

# Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nördlich Brig

Autor(en): **Steck, Albrecht**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **46 (1966)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-36133>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# **Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nördlich Brig \*)**

Von *Albrecht Steck* (Basel) \*\*)

Mit 9 Textfiguren

## **Abstract**

Some pyrrhotite-chalcopyrite lodes, composed of iron-, copper-, lead-, zinc-, molybdenum-, and bismuth-sulfides, have been found in the western part of the Aar Massif. These are fissure veins and metasomatic veins, which resemble Greisen. In the metasomatic veins, the granite feldspars were converted into muscovite, biotite, and a manganese iron garnet. In the upper zones of the hercynic „Zentraler Aaregranit“ at the Grisighorn, the lodes cut into the neighbouring crystalline rocks. Late hercynic aplites and pegmatites intersect some of the metasomatic veins. This proves that some sulfide lodes occurring in the Aar massif are hercynic and related to the „Zentraler Aaregranit“, which intruded in Permo-Carboniferous times. The mineral lodes were overprinted (überprägt) by Alpine metamorphism (greenschist facies).

## **Zusammenfassung**

Einige Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen mit Eisen-, Kupfer-, Blei-, Zink-, Molybdän- und Wismutsulfiden wurden im westlichen Aarmassiv gefunden. Es handelt sich um echte Spaltenfüllungen und ihrer Erscheinung nach Greisen-ähnliche metasomatische Gänge. In letzteren sind die Granitfeldspäte in Muskowit, Biotit und einen Mangan-Eisen-Granat umgewandelt. Die Erzgänge durchschlagen in der obersten Aufstülpung des Zentralen Aaregranites am Grisighorn den Granit und die kristallinen Hüllgesteine. Späthercynische Aplite und Pegmatite durchkreuzen einige metasomatische Gänge. Damit wurde bewiesen, dass einige sulfidische Erzgänge, welche im Aarmassiv vorkommen, hercynisches Alter besitzen und an den im Permokarbon intrudierten Zentralen Aaregranit gebunden sind. Die Vererzungen wurden durch die tertiäre alpine Metamorphose überprägt.

\*) Erscheint gleichzeitig als „Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilung Nr. 39“.

\*\*) Adresse: Dr. A. Steck, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullianum, 4000 Basel.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung . . . . .	390
2. Geologische Übersicht . . . . .	390
3. Die spaltenfüllenden Erzgänge . . . . .	393
4. Die metasomatischen Bildungen . . . . .	398
4.1. Der Bau der metasomatischen Erzgänge . . . . .	401
4.2. Der Chemismus des metasomatischen Ganges SH 482 . . . . .	404
4.3. Eine Biotit-Granatfelslinse. . . . .	406
5. Zur Genese der Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen. . . . .	407
Literaturverzeichnis . . . . .	411

#### 1. Einleitung

Im Sommer 1961 fand ich, während den geologischen Kartierarbeiten für meine Dissertation<sup>1)</sup>, am Grisighorn verschiedene Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen. Erste Untersuchungen an gesammelten Gesteinsproben wurden am Mineralogisch-Petrographischen Institut in Bern im Rahmen meiner Dissertation durchgeführt. Im Erzlabor des Mineralogisch-Petrographischen Institutes in Basel ergänzte ich die Befunde mit chalkographischen Methoden. Die Erzanschliffe durfte ich mit der freundlichen Erlaubnis von Herrn Prof. E. NIGGLI im Mineralogischen Institut in Bern auf der Rehwaldmaschine der Firma Depierreux herstellen. Ich möchte Herrn Prof. NIGGLI hierfür sehr herzlich danken.

Im Laboratorium der Geochemischen Abteilung des Mineralogischen Institutes in Bern wurden eine Biotit- und zwei Gesteinsanalysen durchgeführt. Ich danke dem Vorsteher der Geochemischen Abteilung, Herrn Prof. TH. HÜGI, hierfür bestens.

#### 2. Geologische Übersicht

Im Gebiete östlich und nordöstlich des Grisighornes wurden erstmals Magnetkies-Kupferkies-Gänge kartiert. Es können erstens spaltenfüllende und zweitens metasomatische Gänge unterschieden werden. Beide Typen durchschlagen als E-streichende und senkrecht stehende Gänge den

---

<sup>1)</sup> „Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn“, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, im Druck; die Arbeit wurde unter der Leitung der Herren Prof. E. NIGGLI und TH. HÜGI durchgeführt.

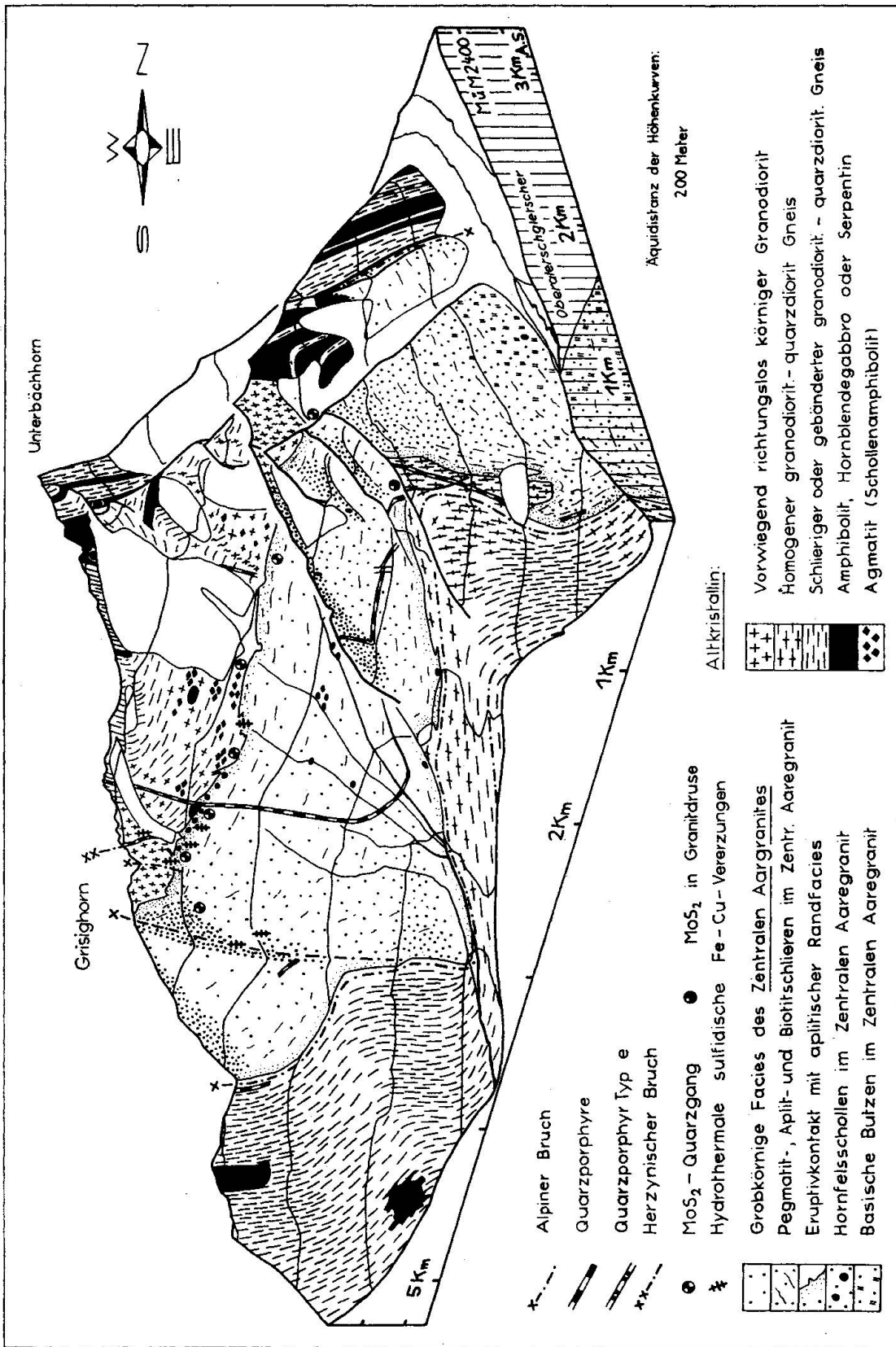


Fig. 1. Blockdiagramm der Grisighorn-Granitzone.



Zentralen Aaregranit und das überlagernde Altkristallin (Fig. 1 und 9). Besonders schön sind solche Vererzungen bei Koordinaten 638.550/137.700/3020 aufgeschlossen (Fig. 2).

Die metasomatischen Erzgänge werden ihrerseits von jüngern Aplit- und Pegmatitgängen des Zentralen Aaregranites durchkreuzt<sup>2)</sup>. Es handelt sich hier um die einzigen sulfidischen Fe-Cu-Vererzungen im Aarmassiv, deren relatives Alter bestimmt und deren Zusammengehörigkeit zur Intrusion des Zentralen Aaregranites nachgewiesen ist. Die Fig. 9 soll die Verbreitung und das relative Alter der Vererzungen veranschaulichen.

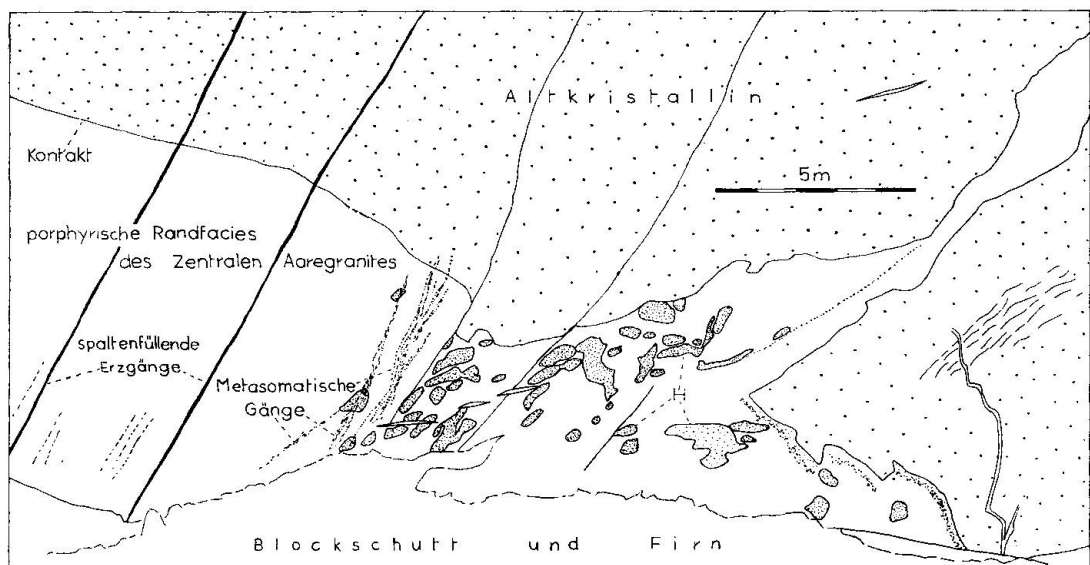


Fig. 2. Schollenkontakt des Zentralen Aaregranites im Grisighorn-Nordgrat mit Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen, H = Hornfelscholle. (Koordinaten 638.550/137.700/3020.)

lichen. Es handelt sich um typische „gebundene Erzgänge“ nach STEINMANN (in SCHNEIDERHÖHN 1941), die in der Grenzregion zwischen Erup-tivgestein und Dach auftreten. Eine ähnliche räumliche Verteilung im Grenzbereich Granit-Altkristallin zeigen die jüngeren Molybdänglanz-Quarzgänge und -nester. Molybdänglanz wurde ausserdem in einer Pegmatitdruse in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites gefunden.

<sup>2)</sup> Die Aplitgänge (Mineralbestand in Vol.-%: 30—40% Quarz, ~30% Kalifeldspat, ~30% Albit und ~0,5% Biotit) und die Muskowit-Quarz-Kalifeldspat-Albit-Pegmatite sind in STECK 1966 beschrieben.

### 3. Die spaltenfüllenden Erzgänge

Die Mächtigkeit der spaltenfüllenden Erzgänge variiert zwischen 0 und 20 cm. Die Gänge bildeten bei der tertiären alpinen Orogenese bevorzugte Gleitflächen. Die Gangart und das Erz wirkten als Schmiermittel. Durch die ebenfalls E-streichende zweite alpine Schieferung ( $S_2$ ) (Fig. 9) wurde das primäre Gefüge der Erzgänge vollständig überprägt, während unmittelbar daneben der massige Granit im allg. durch die Verschieferung verschont blieb. Wir finden heute nur alpine Erzgangbreccien (Fig. 3) und Blastomylonite (Fig. 4). Die Mineralien sind alpin rekristallisiert, umgewandelt oder neugebildet worden. Es sind auch Stoffe mobilisiert und wegtransportiert worden. Ein Zeugnis hierfür sind Bleiglanz- und Zinkblendekristalle in mit Quarz gefüllten, alpinen Zerrklüften in der Umgebung der Erzgänge.

In den Erzgängen fehlen die für verwandte, primäre Erzlagerstätten charakteristischen Erzmineralverwachsungen, auf Grund welcher Angaben über Bildungstemperatur, Mineralsuccessionen usw. gemacht werden könnten.

Es wurden in den spaltenfüllenden Erzgängen folgende Mineralien bestimmt:

Hauptgemengteile: ( > 10 Vol.-% )	Nebengemengteile: ( 0,5—10 Vol.-% )	Accessorien: ( < 0,5 Vol.-% )
Magnetkies	Kupferkies	Pyrit
Quarz	Muskowit	Zinkblende
Biotit		Bleiglanz
Chlorit		Molybdänglanz
Talk		ged. Wismut
Granat		Pb-Bi-Sulfosalz
Calcit		Limonit
		Aktinolith
		Epidot-Orthit
		Zirkon
		Rhodochrosit
		Kalifeldspat

Durch die alpine Mylonitisierung der Erzgänge entstand ein wirres, in seiner Zusammensetzung von Ort zu Ort rasch wechselndes Gemenge der verschiedenen Mineralien. Die Hauptgemengteile können in einem Handstück im Maximum in den folgenden, geschätzten Volumenprozenten auftreten: Magnetkies 40%, Kupferkies 5%, Biotit 80%, Quarz 90%, Chlorit 10%, Calcit 30% und Granat 5%. Die Erzmineralien findet man meist zusammen mit der Gangart-Mineralparagenese: Biotit, Muskowit, Chlorit, Granat, Quarz und evtl. Talk.

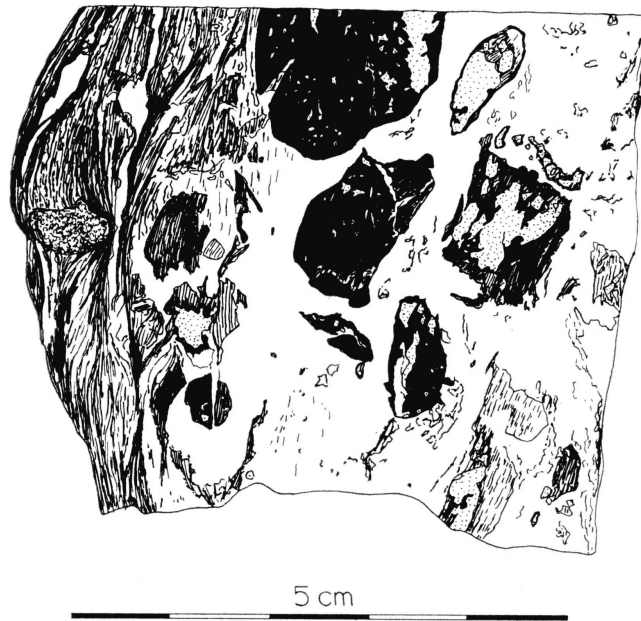


Fig. 3. Erzgangbreccie.

Weiss = Quarz, punktiert = Magnetkies,  
schwarz und schraffiert = vorwiegend Biotit.

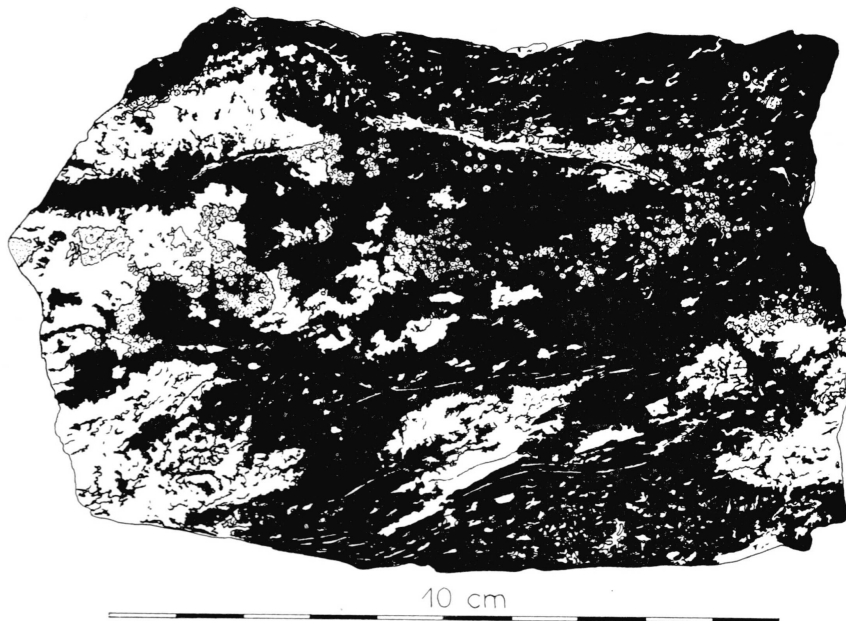


Fig. 4. Alpin in einen Blastomylonit umgewandelter Erzgang.

Weiss = Magnetkies, punktiert = Granat,  
schwarz = Biotit, Chlorit, Quarz und Accessorien.

*Beschreibung der opaken Erzminerale*

*Sämtliche* opaken Erzminerale wurden mit Röntgen-Pulveraufnahmen bestimmt.

Der *Magnetkies* ist durch die alpine Verschieferung in unregelmässige Lagen und Linsen ausgequetscht worden und postdeformativ in einem sehr regelmässigen, polygonalen Mosaikgefüge rekristallisiert.

*Pyrit* und *Markasit*. Von den Kornrändern und von Rissen aus ist der Magnetkies in bis 0,07 mm breiten, sehr feinkörnigen Säumen in Markasit und Pyrit umgewandelt worden (wie Abb. 415 in RAMDOHR (1960) zeigt). Es handelt sich um postkinematische Bildungen, die möglicherweise durch Verwitterung entstanden sind.

Der *Kupferkies* ist wie der Magnetkies alpin verrieben worden und postkinematisch in einem sehr regelmässigen polygonalen Mosaikgefüge rekristallisiert. An schattigen und feuchten Felspartien überziehen dünne, grüne *Malachitkrusten* den Granit. Es handelt sich um ein Verwitterungsprodukt des Kupferkieses.

Die *Zinkblende* ist im Dünnschliff intensiv rotbraun gefärbt. Gitterkonstante  $a_0 = 5,422 \pm 0,005 \text{ \AA}$ . Die Einzelkörner und Aggregate sind in der Regel kleiner als 0,5 mm. In alpinen Zerrklüften in der Nähe eines Erzganges sind im Quarz bis 0,8 mm grosse Zinkblende-Kristalle eingewachsen. Für diese Zinkblenden wurde die gleiche Gitterkonstante bestimmt.

Der *Bleiglanz* bildet bis 0,1 mm grosse Körner.

*Molybdänglanz* (Molybdänit-2 H). Die bis 0,5 mm grossen Blätter sind meist zerknittert und verbogen. Man findet solche deformierte Molybdänglankristalle als Einschluss in rekristallisiertem Kupferkies. Das Alter der Kristallisation des Molybdänglanzes ist unbestimmt. Es könnte sich um ein Relikt aus der primären hercynischen Vererzung handeln.

*Gediegen Wismut* findet man als häufigen Einschluss in einem nicht näher bestimmten Pb-Bi-Sulfosalz und selten im Magnetkies.

Das *Pb-Bi-Sulfosalz* ist in Farbe und Reflexionsvermögen sehr ähnlich Bleiglanz. Es unterscheidet sich von letzterem durch seine etwas grössere Schleifhärte, durch eine deutliche Bireflexion und sehr auffallende Anisotropie bei gekreuzten Nicols. Die rundlichen bis kurzstengeligen Körner sind bis 0,1 mm gross. Das Mineral wird näher untersucht. Nach einer ersten qualitativen Untersuchung mit der Röntgen-Microsonde enthält das Mineral in beträchtlicher Menge Blei, Wismut und Schwefel. Ich möchte Herrn Prof. H. SCHWANDER für die Bestimmung sehr herzlich danken. Auf Grund der Röntgenpulveraufnahme konnte das Mineral

nicht identifiziert werden. Ich vermute, dass es sich um ein noch unbekanntes Mineral handelt.

### *Beschreibung der durchsichtigen Mineralien*

Der *Quarz* ist gegen die Erzminerale und Karbonat in der Regel idiomorph ausgebildet.

Die meisten *Biotite* sind parallel  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  intensiv grün gefärbt. Daneben gibt es alle Farbübergänge bis zu einem schmutzig braunen Typ. Die *Biotite* in einem fast monomineralischen Talkfels sind alle braun gefärbt. Die Bestimmungsdaten der *Biotite* lauten wie folgt:

Intensiv grüner Biotit:

Farbe im Dünnschliff: parallel  $n_\alpha$  gelblich, fast farblos, parallel  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  intensivgrün  
 Lichtbrechung:  $n_\beta = 1,657 \pm 0,005$   
 Achsenwinkel:  $2V_x = 2^\circ$

Brauner Biotit:

Farbe im Dünnschliff: parallel  $n_\alpha$  gelblich, fast farblos, parallel  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  braun  
 Achsenwinkel:  $2V_x = 3^\circ$

*Muskowit* ist oft mit Biotit parallel zu den {001}-Flächen verwachsen. Achsenwinkel  $30^\circ$  bis  $40^\circ$ .

*Talk* fand ich nur in Erzgangblöcken (nicht anstehend) aus den altkristallinen Hüllgesteinen des Zentralen Aaregranites. Das Mineral bildet gelegentlich einen fast monomineralischen Fels. Im Dünnschliff erkennt man ein richtungsloses Gefüge von Sphärolithen. Dort wo *Talk* und *Biotit* gemeinsam auftreten, sind sie meist mit der Basisfläche {001} miteinander verwachsen. Das Mineral ist einachsige bis schwach zweiachsige negativ. Die Bestimmung als *Talk* wurde röntgenographisch bestätigt.

Der *Chlorit* ist durch eine sekundäre Umwandlung von *Biotit* entstanden. Es können im Dünnschliff alle Übergänge zwischen *Biotiten*, die nur einzelne *Chlorit*lamellen enthalten, und *Biotiten*, die nur noch als dünne Lamellen im neugebildeten *Chlorit* als Relikte erhalten sind, beobachtet werden. In einigen Gesteinsproben fand ich neben *Chlorit* nur in Erzknauern eingeschlossenen einzelne *Biotit*schüppchen, die hier wahrscheinlich als gepanzerte Relikte erhalten geblieben sind. Die Untersuchungen ergaben folgende Daten:

Farbe im Dünnschliff:	parallel $n_x$ gelblich, fast farblos, parallel $n_\beta$ und $n_\gamma$ graugrün
Lichtbrechung:	$n_\beta = 1,654 \pm 0,002 - 1,660 \pm 0,002$
Achsenwinkel:	$2V_x = 2^\circ$ (selten bis $10^\circ$ )

Die Doppelbrechung ist klein, die Interferenzfarbe anomal violettgrau.

Nach einer Röntgen-Pulveraufnahme handelt es sich um einen Orthochlorit. Nach den optischen Daten liegt ein Thuringit vor.

Die makroskopisch braunroten bis gelbbraunen *Granate* sind idiomorph gewachsen. Die Granatkörner sind in der Regel kleiner als 1 mm. Sie zeigen unverzerrten Habitus. An 200 Kristallen wurde unter dem Binokular nur das Rhombendodekaeder {110} als kristallographische Form bestimmt. Die Granate enthalten oft Einschlüsse von Erz, Biotit, Muskowit, Chlorit und anderen nicht bestimmten Mineralien. Die Granate sind in der Regel schwach doppelbrechend. Die Untersuchungen ergaben folgende Bestimmungsdaten:

Lichtbrechung  $n = 1,785 \pm 0,003$ , Gitterkonstante  $a_0 = 11,674 \pm 0,002 \text{ \AA}$ . Die kristallographische Form, die Farbe, die Lichtbrechung und die Gitterkonstante stimmen mit den Daten der sicher alpin gewachsenen Granate im Zentralen Aaregranit überein; sie unterscheiden sich eindeutig von den primären hereynischen Granaten in den metasomatischen Erzgängen und im von der alpinen metamorphose wenig überprägten Granit (STECK 1966). Es ist evident, dass der Granat alpin neugebildet wurde.

*Aktinolith* wurde in feinfaserigen Büscheln in einem Handstück gefunden, das nur aus Quarz, Karbonat und Talk besteht. Die Bestimmung wurde röntgenographisch bestätigt.

*Pistazit* tritt oft, meist verwachsen mit einem wolzig braun gefärbten *Orthit* auf.

Das makroskopisch weisse, im Dünnschliff farblose Karbonat wurde röntgenographisch als *Calcit* bestimmt.

*Rhodochrosit*. Die sulfidischen Erze sind oft mit einer dünnen Haut eines gelblichen Minerals mit hoher Doppelbrechung überzogen. Mit einer Pulver-Röntgenaufnahme wurde das Mineral als Rhodochrosit bestimmt.

Einen *monoklinen Kalifeldspat* findet man gelegentlich als Zwickelfüllung zwischen Erzmineralien und Splittern von postkristallin zerbrochenen alpinen Granaten. Die Kristalle löschen stark undulös aus.  $2V_x$  beträgt ungefähr  $30^\circ$ . Das Mineral wurde anhand der folgenden Daten als Na-armen monokliner Kalifeldspat bestimmt (TUTTLE 1952):

Lichtbrechung  $n_x = 1,519 \pm 0,001$ ,  $n_\beta$  und  $n_\gamma = 1,524 \pm 0,002$ . Nach

einer Pulver-Röntgenaufnahme ist der Kalifeldspat monoklin ( $\Delta = 0$ , GOLDSMITH and LAVES 1954).

#### 4. Die metasomatischen Bildungen

In der Fig. 5 sind charakteristische metasomatische Erzgänge in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites dargestellt. Die Greisen-ähnlichen Bildungen<sup>3)</sup> werden diskordant von Aplitgängen durch-

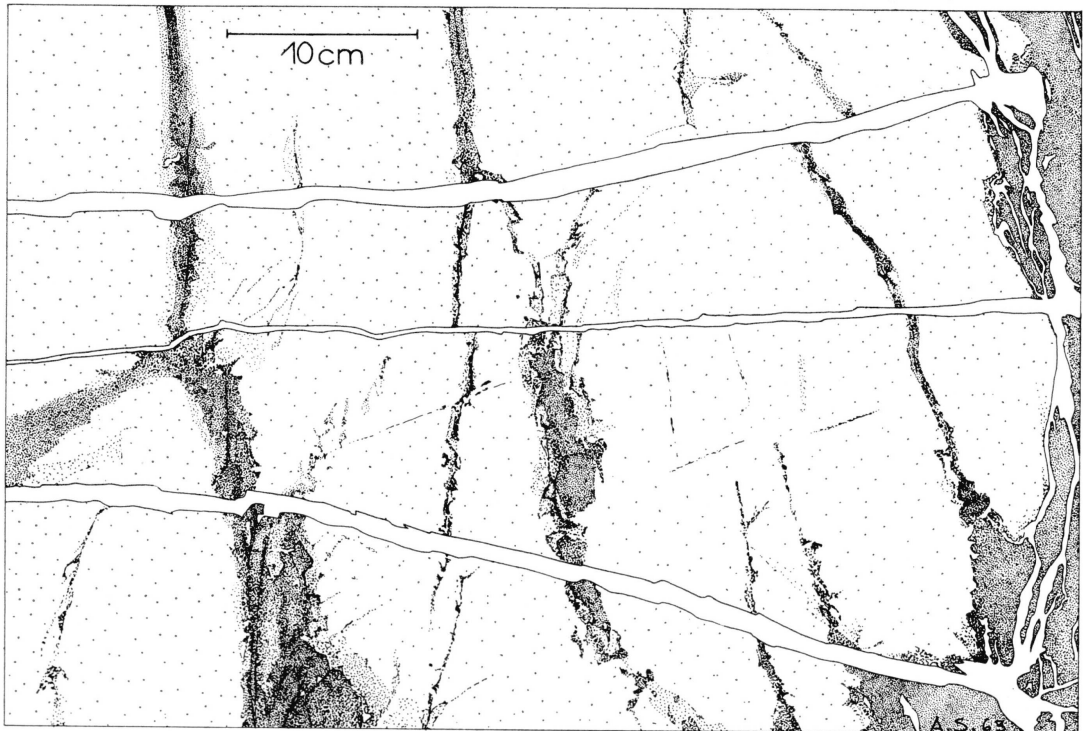


Fig. 5. Aplite durchschlagen Greisen-ähnliche<sup>3)</sup>, metasomatische Erzgänge in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites. (Koordinaten 638.550/137.700/3020.)

schlagen. An einer andern Stelle wird ein metasomatischer Gang von einem jüngern Molybdänglanz-Quarzgang gekreuzt. Die metasomatischen Bildungen treten folgendermassen auf: Eine Kluft, das heisst ein spaltenfüllender Erzgang oder wie auf der Fig. 5 ein haarfeiner Riss, wird symmetrisch von einem dunklen, graugrünen Saum begleitet. Letzterer ist wenige Millimeter bis einige Decimeter mächtig. Dort wo die Spalten

<sup>3)</sup> Greisen-ähnlich nur in bezug auf die makroskopische Erscheinung — nicht stofflich!



unregelmässig verlaufen, oder wo mehrere Klüfte nahe beieinander liegen, entstehen unregelmässige Schlieren und Nester. Schon makroskopisch erkennt man in vielen einfachen Bändern eine zur Kluft symmetrische Zonarstruktur. Eine Biotit-Granatfelslinse aus dem Zentralen Aaregranit wird infolge ihrer mineralogischen Ähnlichkeit ebenfalls zu diesen metasomatischen Bildungen gerechnet. Im Gegensatz zu den leicht deformierbaren spaltenfüllenden Erzgängen ist der metasomatisch veränderte Granit des Vorkommens bei Koordinaten 638.550/137.700/3020 in der Regel nicht alpin verschiefert; das primäre Gefüge ist noch gut erhalten.

### Mikroskopische Untersuchungen

Das präexistierende Gestein der untersuchten Proben ist die aplitische oder porphyrische Randfacies des Zentralen Aaregranites. Durch die

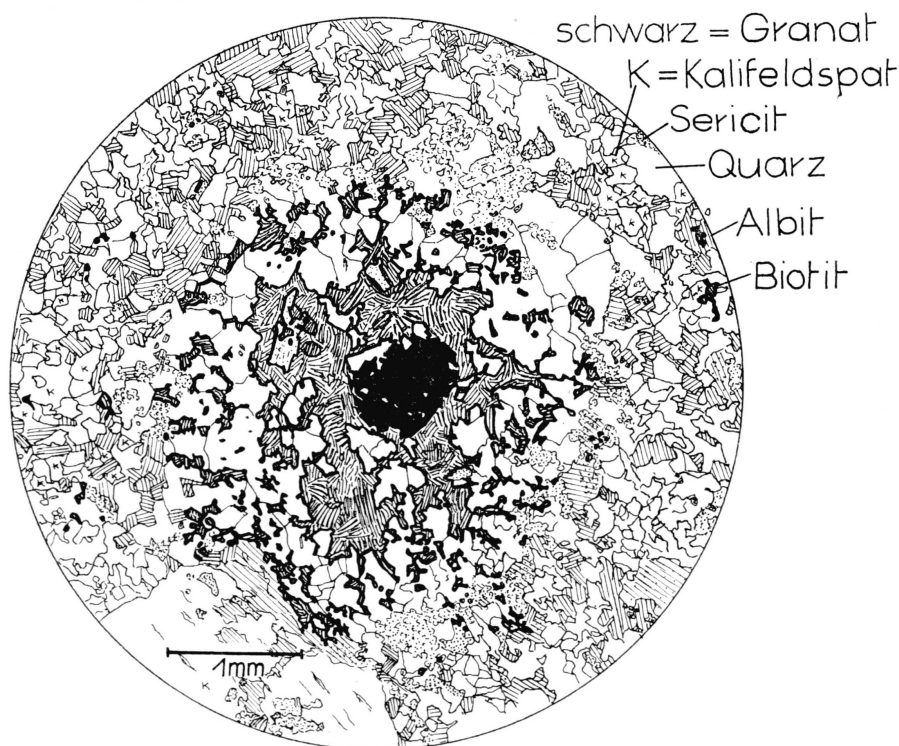


Fig. 6. In einem Flecken, 1 cm von einem metasomatischen Erzgang entfernt, sind die Mineralien der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites in Sericit, Biotit und Granat umgewandelt. Charakteristisch ist die zonare Verteilung der Mineralneubildungen: Randlich sind die Aplit-Feldspäte in Sericit umgewandelt. Weiter innen folgt ein Ring von Biotit und Quarz. Im Zentrum ist ein Granatkorn von einem biotitreichen Saum umgeben. Man beachte auch die Strukturänderung: Im Aplit ist der Quarz symplektitisch mit den Feldspäten verwachsen. Im metasomatisch umgewandelten Bereich bilden die Körner ein polygonales Mosaikgefüge.

Die einzelnen Kristalle sind hier im Mittel doppelt so gross als im Aplit.



metasomatisch zugeführten Lösungen wurden die Feldspäte in Muskowit, Biotit, Granat und Epidot umgewandelt. Ausserdem entstand Zinkblende als neues Mineral. In der zentralen Kluft treten die gleichen Sulfide wie in den spaltenfüllenden Erzgängen auf.

Bei schwacher Umwandlung der Feldspäte ist der *Quarz* noch unverändert, symplektitisch mit den Feldspäten verwachsen. Mit zunehmender Umwandlung der Feldspäte nimmt die Korngrösse zu. Schliesslich entsteht ein polygonales Quarzmosaikgefüge. Die neugebildeten Quarzkörner sind ungefähr doppelt so gross als die primären (Fig. 6).

Der *Muskowit* bildet zuerst feine Schüppchen in den Feldspäten. Bei stärkerer Umwandlung findet eine Sammelkristallisation statt; es entstehen einzelne bis 0,7 mm grosse Einkristalle. Der Achsenwinkel der Muskowite variiert zwischen 30 und 40°.

*Biotit*. Es wird einerseits Feldspat in Biotit andererseits ebenfalls der neugebildete Muskowit in Biotit umgewandelt. Biotit und Muskowit sind oft parallel {001} miteinander verwachsen. Die Korngrösse der Biotite variiert zwischen 0,02 und 0,2 mm. Die Untersuchungen ergaben folgende Bestimmungsdaten:

Farbe im Dünnschliff:	parallel $n_\alpha$ gelblich, fast farblos, parallel $n_\beta$ und $n_\gamma$ intensivgrün
Lichtbrechung:	$n_\beta = 1,658 \pm 0,002$
Achsenwinkel:	$2V_x = 0-2^\circ$

Nach den Tabellen von TRÖGER handelt es sich um einen eisenreichen Biotit.

Der *Granat* bildet bis 0,2 mm grosse, fremdgestaltige Porphyroblasten, die zahlreiche Einschlüsse von nicht im Mikroskop bestimmbar Mineralien enthalten. An den Granaten der Probe SH 474 wurden folgende Daten bestimmt:

Farbe (makroskopisch):	weinrot
Lichtbrechung:	$n = 1,815 \pm 0,003$
Gitterkonstante:	$a_0 = 11,560 \pm 0,002 \text{ \AA}$

Nach der Berechnung aus dem modalen Mineralbestand (Fig. 7) und der Gesamtgesteinsanalyse (Tab. 1) handelt es sich um einen Granat, der aus 82 Mol-% Almandin und 18 Mol-% Spessartin besteht. Dieser primäre Granat unterscheidet sich eindeutig von den alpin umgewandelten oder neugebildeten sekundären Granaten in den spaltenfüllenden Erzgängen.

Der *Epidot* ist ein Pistazit mit deutlich hellgelbem Pleochroismus.

#### 4.1. Der Bau der metasomatischen Erzgänge

Bei den meisten metasomatischen Erzgängen bildet eine zentrale Kluft die Symmetrieebene des Ganges. Von zwei solchen Gängen wurde die räumliche Verteilung der Mineralien in je einem Dünnschliff, der senkrecht zur Kluft orientiert ist, quantitativ mit dem Pointcounter ausgemessen.

##### Mineralverteilung im Dünnschliff SH 482 (Fig. 7)

Dieser Dünnschliff misst in der Länge 7,5 cm (senkrecht) und in der Breite 2,8 cm (parallel zur Kluft = Symmetrieebene des Ganges). Der Dünnschliff wurde in 1 mm breite und 2,8 cm lange Streifen (Schliffbreite) parallel zur Kluft unterteilt. Für jeden Streifen wurde das Mineralverhältnis nach dem „pointcounter“-Verfahren ausgezählt. Aus den 1500 Punkten eines 1 mm breiten Streifens berechnete ich anschliessend das prozentuale Mineralverhältnis. Das Ergebnis ist auf der Fig. 7 dargestellt.

Der Gang ist symmetrisch zur zentralen Kluft gebaut. Auf der Darstellung ist deutlich sichtbar, dass die Umwandlung des Granites (aplitische Randfacies des Zentralen Aaregranites) ausser im Gangzentrum noch in zwei symmetrisch angeordneten Lagen, je 2 cm von der Gangmitte entfernt, zwei weitere Maxima bildet.

##### Mineralverteilung im Dünnschliff SH 537 (Fig. 8)

Der Dünnschliff SH 537 misst 7,5 cm  $\times$  2 cm. Er wurde gleich wie der Dünnschliff SH 482 ausgezählt. In den 1 mm breiten und 2 cm langen (Schliffbreite) Streifen wurden die Mineralien an 1000 Punkten nach dem „pointcounter“-Verfahren bestimmt und gezählt. Das Ergebnis ist auf der Fig. 8 dargestellt. Der Gang liegt in der porphyrischen Randfacies des Zentralen Aaregranites. Die Einsprenglinge von Quarz und Feldspat beeinflussen das Bild stark; es können aber trotzdem aus dieser Figur die charakteristischen Eigenschaften des Ganges festgestellt werden.

Der Gang SH 537 ist einfacher gebaut als der Gang SH 482. 1,3 cm von der Kluft entfernt nimmt der Muskowit-, Biotit-, Granat- und Quarzgehalt gegen die Gangmitte allmählich zu, während der Kalifeldspat- und Albitgehalt stark abnimmt. Im Gangzentrum ist am meisten Feldspat umgewandelt. In diesem Dünnschliff sind die Feldspäte auch ausserhalb des eigentlichen Ganges in einzelnen Nestern metasomatisch umgewandelt worden (Fig. 6). In diesem Gang findet man nur vereinzelte Zinkblendekriställchen.

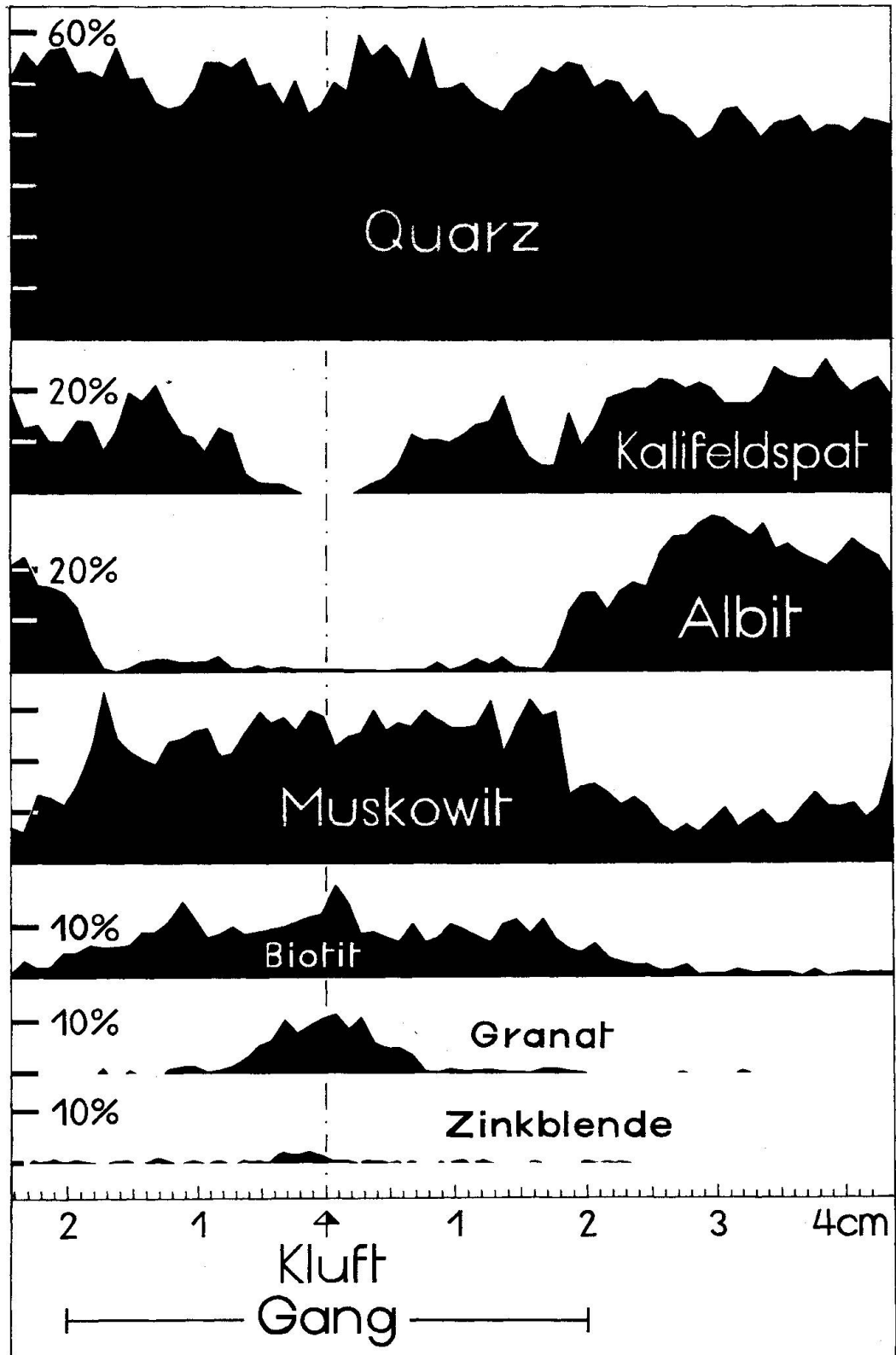


Fig. 7. Zonare Mineralverteilung im metasomatischen Erzgang SH 482 in der aplitischen Randfacies des Zentralen Aaregranites. (Koordinaten 638.550/137.700/3020.)

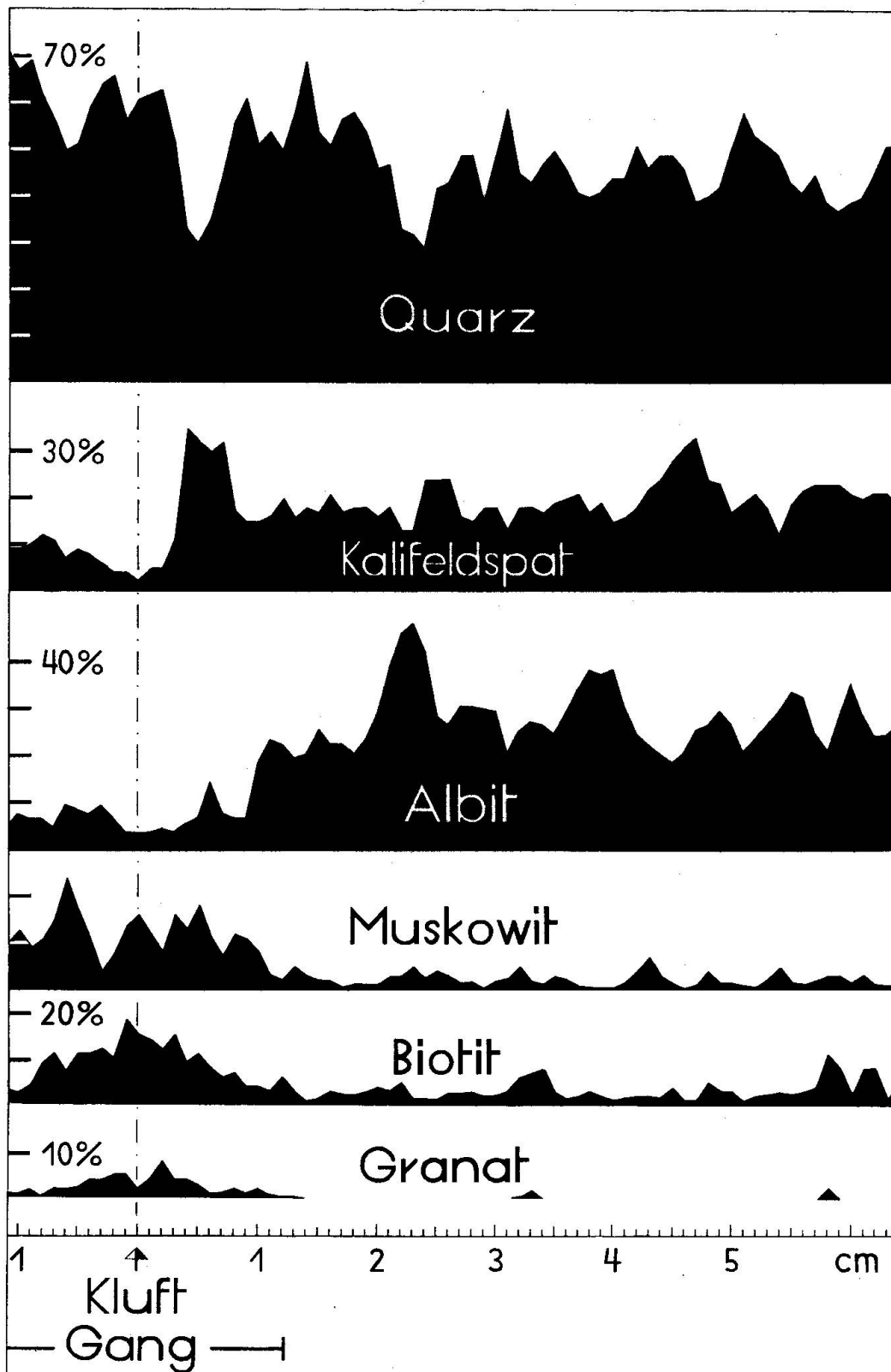


Fig. 8. Zonare Mineralverteilung im metasomatischen Erzgang SH 537 in der porphyrischen Randfacies des Zentralen Aaregranites. (Koordinaten 638.550/137.700/3020.)

4.2. *Der Chemismus des metasomatischen Ganges SH 482*

Um die chemischen Veränderungen quantitativ erfassen zu können, wurde vom Gang SH 482 an einer 1 cm breiten Probe aus dem Gangzentrum und einer gleichbreiten Probe 5 cm von der Gangmitte entfernt je eine Gesamtgesteinsanalyse durchgeführt:

Tabelle 1. *Chemische Gesteinsanalysen*

	Probe SH 482a (Aplit. Randfacies des Zentralen Aaregranites)	Probe SH 482b (Probe aus der Gangmitte)
SiO <sub>2</sub>	74,30 Gew.-%	67,70 Gew.-%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,73	13,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	7,6
MnO	0,24	1,15
MgO	0,50	0,08
CaO	1,01	0,56
Na <sub>2</sub> O	3,88	0,82 Analytiker:
K <sub>2</sub> O	3,73	3,67 Fr. E. Hiltbrand
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05
H <sub>2</sub> O	2,41	4,00
Summe	99,94 Gew.-%	99,46 Gew.-%
si	450	364,7
al	45,5	43,4
fm	10,8	36,6
c	6,6	3,2
alk	37,1	16,8
k	0,38	0,75
mg	0,40	0,02
ti	0,22	0,32
p	0,04	0,13
Dichte	2,64	2,84

Ich halte es auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen für wahrscheinlich, dass die metasomatische Verdrängung der Granitminerale bei ungefähr konstantbleibendem Gesteinsvolumen vor sich gegangen ist. Deshalb werden im folgenden erstens die Gewichtsanteile der Oxyde und zweitens die molekularen Äquivalentzahlen der Oxyde in gleichen Volumen einander zum Vergleich gegenübergestellt. Die Werte wurden folgendermassen berechnet: Zuerst wurden die Gew.-%-Zahlen der Ana-

lyse der Probe SH 482b (Tabelle 1) mit dem Faktor 1,075 multipliziert und dann die erhaltenen Gewichtsanteile der verschiedenen Oxyde und die Gew.-% der Oxyde der Analyse der Probe SH 482a durch die entsprechenden Molekulargewichte dividiert und mit 1000 multipliziert. Der Faktor 1,075 ergibt sich durch Division der Dichte der Probe SH 482b (2,84) durch die Dichte der Probe SH 482a (2,64).

Tabelle 2. *Chemische Analysen der Tabelle 1, umgerechnet auf gleiche Gesteinsvolumen*

	Probe SH 482a	Probe SH 482b
SiO <sub>2</sub>	74,35 Gew.-%	73,16 Gew.-% × 1,075
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,74	14,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	8,21
MnO	0,24	1,25
MgO	0,50	0,09
CaO	1,01	0,6
Na <sub>2</sub> O	3,88	0,88
K <sub>2</sub> O	3,73	3,97
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05
H <sub>2</sub> O	2,41	4,3
Summe	100 Gew.-%	107,5 Gew.-% × 1,075

Tabelle 3. *1000fache molekulare Äquivalentzahlen der Proben SH 482a und SH 482b berechnet für gleiche Gesteinsvolumen*

	Probe SH 482a	Probe SH 482b
SiO <sub>2</sub>	1238	1218
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	125	145
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7	61
MnO	3,5	17
MgO	12	2
CaO	18	10
Na <sub>2</sub> O	63	14
K <sub>2</sub> O	39	42
TiO <sub>2</sub>	0,6	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,45
H <sub>2</sub> O	133	239

Es wurden metasomatisch Wasser und die Elemente Fe und Mn zugeführt und die Elemente Na, Ca und Mg wegtransportiert.

### 4.3. Eine Biotit-Granatfelsteinse

Die Linse ist am Nordfuss des Grisighorn-Ostgrates bei Koordinaten 638.800/137.400/2880 aufgeschlossen. Sie findet sich 200 m von einem metasomatischen Erzgang entfernt.

Die 2,5 m hohe und 60 cm breite Linse steht lotrecht. Am Kontakt zum grobkörnigen Aaregranit wird sie durch alpine Scherflächen ( $S_3$ ) (STECK 1966), die N-streichen und senkrecht stehen, begrenzt. Die Linse besteht aus 10 Vol-% Biotit und 90 Vol-% Granat. Die wenige Centimeter mächtige Scherzone am Kontakt zum Zentralen Aaregranit enthält ausserdem über 50 Vol-% Quarz. Als Accessorien treten Quarz, Muskowit, Chlorit, Zirkon, Monazit und Erz auf. Die Korngrösse von Biotit und Granat variiert zwischen 0,03 und 0,2 mm. Biotit-reichere und Biotit-ärmere Partien wechseln miteinander schlierig ab. Das Gefüge ist richtungslos körnig, die im Umriss eigengestaltigen Granate sind an der Kornoberfläche unregelmässig mit Biotit verzahnt.

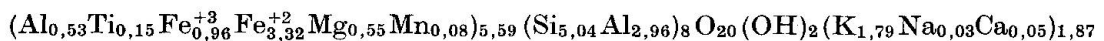
Am *Biotit* wurden folgenden optischen Daten bestimmt:

Farbe im Dünnschliff:	parallel $n_\alpha$ hellgelblich, fast farblos, parallel $n_\beta$ und $n_\gamma$ intensivgrün
Lichtbrechung:	$n_\beta = 1,658 \pm 0,002$
Achsenwinkel:	$2V_x = 0-2^\circ$

Tabelle 4. *Chemische Analyse des Biotites aus der Biotit-Granatfelsteinse (Probe SH 529)*

SiO <sub>2</sub>	31,30 Gew.-%	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,45	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,95	
FeO	24,75	
MnO	0,66	
MgO	2,32	Analytiker:
CaO	0,28	E. Spycher
Na <sub>2</sub> O	0,11	
K <sub>2</sub> O	8,75	
TiO <sub>2</sub>	0,13	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	
H <sub>2</sub> O	5,07	
Summe	99,83 Gew.-%	

Aus dieser Analyse lässt sich nach FOSTER (1960) folgende Mineralformel berechnen:



Die Formel zeigt, dass ein Lepidomelan vorliegt, was auch optisch gefunden wurde.

Der *Granat* ist makroskopisch weinrot gefärbt. Von 86 Granatkörnern wurde unter dem Binokular die Tracht bestimmt: 84 Körner zeigten nur das Deltoidikositetraeder {211} und 2 Körner nur das Rhombendodekaeder {110}. Von einem Deltoidikositetraeder und einem Rhombendodekaederkorn wurde je die Gitterkonstante und die Lichtbrechung bestimmt:

$$\begin{aligned} \text{Deltoidikositetraeder-Granatkorn: } n &= 1,810 \pm 0,003 \\ &a_0 = 11,557 \pm 0,002 \text{ \AA} \\ \text{Rhombendodekaeder-Granatkorn: } n &= 1,818 \pm 0,003 \\ &a_0 = 11,555 \pm 0,002 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Die beiden Granate unterscheiden sich kaum voneinander. Die Daten sind ebenfalls gleich wie bei den Granaten der metasomatischen Erzgänge. Es handelt sich nach dem Diagramm von H. WINCHELL (1958) um almandinreiche Granate.

*Chlorit.* Viele Biotite sind in schmalen Streifen parallel {001} in Chlorit umgewandelt. Der Chlorit besitzt positive Elongation und anomal blau-graue Interferenzfarbe wie der alpin gebildete Thuringit in den spaltenfüllenden Erzgängen.

Ein einzelnes Korn wurde in den zwei untersuchten Dünnschliffen mit einer Pulver-Röntgenaufnahme als *Monazit* bestimmt.

##### 5. Zur Genese der Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen

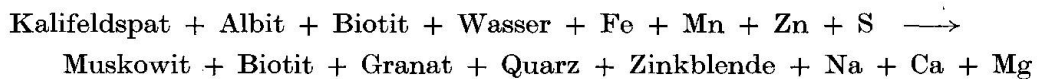
In einer späten Phase der hercynischen Orogenese drang die zentral-aargranitische Schmelze durch Spalten in eine kristalline Gesteinsserie, die vorwiegend aus migmatischen Gneisen und Amphiboliten bestand, welche in der Almandin-Amphibolitfacies kristallisiert waren. Die Schmelze erstarrte als Biotitgranit. An den messerscharfen Eruptivkontakten bildete sich eine aplitische Randfacies, die ich als raschen Abkühlungssaum deute. Massenspektrometrische Rb-Sr-Isotopenbestimmungen an Granitproben (Gesamtgestein) ergaben nach WÜTHRICH (1965) ein durchschnittliches Isotopenalter von 277 Mill. Jahren. Die Petrographie und Tektonik des Zentralen Aaregranites der Region des Grisighornes ist in STECK (1966) beschrieben.

Unmittelbar im Anschluss an die Intrusion des Zentralen Aaregranites drangen in E-streichende Klüfte in der obersten Aufstülpung der Grisighorn-Granitzunge und ihren vorwiegend granitoiden Dachgesteinen sul-



fidische und vermutlich hochhydrothermale Erzlösungen (Fig. 1 und 9). Wahrscheinlich führte die Abkühlung der aufsteigenden Erzlösungen in der Übergangszone zwischen dem noch heissen Granit und dem kalten Nebengestein zur Bildung der verschiedenen Vererzungen an diesem Ort. Die Platznahme des Granites und die Vererzung im Oberkarbon oder Unterperm fand nicht näher als 2,5 km, wahrscheinlich viel tiefer, unter der damaligen Erdoberfläche statt. Die 2,5 km entsprachen der Vertikaldistanz zwischen den Vererzungen und der Erdoberfläche Ende Perm, vor der Ablagerung der mesozoischen Sedimente auf das Aarmassiv, als das hercynische Gebirge vollständig abgetragen war. Die Gesteine über den Vererzungen sind heute wegerodiert. Die räumliche Lage der ehemaligen Triastransgressionsfläche im Gebiet des Grisighornes kann aber auf Grund der genauen geologischen Kartierung des westlichen Aarmassivs (SWIDERSKI 1919, HUTTENLOCHER 1921, SCHENKER 1946, BAER 1959, LABHART 1965 und STECK 1966) rekonstruiert und damit der vertikale Abstand zwischen der Triasbasis und den Vererzungen ermittelt werden.

Die auf Klüften zirkulierenden Lösungen führten einerseits Wasser und die Elemente Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Mo, Bi und S zu; andererseits wurde Na und Ca wegtransportiert. Es entstanden spaltenfüllende Erzgänge und durch Reaktion der Lösungen mit dem Granit metasomatische Bildungen. Auf Grund der Untersuchungen der metasomatischen Gänge formuliere ich die Reaktion der sulfidischen Erzlösungen mit den Granitmineralien folgendermassen:



Der Biotit ist ein Lepidomelan und der Granat ein spessartinreicher Almandin.

Alle spaltenfüllenden Erzgänge sind alpin metamorph, über ihren primären Mineralbestand und ihr primäres Gefüge kann nichts genaues ausgesagt werden. Ich vermute aber, dass durch die gleiche Reaktion zwischen der Erzlösung und den Granitmineralien auch in den spaltenfüllenden Erzgängen bereits primär die Mineralien Muskowit, Biotit und Granat kristallisierten. Hier bildete sich ausserdem Talk.

Die verschiedenen opaken Erzminerale in den spaltenfüllenden und metasomatischen Gängen sind alle während der alpinen Metamorphose rekristallisiert, umgewandelt oder neugebildet worden. Eine Ausnahme bildet vielleicht der Molybdänglanz, der oft in Form von verbogenen Blättern im rekristallisierten Kupferkies eingeschlossen ist.

Auf Grund der Anwesenheit von Lepidomelan und eines spessartinreichen Almandines nehme ich an, dass die Vererzungen bei verhältnismässig hohen Temperaturen, d. h. unter hochhydrothermalen oder pneumatolytischen Bedingungen gebildet wurden.

Die metasomatischen Erzgänge werden von zentralaargranitischen Aplit- und Pegmatitgängen durchschlagen, die, wie ich nachweisen konnte (STECK 1966), auf Kontraktionsklüften des sich abkühlenden Granites intrudiert sind (Fig. 5). Anschliessend wurden die Quarzporphyre und Lamprophyre gefördert.

Die metasomatischen Erzgänge werden von Molybdänglanz-Quarzgängen durchkreuzt. Gleichartige Molybdänglanzvererzungen sind im Lägendgrat noch jünger als die Quarzporphyre (HUTTENLOCHER 1921 und LEDERMANN 1955). In der Grisighorn-Granitzunge treten sie ähnlich wie die Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen in Kontaktnähe, in den obersten Teilen des Granites und den überlagernden, altkristallinen Hüllgesteinen auf (Fig. 1 und 9).

Während der tertiären alpinen Orogenese wurden die Kristallgesteine des Aarmassives durch eine regionale Thermo-Dynamometamorphose überprägt. Im Zentralen Aaregranit kristallisierten synkinematisch mit der Prägung verschiedener Schieferungen die Mineralien Quarz, Albit, Sericit, grüner Biotit, Epidot und Granat, der zu gleichen Teilen aus Almandin-Grossular- und Spessartinkomponente besteht (STALDER 1964, STECK 1966). Stilpnomelan bildete sich im nicht deformierten Granit. Die Vererzungen befinden sich innerhalb der Stilpnomelanzone der alpinen Regionalmetamorphose (E. NIGGLI 1960, 1965).

Zwei alpine Schieferungen herrschen im Gebiet des Grisighornes vor (Fig. 9). Eine erste Schieferung ( $S_1$ ) streicht massivparallel (NE) und fällt mit  $70^\circ$  gegen SE ein. Diese wird von einer jüngern E-streichenden Schieferung ( $S_2$ ) zerschert, die mit  $80^\circ$  gegen Süden geneigt ist. An dieser Schieferung und ihren Mylonitzonen fanden Blattverschiebungen statt. Die gleich orientierten spaltenfüllenden Erzgänge bildeten bevorzugte Gleitflächen. Die Gangfüllungen wurden mylonitisiert (Fig. 4) und in zahlreiche Linsen ausgequetscht. Stellenweise entstanden Erzgangbrecien (Fig. 3). Die Gangminerale sind alpin rekristallisiert, umgewandelt oder neugebildet worden. Sämtliche opaken Erzminerale, nämlich Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, gediegen Wismut und ein Blei-Wismutsulfosalz, sind postkinematisch kristallisiert. Nur einzelne Molybdänglanzblätter sind stark zerknittert und verbogen. Sie sind zum Teil von rekristallisiertem Kupferkies umschlossen. Ebenfalls alpin gebildet wurden Quarz, Biotit, Chlorit, Muskowit, Talk, Aktino-

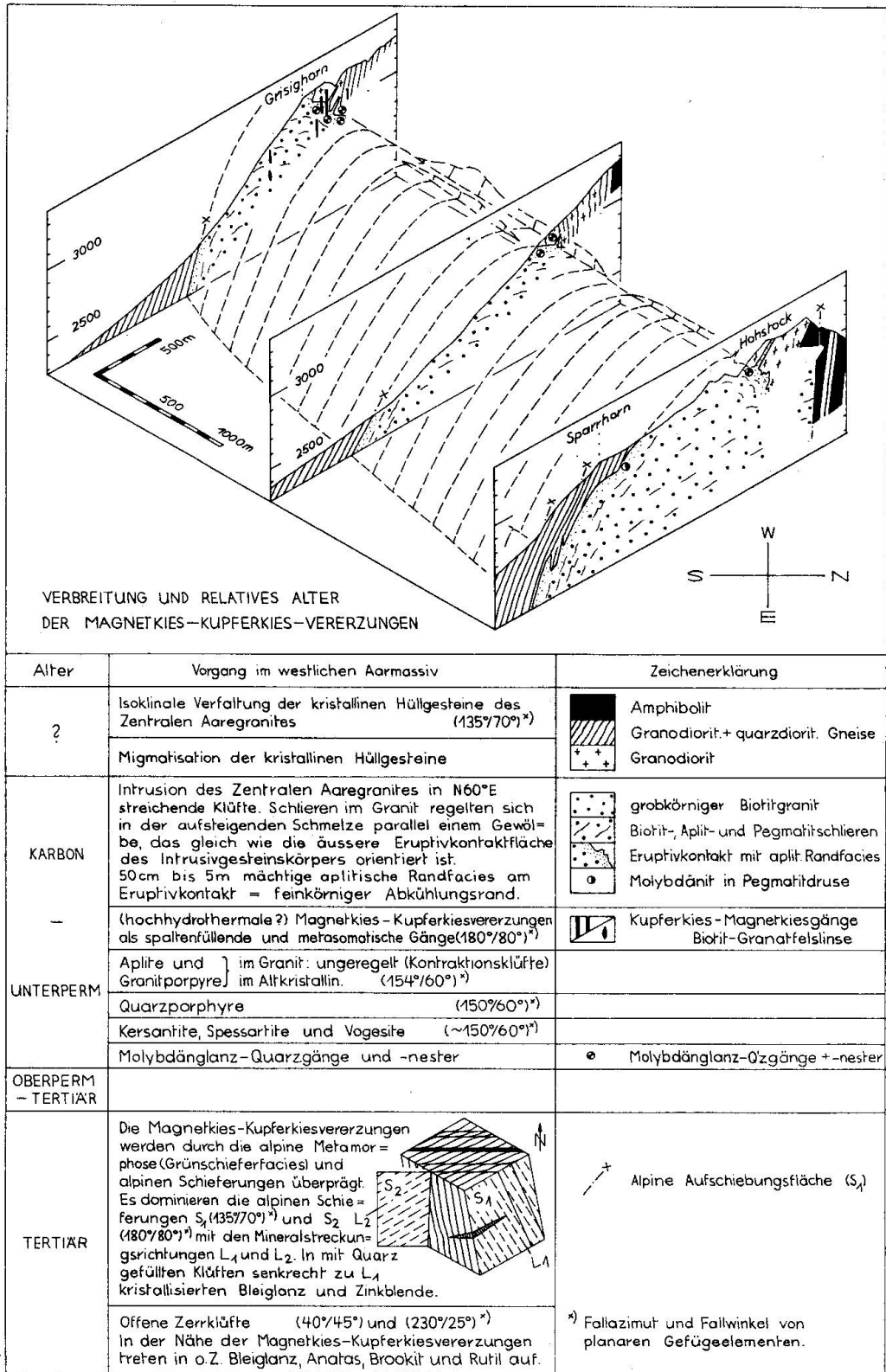


Fig. 9.

lith, Granat, Epidot-Orthit und Calcit. Herzynisch gebildete spessartinreiche Almandine im Zentralen Aaregranit und in den Vererzungen waren unter den Bedingungen der alpinen Metamorphose nicht mehr stabil, sie wurden bei niedrigeren Temperaturen durch Grossular-Spessartin-Almandin-Mischkristalle ersetzt (STECK 1966).

In manchen Dünnschliffen beobachtet man eine synkinematische, retrograde Umwandlung des alpin gebildeten Biotites in Thuringit. In solchen Proben ist der alpine Granat oft infolge jüngster Verschieferungen zerbrochen und ausserdem kristallisierte als Zwickelfüllung im Erz und in den zerbrochenen Granatkörnern ein Na-armer monokliner Kalifeldspat.

Im Gegensatz zu den alpin metamorphen spaltenfüllenden Erzgängen sind die metasomatischen Bildungen oft nicht verschiefert und von der alpinen Metamorphose kaum beeinflusst.

Während der rezenten Verwitterung wurde Malachit und Limonit (Goethit) gebildet und wahrscheinlich auch der Magnetkies in Pyrit und Markasit („birds eye“-Struktur) umgewandelt.

#### Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du massif de l'Aar. Bull. Soc. neuchâtel. Sc. nat. 82, S. 1—160.
- BERRY, L. G. and THOMPSON, R. M. (1962): X-Ray Powder Data for Ore-Minerals: the Peacock Atlas. Geol. Soc. Amer., New York Mem. 85.
- FELLENBERG, E. VON und MOESCH, C. (1893): Geologische Beschreibung des Westlichen Teiles des Aarmassivs, enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Theile des Blattes XVIII der Dufour-Karte. Beitr. geol. Karte Schweiz 21.
- FOSTER, M. D. (1960): Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. Geol. Survey prof. Pap. 354-B, Washington.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954): The mikrokline-sanidine stability relations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 5, pp. 1—19.
- HUTTENLOCHER, H. (1921): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Diss. Bern.
- (1931): Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. XVI 2.
- (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser., Kleinere Mitt. Nr. 4.
- (1936): Zur Mangan-Zinn-Silberlagerstätte aus dem Wasserstollen des Amstegerkraftwerkes. SMPM 16, S. 406—408.
- (1953): Die Vererzungen der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rdsch. 42, S. 93—106.

- LABHART, T. P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 124.
- LEDERMANN, H. (1955): Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Baltschiedertal (Wallis). Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 33.
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Int. Geol. Congr., Rep. 21. Sess. Norden XIII: S. 132—138. Copenhagen.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizeralpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Eclogae geol. Helv. 58/1, S. 335—338.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad.-Verl., Berlin.
- SCHENKER, M. (1946): Geologische Untersuchungen der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 86.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Bd. I: Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Verl. G. Fischer, Jena.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. Beitr. geol. Karte Schweiz. (Im Druck.)
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Massa et la Lonza. Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F. 47.
- TUTTLE, O. F. (1952): Optical studies on alkali feldspars. Amer. J. Sci., Bowen vol., p. 553.
- WINCHELL, H. (1958): The composition and physical properties of garnet. Amer. Min. 43, p. 595—600.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. SMPM 45/2, S. 875—971.

Manuskript eingegangen am 11. 3. 1966.