ könnten systematische chemische Untersuchungen geben, die aber bis heute noch nicht gemacht worden sind.

Die Kontakte der GSZ zu den beiden Intrusivgesteinen im N und im S sind tektonisch überprägt. An einigen Stellen greift allerdings die GSZ über die tektonische Linie in die Randfacies des Grimsel-Granodiorits hinein. Die vorhandenen Primärkontakte lassen keinerlei gegenseitige Beeinflussungen erkennen, sie sind absolut scharf.

## 2. Altkristallin

### a) Granitoide, tektonisch brecciöse bis schiefriige Gneise

Es ist ausserordentlich schwer, die verschiedenen granitoiden Gneise gesamthaft zu beschreiben und dabei allen Gesteinsvarietäten gerecht zu

werden. Der Quarzgehalt schwankt zwischen 25 und 50 Vol.-%. Zum grössten Teil ist der Quarz rekristallisiert. Trotzdem sind die kleinen rekristallisierten Körner vielfach noch undulös auslöschend. Häufig bildet der Quarz im Gestein monomineralische Nester oder Züge und verkittet zerbrochene Feldspäte.

Die *Plagioklase* (20—50 Vol.-%) sind heute vorwiegend Albit.

Verschiedene An-Bestimmungen haben Werte von 0—6% An ergeben und nur eine von 13% An: granitoider Gneis, Oberaarstrasse oberhalb Gasthaus Oberaar = einschlussreicher Oligoklas). Die meisten Plagioklase sind nur klein und häufig ineinander verzahnt. Die nicht rekristallisierten Mineralkörner sind teilweise dicht gefüllt mit kleinen Sekundärmineralien, mit oder ohne einschlussfreiem Rand. Kataklastische Erscheinungen sind allgemein, viele neugebildete Albite sind leicht verschert und weisen verbogene Zwillingslamellen auf.

In ungefähr der Hälfte der Dünnschliffe habe ich keinen *Kalifeldspat* entdecken können. Ist aber Kalifeldspat vorhanden, dann überwiegt er im allgemeinen gegenüber dem Plagioklas.

Die meisten sind deutlich perthitisch (bis 15% Albit-Substanz), immer xenomorph und relativ klein. Schön gegitterte Mikrokline sind recht selten.

Der Anteil an Phyllosilikaten schwankt zwischen 8 und 20%. Die *Biotite* (es sind überwiegend olivbraune oder olivgrüne Varietäten ohne Fremdmineralien) können bis zu etwa 50% chloritisiert sein. Die Einheitlichkeit der *Chlorite*, wie sie in den Graniten festgestellt werden kann, ist hier nicht vorhanden. Im Dünnschliff können braune, rotviolette, blauviolette, stahlblaue und grüne Interferenzfarben beobachtet werden, dabei sind die braunen und rotvioletten Chlorite optisch positiv, die andern optisch negativ; es ist die ganze Serie der Prochlorite vertreten: (Mg-Prochlorit?), Prochlorit, Fe-Prochlorit und Thuringit. Chlorit, der nicht aus Biotit entstanden ist, scheint nicht vorhanden zu sein. Mit zunehmender Verschieferung nimmt der *Sericit-Muskovit*-Gehalt zu, der Biotitgehalt ab. In zwei Dünnschliffen habe ich schwach gelbgraue Sericite beobachten können. In den schiefrigen Gneisen sind die Phyllosilikate in einer Ebene gut eingeregelt, ohne aber im allgemeinen eine Lineation zu zeigen. Dagegen ist in den tektonisch brecciösen Gneisen eine Einregelung kaum vorhanden, jedoch eine Anreicherung auf den unregelmässig verlaufenden Adern. Übergänge sind vielfach vorhanden. Der *Epidot*gehalt übersteigt 2% nur selten (Pistazit:  $\Delta = 0,025—0,035$ ). *Titanit* ist in unwesentlichen Mengen, feinkörnig und xenomorph, häufig vorhanden, ebenso *Orthit*, verschiedene *Erze* (Ilmenit, Pyrit, Fe-Oxyde)

und *Zirkon*. In Form (idiomorph, Prisma und Pyramide langsäulig) und Frische unterscheiden sich die Zirkone nicht von denjenigen in den Graniten, doch sind sie eher kleiner, weniger dicht vorkommend und statistisch verteilt. Die *Calcit*-führung kann bis über 5% betragen, ist aber im allgemeinen unbedeutend oder nicht existent.

Selten und immer nur in sehr geringen Mengen ist *Granat* vorhanden, z. B. an der Grimselstrasse beim Kontakt mit der sauren Randfacies des Grimsel-Granodiorits. Es sind kleine idiomorphe, z. T. stark kataklastisch veränderte Mineralkörner. Spezielle Untersuchungen haben folgende Werte geliefert:

Gitterkonstante $a_0$	= 11,706 Å
Lichtbrechung $n$	= $1,786 \pm 0,003$ (schwankend)
MnO <sub>2</sub> -Gehalt	= 10,1 %
	entspricht = 24 Mol-% Spessartin

Auch dieser Granat, ebenso wie der auf S. 246 beschriebene, aus dem südlichen Aaregranit stammende, ist nach den Diagrammen von SRIRAMADAS (1957) am ehesten ein Grossular-Spessartin-*Almandin*.

Die wahrscheinlichste Erklärung für die Genese ist die, dass der Granat als epimetamorphes Mineral alpidisch neu gebildet worden ist. Dafür spricht sein Vorkommen in zwei ganz verschiedenen Gesteinszonen und seine Anreicherung auf Klufflächen: In der GSZ auf der alpidischen Schieferungsfläche und im südlichen Aaregranit auf dem Kluftsystem N 160° E/steil W.

#### b) Bänder-Migmatit, basischer Anteil

Wie weiter oben schon erwähnt, besteht der basische Anteil der Bänder-Migmatite vorwiegend aus Biotit-Epidot-Schiefer. Jedes Migmatit-Vorkommen hat jedoch seine mineralogischen Besonderheiten. Im folgenden soll auf die Hauptvorkommen etwas näher eingegangen werden.

Auf der *Grimsel-Passhöhe* führt der Biotit-Epidot-Schiefer 30—40 Vol.-% braunen Biotit, der zur Hälfte in optisch positiven Prochlorit umgewandelt sein kann. Der Epidotgehalt erreicht etwa 20% und der Plagioklasanteil beträgt 20—30%. Die Muskovitführung variiert in weiten Grenzen. Daneben sind wesentlich am Aufbau des Gesteins beteiligt: Quarz, rekristallisiert, auf Bewegungsbahnen, 5—10 Vol.-%, und Titanit, vorwiegend mit Ilmenitkernen, ca. 4 Vol.-%.

Das Vorkommen *unterhalb der Husegg* ist ärmer an Epidot und Titanit. Die braunen Biotite sind etwa zur Hälfte chloritisiert: Prochlorit, optisch

positiv,  $\Delta = 1,621 \pm 0,001$ . Dafür ist die Quarz-Führung grösser und das Gestein enthält ca. 15 Vol.-% Calcit. An der *Oberaar unterhalb des Berghauses* ist das Gestein sehr fein lamelliert. Basische und saure Züge können sogar im Dünnschliff beobachtet werden. In den beinahe reinen Biotit-Muskovit-Chlorit-Lamellen liegen sehr schöne, langgestreckte, idiomorphe Epidote:  $\Delta$  ca. 0,040,  $2 V_\gamma = 75^\circ$ , optisch negativ. Folgende Flächen lassen sich gut erkennen: (100), (001), (210) und (101). Aus diesem Gestein ist im Grimselgebiet bis jetzt der Mg-reichste Chlorit bestimmt worden: optisch negativ,  $n_\beta = 1,613 \pm 0,002 = \text{Mg-Prochlorit}$ .

Auf der *linken Talseite der Oberaar* ist ein Chloritschiefer angetroffen worden, der aus dem weiter unten besprochenen Amphibolit entstanden ist. Neben etwa 55 Vol.-% Albit besitzt dieses Gestein vor allem Chlorit (über 30%) mit reliktscher, grüner Hornblende (siehe Beschreibung des Amphibolits auf S. 253).

#### c) Biotitschiefer

Etwas nordwestlich des Trübtensees sind schwarze Biotitschiefer vorhanden, die zu 60—70 Vol.-% aus einem braunen Biotit (ohne Olivtöne) bestehen. Innig verwachsen mit dem Biotit ist Muskovit (ca. 10%). Daneben enthält der Schiefer rekristallisierten Quarz und Plagioklas (= Albit), beide sehr feinkörnig. Kalifeldspat habe ich nicht nachweisen können, dagegen sind andere wesentliche Bestandteile: Titanit, Epidot und Erz, alle ebenfalls sehr feinkörnig. Die braunen Biotite weisen z. T. pleochroitische Höfe auf, die jedoch nicht von Zirkon oder Orthit herühren, sondern von kleinen Erzkörperchen. Ausser an der angegebenen Fundstelle kommen Biotit-Schiefer (z. T. mit bedeutend mehr Erz) sporadisch in der ganzen GSZ vor.

#### d) Augengneise am Kontakt mit den Graniten

Südwestlich des Trübtensees und von hier weiter nach W kommen in wechselnder Mächtigkeit (bis ca. 20 m) mit Apliten durchaderte Augengneise vor, entlang dem Kontakt GSZ/südl. Aaregranit.

Die „Augen“ sind Agglomerationen verschiedener Feldspäte. Die Plagioklase sind xenomorph bis hypidiomorph und enthalten ein so dichtes Filzwerk von Sericit-Epidot, dass z. T. kaum die Korngrenzen des Wirtminerals erkannt werden können. An-Bestimmungen sind nicht möglich. Kalifeldspäte dringen z. T. amöbenartig in die Plagioklase ein.

Sie erscheinen fleckig, ebenfalls bespickt mit Sekundärmineralien und lassen eine Mikroklingitterung nur bei kleinen Kristallen erkennen. Die Albit-Ausscheidung ist nur schwach. Der Quarz löscht stets undulös aus, weist im allgemeinen Pflasterstruktur auf und ist eher selten rekristallisiert. Eine Häufung von sekundären Mineralien und Akzessorien auf feinen Rissen und Verschieferungsbahnen ist ausgeprägt: Olivgrüner Biotit, Sericit, Epidot (= Pistazit), Calcit, Granat (idiomorph, z. T. verschert) und Titanit, Orthit, Zirkon. Die intensive Aplitdurchaderung geht wahrscheinlich vom südl. Aaregranit aus, ist jedoch durch die tektonische Bewegungslinie abgerissen. Auch am Nägelisgrätli, auf 2310 m Höhe, konnten feinkörnige Augengneise beobachtet werden. Die „Augen“ bestehen hier vorwiegend aus frischem Plagioklas.

### e) Amphibolit

#### *Vorkommen*

Bis jetzt ist in der GSZ an einer einzigen Stelle am Weg von der Oberaarstaumauer zum Oberaargletscher (ca. 200 m westl. der Staumauer) Amphibolit aufgefunden worden, und auch hier tritt das Hornblendegestein nur als kleiner Kern in Chloritschiefer auf. Der ganze Komplex links des Oberaarbaches besteht aus migmatischen Partien von stark verschieferten, granitoiden Gneisen, Chloritschiefern (mit Amphibolitkernen) und Quarzporphyren (zum Leidwesen der Kraftwerke Oberhasli, denn das linke Fundament der Oberaarstaumauer liegt darin).

#### *Petrographische Beschreibung*

Die *Albite* (An-Bestimmungen haben 3% An ergeben) sind alle stark albit-lamelliert, zeigen häufig Verbiegungen, seltener Risse und sind xenomorph bis hypidiomorph. Die Füllung mit Sekundärmineralien ist mässig (Sericit, Epidot). Die *Hornblende* ist durch gemeine grüne Hornblende repräsentiert:

Farben im Dünnschliff	$// n_{\gamma} \sim n_{\beta}$	= grün bis oliv
	$// n_{\alpha}$	= hellgrün, leicht oliv
	$n_{\gamma} > n_{\beta} \gg n_{\alpha}$	
Auslöschungsschiefe	$c \wedge n_{\gamma}$	= 20° oder weniger (scheint zu schwanken)
Achsenwinkel	$2 V_{\gamma}$	= 76° ± 2°

Die Formen sind idiomorph bis xenomorph. Viele Mineralkörner sind fleckig und zeigen Ausbleichungen am Rande und von Rissen aus, z. T. sind zusätzlich Übergänge der farblosen Hornblende in Biotit festzustellen. Wo die grüne Hornblende aber vollständig umgewandelt ist, geht sie direkt in *Chlorit* über. Chloritbestimmungen haben folgende Daten ergeben:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Optischer Charakter} = \text{negativ, schwer festzustellen, denn} \\ \text{Doppelbrechung } \Delta = \text{beinahe } 0 \\ \text{Interferenzfarbe} = \text{rotviolett} \end{array} \right\} = \text{Prochlorit}$$

$$n_{\beta} = 1,634 \pm 0,002$$

Die *Biotite* sind weitgehend (oder vollständig?) aus Hornblende entstanden, braunoliv, xenomorph, klein und ohne Einschlussminerale. Es scheint, dass die einzelnen Phasen der alpidischen Metamorphose zu verschiedenen Sekundärmineralien geführt haben: Zu Biotit-Epidot einerseits und zu Chlorit-Epidot andererseits. *Epidot* ist immer vorhanden, meist angereichert auf monomineralischen unregelmässigen Gängen. Im allgemeinen sind die Epidote etwas Fe-ärmer als im Granit:  $\Delta = 0,025$  bis  $0,028$ , doch kommen die Fe-reicheren ( $\Delta \sim 0,040$ ), unregelmässig verstreut, ebenfalls vor.

Der *Titanit*gehalt ist charakteristisch: vollständig xenomorphe Mineralien besitzen stets einen Ilmenitkern und sind recht ungleichmässig im Gestein verteilt. In wechselnden Mengen sind *Sericit* und *Calcit* nachgewiesen worden.

### 3. Quarzporphyre

(Zusammen mit andern schweizerischen Alpengeologen verstehe ich unter Quarzporphyren intrusive Gänge saurer Erstarrungsgesteine, die durch Quarzeinsprenglinge gekennzeichnet sind)

#### a) Vorkommen und Textur

Die Quarzporphyre aus der GSZ werden in der vorliegenden Arbeit zum ersten Male beschrieben, sind von WYSS (1932) aber schon vermutet worden (S. 80):

„Die Annahme, ein Teil der Serizitschiefer, welche zwischen südlichem und nördlichem Aaregranit westwärts des Grimselpasses eingefaltet sind, sei mylonitisierter Quarzporphyr, entbehrt nicht der Wahrscheinlichkeit . . .“

Die in der Oberaar vorkommenden Quarzporphyre sind nicht zu Serizitschiefern metamorphosiert, sondern haben z. T. erstaunlich gut

ihre Primärstruktur bewahrt. Man erkennt sie im Feld als mächtige, gelblich anwitternde, konkordant (selten schwach diskordant) eingelagerte Gänge mit plattenförmiger Absonderung. Der grösste Doppelgang (bis 20 m Mächtigkeit) bedingt die Geländerippe, auf der die rechte Seite der grossen Staumauer gebaut ist. Die folgenden Beschreibungen beziehen sich zunächst auf diesen Quarzporphyr.

### b) Mineralbeschreibung

Einsprenglinge: *Quarz* bildet die grössten (bis 3 mm) und häufigsten Einsprenglinge. Die Kristalle sind — wenn von der alpidischen Metamorphose unbeeinflusst — idiomorph oder gerundet, weisen magmatische Korrosionen auf und besitzen selten einen Kranz von radialstrahligen Feldspatleisten. Die Auslöschung ist nicht undulös. Die Dislokationsmetamorphose macht sich aber meist deutlich bemerkbar. Zerrissene Körner mit Rekrystallisationsbahnen sind in jedem Dünnschliff vorhanden, häufig sind die grossen Quarze sogar vollständig rekrystallisiert und bilden ein kleinkörniges Quarzmosaik.

Die *Kalifeldspäte* sind wohl durchwegs Mikrokline. Perthite sind nicht sicher zu beobachten. Die Kristalle sind xenomorph bis hypidiomorph und stellen die jüngsten Einsprenglinge dar. In einem Dünnschliff sind myrmekitähnliche Quarzeinschlüsse in den Kalifeldspäten festgestellt worden, wie sie TRUNINGER (1911) von Quarzporphyren im Gasternmassiv (S. 17/18) beschrieben hat. Die Kalifeldspäte scheinen der Kataklase besonders leicht zu verfallen, zunächst treten kleine Verscherungen auf, dann zerbricht das grosse Kristallkorn und mischt sich mit der Grundmasse. Die Mikrokline treten meist mit Plagioklasen in eigentlichen Feldspatanhäufungen auf.

Die *Plagioklase* sind hypidiomorph bis idiomorph, weisen oft ausgeheilte Rupturen und Verbiegungen auf. Albit ist stark verbreitet. Der Anorthitgehalt der frisch aussehenden Plagioklase ist mit 6% bestimmt worden (evtl. Albitneubildung?).

Das Vorkommen von hexaedrischen *Pyriten* dürfte lokal beschränkt sein. Die Grundmasse ist graneid bis epidoklastisch und besteht im wesentlichen aus den gleichen Mineralien wie die Einsprenglinge plus Phyllosilikate. Der Glimmergehalt ist mit 15 bis 20 Vol.-% des gesamten Mineralbestandes recht hoch. Auffallend ist, dass in den alpidisch relativ wenig beeinflussten Quarzporphyren der *Muskovit*-Anteil gegenüber dem *Biotit*-Anteil stark überwiegt. Die Glimmer sind in Bewegungsbahnen

angeordnet und „umfliessen“ teilweise die grossen Einsprenglinge. Die *Calcit*-führung kann beträchtlich sein (0—5%). *Titanite* erscheinen als „Insekteneier“ auf Glimmerbahnen angereiht. In unwesentlichen Mengen sind ferner beobachtet worden: *Epidot*, *Orthit* (selten), *Zirkon* und *Apatit*. Chlorite fehlen vollkommen.

Erstaunlich ist, dass sich im Schutze grosser Mineralkörner Sphärolithen (Feldspatleistchen mit wenig rekristallisiertem Quarz) erhalten haben, die zusammen mit den radialstrahligen Umrandungen der Quarzeinsprenglinge vorkommen. Der Durchmesser des grössten gemessenen Sphärolithen beträgt 0,4 mm (Abb. 12). Ebensolche hat TRUNINGER (1911) in den Quarzporphyren des Gasternmassivs gefunden.

### c) Schieferfacies der Quarzporphyre

Die Primärstrukturen der Quarzporphyre sind in den mächtigsten Gängen der Oberaar recht gut zu beobachten. In den vielen kleinen und grössern Gängen vom Belvédère an der Furkastrasse bis zur Oberaar sind aber die ursprünglichen Strukturen nicht mehr zu erkennen. Aus den Quarzporphyren sind durch die alpidische Metamorphose stark geschieferte quarzitisches Gneise geworden. Im Felde erkennt man sie an der rötlichen Anwitterungsfarbe, an der selten vorkommenden diskordanten Einlagerung und im Dünnschliff an den linsenförmig ausgezogenen Feldspat- oder Quarzäugen. Der Quarz ist weitgehend rekristallisiert und auf Quarzbahnen angeordnet. Die Feldspäte sind verschert, gerollt, meist aber von der Kataklyse vollständig zerrieben und in kleine, z. T. rekristallisierte Körner aufgelöst. Die Glimmerführung ist recht unregelmässig und schwankt stärker als im oben beschriebenen Gestein. Zudem ist der Biotitgehalt stets relativ grösser; es scheint, dass sich die vorwiegend dunkel oliv-grünen Biotite neu gebildet haben. Zu einem sehr geringen Grad sind die Biotite einiger Vorkommen chloritisiert, wobei durchwegs optisch negative Chlorite mit blauviolettten oder stahlblauen Interferenzfarben entstanden sind (= Fe-Prochlorite). Die Akzessorien sind die gleichen wie in den massigen Quarzporphyren. Auch die plattige Absonderung haben beide Gesteine gemeinsam. Kataklyse mit nachfolgender Stoffsonderung und Rekristallisation (= Kristallisationschieferung) haben die Quarzporphyre in „quarzitisches“ Gneise verwandelt, die genetisch nur schwer gedeutet werden könnten, würden nicht Übergangsglieder bestehen. Der Quarzgehalt der Gneise wird makroskopisch und mikroskopisch leicht überschätzt, weil die kleinen Feldspatkörner — meist ohne Verzwilligung — schwer von Quarz zu unterscheiden sind.

#### 4. Spaltenbreccie östlich des Trübtensees

##### a) Vorkommen und Genese

500 m NE des Trübtensees auf 2470 m Höhe (Koord. 666.65/156.40) befindet sich ein kleiner Talboden, der während des grössten Teils des Jahres halb oder ganz mit Schnee gefüllt ist. Die Abflussrichtung gegen den Trübtensee entspricht ungefähr dem Streichen der GSZ: N 60° E. Das verhältnismässig tiefe Tälchen liegt in einem Gelände mit starkem Gletscherschliff, oben am Wasserlauf und nahe des Grates. Seine Entstehung kann daher nicht nur auf die Erosionstätigkeit des Wassers zurückgeführt werden. Wie auf Seite 264 noch erwähnt wird, sind im Gebiete nordwestlich des Kleinen Sidelhorns junge, wahrscheinlich post-glaciale Brüche vorhanden. Solche Brüche (N 60°—70° E / steil S) haben auch dieses Tälchen entstehen lassen: Sprunghöhe ca. 5 m. An der Hangseite des kleinen beschriebenen Talbodens ist ein brecciöses Gestein anstehend. Die Breccienkomponenten sind in der Grösse stark variierend (mm- bis dm-Bereiche) und bestehen aus granitoidem Gneis, hier z. T. leicht gefältelt. Der Breccienzement ist Chalcedon, Quarzin und Quarz mit mehr oder weniger dunklem Pigment. Die Breccien sind z. T. dicht, besitzen im allgemeinen aber mehr oder weniger grosse Zwischenräume. An einigen Stellen können 2 bis 6 cm grosse Hohlräume beobachtet werden, die Absätze von Chalcedon aufweisen und absolut ebene und praktisch horizontale Oberflächen des Chalcedon aufweisen (~ wie gefrorenes Wasser in einem Gefäss). Das Vorkommen beschränkt sich nicht nur auf die angegebene Stelle, doch ist es hier weitaus am schönsten ausgebildet. Gegen Osten weiten sich die Züge einzelner Breccienvorkommen fächerförmig aus und klingen dann schliesslich ab, z. T. erst jenseits des Grates. Der am weitesten nach S ziehende Vorkommensbereich erreicht den südlichen Aaregranit — sonst aber liegen alle Breccien in der GSZ.

Zuerst ist man geneigt, das ganze Vorkommen als verkittete Hangbreccie zu interpretieren. Dagegen sprechen aber verschiedene Tatsachen:

1. Der Breccienzement ist  $\text{SiO}_2$  und nicht Calcit.
2. Die Breccie ist an einigen Stellen vom Gletscherschliff leicht überprägt.
3. Die Breccie kommt nicht nur am Hang, sondern auch auf dem Grat von der Husegg zum Sidelhorn vor.

Es muss eine andere Erklärung gefunden werden. Bei genauerem Beobachten stellt man fest, dass die Breccierung an tektonische Spalten gebunden ist. Häufig fehlt allerdings die nördliche Spaltenbegrenzung, weil sie von der Erosion abgelöst worden ist. Das ganze Vorkommen ist offenbar das Ergebnis einer recht ausgeprägten tektonischen Spalten-

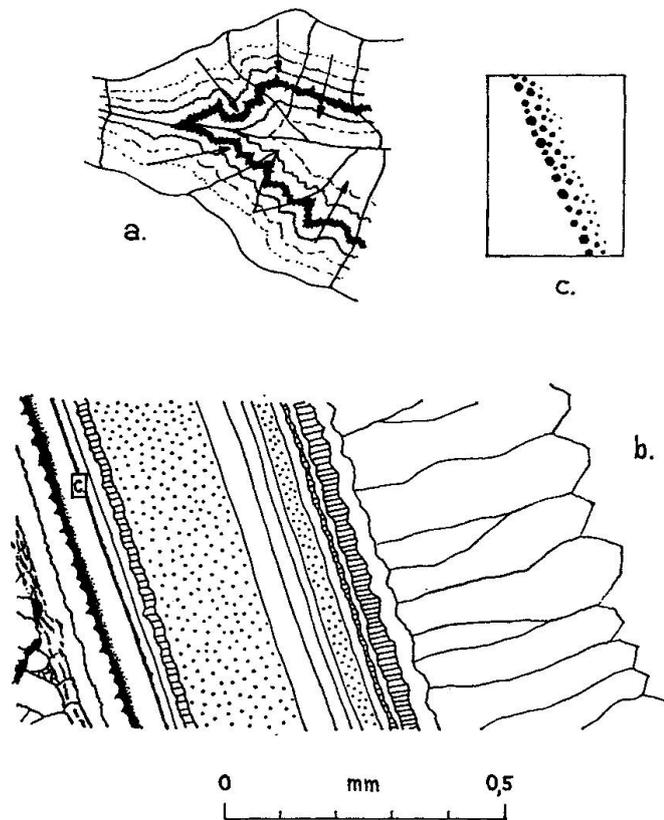


Fig. 6a) und b). Spaltenbreccie östlich des Trübtensees.

- a) Breccienzement. 5 Quarzkörner (die Richtungen der *c*-Achsen sind mit Pfeilen angegeben) mit charakteristischen, konzentrisch angeordneten Streifen aus dunklem Pigment (Pyrit?). Wahrscheinlich ist der Quarz aus Chalcedon entstanden.
- b) Breccienzement. Schnitt durch einen millimeterdicken glasurartigen Überzug aus  $\text{SiO}_2$ . Von links nach rechts folgen sich:
- Breccienkomponente (= granitoider Gneis), dunkles Pigment ist wenig in den Gneis eingedrungen und hat sich oberflächenparallel angeordnet.
  - 5 Schichten Chalcedon, an den Trennflächen mit mehr oder weniger dunklem Pigment = Pyrit (c stellt einen Ausschnitt der 2./3. Chalcedon-Schicht mit Pyrit dar.)
  - Eine Schicht Quarzin.
  - Eine breite Schicht von sehr feinkörnigem  $\text{SiO}_2$ , zu 60% gleich wie Chalcedon auslöschend.
  - Drei Schichten Chalcedon (kein Pigment an den Trennflächen), feinkörniges  $\text{SiO}_2$  (wie oben), Chalcedon, Quarzin, Chalcedon, Quarzin, Chalcedon und zum Abschluss Quarz.
- c) Ausschnitt aus Fig. b) (siehe oben).

bildung mit gleichzeitiger Verkittung der losen Gesteinsteilchen durch aufsteigende  $\text{SiO}_2$ -haltige Lösungen (? telemagmatische Lösungen). Beides ist in Zusammenhang zu bringen mit den oben erwähnten jungen Bruchbildungen.

#### b) Petrographische Beschreibung (Fig. 6 und Abb. 13)

Die Breccienkomponenten brauchen nicht beschrieben zu werden, sie entsprechen dem Altkristallin der GSZ. Der Breccienzement bildet im allgemeinen glasurartige Überzüge von ca. 1 mm Dicke und dringt in alle feinen Risse und Spalten ein. Wenn der Raum zwischen den einzelnen Breccienkomponenten nur 1—2 mm beträgt, ist er vollständig verkittet — dort wo er aber grösser gewesen ist, besteht er noch heute. Allerdings gibt es auch Stellen, wo der Breccienzement bis cm-grosse Räume dicht ausfüllt. Die Siliziumoxyd-Überzüge sind uneinheitlich zusammengesetzt. Schon im Felde kann man gut helle, weisse, opalisierende von bläulich-grauen und beinahe schwarzen unterscheiden. Die dunklen Farben sind durch ein Pigment bedingt, das zur Hauptsache aus kleinsten Pyritkristallen und Sericitfitterchen besteht; ob noch andere Mineralien daran beteiligt sind, hat nicht festgestellt werden können. Die Überzüge sind trotz ihrer geringen Dicke meistens sehr vielschichtig. Zu äusserst ist häufig eine Schicht kleinster Quarzkriställchen. Darunter wechseln Chalcedon und Quarzin mit feinsten Lagen von Pigment rhythmisch ab. Teilweise sind die feinkristallinen Chalcedonanteile nachträglich zu grösseren Quarzkörnern umkristallisiert, die dann eine regelmässige Pigment-Streifung erkennen lassen. Die Pyritführung kann in einer bestimmten Lage recht stark sein, klingt dann langsam ab, um plötzlich wieder stärker, d. h. grobkörniger und dichter aufzutreten. Dort wo Sericit vorkommt, ist meist auch recht viel Pyrit vorhanden. Der Sericit-Pyrit-reiche Zement bildet keine Überzüge im beschriebenen Sinne, sondern füllt grössere Hohlräume dicht aus. Im übrigen sei auf die Zeichnungen verwiesen.

### III. Klüftung und Parallelgefüge im Gebiet des Grimsel-Granodiorits

#### A. BISHERIGE ARBEITEN

Die umfassendste Zusammenstellung über die Gesteins-Klüftung im Grimselprofil des Aaregranits s. l. stammt von W. MINDER (1932, 1933). Nach der Messung von einigen hundert Klüften hat MINDER Klüftrosen

gezeichnet und versucht, mit Hilfe der CLOOSSchen Begriffe die einzelnen Kluftsysteme genetisch zu deuten. Dabei ist er zum Schluss gekommen, dass das ganze Gebiet des Grimsel-Granodiorits magmatektonisch durchaus durchschaubar ist (trotz der alpidischen Metamorphose). Seine magmatektonischen Analysen sind in der Folge allerdings stark kritisiert worden (P. NIGGLI, 1934).

1957 ist eine Arbeit von O. BÄR erschienen mit dem Titel: Gesteinsklüfte und Rundhöcker. Die genauesten Detailuntersuchungen stammen aus der Grimselgegend (Grimsel-Pass, Nägelisgrätli, Räterichsboden). BÄR berücksichtigt entsprechend seinen morphologischen Gesichtspunkten auch die sogenannte Talkklüftung (nach HUGI), die MINDER ausser acht gelassen hat. Trotzdem sind die gegebenen Kluftstatistiken gut mit denjenigen MINDERS und den meinigen zu vergleichen.

A. KVALE (1957) hat im Grimselprofil nur Messungen im Innertkirchner Granit durchgeführt und besprochen.

## B. EIGENE UNTERSUCHUNGEN

### 1. Kluftmessungen und Charakterisierung einzelner Kluftsysteme

Alle von mir im folgenden mitgeteilten Kluftmessungen stammen aus dem Druckschacht des KW Oberaar. Sie wurden bei der systematischen geologischen Aufnahme dieses Stollens gemacht (Fig. 7a und b). Damit fallen die sogenannten Talkklüfte automatisch weg. Der Vergleich meiner Messungen mit denjenigen MINDERS wird dadurch erschwert, dass MINDER das Fallen der Kluftflächen nicht angegeben hat. Doch sind Vergleiche möglich, dank seiner im Text gegebenen Beschreibung der von ihm gefundenen Kluftsysteme.

In Tabelle 6 sind die vier Hauptmaxima von Kluftflächenlagen zusammengestellt, wie sie sich aus den drei Arbeiten von MINDER (1932, S. 379, 1933, S. 296), BÄR (1957, S. 8/9) und der vorliegenden gemeinsam ergeben. Die Bezeichnungen: herzynisch, herzynische Endphase und alpidisch entsprechen der MINDERSchen Interpretation und sollen nachfolgend noch diskutiert werden. Die Übereinstimmung der Kluftstatistiken ist recht gut, trotzdem die Messungen von BÄR am Grimselpass über das Gebiet des Grimsel-Granodiorits hinausreichen und trotzdem bei ihm die vielen Talkklüfte die allgemeine Übersicht etwas verwischen. Die Messungen unter Tag entsprechen ungefähr dem Durchschnitt der Messungen über Tag.

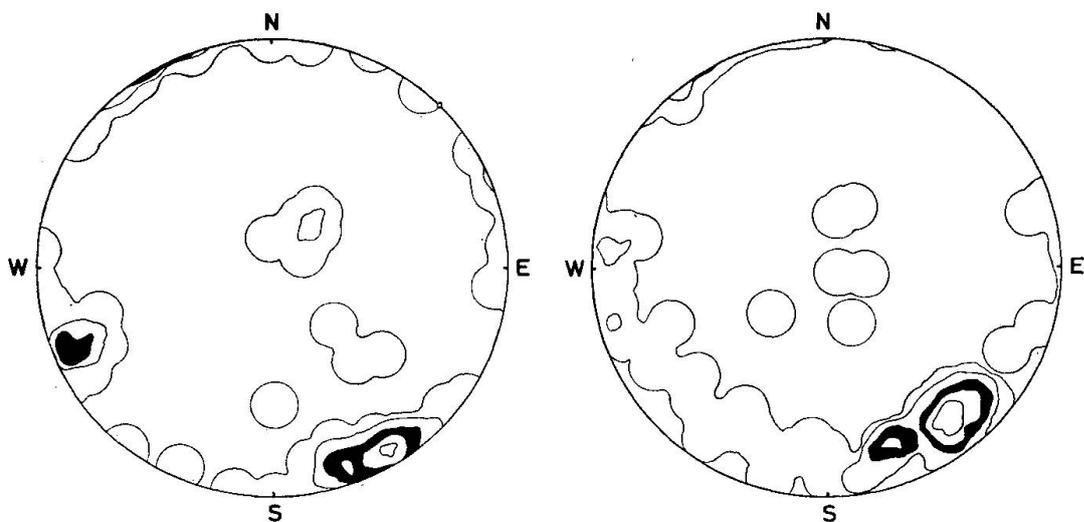


Fig. 7a (links): Kluftlagen von 92 gemessenen Klüften aus dem Druckschacht: Steilstrecke. Auf 1% der Projektionsfläche liegen 1—4, 5—9, 10 bis 14 (= schwarz), 15—19, 20 und mehr Klüfte.

Fig. 7b (rechts): Kluftlagen von 120 gemessenen Klüften aus dem Druckschacht: Horizontalstrecke. Auf 1% der Projektionsfläche liegen 1—4, 5 bis 9, 10—14 (= schwarz), 15—19, 20 und mehr Klüfte.

Fig. 7. Kluftlagen-Statistik aus dem Druckschacht des KW Oberaar. Projektion der Flächenpole der obern Halbkugel auf das SCHMIDT'sche Netz (= flächentreue Projektion).

Tabelle 6

Einteilung nach MINDER	MINDER (602 Messungen)		BÄR* (602 Messungen)		STALDER (212 Messungen)	
	Rang	Kluftlage	Rang	Kluftlage	Rang	Kluftlage
S-Klüfte } herzynisch Q-Klüfte }	3.	N 68° E/steil S	3.	ca. N 74° E/84° S	3.	N 70° E/76° S
	2.	N 160° E/68° (?) S	1.	N 152° E/85° W	2.	N 162° E/82° W
	4.	N 100° E/steil S	4.	N 103° E/ca. 73° S		unklar
Nebensystem (herzynische Endphase)						
S-Klüfte alpidisch	1.	N 48° E/73° S	2.	N 63° E/80° S	1.	N 56° E/78° S

\* Die angegebenen Werte sind der Fig. 3 auf Seite 9 entnommen.

Nach der Interpretation MINDER können die existierenden Kluftsysteme zwei verschiedenen geologischen Geschehen zugeordnet werden: dem magmatektonischen (herzynisch) und dem dislokationsmetamorphen (alpidisch). Das alpidische Alter der Hauptkluftlage = Hauptschieferung (= N 56° E/78° S) ist evident. Umstritten ist die Interpretation des andern Kluftlagen-Maximums von N 70° E/76° S. Offensichtlich ist dieses Kluftsystem älter als die alpidische Schieferungsklüftung. Das Schneiden zweier steiler Kluftsysteme zwischen N 50° E und N 80° E (Winkel 10°—20°) ist im Felde immer wieder zu beobachten. In der Nähe eines starren geologischen Körpers (z. B. dem Aplitstock vom Vorderen Kessiturm) ist ein Abweichen der Paralleltexur, die im allgemeinen mit dem alpidischen System von N 56° E zusammenfällt, häufig, und zwar stimmt dann die Paralleltexur ungefähr mit dem Kluftsystem von N 70° E überein. Alle Beobachtungen sprechen dafür, dass ein älteres System von S-Klüften (S-Klüfte im Sinne der heutigen, nichtgenetischen Interpretation) im Gebiet des Grimsel-Granodiorits existiert. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich um ein herzynisches System handelt, doch möchte ich sehr bezweifeln, dass das System als magmatektonische S-Klüfte (= Längenküfte im Sinne CLOOS') interpretiert werden darf, viel eher sind es tektonische S-Klüfte (= Schieferungsklüfte). Das von MINDER als magmatektonische Q-Klüftung erklärte System der Flächenlage N 160° E passt besser zu den herzynischen als zu den alpidischen S-Klüften. Wahrscheinlich ist es die tektonisch bedingte Querklüftung der alten, herzynischen S-Klüftung, die durch die alpidische Dislokationsmetamorphose nicht überprägt werden konnte, sondern auch hier als Querklüftung funktionierte.

Im folgenden sei das Kluftsystem N 160° E/steil W noch etwas genauer charakterisiert. Das System wird repräsentiert durch scharf durchsetzende Klüfte, die häufig auf mehrere Dekameter verfolgbar sind. Zuweilen scheinen die Klüfte etwas geöffnet; auf ihren Kluftflächen zeigt sich eine interessante Mineralbildung: Ca. 75% sind mit Chlorit belegt, sehr häufig ist Karbonat (Calcit und Ankerit) vorhanden, Pyrit ist nicht selten, und Bleiglanz und Zinkblende sind an einigen wenigen Stellen von MINDER und von mir gefunden worden. Das flankierende Gestein dieser mineralreichen Klüfte zeigt auf mm- (oder cm-) Breite schwache Ausbleichung wie die alpidischen Zerrklüfte. In den massigeren Partien des Grimsel-Granodiorits ist das System sehr ausgeprägt, in stärker alpidisch überprägten Partien setzen die Klüfte des Systems nicht mehr scharf durch, sondern können gestaffelt sein und in Mylonitisierungszonen fehlen sie vollkommen.

MINDER nimmt an, dass die Mineralbildung auf den Kluftflächen hydrothermalen herzynischen Endphasen zuzuschreiben ist. Dieser Schluss ist nicht zwingend; denn während der Bildung der alpidischen Zerrklüfte ist der ganze Gebirgskörper von hydrothermalen Lösungen durchströmt worden, und diese könnten somit auch für die Bildung der fraglichen Kluftbeläge in Frage kommen. Sichere Beweise für die eine oder die andere Interpretation habe ich nicht gefunden.

Zusammen mit den erwähnten Kluftbelag-Mineralien zählt MINDER auch den Molybdänglanz auf. Ich habe drei Fundpunkte dieses Minerals festgestellt (Räterichsboden, Haarnadelkurve am Fusse der Staumauer 50 m strassenaufwärts; Grimselnollen, Beginn der Nollenstrasse; Druckschacht, Meter 582) und überall die Richtung der Mo-glanzbesetzten Kluft eingemessen. Die Werte sind die folgenden:

N 125°—140° E/68° S	Räterichsboden
N 50° E/⊥	Grimselnollen
N 140° E/62° S	Druckschacht

Mo-Glanz-Flitter durchsetzen mm-, z. T. cm-weit parallel zur Kluftfläche das Gestein, während die früher aufgezählten Mineralien im wesentlichen auf der Kluftfläche vorkommen. Diese Unterschiede lassen eine gemeinsame Genese mit den weiter oben aufgezählten Mineralarten unwahrscheinlich werden; das herzynische Alter des Mo-Glanzes wird kaum bestritten (siehe auch KOENIGSBERGER, 1914).

Das Kluftsystem N 100°—110° E ist bei meinen Kluftmessungen nicht deutlich geworden, es ist jedoch unbestreitbar vorhanden. Die meisten Grateinschnitte beidseits des Bächlitales sind z. B. durch das System N 110° E oder N 60° E bedingt. Im Druckschacht tritt dieses System aber

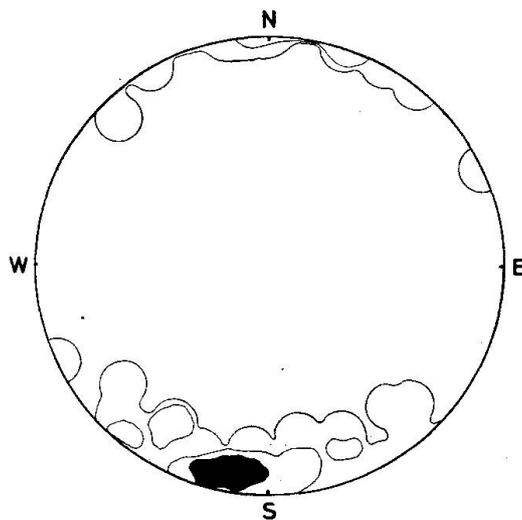


Fig. 8. Flächenlagen von 66 eingemessenen Apliten aus dem Druckschacht. Auf 1% der Projektionsfläche liegen 1—4, 5—9, 10 und mehr (= schwarz) Flächenpole. (Konstruktion wie Fig. 7.)

sehr deutlich als „Aplit“-richtung in Erscheinung, wie Fig. 8 zeigt. Dies hat MINDER bewogen, das Kluftsystem der herzynischen Endphase zuzuordnen.

Die bis jetzt besprochenen Kluftsysteme fallen alle steil nach SE, S oder WSW. Eine  $\pm$  horizontal durchsetzende Klüftung ist unter Tag ebenfalls festgestellt worden mit einem ausgeprägten relativen Maximum bei N 120°—130° E/20°—30° NE. Dieses System ist an der Oberfläche nur schwer zu erkennen. Im Stollen ist es nicht nur infolge seiner Lage, sondern noch mehr infolge der durchwegs vorhandenen Karbonatbelegung (Ankerit, evtl. Calcit) auffällig, die bald nach Erschliessung rotbraun anwittert. Alle besprochenen Kluftsysteme zeigen im Bereich des Grimsel-Granodiorits — und innerhalb meines Arbeitsgebietes — eine auffallende Persistenz. Nur aus diesem Grunde ist die obige Betrachtungsweise überhaupt gerechtfertigt. MINDER hat auch den zentralen Aaregranit klufttektonisch bearbeitet. Verschiedene Detailuntersuchungen — vor allem in den Stollen der KWO — haben mich belehrt, dass eine gleiche Persistenz der Kluftsysteme hier nicht vorhanden ist und nur *ausgedehnte* Kluft- und Gefügeanalysen zu sicheren Ergebnissen führen könnten.

## 2. Bruchsysteme und tektonische Linien

### a) Alpidische Systeme

Viele alpidische Brüche durchziehen das Untersuchungsgebiet. Bewegungslinien verlaufen vor allem  $\pm$  parallel zum Streichen in der GSZ, aber auch das Gebiet des Grimsel-Granodiorits ist von Bruchlinien durchzogen. Allerdings sind Rutschharnische selten anzutreffen, dafür sind Ruschelzonen sehr häufig. Im Druckschacht sind in den Ruschelzonen zuweilen knetbare Ruschelletten beobachtet worden, die vom Gebirgsdruck langsam herausgequetscht wurden (mm-Beträge pro Monat). Eine DTA-Untersuchung hat ergeben, dass diese Letten (Druckschacht, Meter 165) keine Tonminerale enthalten, ca. 5% Quarz aufweisen und vor allem aus Feldspatsubstanz bestehen. Eine genauere Untersuchung der alpidischen Bewegungssysteme ist nicht erfolgt.

### b) Postglaciale Brüche

Nach dem Studium der Arbeit von ECKARDT (1957) bin ich zum Schluss gekommen, dass auch im Grimselgebiet (GSZ und südl. Aare-

granit) postglaciale Brüche vorhanden sind. Allerdings ist ihre Erkennung und Deutung schwieriger als im Tavetsch<sup>6)</sup>.

Die aufgefundenen Brüche liegen alle im WNW und SW des kleinen Sidelhorns. Die grösste Bruchspalte — auf der Landeskarte 1 : 50 000 gut zu erkennen — zieht mit einem Streichen von N 80° E/steil S über die südlichere Einsattelung der Trübseelücke. Der N-Flügel ist um 10—20 m relativ gehoben. Dieser Bruch ist über 1,5 km Erstreckung vor allem auf der N-Seite der Sidelhornkette zu verfolgen. — Die übrigen Brüche streichen N 60°—70° E/steil S und sind nur auf einige 100 m beobachtbar. Die N-Flügel sind stets gehoben, die Sprunghöhen betragen 1—4 m.

### 3. Planare und lineare Paralleltecturen

(Fig. 33)

Das Gefüge der Gesteine meines Untersuchungsgebietes ist nicht genauer untersucht worden. Mikroskopische Gefüge-Analysen sind keine durchgeführt worden. Es liegen einzig einige makroskopische Feldbeobachtungen vor, die jedoch keinesfalls als umfassend oder abschliessend bezeichnet werden könnten.

Im Gebiete des südlichen Aaregranits fällt auf, dass Lineationen auf den Schichtflächen fast vollständig fehlen. Es sind Texturen mit einem  $c \perp s$  ohne andere Richtungen (nach SANDER, 1948) vorhanden, also offenbar sogenannte S-Tektonite (nach TURNER-VERHOOGEN, 1960), die wahrscheinlich durch reine Druckschieferung entstanden sind. Die gleiche Beobachtung kann man im Gesteinsverband der GSZ machen, doch kommen hier auch lineare Texturelemente vor, die aber nicht untersucht worden sind. Eindeutige und allverbreitete Lineationen weist der Gesteinsverband des Grimsel-Granodiorits auf. (Nur die massigsten Partien lassen makroskopisch keine Paralleltecturen erkennen.) Die Lineationen auf den steilstehenden Schieferungsflächen weichen meist nur wenig von der Fallinie ab. Die Lineationen sind bedingt:

1. Durch Glimmer-Anreihungen ( $c$ -Achse der Glimmer mehr oder weniger  $\perp s$ ).
2. Durch die langgezogenen Aggregate der andern sekundären Mineralien (Chlorit, Albit, Quarz; nicht aber Epidot und Calcit).

---

<sup>6)</sup> Moränenverstellungen sind nicht zu beobachten. Die jungen Brüche manifestieren sich im wesentlichen nur in Nackentälchen. Östlich des Trübtensees ist ein genetischer Zusammenhang mit den Spaltenbreccien anzunehmen.

3. Durch die häufigen Elongationen der basischen Schollen, die allerdings schon voralpidisch ungefähr gleich eingeregelt sind, durch die alpidische Metamorphose aber weiter gelängt worden sind.

#### IV. Postalpidische Veränderungen im Gebirgskörper

##### 1. Die Talklüftung

Vor allem HUGI (1922, 1929, 1934) hat verschiedentlich auf die auffällige Erscheinung der Abschaltungsklüftung parallel der Taleinschnitte im massigen Granit hingewiesen. Er führte die Ursache auf die thermische Abkühlung von den Talwänden aus zurück. Heute werden mehrheitlich Druckphänomene (= Druckentlastung) als Ursache der Bildung von Talklüften angesehen. Hier soll die Genese der Talklüftung jedoch nicht diskutiert werden, es sollen lediglich einige Tatsachen mitgeteilt werden. Nach den allgemeinen Beobachtungen ist der Fallwinkel der Talklüftung um einen bestimmten Winkel ( $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ ) kleiner als derjenige des Talhanges. Dies stimmt aber nur für Taleinschnitte mit starker Flusserosion in jüngster geologischer Zeit. Dort wo die Gesteinsoberflächen der Trogschultern seit der letzten Vergletscherung in ihrer Anlage unverändert geblieben sind, verläuft die Talklüftung diesen genau parallel, im Streichen und im Fallen (MINDER, 1932). An einer solchen Stelle — mit Talklüftung // Hangfläche — ist durch die KWO beim Bau des Zulaufstollens KW Oberaar ein Fensterstollen erstellt worden, das sogen. „Trübenfenster“. Durch genaue Messungen aller vorhandenen Kluftflächen konnte festgestellt werden, wie weit in den Gebirgskörper hinein diese Talklüftung reicht. Die Ergebnisse sind in Fig. 9 dargestellt.

Von 50 zu 50 m ist je ein Diagramm der vorkommenden Klüfte gezeichnet (SCHMIDT'sche Darstellung). Der Mittelpunkt des kleinen Kreises gibt den Pol der Hangfläche an. Drei parallele Klüfte unmittelbar nebeneinander bezeichnen eine Ruschelzone.

	Tal- Klüfte	Klüfte vom System N $125^{\circ}$ E / $25^{\circ}$ NE mit Karbonatbelegung
0 m — 50 m	6	0
50 m — 100 m	4	1
100 m — 150 m	1	1
150 m — 200 m	2	4
200 m — 250 m	0	0
250 m — Zulaufstollen	0	?

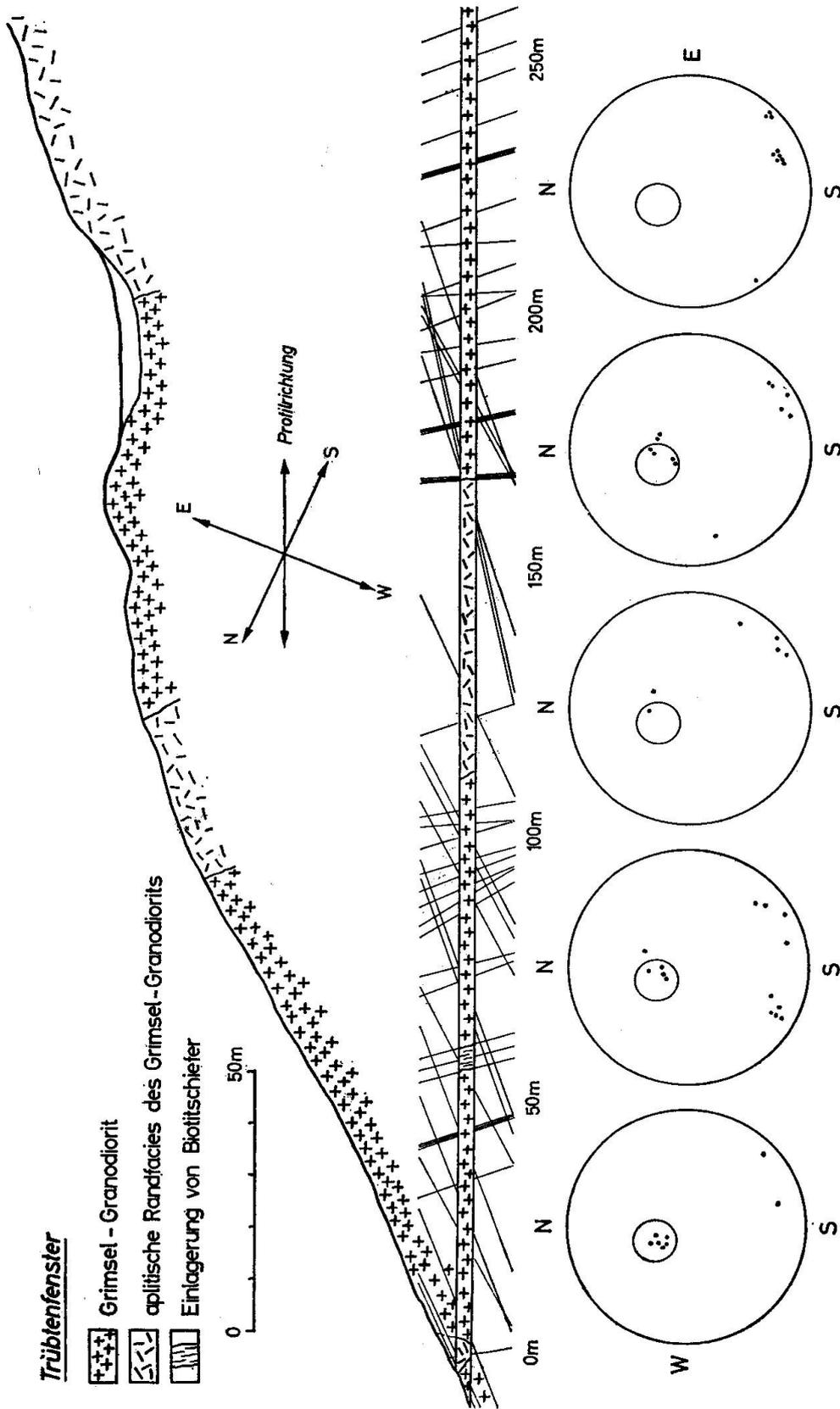


Fig. 9. Trübenfenster-Talklüftung. Projektion der Flächenpole der oberen Halbkugel auf das SCHMIDTSche Netz. Erklärung siehe Text.

Im Zulaufstollen selbst, der weiter innen im Gebirgskörper (325 m) verläuft, ist auf der ganzen Länge keine einzige sichere Talkluft festgestellt worden.

## 2. Äusserungen des Gebirgsdrucks beim Kraftwerkbau

### a) Der Bergschlag

(Bergschlag: Explosionsartig auftretende, dünnplattige Ablösungen von einem durch Bautätigkeit erschlossenen Gebirgstheil, meist unter — seltener über Tag.) Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, dass der Bergschlag in Gesteinspartien auftritt, die oberflächlich Talkklüftung aufweisen, d. h. nur in grobbankigem, massigem Granit oder Granodiorit. Im allgemeinen tritt er wenige Tage oder Wochen nach der Erschliessung auf. Im Kabelstollen Sommerloch-Räterichsboden haben sich jedoch grössere Ablösungen (mit heftigem Knall) acht Jahre nach dem Bau des Stollens ereignet.

### b) Andere dynamische Wirkungen des Gebirgsdrucks

Die Wirkungen, die nachfolgend beschrieben werden, treten (im Gegensatz zu oben) nur in einem Gebirgskörper mit starker Verschiebung auf. Aus eigener Anschauung sind mir zwei Phänomene bekannt, die während des Baus des KW Oberaar aufgetreten sind: Im Druckschacht sind während längerer Zeit Ruschelletten ausgepresst worden (siehe Seite 264). Im obersten Teil des Zulaufstollens, der hier in der GSZ verläuft, sind — kurz nach dem Vortrieb des Stollens — Gesteinsverbiegungen und -Ablösungen vorgekommen. Die Stollenrichtung ist beinahe

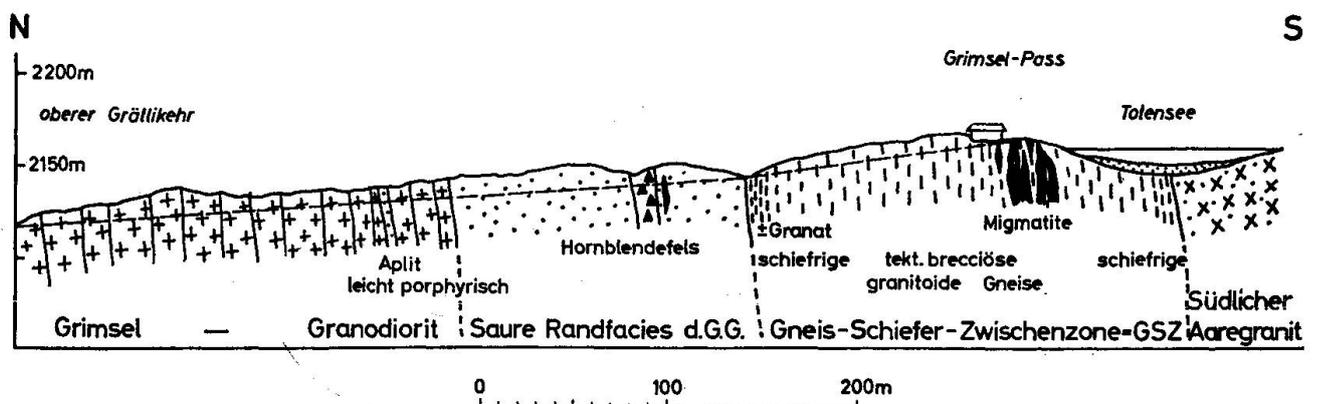


Fig. 10. Geologisches Profil vom Grimselpass entlang der Strasse.

identisch mit der Streichrichtung des schieferigen Gesteins, das überall steil nach S einfällt. Langsam haben sich dünne Schieferplatten (wenige cm) von der bergseitigen Stollenwand gelöst und stolleneinwärts gebogen. Plötzlich wurden die Platten — begleitet von einem Knall — bei der grössten Durchbiegung auf meterweite Erstreckung horizontal durchziehend gespalten. Nach geraumer Zeit fielen dann die obere Gesteinsplatten herunter — und damit wurde die innere Gesteinsplatte vom Gebirgsdruck in gleicher Weise erfasst wie die äussere.

## 2. Teil

### Mineralogie des Grimselgebietes

#### I. Einleitung

##### A. THEORETISCHE GRUNDLAGEN

Die umfassendste Darstellung der alpinen Zerrklüfte ist bis heute<sup>2</sup> enthalten im Werke von P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER und R. L. PARKER (1940): „Die Mineralien der Schweizeralpen.“ Der zweite Teil dieses Werkes: „Die Mineralfunde der Schweizeralpen“, ist von R. L. PARKER ergänzt und erweitert 1954 neu herausgegeben worden. Eine besondere Bearbeitung in volkskundlichem und wirtschaftlichem Sinne haben die Zerrklüfte der Surselva 1955 durch Pater FL. MAISSEN erfahren. Recht viele in diesem Buche ebenfalls mitgeteilte geologisch-mineralogische Beobachtungen sind allgemein gültig und zum ersten Male festgehalten. Dies sind die drei wichtigsten Werke über die alpinen Zerrklüftmineralien.

In P. NIGGLI et al. (1940) wird der Begriff Zerrklüft genau umschrieben und die Entstehung der schönen Zerrklüftmineralien diskutiert. Da ich mich im allgemeinen an die Konzeption dieses Werkes halte, möchte ich daraus einige fundamentale Feststellungen und Hypothesen zitieren. P. NIGGLI schreibt (S. 516):

„Mineralreiche Klüfte des alpinen Typus haben sich ... in tektonisch ausgezeichneten Gebieten des Alpenbogens gebildet. Sie gehören einer Schlussphase der grossartigen Gebirgsbildung an. Das Aufreissen der Klüfte erfolgte im relativ

starren Gestein, wobei die bereits vorhandene Gesteinsbeschaffenheit und ihre Gliederung von massgeblichem Einfluss waren. Der stoffliche Bestand der Muttergesteine macht sich im Kluftinhalt bemerkbar.“

Dies bekräftigt J. KOENIGSBERGER, wenn er auf S. 445 feststellt, dass etwa 1% (30 Fälle von 3000) aller Paragenesen nicht vom Muttergestein her erklärt werden kann.

S. 567 stellt P. NIGGLI fest:

„Zusammenfassend ergibt die Betrachtung der chemischen Verhältnisse der Kluftminerale, dass eine Entstehung durch Auslaugung der zur Bildung notwendigen Bestandteile aus dem Nebengestein durchaus möglich ist“, [= Lateralsekretion].

Weiter unten schreibt P. NIGGLI (S. 580):

„Der Hauptprozess ... jedoch besteht ... in einer Zersetzung ursprünglicher Mineralien und einer Neukristallisation aus den entstehenden Lösungen.“

Für die Zersetzung ursprünglicher Mineralien macht er neben der Lateralsekretion vor allem letzte Phasen der alpidischen Dislokationsmetamorphose verantwortlich (S. 515), wenn er weitgehende Übereinstimmung mit der Ansicht A. KOHLERS feststellt:

„Man könnte auch an Mineralbildungen durch Stoffwanderung, die bei der Verschieferung von Eruptiven und Sedimenten frei würden, denken.“

Und in der abschliessenden Zusammenfassung schreibt P. NIGGLI (S. 609):

„... Vorwiegend in den Gewölbezonen, besonders an den Flanken der Hauptscheitel (während der letzten Phase des Zusammenstaus), entstanden Klüfte, die von wässrigen Lösungen sofort weitgehend erfüllt wurden. Das heisse Wasser hatte sich mit den gelösten Bestandteilen der umgebenden Gesteine beladen. Im Verlaufe der Druckentlastung und Abkühlung begann die Auskristallisation ...“

Ähnliche Vorstellungen finden sich auch in der Arbeit von H. M. HUBER (1943).

Wichtig sind auch die folgenden Bemerkungen P. NIGGLIS (S. 579):

„Unzweifelhaft ist der Charakter einer Paragenese bedingt durch eine mehr oder weniger scharf bestimmte Ausscheidungsfolge mit Veränderung (Differentiation) der Restlösung. Alles spricht dafür, dass dieser generelle richtunggebende Faktor die Temperaturabnahme während der Kristallisationsepoche war (von ca. 400°C z. B. bis zur Gesteinstemperatur).“

S. 589: „Jede Kluft aber ist eine Einheit für sich, ein einmaliger Sonderfall, der nur regional und lokal in allen Einzelheiten erklärbar ist. Gerade diese letzte Feststellung warnt vor allzuweit gehenden Verallgemeinerungen und lockt andererseits, der Individualität jeder neu entdeckten Kluft nachzugehen.“

Die Ansichten über die Genese, wie sie im oben erwähnten Werk vertreten werden, sind jedoch nicht allgemein anerkannt. So denkt LEITMEIER (1950), dass die Bildung der Zerrkluftmineralien Österreichs aufs engste mit der Entstehung der Muttergesteine verknüpft ist, die durch metasomatische und anatektische Vorgänge während der alpidischen Orogenese entstanden seien. Nach der Auffassung des Autors der vorliegenden Arbeit über die Entstehung der Granitkomplexe im Aarmassiv wird jedoch eine solche Betrachtungsweise von vorneherein gegenstandslos, weil die Zerrklüfte sicher jung-alpidisch entstanden sind, die Aaregranite aber als herzynische Intrusiva aufgefasst werden.

## B. KENNTNISSE ÜBER MINERALFUNDE IM GRIMSELGEBIET

### 1. Historisches

Seit altersher stellt das Grimselgebiet einen ausgezeichneten Fundraum für Bergkristalle und Rauchquarze dar.

Wohl am ergiebigsten hat sich der Fund von 1719 durch die vier Gebrüder MOOR von Geissholz bei Meiringen an der N-Seite des Vordern Zinggenstocks erwiesen (Koord. 663.37/156.75/2260 m ü. M.). Bis zum Jahre 1737 konnten die in der „Zinggischen Societet“ zusammengeschlossenen Brüder im grossen System dieser Zerrkluft helle Bergkristalle fördern (dazu kamen allerdings noch andere kleiner Funde am Zinggenstock). Weitaus die meisten Kristalle wurden — gesondert in drei Qualitäten — nach Oberitalien verkauft.

Mailänderware = makellose Kristalle,  
 Halbware = Kristalle mit Rissen und Trübungen,  
 Redam = Kleinzeug und Ausschuss (Splitter).

Von 1724—1731 bestand ein von der bernischen Regierung zwecks Preisschutz erlassenes Schürf-Verbot. Die grosse Kristallhöhle ist noch heute relativ gut zugänglich und weist einige Stollen von insgesamt 34 m Länge auf. Erstaunlich ist, dass die Strahler einen grossen „Kristallkeller“ 6 m im Felsinnern erschliessen konnten, trotzdem die direkten Anzeichen dafür auf dem halben Wege — wie es heute scheint! — aussetzen. Der Stollen führt ca. 3 m weit durch unveränderten Granit ohne Quarzband. Die Gesamtausbeute ist von Chronisten auf 50 t bis 150 t Bergkristalle geschätzt worden. Auch wenn dabei viel „Redam“ mitgezählt ist, dürfte diese Zahl doch zu gross sein. Ebenfalls sind die Grössen-

angaben von Einzelkristallen — bis 8 Zentner (= 400 kg) — kritisch zu werten. Heute zeugen wahrscheinlich nur noch die drei grossen Bergkristalle im Naturhistorischen Museum in Bern (ca. 30, 45 und 70 kg) — die als Zehntabgaben an den Staat Bern gelangten — von diesem grössten in der Literatur verzeichneten Fund der Schweizeralpen.

Anfangs und Mitte des 18. Jahrhunderts bestanden im Grimselgebiet verschiedene Schürfgesellschaften (so z. B. die Zinggische Societet), die sich je ein bestimmtes Gebiet zur Ausbeutung gesichert hatten. Besonders erfolgreich war damals u. a. die Strahlergruppe, die im Bächlital arbeitete. Diese Zeit dürfte, was die finanzielle Seite des Strahlertums angeht, die erfolgreichste gewesen sein.

Einen starken Impuls und neuen Aufschwung erhielt das Strahlergewerbe im Grimselgebiet 1867, als PETER und ANDREAS SULZER von Guttannen die heute wohl bekannteste Zerrklufft am Tiefengletscher entdeckten. Zirka 13 t tiefdunkler Rauchquarz konnten ausgebeutet werden. Einige besonders schöne Kristalle bilden heute das Prunkstück der mineralogischen Sammlung im Naturhistorischen Museum in Bern. Rauchquarze von über 100 kg Gewicht besitzen von derselben Fundstelle Museen oder Sammlungen in Budapest, London, Stockholm und Wien. Neben Quarz fand sich auch Calcit, Fluorit und Bleiglanz mit Sekundärmineralien am Tiefengletscher.

Später ist das Strahlertum zwar stark zurückgegangen, jedoch nie ganz ausgestorben. Immer wieder gaben vereinzelte grössere Funde dem Kristallsuchen neuen Auftrieb.

## 2. Funde im 20. Jahrhundert

Wenn die Fundtätigkeit in den letzten Jahren zeitweise bemerkenswerte Erfolge zu verzeichnen hatte, sind dafür vor allem zwei Gründe zu nennen: Erstens sind durch den starken Rückgang der Gletscher Felsoberflächen zugänglich geworden, die noch nie von Strahlern abgesucht werden konnten. So kamen vor allem der grosse Rauchquarzfund von 1948 am Gerstengletscher und der Fluoritfund von 1948 nahe der Zinggenlücke zustande. Zweitens hat die rege Bautätigkeit der Kraftwerke Oberhasli AG im Grimselgebiet (1925—1932: Erste Stufe und 1947—1955: Ausbau der Werke Handeck II und Oberaar) viele neue Aufschlüsse geschaffen, die stellenweise sehr kristallreich waren. ■

Diese Gründe haben dazu geführt, dass in vermehrtem Masse Wissenschaftler bei der Ausbeutung einer Klufft zugegen sein konnten. Vor allem HUTTENLOCHER hat sich in seinen letzten Jahren intensiv mit dem Pro-

blem der alpinen Zerrklüfte beschäftigt (HUTTENLOCHER 1952, 1953) und verschiedene Fundpunkte während oder kurz nach der Ausbeutung besucht.

## II. Neuere Mineralfunde

### A. ÜBERSICHT

#### 1. Besonderheiten der Zerrklüfte im Grimselgebiet

Das Grimselgebiet ist das klassische Gebiet der Bergkristalle. Andere Mineralien kommen natürlich auch vor, sie sind aber früher häufig ausser acht gelassen worden. Heute werden von den Strahlern neben Quarz (als Bergkristall, Rauchquarz und Amethyst) vor allem Fluorit, Adular, Apatit, Titanit, Epidot, Karbonate und Erze gesucht. Kleine Mineralien erwecken nur selten die Aufmerksamkeit der Finder; so ist wohl auch zu erklären, dass erst in letzter Zeit verschiedene Mineralarten zum erstenmal gefunden worden sind! Allerdings ist ein Mineralreichtum, wie er etwa in der Surselva vorhanden ist, im Grimselgebiet kaum zu erwarten, weil die grosse Mehrzahl aller Zerrklüfte in chemisch sehr ähnlichem Gestein vorkommt: Zentr. Aaregranit, Grimsel-Granodiorit, Südl. Aaregranit und aplitische Granite. In der Gneis-Schiefer-Zwischenzone sind mir im engern Grimselgebiet keine wichtigen Mineralklüfte bekannt geworden. (Im Gegensatz dazu konnten am Ende des Rhonegletschers in dieser Zone sehr schöne und grosse Mineralien von mehreren Strahlern in verschiedenen Zerrklüften gefunden werden: heller Bergkristall, leicht violetter Apatit, Adular und Titanit.)

#### 2. Versuch einer Klassifikation der Mineral-Zerrklüfte

Die einzige systematische Einteilung der verschiedenen Formen alpiner Mineral-Zerrklüfte ist von KOENIGSBERGER (1940) gegeben worden. Ich möchte diese Klassifikation im Prinzip übernehmen, sie aber nach neuern — fremden und eigenen — Beobachtungen modifizieren. Die wichtigste, von KOENIGSBERGER nicht mitgeteilte Erscheinung ist diejenige des sog. Boudinage oder der Einschnürung, wie sie MAISSEN (1955) beschrieben hat. KOENIGSBERGER spricht von verschiedenen Altern der Zerrklüfte (I—IV). Je nach der Intensität der im Abklingen begriffenen

Metamorphose, die zum Aufreissen einer Kluft führte, ist eine verschiedene Form entstanden. Dies ist die Leitidee, die eine Einteilung nach dem Alter rechtfertigt. Im Grimselgebiet habe ich keine Anhaltspunkte gefunden, um Zerrklüfte dem Alter nach zu unterscheiden. Deshalb möchte ich einer andern Ansicht KOENIGSBERGERS den Vorzug geben, nach welcher die Gesteinsbeschaffenheit (Plastizität, Schieferigkeit) für die entstehende Form massgebend gewesen sei. Aus diesem Grunde spreche ich von verschiedenen Formen statt Altern.

Form I. Hohlraum unregelmässig gestaltet, relativ klein oder beinahe fehlend, bisweilen isometrisch. Deutliche Einschnürung (Boudinage), diese mehr oder weniger symmetrisch. Quarzband häufig nicht vorhanden. Zersetzung des Nebengesteins unwesentlich bis stark. Vielfach keine schön auskristallisierten Mineralien, sondern kristalline Anhäufungen von Quarz, Chlorit und evtl. Calcit. Satz (=  $\pm$  horizontaler Riss um den Hohlraum herum) im allgemeinen nicht ausgeprägt, doch vorhanden. Schieferiges Gestein (Abb. 14).

Form II. Unregelmässig begrenzte Klüfte und Kluftsysteme, typische Zerr-Risse. Viel und stark zersetztes, z. T. imprägniertes Nebengestein. Hohlraum liegt meist exzentrisch zum Quarzband und zum ganzen Zerrkluftsystem. Stark wechselndes Einfallen der kluftbegrenzenden Flächen, unregelmässige Apophysen. Einschnürungserscheinungen (Boudinage) stets deutlich doch asymmetrisch. Deutlich parallel texturiertes Gestein, selten massig, evtl. verworren schieferig (Abb. 15 und 16).

Form III. Kluftpartie und Quarzband sind scharf und in ebenen Flächen gegen das Nebengestein abgegrenzt. Das Quarzband erweitert sich allmählich zur Mineralkluft, die ringsum von derbem Quarz ausgefüllt ist. Parallel zu den Begrenzungsflächen verlaufen die Auslaugungszonen. Boudinageerscheinung nur schwach in Randpartien oder ganz fehlend. „Satz“ sehr deutlich. Quarzband oft weit verfolgbar. Sehr grosse bis mittelgrosse Klüfte. Vor allem massiges Gestein. (Die meisten Grossfunde zeigten Form III, Abb. 17.)

Form IV. Einige mm bis wenige cm breite, scharfe Risse, meist von vielen m<sup>2</sup> Fläche. Mit oder ohne Quarz, stets mit Chlorit. Schmäler, sehr regelmässig verlaufender „Auslaugungshof“. Entweder in Begleitung anderer Formen oder selbständiges Auftreten. Keine Boudinageerscheinung. Eher massiges Gestein.

Die Kluftlagen der Formen I, III und IV schwanken im allgemeinen bis 30° um die Horizontallage und stehen ungefähr senkrecht zur Schieferung resp. Paralleltexur des Gesteins. Bei Form II ist die Horizontallage ebenfalls akzentuiert, Abweichungen davon sind jedoch häufig;

zudem sind die Begrenzungsflächen uneben und lassen genaue Messungen nicht zu. Übergänge der Formtypen sind nicht selten.

Im Grimselgebiet haben vor allem die Formen III und II sammlungswürdige Stufen geliefert. Die grossen Klüfte vom Zinggenstock, in der Mäderbalm, vom Tiefengletscher, von der Sommeregg und vom Gerstengletscher entsprechen der Form III.

## B. BESCHREIBUNG EINZELNER FUNDE

Bei der Beschreibung einzelner Funde beschränke ich mich auf solche, die im Laufe der letzten 15 Jahre getätigt worden sind. Die Gliederung meiner Darstellungen hält sich an die Einteilung in verschiedene Mineralgesellschaften, wie sie von PARKER (1940, 1954) eingeführt worden ist. Alle hier beschriebenen Mineralien sind — nach PARKER — in der Fundortgruppe 4 (Göscheneralp und Grimsel) gefunden worden mit den Mineralgesellschaften:

- 4a: *Quarz*, *Calcit*, Chlorit, (Adular, Albit),  
*Fluorit*, Apatit, Hämatit, Pyrit, Bleiglanz, (Zeolithe, Epidot, Titanit, Anatas, Brookit).
- 4b: *Rauchquarz*, Limonit (= Goethit), Siderit, (Adular),  
*Amethyst*, (Apatit, Rutil, Titanit).
- 4c: *Quarz*, *Muskovit*, Calcit, Chlorit,  
*Ankerit*, *Zinkblende*, Siderit, (Baryt), (Bleiglanz, Pyrit), Rutil,  
 (Anatas, Brookit), Apatit, (Mineralien Seltener Erden und Bazzit).  
 (4c ist gegenüber PARKER etwas abgeändert.)

Die Fundortgruppe 4a umfasst weitaus die grösste Zahl der seit jeher im Grimselgebiet gemachten Funde. Im allgemeinen ist an einer Fundstelle immer nur eine Auswahl der oben angegebenen „vollständigen“ Mineralassoziation vorhanden.

### Fundortgruppe 4a

#### 1. Rauchquarzfund am Gerstengletscher

##### a) Einleitung

Im Spätherbst 1948 entdeckten die Strahler HANS und ALEXANDER VON BERGEN vom Boden bei Guttannen unmittelbar unter der stark zurückgeschmolzenen Zunge des Gerstengletschers die Kluft, die sie in

kurzer Zeit vollständig ausbeuteten. Der Fundpunkt liegt in 2900 m ü. M. (Koordinaten = ca. 670.60/160.60)<sup>7)</sup>. Das Nebengestein ist Grimsel-Granodiorit, und in der Umgebung treten grössere Gesteins-Partien von Aplitgranit auf. Die Fundstelle ist seit ihrer Ausbeutung nur während weniger Jahre im Herbst zugänglich, d. h. schneefrei gewesen. Die Kluft — gezeichnet in HUTTENLOCHER (1953) — ist im wesentlichen eine 6 m lange Höhle, die sich gegen hinten verjüngt. Nach dem Ausbrechen der Kluftquarze betrug der mehr oder weniger isometrische Eingangsquerschnitt ca. 1 m<sup>2</sup> (Abb. 17). Oben und unten wird die Höhle von zersetztem Grimsel-Granodiorit, links und rechts von einem mächtigen Quarzband begrenzt. Das Quarzband wird auf der nördlichen Seite, wenige dm von der Kluft entfernt, durch den Grimsel-Granodiorit unvermittelt begrenzt. Dort wo es endigt, zeigt die Textur des Nebengesteins eine schwache, einseitige Einschnürung. Auf der südlichen Seite kann das Quarzband infolge Schuttüberdeckung nicht sehr weit verfolgt werden, doch scheint es, dass es sich langsam verjüngend noch mehrere Meter weit ausdehnt. (Zerrkluft-Form III, vergleiche Abb. 17.)

Die geborgenen Kristalle sind Rauchquarze von z. T. sehr schöner dunkler Farbe. Leider lagen — wie die Strahler versichern — viele grössere Kristalle abgebrochen und beschädigt in der Kristallhöhle. Viele neue Beschädigungen kamen aber beim schwierigen Transport noch dazu. Heute ist der ganze Fund (mit wenigen Ausnahmen) in Bern der Wissenschaft aber auch der Öffentlichkeit gut zugänglich. Im Naturhist. Museum ist von HUTTENLOCHER die Kluft nachgebildet worden — wobei die geförderten Kristalle vor der Kristallhöhle ausgestellt liegen. Die Gesamtausbeute beträgt etwa 770 kg Rauchquarz. Die schwersten Kristalle wiegen: 47,55 kg, 43,35 kg, 38,3 kg, 32,28 kg, 31 kg (ca.); es sind 9 Kristalle über 20 kg schwer und 28 Kristalle schwerer als 10 kg. 99 Kristallstufen befinden sich heute im Naturhist. Museum in Bern (davon 23 über 10 kg), 13 im Min.-petr. Institut der Universität Bern (2 über 10 kg) und 5 bei O. Lucek in Meiringen (3 über 10 kg).

#### *b) Statistische Zusammenstellungen über den Fund*

Der Wert untenstehender Zusammenstellungen ist, dass ein einzelner Quarzfund vollständig und in seiner ganzen Variabilität erfasst werden konnte. Infolge der grossen Kristalle waren verschiedene Untersuchungs-

<sup>7)</sup> Die Koordinaten sind einer Karten-Eintragung HUTTENLOCHERS entnommen. Ich selbst habe die Kluft nie schneefrei angetroffen.

methoden von vorneherein ausgeschlossen oder erschwert. Alle Flächenbestimmungen mussten mit Anlegegoniometer oder — was sich besser bewährte — mit Winkelschablonen durchgeführt werden. Schwierig — und oft nicht unbedingt schlüssig — waren die Messungen bei stark chloritisierten Oberflächen.

Zunächst sei ein Verzeichnis der gebrauchten Abkürzungen gegeben. Die Winkelwerte beziehen sich immer auf den Winkel mit der Fläche m.

Prisma:	$m = (10\bar{1}0)$	
Normale Rhomboeder:	$r = (10\bar{1}1) = \text{positiv}$	
	$z = (01\bar{1}1) = \text{negativ}$	
Steile Rhomboeder:	$M = (30\bar{3}1), 14^\circ 42', \text{positiv}$	
	$'h = (07\bar{7}2), 12^\circ 41', \text{negativ}$	
	$\Gamma = (40\bar{4}1), 11^\circ 08', \text{positiv}$	
	$e = (50\bar{5}1), 8^\circ 57', \text{positiv}$	
	$\zeta = (60\bar{6}1), 7^\circ 28', \text{positiv}$	
	$'\Phi = (07\bar{7}1), 6^\circ 25', \text{negativ}$	
Trapezoeder oder x-Flächen	$x = (51\bar{6}1), 12^\circ 01'$	
Es sind nur die Indizes	$y = (41\bar{5}1), 14^\circ 35'$	
der rechten, positiven	$u = (31\bar{4}1), 18^\circ 29'$	
Flächen angegeben.	$\epsilon = (21\bar{3}1), 25^\circ 05'$	
Bipyramide oder s-Fläche	$s = (11\bar{2}1), 37^\circ 58'$	

#### $\alpha$ ) l- und r-Quarze

Der morphologischen Untersuchung standen 112 Quarzstufen mit 118 grössern Quarzkristallen zur Verfügung. Davon erwiesen sich morphologisch 55 als Links-Quarze, 55 als Rechts-Quarze, und 8 Kristalle konnten infolge der starken Chloritisierung nicht bestimmt werden. Unter den 110 bestimmten Quarzen befinden sich 3 mit partieller Brasilianer-Verzwilligung, d. h. ein Zwillingindividuum herrscht dabei stark vor, und nur dieses ist für die l-r-Statistik gezählt worden.

#### $\beta$ ) Verzwilligung

Alle 110 Quarzkristalle sind Dauphiné-Zwillinge. Diese Zwillinge sind erkennbar:

1. an der Tracht der Kristalle (x-Flächen an aufeinanderfolgenden Kanten) und
2. an der sichtbaren Zwillingsefelderung auf den Kristallflächen, hervorgerufen vor allem durch die verschiedene Rauigkeit der positiven und negativen Rhomboeder.

Die Zwillingsfölderung ist am auffälligsten zu beobachten auf den steilen Rhomboeder-Flächen, weil beim Gerstengletscher-Fund häufig alle andern Flächen mit Chlorit belegt sind, der jede Zwillingsfölderung überdeckt und weil in Übereinstimmung mit KALB (1933, S. 451) die Oberflächengestalt der positiven steilen Rhomboeder stets spiegelglatt, diejenige der negativen aber stets recht rauh ist infolge der Vielzahl kleinster Vizinalpyramiden (Abb. 18 und 19).

Drei Kristalle zeigen eine partielle Verzwilligung nach dem Brasilianer-Gesetz. Bei zwei r-Quarzen manifestiert sich das Brasilianer-Gesetz durch je eine winzig kleine linke x-Fläche. Bei einem l-Quarz können r-Kristall-Partien nur mit Hilfe der kleinen Vizinalpyramiden auf den r-z-Flächen festgestellt werden (Bestimmungen der Vizinalpyramiden auf Grund der Beschreibungen von KALB, 1933, S. 441/442) (Abb. 18).

### γ) Tracht

Das Prisma m und die Normalrhomboeder r und z sind die Hauptflächen aller Kristalle.

Von den Trapezoedern ist  $x = (5\bar{1}\bar{6}1)$  oder  $(6\bar{1}\bar{5}1)$  an 109 (von 118) Kristallen festgestellt worden. Das Trapezoeder  $u = (3\bar{1}\bar{4}1)$  oder  $(4\bar{1}\bar{3}1)$  tritt nur auf, wenn auch x vorhanden ist; es konnte an 42 Kristallen nachgewiesen werden. x und u sind im allgemeinen klein bis sehr klein. Andere Trapezoeder treten an den Gerstengletscher-Quarzen nicht auf.

Die Bipyramide  $s = (11\bar{2}1)$  ist recht häufig (48 Kristalle), sie ist immer nur klein ausgebildet und tritt nur ein einziges Mal ohne x-Fläche auf.

Die steilen Rhomboeder sind im Gerstengletscherfund vor allem durch  $e = (50\bar{5}1)$  mit 31 Kristallen und  $\Gamma = (40\bar{4}1)$  mit 17 Kristallen vertreten, doch sind auch  $M = (30\bar{3}1)$  und  $\zeta = (60\bar{6}1)$  je einmal festgestellt worden. Alle diese Rhomboeder sollen nach KALB (1935, S. 184/5) in der Regel als positive Formen zwischen dem Prisma m und dem Normalrhomboeder r vorkommen. In den untersuchten Kristallen haben aber recht häufig die positiven Formen in den Zwillingsindividuen (nach dem Dauphinéer-Gesetz) die negativen, rauhflächigen Formen induziert; dadurch entstanden eben die auffälligen Zwillingsfölderungen auf diesen Flächen.

Nach KALB (1933 und 1935) kommen  $'h = (07\bar{7}2)$  und  $'\Phi = (07\bar{7}1)$  ausschliesslich als negative Formen vor und treten nicht zwischen m und z, sondern inmitten des Prismas m mit diesem alternierend auf. Es ist deshalb nicht unwahrscheinlich, dass beim Gerstengletscherfund diese zwei Formen auch vorhanden sind, doch ist es mit den zur Verfügung stehenden Hilfsmitteln nicht möglich gewesen, allzu schmale Rhomboeder-Flächen in den stets gerieften m-Flächen als solche sicher zu bestimmen.

δ) Habitus

Habitusbestimmend sind vorwiegend die Normalrhomboeder und das Prisma, weil alle andern Flächen im Vergleich zu diesen klein ausgebildet sind. Zum Beschreiben des Habitus habe ich verschiedene Ausdehnungen der einzelnen Kristalle vermessen:

- l = grösste Längenausdehnung eines Kristalls // der c-Achse gemessen.
- B = grösster Abstand zweier gegenüberliegender, d. h. paralleler Prismenflächen.
- b = kleinster Abstand zweier gegenüberliegender, d. h. paralleler Prismenflächen.

Als Mass für die relative Flächengrösse des Prismas in bezug auf die Normalrhomboeder kann der Quotient  $B:l$  gelten. Eine regelmässige, „hexagonale“,  $\perp c$  abgeschnittene Kristallspitze (ohne Prisma, 6 gleich grosse Normal-Rhomboeder-Flächen) würde den Quotient 1,57... ergeben. Je kleiner der Quotient ist, desto grösser ist die relative Grösse des Prismas und desto dünnsäuliger ist der Kristall. Von den 118 Kristallen konnten nur 74 vermessen werden; es sind diejenigen, die alle 6 Prismenflächen ausgebildet haben. — Das Ergebnis der Ausmessungen ist in Fig. 11 zusammengestellt. Es fällt sofort auf, dass die Quarzkristalle recht unterschiedlich ausgebildet sind. Zwar existiert ein deutliches Maximum für langprismatische Formen (Quotient = 0,45—0,5), doch ist auch

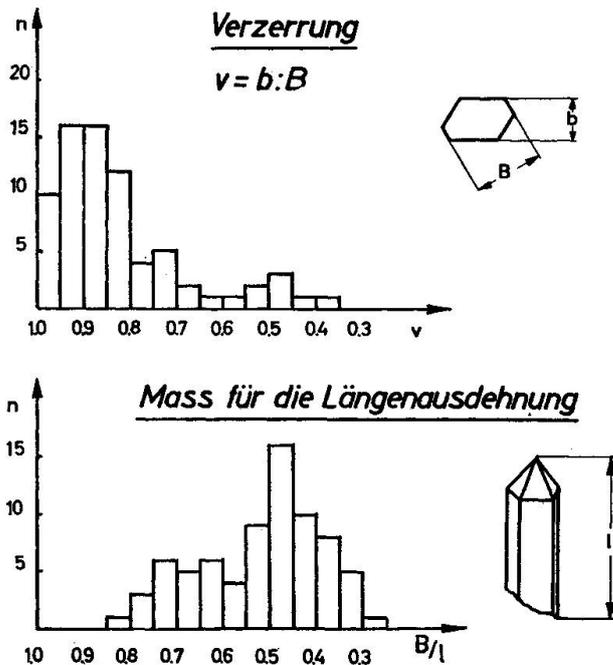


Fig. 11. Rauchquarzfund am Gerstengletscher. Habitus der Rauchquarze. Erklärung siehe Text (n = Anzahl Kristalle).

noch ein flaches relatives Maximum für eher kurzprismatische Formen vorhanden (Quotient = 0,6—0,75). Die verzerrten Kristalle haben fast ausschliesslich relativ grosse Quotienten.

Als Mass für die Verzerrung im Schnitt senkrecht zur c-Achse kann der Quotient  $v = b : B$  gelten. Absolut unverzerrte, hexagonale Prismen würden den Wert = 1 ergeben. Die Mehrzahl der 74 vermessenen Kristalle kommt diesem Wert recht nahe (Maximum  $v = 0,85—0,95$ ). Daneben aber tritt ein relatives Maximum für recht stark verzerrte Kristalle bei  $v = 0,45—0,5$  auf (Fig. 11).

Im Vergleich zu dem eben Mitgeteilten ist es recht interessant zu vermerken, dass die „normalen“ Quarzkristalle aus der grossen Karbonat-Zinkblendekluft (Druckschacht, KW Oberaar, siehe Seite 295)  $v$ -Werte besitzen von  $0,9 \pm 0,1$ , die stark verzerrten, meist mit Doppelspitz versehenen Kristalle aber  $v$ -Werte von 0,15—0,3. Dazwischen gibt es kaum Übergangsglieder.

Wie schon erwähnt, sind die andern Flächen-Formen relativ klein ausgebildet. Ich habe von vielen Kristallen des Gerstengletscher-Fundes die grösste r-z-Fläche und je die grösste x-, u- und s-Fläche genau vermessen und die Flächengrössen der letztern in Promille der entsprechenden r-z-Fläche ausgerechnet. Bei den x-Flächen konnte ich einmal als Ausnahme 188‰ feststellen (= kleinster vermessener Kristall des ganzen Fundes), daneben aber betragen die Promillewerte in fallender Reihenfolge angegeben: 46, 45, 35, 29, 26 . . . , vor allem aber 3—1 und kleiner als 1.

Die Promillewerte für die grössten u-Flächen sind von gleicher Grössenordnung: 57, 46, 21, 8, 6 und vor allem weniger. Ähnlich lauten auch die entsprechenden Werte für die grössten s-Flächen: 31, 26, 20, 12, 10, 4, 2 und kleiner.

Im Gebiet der Grimsel sind Gwindel<sup>8)</sup> sehr häufig gefunden worden; die Gerstengletscherkluft aber lieferte keinen einzigen. Dies ist eigentlich erstaunlich, denn wie die  $v$ -Werte zeigen, besteht eine deutliche Tendenz zur Ausbildung von verzerrten, tafeligen Kristallen.

---

<sup>8)</sup> Gwindel oder Gwendel: Bezeichnung der Schweizer-Strahler für reihenförmig aneinandergewachsene Quarz-Individuen, deren c-Achsen in einem gleichbleibenden Sinne stetig gegeneinander verdreht sind. Bei den offenen Gwindeln sind die Einzelkristalle gut unterscheidbar, bei den halboffenen ist eine gewisse Verschmelzung der Prismen- und Rhomboeder-Flächen zu gekrümmten Kompositflächen vorhanden und bei den geschlossenen Gwindeln ist die Verschmelzung vollkommen und die aneinandergereihten Spitzen sind in einer gekrümmten Kante zusammen gewachsen (nach PARKER in P. NIGGLI et al. 1940).

Doppelender (mit seitlichen Anwachsstellen) sind nur 5 gefunden worden. Recht häufig weisen aber Kristalle vereinzelt Trapezoeder, steile oder normale Rhomboeder der zweiten, nur rudimentär entwickelten Kristallspitze auf.

#### ε) Ausbildung der Flächen

Viele Quarze sind stark mit Chlorit überzogen, die Kristallflächen sind rau und sehen wie geätzt aus. Nun glaube ich allerdings nicht an eine tatsächliche Ätzung, sondern an eine gleichzeitige Ausscheidung von Quarz und Chlorit in der letzten Phase der Quarzkristallisation. Ohne genetische Interpretation stellt man fest, dass die Oberflächen „chloritisiert“ sind. Die „Chloritisierung“ ist in ihrer Intensität sehr verschieden und ist bei den r-z-Flächen allgemein stärker als bei den m-Flächen. Dies ist gut damit zu erklären, dass das Kristallwachstum senkrecht r-z schneller ist als senkrecht m. Nur 54 Kristalle (der 118) sind absolut frei von Chlorit.

#### ζ) Vertiefungen in r-z-Flächen, Aufwachsungen auf m-Flächen

Der Gerstengletscherfund zeichnet sich aus durch zwei morphologische Phänomene, die an andern alpinen Quarzen zwar auch zu beobachten sind, jedoch kaum so ausgeprägt und vielfältig auftreten. Es betrifft dies stufenförmige Vertiefungen in r-z-Flächen ohne erkennbare Eigensymmetrie und ohne bestimmte Orientierung auf das Kristallgitter und siegelartige Aufwachsungen mit Ausschwänzungen parallel der Riefung auf den m-Flächen. Ob die beiden Phänomene gekoppelt auftreten und genetisch ähnlich zu erklären sind, oder ob es sich um zwei voneinander unabhängige Erscheinungen handelt, vermag ich nicht zu entscheiden. Es ist für später eine Sonderpublikation darüber vorgesehen. Von den 118 untersuchten Kristallen zeigen 34 (16 + 15 + 3) Vertiefungen in r-z und 34 (14 + 19 + 1) Aufwachsungen auf m, wobei 25 Kristalle beide Erscheinungen zugleich besitzen. Die Summanden hinter den Zahlangaben bedeuten 3 verschiedene Belegungsdichten (vereinzelt, mehrere bis viele, ganze Fläche übersät). Beide Phänomene sind immer nur an 3—4 aneinanderstossenden Flächen zu beobachten und fehlen auf den andern vollständig (Abb. 20 und 21). Stark chloritisierte Quarze zeigen weder die eine noch die andere Erscheinung.

#### c) *Vizinalpyramiden*

Die Bezeichnung selbst: „Vizinalpyramide“, ist umstritten. So nennt sie KALB (1933, 1935), der die verschiedenen Vizinalerscheinungen beim

Quarz wohl am besten untersucht hat. PARKER (1930, 1932) spricht von Stufenpyramiden und gibt damit eigentlich schon eine genetische Hypothese, wonach die Vizinalflächen Scheinflächen, d. h. Wachstumstreppen molekularer Dimension seien. Diese Erklärung besitzt bis heute die grösste Wahrscheinlichkeit (PADUROW, 1950). Im Falle der Gerstengletscherquarze sind die Wachstumstreppen oft gut sichtbar — haben also viel grössere als molekulare Dimensionen — und die Vizinalpyramide endet häufig nicht in einer Spitze, sondern mit einer Tabulette.

#### α) Vizinalpyramiden der r-z-Flächen

Auf den normalen Rhomboederflächen (r-z) sind drei verschiedene Grössenordnungen von dreieckigen Vizinalpyramiden zu beobachten:

Grösse I. Vizinalpyramiden mit deutlichen Graten, z. T. mit gut erkennbaren Stufen, in der Grössenordnung von wenigen Zehntelmillimetern. Tabuletten kommen in der Regel nicht vor. Diese Vizinalpyramiden entsprechen denjenigen, die von KALB beschrieben worden sind. Seine Ergebnisse sind auf das Gerstengletschervorkommen voll anwendbar. Nach der Klassifikation von KALB kommen nur Vizinalpyramiden des Typus I ( $\gamma \sim 90^\circ$ ) vor. Rechte und linke, positive und negative Rhomboeder können danach identifiziert werden. Allerdings ist zu sagen, dass die Vizinalen auf den positiven Rhomboedern meist fehlen, wogegen sie auf den negativen praktisch immer vorhanden sind (Abb. 18).

Grösse Ia. Millimetergrosse Vizinalpyramiden mit ausgeprägter Tabulette. Die Identifikation der Fläche ist — infolge der kurzen Grate — oft sehr schwierig und unsicher. Die Vizinalen der Grössen I und Ia überdecken eine Kristallfläche — innerhalb der Zwillingsgrenzen — mehr oder weniger gleichmässig. Sie können als Letztausscheidungen der Kristallisation angesehen werden.

Grösse II. Grössere Vizinalpyramiden von unterschiedlicher Grösse (einige mm bis wenige cm) mit starkem Relief und deutlichen Tabuletten. Eine sichere Identifikation der Fläche auf Grund der Vizinalformen — nach den Zusammenstellungen von KALB (1933, Seiten 441/2) — ist nicht möglich gewesen. Auffallend ist das starke Relief der Vizinalpyramiden. Das Vorkommen ist an feine Risse gebunden. Offenbar wird der Stoffansatz an der Inhomogenitätsstelle eines feinen Risses stark begünstigt und dies vor allem dann, wenn sich entlang des Risses kleinste Verschiebungen einstellen. Dass solche Risse und im Zusammenhang damit kleinste Dislokationen während der langsamen Kristallisation entstehen können, muss auch gestützt auf andere Beobachtungen angenommen werden: Ausgeheilte Bruchflächen, Rekristallisationen entlang eines

klaffenden Risses, messbare Versetzung einer Kristallfläche entlang eines Risses (Abb. 22, 23, 24, 26).

Grösse III. Grösste Vizinalpyramiden, die sich über einen grossen Teil (10%—20%) der ganzen Rhomboederfläche erstrecken können, mit nur geringem Relief. Die Form entspricht dem Typus II von KALB ( $\xi \gg 90^\circ$ ), kann aber zur Bestimmung der Fläche nichts beitragen, weil die Zwillingsgrenzen vielfach die Vizinalpyramide schneiden. Die Pyramidengrundkanten sind (mit Ausnahme der Basis) stets mehr oder weniger gebogen und die Dreieckspitze kann gegen die Polecke zu breit aufgespalten sein (Abb. 25).

Allen verschiedenen Vizinalpyramiden ist die genaue Orientierung auf der r-z-Fläche gemeinsam. Die Basislinie liegt stets parallel der Flächenkante  $(10\bar{1}1)/(10\bar{1}0)$  und ist gerade — oder nur ganz schwach gebogen — ausgebildet. Die beiden Dreieckschenkel (Pyramidengrundkanten) verlaufen immer mehr oder weniger gebogen, stimmen aber in der Hauptrichtung mit der Flächenkante  $(10\bar{1}1)/(01\bar{1}1)$  überein (Abb. 25).

#### $\beta$ ) Vizinalpyramiden der m-Fläche

Eine Übereinstimmung mit den von KALB beschriebenen Formen ist viel schwieriger zu entdecken. Auffällig sind auch hier die reliefmässig am stärksten hervortretenden Viereck-Vizinalen, die an feine Risse gebunden sind (Abb. 26).

#### d) Spaltbarkeit und Risse

Die Spaltbarkeit // der Rhomboederflächen r-z ist häufig gut zu beobachten.

Stoffsonderungen, Häufungen von kleinen (sekundären) Einschlüssen und feine Risse verlaufen häufig ungefähr parallel den Anwachsflächen. Damit ist oft auch ein Farbwechsel verbunden, indem der zuerst ausgeschiedene, milchigweisse, durchscheinende Quarz (im Quarzband) immer mehr in den durchsichtigen, dunkelbraun gefärbten übergeht.

Grössere unregelmässige Risse zeigen (an zwei Kristallen) Rekristallisationen — oder Neukristallisationen — wobei der neu entstandene Quarz nicht mehr gefärbt ist. Bestimmte Formen könnten bei solchen Rissen auch auf Korrosion hinweisen.

#### e) Verheilungsflächen

Sehr viele Quarze weisen verheilte Bruchflächen auf. Diese Flächen sind oft feinstufig gebaut. Allgemein kann gesagt werden, dass vor allem

diejenigen Flächen ausgebildet werden, deren kristallographische Lage am besten mit der Bruchfläche übereinstimmt. So kann man seltene, normalerweise nur klein ausgebildete Kristallflächen auf ausgeheilten Kristallpartien häufig relativ gross entwickelt antreffen. Zwar ist es nicht gelungen, am Hauptkristall nicht auftretende Flächen auf den Ausheilungsflächen zu finden.

Die Ausheilung ist jedoch nicht immer so weit fortgeschritten, dass kristallographisch definierte Flächen gebildet wurden. Gekrümmte Flächen sind deshalb ebenso oft vorhanden wie fein parkettierte. Verschiedene dieser gekrümmten Flächen weisen eine Struktur auf, die man als Fließ-Struktur bezeichnen möchte.

Selten weisen einzelne Kristallpartien Stellen auf, die wie korrodiert erscheinen. Wie die Korrosion allerdings zu erklären wäre, ist unklar. Vielleicht handelt es sich — vor allem bei den kavernenartigen „Korrosionen“ — um Wachstumsbehinderungen.

#### f) Adulare, Apatite und Pyrit

Neben den grossen Rauchquarzen treten die anderen vorkommenden Mineralarten stark in den Hintergrund.

*Adular:* Die Adulare kommen zwar zu Tausenden vor, sie sind jedoch immer klein (einige mm), bilden Sprossungen im zersetzten Nebengestein (siehe Seite 362) und sind zuweilen den Rauchquarzen auf- oder wenig eingewachsen. Immer ist der typische „Adularhabitus“ vorhanden.

*Apatit:* Die Apatite, es sind etwa 20 an der Zahl beobachtet worden, sind kleiner als die Adulare (Durchmesser der kugeligen Kristalle = 1 bis 2 mm), sie sind sehr flächenreich und sitzen ausnahmslos auf dem zersetzten Nebengestein.

*Pyrit:* In einer Nebenkluft hat O. LUCEK von Meiringen einen einzelnen, weitgehend limonitisierten Pyritkristall gefunden von 10—11 cm Kantenlänge.

Die Erwähnung eines *Milarits* in den Fundprotokollen durch ED. GERBER kann auf einem Irrtum beruhen, auf alle Fälle habe ich in dem grossen Untersuchungsmaterial keinen Milarit entdecken können.

## 2. Kleinere Rauchquarzfunde vom Gerstengletscher

Im Sommer 1950 entdeckten die beiden Strahler ALEX. und HANS VON BERGEN eine zweite Rauchquarzkluft in einer Bachrunse etwas unterhalb der grossen Kristallhöhle (Koord. 670.32/160.65 / 2820 m). Das

Nebengestein war ebenfalls Grimsel-Granodiorit. Geborgen wurde eine Anzahl (über 30) schöner Kristallstufen mit Rauchquarz, bläulichen Apatiten (3—4 mm gross) und wenig Adular. Die bis etwa 12 cm langen Rauchquarze sind grösstenteils nicht chloritisiert, besitzen grosse x-Flächen und sind unbeschädigt. Vertiefungen auf r-z oder Aufwachsungen auf m sind bei keinem einzigen Kristall vorhanden. Auffallend ist ein einzelner, sehr schöner halboffener Gwindel<sup>9)</sup> (9,5 cm Durchmesser  $\perp$  c), der neben nicht gedrehten Rauchquarzen einer Stufe vom Kluftboden aufsitzt.

Von den gleichen Strahlern ist anfangs der 50er Jahre im Gerstengletschergebiet noch eine dritte Kluft mit z. T. sehr schönen Rauchquarzstufen ausgeräumt worden.

### 3. Funde vom Tafelgrätli und vom Gelmergletscher im zentralen Aaregranit

(Tafelgrätli = Grat zwischen Gerstengletscher und Gelmer, verläuft einige dkm südl. Koord. 162.00/670.00 ca. in W-E-Richtung. Fundortangaben nach Aussage der Strahler.)

Im September 1959 glückte ALEX. und HANS VON BERGEN am Tafelgrätli (Gelmerseite) (?) ein Fund, der neben Rauchquarz vor allem zwei grosse himbeerrote Fluorit-Oktaeder geliefert hat. Das eine ist ca. 200 g schwer, hat eine stark strukturierte Oberfläche, ist nicht chloritisiert und besitzt Kantenlängen von 5,5, 6 und 6,4 cm. (Wurde von der KWO erworben.) Das andere ist noch schwerer, ca. 320 g und hat Kantenlängen bis 7 cm.

Unweit dieses Fundes hat eine Zerrkluft den gleichen Strahlern im Herbst 1959 schöne Rauchquarze geliefert, wobei das häufige Auftreten von Gwindeln<sup>9)</sup> charakteristisch ist. Grösste Längen = 10 cm. Erwähnenswert ist, dass verschiedene Kristalle siegelartige Aufwachsungen auf m und Vertiefungen in den Rhomboederflächen zeigen, in der gleichen Art, wie dies von Kristallen der grossen Gerstengletscherkluft beschrieben worden ist.

Ebenfalls am Tafelgrätli hat der Strahler ERNST RUFIBACH aus Guttannen Quarze gefunden, die durchwegs milchige, schwach gefärbte Prismen besitzen, die gegen die Rhomboederspitzen aber immer dunkler und durchsichtiger werden. Die Quarze haben somit ein Aussehen, das in

---

<sup>9)</sup> Siehe Anmerkung Seite 280.

der Färbung Siamesenkatzen nicht unähnlich ist. Die Quarzkristalle zeigen häufig ausgesprochenen Dauphinéer Habitus.

Eine weitere Kluft am Tafelgrätli, die 1960 von ERNST und HANS RUFIBACH ausgebeutet worden ist, lieferte Stufen mit vielen kleinen, hellen Quarzkristallen, die auf Milchquarz aufsitzen. Die kleinen Kristalle sind meist gruppenweise parallel und stark geneigt gegen die Anwachfläche geordnet, so dass die Stufen ein „unregelmässig gekämmtes“ Aussehen haben.

Im Herbst 1961 haben ALEX. und HANS VON BERGEN unmittelbar unter dem abschmelzenden Gelmergletscher eine Kluft ausgeräumt, die neben Rauchquarz einige schöne, himbeerrote Fluorite geliefert hat.

#### 4. Zerrkluft im Ablaufstollen Sommerloch des KW Oberaar

(Koord. 668.65/158.90/1755 m, unter Tag, im Grimsel-Granodiorit.) Die Kluft ist beim Ausweiten des Ablaufstollens angeschossen worden (Frühling 1950). Dank der raschen Meldung des Fundes konnten HUTTENLOCHER und Mitarbeiter sofort — vor der weitem Ausbeutung der Kluft — an Ort und Stelle die Verhältnisse studieren. Die Kluftsituation ist beschrieben und besprochen bei HUTTENLOCHER (1952, S. 18—24). Ergänzend halte ich fest: Die Kluft enthielt ca. 30 kg helle Quarzkristalle mit Längen bis zu 14 cm. Es sind relativ kurzprismatische Kristalle mit z. T. ausgesprochener subparalleler Verwachsung, daneben halboffene Gwindel. Die Rhomboederflächen sind meist leicht chloritüberzogen, ebenso die relativ grossen Trapezoederflächen. s-Flächen sind nur sehr kleine vorhanden ( $\sim 2 \text{ mm}^2$ ). Die vorkommenden Fluorite sind mit dem ausgelaugten Gestein innig verwachsen, sie sind blassrot bis weisslich, wobei der Kern stets etwas dunkler gefärbt ist. Grösste Kantenlänge = 4—5 cm, Gesamtgewicht aller Fluorite ca. 1000 g.

Adulare zeigen die typische Ausbildung, sie sind auf dem zersetzten Gestein gesprossen und sind unbedeutend in Grösse und Menge (grösste Kantenlänge ca. 1 cm).

Das wichtigste Mineral ist ein Milarit von 11 mm Länge ( $// c$ ) und einem Durchmesser von 6 mm. Dieser Kristall ist glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend und ohne Chloritüberzug. Vorkommende Flächen:  $o = (0001)$ ,  $r = (10\bar{1}1)$ ,  $a = (10\bar{1}0)$  und  $b = (11\bar{2}0)$ ,  $a$  und  $b$  mit Längsstreifung  $// c$ . Der Milarit ist partiell auf kleinen Quarz- und Adularkristallen aufgewachsen.

Sehr kleine (höchstens 3 mm grosse) Apatite machen kaum mehr als 3 g aus. Sie sind flächenreich und kugelig ausgebildet.

Der Chlorit ist dunkelgrün, mittelkörnig und dürfte mehr als 10 kg ausmachen (= Fe-Prochlorit).

Calcit ist keiner beobachtet worden.

Die Kluft liegt im Grimsel-Granodiorit. Zwischen einer Kluftdecke (Streichen = N 60 E/Fallen 35 NE) und einem Kluftboden erstreckt sich auf 4 m bei einer maximalen Mächtigkeit von 60 cm viel aufgerissenes und stark ausgelaugtes Nebengestein. Dazwischen befinden sich Chloritnester. Der eigentliche Kluft Hohlräum besass eine maximale Öffnung von nur 15 cm.

Der Milarit und eine Auswahl der übrigen Mineralarten werden heute im Mineral.-petr. Institut Bern aufbewahrt.

Kurz vorher ist im gleichen Stollen, unweit der beschriebenen Kluft, im gleichen Gestein eine Zerrkluft ausgebeutet worden, die vor allem schöne helle Quarze (nicht chloritisiert) — z. T. als Gwindel ausgebildet — mit viel rosarotem, oktaedrischem Fluorit enthalten hat. Leider stand mir von dieser Kluft kein Untersuchungsmaterial zur Verfügung.

##### 5. Zerrkluftminerale aus der Kaverne der Schieberkammer

(Koord. 668.55/158.57/1770 m ü. M., unter Tag, im Grimsel-Granodiorit.)

In der Schieberkammer der unterirdischen Zentrale Sommerloch sind viele und grosse Quarze gefunden worden (Kristalle von 10—20 cm Länge). Die schönste Kristallgruppe wurde durch Obering. J. BAECHTOLD dem Min.-petr. Institut in Bern geschenkt. Der Hauptkristall ist ein riesiger ca. 4 kg schwerer Fluorit-Einkristall mit Kantenlängen von 11 cm, 12 cm, 14 cm und 17 cm. Er hat ein Quarzaggregat von hellen, durchsichtigen Kristallen überwachsen. Die Oberfläche des Fluorits ist stark strukturiert (= subparallele Verwachsung). Die Farbe ist grünlich bis weiss, die grüne Farbe wird gegen die Kanten zu ausgeprägter. Im Innern des Kristalls sind schwache rosa Töne zu beobachten. Das Mineral ist durchscheinend und an den Kanten durchsichtig. Es scheint, dass während der Kristallisation ein kompaktes Quarzband am Boden zerissen und durch Fluorit ausgeheilt worden ist.

Die Quarzkristalle zeigen einige Risse, die auf bestimmten Rhomboederflächen das Wachstum von schönen Vizinalpyramiden induziert haben. Kleine x- und s-Flächen sind vorhanden.

Zwei Stufen mit Bleiglanz stammen aus der gleichen Kluft. Die Hexaeder der Bleiglanze sind leicht verdreht; in ihrem Innern befinden sich korrodierte helle Quarzkristalle.

Die Hauptkluft, aus der diese Mineralien stammen, verläuft im wesentlichen senkrecht zur Textur des Grimsel-Granodiorits, d. h. ca. N 60° E streichend und 20°—30° NE fallend. Parallel dazu verlaufen mehrere Zerr-Risse, die sich zuweilen nesterartig ausweiten.

#### 6. Kristallfunde vom Juchlistock

Beim Bearbeiten einer alten, ausgeräumten Quarzkluft stiess O. LUCEK (Meiringen) im Sommer 1949 auf eine fluoritbesetzte Nebenkluft.

Die Kluft liegt nach Mitteilung des Finders auf der linken Seite des Aaretals zwischen Spitallamm Sperre und Juchlistock in einem aplitischen Gestein (als Einschluss im Grimsel-Granodiorit). Eine genauere Fundortangabe ist vom Finder leider nicht zu erhalten gewesen.

Die vollständige Ausbeute ergab 3—4 kg schönen himbeerroten bis violettweissen Fluorit. Z. T. sind die Fluorite gleichmässig rot, z. T. besitzen sie einen roten Kern und scheinen an den Kanten weiss bis blauviolettlich durch. Die Kristalle besitzen Kantenlängen bis 5 cm. Nur wenige sind chloritisiert. Viele Fluorite sind stark mit dem kavernösen Nebengestein verwachsen, dem sie ausnahmslos aufsitzen. Daneben enthielt die Kluft viel Calcit. (Den Hergang des Fundes beschreibt O. LUCEK in „Der Strahler“, Nr. 6, Jahrgang 3, 1958).

Im Juni fand O. LUCEK zwischen Sommerloch und Juchlistock in einer kleinen Kluft neben in Menge und Qualität unbedeutenden Quarzen, Fluoriten und Titaniten einen Milarit: Länge = 1,1 cm, leicht mit Chlorit überzogen, hexaedrisches Prisma mit Basis, ohne weitere Flächen.

Zu erwähnen wäre noch, dass 1942 bei Bauarbeiten eine sehr schöne Zerrkluft im Juchli angeschossen worden ist. Quarz-, Fluorit- und Calcitstufen dieses Fundes sind im Naturhist. Museum in Bern ausgestellt. Mir stand von diesem Fund Chlorit und Quarz zu Untersuchungszwecken zur Verfügung.

#### 7. Quarzkluft Druckschacht, Meter 565

(Endgültige Vermessung = 630 m, Koord. 668.45/157.99/1770 m ü. M., unter Tag, in Aplit.)

Auch diese Kluft konnte vor der Ausbeutung durch HUTTENLOCHER, HÜGI und Mitarbeiter untersucht werden. Sie ist beschrieben in HÜGI (1956, S. 68/69). Die hier vorkommenden Quarzkristalle sind nur klein, sie sind äusserst flächenreich und zeichnen sich durch grosse x-Flächen aus.

Der beobachtete Calcit kommt in zwei Trachten vor: Erstens als durchsichtige Basistafeln (Durchmesser nicht über 1 cm) und zweitens als verkrümmte Blättchen ohne erkennbare kristallographisch definierte Flächen, die entweder radial um die Basistafel herumwachsen oder direkt auf Nebengestein aufsitzen.

Kleine unscheinbare Aggregate von Eisenglanz finden sich auf Quarz, meist aber auf zersetztem Gestein. Gleichzeitig sind auch kleine Würfelchen von Pyrit im zersetzten Gestein zu beobachten. Die Kluft hat schöne violett-bläuliche Fluoritoktaeder geliefert mit Kantenlängen bis ca. 4 cm.

Die Kluft liegt in einem Aplitstock des Grimsel-Granodiorits, der Kluftboden streicht N 102° E und fällt 18° N (siehe auch S. 230).

## 8. Mineralfunde vom Massiv der Zinggenstöcke

(Im zentralen Aaregranit und in basischen Einschaltungen.)

Die Strahler K. FAHNER (sen. und jun. von Guttannen), H. STREUN (sen. und jun. vom Ägerstein bei Guttannen), H. RUFIBACH (von Guttannen) und andere haben in den letzten Jahren intensiv im Massiv der Zinggenstöcke und Tierberge gestrahlt. Es stellte sich zwar kein ausgesprochener Grossfund ein, doch konnte eine ganze Anzahl Klüfte ausgebeutet werden.

Am Grat zwischen dem Vordern und Hintern Zinggenstock (Koord. ca. 662.0/155.9/2900 m ü. M.) fanden die Strahler FAHNER und STREUN Zerrklüfte mit sehr dunklen Rauchquarzen im zentralen Aaregranit. Ich glaube, dass die schönsten Kristallstufen, die in den letzten 10 Jahren vom Grimselgebiet auf den Markt kamen, von diesem Fundort stammen. Zum Lobe der Strahler muss gesagt werden, dass dank ihrer Sorgfalt die meisten Kristalle ohne Beschädigung geborgen werden konnten. Viel vom dunkelsten Quarz dieses Fundorts ist zu Schmucksteinen von sehr guter Qualität verschliffen worden. Gwindel sind unter den gefundenen Kristallen nicht selten. Häufig war in den Klüften neben Quarz (und mehr oder weniger verwittertem Chlorit) keine andere Mineralart zugegen; zuweilen fand sich etwas Calcit, Adular und Fluorit (himbeerrot, oktaedrisch, meist stark mit dem Nebengestein verwachsen).

Von der Südflanke der Zinggenstöcke, die genaue Fundstelle ist mir leider unbekannt, stammen einige Phantomquarzstufen, bei denen der Quarz nur ganz schwach rauchfarben ist und der Phantomkristall durch eine schwache Chloritbelegung aller r-z-Flächen gezeichnet wird (FAHNER).

Am Vordern Zinggenstock, wenig nordwestlich unterhalb des Gipfels, konnte H. STREUN (sen.) eine Quarz-Fluorit-Calcit-Kluft ausbeuten, die

Fluorite von seltener Farbe und Tracht geliefert hat. Die beiden grössten Fluorite besitzen Kantenlängen von ca. 2,5 cm. Die Fluorite sind im Kern rosa bis rotviolett und aussen blauviolett gefärbt, wobei eine merkwürdige Inhomogenitätszone (radialfaserig, milchig) die beiden Farbzonen trennt. Hauptkristallform ist das Oktaeder, dazu kommen das Rhomboeder (kantenabstumpfend) und das Hexaeder (eckenabstumpfend). Die Kristallflächen sind zonenweise stark parkettiert, was auf eine subparallele Verwachsung (= Mosaikstruktur) schliessen lässt. Neben Rauchquarz und dem stark korrodierten Calcit treten als sehr kleine Mineralarten Albit, Anatas und Brookit auf. Vermutlich ist das Nebengestein nicht zentraler Aaregranit, sondern ein Gneis der Schieferhülle.

Im Sommer 1956 fand W. DIETZ-STEINEMANN ebenfalls an der S-Flanke der Zinggenstöcke (oberhalb Gletscherende, auf 2500 m Höhe) im Schutt einer Runse mehrere rein hexaedrische Bleiglanzstufen. Das Muttergestein des Bleiglanzes scheint ein Gestein der grossen Gneis-Einschlüsse des zentralen Aaregranits zu sein.

Als Beispiel einer „normalen“ alpinen Mineral-Zerrkluft, die neben Quarz keine weiteren sammelwürdigen Mineralien geliefert hat, sei ein Fund auf 2910 m Höhe auf der S-Seite des Hintern Tierberges beschrieben (Koord. 659.80/155.30).

Die Zerrkluft wurde im Sommer 1958 von H. RUFIBACH (Guttannen) und ALFR. WENGER (Innertkirchen) ausgebeutet. Die Kluff lag im zentralen Aaregranit, der hier relativ glimmerreich und stark parallel texturiert ist, wobei die Schieferungsfläche N 65° E streicht und 80° nach SSE einfällt. (Die Lineation der Glimmer-Aggregate verläuft auf dieser Fläche ungefähr in der Fallinie.) Eine andere Gesteinsklüftung streicht genau N-S und fällt senkrecht ein. Die scharf durchsetzende Fläche des Kluffbodens (= „Satz“ nach FL. MAISSEN, 1956) bildet einen verhältnismässig kleinen Winkel zur Schieferungsklüftung: Streichen = N 50° E, Fallen = 30° nach SE.

Die Zerrkluft besitzt in direktem Kontakt kein Quarzband — erst 10 m davon entfernt ist ein solches sichtbar. Die Zerrkluft ist ca. 1 m breit, die grösste Öffnung (= Höhe) beträgt 30 cm und die Klufftiefe (= Ausdehnung in der W-E-Richtung) betrug ca. 4 m. Bei der Entdeckung existierte nur noch die westliche Hälfte der Kluff, die östliche war durch die natürliche Erosion weggesprengt worden. Die Zerrkluft wird oben und unten von einem regelmässigen Auslaugungsband begrenzt.

Die Ausbeute mag etwa 100 kg helle und dunkle Quarze umfassen. Die längsten Kristalle sind etwas länger als 10 cm, die grösseren sind allgemein kurzprismatisch. Halboffene Gwindel — meist stark verwach-

sen — sind häufig. Neben Quarz fand sich in der Kluft Chlorit (stark verwittert, braun), Calcit (z. T. korrodiert) und Adular (nur klein, typischer „Adularhabitus“, als Neusprossung im zersetzten Nebengestein).

### 9. Fluoritfund von der Zinggenlücke

Die Zerrkluft konnte im Spätsommer 1951 von H. STREUN, sen. (Ägerstein bei Guttannen) und KASPAR FAHNER, sen. (Guttannen) nur dank dem starken Zurückschmelzen des kleinen Kargletschers gemacht werden. Der Fundpunkt liegt in der Nähe der Zinggenlücke, am N-Grat des Vordern Tierberges, auf 2810 m ü. M., an der E-Wand des Grates, die bei der Zerrkluft vom Gletscherrand berührt wird (Koord. 660.67/156.05). Das Nebengestein ist ein unregelmässig verlaufender Aplit in der grossen Linse eines Biotitgneis, die im zentralen Aaregranit drin vorkommt.

Das Hauptmineral ist himbeerroter Fluorit mit maximalen Kantenlängen von 3,2 cm. Die Gesamtausbeute betrug ca. 5 kg Fluorit. Die Oberflächen sind z. T. chloritisiert und allgemein stark strukturiert, z. T. leicht kavernös. Die Farbe ist recht einheitlich. Die Zerrkluft hat auch helle Quarzkristalle geliefert. Sie sind aber nur klein, besitzen kleine s-Flächen und bilden keine schönen Stufen. Im stark zersetzten Gestein kommen bis 3 cm lange und 1 cm breite Epidote vor. Diese sind jedoch brüchig und ergeben keine sammelwürdigen Stufen. Das Auftreten von Epidot ist bemerkenswert und für einen Aplit ungewöhnlich. Wie auf S. 366 gezeigt wird, ist hier eine Beeinflussung des Kluftinhalts nicht nur durch den Aplit, sondern auch durch den Biotitgneis anzunehmen. In derben Massen hat sich Calcit gefunden. Er ist stets mehr oder weniger korrodiert und trägt im allgemeinen die Fluorite (seltener sitzen diese auf Quarzen). Der Chlorit (= Prochlorit) ist feinkörnig und kaum verwittert. Als letzte Mineralart ist Rutil zu erwähnen, der in Form ziemlich dichter Sagenite dem Nebengestein aufsitzt.

Die drei schönsten Fluorit-Stufen dieses Fundes sind heute im Besitz des Naturhistorischen Museums in Bern, des Mineralogisch-petr. Instituts Bern und der Kraftwerke Oberhasli in Innertkirchen.

### 10. Eisenrosen- und Kainositfund vom Trübtensee

Ein besonderer Fund mit viel Hämatit, als Eisenrosen ausgebildet, glückte 1955 O. LUCEK (Meiringen) am Trübtensee in der aplitischen Randfacies des Grimsel-Granodiorits (Abb. 33).

Daneben enthielt die Kluft Quarz, Albit, Apatit, Chlorit und — was zu einer besonderen Publikation durch R. L. PARKER und F. DE QUERVAIN (1956) Anlass gab — Kainosit. Die Fundstelle hat seit der erwähnten Bekanntgabe noch mehr Eisenrosen und einige Kainosite geliefert.

Auch K. FAHNER (jun.) hat in der Nähe des Trübtensees schöne Eisenrosen gefunden.

## 11. Einzelfunde

Es seien hier noch einige Einzelfunde aufgeführt, die wahrscheinlich auch in die Fundortgruppe 4a gehören, trotzdem die ganze Mineralgesellschaft meist unbekannt geblieben ist.

### a) *Milarit*

Der wichtigste Einzelfund ist ein überdurchschnittlich grosser Milarit, der vom Finder Ing. KLAINGUTI in liebenswürdiger Weise dem Mineral.-petrogr. Institut Bern geschenkt worden ist. Die grösste Länge beträgt 38,5 mm, die grösste Diagonale ist 14,5 mm. Der Kristall zeigt subparalleles Wachstum, ist stark chloritisiert — einzig am Fuss ist eine kleine chloritfreie Zone — und zeigt nur zwei Flächen:  $o = (0001)$  und  $b = (11\bar{2}0)$ . Das Mineral stammt aus dem Zulaufstollen. (Abgebildet in HÜGI, 1956, S. 510.)

### b) *Pyrit*

Verschiedentlich sind in kleinen Zerrküften mit relativ viel Chlorit grosse Pyrite gefunden worden. Dem Autor sind einige solche — absolut frische, nicht oxydierte Kristalle — zu Gesicht gekommen mit Kantenlängen bis über 5 cm. Die Kristallformen waren durchwegs vom Hexaeder dominiert, mit nur kleinen eckenabstumpfenden weiteren Flächen.

### c) *Desmin*

Auf der N-Seite des Grossen Sidelhorns, oberhalb der Bäregg, entdeckte der Autor im Sommer 1959 auf einer durch die Verwitterung geöffneten Kluft Desmin mit Eisenglanz, Quarz und Chlorit. Der Fundort liegt im südlichen Aaregranit, nahe dem Kontakt mit der GSZ. (Koord. 664.92/155.35 / 2600 m ü. M.)

### d) *Goethit*

Verschiedentlich wurden im Massiv der Zinggenstöcke schöne Limonitkugeln (nach Röntgenbestimmung = Goethit, pseudomorph nach Siderit) gefunden mit Durchmessern bis 3 cm.

**Fundortgruppe 4b****Fund vom Vordern Zinggenstock (Amethystkehle)**

Im Sommer 1959 gelang es KASPAR FAHNER jun. — erstmals seit Jahrzehnten — am Vordern Zinggenstock in der sogen. Amethystkehle einen einzelnen kleinen, abgebrochenen Amethyst zu finden: Länge = 3 cm. Im Sommer 1960<sup>10)</sup> konnte der gleiche Strahler etwas weiter oben als das erste Mal die Überreste (es war nur noch ein Teil des Kluftbodens vorhanden) einer durch die Erosion zerstörten Amethystkluft ausbeuten. Nach Angabe des Finders betragen die Koord. 662.92/156.25/2880 m ü. M. Vor allem gelang es ihm, eine prächtige Stufe mit hellvioletten Amethysten unbeschädigt zu bergen. Grösste Länge der Kristalle ca. 10 cm. Einzelne Kristalle zeigen die typische Zepterform.

Nach den Angaben des Strahlers liegt die Kluft im Granit (Grimsel-Granodiorit), doch sind Linsen eines basischen Gesteins vorhanden. Wie die mikroskopische Untersuchung ergeben hat, handelt es sich um einen dichten Biotit-Calcit-Schiefer, der weitgehend chloritisiert ist; neben den genannten Mineralien treten als Akzessorien nur noch Sericit, Epidot und Titanit auf. Die Angaben KOENIGSBERGERS in P. NIGGLI et al. (1940) auf S. 406 werden damit teilweise bestätigt. Allerdings dürfte es sich bei dem basischen Gestein eher um eine Schiefer-Einlagerung der Schieferhülle als um ein Ganggestein handeln.

**Fundortgruppe 4c****1. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar**

(Siehe auch R. L. PARKER, 1954, S. 73—75)

Diese im Grimsel-Granodiorit liegende Fundstelle lässt sich mit den andern bekannten Zerrklüften im Grimselgebiet (und im Grimsel-Granodiorit) kaum vergleichen. Es handelt sich nicht um eine eigentliche Mineralkluft, sondern um ein ganzes Zerrkluftsystem. Dieses System bildet genetisch zweifellos ein Ganzes, war aber am Schluss der Kristallisation in verschiedene voneinander getrennte Räume gegliedert, so dass die Kristallisationsdifferentiation in ihrer Endphase infolge inhomogener Stoffverteilung nicht überall identisch war. Das ganze Zerrkluftsystem liegt vollständig im Grimsel-Granodiorit (Fig. 12 und Abb. 27).

<sup>10)</sup> 1963 fand K. FAHNER erneut Amethyst am Vordern Zinggenstock.

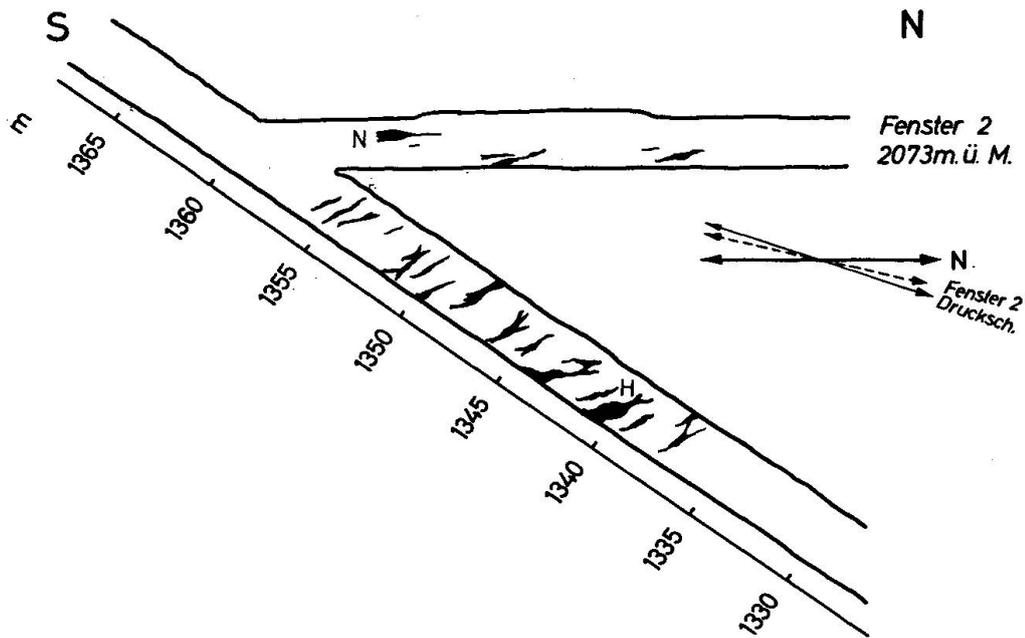


Fig. 12. Grosse Karbonat-Zinkblendekluft im Druckschacht des KW Oberaar. Das Zerrklufsystem erstreckt sich von Meter 1336,5 bis 1356 und besitzt auch im Fensterstollen noch einige Nebenkluften. Schematische Skizze. Die Nebenkluft N ist von HUTTENLOCHER (1953, S. 63, Fig. 1) im Detail gezeichnet worden. Die Hauptkluft H wird in Abb. 27 wiedergegeben.

Als Kluftsysteme des Grimsel-Granodiorits von Meter 1300 bis 1400 sind die folgenden Flächenlagen gemessen worden (nach abnehmender Wichtigkeit angegeben, Streichen und Fallen): N  $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$  E/ $\perp$  und N  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}$  E/ $80^{\circ}$  SE- $\perp$  (diese beiden Systeme sind zugleich Texturflächen des Gesteins), N  $160^{\circ}$  E/ $70^{\circ}$  W- $\perp$ , N  $125^{\circ}$ – $130^{\circ}$  E/ $12^{\circ}$ – $25^{\circ}$  NE. Von den Zerrklüften liegen folgende Flächenmessungen vor: N  $40^{\circ}$  E/ $50^{\circ}$  SE, N  $45^{\circ}$  E/ $30^{\circ}$  SE und verschiedene Übergangslagen bis zu horizontal liegenden Flächen.

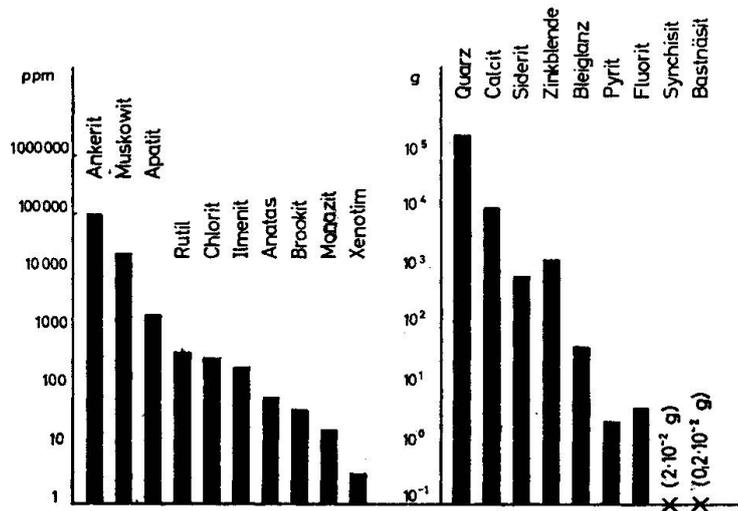
Ganz aussergewöhnlich ist die Intensität der Beeinflussung des Nebengesteins von den verschiedenen Klufthohlräumen aus. Viele Kubikmeter ausgelaugten und mehr oder weniger imprägnierten Nebengesteins finden sich heute auf den Deponien. Die ganze Lagerstätte beansprucht einen Raum in der Grössenordnung einiger Kubikdekameter.

Im Druckschacht erstreckt sich das Zerrklufsystem von 1336,5 m bis 1356 m, mit zwei grösseren Hohlräumen im westlichen Parament bei 1338 m und 1345 m (Koord. 668.22/157.45/2062 m ü. M., unter Tag = Hauptkluft). Kleine Nebenkluften und Zerr-Risse sind auch noch im Fensterstollen zu beobachten. Davon ist eine Nebenkluft von HUTTENLOCHER sorgfältig gezeichnet und publiziert worden (1953). Die sammelwürdigen Stufen sind durch die Sprengungen stark dezimiert worden.

Die Zerrkluftminerale dieses Fundorts müssen nach der Art ihres Vorkommens in zwei Gruppen geteilt werden, wobei einige Mineralarten in beiden vorhanden sein können (Fig. 13):

1. Mineralarten, deren Vorkommen auf grössere Hohlräume beschränkt ist und die z. T. relativ grosse Kristalle oder Kristallaggregate bilden können. Sie sind unter Umständen nur an einem einzigen Fundpunkt angetroffen worden. Es sind die folgenden Mineralarten: Quarz, Muskovit, Chlorit, Ankerit, Siderit, Calcit, Fluorit, Anatas, Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit, Synchronisit, Bastnäsit, Gadolinit und Milarit.
2. Mineralarten, die mehr oder weniger gleichmässig verteilt in den kleinen Hohlräumen des kavernen, ausgelaugten Nebengesteins vorkommen: Rutil, Ilmenit, Anatas, Brookit, Apatit, Monazit, Xenotim — vor allem aber und in grossen Mengen: Ankerit und Muskovit.

Fig. 13. Grosse Karbonat-Zinkblende - Kluft vom Druckschacht. Geschätzte Mineralmengen. Links: Im zersetzten Nebengestein. Rechts: Geförderte Einzelkristalle und Kristalle auf Stufen.



### Beschreibung der einzelnen Mineralarten

#### a) Quarz

Die grossen Quarz-Individuen stammen alle aus der Hauptkluft. Die längsten mögen etwa 25 cm gross sein. Beinahe alle grossen Quarze tragen entweder krustenartige Überwachsungen von Ankerit oder warzenförmige kleinere Einwachsungen desselben Minerals. Die Quarze sind allgemein hell, durchsichtig, zeigen aber zum Teil in der Spitze leichte bräunliche Tönungen. Auffällig ist das absolute Fehlen aller x- und s-Flächen an grossen und kleinen Kristallen. Charakteristisch für den Fundort ist, dass meist je 3—4 aneinanderliegende Prismen- und Rhomboederflächen mit

einer feinen Chloritschicht bedeckt, die übrigen Flächen aber vollständig chloritfrei sind. Dies deutet wohl auf ein Strömungsphänomen hin, das sich am Ende der Kristallisation abgespielt hat. Kleinere Quarze können von Ankeritmassen vollständig überwachsen sein, ohne dass aber die Quarzflächen Wachstumsbehinderungen aufweisen. Mittelgrosse und kleine Quarze können merkwürdig abgeplattet sein, so dass zwei gegenüberliegende Prismenflächen allein mehr als 70% der ganzen Kristalloberfläche ausmachen. Kleinere Zepterquarze stammen ebenfalls aus diesem Fund. (Zahlenwerte über den Habitus: Siehe Seite 280.)

### *b) Ankerit*

Wenn in der Hauptkluft Quarz mengenmässig das wichtigste Mineral bildet, so ist es für das gesamte Zerrkluftsystem Ankerit. Das Karbonat tritt als Imprägnationsmaterial überall im veränderten Nebengestein auf, bildet dünne, bis cm-dicke Überzüge von grosser Flächenausdehnung und immer wieder halbkugelförmige Kristallaggregate. Diese letzteren Gebilde besitzen häufig einen gut abnehmbaren „Hut“, der sich in der chemischen Zusammensetzung vom Kern unterscheidet. Die Kristallform beschränkt sich auf das Rhomboeder, das immer leicht verdreht ist, ohne eigentliche Sattel-Ankerite zu bilden. Auch die grössten Einzelrhomboeder innerhalb der Kristallaggregate haben nur Kantenlängen von wenigen mm. Weil die Ankerite rasch verwittern, sind heute in den Sammlungen Ankeritstufen von ganz verschiedenen Farbtönungen zu finden. Die Farbveränderungen zeigen folgende Entwicklung: elfenbeinfarben → bräunlich-gelb → rotorange → orangerot → rostfarben. Es ist auffällig, dass die Siderite viel weniger rasch verwittern (Abb. 28 a, b).

### *c) Siderit*

Die Siderite sind deutlich jünger als die Ankerite und unterscheiden sich von diesen in Farbe (dunkler, gelbbraun bis braun) und Form (kleiner und stets stark gekrümmte Rhomboeder = Sattelsiderite). Sie sind meistens den Ankeriten aufgewachsen, seltener sitzen sie direkt auf dem Nebengestein oder sind mit Muskovit verwachsen. Wie die Ankerite bilden die Siderite halbkugelförmige Aggregate, sie können aber auch in lose verstreuten Einzelindividuen auftreten. Nach verschiedenen DTA-Untersuchungen und vielen Röntgen-Pulveraufnahmen kann mit Sicherheit gesagt werden, dass keine Dolomite vorkommen. In einer Nebenkluft — im Fensterstollen — sind im feinen Muskovit-Sand Sideritkugeln

ausgebeutet worden. Ihr Durchmesser erreichte nicht mehr als 2,5 cm; im Dünnschliff haben sich diese Sideritkugeln als nicht monomineralisch erwiesen, da sie mit feinsten Muskovitblättchen verwachsen sind — seltener enthalten sie etwas Ankerit.

#### d) Calcit

Die Calcite kommen in zwei verschiedenen Trachten vor. Die Rhomboeder bilden die grössern und ältern Ausscheidungen. Es sind zum Teil recht uneinheitliche Kristalle; sie sind kavernös, enthalten mehr oder weniger schief gestellte Subindividuen und besitzen stellenweise kleine idiomorphe Brookite, Muskovite, Anatase, Ankerite und Erze. Gegen den Klufthohlraum zu spalten die Calcite häufig auf und bilden Skalenoederspitzen. Diese Kristallspitzen sind vielfach stark korrodiert.

Als kleine Skalenoeder (max. 15 mm, meist nur 5—10 mm lang) sitzen die Calcite auf den grossen Ankeritmassen. Sie sind durchsichtig (bläulich oder grünlichgrau durchscheinend), basis-verzwillingt. Sie können von einem feinen Muskovit-Belag überzogen sein. Häufig fehlt jedoch dieser Überzug, auch wenn Ankerit, Siderit und Quarz leicht grün beschlagen sind (Abb. 30).

#### e) Muskovit

Muskovit ist im ganzen Zerrklufsystem ein allgegenwärtiges Mineral und dies in zwei ganz verschiedenen Ausbildungsformen. Erstens bildet es eine riesige Zahl wechselnd grosser, scharf hexagonal begrenzter, dicktafeliger Kriställchen (Mittelgrösse: Durchmesser = 1—2 mm, Dicke  $\frac{1}{2}$ —1 mm). Grosse Gesteinsoberflächen können mit Muskovit-Tafeln übersät sein und überall, wo kavernöses Gestein zugegen ist, bilden die Muskovite neben Ankerit die Hauptmasse, der in den Kavernen drin auskristallisierten Mineralien. Zweitens tritt der Muskovit als lockerer, graugrüner „Sand“ auf, der leicht mit Chlorit verwechselt werden kann. Die hellgrünen Überzüge der andern Mineralien sind denn auch häufig Muskovit und nicht Chlorit. Der mittlere Durchmesser der dünnen hexagonalen Blättchen beträgt ca. 2 mm (Abb. 29).

Die flammenspektrometrische Alkalibestimmung der grössern Muskovite hat einen relativ hohen Na-Gehalt ergeben:

$$\text{Na}_2\text{O} = 2,4 \% \qquad \text{K}_2\text{O} = 8,1 \%$$

(Analytiker: H. ABRECHT).

f) *Chlorit*

Chlorit bildet vor allem sehr feinkörnige Überzüge auf andern Mineralien, ohne je ätzend oder wachstumshindernd gewirkt zu haben. Bei der Aufwachsung von Siderit auf Ankerit kann er eine feine Zwischenschicht bilden, ist also jünger als Siderit, aber älter als Ankerit.

g) *Zinkblende*

Die Zinkblende stellt das charakteristische Mineral dieses Zerrkluftsystems dar. Die Kristallform wird gleichmässig durch (111) und ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) dominiert, was zur Folge hat, dass die Zinkblende schöne Oktaeder bildet und eine höhere Symmetrie vortäuscht als sie hat. Immerhin lassen sich meist durch die weitem, nur klein ausgebildeten Flächen (Deltoiddodekaeder) positive und negative Quadranten unterscheiden. (110) ist allgemein vorhanden, allerdings nur kantenabstumpfend. Die Zinkblende ist fast ausschliesslich auf Ankerit entstanden und mit dem Karbonat häufig stark verwachsen; selten ist die Zinkblende auf Quarz aufsitzend oder ohne Anwachsstelle mehr oder weniger schwebend gebildet worden. Die Farbe erscheint im auffallenden Licht schwarz, im durchscheinenden aber braunrot und wechselt — in jüngeren Ausscheidungen — über gelbbraun zu gelbgrün. Die max. Kantenlänge beträgt ca. 2 cm (Abb. 31 und 32).

h) *Bleiglanz*

Viel seltener als die Zinkblende ist der Bleiglanz. Die Kristallform setzt sich aus Würfel, Oktaeder und — nach PARKER (1954, S. 74) — Rhombendodekaeder zusammen. Wahrscheinlich ist der Bleiglanz etwas älter als die Zinkblende.

i) *Pyrit*

Pyrit — noch seltener als Bleiglanz — ist wie die beiden andern Sulfide ebenfalls auf Ankerit auf- und eingewachsen. Die Schätzung der relativen Sulfidmengen beträgt: Zinkblende : Bleiglanz : Pyrit = 600 : 20 : 1.

k) *Titanoxyde: Rutil, Anatas, Brookit*

Alle drei Titanoxyde kommen vor allem auf dem kavernösen Nebengestein oder in den vielen kleinen Hohlräumen dieses Gesteins vor. Sie sind durchwegs klein und geben keine schönen Stufen ab.

*Rutil* ist in kleinen, hellen, haarförmigen, wirren Bücheln überall vorhanden (Länge = 2—3 mm, Abb. 29). Er gibt dem kavernösen Gestein z. T. ein merkwürdig filziges Aussehen. Daneben sind mm-grosse Sagenitgewebe zu beobachten, die randlich wieder den haarförmigen Rutil zeigen.

Nur ein einziger Fundpunkt hat mehrere *Anatase* geliefert — mit einer max. Länge von 6 mm. (111) ist stark vorherrschend; daneben wurde nur noch (101) sicher festgestellt. Die Kristalle zeigen eine ausgeprägte Riffelung auf (111)  $\perp$  c, was zu einer Einschnürung in der Mitte der Kristalle führt. Im Auflicht erscheinen sie schwarz, halbmatt glänzend und sind im Durchlicht braun durchscheinend. Als kleinste Kristalle (1 mm) findet man *Anatase* in und auf *Calcit* und in den kleinen Kavernen.

Die *Brookite* zeigen die typische, dünntafelige Ausbildung. Die grösste beobachtete Länge beträgt 4 mm, die Kristalle sind grüngelb bis graugelb und matt. Im kavernösen Gestein sind *Brookite* häufig, jedoch nie aggregiert, zudem kommen sie im *Calcit* drin vor.

#### l) *Ilmenit*

Im zersetzten, vor allem aber im kavernösen Gestein sind kleine *Ilmenit*flitter und -rosetten (mit Durchmesser um 1 mm) häufig. Der Nachweis des *Ilmenits* erfolgte röntgenographisch. Das Fe-Ti-Mineral geht partiell oder auch vollständig, unter Erhalt der Kristallform, in ein weisses, stark licht- und doppelbrechendes Mineral über. Pulveraufnahmen zeigten, dass es sich dabei um *Rutil* — pseudomorph nach *Ilmenit*! — handelt. Aus dem weissen *Rutil* hat sich stellenweise ein dichtes Haufwerk von *Sagenit* entwickelt.

Die cm-grossen Flitter eines stark glänzenden, schwarzen Erzes, die als Einschlüsse in *Quarz* vorkommen, sind wahrscheinlich auch *Ilmenite*, könnten allerdings auch *Hämatite* sein.

#### m) *Apatit*

*Apatite* sind — aufgewachsen auf dem kavernösen Gestein — stellenweise häufig. Sie bilden aber nur kleine Kristalle mit maximalen Durchmessern von etwa 6 mm. Stets sind sie kurzprismatisch und  $\sim$  isometrisch bis länglich. Allgemein treten sie sehr flächenreich auf. Festgestellte Formen sind: Basispinakoid  $c = (0001)$ , Prismen:  $a = (10\bar{1}0)$  und  $b = (11\bar{2}0)$ , wenn vorhanden sehr klein. Bipyramiden der Zone  $[1120]$ :  $y = (20\bar{2}1)$ ,

$x = (10\bar{1}1)$ ,  $r = (10\bar{1}2)$ ; Bipyramiden der Zone  $[2113]$ :  $n = (31\bar{4}1)$ ,  $m = (21\bar{3}1)$ ,  $s = (11\bar{2}1)$  evtl.  $o = (31\bar{4}2)$  und eine Bipyramide der Zone  $[0110]$ :  $y = (11\bar{2}2)$ . Im Habitus gleichen die Kristalle denjenigen der Abb. 88 auf S. 55 in P. NIGGLI et al. (1940). Sie sind aber flächenreicher.

#### n) Fluorit

Ein einziger Fundpunkt hat etwas Fluorit geliefert. Im Gegensatz zum „Grimselhabitus“ ist die einzige auftretende Kristallform der Würfel (grösste Kantenlänge = 1 cm); die Farbe ist weiss bis graugrünlich. Die Kristalle sitzen auf, z. T. im Ankerit.

#### o) Monazit

(Erstmals beschrieben von G. BECK, 1954.)

Monazite sind recht häufig und können noch heute auf der Deponie des Fensters I gesammelt werden. Die Kristalle sind jedoch allgemein klein (0,5—2 mm lang, grössere Dimensionen sind selten) und zudem sind es häufig Agglomerate verschiedener Subindividuen ohne schöne Begrenzungsflächen. Die Monazite finden sich vor allem in den kleinen Hohlräumen des kavernösen Gesteins. Farbe: Honiggelb, fast immer mit kleinen opaken Einschlüssen, selten mit rotorangen Inhomogenitäten. Gut durchscheinend bis durchsichtig. Glasglänzend (= Einzelindividuen) oder seidenglänzend (Agglomerate). Kristallform und Habitus: Die Einzelkristalle sind nach der b-Achse gestreckt, sie sind parallel der Fläche  $a = (100)$  tafelig und besitzen meist einen rhombischen Querschnitt, weil neben a die Fläche  $w = (101)$  formbestimmend ist. Es sind optische und röntgenographische Bestimmungen gemacht worden, die alle auf Monazit hinweisen. Im Spektroskop (Pupillen-Spektroskop von Zeiss-Winkel) haben sich die Absorptionslinien mit solchen von einem Monazitsand-Präparat aus Indien als identisch erwiesen.

Einem Rate von Herrn Dr. G. BECK folgend, habe ich den Ankeritbelag verschiedener Stufen mit verdünnter Salzsäure weggelöst und die kleinen, unter oder im Karbonat vorkommenden Mineralarten untersucht. Im Rückstand fand ich so unter anderem: Monazit, Synchronit, Bastnäsit, Xenotim und Zirkon.

#### p) Synchronit und Bastnäsit

Das Auffinden dieser zwei seltenen Mineralien [= (Ce, La ...) Ca (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>F und (Ce, La ...) (CO<sub>3</sub>)F] gab Anlass zu einer Sonderpublikation:

Y. IITAKA und H. A. STALDER (1961). Ergänzend seien hier noch einige Daten festgehalten. Herr Prof. G. BRUNISHOLZ von der Universität Lausanne hatte die Freundlichkeit, eine Substanzmenge von ca. 8 mg Synchisit-Bastnäsit (im Verhältnis ca. 10:1) mit der Röntgenfluoreszenz-Methode zu analysieren. Der Gehalt an Seltenen Erden hat sich als nicht wesentlich verschieden von demjenigen eines Monazits erwiesen. Dabei weist das technische Cer-Chlorid (= Chloride der Seltenen Erden des Monazits, ohne weitere Aufarbeitung) folgende Zusammensetzung auf — Angaben in Atomprozenten:

$$\begin{aligned} \text{Ce} &= 46, \text{La} = 24 \\ \text{Pr} &= 5, \text{Nd} = 18, \text{Sm} = 2,5 \\ \text{Yttererden} &= 4,5 \text{ (hauptsächlich Gd, Y, Dy)}. \end{aligned}$$

Der Th-Gehalt des Synchisit-Bastnäsits ist jedoch wesentlich kleiner als jener des Monazits, es handelt sich höchstens um Spuren.

#### q) *Xenotim*

Bis jetzt habe ich nur 5 kleine Kristalle dieser seltenen Mineralart gefunden. Die Bestimmung erfolgte röntgenographisch. Die grösste Länge betrug 1 mm; alle Kristalle waren nach der c-Achse gestreckt und wiesen  $m = (110)$  und  $z = (111)$  als einzige Kristallflächen auf. Die Kristalle haben einen Fett- bis Glasglanz und sind hell weingelb und durchscheinend.

#### r) *Zirkon*

Zum Schluss sei noch ein Mineral erwähnt, das von Herrn O. HAGER, Bern, zuerst richtig identifiziert worden ist; es ist der Zirkon. Diese Mineralart findet sich überall im zersetzten Gestein und überschreitet die Länge von 0,3 mm nur ausnahmsweise. Die Farbe ist hellviolett, durchscheinend bis durchsichtig, glas- bis diamantglänzend. Die Kristallform ist stengelig bis kurzprismatisch mit den Flächen  $(110)$ ,  $(111)$  und kantenabstumpfend  $= (100)$ .

Die Zirkone dürfen nicht als Zerrkluftminerale aufgefasst werden. Sie bilden Überreste des chemisch stark veränderten Granites und sind abwechslungsweise von allen Sekundärmineralien umwachsen. Erstaunlich ist die gute idiomorphe Form; die Zirkone haben somit alle chemischen und physikalischen Veränderungen des Granites unbeschadet überstehen können. Bei genauer Dünnschliff-Untersuchung sieht man, dass der frische Granit der nähern und weitem Umgebung des Zerrkluftsystems ebenfalls relativ viel idiomorphen Zirkon enthält.

*s) Gadolinit und Milarit*

Nach dem vorläufigen Abschluss der vorliegenden Arbeit hat mir in verdankenswerter Weise Herr W. ROTHMAYR (La Tour-de-Peilz) eine kleine Stufe gebracht, auf der er Gadolinit zu erkennen glaubte. Nach der genauen Beobachtung des im zersetzten Nebengestein sitzenden Minerals, kann ich Herrn ROTHMAYR durchaus beipflichten. Das Mineral ist monoklin, durchsichtig, hellviolett und besitzt einen Habitus, der demjenigen in PARKER (1954) auf Seite 122 weitgehend entspricht. In diesem Mineral vom Druckschacht herrschen die Flächen (001), (011) und (111) vor, daneben können noch die Flächen (110) und (010) beobachtet werden. Das Mineral ist sehr klein: 0,75 mm lang in Richtung der a-Achse gemessen und 0,15 mm im Querschnitt. Herr ROTHMAYR hat zudem im Spektroskop deutlich die Absorptionslinien im Grün beobachten können. Infolge der Kleinheit und des einmaligen Auftretens konnten keine weiteren Untersuchungen gemacht werden.

Auf der gleichen Stufe befindet sich noch ein (wahrscheinlich) hexagonales, säuliges Mineral mit einer Basis: ca. 1 mm lang und 0,1 mm im Durchmesser. Mit Ausnahme der kleinen durchsichtigen Kopfpattie ist das Mineral schwarz und undurchsichtig. Zusammen mit Herrn ROTHMAYR vermute ich, dass es sich dabei um einen Milarit handelt.

## 2. Karbonat-Fund vom Trübtenfenster

Dem grossen Karbonat-Zinkblendefund vom Druckschacht am ähnlichsten ist der Karbonat-Fund vom Fensterstollen Trübten (ca. 160 m stolleneinwärts im Grimsel-Granodiorit, Koord. 665.65/156.45, 2220 m ü. M., unter Tag).

Ankerit ist auch hier das mengenmässig wichtigste Mineral, das vor allem in Krusten oder halbkugeligen Aggregaten und als Imprägnation im veränderten Nebengestein auftritt.

Der Quarz ist durchwegs wasserklar und besitzt im Gegensatz zum Druckschachtvorkommen x- und s-Flächen. Die Kristalle sind relativ klein (wenige cm).

Als weiteres wichtiges Mineral kommt Calcit vor, dessen Tracht von den sonst im Grimselgebiet gefundenen Kristallen abweicht, indem neben flachen Rhomboedern das Prisma als Hauptbegrenzung auftritt. Durchdringungszwillinge nach der c-Achse sind vorhanden. Einige kleine Calcitkristalle sind auf glatten Flächen von Ankeritaggregaten (wahrscheinlich handelt es sich um Negativflächen aufgelöster Calcitrhoeder) aus-

kristallisiert. Eine recht merkwürdige Stufe aus der Sammlung von Herrn O. HAGER zeigt ein grösseres Aggregat Ankerit von der ungefähren Form eines hohlen Calcit-Normalrhomboeders, das auf der einen Seite offen ist. Die beiden letztgenannten Beobachtungen lassen darauf schliessen, dass zuerst Calcit (in Rhomboedern) ausgeschieden worden ist und nachher Ankerit. Während der Ankeritkristallisation wurde der Calcit wieder vollständig abgebaut. In einer Endphase der Mineralbildung entstand dann nochmals Calcit, nun in prismatisch-flachrhomboedrischer Form.

Neben den genannten Mineralien kommt noch vor: Muskovit, sehr feinkörnig, ähnlich dem Chloritsand, Apatit in kleinen, flächenreichen, kugeligen Kristallen, Rutil als Sagenitgitter oder in einzelnen kleinen Kristallen, Baryt in kleinen schuppigen Kriställchen und Zinkblende, die aber nur einmal als dichtes Aggregat von einigen mm Grösse, umwachsen von Ankerit, beobachtet werden konnte.

### 3. Karbonatfund vom Wasserschloss des KW Oberaar

(Koord. 668.10/157.15, ca. 2225 m ü. M., unter Tag)

In Zerr-Rissen mit viel zersetztem Grimsel-Granodiorit fand sich Ankerit, der in der Ausbildung demjenigen von der grossen Karbonat-Zinkblendekluft sehr ähnlich ist (Krusten und halbkugelige Aggregate). Auf und neben Ankerit kommt Siderit vor in kleinen, sattelförmigen Kristallen, die z. T. halbkugelige Aggregate bilden. Als letztausgeschiedenes Karbonat ist etwas Calcit in Form kleiner, basisverzwillingter Skalenoeder vorhanden, aber auch in merkwürdigen nierenförmigen Krusten. Daneben konnte Apatit (kleine, kugelige Kristalle), Rutil (Sagenit und Haare) und Muskovit (kleine, hexagonale Paketchen und lockere, ineinander verfilzte Kriställchen, „chloritähnlich“) bestimmt werden. Stellenweise enthielten die Zerr-Risse helle, z. T. recht grosse Quarzkristalle.

### 4. Quarz-Ankerit-Vorkommen im Lauteraar-Gebiet

Den Strahlern HANS und ERNST RUFIBACH und ALB. VON BERGEN gelang im Herbst 1959 in der Lauteraar (nicht mehr im zentralen Aaregranit, sondern in den nördlichen kristallinen Schiefern) ein Fund, der Quarz, Ankerit und Chlorit geliefert hat. Leider ist es mir heute noch nicht möglich, den Fundort, den ich zwar kenne, genau anzugeben, weil die Strahler für die nächsten Jahre an der Geheimhaltung unbedingt festhalten wollen.

In zwei nahe beieinander liegenden Zerrklüften fanden sie schöne, helle, wasserklare Quarzkristalle, die alle mehr oder weniger von Ankerit überwachsen waren. Als Letztausscheidung war stellenweise Chlorit zugegen. Der Ankerit der ersten Kluft, die gegen Verwitterungseinflüsse nicht geschützt war, hat ein rotbraunes, rostiges Aussehen und fiel beim Waschen gerne von den Quarzkristallen ab. Die auf der DTA-Apparatur aufgenommene Kurve zeigt aber einen für Ankerit durchaus normalen Verlauf. Der Ankerit der zweiten Kluft, die gegen aussen offenbar besser geschützt war, hat ein frisches Aussehen. Die einzelnen 1—2 mm grossen Ankeritkristalle (= flache Rhomboeder mit leicht gekrümmten Flächen) sind meist zu niedrigen Aggregaten vereinigt. Die Quarze der zweiten Kluft besitzen keine x- und s-Flächen, wogegen diejenigen der ersten Kluft zuweilen sehr kleine x- und/oder s-Flächen aufweisen. Die grössten Quarzkristalle sind etwa 15 cm lang; die gesamte Ausbeute übersteigt einen Zentner beträchtlich.

Im Winter 1962/63 konnte H. RUFIBACH bei der genauen Sichtung des unverkauften Materials einige Erze entdecken. Ein annähernd hexagonales Prisma erwies sich als eine Verwachsung von Kupferkies und Fahlerz mit einem grünen Anflug von Malachit. Auf einer zweiten Stufe konnte zudem noch Azurit gefunden werden. Das Fahlerz ist offenbar ein Sb-Fahlerz mit Fe (oder einem andern Kation), denn die Gitterkonstante  $a_0$  beträgt 10,398 ( $\pm 0,002$ ) Å (Abb. 34).

## 5. Kleine Funde und Einzelfunde

### a) Zinkblende-Ankerit-Vorkommen vom Druckschacht

des Kraftwerkes Oberaar. Meter 1018. Koord. 668.30/157.66, 1890 m ü. M., unter Tag

Etwas mehr als 300 m unterhalb der grossen Karbonat-Zinkblende-Kluft ist im Druckschacht eine Kluft mit viel Ankerit an der Stollenfirst angeschossen worden. Sie befindet sich ebenfalls im Grimsel-Granodiorit. Im Ankerit fanden sich cm-grosse Zinkblendekristalle von komplexer Form, die eine deutliche Farbveränderung von braun zu grün (in den Letztausscheidungen) aufwiesen. Die Kluftdecke streicht N 90° E und fällt 50° nach N. Neben Ankerit und Zinkblende führte die Kluft noch Muskovit und Calcit. Eine Begleitkluft bei 1015 m enthielt Ankerit, Calcit, Muskovit und Quarz und eine weitere bei 1012 m Quarz, Chlorit und Calcit.

*b) Karbonatfunde vom Zulaufstollen (KW Oberaar)*

Im Zulaufstollen ist durch Ing. KLAINGUTI ein Mineral gesammelt worden, das bis anhin im Grimselgebiet unbekannt war: Pistomesit (Fe, Mg) CO<sub>3</sub>, die Fe-Bestimmung ergab 68,4% FeCO<sub>3</sub>. Das Mineral kommt in fächerförmigen, verbogenen Kristallaggregaten vor (grösste Ausdehnung = 2—3 cm), besteht aber im Feinaufbau aus lauter kleinsten Rhomboedern. Mit Pistomesit zusammen treten kleine Rutile (= schwarze Nadeln) und Pyrite neben Ankerit auf.

Von einer andern Fundstelle konnten ebenfalls durch Ing. KLAINGUTI Stufen mit sehr schönen, braun durchscheinenden Sideriten gesammelt werden. Die 2 bis 4 mm grossen Siderit-rhomboeder sind nur schwach gekrümmt. Sie sitzen auf fast weissem Ankerit oder auf cm-grossen Baryt-Tafeln auf. Das Auftreten von Baryt ist aussergewöhnlich und bis jetzt aus dem Grimselgebiet nicht bekannt. Die Kristalle sind komplex gebaut, seidenglänzend und von einer eigenartigen rötlichen Farbe. Die Stufen dieser Fundstelle enthalten neben den erwähnten Mineralien noch Quarz, Muskovit und Rutil.

*c) Bazzit von der Deponie des Wasserschlosses*

Schon in zwei Publikationen ist der Bazzitfund erwähnt worden (BECK 1954 und HUTTENLOCHER et al. 1954). Der kleine blaue Kristall sitzt einem Ankerit-Aggregat auf. Neben dem mengenmässig wichtigen Ankerit ist auf der Stufe als Zerrkluftmineral nur noch Apatit vorhanden. Daneben besitzt das Gestein fein verteilte kleine Pyrite und eine eigentliche Erzader von Magnetkies.

Bis heute ist es der einzige Bazzitfund im Grimselgebiet geblieben. Das Mineral wird im Mineral.-petrographischen Institut Bern aufbewahrt.

*d) Bleiglanzfund am Südlichen Gerstenhorn*

Im Sommer 1961 haben J. HÄFLIGER und H. LEUTHOLD (beide aus Meiringen) am SE-Abhang des Südlichen Gerstenhorns auf ca. 2770 m eine Zerrkluft entdeckt und ausgebeutet, die neben Rauchquarz und völlig zersetztem Ankerit einige kg Bleiglanz mit Sekundärmineralien enthielt. Die Untersuchungen WEIBELS et al. (1963) haben ergeben, dass der Bleiglanz 0,4% Ag, 0,7 % Bi und kleine Einschlüsse von Tellur (neues Mineral für die Schweiz), Empressit (?) und Kupferkies enthält. Als sekundäre Mineralien sind auf dem Bleiglanz Cerussit und Anglesit

(beide: kleine Kristalle und feinkristalline Überzüge) bestimmt worden. Die Einordnung dieser Zerrkluft in die Fundortgruppe 4c ist nicht gesichert, weil keine Einschluss-Untersuchungen durchgeführt worden sind. (Vergleiche auch die Beschreibung von G. BECK, 1963.)

**Funde, die nicht in die vorne besprochenen Fundortgruppen eingereiht werden können**

1. Adularfund vom Zulaufstollen

Ein grosser Adularfund erfolgte beim Bau des Zulaufstollens bei 4060 m (Koord. 667.72/157.02 / ca. 2210 m ü. M., unter Tag) in einem Gneis der GSZ, der vorwiegend aus Mikroklin und Albit besteht. Die Adulare treten in grossen, wasserklaren Viellingen auf mit Kantenlängen von 3 bis 4 cm (Abb. 35), daneben existieren kleine Kristalle, die in einer Richtung stark gestreckt sind (Adularkerzen) und nie Zwillinge bilden. Das Muttergestein ist deutlich parallel struiert und scheint nach der Hauptkristallisation zerrissen worden zu sein. In den Rissen, die transversal (= in der Schieferichtung) und quer verlaufen, haben sich die Adularnadeln gebildet. In den Transversalrissen (und auf dem zersetzten Nebengestein) sind auch kleine, dunkle und nur einige mm lange Rutilnadeln vorhanden.

Neben Adular ist mengenmässig Ankerit am wichtigsten. Diese Mineralart ist deutlich jünger als die Adularviellinge: Sie bildet halbkugelige Aggregate und krustenartige Überzüge. Ein Fundpunkt enthielt viel Chlorit. Wahrscheinlich älter als die Adulare sind kleine (bis etwa cm-grosse) blättrige Ilmenitkristalle.

Auffallend ist, dass die ganze Kluff kaum Quarz enthält, weder im Muttergestein noch als Zerrkluffmineral. Dies illustriert erneut die Abhängigkeit der Zerrkluffmineralien vom Nebengestein. (Vergleiche auch HUTTENLOCHER, 1952, S. 24 und 26; PARKER 1954, S. 69.)

2. Heulandit-Fund von der Bäregg

An der Bäregg (N-Seite) fand der Autor im Sommer 1958 eine Zerrkluff im Biotitschiefer der GSZ (Koord. 664.62/155.90/2470 m ü. M.) mit vielen, aber nur mm-grossen Heulanditen. Die Kristalle sind glasglänzend, durchsichtig bis durchscheinend und besitzen die folgenden Flächen:  $t=(101)$ ,  $s=(\bar{1}01)$ ,  $b=(010)$ ,  $c=(001)$  und selten  $m=(110)$ . Daneben fand sich in kleinen Mengen: Muskovit, Eisenglanz und Quarz. Charakteristisch ist das Auftreten von Rutil (kleine, braungelbe Büschel).

### Anhang: Untersuchung der Chlorite

Es hat mich interessiert, ob die beinahe in allen Zerrklüften vorkommenden Chlorite einheitlicher oder uneinheitlicher Zusammensetzung seien und ob eventuell ein Zusammenhang mit dem Nebengestein festzustellen sei. Nach den Darlegungen von A. HOEDL (1942) ist es möglich, die alpinen Chlorite nach optischen Daten zu bestimmen.

In Tabelle 7 sind die unter dem Mikroskop erhaltenen Werte zusammengestellt. Die Bestimmungen erfolgten nach den Tabellen von HOEDL (1942) und TROEGER (1952).

Die untersuchten Zerrkluft-Chlorite gehören alle in die Gruppe der Prochlorite (früher z. T. als Ripidolithe bezeichnet). Nach den Lichtbrechungsunterschieden zu schliessen, schwankt der Fe-Gehalt aber beträchtlich. Eine Abhängigkeit vom Nebengestein ist evident. Die eisenreichsten Chlorite stammen aus dem Grimsel-Granodiorit (oder den Apliten), die magnesiumreichsten aus der GSZ. Die Tabelle zeigt aber auch, dass aus dem Einzelfall keine sichern Schlüsse gezogen werden dürfen. Beachtenswert ist, dass der Chlorit auf der steilen (magmatische bedingten?) Kluft N 160° E/⊥ sich nicht von den Zerrkluftchloriten unterscheidet.

In vielen Zerrklüften sind die Chlorite braun verwittert. Unter dem Mikroskop fällt sofort auf, dass die braunen Chlorite keinen Pleochroismus haben, dafür aber eine starke braune Eigenfarbe. Mit der Verwitterung steigt die Lichtbrechung. Die braunen Chlorite geben — ganz im Gegensatz zu den grünen Prochloriten — gute, scharfe Achsenbilder.

Den verwitterten Chlorit von der grossen Gerstengletscherkluft habe ich besonders untersucht. (In frischem Zustand wurde das Mineral an dieser Fundstelle nicht gefunden.) Eine DTA dieses Chlorites unterscheidet sich nicht von einer normalen Chlorit-DTA. Die Bestimmung der Lichtbrechung war nur innerhalb einer grossen Fehlergrenze möglich. Alle Daten sind ebenfalls in Tabelle 7 zusammengestellt. Es war mir auf Grund dieser Angaben nicht möglich, dem Mineral einen Namen zu geben.

Alle Chlorite sind grün, ausgenommen derjenige vom Gerstengletscher, der braun ist.

## III. Untersuchung der Karbonate

### A. VORKOMMEN

Bei der geologisch-petrographischen Aufnahme der verschiedenen Stollen der Kraftwerke Oberhasli im Grimselgebiet hat sich gezeigt,

Tabelle 7. Chlorite aus Zerrklüften

Fundort	Nebengestein	Opt. Charakter	$n_y$ ( $\pm 0,001$ )	Interferenzfarben an senkrecht stehenden Blättchen im Pulverpräparat	Mittl. Durchmesser eines Chloritblättchens	Name
Südl. Bäregg (2600 m) Desminfundstelle	Südl. Aaregranit- Kontakt zu GSZ	+	1,614	braungelb, z.T. rotviolett	40 $\mu$	Mg-Prochlorit
Oberaarstrasse 50 m oberh. Berghaus Oberaar	Quarzporphyr (GSZ)	+	1,625	normal	45 $\mu$	Prochlorit
Oberaarstrasse 200 m oberh. Berghaus Oberaar	Gneis (GSZ)	+	1,625	braungelb, z.T. rotviolett	60 $\mu$	Prochlorit
Zerrkluft Trübten, Eisen- rosen- u. Kainositfund	Saure Randfacies des Grimsel-Granod.	-	1,627	rotviolett	30 $\mu$	Prochlorit
Schieberkammer d. Zentrale Sommerloch (KW Ober- aar) 3485	Grimsel-Granodiorit	-	1,631	rotviolett	45 $\mu$	Prochlorit
Zerr-Riss, Zulaufstollen Meter	Gneis (GSZ)	-	1,634	rotviolett	35 $\mu$	Prochlorit
Adularkluft, Zulaufstollen Meter 4060	Gneis (GSZ)	-	1,635	rotviolett	30 $\mu$	Prochlorit

Zerrkluff westl. Husegg	Gneis (GSZ)	—	1,635	rotviolett	45 $\mu$	Prochlorit
Zinggenlücke, Fluoritkluff	Aplit in Biotitschiefer	—	1,640	blaugrau	40 $\mu$	Fe-Prochlorit
Fenster 2, Druckschacht KW Oberaar	Grimsel-Granodiorit	—	1,643	blaugrau *	30 $\mu$	Fe-Prochlorit
Zerrkluff, Juchli	Grimsel-Granodiorit	—	1,645	blaugrau	30 $\mu$	Fe-Prochlorit
Chlorit auf Kluff N 160° E/ $\perp$ Sommerloch, Strassen- tunnel	Grimsel-Granodiorit	—	1,646	blaugrau	60 $\mu$	Fe-Prochlorit
Ablaufstollen Sommerloch Fluorit-Milaret-Fund	Grimsel-Granodiorit	—	1,648	blaugrau — beinahe normal	55 $\mu$	Fe-Prochlorit
Kabelstollen (1410 m)	Aplitgranit in Gr.Gr.	—	1,649	normal	30 $\mu$	Fe-Prochlorit
Gerstengletscher	Grimsel-Granodiorit	—	1,66 $\pm$ 0,005	überdeckt durch rost- braune Eigen- farbe		?

\* Farbe im Dünnschliff.

dass im Gebirgskörper bedeutend mehr Karbonate vorhanden sind, als dies nach den Oberflächenbeobachtungen zu erwarten wäre. Dass die meisten Zerrklüfte der granitischen Gesteine Calcit enthalten können, wurde schon lange festgestellt (z. B. in PARKER, 1954). Allerdings sind die Calcite oberflächennah häufig korrodiert oder vollständig weggelöst. Dass aber bestimmte (tektonische) Kluftsysteme fast immer einen dünnen Überzug von Ankerit oder Calcit besitzen, ist ein Ergebnis der Stollenuntersuchungen. Es handelt sich dabei um die Systeme N 160° E/steil W und N 125° E/25° NE (Seite 262 ff.).

Zerrklüfte, die an der Oberfläche Ankerit enthalten, werden von den Strahlern kaum aufgesucht, weil dieses Mineral meist so stark verwittert ist, dass keine schönen Stufen gesammelt werden können. Die im folgenden beschriebenen Karbonate stammen deshalb durchwegs von Zerrklüften aus den Stollen. Einzig Ankerit Nr. 15 kommt aus einer im Herbst 1959 über Tag entdeckten Kluft (Seite 303).

### 1. Calcit

In vielen Zerrklüften, auf (tektonischen) Kluftflächen und in feinen unregelmässigen Rissen ist Calcit anzutreffen. Die Tracht ist nicht einheitlich und scheint von der Bildungstemperatur abhängig zu sein. (Siehe Beschreibung der einzelnen Mineralfunde.)

### 2. Siderit

In vier Zerrklüften (oder Zerrkluftsystemen) ist neben Ankerit auch Siderit gefunden worden, wie er ausführlich von der grossen Karbonat-Zinkblende-Kluft beschrieben worden ist. Dazu ist im Zulaufstollen des Kraftwerkes Oberaar das Vorkommen eines Mg-Siderits (oder Pistomesits) festgestellt worden.

### 3. Ankerit

Die chemische Formel für Ankerit wird heute in den meisten Lehrbüchern wie folgt angegeben:  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ . (Zum Beispiel in KLOCKMANN-RAMDOHR, 1954.) 50% der Kationenstellen sind demnach mit Ca besetzt, die andern 50% mit Mg, Fe und Mn. Dabei wird gar nicht definiert, wieviel Fe (und/oder Mn) minimal vorhanden sein sollte, damit das Karbonat als Ankerit bezeichnet werden darf. Nach DANAS System of Mineralogy (1951) ist Ankerit ein Karbonat mit 50 Kationenprozent Ca, 25 oder weniger Kationenprozent Mg und 25 oder mehr

Tabelle 8. *Calcite und Siderite*

Probe Nr.	Fundort — Ausbildungsform des Karbonats	Anal. Werte	Gewichts-% der Karbonate	Kationen %	Bestimmungsmethode	Analytiker	$n_{\omega}$ ( $\pm 0,002$ )	Weitere Untersuchungen
Calcite								
10	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft: Rhomboedrisches Aggregat mit einzelnen skalenoeedrischen Spitzen	Ca Mg Mn Fe	94,18 2,45 0,66 2,90	94,0 2,9 0,6 2,5	Gravimetrie Gravimetrie Kolorimetrie Titration			DTA II
			100,19	100,0		Sp		
10a	do. — neue Probenahme: Rhomboeder	Fe	1,52		Titration	Std		DTA I
11	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft: Skalenoeeder	Fe	2,95		Titration	Std		
Siderite								
7	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft: Kugelig. Aggregat mit Muskovit	Ca Mg Mn Fe H <sub>2</sub> O <sup>-110*</sup> Silikat	0,95 4,90 0,30 67,40 0,13 26,00	1,5 8,9 0,4 89,2	Komplexometrie Komplexometrie Photom. + Spektrom. Titration		1,821	DTA I/II
			99,68	100,0		Bü		
9	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft. Kleine „Sattelsiderite“	Fe	92,5 vollst.lösl.		Titration	Std	1,840	DTA I
8	Zulaufstollen Kleine durchsichtige Rhomboeder	Ca Mg Mn Fe unlöslich	0,78 4,39 1,92 93,30 0,38	0,9 5,9 1,9 91,3	Komplexometrie Komplexometrie Photometrie Titration/ Photom.		1,843	DTA I/II
			100,77	100,0		Sp		
12	Zulaufstollen (= Pistomesit). Blättrige Aggregate	Ca Mg Mn Fe unlöslich	1,54 32,90 2,72 62,00 0,22	1,6 40,5 2,4 55,5	Komplexometrie Komplexometrie Photometrie Titration/ Photom.		1,809	DTA II
			99,38	100,0		Sp		
13	Wasserschloss, KW Oberaar. Kleine Sattelsiderite						1,830	DTA I

DTA I = alte Apparatur  
DTA II = neue Apparatur

Tabelle 9. Ankerite

Probe Nr.	Fundort — Ausbildungsform des Ankerits	Anal. Werte	Gewichts-% der Karbonate	Kationen %	Bestimmungsmethode	Analytiker	$n_D$ ( $\pm 0,002$ )	Weitere Untersuchungen
1	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft. Imprägnation des zersetzten Nebengesteins	Ca Mg Mn Fe	52,46 15,67 3,24 28,62	53,2 18,9 2,8 25,1	Gravimetrie Gravimetrie Kolorimetrie Titration			DTA I Diffraktometer
1a	do. — neue Probenahme	Fe	99,99 25,35	100 ca. 22,0	Titration	Sp/Std Sp		DTA I
2	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft. Kern eines halbkugeligen Aggregats (Abb. 28)	Mn Fe	2,15 27,61	ca. 1,9 ca. 24,1	Kolorimetrie Titration	Std Sp		
3	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft. Hut eines halbkugeligen Aggregats, eisenreich (Abb. 28)	Ca Mg Mn Fe	50,16 12,18 2,22 35,49	51,3 14,9 2,0 31,8	Gravimetrie Gravimetrie Kolorimetrie Titration		1,728	DTA I, Diffraktometer
			100,05	100		Sp		
16	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft. Krustenartiger Überzug und Spaltenfüllung	Ca Mg Mn Fe $H_2O^{-110^\circ}$	49,15 13,52 1,63 35,43 0,12	50,5 16,5 1,5 31,5	Komplexometrie Komplexometrie Photom. + Spektrom. Titration		1,720 — 1,725	DTA II
			99,85	100		Bü		
17	Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft. Hut eines halbkugeligen Aggregats, eisenarm	Ca Mg Mn Fe $H_2O^{-110^\circ}$	52,45 13,45 1,75 32,85 0,10	53,0 16,3 1,6 29,1	Komplexometrie Komplexometrie Photom. + Spektrom. Titration		1,723	DTA II
			100,60	100		Bü		
4	Wasserschloss, Windenschacht. Kleine, halbkugelige Aggregate	Mn Fe	0,90 30,32	ca. 0,8 ca. 27,0	Kolorimetrie Titration	Std	1,736	DTA I
5	Adularkluft, Zulaufstollen kleine halbkugelige Aggregate	Mn Fe	2,80 21,64	ca. 2,5 ca. 18,0	Kolorimetrie Titration	Std		Diffraktometer
5a	do. — neue Probenahme	Fe	20,56	ca. 17,0	Titration	Sp		DTA II
18	Adularkluft, Zulaufstollen grosses (2,5 cm $\varnothing$ ) halbkugeliges Aggregat mit wenig Chlorit	Ca Mg Mn Fe $H_2O^{-110^\circ}$ unlöslich	41,80 22,70 2,34 24,70 0,16 8,82	45,4 29,2 2,2 23,2	Komplexometrie Komplexometrie Photom. + Spektr. Titration		1,712 bis 1,724	
			100,52	100		Bü		

Probe Nr.	Fundort — Ausbildungsform des Ankerits	Anal. Werte	Gewichts-% der Karbonate	Kationen %	Bestimmungsmethode	Analytiker	$n_{\omega}$ ( $\pm 0,002$ )	Weitere Untersuchungen
6	Trübtenfenster Krustenartiger Überzug	Mn Fe	2,18 34,35	ca. 1,9 ca. 30,3	Kolorimetrie Titration	Std		DTA I
19	Deponie des Trübtenfensters, krustenartiger Überzug und Spaltenfüllung	Ca Mg Mn Fe H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	47,17 14,15 1,67 36,45 0,10	48,7 17,3 1,5 32,5	Komplexometrie Komplexometrie Photom. + Spektr. Titration	Bü	1,729	DTA II
			99,54	100				
15	Lauteraar (Kluft Rufibach), krustenartiger Überzug (i. d. nördl. Schiefen)	Ca Mg Mn Fe H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	48,05 21,35 0,90 28,93 0,14	48,4 25,6 0,8 25,2	Komplexometrie Komplexometrie Photom. + Spektr. Titration	Bü	1,714	DTA II
			99,37	100				

Kationenprozent Fe. Diese Definition ist in der Praxis recht schwer zu verifizieren, eine sichere Benennung wäre in sehr vielen Fällen nur mit einer chemischen Analyse möglich. Ich halte mich deshalb an P. NIGGLI (1929, S. 77), wonach ein Ankerit nicht unter 5 Kationenprozent Fe enthalten soll. Alle im folgenden beschriebenen Ankerite kommen dieser Forderung nach — wären aber nach DANA häufig keine Ankerite, sondern Fe-Dolomite.

In ca. 20 Zerrklüften des Druckschachts, des Zulaufstollens und in kleinern Nebenstollen des Kraftwerkes Oberaar sind Ankerite gefunden und sicher nachgewiesen worden. Tracht und Habitus sind überall sehr ähnlich oder identisch, und stets ist das Nebengestein mehr oder weniger von diesem Mineral imprägniert (Beschreibung von Mineral und Art des Vorkommens siehe S. 293).

#### 4. Andere Karbonate

Es sei noch festgestellt, dass es trotz eifrigen Suchens nicht möglich war, Dolomit, Magnesit oder andere einfache Karbonate zu finden.

### B. CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die Daten der chemischen Untersuchungen sind in den Tabellen 8 und 9 zusammengestellt. Die Analysen sind im Verlaufe einer langen

Zeitdauer gemacht worden, während welcher die Analysenmethoden im chemischen Laboratorium des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Bern (unter der Leitung von Prof. Dr. TH. HÜGI) geändert worden sind. Es kamen folgende Bestimmungsmethoden zur Anwendung:

Ca: Gravimetrie — nach Trennungsgang Oxalatfällung.

Komplexometrie — nach Abtrennung von Fe und Mn.

Titration mit Komplexon III.

Mg: Gravimetrie — nach Trennungsgang Fällung mit Dinatriumphosphat.

Komplexometrie — nach Abtrennung von Fe und Mn.

Titration mit Komplexon III.

Fe: Titration mit Kaliumpermanganat.

Mn: Kolorimetrie.

Photometrie — Hilger UVI-Spek, Linie 5250 Å.

Bogenspektrograph — Hilger.

Die totalen Karbonatanalysen haben ED. SPYCHER (Sp.) und CHR. BÜHLMANN (Bü.), einzelne Fe- und Mn-Bestimmungen der Autor (Std.) gemacht. Sr und Ba sind nicht bestimmt worden.

### 1. *Calcit*. $\text{CaCO}_3$

Die Calcituntersuchungen beschränken sich auf einen Fundort. Die mitgeteilten Daten zeigen, dass die sicher später — und wohl auch bei niedriger Temperatur — ausgeschiedenen Skalenoeder mehr Fe enthalten als die Rhomboeder, eine Tatsache, die nicht leicht erklärt werden kann. Der vollständig analysierte Calcit enthielt Rhomboeder- und Skalenoederformen. Auffallend sind die relativ hohen Werte für Mg und Fe.

### 2. *Siderit*. $\text{FeCO}_3$ bis $(\text{Fe, Mg})\text{CO}_3$

Von den Sideriten liegen drei Gesamtanalysen vor. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass der Siderit mit der besten Durchsichtigkeit und den am wenigsten stark gedrehten Kristallen der Idealformel am nächsten kommt.

### 3. *Ankerit*. $(\text{Mg, Fe, Mn})\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$

Dank der grossen Verbreitung des Ankerits war es möglich, seine chemische Variabilität zu untersuchen. Dabei hat sich gezeigt, dass es

ausserordentlich schwierig ist, von einer bestimmten Fundstelle eine grössere Menge Ankerit von gleicher chemischer Zusammensetzung zu gewinnen.

Am eindrucklichsten wird dies durch die Proben Nr. 2 und 3 demonstriert, die von der gleichen Mineralstufe stammen. Der Ankerit Nr. 3 (35,49%  $\text{FeCO}_3$ ) bildete eine Kalotte, die von einem Kern — Nr. 2 (27,61%  $\text{FeCO}_3$ ) — nach der Lösung der randlichen Verwachsung, von selbst abfiel. Doch nicht jede gut ablösbare Ankeritkruste dieses Fundortes zeichnet sich durch eine Fe-Anreicherung aus. Genau das gegenteilige Verhalten zeigen die Proben Nr. 16 (35,43%  $\text{FeCO}_3$ ) und Nr. 17 (abnehmbare Kalotte = 32,85%  $\text{FeCO}_3$ ). Die Ankerite Nr. 1, 2, 3, 16 und 17 kommen aus einem verhältnismässig grossen Zerrklufsystem (grosse Karbonat-Zinkblendekluft) mit vielen kleinen und grössern Einzelklüften.

Die sprungweisen Änderungen der Ankeritzusammensetzungen — die jedoch nicht an jedem Fundpunkt vorhanden sind — kamen wahrscheinlich dadurch zustande, dass während der Kristallisation die Zufuhrwege zu den einzelnen Klufthohlräumen abwechslungsweise verstopft und anderswo wieder geöffnet worden sind.

Das Ankeritvorkommen in der grossen Karbonat-Zinkblende-Kluft ist im allgemeinen charakterisiert durch hohe Ca-Werte. Bis 6,4% (Probe Nr. 1) der Kationenstellen, die formelmässig für Mg, Fe und Mn reserviert sind, können durch Ca-Atome eingenommen werden. Ebenso ist der relativ hohe Mn-Gehalt für das ganze Zerrklufsystem bezeichnend.

Auch die Ankerite der Adularkluft vom Zulaufstollen zeichnen sich durch hohe Mn-Gehalte aus. Ganz auffällig ist hier aber das grosse Ca-Mankö; bei Probe Nr. 18 müssen 9,2% aller Ca-Plätze im Gitter durch Mg, Fe oder Mn besetzt sein.

Die andern Vorkommen weisen allgemein kleinere Mn-Werte auf, enthalten recht unterschiedliche Mengen von Fe und haben Ca-Werte, die nur wenig vom definitionsgemässen abweichen.

### C. OPTISCHE UNTERSUCHUNGEN

Von den Sideriten und Ankeriten ist der charakteristische Wert  $n_\omega$  bestimmt worden. Wie die Ergebnisse zeigen, können durch diese Bestimmung die Siderite recht gut klassiert werden. Viel schwieriger ist es, bei den Ankeriten auf Grund der Lichtbrechungsdaten Rückschlüsse auf den Chemismus zu ziehen. Dies ist dadurch bedingt, dass nicht nur der Fe-Wert invers proportional zum Mg-Wert variiert, sondern dass auch

der Ca-Wert in recht weiten Grenzen ändern kann. Die effektiv gemessenen Lichtbrechungsunterschiede sind nur klein.

Die streuenden Werte für die Proben 16 und 18 lassen wohl den Schluss zu, dass die Ankeritsubstanz nicht ganz einheitlich war.

#### D. DIFFERENTIAL-THERMO-ANALYSEN (DTA)

##### 1. DTA-Anlagen

Die DTA-Anlage, mit der ich die ersten Untersuchungen durchgeführt habe, ist identisch mit derjenigen, die E. JÄGER und S. SCHILLING (1956) beschrieben haben. Als inertes Material hat stets  $\text{Al}_2\text{O}_3$  gedient. Die Einwaage von Karbonat und von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ist gewichtsgleich ( $1\text{ g} \pm 10\text{ mg}$  oder  $0,6\text{ g} \pm 10\text{ mg}$ ) gewählt worden. Nur zwischen  $200^\circ\text{C}$  und  $850^\circ\text{C}$  ist die Aufheizgeschwindigkeit ungefähr linear =  $12^\circ\text{C}/\text{Min}$  ( $\pm 2^\circ\text{C}/\text{Min}$ ), vor  $200^\circ\text{C}$  und nach  $850^\circ\text{C}$  aber kleiner gewesen. Als Thermoelement diente Ni-Cr/Ni.

Heute ist im Berner Institut eine verbesserte Anlage im Gebrauch. Herr Dr. T. REMENYIK und später Herr T. PETERS hatten die Freundlichkeit, mir bei verschiedenen Vergleichs- und Kontrollmessungen ihre Unterstützung zu leihen, wofür ihnen auch an dieser Stelle gedankt sei.

Die neue Anlage — ebenfalls von Dr. E. JÄGER aufgebaut — braucht den gleichen Röhrenofen und die gleiche Registrierapparatur wie die alte. Der Probenträger ist ein Ni-Block mit drei durchgehenden Hohlzylindern; in zwei wird die inerte und in einen die zu analysierende Substanz — volumgleich — eingefüllt und gut gestopft. Der Ni-Block sitzt einem durchmessergleichen Steatitzylinder auf, der die drei vorstehenden Thermoelemente trägt und wird oben ebenfalls durch einen daraufgestellten Steatitzylinder begrenzt.

Die Aufheizgeschwindigkeit lässt sich verschieden steuern, doch ist stets ein Heizprogramm gebraucht worden, das demjenigen der alten Anlage entspricht:  $12^\circ\text{C}/\text{Min} \pm 1^\circ\text{C}/\text{Min}$ , linear von  $200^\circ\text{C}$ — $800^\circ\text{C}$ .

Weil die meisten Untersuchungsergebnisse mit denjenigen der fundamentalen Karbonat-Arbeit von KULP und Mitarbeitern (1951) verglichen werden, sei nachfolgend eine Zusammenstellung entsprechender Analysenbedingungen gegeben.

Viele DTA-Kurven sind doppelt, z. T. dreifach aufgenommen worden. Bei bestimmten Mineralproben aber ist schon das Bereitstellen von 0,5—1 g Substanz auf Schwierigkeiten gestossen, so dass es unmöglich war, davon mehr als eine Analyse durchzuführen.

In allen Diagrammen ist die Temperatur der inerten Substanz auf der Abszissenachse aufgetragen.

Tabelle 10. DTA-Anlagen

	Berner Institut		Columbia University N. Y. Multiple dif- ferent. thermal anal.
	alte Anlage	neue Anlage	
Probenträger	Pt-Tiegel d = 15 mm h = 17 mm Gew. = 5,5 g	Ni-Block d = 18 mm h = 10 mm	Ni-Block d = 1 <sup>5</sup> / <sub>8</sub> " = 41,275 mm h = 1" = 25,4 mm
Probenlöcher (Bohrungen)	1/2 des Tiegels vertikal ge- teilt durch Pt-Wand	d = 5 mm h = 10 mm	d = 1/4" = 6,26 mm h = 3/8" = 9,525 mm
Deckung des Probenträgers	Steatit — kl. Zwischenraum	Steatit- Zylinder	Ni-Platte
Thermoelemente	Ni-Cr/Ni	Ni-Cr/Ni	Chromel-Alumel
Aufheizungsge- schwindigkeit, normale	12°C/Min.	12°C/Min.	12°C/Min.
„Normale“ Korn- grösse	< 40 μ	50—100 μ	50—200 mesh = 74—300 μ
Stopfung	schwach	stark	?
Inerte Substanz	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Zwischen Proben- träger und Ofen- wand	Steatit	Quarzrohr äusserer Durchmesser = 24,5 mm Wandstärke = 1,7 mm	Alundumrohr

## 2. Calcit

(Fig. 14)

Die Calcitkurve zeigt an sich keine weiteren Reaktionen als die endo-therme Abspaltung des CO<sub>2</sub>. Charakteristisch ist die asymmetrische Kurvenform: langsamer Kurvenabfall, steiler Anstieg. Die aufgenom-

menen Kurven Nr. 10 und 14 (= isländischer Kalkspat) entsprechen durchaus der bekannten Kurvenform. Der sehr langsame Abfall am Anfang der Zersetzung bei Nr. 14 ist wahrscheinlich mit der starken Mischung verschiedener Körnungsfractionen (nach LEHMANN und Mitarbeitern, 1954) zu erklären.

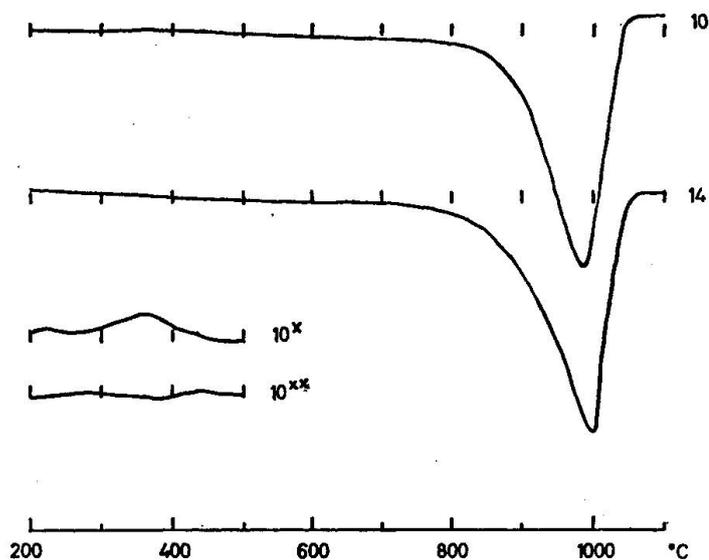


Fig. 14. Calcit. DTA-Kurven, auf der alten Apparatur aufgenommen. Empfindlichkeit = 1 : 10.

Nr. 10: Rhomboedrischer Calcit von der grossen Karbonat-Zinkblendekluft. Nr. 10\*: Empfindlichkeit = 1 : 1, erstes Erhitzen. Nr. 10\*\*: Empfindlichkeit = 1 : 1, zweites Erhitzen von Nr. 10\*. Nr. 14: Isländischer Doppelspat.

Bei 370°C ist in der Kurve von Probe Nr. 10 eine ganz kleine Erhebung bemerkbar. Bei 10facher Empfindlichkeitssteigerung zeigt sich eine deutliche exotherme Reaktion mit einer Spitzentemperatur von 365°C, die beim zweiten Durchlaufen der einmal erhitzten Substanz nicht wieder erscheint (Nr. 10\* und 10\*\*). Wird die inerte Vergleichssubstanz  $\text{Al}_2\text{O}_3$  durch chemisch reinen Calcit ersetzt, zeigt sich das gleiche Phänomen: Bei 375°C erscheint eine schwache exotherme Reaktion, die beim zweiten Erhitzen der Substanz ausbleibt (nicht aufgezeichnet). Die chemische Analyse hat 0,95% FeO (= 1,52%  $\text{FeCO}_3$ ) ergeben. Damit erfährt die exotherme Reaktion ihre Erklärung in der Oxydation des zweiwertigen Eisens. Das soeben beschriebene Beispiel demonstriert die Empfindlichkeit der „alten“ Apparatur; die Analysen sind von Fräulein Dr. E. JÄGER durchgeführt worden.

### 3. Siderit

(Fig. 15 und 17)

Nach ROWLAND und JONAS (1949) einerseits, KULP und Mitarbeiter (1951) andererseits, kann die DTA-Kurve des Siderits, die zuerst eine endotherme und nachher zwei exotherme Reaktionen aufweist, wie folgt interpretiert werden:

Die endotherme Reaktion entsteht durch die Zersetzung des Karbonates in FeO und CO<sub>3</sub>. Das FeO oxydiert (meist) uneinheitlich in  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (= Hämatit) und  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (= Maghemit) — dies ergibt die erste exotherme Reaktion. Der letzte chemische Vorgang entspricht der Umwandlung von  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: auf 1000°C erhitzte Sideritsubstanz zeigt bei Röntgenanalyse nur noch Hämatitlinien. Die zweite exotherme Reaktion kann fehlen, dies vor allem bei guten Oxydationsbedingungen oder bei beträchtlichem Mg- (evtl. Mn-) Gehalt.

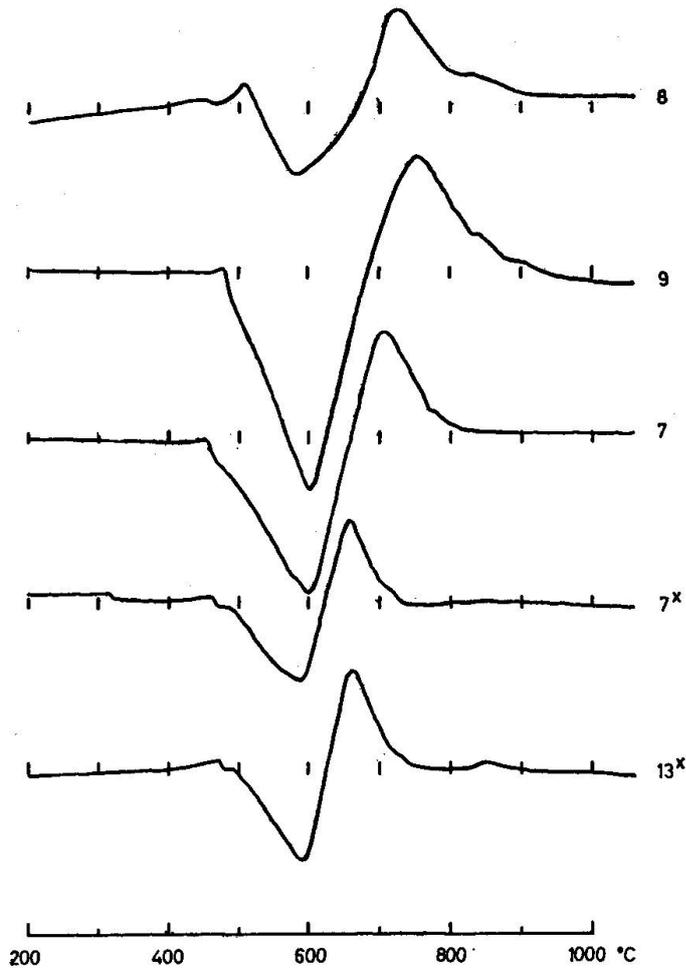


Fig. 15. Siderit. DTA-Kurven, auf der alten Apparatur aufgenommen. Empfindlichkeit = 1 : 10.

Die Probennummern stimmen mit denjenigen der Analysentabelle überein.

\* = 0,6 g Substanz, übrige Proben = 1,0 g Substanz.

Wie ROWLAND und LEWIS (1951) weiter gezeigt haben, kann die endotherme Reaktion durch die erste exotherme stark beeinflusst oder sogar überdeckt sein.

Die Diskussion der — auf der alten Apparatur — erhaltenen Kurven (Fig. 15) ist durch das Auftreten dreier Variablen sehr erschwert: Nr. 7, 8 und 9 haben die Masse 1 g, Nr. 7\* und 13\* die Masse 0,6 g; Nr. 7 und 7\* sind durch ca. 26% Muskovit verunreinigt; der Eisenkarbonatgehalt

beträgt für Nr. 8 = 93,3%, für Nr. 9 = 92,5% und für Nr. 7 und 7\* ca. 91%. In allen Kurven wird vor allem zu Beginn der Reaktionen die gegenseitige Beeinflussung zwischen endothermen und exothermen Vorgängen deutlich, besonders bei Nr. 8. Dass Nr. 8 die kleinste endotherme Spitztemperatur (= 580°C), Nr. 9 und Nr. 7 eine höhere (= 600°C) haben, ist durch ihren grössern Gehalt an Mg (und Mn) zu erklären (doch scheinen die Unterschiede noch in den Grenzen der technisch bedingten Fehler zu liegen).

In Fig. 17 sind drei weitere Sideritanalysen gegeben, die auf der neuen DTA-Apparatur erhalten worden sind. Nr. 8 zeigt eine „normale“ Sideritkurve mit den drei Reaktionen. Die zweite exotherme Reaktion ist hier deutlich erkennbar. Sie erscheint wohl infolge der etwas andern Oxydationsbedingungen (und bei der frühern Analyse nicht!). Überhaupt habe ich die Erfahrung gemacht, dass die exothermen Reaktionen schwer exakt reproduzierbar sind — im Gegensatz zu der endothermen, die bei der Wiederholung (auf der gleichen Apparatur) praktisch identisch gezeichnet wird. Nr. 7 zeigt eine merkwürdige endotherme Doppelreaktion — und kann deshalb nicht mehr gut mit Nr. 8 verglichen werden. Wahrscheinlich ist der Mg-Gehalt an diesem Verhalten schuld — etwa derart, dass das an Fe (od. Mg!) gebundene  $\text{CO}_2$  zuerst in Freiheit gesetzt wird unter gleichzeitiger Bildung eines reinen  $\text{MgCO}_3$ -Gitters (od.  $\text{FeCO}_3$ -Gitters), das seinerseits gleich anschliessend auch zerfällt (?).

Diese Doppelreaktion ist meines Wissens bis heute noch nicht beobachtet worden.

Nr. 12 zeigt ein ähnliches Verhalten wie Nr. 8, nur ist infolge des viel höhern Mg-(evtl. Mn-) Gehaltes die endotherme Doppelreaktion sehr deutlich nach höhern Temperaturen verschoben. Es handelt sich um den früher besprochenen Mg-Siderit (= Pistomesit) mit 62% Eisenkarbonat.

Von Nr. 7 (DTA-Kurve ohne zweite exotherme Reaktion) und von Nr. 8 (DTA-Kurve mit zwei exothermen Reaktionen) sind Pulveraufnahmen der bis zu einer bestimmten Temperatur erhitzten Proben hergestellt worden. (Die abgekühlten Substanzen sind nachher bei Zimmertemperatur untersucht worden. Eine Aufnahme der Abkühlungskurve auf der DTA-Apparatur zeigte, dass dabei keine verfälschenden Reaktionen auftreten.) Nr. 7 wandelt sich nach der exothermen Reaktion vollständig in  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  = Hämatit um (Erhitzung bis 650°C). Nr. 8 dagegen erwies sich nach der Erhitzung auf 670°C als reines  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  = Maghemit, auf 920°C jedoch als reines  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  = Hämatit. Damit hat die oben gegebene Interpretation der Siderit-Kurve ihre Bestätigung gefunden.

## 4. Ankerit

(Fig. 16—20)

Die bis anhin gültige Interpretation der Ankeritkurve, die drei endotherme und bei hohem Fe-Gehalt unter Umständen eine exotherme Reaktion zeigt, haben vor allem J. L. KULP und Mitarbeiter (1951) gegeben. Zuerst wird, nach der zitierten Arbeit, endotherm  $\text{CO}_2$  abgespalten, das an Mg und Fe gebunden ist. Die eventuell folgende exotherme Reaktion entspricht der Oxydation des Eisens zu  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (= Maghemit), das später in  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (= Hämatit) übergeht. Die zweite endotherme Reaktion ist um so grösser, je mehr Fe der Ankerit enthält. Sie wird mit der Bildung eines hypothetischen Zwischenproduktes  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaCO}_3$  erklärt. Die letzte Reaktion entspricht der Spaltung des Ca-Karbonats. Im folgenden werden die Analysenergebnisse diskutiert, und es wird eine neue Interpretation der Ankeritkurve gegeben.

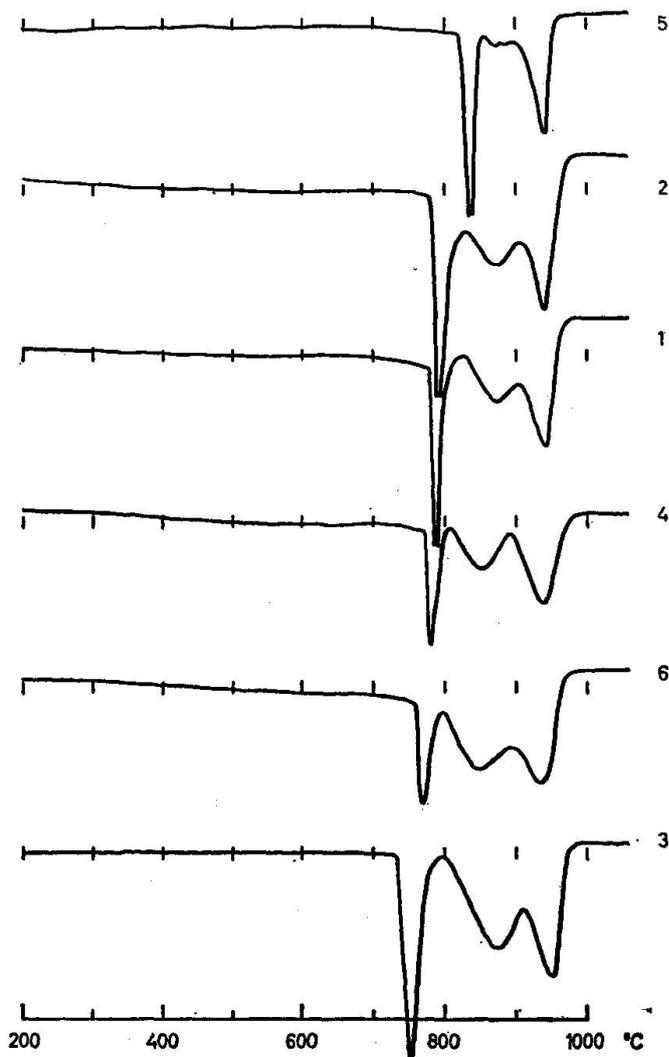


Fig. 16. Ankerit. DTA-Kurven, auf der alten Apparatur aufgenommen. Empfindlichkeit = 1 : 10.

Die Probennummern stimmen mit denjenigen der Analysentabelle überein. Die Kurven sind nach steigendem Fe-Gehalt der Ankerit-Proben aufgezeichnet.

In Fig. 16 sind die Ergebnisse zusammengestellt, wie sie auf der alten Apparatur erhalten worden sind. Die Kurven sind nach steigendem Fe-Gehalt der Proben angeordnet; die Abhängigkeit vom Chemismus kommt dabei sehr gut zum Ausdruck: Je grösser der Fe-Gehalt ist, desto früher setzt die erste endotherme Reaktion ein (Fig. 18). Ebenso ist eine direkte

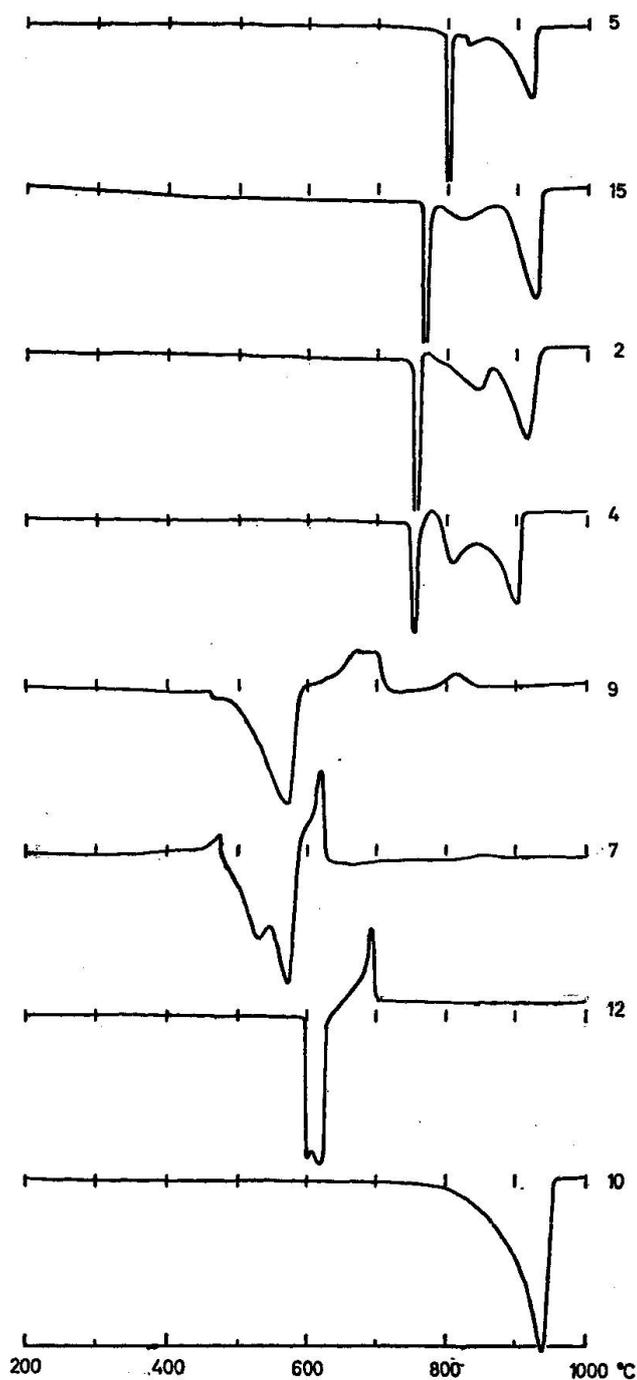


Fig. 17. Ankerit - Siderit - Calcit. DTA-Kurven, auf der neuen Apparatur aufgenommen. Empfindlichkeit = 1 : 10. Die Probennummern stimmen mit denjenigen der Analysentabelle überein.

Abhängigkeit zwischen Fe-Gehalt und Flächengröße der zweiten endothermen Reaktion festzustellen.

In Fig. 17 sind weitere 4 Ankeritkurven aufgezeichnet; sie sind auf der neuen Apparatur erhalten worden und zeigen genau die gleichen relativen Abhängigkeiten. Dass sie nach tiefern Temperaturen verschoben sind, ist durch die grössern Korngrößen bedingt, wie weiter unten gezeigt werden soll.

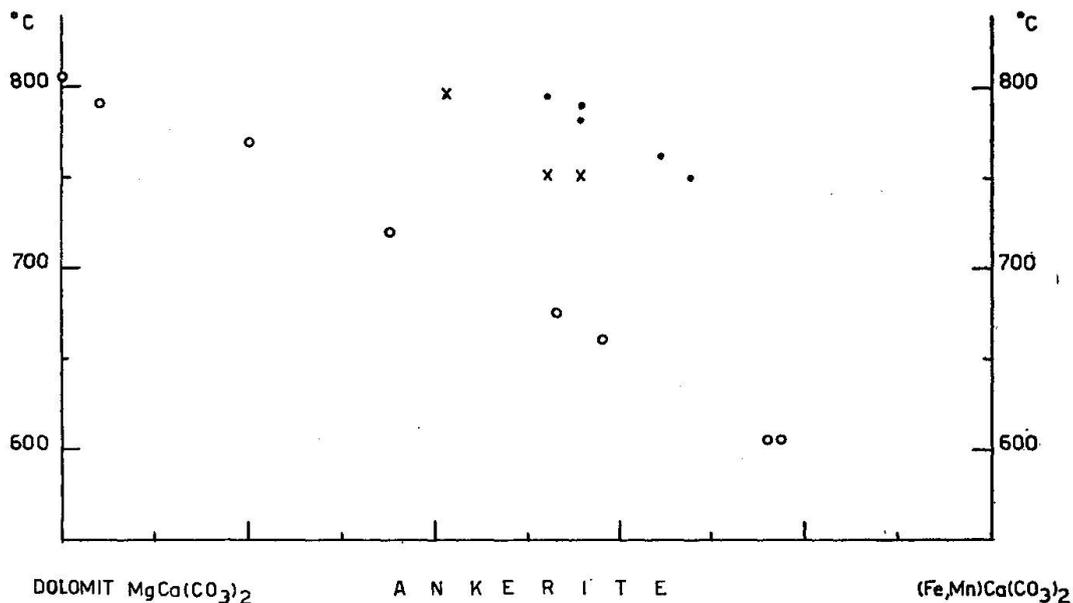


Fig. 18. Ankerit. DTA-, „Spitzen“-Temperaturen (= Peak-Maxima) der ersten endothermen Reaktion in Abhängigkeit vom Chemismus.

- o = Werte, nach KULP und Mitarbeiter (1951).
- = Werte, erhalten auf der alten Apparatur.
- x = Werte, erhalten auf der neuen Apparatur.

Die systematische Verschiebung der Peak-Maxima ist bedingt durch die verschiedene Konstruktion der einzelnen Apparaturen und durch verschiedene Korngrößen (siehe Seite 327) der analysierten Proben.

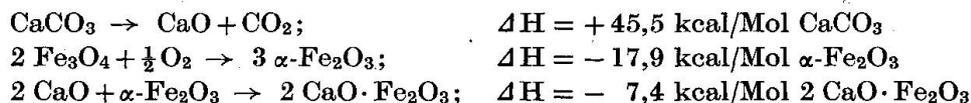
Zur Überprüfung der chemischen Vorgänge bei der Ankeritzersetzung habe ich Mineralproben (von Nr. 16) in verschiedenen Gasmilieus erhitzt, Röntgen-Pulveraufnahmen der Folgeprodukte hergestellt und thermogravimetrische Bestimmungen gemacht. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen lassen zwar keine Schlüsse über den Reaktionsmechanismus zu, führen aber doch zu einer neuen prinzipiellen Interpretation der Ankeritzersetzung.

1. Der erste auf der DTA aufgezeichnete Ausschlag rührt von minde-

stens drei Einzelreaktionen her. Dabei kann die Abspaltung von  $\text{CO}_2$ , das an Mg, Fe und Mn gebunden ist, nicht der primäre Vorgang sein, weil der Reaktionsbeginn nicht vom  $\text{CO}_2$ -Partialdruck abhängig ist, wie Fig. 19 zeigt. Die entsprechende Feststellung haben R. A. W. HAUL und Mitarbeiter (1952) beim Studium der Dolomitzersetzungskurve ebenfalls gemacht. (Es scheint eine Abhängigkeit vom O-Partialdruck zu bestehen.) Zuerst bildet sich, durch Diffusion im festen Zustand, im Ankerit Calcit, darauf setzt die  $\text{CO}_2$ -Abgabe rasch ein, und ungefähr gleichzeitig oxydiert das zweiwertige Fe zu Magnetit. Die Folgeprodukte sind nach den Pulveraufnahmen: Calcit, Magnetit und MgO. Nur an Ankerit, der in  $\text{CO}_2$  erhitzt worden ist, erhält man diese Resultate in klarer Weise, weil in diesem Gasmilieu allein unmittelbar nach der ersten Reaktionsserie keine weiteren chemischen Vorgänge folgen. Der Nachweis des Magnetits ist eindeutig. Auf Guinier-Aufnahmen stimmen die Interferenzlinien gut mit Vergleichs-Magnetit, nicht aber mit Vergleichs-Maghemit überein, von Überstruktur-Linien (des Maghemits) ist nichts erkennbar. Der Nachweis des MgO ist ziemlich schwierig und gelingt nicht immer. Im reinen Sauerstoff setzt die Reaktionsserie am spätesten, d. h. bei der höchsten Temperatur ein. Sie verläuft dafür schlagartig, wobei die endotherme (=  $\text{CO}_2$ -Abspaltung) und die exotherme (Oxydation des Fe) Reaktion getrennt aufgezeichnet werden. Zum geschilderten komplexen chemischen Vorgang gehört sicher auch noch die Oxydation des zweiwertigen Mangans. Doch kann infolge der kleinen Mn-Gehalte weder auf der DTA noch röntgenographisch in den Folgeprodukten das Verhalten des Mn kontrolliert werden.

2. Der zweite von der DTA aufgezeichnete (endotherme) Ausschlag stellt den ersten Teil der Calcit-Zersetzungskurve dar. Wie eigene Pulver-Aufnahmen von auf  $800^\circ\text{--}1000^\circ\text{C}$  erhitzter Ankeritsubstanz ergeben haben, entstehen in diesem Temperaturbereich neu die Stoffe: Dicalciumferrit =  $2\text{CaO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$  (nach W. C. HANSEN und L. T. BROWNMILLER, 1928) und Calciumoxyd = CaO, vielleicht bildet sich auch Dicalciummagnesiumferrit =  $2\text{CaO}\cdot\text{MgO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Vor der Bildung des Dicalciumferrits muss einerseits CaO und andererseits  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  entstehen. CaO entsteht aus Calcit, der Vorgang ist stark endotherm.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  entsteht aus Magnetit, diese Reaktion ist exotherm, ebenso wie die darauffolgende Dicalciumferritbildung. Zur Übersicht seien die Wärmetönungen dieser Reaktionen angegeben:



Die zwei ersten Werte sind dem Tabellenwerk von ROSSINI et al. (1952) entnommen, der dritte Wert der Arbeit von E. S. NEWMAN und R. HOFFMANN (1956). Die endotherme Calcit-Zersetzung wird demnach von zwei exothermen Reaktionen überlagert. Dass dabei die Fläche der scheinbar selbständigen zweiten endothermen Reaktion sich konform dem Fe-Gehalt des Ankerits verhält, ist nach dem Gesagten leicht verständlich. Im gleichen Temperaturbereich treten vielleicht auch noch Änderungen im Oxydationsgrad des Mn auf. Nach den obigen Erörterungen wird auch verständlich, warum die „zweite endotherme Reaktion“ im Gegensatz zur ersten und dritten auf der DTA im Wiederholungsfalle häufig etwas modifiziert erscheint, denn die Oxydationsbedingungen sind von Aufnahme zu Aufnahme nie vollständig identisch. (Das gleiche ist ja von den exothermen Reaktionen bei der Sideritkurve auch zu sagen.) In Fig. 19 und 20 ist die Abhängigkeit der Calcitzersetzung vom  $\text{CO}_2$ -Partialdruck evident. Untenstehend sind die Mittelwerte für die Spitzentemperaturen der „zweiten endothermen Reaktion“ angegeben:

In $\text{N}_2$	=	800°	( 2 Messungen)
$\text{O}_2$	=	820°	( 2 Messungen)
Luft	=	820°—840°	(10 Messungen)
$\text{CO}_2$	=	850°	( 7 Messungen)

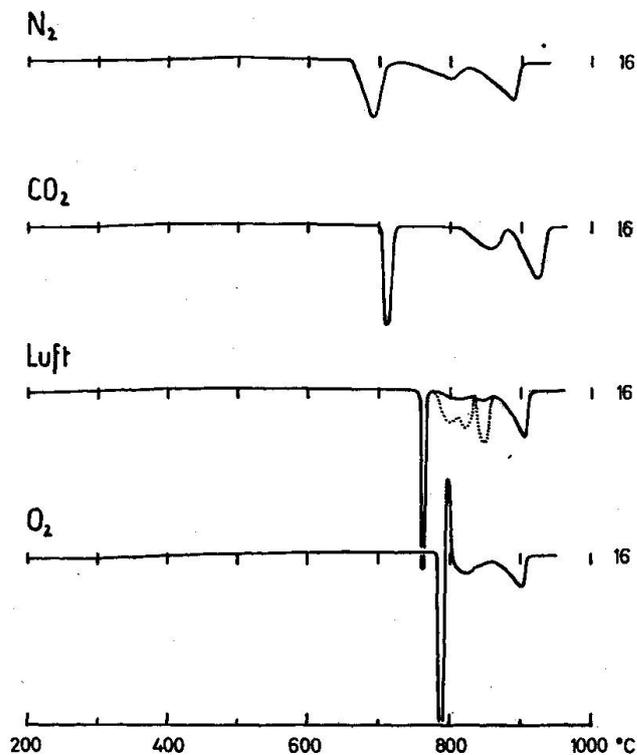


Fig. 19. Ankerit. DTA-Kurven, auf der neuen Apparatur und in verschiedenen Gasmilieus aufgenommen. Empfindlichkeit = 1 : 10 — bei der Aufnahme in Luft gibt die punktierte Kurve die Empfindlichkeit 1 : 1 wieder.

3. Der dritte endotherme Ausschlag ist die Fortsetzung des zweiten, wie oben dargelegt worden ist. Die dazwischenliegenden exothermen Reaktionen dauern solange an, bis das Eisen oxydiert und vollständig für die Dicalciumferritbildung verbraucht ist. Dies ist natürlich lange vor dem Verbrauch des CaO der Fall. Der dritte endotherme Ausschlag stellt demnach die weitergehende Calcitdissoziation dar. Sinngemäß ist auch hier eine Abhängigkeit der Spitzentemperaturen vom  $\text{CO}_2$ -Partialdruck zu verzeichnen (Fig. 20) — allgemein liegen sie 80 Grad höher als diejenigen der „zweiten endothermen Reaktion“.

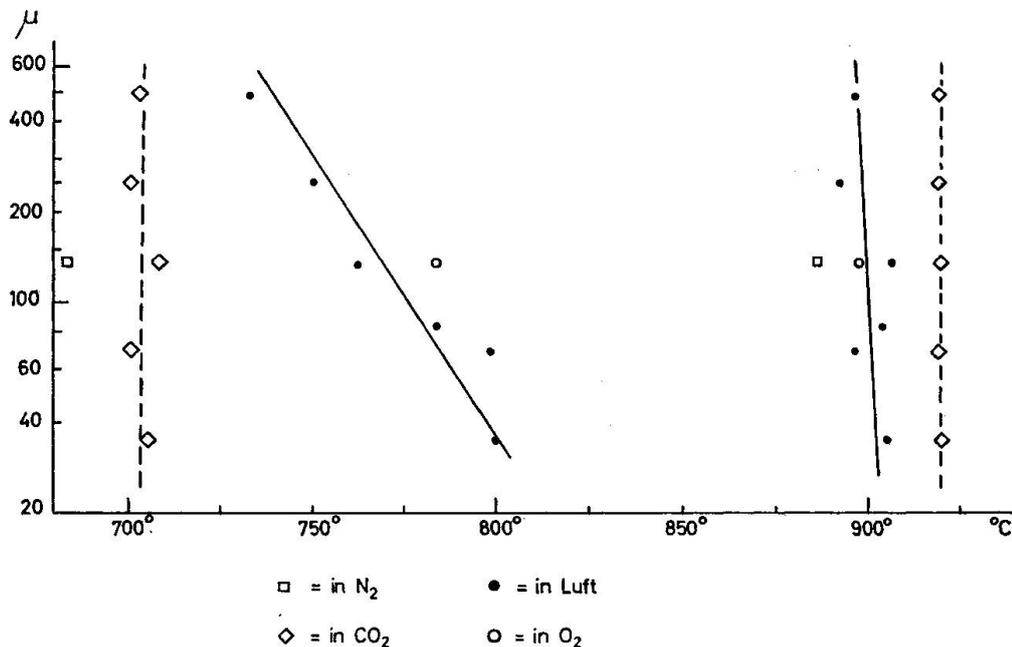


Fig. 20. Ankerit. DTA-, „Spitzentemperaturen“ (= Peak-Maxima) der ersten und dritten endothermen Reaktion in Abhängigkeit von der Korngrösse der Analysesubstanz. Probe Nr. 16.

Die vollständig neue Interpretation der Ankeritkurve kann wie folgt zusammengefasst werden:

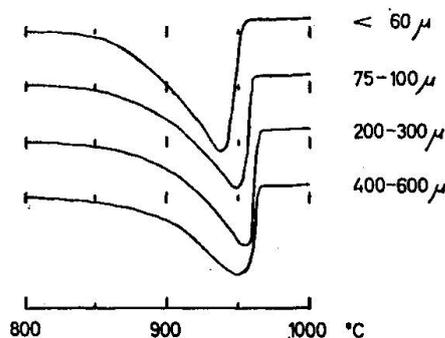
Der Beginn der Dissoziation hängt von der Calcit-Bildung durch Diffusion im festen Zustand und damit vom Zerfall des Ankeritgitters ab. Der erste endotherme Ausschlag wird durch diese Calcitbildung, durch die Abspaltung des an Fe, Mg und Mn gebundenen  $\text{CO}_2$  und durch die Oxydation des Eisens zu  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  = Magnetit (= exotherm) geformt. Die zwei folgenden endothermen Ausschläge stellen in Wirklichkeit nur *eine* endotherme Reaktion dar, es ist die Dissoziation des Calcits. Diese Reaktion wird aber von verschiedenen exothermen Reaktionen über-

prägt: Der Oxydation des Magnetits zu Hämatit, der Dicalciumferrit-Bildung (evtl. entsteht auch Dicalciummagnesiumferrit) und der Oxydation des Mangans.

### 5. Korngrößen-Effekt

J. L. KULP und Mitarbeiter (1951) haben ausführlich die Abhängigkeit der Karbonatzersetzung von der Korngrösse am Beispiel des Calcits besprochen. Demnach erfolgt die Zersetzung bei einer um so tieferen Temperatur, je kleiner die Korngrösse des Karbonates ist. Genau die gleiche Abhängigkeit habe ich auf der neuen Apparatur ebenfalls am Calcit nachweisen können (obwohl der Effekt nicht so gross ist, Fig. 21).

Fig. 21. Calcit. DTA-Kurven, aufgenommen auf der neuen Apparatur. Empfindlichkeit = 1 : 20. „Spitzentemperaturen“ (= Peak-Maxima) der endothermen Reaktion in Abhängigkeit von der Korngrösse. Probe Nr. 10.



Eine inverse Korngrößenabhängigkeit konnte ich beim Ankerit feststellen und zwar in ganz auffallender Weise. Fig. 20 zeigt die Zersetzungstemperaturen (= 1. Spitzentemperatur) in Abhängigkeit der Korngrößen. Vielleicht begünstigt ein grosses Mineralkorn die Diffusion des Ca zur Bildung des Calcit-Gitters.

Auffällig ist, dass dies zwar für Ankeritproben gilt, die in Luft erhitzt werden — aber nicht für solche in  $\text{CO}_2$ . Eine Abhängigkeit der ersten Spitzentemperatur vom Sauerstoff-Partialdruck ist nach allen Versuchsergebnissen anzunehmen — ohne dass ich einen Grund dafür angeben könnte. Wenn diese Annahme richtig ist, kann die Korngrößenabhängigkeit besser erklärt werden: Je grösser ein Mineralkorn ist, desto kleiner ist die spezifische Oberfläche des Ankerits und desto besser die Abschirmung gegenüber dem Sauerstoff. In reiner  $\text{CO}_2$ -Atmosphäre spielt diese Abschirmung keine Rolle mehr — und tatsächlich ist auch keine Korngrößenabhängigkeit zu beobachten.

Die dritte Zersetzungstemperatur ist sowohl in Luft wie in  $\text{CO}_2$  von der ursprünglichen Korngrösse des Ankerits unabhängig. Dies ist verständlich, denn die Kristallitengrösse des während der Erhitzung gebildeten Calcits dürfte in allen Fällen ungefähr gleich sein.

## E. UNTERSUCHUNGEN AUF DER THERMO-WAAGE

Die Untersuchungen sind auf der Thermo-Waage „Typ Chevenard“ der Firma SADAMEL von La Chaux-de-Fonds durchgeführt worden.

Die thermogravimetrischen Kurven von Ankerit und Dolomit in Luft unterscheiden sich grundsätzlich nicht von der entsprechenden für Calcit. Die Gewichtsabnahme beginnt langsam bei ca.  $650^{\circ}\text{C}$  für Calcit oder Dolomit und bei ca.  $720^{\circ}\text{C}$  für Ankerit (Nr. 2, Fraktion  $100\text{--}150\ \mu$ ), wird allmählich rascher und endigt nach einem längern Intervall gleichmässigen Gewichtsverlustes ziemlich plötzlich  $200^{\circ}\text{C}$  bis  $250^{\circ}\text{C}$  nach Beginn der Dissoziation (Einwaage =  $0,3\text{--}0,4\ \text{g}$ , Aufheizungsgeschwindigkeit =  $2,5^{\circ}\text{C}/\text{Min}$ ). Das gleichartige Verhalten für Calcit und Ankerit kommt wahrscheinlich dadurch zustande, dass durch die gegenüber der DTA viel langsamere Aufheizungsgeschwindigkeit beim Ankerit die zweite  $\text{CO}_2$ -Abspaltung beginnt, bevor die erste noch beendet ist. Auffallend ist ja, dass der Beginn der Calcit-Dissoziation bei einer ca.  $150^{\circ}\text{C}$  tieferen Temperatur registriert wird als bei der DTA, wogegen sich die entsprechende Temperatur für den Ankerit nur etwa  $30^{\circ}\text{C}$  nach unten verschiebt (gilt für die neue DTA-Apparatur).

Die in Stickstoff-Atmosphäre aufgenommene Ankeritkurve zeigt eine einzige schwache Knickstelle. Eine Gliederung der Kurve, die bestimmte

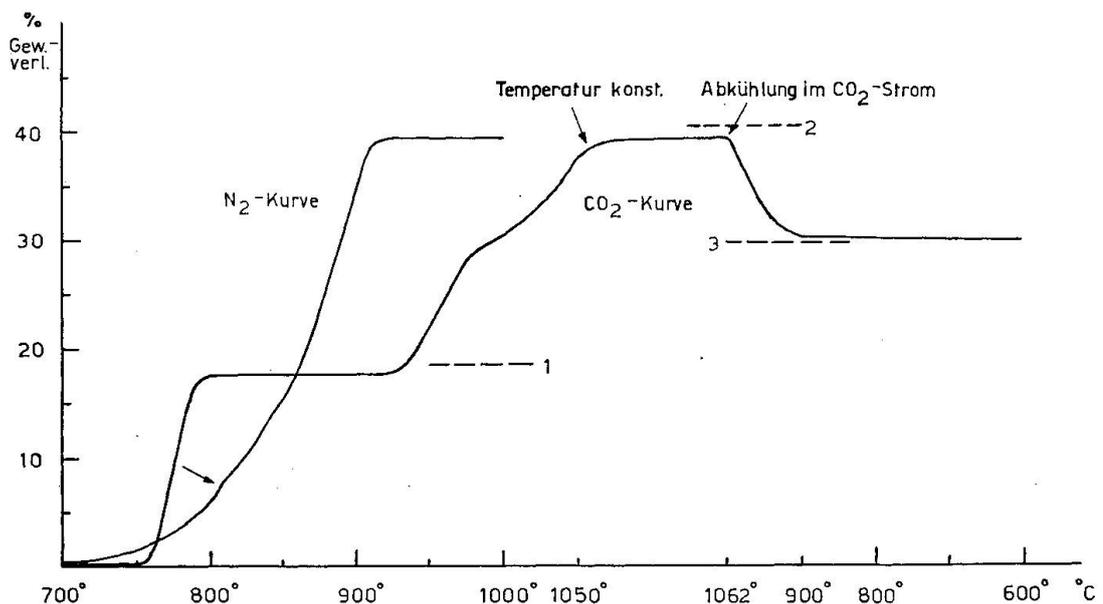


Fig. 22. Ankerit. Thermogravimetrische Kurve, aufgenommen in  $\text{N}_2$  und  $\text{CO}_2$ . Probe Nr. 16. Aufheizungsgeschwindigkeit von  $20^{\circ}$  bis  $1050^{\circ} = 2^{\circ}\text{C}/\text{Min}$ . Abkühlung von  $1062^{\circ}\text{C}$  auf  $600^{\circ}\text{C}$  rascher, nicht gesteuert.

Rückschlüsse auf die Ankerit-Zersetzung zulässt, erhält man in CO<sub>2</sub>-Atmosphäre. In Fig. 22 sind drei wichtige theoretische Marken eingezeichnet, die sich gut mit der tatsächlich aufgezeichneten Ankeritkurve vergleichen lassen:

Erste Marke: Gewichtsverlust durch vollständiges Abspalten von CO<sub>2</sub>, das an Fe, Mg und Mn gebunden ist, mit gleichzeitiger Kompensation durch die Gewichtsvermehrung, bedingt durch die Oxydation des Eisens zu Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (!) und des Mangans zu Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Zweite Marke: Gewichtsverlust durch vollständiges Abspalten des CO<sub>2</sub> mit Kompensation der erfolgten Oxydationen (wie oben).

Dritte Marke: Gewichtsverlust bei 2., jedoch mit Rückbildung des Calcites aus dem freien CaO (d. h. allem CaO, das nicht in der Verbindung 2 CaO · Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gebunden ist).

Gesamthaft betrachtet stimmt der Kurvenverlauf recht gut mit den drei Marken (vor allem mit der dritten) überein. Die Interpretation der Ankeritkurve, wie sie im Abschnitt „DTA“ skizziert worden ist, wird durch die Thermogravimetrie durchaus bestätigt.

#### F. RÖNTGENOGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

Leider scheint es nicht möglich zu sein, mit Hilfe von Pulver-Aufnahmen genaue Ankeritbestimmungen zu erhalten. Daran ist offenbar die mehrfache Ersatzmöglichkeit der Kationen schuld.

In Tabelle 11 sind die Gitterkonstanten dreier Ankerite angegeben, die auf einer Norelco-Apparatur mit Diffraktometer bestimmt worden sind. Die Werte werden mit denjenigen eines Ankerits und eines Dolomits von HOWIE und BROADHURST (1958) verglichen.

Tabelle 11. Zusammenstellung der Gitterkonstanten

Nr.	a Å	c Å	c/a	a <sub>rh</sub> Å	α	FeO- Gehalt Gew.-%	Ca-Gehalt Kationen % üb./unt. 50%
1	4,841	16,21	3,348	6,083	46° 53½'	15,72 %	+ 3,2
3	4,839	16,19	3,346	6,077	46° 55½'	22,01 %	+ 1,3
5	4,827	16,14	3,344	6,056	46° 58'	12,75 %	?
Ank/Ho + Br	4,819	16,10	3,341	6,045	47° 00'	12,06 %	+ 1,1
Dol/Ho + Br	4,810	16,02	3,330	6,020	47° 07'	0,22 %	+ 1,4

Nach den chemischen Befunden (siehe Tabelle 9) liegen die Kationenprozentage des Ca bei hohem Fe-Gehalt in der Regel über 50% und bei niedrigem Fe-Gehalt unter 50%. Die Gitteraufweitung vom Dolomit zum Ankerit ist deshalb bedingt:

1. Durch den zunehmenden Fe-Gehalt.  $Mg^{++}$ : Ionenradius = 0,66 Å;  $Fe^{++}$ : Ionenradius = 0,74 Å.
2. Durch den Einbau von Ca an Mg-Fe-Plätze. Diese zweite Abhängigkeit ist offenbar empfindlicher als die erste und kann mit dem grossen Ionenradius von  $Ca^{++} = 0,99$  Å erklärt werden. (Ionenradien nach AHRENS, 1952.)

#### IV. Untersuchungen flüssiger und gasförmiger Einschlüsse in Quarz und andern Mineralien

##### A. EINLEITUNG

Durch die Vermittlung von Herrn Prof. E. NIGGLI bekam ich im Frühling 1957 eine Einladung von Herrn Dr. G. DEICHA nach Paris, um in seinem Labor die Technik der Untersuchung flüssiger und gasförmiger Einschlüsse in Kristallen zu erlernen. Im Herbst desselben Jahres konnte ich, versehen mit vielen Mineralproben aus dem Grimselgebiet, nach Paris reisen. Während 14 Tagen führte mich nun Herr Dr. G. DEICHA an Hand vor allem meiner mitgebrachten Quarzproben in die neue Untersuchungstechnik ein, an deren Aufbau er selbst grössten Anteil hat. Im Mineral.-petrographischen Institut der Universität Bern vervollständigte ich die Einschluss-Untersuchungen.

##### B. BESCHREIBUNG DER UNTERSUCHUNGSTECHNIK

In seinem Buche „Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides“ hat DEICHA (1955) eine didaktisch sehr geschickte und mit vielen Beispielen versehene Übersicht über die verschiedenen Untersuchungstechniken gegeben. Ich beschränke mich deshalb auf eine knappe Darstellung der von mir angewandten Methoden.

### 1. Binokularlupe

Die Grundlage aller Untersuchungen ist die mikroskopische Beobachtung der Kristall-Einschlüsse. Hat man es mit verhältnismässig grossen Einschlüssen zu tun ( $100\ \mu$  und grösser), dann genügt eine *Binokularlupe* oder ein *gewöhnliches Mikroskop* mit möglichst viel freiem Raum zwischen Objektiv und Beleuchtungsspiegel. Der Kristallsplitter oder der ganze Kristall wird mit Hilfe eines Stativs unter dem Objektiv montiert. Die dem Objektiv zugewandte Fläche des Präparates sollte möglichst glatt sein und horizontal liegen. Ein Deckglas, versehen mit einem Tropfen Flüssigkeit, dessen Brechungsindex dem des Minerals ungefähr entspricht (für Quarz z. B. Zedernholzöl oder Mohnöl), legt man verkehrt auf die besagte Kristallfläche. Die mikroskopische Beobachtung kann beginnen.

### 2. Dreipunkte-Präparat für Polarisationsmikroskop

Sind die Einschlüsse aber zu klein oder ist das Mineral zu wenig durchsichtig, als dass man mit der erwähnten Methode einen Erfolg erzielen könnte, stellt man ein Dreipunkte-Präparat her. Auf einem Objektträger werden drei verschiedene Mineralsplitter von der Grössenordnung eines Millimeters in Kanadabalsam (oder ein anderes geeignetes Einbettungsmittel, je nach dem Brechungsindex des Minerals) eingetaucht und gedeckt. Unter einem guten Polarisationsmikroskop können solche Präparate sehr gut beobachtet werden, und Einschlüsse von der Grösse  $1\text{--}2\ \mu$  können als solche noch sicher erkannt werden.

Für bestimmte Zwecke eignen sich Präparate polierter Mineralkügelchen (BARRABÉ, COLLOMB und DEICHA, 1958) oder keilförmig zugechliffener Mineralplättchen besser.

Die genaue mikroskopische Beobachtung kann viele Ergebnisse liefern: Grösse, Zahl der Einschlüsse pro  $\text{cm}^3$ , ihre Morphologie, Art der Einschlüsse (primär oder sekundär), Hinweise auf ihre Entstehung und ihre Füllung.

### 3. Zerdrückungsmikroskop

Für alle Temperaturbestimmungen ist es sehr wichtig zu wissen, ob Gas (d. h.  $\text{CO}_2$ ) unter Druck in den Einschlüssen vorhanden ist oder nicht. Dies stellt man am besten mit Hilfe des Zerdrückungsmikroskops fest, das von DEICHA entwickelt worden ist (Beschreibung der Apparatur siehe DEICHA, 1955, Seite 53). Das Prinzip ist folgendes: Unter dem Mikroskop wird ein Kristallsplitter — eingetaucht in Paraffinöl — beob-

achtet und gleichzeitig mechanisch zerdrückt. Ist Gas unter Druck vorhanden, dann schießen beim Zerdrücken perl schnurartig eine Menge von Bläschen auf, die sich bald zu grössern Blasen vereinigen.

#### 4. Der Heiztisch

Die ersten wissenschaftlichen Beschreibungen über die Existenz flüssiger Einschlüsse in Kristallen stammen aus dem Anfang des 19. Jahrhunderts. 1858 hat SORBY erklärt, warum alle diese Einschlüsse eine Libelle („bulle de retrait“) besitzen: Einschliessung bei höherer als Zimmertemperatur, stärkeres Zusammenziehen des flüssigen Einschlusses gegenüber dem festen Körper des Wirtes. SORBY (1858) hat auch die Möglichkeit erkannt, dass flüssige Einschlüsse mit Libellen als geologische Thermometer (und Barometer) verwendet werden können. Zu diesem Zweck ist eine Mineralprobe mit gut beobachtbarem Einschluss zu erhitzen. Langsam wird dabei die Libelle kleiner und kleiner und bei ihrem Verschwinden ist die Bildungstemperatur des Kristalls erreicht, vorausgesetzt, dass der Bildungsdruck dem Dampfdruck des Einschlusses bei der Verschwindungstemperatur der Libelle entsprochen hat. Im allgemeinen ist aber eine Temperatur-Korrektur für erhöhten Bildungsdruck notwendig.

Das Verschwinden der Libelle kann mit Hilfe eines Heiztisches unter dem Mikroskop beobachtet werden. Grenzen sind dadurch gesetzt, dass keine beliebige Vergrößerung erzielt werden kann, weil ein minimaler Abstand zwischen Objektiv und Präparat nicht unterschritten werden darf. Opake Mineralien sind für diese Untersuchungsmethode natürlich nicht verwendbar.

Daneben gibt es noch andere Methoden, um die Verschwindungstemperatur der Libelle zu bestimmen. Aus der Kenntnis des Füllungsgrades eines Einschlusses (und dessen chemischer Zusammensetzung) kann die Verschwindungstemperatur rechnerisch ermittelt werden. 1947 hat INGERSON ein entsprechendes Schlüsseldiagramm für Wasser und eine 10%ige NaCl-Lösung veröffentlicht.

Zwei weitere Methoden stützen sich auf die Tatsache, dass die meisten Kristalle kurz nach der vollständigen Füllung ihrer Einschlüsse beim Weitererhitzen — infolge rapiden Druckenstiegs — zu platzen beginnen. SMITH, SCOTT, PEACH und andere (1947—1949) haben eine Apparatur konstruiert, die dieses Platzen akustisch registriert: Es ist die Methode der Dekrepitophonie. DEICHA (1954) hat eine Einrichtung geschaffen, die es erlaubt, in einem Fernrohr das Entweichen des eingeschlossenen

Stoffes beim Platzen der Einschlüsse zu beobachten: Es ist die Methode der Dekrepitoskopie. (Beschreibung siehe später.)

Die Ergebnisse, die im Laufe der Zeit aus solchen Temperatur-Bestimmungen erhalten worden sind, haben viel Verwirrung gestiftet. Dafür gibt es verschiedene Gründe, die nach einigen prinzipiellen Überlegungen erörtert werden sollen.

#### Zwischenkapitel: Kritische Überlegungen zum Bestimmen von Temperaturen bei der Einschluss-Forschung

Die Erfahrung zeigt, dass die Einschlüsse hydrothermal gebildeter Kristalle aus mehr oder weniger salzhaltigem Wasser bestehen und zudem sehr unterschiedliche Mengen von  $\text{CO}_2$  besitzen. Aus pneumatolytischen Lagerstätten wiederum sind Einschlüsse bekannt geworden, die ausschliesslich  $\text{CO}_2$  enthalten. Einige Beispiele sollen dies illustrieren:

SORBY (1858) hat von wässrigen Quarzeinschlüssen die Gefrierpunktsniedrigung gemessen und daraus (und aus andern Untersuchungen) auf einen Salzgehalt von bis 25% (vor allem NaCl) geschlossen.

KOENIGSBERGER und MÜLLER (1906) haben mit quantitativ chemischen und spektralanalytischen Methoden in wässrigen Einschlüssen alpiner Zerrkluftquarze einen ziemlich konstanten Wert von 7% Alkalisalzen bestimmt. Gleichzeitig hat der dazugehörige Wert für  $\text{CO}_2$  zwischen 1% und 17% variiert.

1956 hat WAHLER die aus der Literatur bekannten Einschluss-Analysen zusammengestellt und diskutiert. Selber analysierte er die Einschlüsse sechs verschiedener Quarz-, Beryll- und Topaskristalle. Die von ihm bestimmten  $\text{CO}_2$ -Werte (= kondensierbare Gase) variieren von 2,1 bis 24,3 Volumprozent. Bei den Salzgehalten stellte er noch grössere Unterschiede fest. Allgemein scheint  $\text{Na}^+$  das wichtigste Kation vor  $\text{Ca}^{++}$  und  $\text{K}^+$  zu sein, während bei den Anionen das Cl' eine überragende Rolle spielt.

DEICHA (1956) hat in den Einschlüssen von Gangquarzen der Wolframlagerstätte von Leucamp (Cantal) vorwiegend  $\text{CO}_2$  festgestellt. GARRELS und RICHTER (1955) sind beim Studium von Uran-Vorkommen zum Schluss gekommen, dass das  $\text{CO}_2$  ein erzbildendes Agens sein könne.

Diese Hinweise mögen genügen, um zu zeigen, dass die Kenntnis der PVT-Diagramme von  $\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{CO}_2$  eine Grundlage der Einschluss-Forschung bedeutet. Die experimentelle Erforschung des Verhaltens von  $\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{CO}_2$  über einen grossen PT-Bereich hat KENNEDY (1950a und 1954) geleistet. In letzter Zeit sind über das gemischte System  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$

aus dem Vernadskii-Institut in Moskau von KHITAROV und MALININ (1956, 1958, 1959) experimentelle Daten mitgeteilt worden und zwar bis  $330^{\circ}\text{C}$  und  $500\text{ kg/cm}^2$ . Im folgenden muss verschiedentlich auf diese Arbeiten verwiesen werden.

Für die wässrigen Einschlüsse hat bis jetzt die grosse Mehrzahl der Forscher angenommen, dass zur Zeit der Einschliessung die Hohlräume nur von einer Phase ausgefüllt worden sind. Bei der Abkühlung haben sich die PT-Werte zunächst auf einer Isochore (= Linie gleichen spez. Volumens oder gleicher Dichte) bewegt bis zum Erreichen der Zweiphasen-Linie, von diesem Zeitpunkt an haben zwei Phasen nebeneinander zu existieren begonnen (Fig. 23). Dabei hat die Dichte der flüssigen Phase stets zugenommen, diejenige der gasförmigen aber abgenommen. — Beim Erhitzen eines Einschlusses auf dem Heiztisch geschieht das Gegenteil.

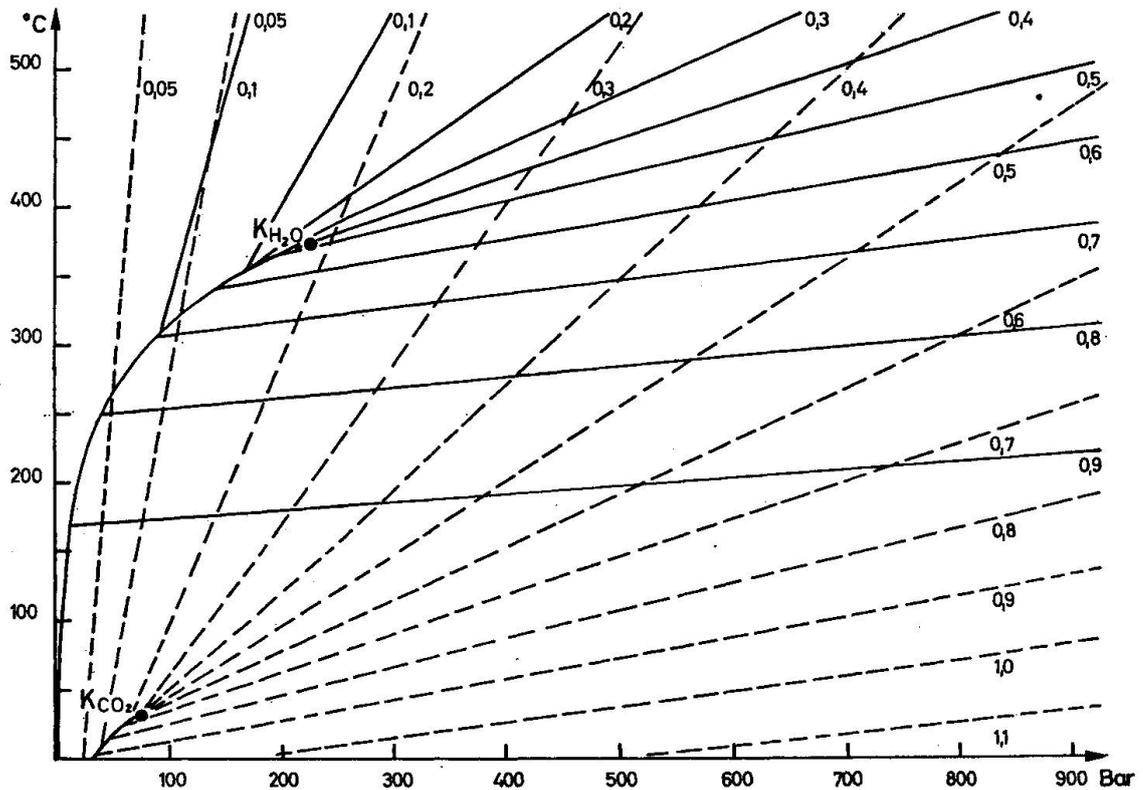


Fig. 23. PT-Diagramme für die Systeme H<sub>2</sub>O (durchgehende Linien) und CO<sub>2</sub> (gestrichelte Linien). Es sind die Aufzeichnungen der experimentellen Daten von KENNEDY (1950 a, 1954). Die Linien (durchgehende und gestrichelte) sind Isochoren = Linien gleicher Dichte; die Dichte ist bei jeder Linie in g/cm<sup>3</sup> angegeben. K<sub>H<sub>2</sub>O</sub> ist der kritische Punkt für H<sub>2</sub>O:  $374^{\circ}\text{C}$ , 205 Atm = 208 Bar. K<sub>CO<sub>2</sub></sub> ist der kritische Punkt für CO<sub>2</sub>:  $31^{\circ}\text{C}$ , 73 Atm = 74 Bar. In der Nähe der kritischen Punkte sind die Linien durch Interpolation konstruiert worden.

Zuerst folgen die PT-Werte der Zweiphasen-Linie bis zur Homogenisierung des Einschlusses, dann bewegen sie sich entlang einer Isochore. Verläuft eine Isochore nur schwach divergent zur Druckkoordinatenachse (im PT-Diagramm), dann haben kleine Temperaturerhöhungen sofort grosse Drucksteigerungen zur Folge. Anders gesagt: Ist die Abschätzung des Druckes auch nur approximativ möglich, resultieren trotzdem ziemlich genaue Temperaturbestimmungen (NACKEN 1921). Tabellen zur Bestimmung der Bildungstemperatur aus der Temperatur des Verschwindens (der Libelle) und dem Bildungsdruck haben INGERSON (1947) und danach KENNEDY (1950a) aufgestellt. Messungen der Verschwindungstemperatur wässriger Einschlüsse bis etwa 250°C, bei hohem Salzgehalt sogar bis über 300°C, können zu durchaus zuverlässigen Resultaten führen. Über 250°C (resp. 300°C) aber haben Temperaturbestimmungen infolge des Verlaufs der Isochoren keinen praktischen Wert mehr.

Umgekehrt ist es möglich, im Bereich der steil verlaufenden Isochoren aus der Homogenisierungstemperatur auf den Bildungsdruck zu schliessen, was allerdings nur für CO<sub>2</sub>-haltige Einschlüsse praktisch durchgeführt werden kann. Auf dieser Grundlage beruht die Methode zur Bildungsdruck-Bestimmung, die KALYUZHNYI (1960) beschrieben und angewendet hat.

Aus dem Gesagten wird klar, dass die Kenntnis des kritischen Verhaltens eines Einschluss-Systems äusserst wichtig ist. INGERSON (1947) hat deshalb ein Diagramm veröffentlicht über die Abhängigkeit der kritischen Temperatur vom Salzgehalt. Danach erhöht sich diese Temperatur ziemlich linear um 75°C mit einem steigenden NaCl-Gehalt bis zu 12% (KCl gibt praktisch gleiche Werte).

Umgekehrt hat ein Gehalt an CO<sub>2</sub> eine Herabsetzung der kritischen Temperatur zur Folge. Der Arbeit von KHITAROV und MALININ (1958) über das System H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> kann z. B. entnommen werden, dass bei 300°C Mischungen mit mehr als 47% CO<sub>2</sub> (= 68 Gew.-%) mit steigendem Druck kein Zweiphasengebiet (flüssig-gasförmig) durchlaufen, während die kritische Temperatur des reinen Wassers bei 374°C liegt.

Wie verschiedene Forscher dargelegt haben, kann bei den Temperatur- und Druckbestimmungen von Einschlüssen die thermische Ausdehnung sowie die Kompressibilität des Wirtmaterials infolge der Kleinheit dieser Effekte ausser acht gelassen werden.

#### **Gründe, die zu Fehlbestimmungen bei Temperaturmessungen in Einschlüssen führen können**

Im Laufe der Diskussion über die Methode der Dekrepitophonie — entwickelt von SMITH, SCOTT, PEACH u. a. (1947—1949) — haben sich

verschiedene Autoren (KENNEDY, 1950b; CAMERON und Mitarbeiter, 1951; STEPHENSON 1952; CORRENS, 1953) kritisch über die Bestimmung thermodynamischer Daten aus Einschlussmessungen geäußert.

1. Häufiger als primäre sind sekundäre Einschlüsse. In vielen Mineralien sind keine primären Einschlüsse sicher zu erkennen, wohl aber viele sekundäre. Es gibt verschiedene Kriterien, um die sekundären Einschlüsse zu erkennen: Scharenweise Anordnung auf Ebenen oder gebogenen Flächen, wobei diese Flächen irgendwie gekennzeichnete Wachstumszonen schneiden können. — Weitere Angaben siehe LAEMMLEIN (1921 und 1956); er hat sekundäre Einschlüsse experimentell selber hergestellt. — Weil die sekundären Einschlüsse nach der Bildung des Kristalls entstanden sind, können sie auch nichts über die Kristallbildung aussagen. Doch lassen sich aus ihrer genauen Kenntnis unter Umständen bestimmte Schlüsse auf spätere tektonische oder metamorphosierende Vorgänge ziehen.

2. Eine Bedingung, die an alle primären Einschlüsse gestellt werden muss, die zu Messzwecken verwendet werden, ist, dass seit ihrer Bildung kein Stoffaustausch nach aussen in irgend einer Form stattgefunden hat. Auch dürfen sie nicht im Augenblick der Erwärmung leck werden und langsam Substanz verlieren. Beides ist durchaus möglich, besonders bei gut spaltbaren Mineralien, wie etwa Calcit. Deshalb ist umgekehrt Quarz als sehr schlecht spaltbares Mineral ein geeignetes Objekt zur Einschlussforschung. Es wird z. T. behauptet oder vermutet (KENNEDY 1950b, CORRENS 1953 u. a.), dass infolge Diffusion der Inhalt der primären Einschlüsse verfälscht werde (oder werden könne). Bei der Untersuchung der alpinen Zerrkluft-Quarze hat sich aber mehrfach gezeigt, dass im gleichen Quarzkorn — von wenigen mm<sup>3</sup> Grösse — sekundäre, wässrige und primäre, stark CO<sub>2</sub>-haltige Einschlüsse ohne Anzeichen einer ausgleichenden Diffusion koexistieren. — Dass der Quarz sehr spröde ist, spricht nicht gegen seine Eignung für die Einschlussforschung (Risse werden im Mikroskop recht gut erkannt), doch begünstigt diese Eigenschaft das Entstehen der sekundären Einschlüsse.

3. Durch optische Untersuchungen muss festgestellt werden, ob es sich bei den Einschlüssen tatsächlich um wässrige ohne oder mit nur wenig CO<sub>2</sub> handelt. Ist viel CO<sub>2</sub> vorhanden, sind verlässliche Bildungstemperaturbestimmungen nicht möglich infolge des steilen Verlaufs der Isochoren.

Nichtbeachtung oder auch falsche Einschätzung dieser drei möglichen Fehlerquellen können zu irrigen Schlüssen führen.

### 5. Kühltisch mit Einrichtung zu leichter Erwärmung

Zur Beobachtung von Einschlüssen mit viel  $\text{CO}_2$  ist es zweckmässig, wenn die Temperatur des Präparates nach unten und nach oben ein wenig verändert werden kann. Die kritische Temperatur für  $\text{CO}_2$  liegt bei  $31^\circ\text{C}$ ; kleine Temperaturänderungen um diesen Fixpunkt herum können deshalb sofort zu Phasenänderungen führen. (Siehe Besprechung eines Quarzes aus dem Simplontunnel, Seite 345.) Die Abkühlung erfolgt am besten durch Ausströmen von  $\text{CO}_2$  unter Druck (komprimiertes  $\text{CO}_2$  in Stahlflasche) auf den Mikroskopisch. Damit auch schwach erwärmt werden kann, verwendet man ein Mikroskop für biologische Zwecke mit einer Erwärmungsmöglichkeit bis ca.  $45^\circ\text{C}$ . Aber auch ein elektrischer „Föhn“ mit Warm- und Kaltluftstrom kann recht gute Dienste leisten.

Existiert in einem Einschluss neben  $\text{H}_2\text{O}$  auch flüssiges  $\text{CO}_2$ , ist zur Abschätzung des effektiven Mengenverhältnisses der beiden Komponenten die Kenntnis der gegenseitigen Löslichkeitsverhältnisse wichtig. Die ersten experimentellen Daten dazu haben WIEBE und GADDY (1939 und 1940) mitgeteilt. Für einen erweiterten PT-Bereich finden sich in der Arbeit von MALININ (1959) neue Zahlenwerte, z. T. auch in Abhängigkeit eines bestimmten Salzgehaltes des Lösungsmittels.

### 6. Dekrepitoskopie

Die Dekrepitoskopie ist von DEICHA als Gegenstück zur Dekrepitophonie entwickelt worden. Sie stellt aber eine ausgesprochene Hilfsmethode dar, die nur angewendet werden soll, wenn auf dem Heiztisch keine Resultate erzielt werden können: Zu kleine Einschlüsse oder opake Mineralien. Durch ein Fernrohr wird eine Mineralprobe, die in Leinöl oder Silikonöl eingetaucht ist, während der Erwärmung beobachtet. Beim Platzen der Einschlüsse schießen kleine Gasblasen perlschnurartig aus den Mineralsplittern, was optisch gut sichtbar ist. Auf einem Thermometer, das die Wärme der Flüssigkeit angibt, kann die Entladungstemperatur gut abgelesen werden. Die ganze Apparatur ist beschrieben und abgebildet bei NICOLAS (1956, Seite 78 ff.) und DEICHA (1955, Seite 47 ff.).

Die Methode ist mit aller Vorsicht (siehe Seite 335) anzuwenden. (Genaue Messresultate kann sie nur in einem Temperaturbereich bis ca.  $250^\circ\text{C}$  und für wässrige Einschlüsse liefern.) Erfahrungsgemäss platzen die ersten Einschlüsse ca.  $5^\circ\text{C}$  bis  $20^\circ\text{C}$  über der Verschwindungstemperatur. Vereinzelt Einschlüsse können jedoch Widerstand leisten bis über  $100^\circ\text{C}$  nach erreichter Verschwindungstemperatur.

### C. ERGEBNISSE DER UNTERSUCHUNGEN AN QUARZEN AUS ZERRKLÜFTEN

Die verlässlichsten Angaben, die aus Einschluss-Untersuchungen gewonnen werden können, sind sicher diejenigen, die an relativ jungen, schwer spaltbaren, tektonisch nicht beeinflussten Kristallen erhalten werden. Diese Voraussetzungen gelten für die alpinen Zerrkluftquarze. Die Reihenfolge der Besprechung entspricht im Prinzip derjenigen in Abschnitt II (2. Teil) dieser Arbeit. Häufig werden — soweit dies möglich war — Quarze aus dem Quarzband mit Kristallen aus der Klufft verglichen. Die durchgeführten Temperaturmessungen werden erst weiter unten diskutiert (S. 348).

#### Fundortgruppe 4a

#### 1. Quarze aus der grossen Rauchquarzkluft am Gerstengletscher (S. 275)

##### a) Milchquarz aus dem Quarzband der Zerrklufft

Mikroskopische Beobachtung: Primäre Einschlüsse mit isometrischen bis länglichen Formen. Grösse wechselnd, 5—30  $\mu$ . In einzelnen grössern Einschlüssen ist der Absatz eines sehr kleinen, festen Körpers (= Salz) festzustellen (Fig. 24a). Anhäufungen von sekundären, sehr kleinen Einschlüssen, die haufenweise auf leicht gebogenen Flächen vorkommen.

Zerdrückungsprobe: Entweichen von Gas ist deutlich sichtbar.

##### b) Rauchquarz vom Fuss eines grossen Kristalls

Mikroskopische Beobachtung: Viele primäre Einschlüsse verschiedener Formen (Fig. 24b), z. T. mit kapillaren Fortsetzungen. Grössen bis 50  $\mu$ , im Durchschnitt etwas grösser als bei a). Sekundäre Einschlüsse von 2—3  $\mu$ , isometrisch, auf leicht gebogenen Flächen angeordnet.

Zerdrückungsprobe: Negativ. Kein Entweichen von Gas.

##### c) Rauchquarz von der Spitze eines grossen Kristalls

Dieser Quarz ist praktisch einschlussfrei und konnte deshalb für Untersuchungen nicht gebraucht werden.

#### 2. Milchquarz aus Quarzband vom Juchli (Fund 1942)

Mikroskopische Beobachtung: In vielen Präparaten konnten gar keine primären Einschlüsse gefunden werden. Sind aber solche vorhanden, zeigen sie zackige Umrisse und erscheinen dunkel. Dies ist wahrscheinlich durch einen feinen Nieder-

schlag auf den Wänden der Hohlräume bedingt. Die primären Einschlüsse sind relativ gross: 50—100  $\mu$ . Sekundäre Einschlüsse auf leicht gebogenen Ebenen sind überall in grosser Zahl vorhanden.

Zerdrückungsmikroskop: Beim Zerdrücken der Quarzsplitter entweicht wenig Gas.

### 3. Quarzkristalle aus dem Druckschacht: 565 m (S. 288)

Mikroskopische Beobachtung: Die Kristallspitzen weisen keine Einschlüsse auf. Die milchigen Kristallsockel enthalten neben vielen sekundären auch primäre Einschlüsse, meist länglicher Form und von einer mittleren Grössenordnung von 50  $\mu$ .

Zerdrückungsmikroskop: Es ist kein Gas eingeschlossen.

### 4. Quarz aus der grossen Quarzkluft vom Zinggenstock (Fund 1719) (S. 271)

#### *a) Milchquarz aus Quarzband*

Mikroskopische Beobachtung: Es sind sehr viele sekundäre Einschlüsse vorhanden und zwar von verschiedenster Grösse und Form. Primäre Einschlüsse haben isometrische Formen, z. T. sind es negative Kristalle. In einigen wenigen (ca. 15  $\mu$  gross) ist ein kleiner Salzkristall beobachtet worden.

Zerdrückungsmikroskop: Wenig Gas vorhanden.

#### *b) Grosses Kristallbruchstück eines grossen hellen Kristalls*

Parallel der Rhomboeder- und Prismenfläche wurden einige Plättchen ( $d = 5$  mm) abgesägt und untersucht.

Mikroskopische Beobachtung: Die sekundären, kleinen Einschlüsse bilden z. T. schöne negative Kristalle. Parallel der einen Rhomboederfläche ist eine alte Kristalloberfläche vorhanden, die mit fremden Kriställchen von 50  $\mu$  bis 300  $\mu$  Länge übersät ist. Diese sind tetragonal, haben eine höhere Lichtbrechung als Quarz, eine grosse Doppelbrechung und liegen mit ihrer c-Achse häufig mehr oder weniger parallel zur alten Kristalloberfläche. Es könnte sich um Xenotim handeln, doch habe ich im Spektroskop keine Absorptionslinien beobachten können. Auf der Oberseite oder seitlich der festen Einschlüsse sind zuweilen kleine primäre Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle zu beobachten.

Primäre Einschlüsse des Kristallinnern — allgemein grösser als die sekundären — zeigen eine deutliche Tendenz zu negativen Kristallen. Einzelne besitzen spiralförmige, kanalartige Verlängerungen in Richtung der Kristalloberfläche (= Indiz für primäre Einschlüsse).

## 5. Helle Quarzkristalle von der Fluoritfundstelle bei der Zinggenlücke (S. 291)

Mikroskopische Beobachtung: Es sind drei Arten von primären Einschlüssen vorhanden:

1. Grosse (bis ca. 10 mm lange) negative Kristalle, die infolge durchgehender Spalten ihrer Füllung beraubt sind.
2. Kleinere Einschlüsse mit Tendenz zu negativen Kristallen.
3. Einschlüsse mit zackigen Umrissen, weiten Verzweigungen und kapillaren Fortsätzen. Die Unterbindung von Apophysen kann häufig beobachtet werden (Fig. 24c).

Entlang ausgeheilter Spalten kommen viele sekundäre Einschlüsse vor.

Zerdrückungsmikroskop: Negativ. Es ist kein Gas vorhanden.



Fig. 24. Primäre Einschlüsse der Fundortgruppe 4a. Vergrösserung  $400\times$ .

- a) Primärer, dreiphasiger Einschluss aus dem Quarzband bei der Gerstengletscherklüfte (Salzkristall, wässrige Lösung, Dampfblase mit wenig komprimiertem Gas =  $\text{CO}_2$ ).
- b) Primäre, zweiphasige Einschlüsse aus dem Fuss eines Quarzkristalls vom Gerstengletscher (wässrige Lösung, Dampfblase ohne komprimiertes Gas).
- c) Primärer, zweiphasiger Einschluss eines Quarzkristalls von der Zinggenlücke mit zackigen Umrissen und einer unterbundenen Apophyse (wässrige Lösung, Dampfblase ohne komprimiertes Gas).

## 6. Zusammenfassung

Neben den beschriebenen Quarzen ist noch eine Reihe weiterer Quarze aus Klüften der Fundortgruppe 4a untersucht worden. Die Ergebnisse entsprechen den fünf angeführten Beispielen, so dass einige allgemein gültige Feststellungen gemacht werden können:

1. Viel häufiger als die primären sind die sekundären Einschlüsse. Vielfach enthalten Kristallspitzen gut durchsichtiger Kristalle überhaupt keine Einschlüsse.

2. Die Variabilität der primären Einschlüsse in bezug auf Grösse, Form und Vorkommensdichte ist von Fundort zu Fundort sehr gross. Der Grund dafür dürfte vor allem die verschiedene Kristallisationsgeschwindigkeit sein.
3. Die meisten primären Einschlüsse sind zweiphasig: wässrige Lösung und Dampfblase. Einzelne Einschlüsse im Milchquarz der Quarzbänder weisen als dritte Phase ausgeschiedene Salzkristalle oder dünn-schichtige Niederschläge auf. In Einschlüssen von Kluftquarzen ist nie eine dritte Phase beobachtet worden.
4. Der Gasgehalt aller primären Einschlüsse ist gering. Nachweisbar ist der CO<sub>2</sub>-Gehalt im allgemeinen nur in den Einschlüssen des Milchquarz der Quarzbänder, doch übersteigt er 3 Gewichtsprocente CO<sub>2</sub> nicht.
5. Die scharenweise auftretenden sekundären Einschlüsse sind stets auf gebogenen Ebenen angeordnet, sie sind allgemein klein (unbeobachtbare Kleinheit bis ca. 40  $\mu$ ) und schneiden Wachstumsstrukturen. Alle sekundären Einschlüsse sind zweiphasig, weder ein Salzgehalt noch ein kleiner CO<sub>2</sub>-Gehalt kann mikroskopisch nachgewiesen werden.

Von der Fundortgruppe 4b stand mir nur von einer Fundstelle (Amethystkehle, Zinggenstock) etwas Untersuchungsmaterial zur Verfügung. Soweit ich feststellen konnte, unterscheiden sich die Einschlüsse gegenüber der Fundortgruppe 4a nicht grundsätzlich — doch sind zu wenig Untersuchungsdaten vorhanden, um sichere Schlüsse daraus ziehen zu können.

#### Fundortgruppe 4c

##### 1. Helle Quarzkristalle von der Karbonat-Zinkblendekluft im Druckschacht (S. 293)

Mikroskopische Beobachtung: Von dieser Fundstelle sind viele Präparate untersucht worden (Kristallfuss, milchige und helle Quarzsplitter, Kristallmitte, Kristallspitze und ganze Kristalle). Die Ergebnisse sind gut übereinstimmend und können zusammengefasst werden. Es existieren drei Arten primärer Einschlüsse:

1. Schöne negative Kristalle. Die Einschlüsse erscheinen immer recht dunkel, wahrscheinlich durch ungünstige Lichtbrechung an den Begrenzungsflächen, evtl. infolge eines feinen Niederschlages. Stets können nur zwei Phasen sicher festgestellt werden — doch wird eine dritte häufig vermutet. Statistisch verteilt (Abb. 36).
2. Negative Kristalle mit Hauptausbildung zweier gegenüberliegender Prismenflächen und damit guten Beobachtungsbedingungen. Selten kapillare Ver-

- ästelungen. Meist deutlich 3-phasig. Statistisch verteilt. Übergänge von 1. zu 2. sind vorhanden, die Grössen sind stark variierend (Abb. 37).
3. Flache, parallel einer Prismen- oder Rhomboeder-Fläche liegende Einschlüsse, wenig unterhalb der Kristalloberfläche, von sehr unterschiedlicher Grösse. Diese Einschlüsse markieren eine alte Kristalloberfläche. Die grössten, von mm-grosser Ausdehnung, besitzen häufig unregelmässige Verzweigungen. Die Libellen sind stets flachgedrückt. Von einer kritischen Grösse an können stets 3 Phasen beobachtet werden (Abb. 38 und 39).
  4. Kleine Einschlüsse entlang leicht gebogener Flächen (wahrscheinlich z. T. 3-phasig) mit meist schönen negativen Kristallen. Diese Ebenen reichen nicht bis zur Kristalloberfläche, sondern nur bis zu der Fläche, auf der die Einschlüsse, die unter 3. beschrieben wurden, liegen. Solche Einschlüsse, die in ihrer Entstehung sekundären Charakter haben, jedoch älter oder mindestens nicht jünger als bestimmte primäre Einschlüsse sind, werden als pseudo-sekundär bezeichnet (nach ERMAKOV).
- Zerdrückungsmikroskop: Alle Quarzproben geben beim Zerdrücken viel Gas ab, wobei es sich vorwiegend um CO<sub>2</sub> handelt.

Auf Grund der Arbeiten von KENNEDY (1954) und WIEBE und GADDY (1940) können die CO<sub>2</sub>-Gehalte in den 3-phasigen Einschlüssen abgeschätzt werden.

Tritt in einem Einschluss bei Zimmertemperatur (20°C) flüssiges CO<sub>2</sub> auf — sind also flüssiges und gasförmiges CO<sub>2</sub> koexistent — so herrscht in einem solchen System ein Druck von mindestens 50 Atmosphären. Wasser ist in flüssigem CO<sub>2</sub> bei 20°C und 1 Atm. zu weniger als 0,05% löslich (nach KALYUZHNYI, 1960, S. 184) und die Löslichkeit nimmt bei wachsendem Druck nicht wesentlich zu (nach GARRELS und RICHTER, 1955, S. 449). Somit dürfte H<sub>2</sub>O das Verhalten des CO<sub>2</sub> nicht wesentlich beeinflussen. Bei 20°C und 50 Atm. beträgt die Dichte für das flüssige CO<sub>2</sub> ca. 0,83 g/cm<sup>3</sup> und für das gasförmige CO<sub>2</sub> ca. 0,13 g/cm<sup>3</sup>. Bei 50 Atm. vermag reines Wasser ca. 5,5 Gewichtsprozent (durch Interpolation erhalten) CO<sub>2</sub> zu lösen. Im extremsten Falle (die Dampfphase CO<sub>2</sub> mit eingerechnet, bei einer mittelgrossen Libelle) enthält ein wässriger Einschluss ca. 6,5 Gewichtsprozent CO<sub>2</sub>, ohne dass flüssiges CO<sub>2</sub> auftritt. Ist aber flüssiges CO<sub>2</sub> vorhanden, beträgt der Gesamt-CO<sub>2</sub>-Gehalt mindestens 6,5%. Durch die Abschätzung der Volumen der drei Phasen einerseits und durch Vergleich der entweichenden Gase andererseits, können CO<sub>2</sub>-Gehalte der Einschlüsse angegeben werden. Alle diese Abschätzungen beruhen auf der Annahme, dass es sich um ein reines H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-System handelt, was nur annähernd stimmt.

Auf Grund dieser Ausführungen kann gefolgert werden, dass die Einschlüsse Nr. 2 bis ca. 12% CO<sub>2</sub>, die Einschlüsse Nr. 3 bis ca. 8% CO<sub>2</sub> enthalten.

## 2. Quarz aus dem Trübtenfenster (S. 302)

Mikroskopische Beobachtung: Die primären Einschlüsse sind 25 bis 40  $\mu$  gross, isometrisch, leicht zackig, manchmal abgewinkelt. Sie zeigen eine Tendenz zur Bildung negativer Kristalle; stets sind sie zweiphasig. Es ist nie ein Niederschlag oder der Absatz einzelner Salzkristalle zu beobachten. Daneben existieren viele kleine, sekundäre Einschlüsse. Charakteristisch sind kleine opake Einschlüsse von Ilmenit oder Hämatit. Ein prinzipieller Unterschied zwischen den Einschlüssen der Milchquarze und denjenigen der Kluftquarze ist nicht vorhanden.

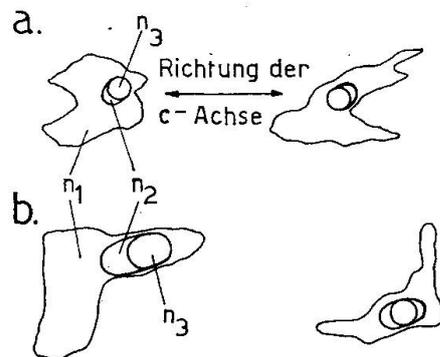
Zerdrückungsmikroskop: Beim Spalten der Quarzsplitter entweicht viel Gas, doch nicht soviel wie aus den Quarzen der Karbonat-Zinkblende-Kluft. Nach sorgfältiger Schätzung sind ca. 5 Gewichtsprozent  $\text{CO}_2$  in den primären Einschlüssen vorhanden.

## 3. Helle Quarzkristalle aus der Kluft in der Lauteraar (S. 303)

Mikroskopische Beobachtung: Die primären Einschlüsse weisen von einer bestimmten Grösse an (ca. 40  $\mu$ ) deutlich 3 Phasen auf. Vorzugsweise kommen abgewinkelte, z. T. sehr grosse Formen vor. Bei bestimmten Höhlungen können Wachstumsstrukturen des Quarzes beobachtet werden, die sich wahrscheinlich erst nach der Einschliessung der Mutterlauge gebildet haben. Auf gebogenen Ebenen befinden sich viele kleine, sekundäre, zweiphasige Einschlüsse (Fig. 25).

Fig. 25. Dreiphasige Einschlüsse in Quarzkristallen aus der Zerrkluft in der Lauteraar. Vergrösserung =  $500 \times$ .  $n_1$  (wässrige Lösung)  $>$   $n_2$  (flüssiges  $\text{CO}_2$ )  $>$   $n_3$  (Gasphase).

- a) Wachstumsstrukturen im Innern der Einschlüsse.  
b) Abgewinkelte Einschlüsse.



Zerdrückungsmikroskop: Beim Zerdrücken entweicht viel Gas. Nach der mikroskopischen Untersuchung sind mehr als 10 Gewichtsprozent  $\text{CO}_2$  vorhanden (12—15 %). Das  $\text{CO}_2$  konnte nach der von RASUMNY (1958) angegebenen Methode direkt nachgewiesen werden, wobei sich aber auch herausstellte, dass ca. 5 % des Gasgehaltes nicht  $\text{CO}_2$  sind. — Auch die sekundären Einschlüsse enthalten relativ viel  $\text{CO}_2$ .

## 4. Zusammenfassung

Weitere Untersuchungen von Quarzeinschlüssen der Fundortgruppe 4c zeigen grundsätzlich nichts Neues, bestätigen aber das nach den drei Beschreibungen erhaltene Bild:

1. Auch bei der Fundortgruppe 4c sind die sekundären (und pseudo-sekundären) Einschlüsse häufiger als die primären.
2. Die Variabilität der primären Einschlüsse in bezug auf Grösse, Form und Vorkommensdichte ist von Fundort zu Fundort sehr gross und entspricht ebenfalls den Ergebnissen von Fundortgruppe 4a.
3. Der (gelöste) Salzgehalt aller Einschlüsse scheint relativ niedrig zu sein. Weder in den Milch- noch den Kluftquarzen konnten ausgeschiedene Salze beobachtet werden.
4. 3-phasige primäre Einschlüsse mit zwei Flüssigkeitsphasen und einer Gasphase sind häufig. Die geschätzten CO<sub>2</sub>-Gehalte betragen 5% bis 15% und liegen damit deutlich höher als diejenigen der Fundortgruppe 4a.
5. Die pseudosekundären Einschlüsse enthalten ebenfalls relativ viel CO<sub>2</sub> (eine genaue Abschätzung ist sehr schwierig). Es sind ihrer Definition entsprechend Einschlüsse, die vor der endgültigen Bildung des heutigen Kristalls entstanden sind. Im wesentlichen gleichen diese Einschlüsse den gewöhnlichen sekundären derart (gleiche Anordnung auf leicht gebogenen Ebenen, gleiche Grössen und Formen, entsprechende Vorkommensdichte), dass wohl angenommen werden darf, dass die beiden Einschlussarten während des gleichen genetischen Zyklus entstanden sind.

Die Bildung der sekundären (die pseudosekundären sollen hier stets eingeschlossen sein) Einschlüsse denkt man sich wie folgt: Zuerst muss ein Quarzkristall mechanisch beansprucht werden, so dass sich eine Menge feiner Risse bildet. Diese füllen sich nachher mit Flüssigkeit. Darauf setzt der Ausheilungsprozess ein. Die Bruchflächen wachsen unter Einschliessung der eingedrungenen Flüssigkeit zu, wobei die Flüssigkeit in eine Vielzahl kleinster Tröpfchen aufgespalten wird.

Die Rissbildung in den Quarzen kann am einfachsten durch eine schwache Differentialbewegung der Anwachsfläche erklärt werden (die Vorkommens-Dichte der sekundären Einschlüsse nimmt vom Kristallfuss zur Kristallspitze stets relativ ab). Wenn man annimmt, dass die Zerrkluftbildung in die letzte Phase der Alpenfaltung fällt, sind kleine Differentialbewegungen der Kluftwände durchaus verständlich. Damit würden die sekundären Einschlüsse die gleichen, nur etwas verarmten Lösungen enthalten wie die primären Einschlüsse, was sich mit den Beobachtungen durchaus deckt.

## 5. Heller Quarzkristall mit aufgewachsenem Ankerit aus dem Simplontunnel

Die Fundortgruppe 4c ist sicher verwandt mit den ausgedehnten Quarz-Karbonat-Muskovit-Vorkommen im Simplontunnel. Deshalb habe ich zum Vergleich einen „Simplonquarz“ mit aufgewachsenem Ankerit-Kristall untersucht.

Mikroskopische Beobachtung: Neben sekundären Einschlüssen, die teils wässrig sind (2-phasig), teils überwiegend CO<sub>2</sub>-führend (3-phasig), wobei die H<sub>2</sub>O-Phase nur klein ist, enthält der Quarz grosse primäre, 3-phasige Einschlüsse. Nach der direkten Beobachtung und der Untersuchung im Zerdrückungsmikroskop ist der viel grössere CO<sub>2</sub>-Gehalt gegenüber der Fundortgruppe 4a sofort augenfällig (Fig. 26a).

Kühltisch mit gleichzeitiger Einrichtung zu schwacher Erwärmung: Nicht alle primären Einschlüsse sind 3-phasig; einzelne weisen nur zwei Phasen auf, wobei die eine H<sub>2</sub>O und die andere flüssiges CO<sub>2</sub> ist. Beim Abkühlen um ca. 20°C entsteht aber in allen diesen Einschlüssen eine dritte Phase = Dampfphase. Dem entsprechend verschwindet beim Erwärmen kurz vor der kritischen Temperatur in den 3-phasigen Einschlüssen die Dampf-Phase. In den 3-phasigen sekundären Einschlüssen mit etwas andern PV-Bedingungen verschwindet beim Erwärmen die flüssige CO<sub>2</sub>-Phase (Fig. 26a/b).

## D. ERGEBNISSE DER UNTERSUCHUNGEN AN ANDERN MINERALIEN AUS ZERRKLÜFTEN

### 1. Calcite

#### a) Quarzkluft mit Fluorit, Druckschacht 565 m, Fundortgruppe 4a (S. 288)

Die schönen Basistafeln enthalten wenige, aber verhältnismässig sehr grosse (100  $\mu$ —200  $\mu$ ) Einschlüsse, die schöne negative Kristalle bilden. Kein komprimiertes Gas (= CO<sub>2</sub>) vorhanden.

#### b) Karbonat-Zinkblendekluft, Druckschacht. Fundortgruppe 4c (S. 293)

Bestimmte rhomboedrische Kristalle enthalten wenig komprimiertes Gas (2—3 % CO<sub>2</sub>). Es sind isometrische und eher längliche, wahrscheinlich primäre Einschlüsse vorhanden. Bei andern Calciten sind keine sichern Ergebnisse zu erzielen, z. T. scheinen primäre Einschlüsse ganz zu fehlen, z. T. ist ein Wirrwarr kleinster, wahrscheinlich primärer Einschlüsse vorhanden.

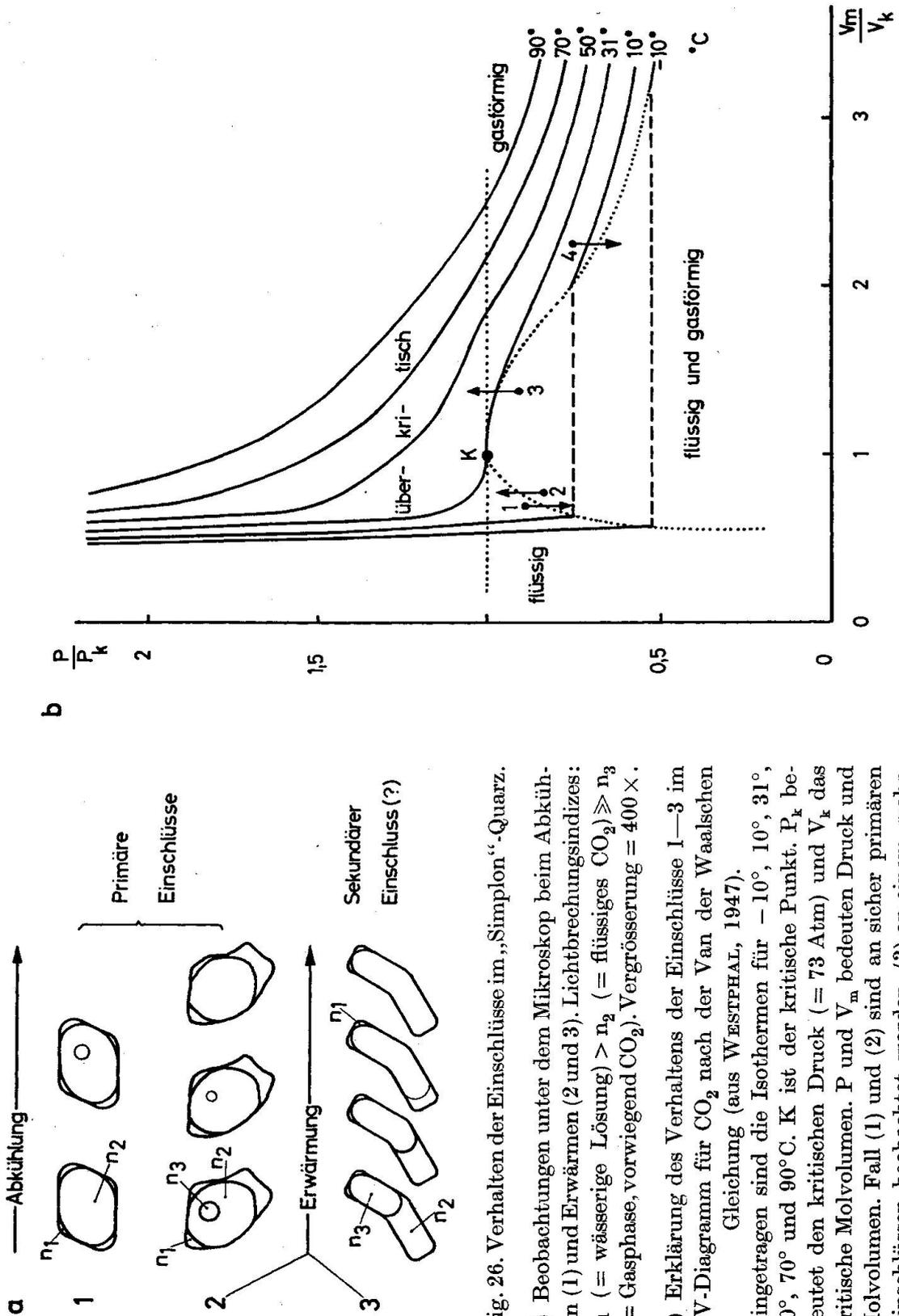


Fig. 26. Verhalten der Einschlüsse im „Simplon“-Quarz.

a) Beobachtungen unter dem Mikroskop beim Abkühlen (1) und Erwärmen (2 und 3). Lichtbrechungsindizes:  $n_1$  (= wässrige Lösung)  $> n_2$  (= flüssiges  $CO_2$ )  $\gg n_3$  (= Gasphase, vorwiegend  $CO_2$ ). Vergrößerung =  $400\times$ .

b) Erklärung des Verhaltens der Einschlüsse 1—3 im PV-Diagramm für  $CO_2$  nach der Van der Waalschen Gleichung (aus WESTPHAL, 1947).

Eingetragen sind die Isothermen für  $-10^\circ, 10^\circ, 31^\circ, 50^\circ, 70^\circ$  und  $90^\circ C$ . K ist der kritische Punkt.  $P_k$  bedeutet den kritischen Druck (= 73 Atm) und  $V_k$  das kritische Molvolumen. P und  $V_m$  bedeuten Druck und Molvolumen. Fall (1) und (2) sind an sicher primären Einschlüssen beobachtet worden, (3) an einem wahrscheinlich sekundären und (4) ist nie beobachtet worden.

## 2. Adulare

### a) Grosse Rauchquarzkluft vom Gerstengletscher. Fundortgruppe 4a (S. 275)

Die kleinen Adularkristalle sind auf Rauchquarzkristallen auf- oder z. T. etwas eingewachsen. Mikroskopische Untersuchung: Es existieren zwei Arten primärer Einschlüsse:

1. Kleine 2—3  $\mu$  grosse, längliche, kristallographisch orientierte Einschlüsse. Die dichte Verteilung dieser Einschlüsse bedingt die milchige Trübung der Kristalle.
2. Grössere Einschlüsse mit Schwamm-Struktur (Erklärung siehe unten).
3. Wenig sekundäre Einschlüsse auf Ebenen angeordnet.

Zerdrückungsprobe: Negativ, kein komprimiertes Gas vorhanden. Dekrepitoskop: Bei 135°C erstes Austreten von H<sub>2</sub>O-Dampf. Diese Temperatur lässt sich gut mit der „Verschwindungstemperatur“ des Wirtminerals vergleichen, die auf dem Heiztisch bestimmt worden ist.

### b) Adularkluft, Zulaufstollen 4060 m. Spezialparagenese (S. 306)

Es sind drei verschiedene Arten primärer Einschlüsse gut zu unterscheiden (Fig. 27).

1. Schöne negative Kristalle. Ca. 30  $\mu$  gross.
2. Grosse Einschlüsse mit „Schwamm-Struktur“ aus den innern Teilen der Kristalle. Diese besondere Einschluss-Form repräsentiert ein lokal begrenztes Skelett-Wachstum, das wahrscheinlich durch relativ schnelle Auskristallisation (Übersättigung der Mutterlauge) bedingt wurde. Dem entsprechend sind wohl die schönen negativen Kristalle in den äussern Teilen bei langsamerem Wachstum entstanden (keine Übersättigung). DEICHA (1948, 1955) hat gleiche Einschlüsse in Albit vom Tré-la-Tête im südwestlichen Mt.-Blanc-Massiv beschrieben.
3. In seinem Innern enthält der Adular kleine Leisten eines andern Minerals mit höherem Brechungsindex (wahrscheinlich Albit). Um diese Leisten herum befinden sich kleinste wässrige Einschlüsse, deren Libellen im allgemeinen nicht sichtbar sind.

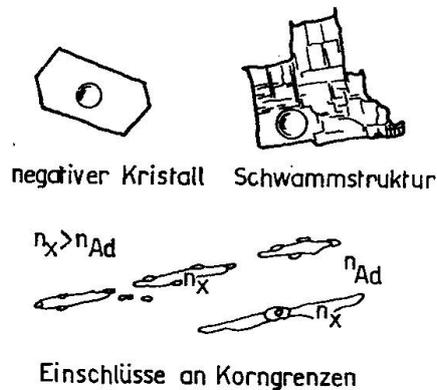


Fig. 27. Adularkluft, Zulaufstollen, 4060 m. Drei verschiedene Einschlüsse. Vergrösserung 400  $\times$ .

## 3. Fluorit

a) *Fluorit-Quarz-Kluft*, Ablaufstollen Sommerloch. Fundortgruppe 4a (S. 286)

Mikroskopische Untersuchung: Die primären Einschlüsse haben die Form schöner negativer Kristalle; sie treten isoliert auf, seltener sind sie durch Kanäle miteinander verbunden. Die Topographie der Kristalloberfläche entspricht den Formen der darunterliegenden Einschlüsse (Fig. 28).

Heiztisch: Die Beobachtung ist sehr schwierig infolge störender Reflexe. Das Verschwinden der Libelle liegt zwischen  $110^\circ$  und  $120^\circ\text{C}$  (?).

Diese Untersuchungen an Calciten, Adularen und Fluoriten sind in keiner Weise vollständig. Sie sollen aber darlegen, dass neben Quarz auch andere Mineralien auf Einschlüsse hin geprüft werden können; dabei erweisen sich die Adulare als besonders dankbare Objekte.

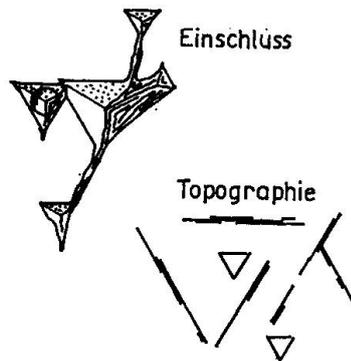


Fig. 28. Fluorit-Quarz-Kluft, Ablaufstollen Sommerloch. Einschluss in Fluoritkristall und Oberflächenstruktur einer Oktaederfläche. Vergrößerung  $400\times$ .

## E. ZUSAMMENSTELLUNG DER TEMPERATUR-BESTIMMUNGEN

Für die Beobachtungen auf dem Heiztisch sind nur primäre Einschlüsse herangezogen worden, weil sie allein über die Bildungsbedingungen der Kristalle direkten Aufschluss geben können. Bei der Dekrepitoskopie sind, weil eine Auswahl unmöglich ist, neben den primären auch die sekundären Einschlüsse beobachtet worden. Deshalb sind die (von der Dekrepitoskopie) in Tab. 12 angegebenen Zahlen nur als Leitwerte anzusehen. Im übrigen sei auf die Erörterungen S. 337 verwiesen.

Die Bildungstemperatur  $t$  eines Kristalls (= Einschliessungstemperatur) berechnet sich aus  $t_v$  (= Verschwindungstemperatur)  $+ \Delta t$  (= Temperaturkorrektur für erhöhten Druck). Die Temperaturkorrektur  $\Delta t$  ist in Tab. 12 für 300 Bar Bildungsdruck berechnet und gilt theoretisch nur für reines Wasser (KENNEDY, 1950a). Die Abschätzung des Bildungs-

druckes ist natürlich sehr schwierig. Die Überlagerung zur Zeit des Aufreissens der Zerrklüfte hat wohl minimal 3000 m betragen, war aber wahrscheinlich grösser. Umgekehrt scheint mir eine Überlagerung von rund 10000 m, wie sie P. NIGGLI (1940, S. 519) annehmen muss, wenn er von einem Belastungsdruck von 2—3000 Atm. spricht, zu hoch zu sein. In den Zerrklüften selbst hat zudem kaum der lithostatische Druck geherrscht, sondern viel eher ein Druck, der dem hydrostatischen vergleichbar ist, wenn man sich vorstellt, dass die Klüftlösungen befähigt gewesen wären, den ganzen damaligen Gebirgskörper, offene Spalt-systeme vorausgesetzt, bis zur Oberfläche zu durchtränken, dass damit aber ihre potentielle Energie erschöpft gewesen wäre. Alle diese Überlegungen sind natürlich spekulativ und können zur Abschätzung der wirklichen Bildungstemperaturen nur Hinweise geben. So beträgt für das erste Beispiel in Tab. 12:

$\Delta t = 17^\circ$  für 300 Bar (3000 m Überlagerung, hydrostatischer Druck).  
 $\Delta t = 43^\circ$  für 750 Bar (3000 m Überlagerung, lithostatischer Druck).  
 $\Delta t = 58^\circ$  für 1000 Bar (10000 m Überlagerung, hydrostatischer Druck).  
 (1 Bar ist dabei = 1 Atm. gerechnet).

Die Einschlussfüllung besteht nie aus reinem Wasser, sondern aus einer mehr oder weniger konzentrierten Salzlösung mit oder ohne  $\text{CO}_2$ . Ein kleiner Salzgehalt wird an den angegebenen Zahlen für die Temperaturkorrektur  $\Delta t$  nur wenig ändern, dagegen beeinflusst das  $\text{CO}_2$  die Temperaturkorrektur  $\Delta t$  bedeutend stärker. Die berechneten Bildungstemperaturen für die Fundortgruppe 4a dürften deshalb für die angegebenen physikalischen Bedingungen recht gut stimmen. Dagegen erhöhen sich die Temperaturkorrekturen  $\Delta t$  für die Fundortgruppe 4c mit den 5%—8%  $\text{CO}_2$  wesentlich. Die für die Fundortgruppe 4c angegebenen Bildungstemperaturen bedeuten deshalb für die angenommenen physikalischen Verhältnisse nur Minimalwerte.

Die in Tab. 12 angegebenen Bildungstemperaturen zeigen sehr schön ein Absinken vom Quarzband über den Kristallsockel zur Kristallspitze, wie es erwartet werden konnte. Erstaunlich sind die recht grossen Unterschiede von der einen Zerrklüftung zur andern, die nicht leicht erklärt werden können. Allgemein sind die Mineralien der Fundortgruppe 4c bei höherer Temperatur entstanden als diejenigen der Fundortgruppe 4a. — Zum Vergleich sind in Kolonne (6) neben den Entladungstemperaturen der Dekreptoskopie auch noch die tiefsten Temperaturen angegeben worden, bei denen ein Platzen von Einschlüssen (primär und sekundär) auf dem Heiztisch beobachtet werden konnte.

Tabelle 12. *Temperaturmessungen*

Fundort	Mineralgenetische Hinweise	Fundortgruppe	Schätzung des CO <sub>2</sub> -Gehalts	Heiztisch: t <sub>v</sub> Verschwindungstemperatur (Anzahl d. Messungen)	Dekreпитoskop (Plätzen von Einschl. auf dem Heiztisch)	Δt für 300 Bar und H <sub>2</sub> O	t Bildungstemp. (für 300 Bar)
Gerstengletscher Grosse Kluft	Milchquarz aus Quarzband	4a	2 %	144° (2)	(162°)	17°	161°
	Fuss eines Rauchquarzkristalls	4a	1 %	136° (2)	(138°)	17°	153°
	Adular auf Rauchquarz aufgewachsen	4a	—	—	135°	ca. 10°	145°
	Fluoritkristall	4a	—	115° (3)	—	16°	131°
Ablaufstollen KW Oberaar, Sommerloch	Fuss eines hellen Quarzkristalls	4a	—	172° (3)	(185°)	18°	190°
Druckschacht KW Oberaar, Kluft 565 m	Fuss eines hellen Quarzkristalls	4c	8 %	174° (4)	(179°)	18°	192°
	Spitze eines hellen Quarzkristalls	4c	8 %	160° (2)	(160°)	17°	177°
Karbonat-Zinkblende- Kluft, Druckschacht KW Oberaar	Ankerit aus krust. Überzug	4c	5 %	—	70°	?	?
	Quarz aus Quarzband	4c	5 %	178° (3)	—	18°	196°
Trübtenfenster KW Oberaar	Fettquarz	—	1—2 %	—	196°	ca. 10°	206°

Der zuletzt aufgeführte Quarz vom Grimselnollen zeigt ein fettiges Aussehen mit bläulichem Schimmer. Er entstammt einer unregelmässigen Quarzader, die nicht direkt mit einer Zerrkluft in Verbindung steht. Die Korngrössen des Quarzes betragen minimal  $50 \mu$ . Der Quarz enthält sehr viele, aber kleine ( $2-4 \mu$ ), primäre Einschlüsse, die eine Tendenz zu negativen Kristallen haben; daneben existieren, viel weniger häufig, Einschlüsse von 20 bis  $30 \mu$ , die wahrscheinlich kleine Salzkristalle enthalten. Sekundäre Einschlüsse liegen entlang ausgeheilte Risse.

#### F. ERGEBNISSE DER EINSCHLUSS-UNTERSUCHUNGEN IN BEZUG AUF DIE GENESE DER ZERRKLUFTMINERALIEN

Die Einschluss-Untersuchungen haben im grossen und ganzen die bisherigen Ansichten über die Bildung der Zerrkluftminerale bestätigt. Die Mineralien sind aus wässrigen Lösungen bei verhältnismässig tiefen Temperaturen auskristallisiert worden ( $150^{\circ}-200^{\circ}\text{C}$ ).

Es darf aber auch festgestellt werden, dass bestimmte Ergebnisse dieser Untersuchungstechnik Erkenntnisse geliefert haben, die bis dahin nicht bekannt waren. Die Tatsache, dass *in einem lithologisch einheitlichen Gebiet*<sup>11)</sup> prinzipiell verschiedene Mineralgesellschaften vorkommen, hat seine Erklärung darin gefunden, dass *die Lösungsmittel von allem Anfang an verschieden waren*. Dazu haben die Bildungstemperaturen in weiten Grenzen variiert. Tabelle 13 zeigt eine vergleichende Zusammenstellung der Bildungsbedingungen der Fundortgruppen 4a und 4c. (Weil von 4b nur ein einziger Fund — ohne das Nebengestein — untersucht werden konnte, können daraus keine allgemeinen Schlüsse abgeleitet werden.) Sehr schön ergaben die Temperaturmessungen das Absinken der Bildungstemperaturen von den Erstausscheidungen (= Quarzband) zu den Letzausscheidungen (= Kristallspitzen, aufgewachsene Kristalle).

Für eine Klassifikation der verschiedenen primären Einschlüsse liegen noch zu wenig Daten vor. Ebenso können noch keine sicheren Zusammenhänge zwischen der Morphologie der Kristalleinschlüsse und ihrer Genese erkannt werden. (Bestimmte Ansichten werden nur bei den Adularen geäussert.) Es bleibt weitem umfangreichen Einschlussforschungen vorbehalten, hier Klarheit zu schaffen.

Durch die Einschluss-Untersuchungen ist bestätigt worden, dass die Bildung der Zerrkluftquarze ein Vorgang mit Unterbrüchen und Störun

<sup>11)</sup> Im Gebiet des Grimsel-Granodiorits, gilt aber auch für dasjenige des zentralen Aaregranits.

Tabelle 13. Zusammenstellung der Hauptergebnisse der Einschlussuntersuchungen

Fundortgruppe	Lösungsmittel	Veränd. des Lösungsmittels: Quarzband, Zerrkluftquarze	Bildungstemperatur der Zerrkluftquarze	Charakteristische Mineralien
4a	Wasser, schwach salzhaltig mit max. 3 % CO <sub>2</sub>	Verarmung des Lösungsmittels an CO <sub>2</sub> und Verminderung des Salzgehaltes	relativ niedrig 150°—180° C Sockel der Quarzkrist.: ca. 10° C höher. Milchquarz aus Quarzband: ca. 20° C höher	Calcit Fluorit
4c	Wasser mit 5—12 % CO <sub>2</sub> Kleiner Salzgehalt	Keine sichern Veränderungen festgestellt	relativ hoch: 185°—205° C Sockel der Quarzkrist.: ca. 10° C höher. Milchquarz aus Quarzband: ca. 20° C höher	Ankerit Muskovit Ti-Oxyde

Das Muttergestein ist für 4a und 4c der Grimsel-Granodiorit oder der zentrale Aaregranit.

gen gewesen ist. In verschiedenen Fällen markieren primäre Einschlüsse eine alte Kristalloberfläche.

Das Auftreten von pseudosekundären Einschlüssen ist nicht selten (trotzdem es bei den einzeln aufgeführten Beispielen nur einmal erwähnt werden konnte: Karbonat-Zinkblendekluft) und zeigt direkt, dass Risse entstanden und ausheilten, noch bevor der ganze Kristall in seiner heutigen Form fertig auskristallisiert war.

#### G. DISKUSSION DER BEGRIFFE „HYDROTHERMAL“ UND „PNEUMATOLYTISCH“

Die Unterscheidung zwischen hydrothermalen und pneumatolytischen Bildung stützt sich auf die Vorstellung, dass die hydrothermalen Mineralien aus einer wässrigen Lösung ausgeschieden werden, die pneumatolytischen aber durch Vermittlung gasförmiger Agenzien, den „agents minéralisateurs“ (im überkritischen Zustand), entstehen. Dabei hat man dem Wasser eine überragende Bedeutung zugemessen. Die kritische Temperatur des Wassers (= 374° C) wurde denn auch die Temperaturgrenze zwischen hydrothermalen und pneumatolytischen Bildungen. Die Einschlussforschung hat nun klar gezeigt, dass die als hydrothermal interpretierten Mineralbildungen wirklich aus wässrigen Lösungen auskristallisiert werden. Dagegen spielt bei sog. pneumatolytischen Bildungen das Wasser häufig keine oder nur eine sehr untergeordnete Rolle; als „agent minéralisateur“ ist das CO<sub>2</sub> der weitaus wichtigste Stoff. (Beispiel: W- und Sn-Lagerstätten gelten als reine pneumatolytische

Bildungen. Wie DEICHA zeigen konnte, enthalten Quarze dieser Lagerstätten als Einschlussfüllung überwiegend  $\text{CO}_2$ , neben sehr wenig Wasser.) Es kann deshalb nicht verwundern, dass Temperaturbestimmungen für verschiedene „pneumatolytische“ Bildungen, die stark  $\text{CO}_2$ -haltig sind, Entstehungstemperaturen unter  $374^\circ\text{C}$  ergeben haben. Dadurch wird die alte Definition der „pneumatolytischen Bildung“ revisionsbedürftig. Die Temperaturgrenze bei  $374^\circ\text{C}$  hat unter diesen Umständen nur noch geschichtliches Interesse und ihre Aufrechterhaltung ist willkürlich (nach DEICHA). BRINK (1956) unterscheidet zwischen „hydropneumatolytisch“ und „karbopneumatolytisch“. Die meisten Bildungen wären damit zu einem bestimmten Prozentsatz hydropneumatolytisch und zum andern karbopneumatolytisch. Eine neue, klare Definition des Begriffs pneumatolytisch, die allgemein anerkannt würde, wäre heute dringend notwendig. Auf Grund dieser Ausführungen möchte ich die Fundortgruppe 4c als „hydrothermale Lagerstätte mit pneumatolytischen Symptomen“ bezeichnen.

Nach Fertigstellung der vorliegenden Arbeit erschien eine für die Einschlussforschung sehr nützliche Publikation von TÖDHEIDE und FRANCK (1963): „Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve im System Kohlendioxid-Wasser bis zu Drucken von 3500 bar“. Darin wird ausgeführt, dass das  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ -System eine unterbrochene kritische Kurve besitzt.

„Die aus den Koexistenzkurven (Flüssigkeit-Dampf) ermittelte kritische Kurve verläuft vom kritischen Punkt des reinen Wassers zu niedrigeren Temperaturen und höheren Drucken, und erreicht bei  $266^\circ\text{C}$  ein Minimum in der kritischen Temperatur bei einem kritischen Druck von 2450 bar und einer kritischen Zusammensetzung von 41,5 Mol-%  $\text{CO}_2$ . Mit weiter steigendem Druck wendet sich die Kurve wieder zu höheren Temperaturen.“

Die vom kritischen Punkt des reinen  $\text{CO}_2$  ausgehende kritische Kurve erreicht schon bei  $31,5^\circ\text{C}$  den untern kritischen Endpunkt LCEP (= lower critical end point). Die mitgeteilten Gleichgewichtskonzentrationen stimmen mit den Messungen von WIEBE und GADDY (1939, 1940) gut, mit denjenigen von CHITAROV und MALININ (1956, 1958, 1959) jedoch nur teilweise überein. — Die in der vorliegenden Arbeit gemachten Überlegungen und abschätzenden Berechnungen sind durch TÖDHEIDE und FRANCK nicht überholt worden.

## V. Veränderungen des Nebengesteins der Zerrklüfte

### A. Einleitung

#### 1. Allgemeine Beobachtungen und Probleme

Bei allen Zerrklüften der Schweizer Alpen sind vor allem zwei petrographische Tatsachen dem aufmerksamen Beobachter nicht zu entgehen:

1. Die Veränderung des kluftbegrenzenden Nebengesteins und
2. die Abhängigkeit des Kluftinhaltes vom Nebengestein.

In der Literatur sind beide Evidenzen verzeichnet und in qualitativer Hinsicht zum Teil gut beschrieben worden. Anders aber ist es mit der Bearbeitung in quantitativer Hinsicht und in Beziehung auf die Interpretation der Genese der Zerrklüfte. Hier stehen wir erst am Anfang genauer Untersuchungen.

Die Veränderung des kluftbegrenzenden Nebengesteins manifestiert sich am augenfälligsten durch das meist plötzliche Verschwinden der wichtigsten dunklen Gemengteile gegen den Klufthohlraum hin. Die Veränderungen sind im einzelnen jedoch recht vielfältig. Petrographische Beschreibungen dieser Veränderungen haben bisher vor allem SIGRIST (1947) und H. M. HUBER (1943) gegeben, wobei der letztere seinen Dünnschliff-Untersuchungen auch noch chemische Daten beigefügt hat, wie dies später HUTTENLOCHER (1953) ebenfalls getan hat.

Die Abhängigkeit des Kluftinhalts vom Nebengestein ist von allen Forschern, die sich mit dieser Frage beschäftigt haben, betont worden. KOENIGSBERGER (1940, in P. NIGGLI et al., S. 445) schrieb z. B.:

„Ausnahmen von der Regel des Zusammenhanges zwischen Paragenese und Muttergestein sind (von den hoch kristallinen porösen Dolomiten abgesehen) selten, vielleicht 30 Fälle von 3000.“

Die mengenmässig dominierenden Kluftmineralien sind ausschliesslich aus Elementen aufgebaut, die in den chemischen Analysen des Nebengesteins aufgeführt werden. H. M. HUBER hat diese Zusammenhänge eingehend in seiner Arbeit von 1943 besprochen.

Der Kluftinhalt hängt jedoch nicht *nur* von der Beschaffenheit des Nebengesteins ab, sondern von allen physikalisch-chemischen Bedingungen zur Zeit der Mineralbildung wie Temperatur, Druck, Zusammensetzung der Lösungsmittel, Diffusionsbedingungen der Lösungen im Gestein und eben der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des Nebengesteins. Aus diesen Gründen kann der Kluftinhalt *verschiedener* Zerrklüfte im *gleichen* Gestein innerhalb recht weiter Grenzen variieren, wie dies in der vorliegenden Arbeit für die Zerrklüfte der Fundortgruppe 4a und 4c im Grimsel-Granodiorit ausführlich gezeigt wird (S. 351).

Im folgenden soll nun versucht werden, neben den qualitativen auch *quantitative Beobachtungen* über die *Veränderungen des Nebengesteins* bei Zerrklüften zu beschreiben und zu diskutieren. Leider liegt über die quantitative Beziehung zwischen verändertem Nebengestein und Kluftinhalt nur eine einzige einigermaßen zuverlässige Beobachtung vor (siehe

S. 367). Der Grund für diese Spärlichkeit beruht darauf, dass erstens die Zerrklüfte meist schon ausgeräumt sind, wenn der Petrographe sie (überhaupt) zu sehen bekommt, und zweitens sind die geometrischen Verhältnisse der meisten Zerrklüfte nur mit ungenügender Genauigkeit erfassbar. Vor allem ist die Gesamtkubatur und die mittlere Porosität des ausgelaugten Nebengesteins sehr schwer zu messen.

## 2. Die Untersuchungen im Grimselgebiet

1952 und 1953 hat HUTTENLOCHER erstmals aus dem Grimselgebiet Beschreibungen und Daten über die Veränderung des Nebengesteins von Zerrklüften veröffentlicht. Der Übersicht halber sind in Tabelle 14 die damals publizierten chemischen Analysen nochmals angegeben. Die chemische Betrachtungsweise soll im folgenden erweitert und durch die mineralogische ergänzt werden.

Für die mikroskopischen Untersuchungen standen mir verschiedene Dünnschliffe zur Verfügung, die schon HUTTENLOCHER hatte anfertigen lassen. Zudem habe ich eine Reihe von Dünnschliffen aus der Gesteinsammlung HUTTENLOCHERS neu herstellen lassen. Von den Fundorten selbst konnte ich kein neues Material mehr beschaffen, weil die Klüfte entweder im gepanzerten Druckschacht oder im ständig gebrauchten Ablaufstollen oder unter einer (mehr oder weniger) permanenten Schnee- und Eisdecke liegen. Es fehlte nicht an Untersuchungsmaterial, doch war nie angegeben, in welchem Abstand zur Kluftbegrenzungsfläche die Proben entnommen worden waren. Interessant wären zweifellos lückenlose Probereihen von der Kluftbegrenzung zum unzersetzten Nebengestein gewesen. Bei der Fundortgruppe 4a fällt das Fehlen solcher Probereihen kaum ins Gewicht, denn es hat sich gezeigt, dass der Zersetzungshof sehr scharf gegen das unzersetzte Nebengestein begrenzt ist und dass innerhalb des zersetzten Gesteins nur recht kleine Unterschiede bestehen. Bei der Fundortgruppe 4c ist das Fehlen von Probereihen schwerwiegender. Der Kontakt von zersetztem zu unzersetztem Nebengestein ist zwar auch hier recht scharf. Erreichen die Imprägnationsminerale<sup>12)</sup> Quarz,

<sup>12)</sup> Der Begriff *Imprägnation* oder *Zementation* sagt über die Herkunft des imprägnierenden Stoffes nichts aus. Imprägnationen können dadurch entstehen, dass bei der langsamen Abkühlung der Kluftlösung die gleichen Stoffe das Nebengestein zementieren, die zuvor beim Eindringen der heissen Kluftlösung aus dem Nebengestein herausgelöst worden sind. Wie weit eine partielle Stoffzufuhr aus grosser Entfernung oder aus der weitem Umgebung der Kluft angenommen werden muss, ist eines der Kernprobleme der Genese der Zerrkluftminerale.

Adular (Muskovit, Chlorit) in der Fundortgruppe 4a nur etwa 5—8 Volumprocente, so können sie hier bis 40 Volumprocente des Mineralbestandes ausmachen. Porosität, Auslaugung und Imprägnation variieren im veränderten Nebengestein in recht weiten Grenzen. Bei den grossen Zerrklufsystemen, die in dieser Fundortgruppe auftreten, ist allerdings nicht nur eine Variabilität senkrecht zur Begrenzungsfläche des Klufthohlraumes festzustellen, sondern auch parallel dazu, vor allem was die Zementation<sup>13)</sup> anbetrifft. Von der Fundortgruppe 4b stand mir kein Untersuchungsmaterial zur Verfügung.

#### B. Fundortgruppe 4a

Alle untersuchten Klüfte dieser Fundortgruppe liegen im Grimsel-Granodiorit, im zentralen Aaregranit oder im Aplit. Während die Klüfte aus dem Grimsel-Granodiorit und dem zentralen Aaregranit zusammengekommen werden können, müssen die Klüfte im Aplit gesondert besprochen werden. Nach den Untersuchungen der ersten Gruppe hat sich herausgestellt, dass im gleichen Gestein die mineralogischen Veränderungen in recht weiten Grenzen variieren können. Als charakteristische Beispiele haben sich die Klüfte am Gerstengletscher und im Sommerloch einerseits und die grosse Kluft am Zinggenstock andererseits erwiesen. Die Unterschiede können vorläufig nicht erklärt werden. Auffallend sind für die beiden ersten Klüfte die relativ tiefen Bildungstemperaturen (siehe Seite 350). Alle andern untersuchten Klüfte im Grimsel-Granodiorit oder im zentralen Aaregranit lassen sich in bezug auf die Nebengesteinsveränderungen irgendwo zwischen dem „Typus Gerstengletscher-Sommerloch“ und dem „Typus Zinggenstock“ einordnen.

#### 1. Typus Gerstengletscher-Sommerloch. Nebengestein: Grimsel-Granodiorit oder zentraler Aaregranit

##### a) Chemische Veränderungen

Von beiden Klüften bestehen je zwei chemische Analysen vom frischen und zersetzten Nebengestein. Die auftretenden chemischen Veränderungen stimmen recht gut überein. Der Wert für si nimmt ab; al und alk wachsen stark an; c nimmt schwach, fm aber sehr stark ab, und damit erhöht sich der Wert für c/fm um ein mehrfaches (2 bis 2,5×); k, mg und ti können als indifferent angesprochen werden. Was von der Zunahme von al und alk zu halten ist, wird weiter unten diskutiert werden. Im

<sup>13)</sup> Siehe Fussnote <sup>12)</sup> auf S. 355.

QLM-Dreieck verlaufen die Verbindungslinien der Projektionspunkte „frisch-zersetzt“ genau parallel (HUTTENLOCHER 1953, S. 67) von Q und M weg nach L (Fig. 29).

In der Arbeit von HUTTENLOCHER (1953) sind keine Dichten angegeben, sie sind beim Analysieren damals zum grössten Teil auch gar nicht bestimmt worden. Nachträglich sind nun durch CHR. BÜHLMANN vom Mineral.-petr. Inst. Bern noch einige Werte gemessen worden. Bei den porösen, zersetzten Gesteinen wurden beim Bestimmen des Volumens auf der archimedischen Waage die Proben sorgfältig mit Paraffin gegen aussen abgedichtet, so dass die Porosität voll mitberücksichtigt worden ist. Bei der Annahme, dass das *Volumen* des Gesteins bei der Veränderung *konstant* geblieben ist, können nun die quantitativen Zu- und Wegfuhren

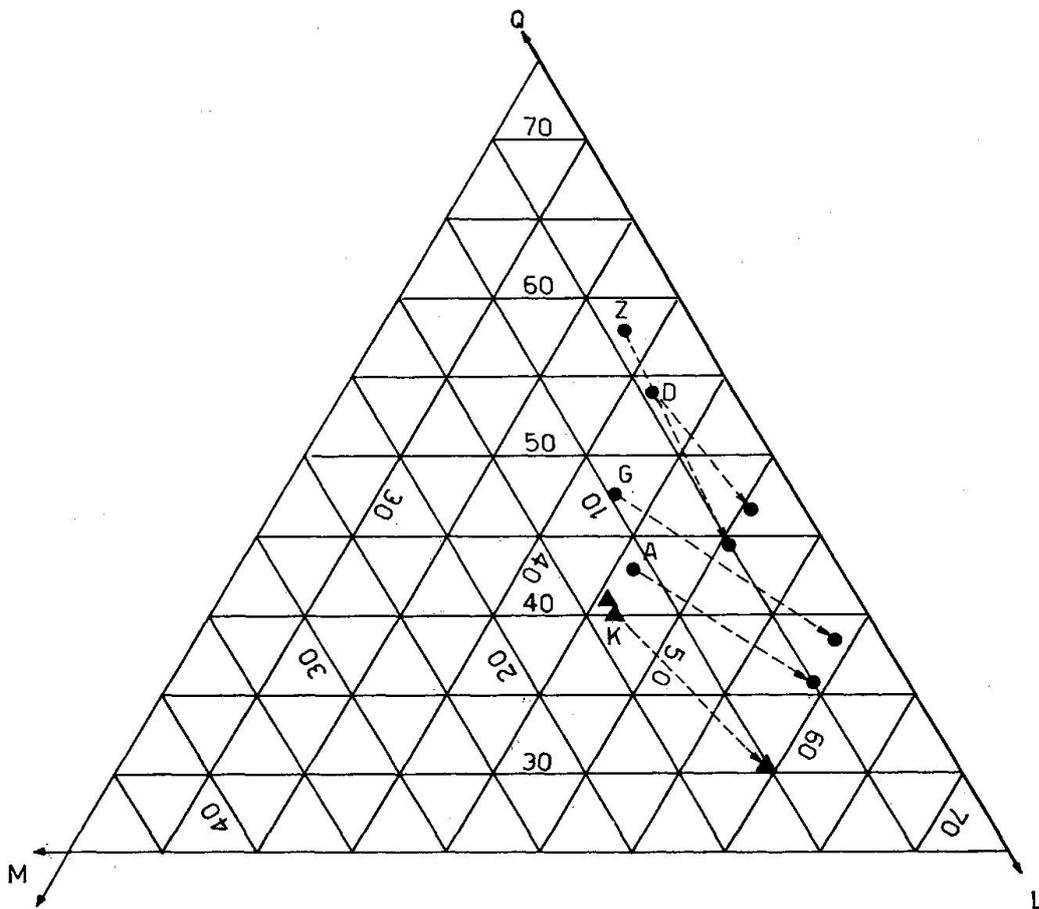


Fig. 29. Chemische Veränderungen des Nebengesteins bei Zerrklüften, dargestellt im QLM-Diagramm. ● = Fundortgruppe 4a. ▲ = Fundortgruppe 4c. Die Abkürzungen bedeuten folgende Mineralfundstellen: A = Ablaufstollen, Sommerloch, G = grosse Kluft am Gerstengletscher, D = Druckschacht, 565 m, Z = Zinggenlücke und K = Karbonat-Zinkblendekluft, Druckschacht.

Tabelle 14. *Chemische Veränderungen des Kluft-Nebengesteins*  
(Alle Analysen erstmals publiziert von H. HUTTENLOCHER, 1953)

Gestein Nr. Chem. schw. Gest.	Grimsel-Granodiorit frisch 339	Grimsel-Granodiorit zersetzt 340	Gewichts-Zunahme/ Abnahme in kg pro 1 m <sup>3</sup> Gestein	Grimsel-Granodiorit frisch 337	Grimsel-Granodiorit zersetzt 338	Gewichts-Zunahme/ Abnahme in kg pro 1 m <sup>3</sup> Gestein	Aplit frisch 329	Aplit zersetzt 330	Gewichts-Zunahme/ Abnahme in kg pro 1 m <sup>3</sup> Gestein	Aplit frisch 327	Aplit zersetzt 328	Grimsel-Granodiorit frisch 331	Grimsel-Granodiorit zersetzt 332	Grimsel-Granodiorit zersetzt u. kavernös 333	Gewichts-Zunahme/ Abnahme in kg pro 1 m <sup>3</sup> Gest. (331/333)
Fundort- gruppe	4a			4a			4a			4a		4c			
SiO <sub>2</sub>	65,74	63,05	-369	64,50	60,53	-239	73,39	69,40	-348	73,65	65,58	62,77	61,78	53,14	-526
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	19,85	+5	15,95	19,21	+31,5	13,44	16,35	+19	13,84	20,47	15,45	14,45	19,90	+26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	0,48	-44	2,51	1,01	-43,5	1,84	0,58	-35	0,03	0,15	3,85	3,40	3,42	-28
FeO	2,53	0,50	-57,5	2,40	1,08	-39	0,80	0,74	-4	1,30	0,49	2,43	2,95	2,39	-13
MnO	0,09	0,02	-1,5	0,11	0,13	—	0,02	0,03	-0,5	0,02	Sp.	0,42	0,14	0,24	-13
MgO	1,54	0,46	-31,5	1,93	0,27	-45	0,19	0,19	—	0,32	0,51	1,12	1,05	0,82	-6,5
CaO	2,76	1,48	-42	2,90	2,36	-12	1,64	1,32	-13	1,22	1,75	3,44	3,47	2,29	-43
Na <sub>2</sub> O	3,53	6,05	+40	4,81	6,20	+19,5	3,96	4,90	+7,5	2,69	5,27	5,22	4,41	5,46	-28
K <sub>2</sub> O	4,27	6,58	+32	3,76	6,38	+52,5	4,89	6,37	+17	5,36	5,02	3,51	4,74	6,21	+44
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,37	-6	0,44	0,48	—	0,09	0,11	+0,5	0,10	0,39	0,55	0,55	0,47	-4,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sp.	Sp.	—	0,11	0,27	+4	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	0,25	0,26	0,24	-1,5
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,82	0,75	+3	0,56	1,98	+31	0,24	0,18	-2	0,42	0,20	0,70	1,02	2,98	+48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,35	—	0,12	0,05	—	—	—	—	1,11	0,14	0,09	0,02	0,10	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,07	99,94	—	100,10	99,95	—	100,50	100,16	—	100,06	100,12	100,10	100,14	99,99	—
Dichte	2,72	2,25	—	2,72	2,42	—	2,64	2,29	—	—	—	2,76	—	(2,27)*	—
si	266	254	—	244	232	—	387	327	—	431	279	230	235	181	—
al	39	47	—	35½	43	—	42	45½	—	48	51	33	32½	40	—
fm	24	6	—	26	8	—	12½	6½	—	9	5½	25½	25½	20½	—
c	12	6½	—	12	10	—	9	6½	—	8	8	13½	14	8	—
alk	25	40½	—	26½	39	—	36½	41½	—	35	35½	28	28	31½	—
k	0,44	0,42	—	0,34	0,40	—	0,45	0,46	—	0,57	0,39	0,30	0,41	0,43	—
π	0,19	0,07	—	0,14	0,06	—	0,06	0,05	—	0,10	0,10	0,09	0,08	0,10	—
mg	0,38	0,46	—	0,42	0,19	—	0,12	0,21	—	0,30	0,59	0,24	0,23	0,20	—
γ	—	—	—	0,08	0,25	—	0,24	0,29	—	—	—	0,19	0,23	—	—
Q	47½	38½	—	43	36	—	54	46½	—	58	44½	40	41	30½	—
L	43	59	—	46	59	—	41½	50½	—	38	50½	46½	45½	59½	—
M	9½	24	—	11	5	—	4½	3	—	4	5	13½	13½	10	—
Fundort	Gerstengletscher	Gerstengletscher	—	Ablaufstollen Sommerloch	Ablaufstollen Sommerloch	—	Druckschacht 565 m	Druckschacht 565 m	—	Zinggenlücke	Zinggenlücke	Druckschacht Fenster 2	Druckschacht Fenster 2	Druckschacht Fenster 2	—
Magmentyp	adamellitisch bis leukoquarzdioritisch	—	—	adamellitisch bis leukoquarzdioritisch	—	—	aplitgranitisch	—	—	aplitgranitisch	—	adamellitisch bis leukoquarzdioritisch	—	—	—
Analytiker	H. SPATZ	H. SPATZ	—	H. ABRECHT	TH. HÜGI	—	TH. HÜGI	TH. HÜGI	—	H. SPATZ	H. SPATZ	W. HUBER	W. HUBER	W. HUBER	—

\* Nicht von der analysierten, jedoch von möglichst ähnlicher Probe bestimmt.

der einzelnen chemischen Komponenten berechnet werden. In Tabelle 14 sind neben den chemischen Analysen die Zu- und Abnahmen für je 1 m<sup>3</sup> Gestein in kg angegeben. Auffallend ist, dass die meisten Werte abnehmen, dass aber Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, die Alkalien und H<sub>2</sub>O zunehmen. Bei der Gerstengletscher- und der Sommerlochkluft ist der Anstieg des Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> viel kleiner als derjenige der Alkalien (in der Aplitkluft des Druckschachtes sind die beiden Anstiege etwa gleich). Es wäre aber voreilig, aus diesen Befunden sofort auf eine effektive Zufuhr von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O zu schliessen. Die Dünnschliff-Beobachtungen zeigen, dass die deutlichen Parallelt Texturen des unzersetzten Nebengesteins im zersetzten Gestein nur schwer oder gar nicht mehr zu erkennen sind. Es scheint, dass die Feldspäte, die bei der Auslaugung vor allem noch übrig bleiben, häufig aus ihrer ursprünglichen Lage verschoben worden sind und nun teilweise Hohlräume ausfüllen, die bei der Auslaugung entstanden sind. Kurz, eine kleine Volumkontraktion ist durchaus wahrscheinlich. In Tabelle 15a sind deshalb mit Hilfe des modalen Mineralbestandes theoretische Analysenwerte für *gleichbleibenden Feldspatgehalt* berechnet und zwar für die grosse Klufft am Gerstengletscher.

Auf Grund dieses Sachverhaltes glaube ich schliessen zu können, dass infolge der wahrscheinlichen Volumkontraktion kein Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zugeführt worden ist, im Gegenteil, dass sogar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für die Chloritbildung weggeführt wurde (denn bei der Klufft im Druckschacht bei 565 m verändert sich der Wert für Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> konform demjenigen der Alkalien — und in dieser Klufft ist nur sehr wenig Chlorit gefunden worden). Ob eine Zufuhr der Alkalien anzunehmen ist oder nicht, wage ich nicht zu entscheiden.

Eher ist auf alle Fälle eine Kalium-Zufuhr anzunehmen als eine Natrium-Zufuhr.

Umgekehrt ist die Wegfuhr der Komponenten SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, MnO und CaO offensichtlich und braucht keine weitere Diskussion.

Natürlich können einige Stoffe auch weggelöst und später wieder zugeführt worden sein. Das trifft z. B. für das SiO<sub>2</sub> zu: Quarz wird sehr stark weggelöst (siehe Tabelle 15b), doch stellt man beinahe in jedem Dünnschliff (einen allerdings kleinern Anteil) auch neu kristallisierten (idiomorphen, nicht undulösen) Quarz fest.

### b) Mineralogische Veränderungen

**Quarz:** Alle untersuchten frischen Gesteine in der Nähe von Zerrklüften weisen vorwiegend rekristallisierten, leicht undulösen Quarz auf, der auf Bewegungsbahnen angereichert ist. Vereinzelt kommen grössere,

Tabellen 15a/b. *Rauchquarzfund vom Gerstengletscher*  
(Analysen Nr. 339 und 340)

Veränderungen des Chemismus bei theoretisch angenommenem gleichbleibendem Feldspatgehalt. Berechnung mit Hilfe des modalen Mineralbestandes.

Gewichts- prozente	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	65,74	57,78	63,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	21,08	19,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	2,33	0,48
FeO	2,53	2,25	0,50
MnO	0,09	0,13	0,02
MgO	1,54	1,43	0,46
CaO	2,76	3,15	1,48
Na <sub>2</sub> O	3,53	5,15	6,05
K <sub>2</sub> O	4,27	5,19	6,58
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,74	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Spur	—	Spur
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,82	0,79	0,75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,35
Σ	100,07	100,02	99,94
Dichte	2,72	1,87	2,25

I Analyse Nr. 339: Grimsel-Granodiorit, unzersetzt.

II Theoretische Analysenwerte bei gleichbleibendem Feldspatgehalt. Berechnet aus dem modalen Mineralbestand entsprechend untenstehender Zusammenstellung.

III Analyse Nr. 340: Grimsel-Granodiorit, zersetzt.

Modaler Mineralbestand Gewichtsprozente	Unzersetzt	Zersetzt	Zersetzt, bei gleichbleibend. Feldspatgehalt (exkl. Adular) theoretisch	Zu- oder Ab- nahme bei gleichbleibend. Feldspatgehalt (exkl. Adular) theoretisch	
Plagioklas	35,62	41,36	50,46	—	Feldspäte † (ohne Adular)
Mikroclin	14,84	32,26			
Quarz	32,58	14,11	9,68	-22,90	Quarz
Biotit	6,71	0,57	0,39	- 6,32	Biotit
Sericit-Muskovit	4,74	2,69	1,84	- 2,90	Sericit-Musk.
Epidot	4,39	2,56	1,76	- 2,63	Epidot
Chlorit	1,13	3,99	2,74	+ 1,61	Chlorit
Adular	—	2,44	1,67	+ 1,67	Adular
Σ	100,01	99,98	68,54	-31,47	Σ
Dichte	2,72	2,25	1,87	- 0,85	Dichte

zwickelfüllende, xenomorphe Quarzkörner vor. Im zersetzten Gestein ist ein allgemeiner Abbau des Quarzes festzustellen — vor allem verschwindet der feinkörnige, rekristallisierte Quarz. Der Quarz wird durch kein anderes Mineral verdrängt und ersetzt, deshalb wird das Gestein porös.

Ein vollständiges Weglösen der Quarzsubstanz ist weder im zentralen Aaregranit noch im Grimsel-Granodiorit festgestellt worden. In unmittelbarer Kluftnähe sind häufig neu gesprossene, nicht undulös auslöschende Quarzidioblasten vorhanden.

Die *Feldspäte* scheinen durch die Kluftlösungen weniger beeinflusst worden zu sein, als man es bis anhin angenommen hat (H. M. HUBER, 1943 und H. HUTTENLOCHER, 1953). Eine mehr oder weniger starke Albitisierung kann teilweise zur alpidischen Metamorphose gerechnet werden. Zuweilen sind im stark zersetzten Gestein noch unbestimmbare Plagioklase (Oligoklas?) mit einem dichten Filzwerk von Sericit und Epidot anzutreffen. Andererseits fehlen solche Natron-Feldspäte in Gesteinen, die eine starke alpidische Metamorphose durchgemacht haben und zwar auch im unzersetzten, an sich frischen Gestein. Immerhin ist eine zweite Albitisierung im Zusammenhang mit der Zerrklüftbildung doch anzunehmen.

Das Mengen-Verhältnis von Mikroklin zu Plagioklas ist schwer zu bestimmen infolge der Grösse der Mikrocline im Verhältnis zur Grösse eines Dünnschliffes.

Eine starke Zunahme des Mikroklin im Ablaufstollen, die auf Grund der chemischen Analyse angenommen werden sollte, wird aber durch die Dünnschliffbeobachtungen nicht bestätigt. Ist am hohen  $K_2O$ -Wert der Analyse wohl eine lokale Anreicherung von Adular schuld? Beim Gerstengletscherfund weisen umgekehrt die Dünnschliffbeobachtungen auf ein relatives Zunehmen des Mikroklin hin (siehe Tabelle 14 und 15).

Die auffälligste Erscheinung bei makroskopischer und mikroskopischer Beobachtung ist der Abbau des *Biotits*. Dabei können drei verschiedene Umwandlungsphasen beobachtet werden.

1. Umwandlung des *Biotits* in Chlorit (Weiterfortschreiten der allgemeinen alpidischen Chloritisierung). Am Reaktionsrand der Ausbleichung ist eine intensivere Chloritisierung des *Biotits* festzustellen. Die Begleitminerale des *Biotits* scheinen dabei nicht beeinflusst worden zu sein: Sagenit, Zirkon, Leukoxen und Apatit (?).
2. Weglösung des Chlorits. Überall wo die Kluftlösungen gut Zutritt hatten — auf feinen Rissen und vor allem entlang den durch die alpidische Metamorphose bedingten Bewegungsbahnen — ist der

Biotit/Chlorit vollständig verschwunden. Wahrscheinlich wurde der Biotit zuerst in Chlorit umgewandelt und dieser konnte durch die Kluftlösungen aufgelöst werden. Dieser Vorgang ist einer der Gründe für die Porosität des ausgelaugten Gesteins. Am Ende der Kristallisation wurde der Chlorit in grossen Mengen als „Chloritsand“ in den Hohlräumen der Zerrkluft wieder ausgeschieden. Aus dem frei gewordenen Kalium scheint ausschliesslich Adular entstanden zu sein.

3. Metasomatische Verdrängung des Biotits durch Adular. Einige gut abgeschirmte Biotite überdauerten die erste und zweite Umwandlungsphase; von ihnen fielen aber recht viele einer dritten anheim. Die Adularsprössung im zersetzten, porösen Gestein und an den Kluftwänden setzte gegen das Ende des Kristallisationsvorganges ein. Vorzugsweise bildeten sich die kleinen Adulare auf Mikroklin und verdrängten von diesem Keimpunkt aus die noch vorhandenen Biotite.

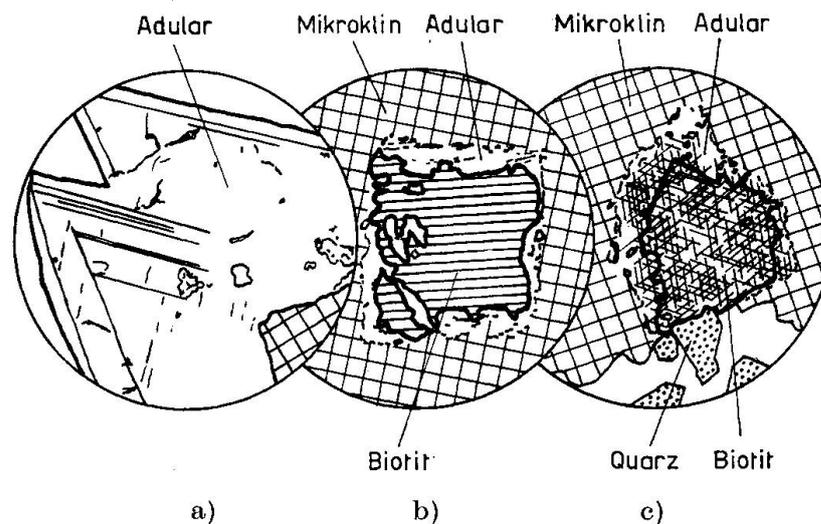


Fig. 30 a—c. Adularneubildungen im zersetzten Grimsel-Granodiorit.

- a) Ablaufstollen Sommerloch. Auf Mikroklin (= Netzschraffung) neugebildeter Adular mit zonarem Bau, in die offene Kluft hinausragend.
- b) Gerstengletscher. Biotitrelikt (= einfache Schraffung) in grossem Mikroklin (= Netzschraffung). Vom alten K-Feldspat aus hat Adular (= ohne Schraffung) den Biotit metasomatisch teilweise verdrängt.
- c) Gerstengletscher. Entsprechende Erscheinung wie bei b). Das Sagenitgitter des Biotits ist vom Adular unverändert aufgenommen worden. (Punktiert = neugebildeter Quarz, daneben leerer Raum.)

Vergrosserungen je 15 × .

Dabei konnte eine Adularfront — wie in einigen Dünnschliffen gut zu beobachten ist — den Biotit in einer beliebigen räumlichen Stellung angreifen und verdrängen. Die Sagenitgitter wurden vom Adular unverändert aufgenommen, so dass heute vielfach unverletzte Sagenitgitter halb im Adular, halb noch in einem Biotit drin stecken (siehe Fig. 30 a–c).

Wie der dunkle ist auch der *helle Glimmer* von den Kluftlösungen abgebaut worden — doch nie vollständig und prozentual immer etwas weniger als der Biotit. Metasomatische Verdrängungen des Muskovits sind keine beobachtet worden.

Auch der *Epidot* gehört zu den Mineralien, die durch die Kluftlösungen angegriffen worden sind, doch ist der festgestellte Abbau immer nur gering. Unbeeinflusst scheinen die folgenden Mineralien zu sein: Orthit, Titanit und Zirkon.

Im zersetzten und imprägnierten Gestein können zuweilen seltene Mineralarten auftreten, so habe ich z. B. in einem (von etwa 10!) Dünnschliff vom Ablaufstollen ca. 1 Vol.-% Xenotim nachweisen können, ohne dass dieses Mineral als eigentliches Zerrkluftmineral auftreten würde (Fig. 31).

## 2. Typus Zinggenstock. Nebengestein: Grimsel-Granodiorit oder zentraler Aaregranit

Die Dünnschliff-Untersuchungen sind an Gesteinsmaterial durchgeführt worden, das an der Stelle des grossen Kristallfundes von 1719 gesammelt worden ist. Das Muttergestein ist kein echter Grimsel-Granodiorit — der Quarz- und Kalifeldspat-Gehalt ist grösser, der Plagioklas-Gehalt ist kleiner. Mineralogisch steht das Gestein zwischen dem Grimsel-Granodiorit und dem zentr. Aaregranit.

Ganz ähnliche Ergebnisse (wie die unten angegebenen) lieferten die vergleichenden Untersuchungen der Gesteine von der Kluft südlich des Hintern Tierberges im zentralen Aaregranit.

### a) Chemische Veränderungen

Leider existieren von dieser Kluft keine chemischen Analysen, doch dürften die chemischen Veränderungen im Prinzip kaum von denjenigen

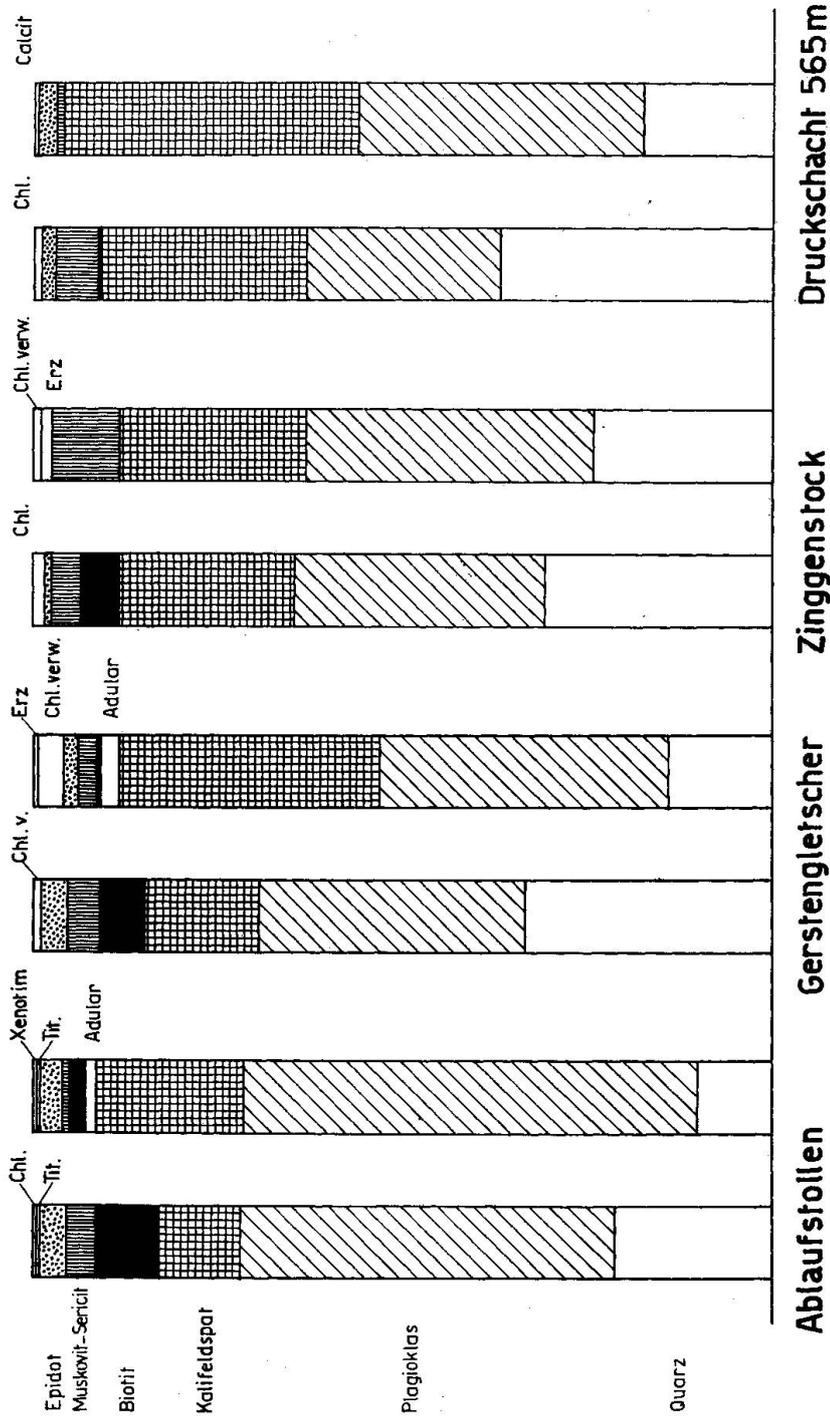


Fig. 31. Mineralogische Veränderungen des Nebengesteins bei Zerrklüften der Fundortgruppe 4a: Links = frisches Gestein, rechts = zersetztes Gestein. Von unten nach oben sind folgende Mineralarten angegeben: Weiss = Quarz, Schrägschraffur = Plagioklas (Albit und Oligoklas), Netzschraffur = Kalifeldspat, weiss = Adular, schwarz = Biotit, senkrechte Schraffur = Sericit-Muskovit, punktiert = Epidot und weiss nach jeweiliger Angabe (Chl. v. = verwitterter Chlorit).

des Typus „Gerstengletscher-Sommerloch“ abweichen. Die Ausbleichungszone von wenigen cm Breite ist gegenüber dem unveränderten Muttergestein scharf abgegrenzt.

### b) Mineralogische Veränderungen

Die mineralogischen Veränderungen entsprechen z. T. genau denjenigen des Typus „Gerstengletscher-Sommerloch“. So verhalten sich Quarz und Feldspäte bei beiden Klufttypen gleich. Der Abbau des *Quarzes* kann in bestimmten Gesteinspartien vollständig sein — doch ist dann stets eine Neuimprägation mit idiomorphem Quarz vorhanden.

*Biotit* verschwindet ebenfalls vollständig. In einer ersten Phase ist eine metasomatische Umwandlung in Chlorit zu beobachten, die wohl mit der alpidischen Metamorphose begann und sich später unter dem Einfluss der Kluftlösungen fortsetzte. In einer zweiten Phase hat sich Biotit, ebenfalls metasomatisch, in Muskovit umgewandelt. Stellenweise sind an der Auslaugungsgrenze Biotite zu beobachten, die von einer Seite her vollständig muskovitisiert sind. Dabei hat der *Muskovit* das Sagenitgitter unverändert aufgenommen. (Die einzelnen Rutilnadeln sind sowohl im frischen wie im zersetzten Gestein durch Differentialbewegungen mehr oder weniger zusammengeschoben oder unregelmässig gebündelt worden.) Chlorit ist nur in einer schmalen Zone am Reaktionsrand erhalten — gegen die Kluft zu ist er vollständig weggelöst, findet sich aber in grosser Quantität als Chloritsand im Kluft Hohlräum wieder — als Letztausscheidung. Da es sich bei der Zinggenstock-Kluft um einen Fund über Tag handelt, kann es nicht verwundern, dass der Chlorit stark verwittert ist und zwar sowohl der Chloritsand als auch der gesteinsbildende, nach Biotit pseudomorphe Chlorit. In seiner Begleitung finden sich schwer bestimmbare Erze — wahrscheinlich Eisenhydroxyde.

Bemerkenswert ist, dass kein Adular gebildet worden ist. Dies ist denn auch der Hauptunterschied gegenüber dem Typus „Gerstengletscher-Sommerloch“. Dort entstand aus dem frei gewordenen Kalium Adular und hier Muskovit. Auch das Verhalten des Epidots ist in beiden Typen unterschiedlich, so scheint das Mineral am Gerstengletscher von der Kluft aus kaum beeinflusst worden zu sein, wogegen im zersetzten Gestein am Zinggenstock Epidot vollständig ausgelaugt ist. Ebenso verschwindet der spärlich vorkommende Titanit. Dagegen haben die Akzessorien: Orthit, Zirkon und Apatit (?) die Zerrkluftmineralisation unbeschadet überstanden (Fig. 31).

### 3. Typus: Zerrklüfte im Aplit (oder Aplit-Granit)

Trotzdem die Aplite im Grimsel-Granodiorit nur als Gänge oder Stöcke auftreten, bilden sie verhältnismässig häufig das Muttergestein von Zerrklüften. Offenbar hat der Mechanismus des Aufreissens die Entstehung von Zerr-Rissen in diesem sauren, wenig plastischen Gestein begünstigt. So ist z. B. die südliche, saure Randfacies des Grimsel-Granodiorits äusserst reich an kleinen Zerrklüften, wobei allerdings nur die Eisenrosen-Kainosit-Kluft vom Trübtensee wichtig ist. Genauere Untersuchungen in chemischer wie auch in mineralogischer Hinsicht liegen von zwei Zerrklüften vor: Quarz-Kluft vom Druckschacht, Meter 565 und Fluorit-Epidot-Kluft von der Zinggenlücke.

#### *a) Chemische Veränderungen*

Die chemischen Veränderungen des Muttergesteins der beiden Klüfte sind nicht konform. Bei der Betrachtung des QLM-Dreiecks stellt man fest, dass der Projektionspunkt der Kluft im Druckschacht sich genau parallel zu denjenigen der Klüfte Ablaufstollen Sommerloch und Gerstengletscher verschiebt (Fig. 29). Die Kluft im Druckschacht darf als „Normalfall“ für eine Aplitkluft gelten: Starke Abnahme des Q-Wertes, Zurückgehen des an sich kleinen M-Wertes auf etwa die Hälfte und Zunahme des L-Wertes als logische Konsequenz. Die chemisch-mineralogischen Veränderungen bei der Kluft an der Zinggenlücke sind offenbar komplexer Natur und wahrscheinlich bedingt durch eine Einwirkung des Biotit-Sericit-Gneises (Nebengestein des Aplits) auf die Kluftbildung und die Imprägnation des Aplits. Nur so ist die merkwürdige Zunahme des M-Wertes und das Auftreten von Epidot als Kluftmineral zu erklären.

In Tabelle 14 sind die Zu- oder Abnahmen der chemischen Komponenten für 1 m<sup>3</sup> Gestein für die Kluft im Druckschacht berechnet und zwar unter Annahme eines konstanten Volumens, entsprechend den früher besprochenen Berechnungen (S. 359). Die Ausführungen über die chemischen Veränderungen des Nebengesteins auf S. 356 gelten sinngemäss auch für diese Kluft.

In diesem Zusammenhang muss noch auf eine Berechnung HÜGIS (1956, S. 63) eingegangen werden, die die Herleitung der Quarzsubstanz aus dem Nebengestein in der Kluft des Druckschachtes zum Gegenstand hat.

Nach HÜGI beträgt die in der Kluft abgeschiedene Quarzmenge rund 1000 kg und das Volumen des zersetzten Gesteins rund 4 m<sup>3</sup>. Bei einer Abnahme des SiO<sub>2</sub>-Gehaltes frisch-zersetzt von rund 4% wird nach HÜGI demnach 400 kg Quarzsubstanz frei, was zur Deckung der 1000 kg Zerkluftquarze zu klein ist, und somit muss eine Quarzzufuhr aus der weitem Umgebung angenommen werden.

Nach meiner Berechnung aber, die die Veränderung des spezifischen Gewichts berücksichtigt, entstehen bei der Auslaugung von 1 m<sup>3</sup> Gestein 348 kg SiO<sub>2</sub>, von 4 m<sup>3</sup> Gestein also 1392 kg SiO<sub>2</sub>. Eine Zufuhr von SiO<sub>2</sub> aus der weitem Umgebung ist somit nicht anzunehmen.

Ich möchte aber gleich betonen, dass in grossen Klüften (Gerstengletscher, Zinggenstock z. B.) die grosse Menge (Grössenordnung von vielen Tonnen bei Mitberechnung des Milchquarzes) Quarzsubstanz niemals aus dem wenige cm-breiten Auslaugungsband der unmittelbaren Kluftbegrenzung bezogen werden kann und dass man dann genötigt ist, eine Quarzzufuhr aus der weitem Umgebung anzunehmen. (Siehe auch Seite 375.)

#### b) Mineralogische Veränderungen

Beim „Normalfall“ der Kluft im Druckschacht sind ganz ähnliche Veränderungen festzustellen, wie sie vom Typus „Gerstengletscher-Sommerloch“ beschrieben worden sind: Der Abbau des *Quarzes* bedeutet volumenmässig die stärkste Veränderung des Gesteins. Der primär sehr spärliche *Biotit* und ebenso der etwas reichlichere *Chlorit* wurden durch die Kluftlösung vollständig aufgelöst. Auf Bewegungsbahnen enthielt der Aplit relativ viel *Muskovit*. Auch dieser fiel der Auslaugung zum grössten Teil zum Opfer. Merkwürdigerweise haben wir kein Kaliumhaltiges Kluftmineral entdecken können, allerdings ist es durchaus möglich, dass in einer nicht aufgeschlossenen Nebenkluft doch *Adular* oder *Muskovit* abgesetzt worden ist. Bemerkenswert ist die schwache Zunahme von *Epidot* im zersetzten Gestein. Bei den weiter oben besprochenen Beispielen ist ein gegenteiliges Verhalten dieser Mineralart beobachtet worden. Die Feldspäte scheinen auch hier von den Kluftlösungen kaum beeinflusst worden zu sein; Albit-Neubildungen entstanden während der alpidischen Metamorphose und der Auslaugung. Die Zunahme der Feldspäte ist wahrscheinlich nur relativ und bedingt durch den Abbau von Quarz, *Biotit* und *Muskovit*. Pseudomorphosen habe ich keine beobachten können. — In der Kluft von der Zinggenlücke scheinen im

zersetzten Aplit nach der Weglösung von Quarz und den Glimmern vom Gneis her Calcit, Titanit, Epidot und Erz durch die Kluftlösungen eingeschleppt worden zu sein. Auffällig ist hier der ungemein starke Abbau von Quarz (von 41 auf 8 Volumprozent!).

### C. Fundortgruppe 4c

#### *Nebengestein: Grimsel-Granodiorit*

Gründliche Untersuchungen liegen nur von der grossen Karbonat-Zinkblende-Kluft des Druckschachtes vor.

#### *a) Chemische Veränderungen*

In der Analysentabelle (Tab. 14) fällt sofort auf, dass bei dieser Zerrkluft offensichtlich grössere Mengen von  $H_2O$  und  $CO_2$  zugeführt worden sind. (Bei der Fundortgruppe 4a ist in den Analysen nie ein wesentlicher  $CO_2$ -Gehalt im zersetzten Gestein festgestellt worden, ebenso kann der  $H_2O$ -Gehalt als mehr oder weniger konstant bezeichnet werden. Nur die Kluft im Ablaufstollen Sommerloch weist eine deutliche Zunahme von  $H_2O$  auf.) Weil die über 5 Gewichtsprocente  $CO_2$  und  $H_2O$  in Mineralneubildungen fixiert sein müssen, ist eine viel tiefergreifende Veränderung des Mineralbestandes zu erwarten, als dies bei der Fundortgruppe 4a beobachtet werden kann. (Dies wird weiter unten ausführlich beschrieben.) Die Verschiebungen der Projektionspunkte im QLM-Dreieck können deshalb nicht ohne weiteres mit denjenigen der Fundortgruppe 4a verglichen werden. Immerhin stellt sich heraus, dass die Haupttendenzen der Stoffumwandlungen die gleichen sind: Abnahme des Q-Wertes und Zunahme des L-Wertes — dagegen verändert sich der M-Wert nur sehr wenig. Wie die Einschluss-Studien ergeben haben, ist anzunehmen, dass die hydrothermalen Lösungen („mit pneumatolytischen Tendenzen“), die zur Bildung der Fundortgruppe 4c geführt haben, höher temperiert waren als diejenigen der Fundortgruppe 4a. Damit ist auch anzunehmen, dass die einströmenden Lösungen auf ihrem Wege sich schon weitgehend sättigen konnten. Diese Auffassung wird gestützt durch die Tatsache, dass die wenig klaffenden Kluftsysteme N 160° E/ $\perp$  und N 125° E/25° NE (die ich als Zufuhrwege der Kluftlösungen ansehe!) einen Auslaugungshof von einigen Millimetern bis ca. 1 cm besitzen. Der Absatz von Karbonaten (Ankerit und Calcit) und Chlorit auf den gleichen Kluftsystemen kann als weitere Spur der schwach mineralhaltigen Lösungen betrachtet werden, die am Schluss der Zerrkluftbildung bei genügender

Abkühlung die erwähnten Mineralien ausgeschieden haben. Nach dem Einströmen der Lösungen in die Zerrkluft im Druckschacht kam es von Anfang an sowohl zu Auslaugungsprozessen als auch zu metasomatischen Verdrängungen. Infolge dieser doppelten Reaktion können die Veränderungen der Niggliwerte nicht ohne weiteres mit den entsprechenden Grössen der Fundortgruppe 4a verglichen werden. Zum Erfassen des Gesamtvorganges müssen die Analysendaten, die Niggliwerte und die mineralogischen Veränderungen gleicherweise beachtet werden.

Nach dem Gesagten kann das Problem der Herkunft der Zinkblende und des Bleiglanzes kurz diskutiert werden. Nach einem Rapport (Juni 1956) des Physikalischen Instituts der Universität Bern ist durch Isotopenbestimmung an gewöhnlichem Blei von einem Bleiglanz aus einer kleinen Erzader beim Kalten Kehr (Koord. 668.35/157.65) ein Modellalter von  $250 \pm 50$  Millionen Jahren (unter der Annahme eines Normaltypus) bestimmt worden. Später wurde der Wert publiziert in L. CAHEN et al. (1958). Die Erzader wurde während der Strassenerweiterung angeschossen und leider vollständig abgetragen. Nach HÜGI (persönliche Mitteilung) enthält der Bleiglanz 320 ppm Silber. Die Erzader ist genetisch mit keiner Zerrkluft verknüpft, sie ist viel eher (nach dem geologischen Vorkommen) kurz nach der „mis-en-place“ des Granodiorits entstanden.

Damit wäre jedoch der Nachweis erbracht, dass Bleiglanz präalpidisch im Gesteinskörper des Grimsel-Granodiorits vorhanden war und alpidisch wahrscheinlich nur umgelagert worden ist. Bei der Zinkblende verhält es sich vermutlich ebenso, trotzdem bis jetzt keine präalpidischen Zinkblende-Gänge entdeckt werden konnten.

MINDER (1932, 1933) hat angenommen, dass der Bleiglanz und die Zinkblende (siehe Seite 262) auf dem Kluftsystem N  $160^\circ$  E/ $\perp$  sich am Ende der Granit-Entstehung gebildet haben. Auf Seite 263 habe ich die Vermutung ausgesprochen, dass das System N  $160^\circ$  E/ $\perp$  als Zufuhrweg für die Kluftlösungen gedient habe. Nach allen vorliegenden Beobachtungen und Bestimmungen kann nicht entschieden werden, ob die Zinkblende und der Bleiglanz sich auf den Kluftflächen des erwähnten Systems herzynisch primär gebildet haben oder ob sie alpidisch dort (wie in den Zerrklüften) neu abgesetzt worden sind.

#### *b) Mineralogische Veränderungen*

Während bei den Zerrklüften der Fundortgruppe 4a die Neubildungen im ausgelaugten Gestein ein paar Prozente nie übersteigen, können diese

bei der Fundortgruppe 4c bis 40% ausmachen. Auslaugung ohne Imprägnation konnte nie beobachtet werden. Im Dünnschliff konnten trotz der starken Imprägnation Porositäten bis zu 15% festgestellt werden. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt nimmt sehr stark ab. Der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt variiert je nach der Muskovit-Führung des Gesteins. Eine Alkali-Zufuhr braucht nicht angenommen zu werden, wenn man die starke Porosität berücksichtigt und bei Analyse Nr. 333 die starke Muskovitführung (paralleles Verhalten des Kaliums mit dem Aluminium!) in Rechnung stellt. So kann überraschenderweise die Veränderung des Nebengesteins allein mit der  $\text{CO}_2$ - und  $\text{H}_2\text{O}$ -Zufuhr und einer starken Umkristallisation (und teilweisen Wegführung) der ursprünglichen Mineralalkomponenten erklärt werden.

Die mineralogischen Veränderungen sind überall zwar prinzipiell

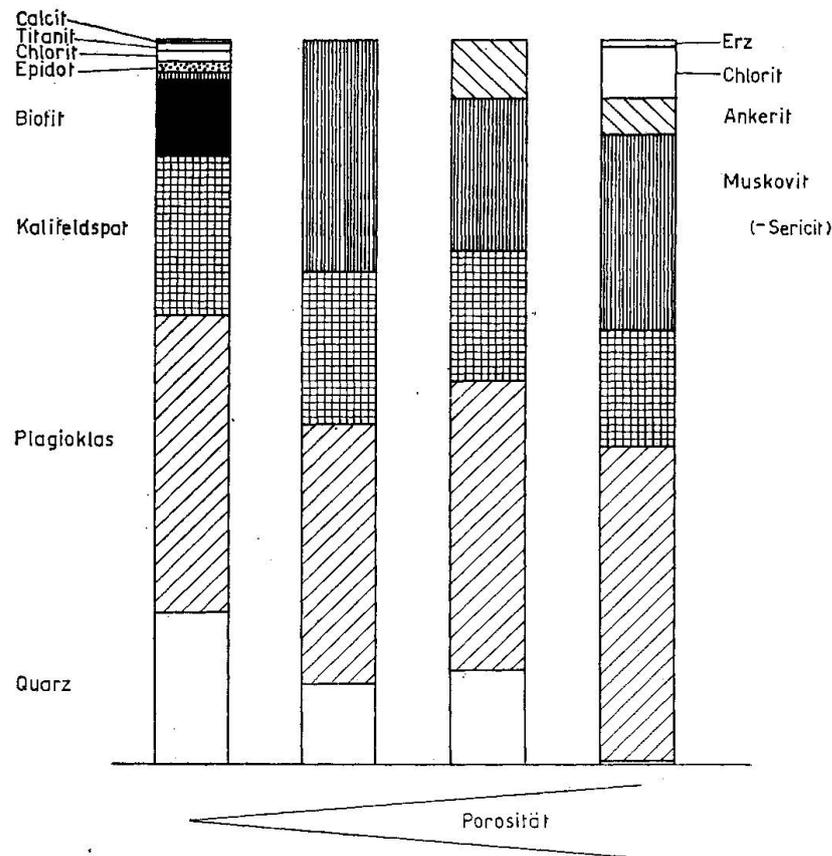


Fig. 32. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft, Druckschacht. Mineralogische Veränderungen des Nebengesteins: Links = frisches Gestein, rechts = zersetztes und imprägniertes Gestein, drei verschiedene Ausbildungen. Von unten nach oben sind folgende Mineralarten angegeben: Weiss = Quarz, Schrägschraffur = Plagioklas (Albit und Oligoklas), Netzschraffur = Kalifeldspat, schwarz = Biotit, senkrechte Schraffur = Sericit-Muskovit, punktiert = Epidot, Schrägschraffur = Ankerit und weiss nach jeweiliger Angabe.

gleichartig, doch gibt es bei den imprägnierenden Mineralien volumemässig grosse Unterschiede. Überall ist das veränderte Nebengestein stark porös und enthält in den kleinen Hohlräumen frei gewachsene, neugebildete Zerrkluftminerale (siehe S. 295): Rutil, Ilmenit, Anatas, Brookit, Apatit, Monazit, Xenotim. Diese Mineralien fallen jedoch bei einer Schliffauszählung nicht ins Gewicht. Volumenmässig wichtig sind die Neubildungen von Muskovit und Ankerit. Im folgenden seien die Veränderungen des Nebengesteins systematisch angegeben (Fig. 32):

*Quarz*: Die Art des Vorkommens im Granodiorit ist früher beschrieben worden. Im veränderten Granodiorit ist die Abnahme der Quarzsubstanz deutlich bis vollständig. Vor allem ist es der alpidisch gebildete feinkörnige Quarz, der auf Bewegungsbahnen angeordnet ist, der der Auslaugung anheimgefallen ist.

Die *Kalifeldspäte* scheinen im grossen und ganzen von der Klüftlösung unbeeinflusst zu sein. Allerdings ist eine geringe Abnahme durch Auflösung kleiner Mineralkörner wahrscheinlich. Ganz unbedeutend ist eine kleine Adularsprössung auf Kalifeldspäten. Kleine Adularkristalle, wie sie häufig an den Klüftwänden (der Fundortgruppe 4a) zu beobachten sind, fehlen vollständig. Die Plagioklase (= Oligoklas, mit Sekundärminerale und alpidisch gebildete Albite) sind von den Klüftlösungen ebenfalls nur wenig beeinflusst. *Plagioklaskristalle*, die durch das Aufreissen der Klüft freien Raum bekamen, sind als Albit wenig weitergewachsen. Mit der Lupe sind die gut durchsichtigen, treppenförmig gestuften, neu gebildeten Albitsäume gut zu erkennen. Zum Teil zeigen auch die Kalifeldspäte ein albitisches Weiterwachstum.

Die *Biotite*, die zu 11% das frische Muttergestein aufbauen, sind im veränderten Gestein vollständig verschwunden (Abb. 40a/b). In einer ersten Phase wurden sie in Chlorit umgewandelt. Aber nur noch am Reaktionsrand sind Spuren dieser Umwandlung zu sehen. Während einer zweiten Phase ist der Biotit durch metasomatische Vorgänge vollständig zersetzt worden. An Stelle des dunklen Glimmers ist ein feines Gitterwerk folgender Mineralien zurückgeblieben: Rutil, Ilmenit, ein anderes Erz (= wahrscheinlich kryptokristallines Fe-Hydroxyd), Muskovit-Sericit und z. T. Calcit, Titanit. Der Grimselgranit ist relativ reich an Titanit: Bis 1,5%. Wie der Biotit ist der *Titanit* im veränderten Gestein vollständig verschwunden. In den kleinen Hohlräumen ist das Ti wieder zu finden als Rutil, Ilmenit, Anatas und Brookit.

*Epidot*. Auch Epidot ist im Grimsel-Granodiorit ein wichtiges Akzesorium, das von der Klüftlösung offenbar sofort und vollständig aufgelöst worden ist.

Den vier umgewandelten oder aufgelösten Mineralien Quarz, Biotit, Titanit und Epidot (maximal 30—35 Volumprozent) stehen die imprägnierenden Mineralien Muskovit, Ankerit und die Ti-Oxyde gegenüber (maximal 25—35%).

*Muskovit.* Der helle Glimmer ist im Muttergestein der Zerrkluft nur spärlich vorhanden (ca. 1%). Als imprägnierendes Zerrkluftmineral kann er die durch die vorangehende Auflösung entstandenen Lücken beinahe vollständig auffüllen. Die einzelnen Glimmerblättchen sind relativ gross und durchwegs idiomorph, so dass dazwischen kleine Lücken nicht ausgefüllt sind. Die metasomatische Entstehung aus Biotit ist nur untergeordnet.

*Ankerit.* Neben Muskovit ist Ankerit das weitaus häufigste Imprägnationsmineral. Kleine Risse sind öfters durch Ankerit vollständig geschlossen worden. Stets ist der Ankerit stark undulös auslöschend; offenbar ist die „Sattelform“ der Kristalliten bis zum kleinsten beobachtbaren Teilindividuum verwirklicht.

Die Erscheinungsweise der *Ti-Mineralien* und all ihrer Begleiter ist weiter vorne beschrieben worden (S. 298).

#### D. Spezialparagenesen

##### *Adularvorkommen vom Zulaufstollen (4060 m. S. 306)*

Das Muttergestein der Adularkluft hat eine recht merkwürdige Zusammensetzung, es handelt sich um einen Gneis der GSZ, der beinahe keinen Quarz führt (vielleicht 1—2%). Der Quarz darf deshalb bei der Besprechung vernachlässigt werden, denn im veränderten Gestein ist womöglich noch weniger Quarz vorhanden.

Kalifeldspäte bilden den Hauptbestandteil des Gesteins (über 50%). Die Natriumfeldspäte sind z. T. gefüllt mit Sekundärmineralien (Sericite) oder frische Albite.

Die Feldspäte zeigen im frischen und veränderten Kluffgestein keine Unterschiede. Der Gneis enthält auf Bewegungsbahnen relativ viel (ca. 5—8%) Muskovit — im zersetzten Gestein brechen diese Muskovitzüge plötzlich ab, die Zwischenräume sind jedoch dicht gefüllt mit kleinsten neu gebildeten Feldspäten, die wegen ihrer Kleinheit meist nicht bestimmt werden können, doch ist darunter sicher Adularsubstanz.

Pyrit und Zirkon kommen sowohl im zersetzten wie im unzersetzten Gestein vor. Die spärlich vorkommenden — alpidisch gebildeten —

Calcite und Chlorite sind im veränderten Gestein nicht mehr zu finden.

Nach dem Gesagten ist anzunehmen, dass die grossen Kluftadulare aus dem Muskovit gebildet worden sind, während es schwer ist, für den Ankerit im kluftbegrenzenden Gestein den Stofflieferanten anzugeben.

### E. Zusammenfassung und Überblick

Aus den beschriebenen Beobachtungen können bestimmte Tatsachen zusammengefasst und allgemeine Schlüsse gezogen werden.

1. In allen Zerrklüften des Grimselgebietes ist Quarz das Hauptausscheidungsprodukt (Ausnahme: Adularvorkommen vom Zulaufstollen). Dementsprechend weist jedes veränderte Nebengestein einen deutlichen oder vollständigen Quarzabbau auf.
2. Ebenfalls bei allen Zerrklüften ist im Muttergestein ein Abbau des Biotits zu beobachten. Als Biotit-Umwandlungsprodukt ist Chlorit (als Chloritsand) und ein Kalium-Mineral festzustellen. Je nach den chemisch-physikalischen Bedingungen ist das Kalium-Mineral entweder Muskovit (relativ hoch temperiert) oder Adular (relativ niedrig temperiert). Nach den Ergebnissen von WINKLER (1962) scheint die Azidität der Mutterlauge entscheidend zu sein.
3. Je nach Temperatur und Zusammensetzung der einströmenden Kluftlösung ist die Imprägnation des ausgelaugten Muttergesteins sehr unterschiedlich. Allgemein ist bei der Fundortgruppe 4a eine schwache, bei der Fundortgruppe 4c eine starke Imprägnation<sup>14)</sup> festzustellen.
4. Je nach der genauen petrographischen Beschaffenheit des Nebengesteins, wobei auch die Spurenelemente eine Rolle spielen dürften, ergeben sich kleine Unterschiede von Kluft zu Kluft auch innerhalb einer gleichen Fundortgruppe und bei gleichen PT-Bedingungen.
5. Umwandlungen unter Erhaltung der primären Form (Pseudomorphosen) haben vielfach stattgefunden, doch sind sie volumemässig selten wesentlich am Stoffwechsel beteiligt.
6. Ob die Aufbaustoffe der seltenen Mineralien wie z. B. Milarit, Monazit, Xenotim, Synchisit, Bastnäsit und Kainosit aus dem Nebengestein herausgelöst worden sind oder mit den Kluftlösungen aus der nähern oder weitem Umgebung einer Zerrkluft eingeströmt sind, kann nach den vorliegenden Untersuchungen nicht beantwortet werden.

---

<sup>14)</sup> Siehe Fussnote Seite 355.

7. Ebenso blieb ungelöst, wie die Fluoritbildung in der Fundortgruppe 4a erklärt werden kann. Weil keine Daten über den Fluorgehalt des Nebengesteins vorliegen, können nur vage Vermutungen angestellt werden. Als potentieller Fluorlieferant im Nebengestein kommt der Apatit in Frage.

Die Ergebnisse, die hier mitgeteilt worden sind, müssen mit denjenigen von H. M. HUBER (1943) und F. SIGRIST (1947) verglichen werden. Beide Autoren haben die Veränderung der Kluftwände in chemisch-mineralogisch ähnlichen Gesteinen untersucht: Medelsergranit und Cristallina-Granodiorit mit den Fundortgruppen 7e, 7f, 7g und 7h (H. M. HUBER) und Sericitgneis des Maderanertals mit der Fundortgruppe 1a (F. SIGRIST). Die chemischen Veränderungen des Medelsergranites und des Cristallina-Granodiorites stimmen mit denjenigen in den Apliten und im Grimsel-Granodiorit für die Fundortgruppe 4a genau überein. (Von F. SIGRIST fehlen chemische Analysen.) Auch die allgemein festgestellten mineralogischen Veränderungen sind weitgehend die gleichen wie im Grimselgebiet: Abbau von Quarz und Biotit, mögliche Neubildung von Albit, K-Feldspat, Muskovit und Quarz und indifferentes Verhalten (einmal Abbau, einmal Neubildung) von Epidot, den Ti-Mineralien und Muskovit. Die starke Umkristallisation der Feldspäte, wie sie vor allem H. M. HUBER beschreibt, kann ich dagegen, gestützt auf die Dünnschliffuntersuchungen, nicht bestätigen.

Die genannten Autoren haben die Akzente z. T. etwas anders gesetzt als ich es in der vorliegenden Arbeit getan habe. H. M. HUBER hat (im Unterschied zu mir) die alpidische Metamorphose und die Veränderungen des Nebengesteins von der Zerrkluft aus nicht scharf getrennt.

Die Untersuchung der chemischen und mineralogischen Veränderungen des Nebengesteins der Zerrklüfte im Grimselgebiet haben gezeigt, dass abgesehen von einer eventuellen Alkali-Zufuhr in der Paragenese 4a und einer CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-Zufuhr in der Fundortgruppe 4c, keine Stoffzufuhren anzunehmen sind. Dagegen werden bei der Zersetzung eine Menge von Stoffen frei, die zur Bildung der Zerrkluftmineralien geführt haben.

Natürlich stellt sich die Frage, ob die freigewordenen Stoffe in jedem Falle genügt haben, alle Zerrkluftmineralien zu bilden. Darauf kann noch keine sichere Antwort gegeben werden. Es ist ausserordentlich schwer, die Raumverhältnisse einer Kluft genügend genau zu erfassen. Ohne zuverlässige geometrische Daten können aber keine Berechnungen angestellt werden. Nach der Grössenordnung des in Tabelle 14 berechneten Stoffabbaus dürfte immerhin in sehr vielen Fällen der ganze Kluftinhalt

durch reine Auslaugung erklärt werden können (siehe Beispiel vom Druckschacht, Seite 367).

In andern Fällen muss aber an eine Zufuhr aus der nähern oder weitem Umgebung gedacht werden. Bei Stollenbegehungen ist mir öfters aufgefallen, dass es häufig grössere zersetzte Felspartien gibt, ohne dass in der unmittelbaren Umgebung eine grössere Zerrklüft vorhanden wäre. Das extremste Beispiel ist mir aus dem Zuleitungsstollen des Grubenbaches ins Bächlital bekannt (= Meter 1125, ab Auslauf Bächli), wo eine Gesteinspartie auf 10 m des vollen Profils mehr oder weniger stark ausgelaugt ist, ohne dass eine grössere Zerrklüft gefunden worden wäre. Es gibt Auslaugungszonen ohne unmittelbar angrenzende Zerrklüfte, und daneben gibt es Zerrklüfte, die zur Menge der auskristallisierten Mineralien einen offensichtlich viel zu kleinen Auslaugungshof aufweisen. Sicher sind beide Erscheinungen gekoppelt und können nur wegen des ungenügenden 3-dimensionalen Aufschlusses nicht in Zusammenhang gebracht werden.

Schwierig ist es, die alpidische Metamorphose direkt mit den Zerrklüftbildungen in Beziehung zu bringen. Eine bestimmte Sukzession der beiden Erscheinungen muss angenommen werden, zuerst alpidische Metamorphose, dann Zerrklüftbildung. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass sich die beiden Geschehen zeitlich etwas überschneiden haben.

Eine wichtige Frage ist diejenige nach der Herkunft der leichtflüchtigen Bestandteile  $H_2O$  und  $CO_2$ . Bevor ich versuche, eine Antwort darauf zu geben, möchte ich an einige Beobachtungen aus dem Grimselgebiet erinnern. Bei der alpidischen Metamorphose ist in granitischen Gesteinen kein Wasser frei geworden, im Gegenteil muss eine kleine Zufuhr angenommen werden. Als jüngste Kristallisationsbildung ist im Grimselgebiet die Chalcedon-Spalten-Breccie vom Trübtensee erkannt worden. Zu einem geologisch sehr späten Zeitpunkt haben in einem verhältnismässig grossen Gebiet (ca. 1 km<sup>2</sup>) noch heisse Lösungen zirkuliert, die juvenilen Ursprungs sein können. Nach diesen beiden Beobachtungen wird die juvenile Herkunft des Wassers in den Zerrklüften durchaus möglich, denn weder ein Auspressen aus dem Gebirgskörper der unmittelbaren Umgebung bei der alpidischen Metamorphose, noch ein vadoser Ursprung kann erklärt werden. Es könnte jedoch an eine Dehydrierung anderer Gesteine in grösserer Tiefe gedacht werden, z. B. der eingeklemmten Gesteine der Urseren-Mulde. Die benötigte Wassermenge für die Zerrklüftbildung ist nicht sehr gross und könnte mit der Dehydrierung eines relativ kleinen Gesteinskörpers erklärt werden. Wahrscheinlich ist der juvenile Ursprung ebenfalls für das  $CO_2$ . Auch das  $CO_2$  könnte

allerdings durch eine Dekarbonatisierung eingeklemmter Karbonate in grösserer Tiefe erklärt werden. Eines steht fest, das  $\text{CO}_2$  stammt nicht aus der nächsten Umgebung der Zerrklüfte, sondern muss aus grösserer Tiefe am Ende der Alpenfaltung stellenweise durch den Gebirgskörper aufgestiegen sein. (Vergleiche: DEICHA, 1958 und 1960.)

### Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitteilungen

#### LITERATURVERZEICHNIS ZUM 1. TEIL

- ALBEE, A. L. (1962): Relationships between the mineral association chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Am. Mineral.* 47, S. 851—870.
- BALTZER, A. (1888): Das Aarmassiv. *Beitr. geol. Karte Schweiz.* 24. Lfg. IV. Teil.
- (1904): Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs. *C. R. IX. Congr. geol. internat. Vienne 1903*, S. 787—798.
- (1910): Die intrusive Granitzone des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 11, S. 280—283.
- BÄR, O. (1957): Gesteinsklüfte und Rundhöcker. *Geographica Helv.* I, S. 1—40.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* Wepf, Basel.
- ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch.* Diss. Univ. Zürich.
- FEHR, W. (1922): *Geol.-petrogr. Untersuchungen im centralen Teile der südl. Gneise des Aarmassivs.* Diss. Bern (unveröffentlicht).
- (1926): *Geologische Karte der Urserenzone.* 3:100 000. *Geol. Spezialkarte Nr. 110.*
- FELLENBERG, ED. VON, MOESCH, C., SCHMIDT, C. (1893): *(Geol. Beschreibung des westl. Teiles des Aarmassivs)* *Beitr. geol. Karte Schweiz.* 21. Lfg., I. und II. Teil.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochimia et cosmochim. Acta* 6, S. 100—118.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): *Die Gesteinsmetamorphose I.* Borntraeger, Berlin.
- HEIM, ALB. (1891): *Geol. der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* *Beitr. geol. Karte Schweiz.* 25. Lfg.
- (1919—1921): *Geologie der Schweiz.* Bd. II: *Die Schweizer Alpen.* Leipzig.
- HIRSCHI, H. (1924, 1925, 1927): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. *SMPM* 4, S. 64—88; 5, S. 173—180; 7, S. 98—114.
- HUBER, M. (1922, a): *Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasli.* Diss. Bern (unveröffentlicht).
- (1922, b): *Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasli.* *Jb. der phil. Fak. II der Univ. Bern.* Bd. 2, S. 205—217.
- HUBER, W. (1948): *Petrogr.-mineral. Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv.* *SMPM* 28, S. 555—642.

- HÜGI, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F., 94. Lfg.
- HUGL, E. (1921): Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. *Eclogae geol. Helv.* 16, S. 464—482.
- (1922): Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusionen. Verh. der Schweiz. Natf. Ges., Bern. II. Teil, S. 86—109.
- (1929): Die petrogr.-geol. Verhältnisse des Baugebietes der Kraftwerke Oberhasli. Mitt. Natf. Ges. Bern, S. 256—269.
- (1934): Das Aarmassiv. Fasc. II, S. 130—138, und Grimselpass, Fasc. IX, S. 672—681 im Geolog. Führer der Schweiz, Wepf, Basel.
- HUTTENLOCHER, H. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mitt. Natf. Ges. Bern. N. F., 4. Bd., S. 85—116.
- (1952): Von Granit, Gneis und Kristallen an der Grimsel. In: Über die Grimsel, Festgabe an die Teilnehmer der Vers. der SNG in Bern 1952. S. 7—26.
- und STALDER, H. A. (1952): Bericht zu den geol.-petrogr. Aufnahmen im Druckschacht des Kraftwerkes Oberaar. (Bericht an die KWO.)
- (1953): Zur Kenntnis der alpinen Kluffmineralisation. Congr. géol. int. C.R. de la 19. session, Alger 1952, section VI, Fasc. VI. S. 61—71.
- JÄGER, E. and FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70, pg. 1553—1557.
- JÄGER, E., KEMPTER, E., NIGGLI, E. und WÜTHRICH, H. M. (1961): Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit. *SMPM* 41, S. 117—126.
- KOENIGSBERGER, J. (1914): Molybdänglanz im Aaregranit. *Cbl. Mineral etc.* Jg. 1914. S. 493—494.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. *SMPM* 37, S. 398—434.
- LIECHTI, H. (1933): Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen. *SMPM* 13, S. 491—563.
- MINDER, W. (1932): Beitr. zur Petr. des mittleren Aarmassivs. *SMPM* 37, S. 353 bis 422.
- (1933): Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte, oberes Haslital. *SMPM* 13, S. 296—301.
- NIGGLI, E. (1953): Siehe J. CADISCH.
- NIGGLI, P. (1924): Der Chemismus der zentralen Aaregranite. *SMPM* 4, S. 337—351.
- QUERVAIN, F. DE und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser. 15. Lfg. Dazu: 1. Nachtrag (1942): Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser. 20. Lfg. 2. Nachtrag (1956): Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser. 34. Lfg.
- (1933 b): Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte, oberes Haslital. *SMPM* 13, S. 302—304.
- (1933 a): Zur Zusammensetzung und Bildung der Serizite. *SMPM* 13, S. 34—90.
- (1934): Das Gotthardmassiv. In: Geolog. Führer der Schweiz, Fasc. 2, S. 139 bis 145. Wepf, Basel.
- (1936): Die Magmatypen. *SMPM* 16, S. 335—399.
- (1938): Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. *SMPM* 18, S. 610—664.

- KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen. Bd. 1 und 2, Wepf, Basel.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. SMPM 30, S. 500—538.
- SANDER, S. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil, Springer, Wien.
- SRIRAMADAS, A. (1957): Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Amer. Mineral. 42, S. 294—298.
- TRÖGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verl.b., Stuttgart.
- TRUNINGER, E. (1911): Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. Diss. Bern.
- TURNER, F. J. und VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic Petrology. McGraw-Hill B. Co., New York.
- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of Optical Mineralogy, part II, New York.
- WYSS, R. (1932): Petrogr.-geolog. Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Mitt. Natf. Ges. Bern 1932. S. 1—109.
- ZBINDEN, P. (1949): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs. SMPM 29, S. 221—374.

#### LITERATURVERZEICHNIS ZUM 2. TEIL

##### I., II. und V. Einleitung, neuere Mineralfunde und Veränderungen des Nebengesteins

- ALTHAUS, E. und WINKLER, H. G. F. (1962): Experimentelle Gesteinsmetamorphose — VI. Geochimica et Cosmochimica Acta 26, S. 145—180.
- BECK, G. (1954): Über Funde von Monazit, Xenotim, Autunit und Bazzit an der Grimsel. SMPM 34, S. 188—189.
- (1963): Neue Mineralfunde an der Grimsel. „Der Strahler“, Nr. 20, S. 4.
- FRIEDLAENDER, C. (1951): Untersuchung über die Eignung alpiner Quarze für piezoelektrische Zwecke. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. 29.
- HOEDL, A. (1942): Über Chlorite der Ostalpen. N. Jb., Abh. A, 77. S. 1—77.
- HUBER, H. M. (1943): Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. SMPM 23, S. 475—537.
- HÜGL, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F., 94. Lfg.
- (1956): Verbreitung des Berylliums und der Berylliumminerale in den Schweizer Alpen. SMPM 36, S. 497—510.
- HUTTENLOCHER, H. (1952): Vom Granit, Gneis und Kristallen an der Grimsel. In: Über die Grimsel, Festgabe an die Teilnehmer der Vers. der SNG in Bern 1952, S. 7—26.
- (1953): Zur Kenntnis der alpinen Kluftmineralisation. Congrès géol. int. C.R. de la 19. session, Alger 1952, Section VI, Fasc. VI, S. 61—71.
- HÜGL, TH. und NOWACKI, W. (1954): Röntgenographische und spektographische Untersuchungen an Bazzit. SMPM 34, S. 501—504.
- ITAKA, Y. und STALDER, H. A. (1961): Synchisit und Bastnäsit aus dem Druckschacht des Kraftwerkes Oberaar. SMPM 41, S. 485—488.

- KALB, G. (1933): Beiträge zur Kristallmorphologie des Quarzes. I.—III. Z. Krist. 86, S. 439—465.
- (1935): Beiträge zur Kristallmorphologie des Quarzes. IV. und V. Z. Krist. 90, S. 163—185.
- KOENIGSBERGER, J. (1917—1919): Über alpine Minerallagerstätten. I.—III. Abhandl. Bayr. Akad. d. Wiss., Math.-physik. Kl., 28, 10.—12. Abh.
- (1925): Über alpine Minerallagerstätten. SMPM 5, S. 67—127.
- (1933): Bemerkungen zu W. Minder, Petrographie des mittleren Aaremassivs. SMPM 13, S. 292—295.
- LEITMEIER, H. (1950): Über die Entstehung der Kluftminerale in den Hohen Tauern. Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt., Dritte Folge, 1, S. 390—413.
- LUCEK, O. (1958): Aus dem Tagebuch eines Strahlers. „Der Strahler“, Nr. 6, Jg. 3, S. 5—6.
- MAISSEN, Pater FL. (1955): Mineralklüfte und Strahler der Surselva. Universitätsverlag Freiburg, Schweiz.
- MINDER, W. (1933): Beitrag zur Begriffs- und Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte und Kluftminerale. SMPM 13, S. 296—301.
- NIGGLI, P. (1933): Bemerkungen zu den vorstehenden zwei Beiträgen über Kluftminerale. SMPM 13, S. 302—304.
- KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R. L. (1940): Die Minerale der Schweizeralpen. Bd. I und II. Wepf, Basel.
- PADUROW, N. N. (1950): Vizinalen und Vizinaloiden. N. Jb., Abt. A, 80, S. 209—262.
- PARKER, R. L. (1930): Einige Beobachtungen an Schweizerquarzen. SMPM 10, S. 358—362.
- (1932): Lagerstättenmerkmale an Schweizermineralen. SMPM 12, S. 540—542.
- (1950): Ein neuer Grossfund von Quarz im Grimselgebiet. SMPM 30, S. 197.
- (1954): Die Mineralfunde der Schweizeralpen. Wepf, Basel.
- und QUERVAIN, F. DE (1956): Ein neues Vorkommen von Kainosit in den Schweizer Alpen. SMPM 36, S. 604—606.
- SIEGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerkluftlagerstätten des östlichen Aarmassives. SMPM 27, S. 39—182.
- TROEGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche VB., Stuttgart.
- WEIBEL, M. und KÖPPEL, V. (1963): Bleiglanz von der Grimsel und Zinkblende von Sedrun. SMPM 43, S. 339—343.

### III. Untersuchung der Karbonate. DTA

- DANA's System of Mineralogy: PALACHE, C., BERMAN, H. und FRONDEL, C. (1951): Bd. II, 7. Aufl. Wiley, New York.
- EGGER, K. (1961): Zur Oxydation von  $Fe_3O_4$ . Diss. der phil.-nat. Fak. der Universität Bern.
- HANSEN, W. C. und BROWNMILLER, L. T. (1928): Equilibrium studies on alumina and ferric oxyde, and on combinations of these with magnesia and calcium oxyde. Am. J. of Science, 5. Ser., 15, S. 225—242.
- HAUL, R. A. W. und HEYSTEK, H. (1952): Differential thermal analysis of the dolomite decomposition. Am. Min. 37, S. 166—179.

- HOWIE, R. A. und BROADHURST, F. M. (1958): X-ray data for dolomite and ankerite. *Am. Min.* 43, S. 1210—1214.
- JÄGER, E. und SCHILLING, S. (1956): Zum Selbstbau einer Apparatur zur Differentialthermoanalyse (DTA). *SMPM* 36, S. 595—598.
- KERR, P. F. und KULP, J. L. (1948): Multiple differential thermal analysis. *Am. Min.* 33, S. 387—419.
- KULP, J. L., KENT, P. und KERR, P. F. (1951): Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. *Am. Min.* 36, S. 643—670.
- LEHMANN, H., DAS, S. S. und PEATSCH, H. H. (1954): Die Differentialthermoanalyse. *Tonindustrie-Zeitung und keramische Rundschau*. 1. Beiheft.
- NEWMAN, E. S. und HOFFMANN, R. (1956): Heats of formations of hexacalcium dialuminoferrite and dicalcium ferrite. *J. Research Nat. Bur. Standards* 56, S. 313—318.
- NIGGLI, P. (1929): *Lehrbuch der Mineralogie*.
- ROWLAND, R. A. und JONAS, E. C. (1949): Variations in differential thermal analysis curves of siderite. *Am. Min.* 34, S. 550—558.
- und LEWIS, D. R. (1951): Furnace atmosphere control in differential thermal analysis. *Am. Min.* 36, S. 80—91.
- ROSSINI, F. D., WAGMAN, D. D., EVANS, W. H., LEVINE, S. und JAFFE, I. (1952): Selected values of chemical thermodynamic properties. U. S. Dep. of commerce. *Nat. B. of Standards*. Washington.
- WEIBEL, M. (1961): Chemische Untersuchungen an alpinen Kluftmineralien. *SMPM* 41, S. 8—11.

#### IV. Untersuchungen flüssiger und gasförmiger Einschlüsse in Quarz und andern Mineralien Geoch. = Geochemistry — A translation of „GEOCHIMIA“ (= russisch)

- BARRABÉ, L., COLLOMB, P. und DEICHA, G. (1957): Utilisation de sphères polies dans les recherches sur les reliquats magmatiques. *Bulletin d. 1. Soc. française d. Min. et d. Crist.*, 80, S. 450—452.
- BRINCK, J. W. (1955): Goudafzettingen in Suriname. *Proefschrift*. Leiden.
- CAMERON, E. N., ROWE, R. B. und WEIS, P. L. (1951): Fluid inclusions in beryl and quartz pegmatites of the Middletown District, Connecticut. *Am. Min.* 36, S. 906—910.
- COMPTE, P. und DEICHA, G. (1956): Examen microscopique de la gangue et métallurgie du gîte de wolfram de Leucamp (Cantal). *Bulletin d. 1. Soc. française Min. et Crist.* 79, S. 614—615.
- CORRENS, W. (1953): Wie weit können Flüssigkeitseinschlüsse mit Gasblasen in Kristallen als geologische Thermometer dienen? *Geol. Rdsch.* 42, S. 19—34.
- DEICHA, G. (1955): Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. *Masson et Cie, Paris*.
- (1958): Contribution à l'étude des témoins d'action pneumatolitiques d'âge alpin: résultats d'observations dans les alpes lépontiennes. *Bull. d. 1. Soc. Geol. France*, 6. Ser., 8, S. 633—640.
- (1960): Participation de fluides minéraux d'origine profonde au cycle du carbone. *Int. Geol. Congr., XXI. Session. Part I, Geoch. Cycles*, S. 7—9.

- GARRELS, R. M. und RICHTER, D. H. (1955): Is carbone dioxyde an ore-forming fluid under shallow-earth conditions? *Econ. Geol.* 50, S. 447—458.
- INGERSON, E. (1947): Liquid inclusions in geologic thermometry. *Am. Min.* 32, S. 375—388.
- (1955): Methods and problems of geologic thermometry. *Econ. Geol., Fiftieth Anniv. Vol., Part I*, S. 341—410.
- KALYUZNYI, V. A. (1960): Liquid inclusions in minerals as a geologic barometer. *Intern. Geol. Review*, 2, S. 181—195.
- KENNEDY, G. C. (1950, a): Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sc.* 248, S. 540—564.
- (1950, b): "Pneumatolysis" and the liquid inclusion method of geologic thermometry. *Econ. Geol.* 45, S. 533—547.
- (1954): Pressure-volume-temperature relations in CO<sub>2</sub> at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sc.* 252, S. 225—241.
- KHITAROV, N. I. und MALININ, S. D. (1956): Experimental characteristics of a part of the system H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub>. *Geoch. Nr. 2*, S. 198—202.
- (1958): Phase equilibria in the system H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub>. *Geoch. Nr. 7*, S. 846—848.
- KOENIGSBERGER, J. und MUELLER, W. J. (1906): Über die Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz alpiner Mineralklüfte. *Cbl. Min., Geol. und Pal.*, S. 72—77.
- LAEMMLEIN, G. (1929): Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien. *Z. Krist.* 71, S. 237—256.
- LEMMLEIN, G. G. (1956): Formation of fluid inclusions in minerals and their use in geologic thermometry. *Geoch. Nr. 6*, S. 630—642.
- MALININ, S. D. (1959): The system water-carbone dioxyde at high temperatures and pressures. *Geoch. Nr. 3*, S. 292—306.
- NACKEN, R. (1921): Welche Folgerungen ergeben sich aus dem Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralien? *Cbl. Min., Geol. und Pal.*, S. 12—20 und 35—43.
- NICOLAS, J. (1956): Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons. Thèse, Paris.
- RASUMNY, J. (1958): Analyse microchimique des gaz contenus dans les minéraux: formation du précipité barytique. *C. R. des séances d. l. soc. géol. de France*, Nr. 16, S. 378—379.
- SCOTT, H. S. (1948): The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions. *Econ. Geol.* 43, S. 637—654.
- SMITH, F. G., PEACH, P. A., SCOTT, H. S., MUTCH, A. D., SPRINGER, G. D., BOYLE, R. W. und OGDEN, W. M. M. (1950): "Pneumatolysis" and the liquid inclusion method of geologic thermometry. *Econ. Geol.* 45, S. 582—587.
- (1953): Historical development of inclusion thermometry. University Press. Toronto.
- SOBRY, H. C. (1858): On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *The Quaterly J. Geol. Soc. London*, 14, S. 453 bis 500.
- STEPHENSON, T. E. (1952): Sources of error in the decrepitation method of study of liquid inclusions. *Econ. Geol.* 47, S. 743—750.
- TÖDHEIDE, K. und FRANCK, E. U. (1963): Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve im System Kohlendioxid-Wasser bis zu Drucken von 3500 bar. *Zeitschr. f. Physik. Chemie, Neue Folge*, 37, S. 387—401.

- WAHLER, W. (1956): Über die in Kristallen eingeschlossenen Flüssigkeiten und Gase. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 9, S. 105—135.
- WIEBE, R. und GADDY, V. L. (1939): The solubility in water of carbon dioxide at 50, 75 and 100°, at pressures to 700 atmospheres. *Am. Chem. Soc. J.* 61, S. 315—318.
- (1940): The solubility of carbon dioxide in water at various temperatures from 12 to 40° and at pressures to 500 atmospheres. *Am. Chem. Soc. J.* 62, S. 815—817.

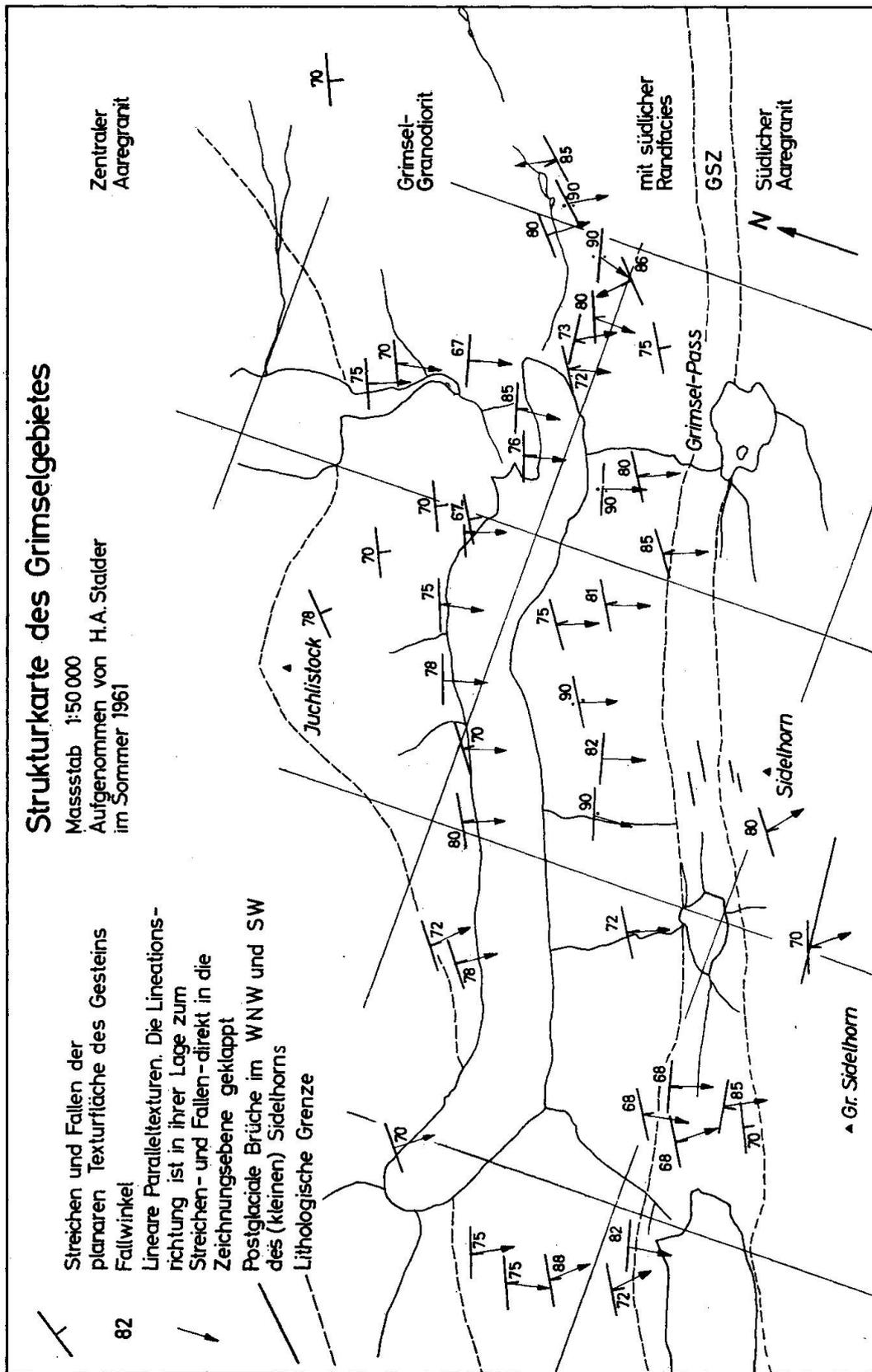


Fig. 33. Strukturkarte 1 : 50 000.

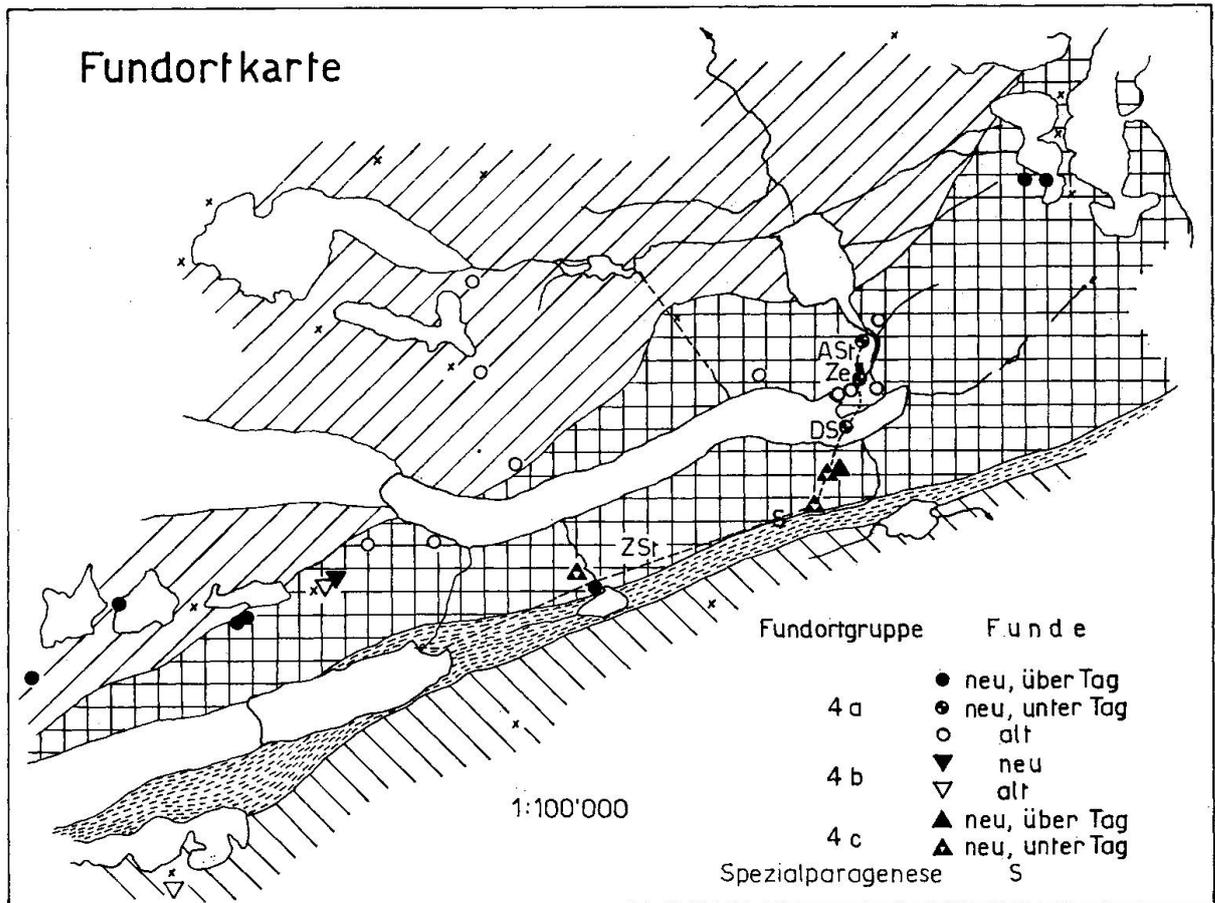


Fig. 34. Fundortkarte des Grimselgebietes 1 : 100 000. In der Karte sind die wichtigsten Stollen des KW Oberaar eingezeichnet. Die Abkürzungen bedeuten: ZSt = Zulaufstollen, DS = Druckschacht, ASst = Ablaufstollen Sommerloch, Ze = Zentrale Sommerloch.

Es sind nur die grössern Funde eingetragen (mit Ausnahme des Fundes der Fundortgruppe 4 c — über Tag).

TAFEL I



Abb. 1. Massiger Grimsel-Granodiorit. Vergr.  $25 \times$ . Nicols X. Scharf gegitterter Mikroklin verdrängt Plagioklas. Druckschacht KW Oberaar.



Abb. 2. Hornblendeführender Grimsel-Granodiorit als Einschluss im zentralen Aaregranit, am Weg Grimselnollen-Lauteraarhütte zwischen dem Bärenritz und den Bärenlammen (Koord. 663,70/157,55). Magmatische Breccierung des ältern Granodiorits durch den jüngern Granit. Im grauen Granodiorit ist ein einzelner basischer Einschluss sichtbar. Ca.  $\frac{1}{30}$  der nat. Grösse.

## TAFEL II



Abb. 3. Links: Grimsel-Granodiorit, ausgesprochen parallel texturiert; rechts: Aplit-Granit, tekton. brecciös. Druckschacht des KW Oberaar, Meter 45. Photo Bysäth.



Abb. 4. Anschliff. Vergr.  $1,5 \times$ . Links oben: Tektonisch brecciöser Aplit-Granit aus der südlichen Randfacies des Grimsel-Granodiorits. Oben rechts: Augengneis der GSZ (im Verband = Einschluss im Aplit); unten: Lamprophyr. Nägelisgrätli. Photo Graeser.

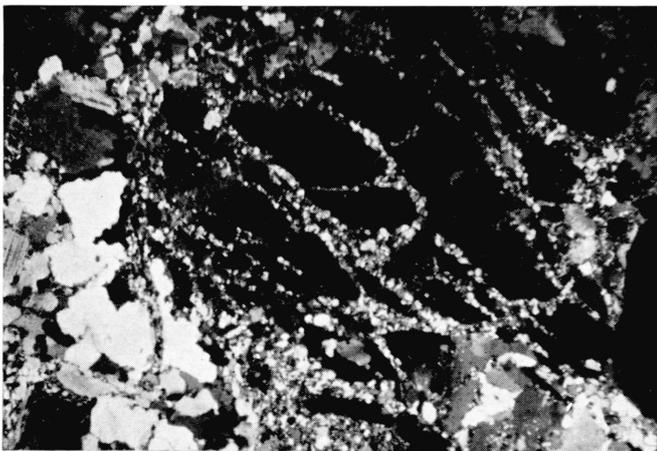


Abb. 5. Tektonisch brecciöser Aplit-Granit aus der sauren Randfacies des Grimsel-Granodiorits. Vergr.  $20 \times$ . Nicols X. Das grosse Kalifeldspatkorn (oben rechts) ist aufgesplittert und durch Quarzadern ausgeheilt. Zulaufstollen KW Oberaar.

TAFEL III



Abb. 6. Zwei Gneiseinschlüsse im Grimsel-Granodiorit werden von einem Aplit durchbrochen. Oberaarstrasse, östlich des Vordern Kessiturms.

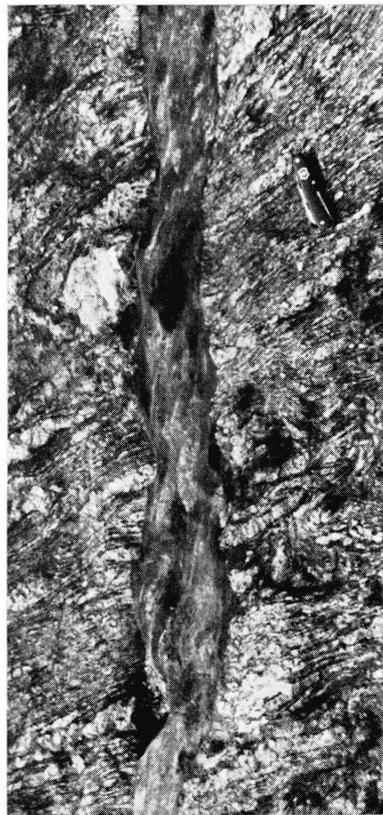


Abb. 7. Einschluss im Grimsel-Granodiorit: Bändergneis nach N 90° E texturiert mit stark schiefrigem Gneiszug, der nach dem allgemeinen alpinen Streichen verläuft. Die schiefrige Gesteinspartie ist aus dem Bändergneis entstanden. Die Umbiegung der alten Texturen in die alpine Richtung ist häufig zu beobachten, hier jedoch abgerissen. Grimsel-Nollen, östlich des Hotel Grimsel-Hospiz.

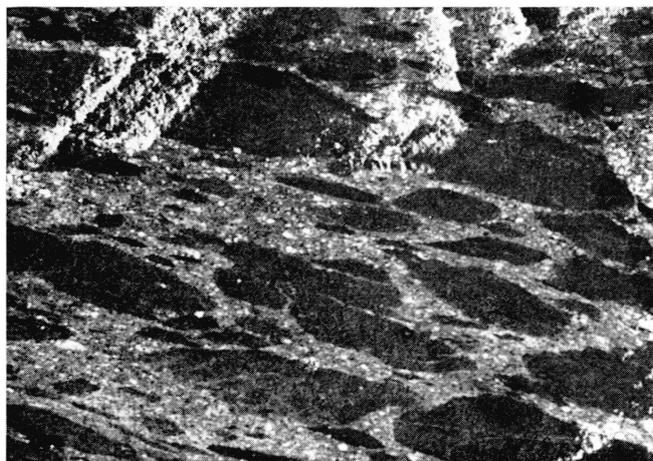


Abb. 8. Agmatit, Scharung  $\pm$  stark resorbierter basischer Einschlüsse.  $\frac{1}{15}$ . Am Weg zur Husegg, 2370 m.

## TAFEL IV

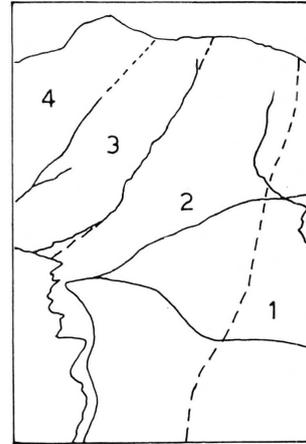


Abb. 9. Blick vom Nägeligrätli auf Grimsel-Passhöhe und Sidelhorn (2764 m). 1 = Saure Randfacies des Grimsel-Granodiorits. 2 = GSZ. 3 = Nördliche saure Randfacies des südlichen Aaregranits. 4 = Südlicher Aaregranit. (Die Kontaktlinien sind gestrichelt).



Abb. 10. Schwach porphyrischer Aplit. Charakteristisch ist die plattige Absonderung. Allgemeine Schieferungsfläche = N 40—45° E steil nach SE einfallend. Westlich der Strassengalerie an der Seeuferegg, Grimsel.

TAFEL V

Abb. 11. Lamprophyr in der südlichen Randfacies des Grimsel-Granodiorits. Rechts unten: Kleine Apophyse von reaktiviertem Aplit-Granit im Lamprophyr (?). Oberaarstrasse, Trübteneppen.

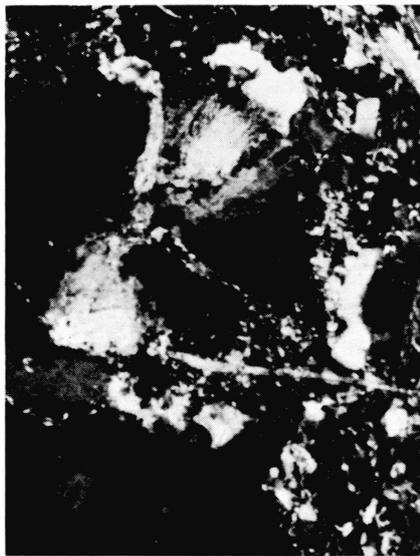
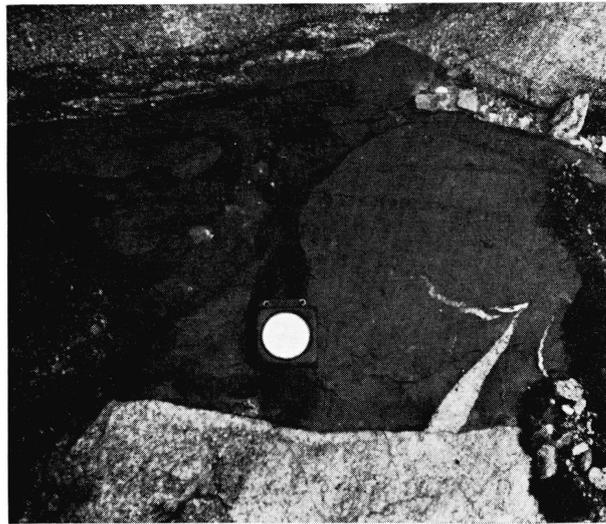


Abb. 12. Quarzporphyr. Sphärolith gebildet aus Feldspatleistchen mit wenig rekristallisiertem Quarz. Vergr.  $80 \times$ . Nicols X. Oberaarstrasse beim Gasthaus Oberaar.



Abb. 13. Spaltenbreccie. Gesteinsbruchstück. Der Breccienzement (= Chalcedon usw.) füllt den Zwischenraum zwischen den einzelnen Breccienkomponenten z. T. dicht aus, z. T. bildet er nur dünne Überzüge von ca. 0,7 mm Dicke. Vergr.  $1,5 \times$ . Östlich des Trübtensees.

## TAFEL VI



Abb. 14. Mineral-Zerrkluft, Form I. Klufft mit deutlichem Boudinage, ohne eigentlichen Kluffthohlraum.  $\frac{1}{50}$ . Südlich des Strassentunnels Sommerloch, Grimsel.

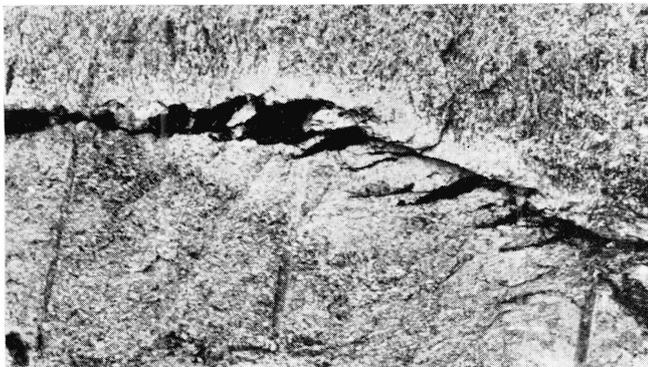


Abb. 15. Mineral-Zerrkluft, Form II. Zerr-Risse mit deutlichem Auslaugungshof,  $\frac{1}{20}$ . Kalter Kehr, P. 1968, nördlich der Grimsel-Passhöhe.

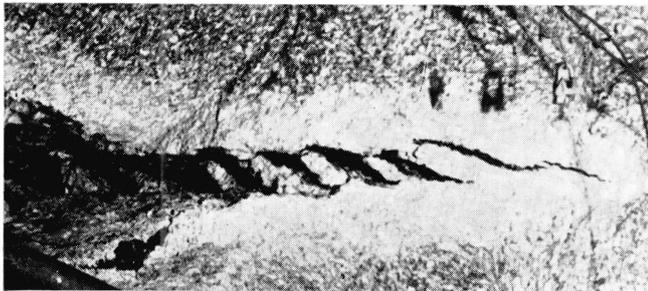


Abb. 16. Mineral-Zerrkluft, Form II. Zerr-Risse mit Auslaugungshof,  $\frac{1}{15}$ . Druckschacht des KW Oberaar, Meter 1017. Photo Bysäth.

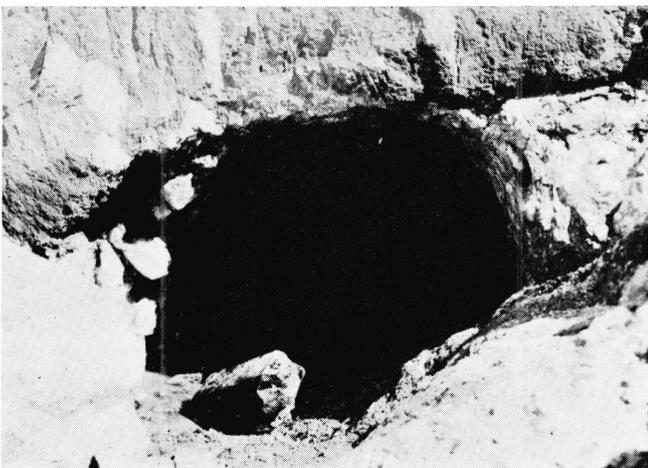


Abb. 17. Mineral-Zerrkluft, Form III. Klufft mit mächtigem Quarzband und relativ kleinem Auslaugungshof.  $\frac{1}{30}$ . Grosse Rauchquarzklufft am Gerstengletscher. Photo Huttenlocher.

TAFEL VII

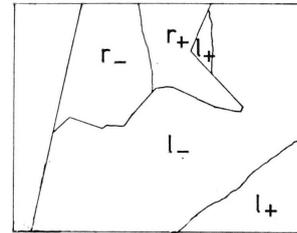
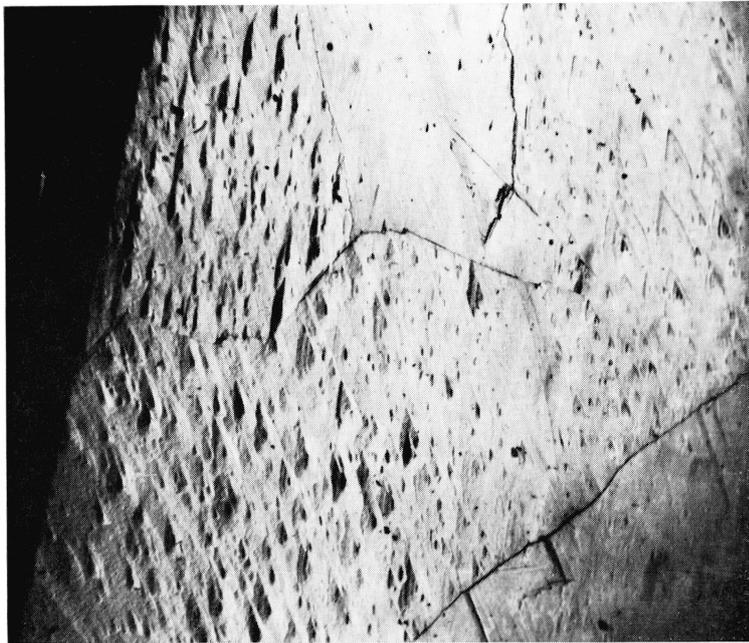


Abb. 18. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 465. Dauphinéer- und Brasilianer-Verzwilligung. Bestimmung auf Grund der verschiedenen Formen der Vizinalpyramiden einer Normal-Rhomboederfläche. Vergr.  $10\times$ . Naturhistorisches Museum Bern.

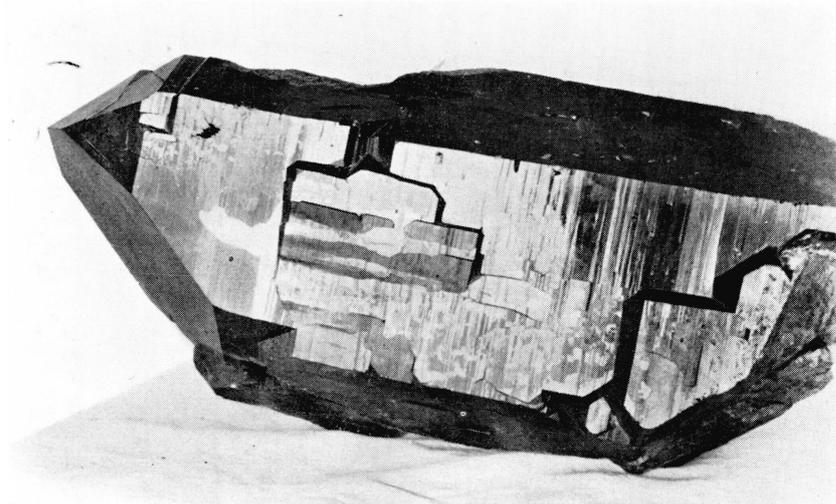


Abb. 19. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 347. Auffällige Dauphinéer Zwillingsfelderung auf zwei grossen Flächen der steilen Rhomboeder  $r$  und  $e$  (positive Rhomboeder = plan, glänzend; negative Rhomboeder = horizontal gerieft, matt).  $\frac{1}{5}$ . Naturhistorisches Museum Bern, Photo Nowacki.

## TAFEL VIII



Abb. 20. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 364. Vertiefungen in r – z. Vergrößerung  $4\times$ . Naturhistorisches Museum Bern. Photo Nowacki.

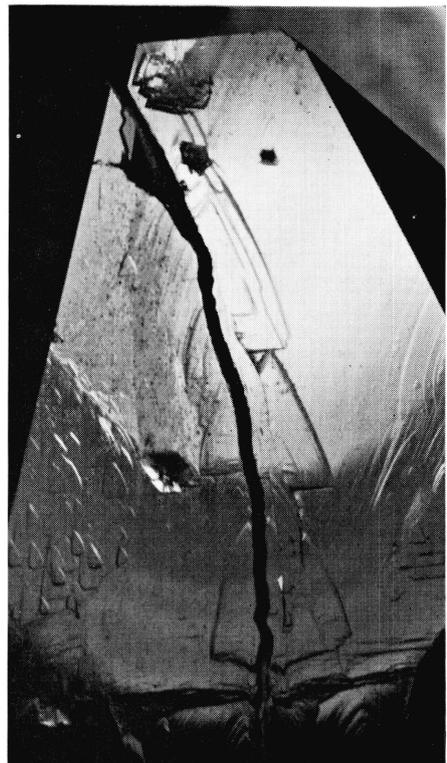


Abb. 22. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 384. Klaffender, teilweise ausgeheiltes Riss mit Vizinalen.  $\frac{2}{3}$ . Naturhistorisches Museum Bern.

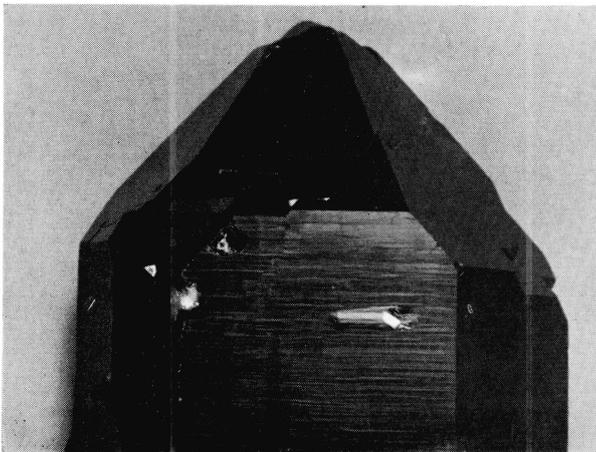


Abb. 21. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 429. Einzelne Aufwachsung auf m. Natürliche Grösse. Naturhistorisches Museum Bern.

TAFEL IX

Abb. 23. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 396. Vizinalen auf r-z entlang einem Riss. Natürl. Grösse. Naturhistorisches Museum Bern.

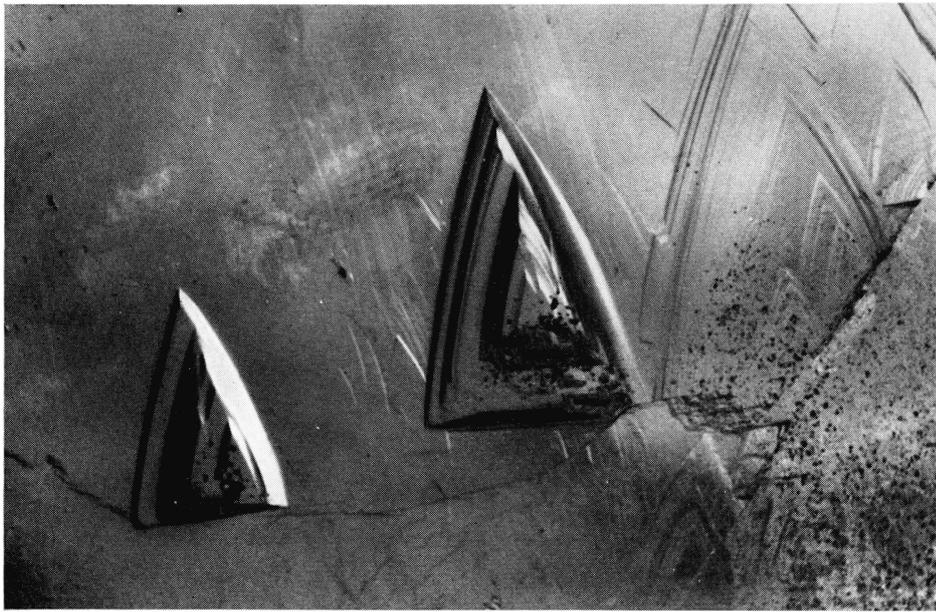
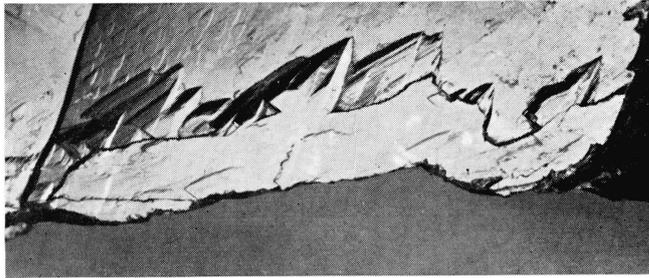


Abb. 24. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 345. Zwei Vizinalen mit starkem Relief entlang einem Riss. Nat. Grösse. Naturhistorisches Museum Bern.

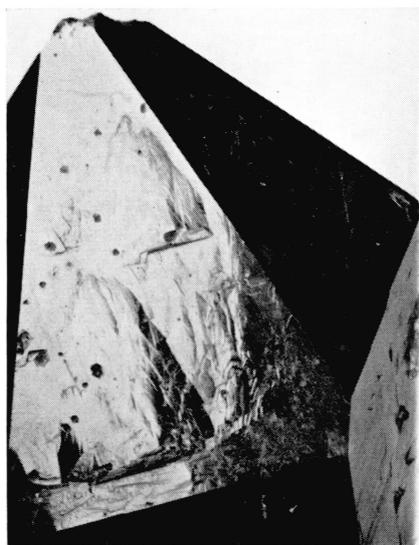
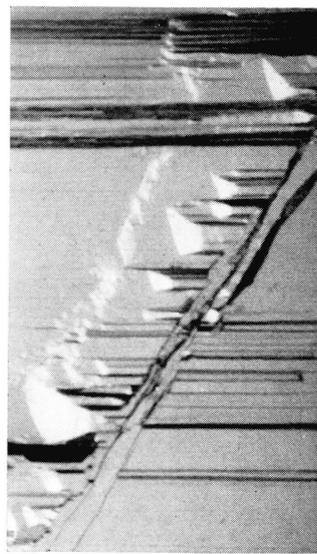


Abb. 25. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher. Rauchquarz Nr. 361. r-z-Fläche mit grossen Vizinalen.  $\frac{1}{4}$ . Mineral.-petr. Institut der Universität Bern. Photo Nowacki.

Abb. 26. Rauchquarzfund vom Gerstengletscher Rauchquarz Nr. 436. Vizinalen entlang einem Riss auf m. Vergröss.  $3 \times$ . Naturhistorisches Museum Bern.



## TAFEL X

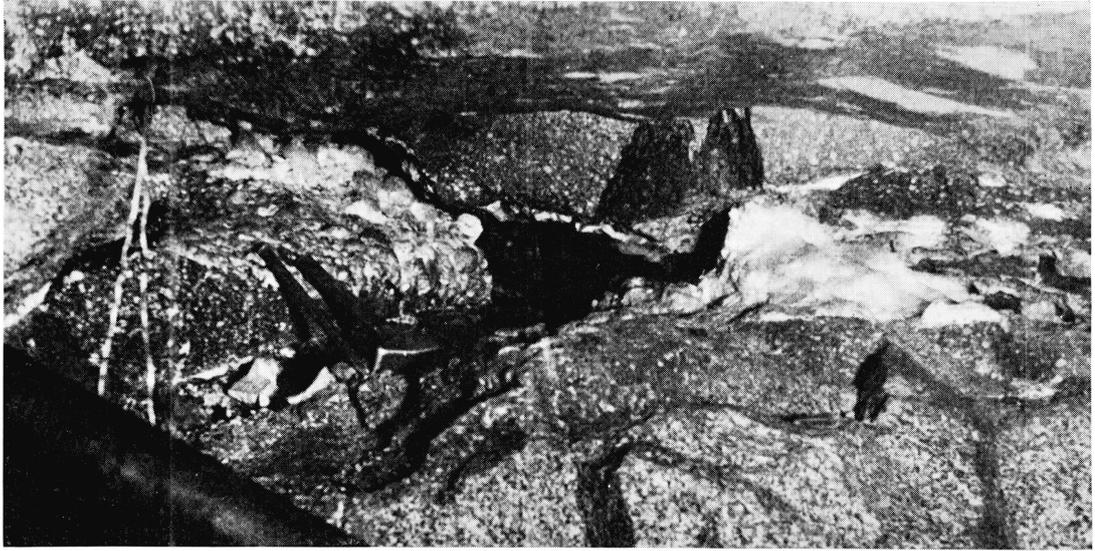


Abb. 27. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Grösster Kluft Hohlräum bei Meter 1340. Die weissen Kluftbeläge sind grösstenteils Ankerit. Links unten: Entlüftungsrohr. Photo Lucek.

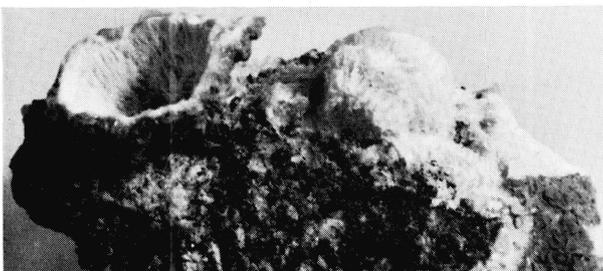
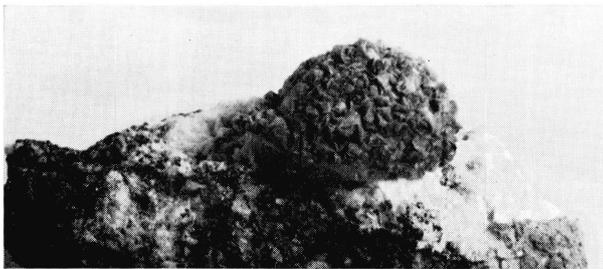


Abb. 28a/b. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Ankerit-Halbkugel (= Probe Nr. 2 der Tab. 9) mit abnehmbarer Kalotte aus Ankerit (= Probe Nr. 3 der Tab. 9) und Siderit (sattelförmig verdrehte Kristalle). Nat. Grösse. Die Stufe ist durch die Untersuchung zerstört worden.

TAFEL XI



Abb. 29. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Muskovitkristalle in der typischen Ausbildung der pseudo-hexagonalen dicktafeligen Prismen mit Rutil-Nadeln. Vergr.  $5 \times$ . Coll. H. A. Stalder.



Abb. 30. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Basisverzwillingtes Calcit-Skalenoeder auf Ankerit. Vergröss.  $4 \times$ . Coll. H. A. Stalder.

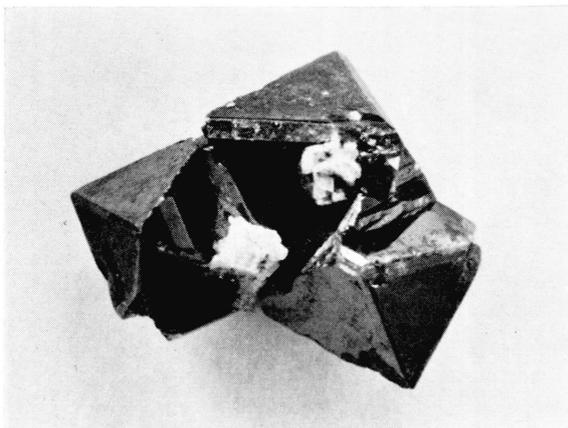


Abb. 31. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Drei Zinkblendekristalle mit wenig Ankerit. Vergr.  $2,5 \times$ . Coll. H. A. Stalder.

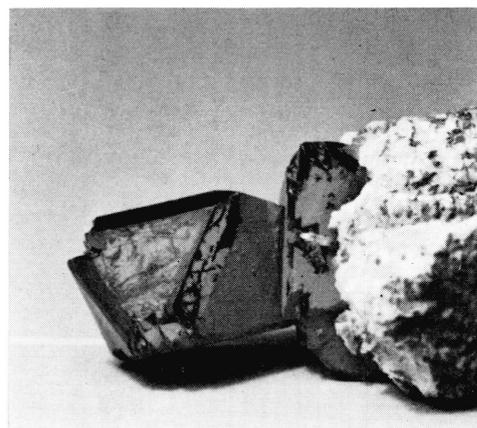


Abb. 32. Grosse Karbonat-Zinkblende-Kluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Zinkblende mit Ankerit und Quarz. Vergr.  $1,5 \times$ . Coll. H. A. Stalder.

## TAFEL XII

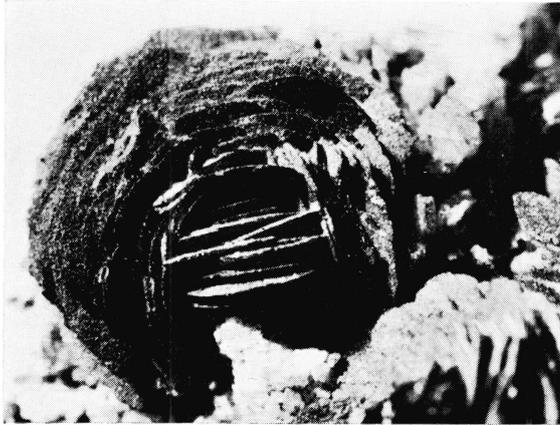


Abb. 33. Eisenrosen- und Kainositfund vom Trübtensee. Eisenrose. Vergr.  $4 \times$ . Coll. H. A. Stalder.



Abb. 34. Quarz-Ankerit-Vorkommen im Lauteraar-Gebiet. Ankerit mit pseudo-hexagonalem Prisma aus Kupferkies und Fahlerz, überzogen mit Malachit. Vergr.  $2 \times$ . Coll. H. Rufibach, Guttannen.



Abb. 35. Adularkluft vom Zulaufstollen. Adular-Viellinge auf zersetztem Nebengestein.  $\frac{1}{4}$ . Mineralogisch-petrographisches Institut, Bern. Photo Huttenlocher.

TAFEL XIII

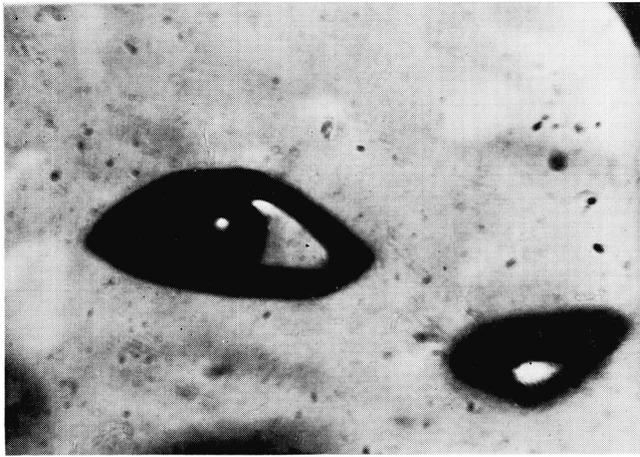


Abb. 36. Karbonat-Zinkblendekluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Zweiphasiger Einschluss in Quarz-Kristall als negativer Kristall (= 1. Art., Seite 341). Vergr. ca.  $700\times$ .

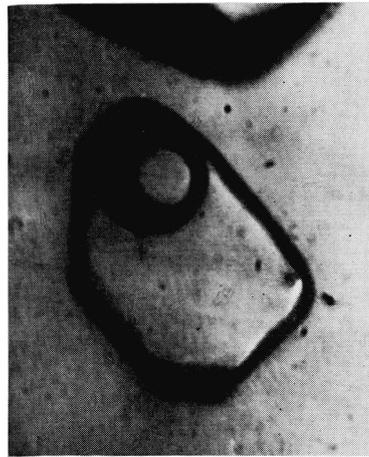


Abb. 37. Karbonat-Zinkblendekluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Dreiphasiger Einschluss in Quarz-Kristall als negativer Kristall (= 2. Art, Seite 342). Vergr. ca.  $800\times$ .

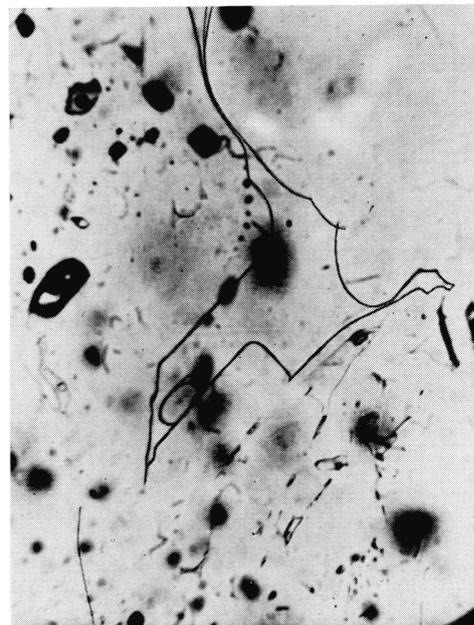
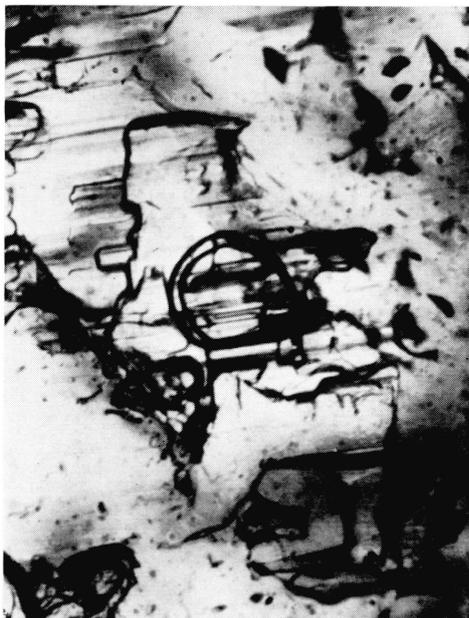
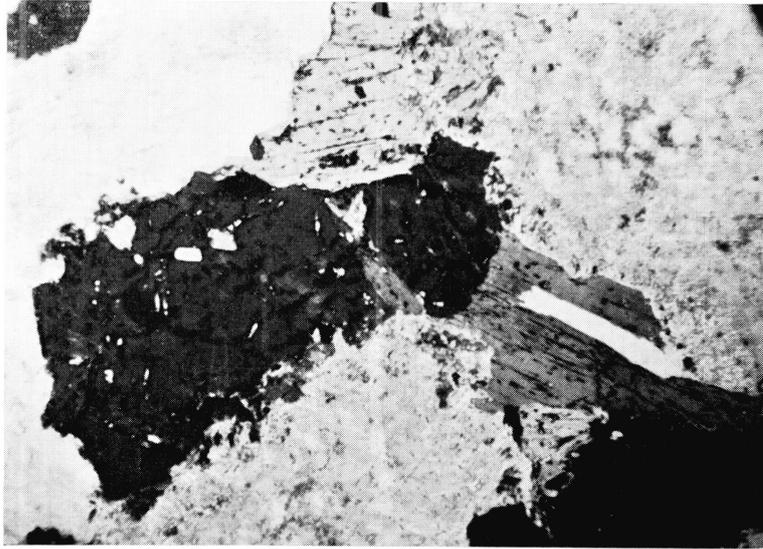
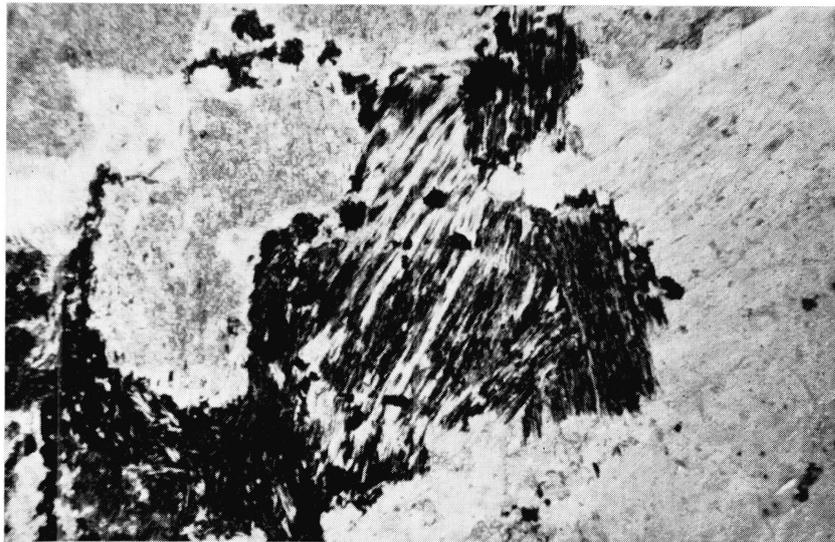


Abb. 38 und 39. Karbonat-Zinkblendekluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Dreiphasige Einschlüsse in Quarz-Kristallen je ca. 0,5 mm unterhalb einer m-Fläche gelegen (= 3. Art, Seite 342). Vergr. je ca.  $30\times$ . (Zum Teil sind noch Einschlüsse der 1. Art sichtbar.)

## TAFEL XIV



a) Unzersetzter Grimsel-Granodiorit. Grosse Biotitlamellen, ausgefranst mit Einsprenglingen. Hell = vorwiegend Feldspäte.

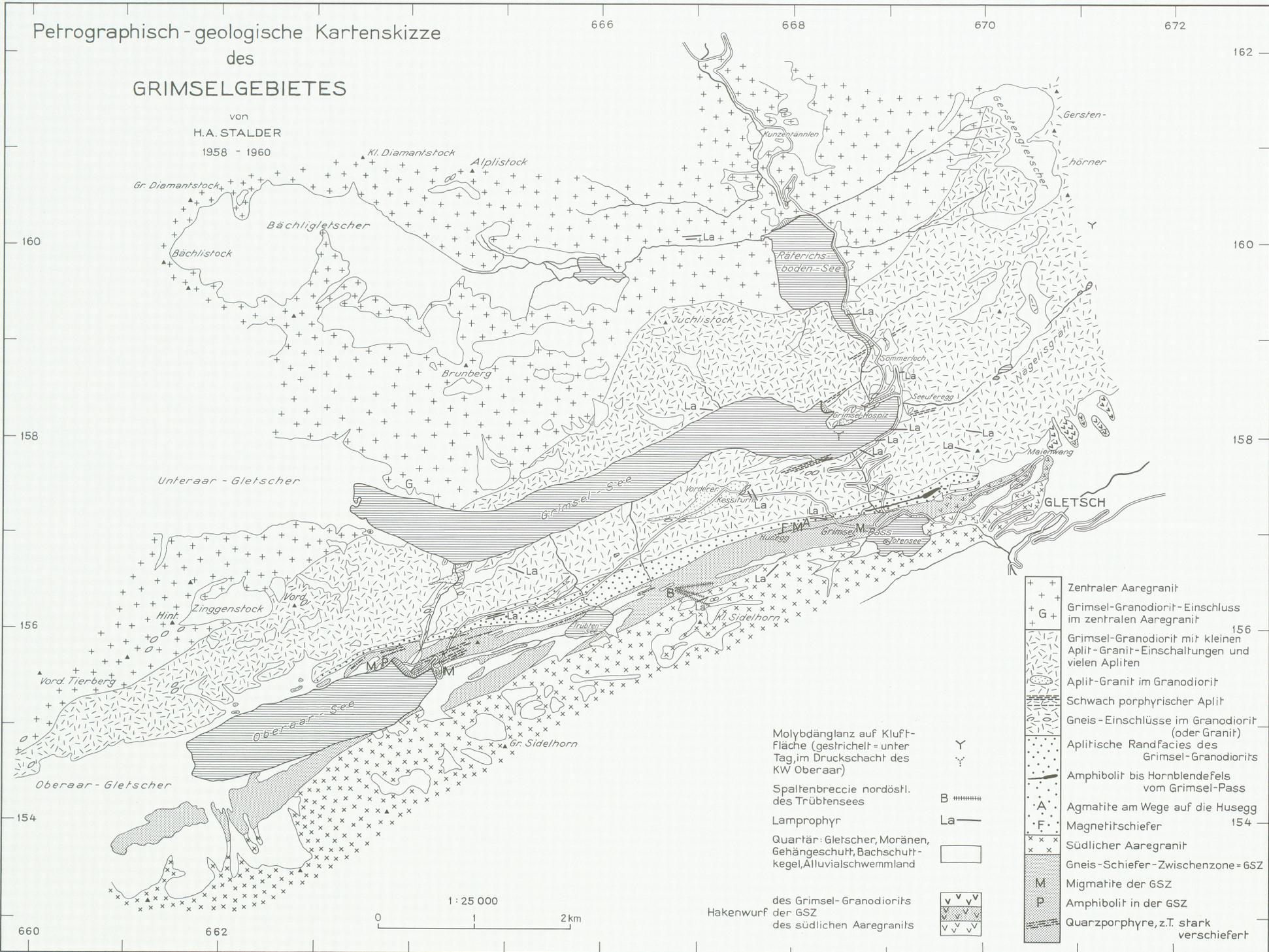


b) Zersetzter Grimsel-Granodiorit. Den Raum der vollständig aufgelösten Biotit-substanz nehmen verschiedene dunkle Mineralien ein: Rutil, Erze (Ilmenit, Eisenhydroxyde? u. a.), Sericit, Calcit und andere, infolge ihrer Kleinheit nicht bestimmbare Mineralien. Hell = ausschliesslich Feldspäte.

Abb. 40a/b. Grosse Karbonat-Zinkblendekluft vom Druckschacht des KW Oberaar. Unzersetztes und zersetztes Nebengestein. Die beiden Aufnahmen stammen vom gleichen Dünnschliff und sind in einem Abstand von 1,5 cm voneinander gemacht worden. Vergr.  $25 \times$ . // Nicols.

# Petrographisch - geologische Kartenskizze des GRIMSELGEBIETES

von  
H.A. STALDER  
1958 - 1960



+	+	Zentraler Aaregranit
+ G +		Grimsel-Granodiorit-Einschluss im zentralen Aaregranit
+	/	Grimsel-Granodiorit mit kleinen Aplit-Granit-Einschlüssen und vielen Apliten
	o	Aplit-Granit im Granodiorit
		Schwach porphyrischer Aplit
	o	Gneis-Einschlüsse im Granodiorit (oder Granit)
	.	Aplitische Randfacies des Grimsel-Granodiorits
	o	Amphibolit bis Hornblendefels vom Grimsel-Pass
	A	Agmatite am Wege auf die Husegg
	F	Magneitschiefer
	x x x	Südlicher Aaregranit
	o	Gneis-Schiefer-Zwischenzone = GSZ
	M	Migmatite der GSZ
	P	Amphibolit in der GSZ
		Quarzporphyre, z.T. stark verschiefert

Molybdänglanz auf Kluffläche (gestrichelt = unter Tag, im Druckschacht des KW Oberaar)

Spaltenbreccie nordöstl. des Trübensees

Lamprophyr

Quartär: Gletscher, Moränen, Gehängeschutt, Bachschuttkegel, Alluvialschwemmland

Y

B |||||

La —

□

□

□

des Grimsel-Granodiorits  
Hakenwurf  
der GSZ  
des südlichen Aaregranits

