

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 53

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission
Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (Kt. Uri)

Als Beispiel schwach metamorph überprägter Vererzungen

MIT EINEM ANHANG ÜBER GEOCHEMISCHE PROSPEKTIONS-
METHODEN IM ALPINEN GELÄNDE

VON

JEAN-PIERRE JENNI

KOMMISSIONSVERLAG: KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1973

OFFSETDRUCK HELIOPRINT AG ZÜRICH

Vorwort

der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung der Geotechnischen Kommission vom 20. Januar 1973 legte Herr Jean-Pierre Jenni ein Manuskript vor "Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (Kt. Uri) als Beispiel schwach metamorph überprägter Vererzungen. Mit einem Anhang über geochemische Prospektionsmethoden im alpinen Gelände". Es handelt sich um eine am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern unter Leitung von Herrn Prof. Dr. E. Niggli ausgeführte Promotionsarbeit. Die Kommission nahm die Studie für die Geotechnische Serie der Beiträge zur Geologie der Schweiz entgegen. Sie möchte Herrn Dr. Jenni für seine gründlichen Untersuchungen an bisher sehr wenig bekannten Vererzungen im Aarmassiv den besten Dank aussprechen. Sie dankt der Gletschergarten-Stiftung sowie dem Autor für ihre Beiträge an die Druckkosten.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Oktober 1973

Für die Schweizerische Geotechnische
Kommission
Der Präsident: Prof. F. de Quervain

VORWORT

Die vorliegende Arbeit, die auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Prof. Dr. E. Niggli, in Angriff genommen wurde, entstand in den Jahren 1966-1972, wobei erste Ergebnisse 1969 in einer unveröffentlichten Lizentiatsarbeit zusammengestellt wurden.

Herrn Prof. Niggli, der mich in die Petrographie und Lagerstättenkunde einführte, bin ich für die Zuweisung dieses interessanten Themas, sowie für sein grosses Interesse, das er während der gesamten Bearbeitung zeigte, sehr zu Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. Th. Hügi möchte ich für die vielen wertvollen Ratschläge und die grosszügige Unterstützung im geochemischen Labor herzlich danken.

Für die zahlreichen und mannigfaltigen Diskussionsbeiträge und hilfreichen Tips möchte ich Herrn Prof. Dr. Peters meinen aufrichtigsten Dank aussprechen.

Herzlich gedankt sei auch meinem Vorgänger im Bristenstockgebiet, Herrn Dr. H. Wüthrich, der mir seine Feldbuchnotizen, zahlreiche Gesteins- und Erzproben, sowie die entsprechenden Dünn- und Anschliffe überlassen, und mir damit manchen Schweisstropfen erspart hat.

Wertvolle Diskussionen und Hinweise verdanke ich Frau Prof. Dr. E. Jäger, Herrn Prof. Dr. A. Streckeisen und den Herren Dr. C. Schindler und T. Labhart, sowie meinen Studienkollegen H.R. Keusen und J. Kramers, der mir ausserdem beim Anfertigen von Dünnschliff- und Anschliffphotos behilflich war. Dank gebührt auch meinen Kommilitonen K. Schmid, U. Seemann und A. Egger, die mir im Labor, sowie im Felde behilflich waren.

Danken möchte ich auch Herrn H. Huber für die Anfertigung der Dünnschliffe, Herrn H. Walter für die Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde (Laboratorium für Mikroröntgenspektroskopie, Leitung: Herr Prof. Dr. W. Nowacki) und Herrn J. Fuhrmann für seine Hilfeleistungen bei den chemischen Analysen.

Sehr erfreut bin ich natürlich darüber, dass meine Arbeit in die Publikationsreihe der Schweizerischen Geotechnischen Kommission aufgenommen worden ist. Die Gletschergarten-Stiftung gewährte einen namhaften finanziellen Beitrag an die Druckkosten.

Beiden Institutionen möchte ich herzlich danken. Grosszügige finanzielle Zuwendungen erhielt ich ferner durch den Regierungsrat des Kantons Uri und die Dätwyler AG in Altdorf; beiden sei für ihre freundliche Unterstützung bestens gedankt, ebenso Herrn L. Lussmann, dem Urner Mineralienaufseher, der mir stets mit Rat und Tat geholfen hat.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	3
Inhaltsverzeichnis	5
Zusammenfassung	7
Einleitung	9
I. Geologischer Überblick	11
1. Allgemeines	11
2. Geologisch-petrographische Beschreibung des Untersuchungsgebietes	12
II. Beschreibung der einzelnen Erzvorkommen	20
1. Das Vorkommen "Stuben"	20
Petrographische Situation	21
Die Vererzung	25
2. Das Vorkommen "Schmitte"	31
Petrographische Situation	31
Die Vererzung	34
3. Das Vorkommen "Knappere"	40
Petrographische Situation	40
Die Vererzung	46
4. Das Vorkommen im Riedtunnel der Autobahn N2	52
Petrographische Situation	53
Die Vererzungen	54
a) Zinkblende-Pyrit-Vererzungen	54
b) Zinkblende-Kupferkies-Bleiglanz-Vererzungen	57
5. Die Erzvorkommen im Druckstollen Pfaffensprung-Amsteg des Kraftwerks Amsteg	59
Petrographische Situation	59
Die Vererzungen	60
a) Pyrit-Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Vererzungen	60
b) Manganblende-Vererzungen	65
6. Das Erzvorkommen Graggental	66
Petrographische Situation	66
Die Vererzung	68
7. Übrige Erzvorkommen	71
a) Die Vererzung des Teiftales	71
b) Das Vorkommen beim Schniderblätz	72
c) Das Vorkommen in der Langlauri	74
d) Das Vorkommen im Teiftaltunnel	74
III. Tektonik	75
1. Allgemeines	75
2. Der voralpidische Gebirgsbau	75
3. Die Erscheinungen der alpidischen Tektonik	76
a) Die Schieferung	76
b) Die Fältelung	77
c) Die Klüftung	77
d) Die Zerrklüfte	79
e) Postorogene Verwerfung	79

IV. Die Veränderungen des Nebengesteins	79
1. Allgemeines	79
2. Die quarzreiche Zone	80
3. Die sericitreiche Zone	82
4. Der Übergang zum unveränderten Nebengestein	83
5. Der quantitative Mineralgehalt des umgewandelten Nebengesteins	84
6. Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Umwandlung des Nebengesteins	87
V. Chemismus der Vererzungen	88
1. Allgemeines	88
2. Analysenmethoden	89
3. Resultate	90
VI. Die Auswirkung der alpidischen Metamorphose auf die Vererzungen	93
1. Änderungen im Gefüge	94
2. Mineralumwandlung und Mineralneubildungen	98
a) Sulfidische Mineralneubildungen	98
b) Die silikatischen Mineralneubildungen	99
3. Die physikalisch-chemischen Bedingungen der Metamorphose	106
VII. Zusammenfassende Betrachtung der Vererzungen	107
1. Auftreten	107
2. Kurze Beschreibung der einzelnen Erzminerale	108
3. Die mineralogische Zusammensetzung der Erze	115
4. Lagerstättentypus und Genese der Vererzung	116
5. Alter und Entwicklungsgeschichte der Vererzungen	120
6. Kurzer Vergleich mit anderen metamorphen Blei-Zink-Vererzungen der Zentralalpen	121
7. Einige bergbauliche Aspekte der Erzvorkommen des Bristenstock	123
VIII. Geochemische und biogeochemische Prospektion auf Kupfer, Blei und Zink im alpinen Gelände	123
1. Einleitung und Problemstellung	123
2. Die biogeochemische Prospektion	124
3. Geochemische Prospektion	130
4. Hydrogeochemische Prospektion	134
5. Vergleich und Beurteilung der untersuchten Methoden	137
Literaturverzeichnis	139

ZUSAMMENFASSUNG

Die untersuchten Erzvorkommen befinden sich in der NW-Flanke des Bristenstocks (Kt. Uri) und treten in chloritisch-sericitischen, z.T. auch granitischen Gesteinen der kristallinen Schieferhülle des östlichen Aarmassives auf.

Zur Hauptsache handelt es sich dabei um Bleiglanz-Zinkblende-Kupferkies-Vorkommen, die durch die alpidische Metamorphose überprägt worden sind. Daneben treten noch grössermässig sehr unbedeutende Zinkblende-Pyrit-Quarz-, sowie Manganblende-Rhodonit-Quarz-Vorkommen auf, die alpidische Remobilisationen darstellen.

Die Blei-Zink-Kupfer-Vererzungen finden sich als linsenförmige Erzkörper von nur einigen hundert m³ Inhalt, die an ausgesprochene (präalpidische?) Scherzonen gebunden sind.

In allen fünf untersuchten grösseren Erzvorkommen stellen Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende die wichtigsten sulfidischen Gemengteile dar; fast immer findet sich auch Magnetkies und Pyrit, allerdings meist mit stark zurücktretendem Gehalt, sowie Zinnkies als charakteristischem Nebengemengteil. Vereinzelt tritt auch Arsenkies, in einem Vorkommen (Kraftwerkstollen Amsteg) auch Fahlerz und fraglicher Zinnkies (?) III auf. Die Gangart der einzelnen Erzvorkommen setzt sich in sehr wechselnden Mengen aus Quarz, Sericit, Chlorit, Stilpnomelan, Granat, Albit und Epidot zusammen.

Die alpidische Metamorphose (niedere Grünschieferfazies) hat zu einer praktisch vollständigen Um- und Rekristallisation des Erzes, sowie zu Mineralneubildungen geführt. Das ursprüngliche Gefüge ist dabei so stark zerstört worden, dass sich keine sicheren Angaben mehr über die ursprünglichen Ausscheidungsabfolgen oder Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Gemengteilen mehr machen lassen. Die Rekristallisation führte zu komplizierten Verwachsungsstrukturen zwischen den einzelnen sulfidischen Gemengteilen, aber auch zwischen den Sulfiden und Silikaten, wie sie für durchbewegte, metamorphe Erze typisch sind. Mit der Um- und Rekristallisation war auch eine Selbstreinigung der sulfidischen Hauptgemengteile verbunden; so wanderten Kupferkies, Zinnkies und eventuell auch Magnetkies aus ihren Wirtsmineralien aus und bildeten durch Sammelkristallisation selbständige Individuen. Die Hauptgemengteile sind deshalb heute sehr arm an Entmischungskörperchen. Als silikatische Neubildungen sind zu erwähnen: Granat (zu je einem Drittel aus Spessartin, Almandin und Grossular bestehend), Stilpnomelan, Albit und Epidot. Die ursprüngliche Gangart der Erze bestand deshalb nur aus Quarz, sowie Chlorit und Sericit im Bereiche des Nebengesteins.

Die untersuchten Erzvorkommen weisen nach den gemachten Analysen (Haupt- und Spurenelemente) innerhalb gewisser Grenzen recht ähnlichen Chemismus auf, und deuten dadurch eine nahe Verwandtschaft der einzelnen Erzvorkommen an. Einzig das Erz aus dem Kraftwerkstollen besitzt einen überdurchschnittlich hohen Zinn- und Silbergehalt, was auch zur Bildung selbständiger Ag-reicher Mineralien führte. Chemische Analysen (Mikrosonde und nass-chemisch) der Hauptgemengteile ergaben, dass in allen Vorkommen die Zusammensetzung von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende recht ähnlich ist. Der Bleiglanz ist sehr silberarm (150 - 330 ppm Ag), mit Ausnahme von jenem aus dem Kraftwerkstollen, der Fahlerzeinschlüsse führt (2500 ppm Ag).

Bei den untersuchten Erzkvorkommen handelt es sich höchstwahrscheinlich um Bildungen der Nachphase der zentralaargranitischen und quarzporphyrischen Magmatätigkeit; sie dürften deshalb permocarbonisches Alter aufweisen. Auf Grund ihrer heutigen mineralogischen Zusammensetzung (die, abgesehen von der Gangart, kaum sehr verschieden von der ursprünglichen sein dürfte) handelt es sich bei den Vererzungen am ehesten um metamorphe, kata- bis mesothermale "quarzigiesige Bleiglanz-Gänge" vom Typus der Freiburger "kiesigen Bleiformation".

Im Zusammenhang mit der Untersuchung der Erzkvorkommen wurden auch biogeochemische, geochemische und hydrogeochemische Prospektionsmethoden auf ihre Eignung im alpinen Gelände geprüft. Es stellte sich dabei heraus, dass die biogeochemische Prospektion mit Erfolg für die Aufsuche von Lagerstätten im steilen, voralpinen bis alpinen Gelände eingesetzt werden kann; die andern Methoden dagegen sind weniger geeignet, vor allem wenn nur sehr kleine Erzkvorkommen vorhanden sind.

Der Bristenstock: Er besteht ganz aus Urfels, nämlich Gneus, Glimmer- und Talkschiefer, und birgt Blei-, Kupfer-, Arsenikkiesgänge in seinen Eingeweiden.
K.F. LUSSER, 1834

EINLEITUNG

In Mineralverzeichnissen und geognostischen Beschreibungen des Gotthardgebietes aus dem 18. und 19. Jahrhundert ist häufig von den Silber- und Bleierzen des Bristenstockgebietes die Rede, wobei meist darauf hingewiesen wird, dass die Erze in früheren Zeiten einmal abgebaut worden sind. Tatsächlich wurde vom Anfang des 17. bis Mitte des 18. Jahrhunderts versucht, die Erzvorkommen des Bristenstocks bergbaumässig auszubeuten.

Ein erster konkreter Hinweis auf Vererzungen im Gebiete des Bristenstocks stammt von SCHEUCHZER (1716), der zu berichten wusste, dass bei Amsteg ein Kupfererz mit 21%, sowie ein Bleierz mit 32% Metallgehalt gewonnen werde. FAESI (1766), GRUNER (1775) und SCHMID (1788) erwähnen, z.T. mit fast den gleichen Worten, dasselbe Vorkommen nebst einigen anderen ebenfalls. Genauere Angaben über Ort, Art und Mineralinhalt der Vererzung fehlen jedoch. In den Werken von EBEL (1808 und 1809), LUSSER (1829 und 1834) und KENNGOTT (1866) werden erstmals die in den Erzen auftretenden wichtigsten Mineralien (ausser Zinkblende) aufgezählt.

Die erste, wenn auch noch sehr dürftige Beschreibung der Vererzungen bei Amsteg stammt von LAVATER (1748), der die alten Bergwerke z.T. selbst besucht und noch in Betrieb gesehen hat. Er erwähnt elf verschiedene Erzvorkommen, darunter auch jene sechs, die man bergbaumässig auszubeuten versucht hat. Von diesen überlieferte uns LAVATER mit knappen Worten Angaben über Mächtigkeit, Qualität und vereinzelt, auch mineralogischer Zusammensetzung der Vererzungen. Bis ins 20. Jahrhundert hinein war dies die umfassendste Darstellung der Vererzungen und des damit verbundenen Bergbaus des Bristenstockgebietes überhaupt. Als erster gesteinskundiger Wissenschaftler verliert KOENIGSBERGER (1910) einige wenige Worte über die Vererzungen und erwähnt auch den alten Bergbau, ohne indessen auf Einzelheiten einzugehen. Immerhin sind auf seiner geologischen Karte sämtliche grösseren Erzvorkommen eingetragen. Wenige Jahre später erfolgte der Bau des Kraftwerkstollens Pfaffensprung-Amsteg, bei dessen Vortrieb man beim Teiftal auf einige schöne Vererzungen stiess. HUGI (1921) und später HUTTENLOCHER (1936) gaben darüber kurze Mitteilungen heraus. Die beiden erwähnten aber die übrigen Erzvorkommen und den damit verbundenen Bergbau nie, ebensowenig wie PFLUGSHAUPT (1927) in seiner petrographischen Dissertation über den Bristenstock und dessen Umgebung. Die Vererzungen des Bristenstocks werden von KOENIGSBERGER (1925) nochmals kurz im Zusammenhang mit der Diskussion von Kluftmineralien erwähnt. WÜTHRICH und NIGGLI (1963) schliesslich waren die letzten, die die Erze des Bristenstocks zur wissenschaftlichen Untersuchung in Angriff nahmen, aber es blieb auch da bei einer unvollständigen Darstellung der Verhältnisse.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war deshalb, die Erzvorkommen in der NW-Flanke des Bristenstocks südlich Amsteg einer eingehenden mineralogisch-petrographischen Untersuchung zu unterwerfen. Insbesondere sollte festgestellt werden, ob die einzelnen linsenförmigen Erzvorkommen der gleichen genetischen Einheit angehören. Weiter sollte versucht werden, Alter und Geschichte der Vererzungen zu rekonstruieren, insbesondere aber die Folgen der alpidischen Metamorphose auf die Erze zu ermitteln. Dazu wurden die Erze mikroskopisch auf ihren Mineralinhalt, aber auch chemisch auf ihren Gehalt an Haupt- und Spurenelementen hin untersucht. Röntgenographische Untersuchungen und solche mit der Elektronenmikrosonde wurden dazu ebenfalls zu Hilfe gezogen.

Ein Teil der ursprünglich gesteckten Ziele konnte leider nicht erreicht werden. So war es infolge der sehr feinkörnigen Ausbildung und innigen Verwachsung der Gemengteile der Erze nicht möglich, die einzelnen Sulfide zu separieren, um an ihnen Spuren- oder Isotopenanalysen durchzuführen, und vielfach mangelte es auch an guten und repräsentativen Erzproben.

Der Versuch, all die gestellten Fragen zu beantworten, führte ausserdem naturgemäss zu Problemen, deren Lösung den Rahmen der vorliegenden Arbeit gesprengt hätte. Immerhin wurde es im Verlaufe der Untersuchungen möglich, einige Teilfragen zu beantworten und so erstmals einen Überblick über die komplexen Verhältnisse der Erzvorkommen des Bristenstocks zu gewinnen.

Im Hinblick auf die wirtschaftliche Bedeutung der Erzvorkommen ist auch der in diesem Gebiet auftretende historische Bergbau genauer untersucht, und in einer separaten Arbeit ausführlich beschrieben worden (JENNI, 1971). Die Bergbauversuche waren danach nur von kurzer Dauer und infolge der armen und geringen Erzvorkommen auch ohne Erfolg.

Des weiteren wurden auch verschiedene geochemische Prospektionsmethoden auf ihre Eignung im alpinen Gelände geprüft, ein Versuch der meines Wissens erstmals in den Schweizer Alpen durchgeführt wurde.

I. Geologischer Überblick

1. ALLGEMEINES

Die untersuchten Erzkommen liegen alle, bis auf eines am linken Reussufer, in der NW-Flanke des Bristenstocks, 1-2 km südlich Amsteg (Kt. Uri).

Dieses Gebiet gehört geologisch zur nördlichen Schieferhülle des östlichen Aarmassivs (siehe Fig. 1); es wird im Norden durch den prä-aargranitischen Erstfeldergneis, im Süden durch den hercynischen Zentralen Aaregranit (Gesamtgesteinsalter 277 ± 35 Mio. Jahre; nach WÜTHRICH, 1965) begrenzt. Zwischen diesen beiden Komplexen befindet sich eine Abfolge polymetamorpher Gneise und Schiefer von recht eintöniger Lithologie. Ihr Alter ist nicht näher bestimmt; sicher sind sie älter als der Zentrale Aaregranit, sicher auch älter als der Erstfeldergneis (PFLUGSHAUPT, 1927). Ausserdem müssen sie mindestens karbonisches Alter aufweisen, denn das beim Bristenstäfeli befindliche Anthrazitvorkommen in den Sericit-Schiefern wird von verschiedenen Autoren als Karbon gedeutet.

Die Zone dieser Gneise und Schiefer wird namentlich in ihrem südlichen Teil reichlich von Apliten und Quarzporphyren durchsetzt und enthält auch mehrere Einlagerungen hornblendereicher Gesteine.

Im ganzen Gebiet tritt eine ziemlich konstant WSW–ENE streichende und mit $60 - 70^\circ$ gegen Süden einfallende Schieferung oder Plattung der Gesteine auf, die zur Hauptsache auf die alpidische Orogenese zurückzuführen ist.

KOENIGSBERGER (1910), HUGI (1923) und PFLUGSHAUPT (1927) haben die petrographischen Verhältnisse im Bristenstockgebiet bereits in ihren Grundzügen, und teilweise auch im Detail, dargestellt. Die folgenden Ausführungen sind deshalb nur als kurze Erläuterungen zu meiner geologischen Karte (Tafel 1) gedacht. Einzelheiten werden vor allem im Zusammenhang mit der Besprechung der Erzkommen gegeben. Es sei noch darauf hingewiesen, dass der grösste Teil des Untersuchungsgebietes mit Gehängeschutt bedeckt, und über weite Strecken auch durch Wald und dichtes Buschwerk überwachsen ist. Es war deshalb nicht immer möglich, petrographische Einheiten genau abzugrenzen und die geologischen Verhältnisse eindeutig zu erfassen.

Im untersuchten Gebiet südlich Amsteg lassen sich in Anlehnung an HUGI (1923) folgende Gesteinstypen unterscheiden:

- 1) Chlorit-Sericit-Schiefer und -Gneise
- 2) Biotit-Sericit-Gneise
- 3) helle, pyritführende Sericit-Schiefer, inkl. Karbonschmitzen
- 4) Quarzporphyr
- 5) feinkörniger Granit
- 6) quarzführende Hornblende-Syenite
- 7) Amphibolit-Migmatite

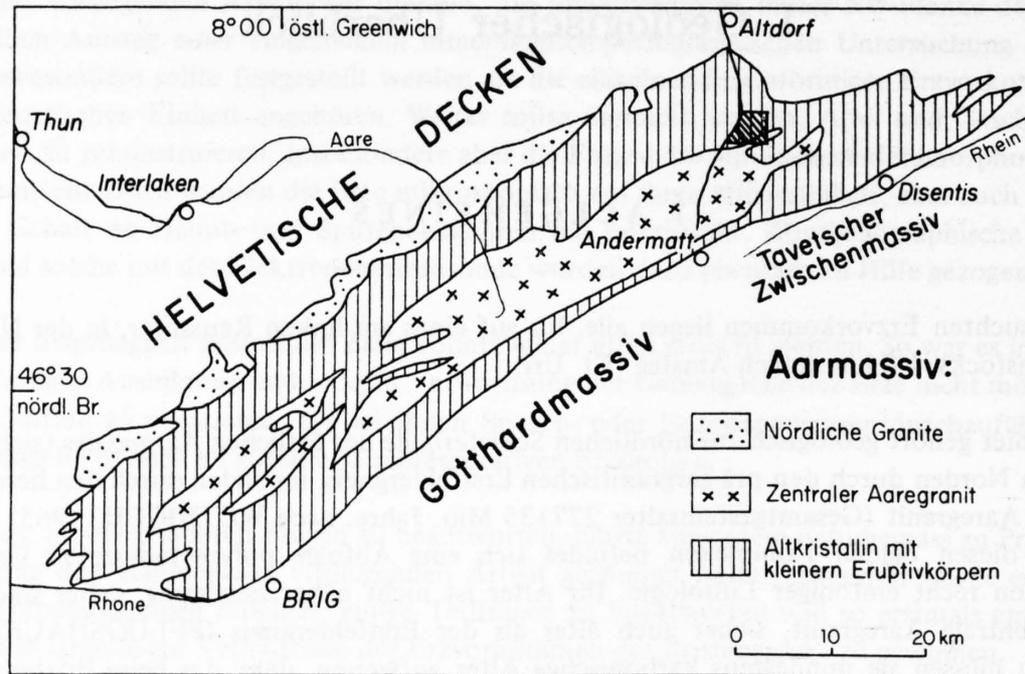


Fig. 1
Tektonische Übersichtsskizze und Lage des untersuchten Gebietes (schräg schraffiert).

2. GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Die Chlorit-Sericit-Schiefer und -Gneise

Es handelt sich dabei um grünlichgraue bis grauschwarze Schiefer und Gneise, die recht häufig von sekretionären Quarzadern und -linsen durchzogen sind. Gegen den am Nordrand dieser Zone gelegenen Erstfeldergneis treten zusehends mehr und mehr aplitische Adern und feine migmatische Faltungen auf und es findet ein kontinuierlicher Übergang in den Erstfeldergneis statt.

Im Dünnschliff erkennt man, dass zerdrückter und rekristallisierter Quarz (30-60 Vol.-%), Sericit (20-30%) und Chlorit (10-30%) die oft gefaltete Grundmasse bilden, in der grössere, meist kataklastische Körner von Quarz und Feldspat auftreten. Bei letzterem handelt es sich vorwiegend um meist stark sericitisierten Oligoklas. In geringen Mengen tritt frischer, durchwegs unverzwilligter Albit, sowie Kalifeldspat, der fast immer perthitische Verwachsungen zeigt, auf. Epidot, Zirkon, Titanit, Apatit, Carbonate und opake Mineralien (inkl. Graphit) bilden die Nebengemengteile. Lokal ist auch feinschuppiger, stets chloritisierte Biotit zu beobachten.

Im allgemeinen weisen die feinkörnigen, stark paralleltexturierten bis feinflaserigen Gesteine dieser Zone eine recht gleichförmige, konstante mineralogische Zusammensetzung auf. Die Gneise unter-

scheiden sich von den Schiefen in mineralogischer Hinsicht durch einen meist etwas höheren Quarz- und Feldspatgehalt und sind häufig auch grobkörniger ausgebildet. In der Bristlaur wurden sogar Gneise mit cm-grossen Kalifeldspatägen angetroffen.

HUGI (1923) und PFLUGSHAUPT (1927) bezeichnen diese Gesteine als Paragesteine, vermutlich einstige Tonschiefer und tonige Sandsteine.

Die Biotit-Sericit-Gneise

Die Biotit-Sericit-Gneise sind vorwiegend feinkörnige, graue Gesteine, die rötlich bis rostbraun anwittern. Sie sind ihrem Aussehen nach den Chlorit-Sericit-Gneisen zuweilen sehr ähnlich und unterscheiden sich von diesen nur durch ihren (von Auge nicht immer klar erkennbaren) Biotitgehalt. Innerhalb der Biotit-Sericit-Gneise treten vereinzelt lokal zahlreiche aplitische, cm- bis m-mächtige Einlagerungen auf.

Die mikroskopische Untersuchung ergab einen ähnlichen Mineralbestand wie bei den Chlorit-Sericit-Gneisen, jedoch mit deutlich höherem Biotitgehalt. Der Biotit ist in der Regel ziemlich feinschuppig ausgebildet (50-100 μ) und deutlich pleochroitisch (X = blass gelb, Y ~ Z = hellbraun). Vereinzelt tritt auch gröber ausgebildeter und kräftig rotbrauner Biotit auf. Der Gehalt an Biotit ist sehr unterschiedlich (5-25 Vol.-%), nimmt aber allgemein gegen Norden ab. Die Gesteine gehen dabei zusehends in gewöhnliche Chlorit-Sericit-Gneise und -Schiefer über.

HUGI (1923) hielt die Biotit-Sericit-Gneise für Gesteine aus der Kontaktzone des Zentralen Aaregranites; heute teilt man jedoch allgemein die Auffassung von HUTTENLOCHER (1933), dass die Platznahme des Granites ohne wesentliche Kontaktmetamorphose vor sich gegangen ist. Immerhin ist es nicht zu bestreiten, dass im untersuchten Gebiet zwischen Aaregranit und der Zone der Chlorit-Sericit-Gneise z.T. sehr biotitreiche Gesteine auftreten, wie sich besonders schön entlang der neugeschaffenen Autobahn beobachten liess. Auf eine genetische Deutung dieser biotitreichen Gesteine sei hier nicht weiter eingegangen, jedoch erwähnt, dass möglicherweise eine Beziehung derselben zu der nahen Migmatitzone (S. 19) besteht.

Die pyritführenden Sericit-Schiefer

Im Hangenden des mächtigen Quarzporphyrzuges inmitten der Chlorit-Sericit-Gneise und -Schiefer, folgt eine gut 100 m mächtige Abfolge auffallend heller, gelblichweisser Schiefer, die sich talkig anfühlen und reichlich Pyrit führen. Im extrem stark geschieferten, z.T. auch gefältelten, phyllonitischen Gestein lassen sich, abgesehen vom Pyrit und Quarz kaum Mineralien von blossem Auge unterscheiden.

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass das Gestein zur Hauptsache aus Quarz (50-60 Vol.-%) und Sericit (30-40%) besteht. Der Anteil an opaken Mineralien (vorwiegend Pyrit) schwankt lokal sehr stark, dürfte im Mittel aber etwa 5-10 Vol.-% betragen. An Nebengemengteilen treten Chlorit, Apatit und Zirkon auf. In einer Probe wurde auch Graphit beobachtet. Der Quarz bildet zusammen mit dem Sericit die sehr feinkörnige (10-50 μ), paralleltexturierte Grundmasse, in der einzelne, stark gepresste bis zerdrückte Quarzkörner und Quarzkörneraggregate auftreten. Diese bis mehrere mm langen, augenförmigen Aggregate verleihen dem Gestein eine feinflaserige Struktur,

wobei Lagen feinschuppigen eingeregeltten Sericiten mit quarzreichen Lagen abwechseln.

HUGI (1923) und PFLUGSHAUPT (1927) betrachten diese Sericit-Schiefer als extrem stark zerschernte und sericitisierte Quarzporphyre, eine Auffassung, die ich nicht teilen kann. So lässt sich z.B. im Gebiete westlich des Bristenstäfeli kein kontinuierlicher Übergang vom massigen Quarzporphyr zum Sericit-Schiefer beobachten. Im Gegenteil, es zeigte sich in den sehr guten Aufschlüssen in der Bristlauri, dass die Grenze zwischen Quarzporphyr und Sericit-Schiefer messerscharf ausgebildet ist, ja dass hier zwischen diesen beiden Gesteinen sogar noch wenige dm-mächtige, mittelkörnige Chlorit-Sericit-Gneise liegen ! Auch beim Bristenstäfeli selbst sind nach Alb. HEIM (1921), Bd. 2, S. 163, die gleichen Sericit-Schiefer im Hangenden und Liegenden von Sericit-Gneisen begrenzt. Im weiteren führen die Sericit-Schiefer praktisch immer Pyrit, der Quarzporphyr dagegen kaum. Ausserdem zeigen sich auch noch Unterschiede im Chemismus der beiden Gesteine (s. Tab. 1), die nicht auf eine Durchbewegung alleine zurückgeführt werden können. So weist der Quarzporphyr gegenüber dem Sericit-Schiefer einen höheren Aluminium- sowie einen mehr als doppelt so hohen Alkali-gehalt auf. Dafür scheint der Quarzgehalt der Schiefer eher höher zu sein als im Quarzporphyr, richtet sich aber nach dem Pyritgehalt.

Wie weiter der geologischen Karte zu entnehmen ist, lassen sich die Sericit-Schiefer vom Bristenstäfeli weg gegen Westen über die Langlauri bis über die Reuss hinweg verfolgen, wo sie westlich Graggental auskeilen. Der Schieferzug südlich Intschi erscheint dabei jenem in der Langlauri gegenüber versetzt. Der Quarzporphyr im Liegenden der Sericit-Schiefer entzieht sich dagegen schon westlich der Bristlauri der Beobachtung und ist nirgends mehr aufgeschlossen, entgegen den Kartierungen von KOENIGSBERGER (1910) und PFLUGSHAUPT (1927) auch nicht in der Langlauri oder in der Reuss-Schlucht. Dagegen hat W. STAUB (1911) die Verhältnisse in seiner Karte richtig dargestellt. Auch der Autobahntunnel im Ried durchfuhr den Quarzporphyr übrigens nicht.

Aus all diesen Gründen darf man wohl annehmen, dass der Quarzporphyr und die pyritführenden Sericit-Schiefer nicht identische Gesteine sind. PFLUGSHAUPT (1927) selber bemerkte schon, dass die Sericit-Schiefer chemische Werte zeigen, die "... ausserhalb einer Eruptivgesteinszusammensetzung liegen. Die si-Zahl ist ausserordentlich hoch (618), und der Tonerdeüberschuss beträgt fast 20 Einheiten. Ausserdem ist der hohe k-Wert charakteristisch für tonige Sedimente. Dieser Sericit-Schiefer besitzt also die Eigenschaften eines umgewandelten Sedimentes (toniger Sandstein)". Eigenartigerweise hält PFLUGSHAUPT dieses Gestein dennoch eher für einen metamorphisierten Quarzporphyr, ohne indessen genauere Kriterien dafür anzugeben. Falls dem tatsächlich so wäre, müsste der Pyrit gezwungenermassen ein Produkt der alpidischen Metamorphose sein. Aus den mikroskopischen Befunden lässt sich aber das Alter des Pyrites nicht eindeutig ableiten. Da er stets Anzeichen von Kataklyse und (alpidischer) Rekristallisation aufweist, kann er sowohl älter, als auch gleich alt wie die Hauptphase der alpidischen Metamorphose sein.

Meinerseits ist auch geprüft worden, ob die pyritreichen Schiefer eventuell in einem genetischen Zusammenhang mit den in dieser Gegend auftretenden Erzvorkommen stehen. Innerhalb der betreffenden Schieferzone wurde jedoch nur im Bereiche des Riedtunnels der Autobahn ein anderes (zufälliges?) und ausserdem sehr unbedeutendes Sulfidvorkommen (vorwiegend Zinkblende) beobachtet (s.S. 54). Dieser Feldbefund wurde durch die chemische Analyse dreier pyritreicher Gesteinsproben aus der Bristlauri, die auf ihren Gehalt an Cu, Pb und Zn überprüft worden sind, bestätigt. Es ergaben sich für diese Elemente sehr niedere Werte, die kaum über den Spurengehalt ähnlicher eisenreicher Gesteine hinausgehen (Tab. 2). Irgendein genetischer Zusammenhang zwischen

Tab. 1 Chemische Analysen des Quarzporphyrs und des Sericit-Schiefers

	1)	2)	3)	4)	5)
SiO ₂	72,02	70,68	72,23	77,85	65,14
Al ₂ O ₃	13,72	14,09	13,91	11,03	11,75
Fe ₂ O ₃	1,59	1,18	2,87*)	0,10	8,52*)
FeO	1,09	1,70		0,50	
MnO	0,05	0,03	0,01	0,02	0,01
CaO	1,74	0,82	1,23	0,29	0,24
MgO	0,60	0,98	0,42	0,56	0,51
K ₂ O	3,80	4,79	4,09	2,98	3,68
Na ₂ O	4,21	3,59	3,78	0,48	0,31
TiO ₂	0,46	0,39	0,32	0,24	0,34
H ₂ O ⁺	0,80	0,96	0,8	1,44	1,8
H ₂ O ⁻	0,05	0,09		0,06	
P ₂ O ₅	0,20	0,20		0,10	
CO ₂		0,49			
S				2,44	7,4
	100,33	99,99	99,66	99,85**)	99,76

- 1) Quarzporphyr, Sellenertal; aus PFLUGSHAUPT (1927, S. 367)
 2) Quarzporphyr, Maderanertobel; aus PFLUGSHAUPT (1927)
 3) Quarzporphyr, Hagglisbergwald; Analytiker: J.P. Jenni
 4) Sericit-Schiefer, Bristenstäfeli; aus PFLUGSHAUPT (1927)
 5) pyritführender Sericit-Schiefer, Bristlauri; Analytiker: J.P. Jenni

- *) Gesamteisen als Fe³⁺ bestimmt
 **) inkl. 1,96% Fe berechnet

dem Pyrit des Sericit-Schiefers und den andern sulfidischen Vererzungen, sei es, dass der Pyrit als Bestandteil einer grössern Sulfidparagenese oder als Produkt einer bei der Bildung der Erzvorkommen hydrothermal umgewandelten Gesteinszone aufgefasst wird, besteht demnach offenbar nicht. Die Annahme einer derart ausgedehnten umgewandelten Zone würde aber auch im Widerspruch zu den sehr kleinen, verstreut auftretenden Erzvorkommen des Bristenstocks stehen, es sei denn, man nehme eine von den Vererzungen unabhängige Pyritisierungs- und Sericitisierungsphase dieser Gesteinszone an. Eine solche könnte durchaus mit der Platznahme des Quarzporphyrs in Verbindung gebracht werden (Propylitisierung des sedimentären? Nebengesteins). So beschreibt ESCHER (1911) sehr ähnliche quarz- und pyritreiche Gesteine vom Bifertengrätli, die er als durch Quarzporphyre metamorphisierte Karbonschiefer betrachtet.

Tab. 2 Pb-, Cu-, Zn und Fe-Gehalte des pyritreichen Sericit-Schiefers

Probe	Pb	Cu	Zn	Fe	in ppm
J-412	25	140	45	66 . 10 ³	
J-413	25	140	90	60 . 10 ³	
J-428	25	100	125	173 . 10 ³	

Die Interpretation der pyritreichen Sericit-Schiefer des Bristenstocks, die immerhin auch Anthraziteinlagerungen führen (s. unten), als propylitisiertes Sediment erscheint mir deshalb am wahrscheinlichsten.

Das Karbon

PFLUGSHAUPT (1927) unterscheidet im Gebiete des Bristenstocks eine nördliche und eine südliche Karbonzone. Die nördliche Zone verläuft nach ihm von Intschi, wo sie das Reusstal schneidet, ostwärts und soll im Langlaur- und Bristlaurital, beim Bristenstäfeli und in der Etlischlucht aufgeschlossen sein. Von diesen Vorkommen habe ich im Bereiche der NW-Flanke des Bristenstocks indessen nur gerade jenes beim Bristenstäfeli gefunden. Die karbonischen Gesteine auf der rechten Seite der Reusstalschlucht sind offenbar bereits vor meinen Feldarbeiten durch den Autobahnbau verschüttet worden, aber in der Arbeit von SCHINDLER (1972) kurz beschrieben. Auf der linken Seite der Reusstalschlucht, in der Langlaur und in der Bristlaur sind vereinzelt dunkle Schiefer aufgeschlossen, die jedoch meiner Meinung nach nicht mit Sicherheit als Karbon gedeutet werden können.

Das Karbonvorkommen beim Bristenstäfeli befindet sich etwa 300 m östlich der Alphütten, auf rund 1500 m Höhe im Oberlauf des Ribitales. Unter starker Schuttbedeckung ist hier ein kleiner Aufschluss schwarzer, metallisch glänzender Schiefer zu finden, in denen ein cm-dickes Anthrazitflöz eingelagert ist. Das Gestein ist stark verruschelt und von Quarz-Feldspatadern und -linsen durchzogen. Im Hangenden und Liegenden des Karbons müssen unter dem Gehängeschutt helle Sericit-Schiefer auftreten, wie sich aus den nächst gelegenen Felsaufschlüssen schliessen lässt, und wie es auch im Profil von Alb. HEIM (1921, Bd. 2, S. 163) dargestellt ist. Besonders die hangenden Sericit-Schiefer sind sehr reich an Pyrit.

Der Anthrazitschiefer beim Bristenstäfeli führt nach PFLUGSHAUPT (1927) rund 38% Kohlenstoff. Fossilien sind keine gefunden worden. Die Zuordnung dieses Gesteins ins Karbon erfolgte von verschiedenen Autoren auf Grund lithologischer Vergleiche, vor allem mit dem Vorkommen vom Bifertengrätli am Tödi.

Der Quarzporphyr

In den Chlorit-Sericit-Gneisen findet sich ein Quarzporphyrzug, der sich vom Bristenstäfeli weg gegen Osten über mehrere km bis weit ins Maderanertal verfolgen lässt. Das Gestein ist seiner hellen Farbe, der ausgesprochen rhomboidalen Zerklüftung und seiner grossen Härte wegen sehr auffallend.

Innerhalb des max. 200 m mächtigen Quarzporphyrzuges lassen sich in Bezug auf Farbe und Plattung verschiedene Typen unterscheiden. Stark gepresste Varietäten mit deutlicher Paralleltexur (die sich stark von den pyritführenden Sericit-Schiefern unterscheiden) sind von grünlicher bis grauer Farbe und führen, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, bis gegen 10% feinschuppigen Sericit. Die Struktur dagegen ist bei allen Typen ausgesprochen porphyrisch: in einer sehr feinkörnigen Grundmasse (5 - 30 μ) von Quarz, Feldspat, Sericit, Biotit und selten, opaken Mineralien, befinden sich die bis mehrere mm grossen Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat in sehr un-

terschiedlichen Mengenverhältnissen. Die Grundmasse ist zuweilen, so beim Bristenstäfeli, sphärolitisch ausgebildet.

Quarz bildet die häufigsten Einsprenglinge, und ist sowohl hypidiomorph bis idiomorph, als auch kantig-splitterig ausgebildet. Abgerundete Ecken und Kanten, sowie Einstülpungen der Grundmasse infolge magmatischer Resorption sind häufig zu beobachten. Der Kalifeldspat zeigt stets fleckig-perthitische Entmischungen und ist meist vorzüglich idiomorph ausgebildet, ebenso wie der polysynthetisch verzwilligte Oligoklas, der kaum zersetzt ist. In sehr geringen Mengen tritt grüner, feinschuppiger Biotit auf, der oft etwas chloritisiert ist. Rotbrauner Stilpnomelan, als Mineralneubildung der alpidischen Metamorphose, ist vereinzelt zu beobachten.

PFLUGSHAUPT (1927) hielt die mächtigen Quarzporphyrvorkommen für Lagergänge oder Oberflächenergüsse, die in die karbonischen Sedimente intrudiert sind, oder sich auf ihnen abgelagert haben. SIGRIST (1947, S. 76), der die Quarzporphyre des Maderanertales untersucht hat, ist dagegen der Meinung, dass es sich bei den Quarzporphyren (zumindest in seinem Untersuchungsgebiet) ausschliesslich um Lagergänge handelt. Auf S. 64 seiner Arbeit wies er auch darauf hin, dass die Bezeichnung Quarzporphyr für diese Gesteine eigentlich nicht gerechtfertigt ist, da es sich bei diesen nicht um Ergussgesteine, sondern um Gänge und Lagergänge handelt. Man müsste sich deshalb eigentlich der Bezeichnung Granitporphyr bedienen. Sowohl SIGRIST (1947), als auch PFLUGSHAUPT (1927) konnten beweisen, dass der allergrösste Teil der Quarzporphyre eindeutig jünger als der Zentrale Aaregranit ist und dass ihre Intrusion im Oberkarbon, ev. im Perm erfolgte. Beim Bristenstäfeli befindet sich der Quarzporphyr im Liegenden des Karbons, im Etlital dagegen soll dieses nach PFLUGSHAUPT beidseitig konkordant von Quarzporphyren begleitet sein. Im Kraftwerkstollen wurden sogar Wechsellagerungen zwischen Quarzporphyr und kohligten Schichten beobachtet (HUGI, 1923 a).

Es ist bereits bei der Beschreibung der pyritführenden Sericit-Schiefer darauf hingewiesen worden, dass der Quarzporphyrzug des Bristenstäfeli gegen Westen nur bis zur Bristlauri verfolgbar ist, wo er sich abrupt jeder weiteren Beobachtung entzieht und im Gebiete von Ried nirgends mehr aufgeschlossen ist. Eine Erklärungsmöglichkeit für diese Erscheinung wäre z.B. die Annahme einer relativen Absenkung des Gebietes westlich der Bristlauri gegenüber dem östlichen Teil infolge postorogener tektonischer Vorgänge, wobei der Bruch durch den Unterlauf der Bristlauri, sowie deren südliche Fortsetzung, das Hälsital, angedeutet würde. Solche vertikale Bewegungen aus dem Intrapleistozän und jüngerem Quartär sind an verschiedenen Orten im Aarmassiv beobachtet worden.

Die Mächtigkeit des Quarzporphyrs nimmt aber ausserdem gegen Westen bestimmt ab, beträgt sie doch im Kraftwerkstollen nach den geologischen Aufnahmen von HUGI (1923a) nur noch wenige Dekameter *). Demzufolge muss der Quarzporphyr irgendwo, wahrscheinlich im Gebiete der Langlauri, bestimmt aber noch vor der Reuss-Schlucht, unter dem grossen Gehängeschuttkegel beim Ried auskeilen.

*) Nach diesen Aufnahmen treten im Stollen übrigens zwei Quarzporphyrzonen auf, die durch rund 300 m Chlorit-Sericit-Gneis voneinander getrennt sind. Sollte diese geologische Situation tatsächlich zutreffen, so kann sie nur unter Annahme einer Bruchschollentektonik in Einklang mit den Beobachtungen an der Oberfläche gebracht werden. Es müsste dabei eine schmale Scholle (begrenzt durch das Hälsital und der westlich davon gelegenen Rinne) um rund 250 m nach Norden verschoben worden sein, eine Art Bewegung, die in diesem Ausmass noch nie im Aarmassiv beobachtet worden, und deshalb sehr unwahrscheinlich ist.

In südlicher Richtung treten mit zunehmender Häufigkeit weitere Quarzporphyrvorkommen auf. Es handelt sich dabei aber um nurmehr wenige mächtige Gangbildungen, die sich stellenweise über hunderte von Metern verfolgen lassen. Besonders reich an solchen Gängen ist das Gipfelgebiet des Bristenstocks.

Der feinkörnige Granit

Im untersuchten Gebiet tritt der eigentliche Zentrale Aaregranit noch nicht auf, sondern bloss seine in aplitischer Randfazies ausgebildeten Apophysen, die feinkörnigen, kalifeldspatreichen Graniten entsprechen. Der grösste Granitzug dieser Art verläuft vom Bristenseeli in südwestlicher Richtung gegen das sog. Grosstal und weiter gegen das Fellital dem eigentlichen Zentralen Aaregranit zu. Neben diesem Vorkommen treten in den kristallinen Schiefen zwei kleinere, stockähnliche Granitvorkommen im Riederwald und in der Langlaur auf. Diese besitzen keine oberirdischen Verbindungen zu den andern Granitvorkommen, finden sich dafür aber in Gesellschaft mit Amphibolitmigmatiten. Die Felduntersuchungen lassen keine sichern Schlüsse über die genetischen Beziehungen zwischen diesen Migmatit- und Granitvorkommen zu; ebensowenig lässt sich sagen, ob es sich bei allen Granitvorkommen um gleiche und/oder gleichalterige Bildungen handelt. Sicher ist nur, dass der oben erwähnte grosse Granitzug jünger ist als die Migmatite im Teiftal, da er diese im oberen Tal scharf diskordant durchsetzt.

Im untersuchten Gebiet sind Gefüge und Mineralbestand bei allen Graniten recht ähnlich. Im allgemeinen handelt es sich dabei um sehr feinkörnige, helle Gesteine die 30-40 Vol.-% Kalifeldspat, 20-30% Quarz, 10-15% Oligoklas und etwa 2-5% Biotit führen.

Die Grenze zwischen Granit und seinem Nebengestein ist im allgemeinen scharf ausgebildet; es fehlen auf jeden Fall stets ausgeprägte Kontakterscheinungen.

Der quarzführende Hornblendesyenit

Von der NW-Flanke des Gensplanggenstöckli lässt sich in süd-westlicher Richtung bis ins Teiftal ein gut 100 m mächtiger Zug syenitischer Gesteine verfolgen. Dieser Syenitkomplex stellt neben einem weiteren (wesentlich kleineren) in der Langlaur das einzige Vorkommen dieser Art im untersuchten Gebiet dar. Infolge der schlechten Zugänglichkeit des oberen Teiftales konnte nicht eindeutig abgeklärt werden, ob der Syenit tatsächlich von den dort auftretenden Amphibolitmigmatiten abgeschnitten wird, also eine selbständige petrographische Einheit darstellt wie es auf meiner Karte eingezeichnet ist. Denkbar wäre nämlich auch, dass zwischen Syenit und Migmatit enge genetische Beziehungen bestehen, der Syenit z.B. ein Teilprodukt des Migmatites darstellt. Gerade die engen räumlichen Beziehungen der beiden Gesteine im Tal westlich der Grube "Schmitte" oder eines sehr unbedeutenden Vorkommens im untersten Teiftal lassen eine solche Hypothese als wahrscheinlich erscheinen. Indessen sind die wahren Verhältnisse infolge der schlechten Aufschlüsse im Felde nicht genau erfassbar.

Der dem Teiftaler Vorkommen nächst gelegene grössere Syenitkomplex ist jener des Piz Giuf etliche km südöstlich des Bristenstocks, mit dessen Gesteinen jedoch im Aussehen keinerlei Ähnlichkeiten bestehen. KOENIGSBERGER (1910) und PFLUGSHAUPT (1927) erwähnen Diorite und dioritaplitisches Schollengestein aus der Ostflanke des Bristenstocks, KOENIGSBERGER ausserdem

einen "... Ausläufer der Dioritzzone vom Geissberg-Teiftal an der Stube ...", die er als echte Plutonite, bzw. Ganggesteine betrachtet. Dieser Ausläufer ist zweifellos identisch mit dem von mir als Syenit kartierten Gestein. PFLUGSHAUPT (1927) betrachtete offenbar das gleiche Gestein als basische Variation des Granites. Auf S. 339 seiner Arbeit schreibt er darüber: "Das Gestein ist ein basischer Granit oder Granodiorit und hängt genetisch mit dem normalen Granit eng zusammen". Letzteres stimmt insofern nicht, als der Syenit eindeutig älter ist als die aplitische Randfazies des Zentralen Aaregranites, wie sich unschwer aus den zahlreichen scharf aufsetzenden Aplitgängen im Syenit schliessen lässt. Solche sind bei der "Stuben", wo Granit und Syenit in direktem Kontakt miteinander stehen, sehr schön zu beobachten.

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass die Gesteine der Syenitzzone lokal Unterschiede in ihrer mineralogischen Zusammensetzung aufweisen. Im allgemeinen überwiegt Kalifeldspat den Plagioklas, bei untergeordnetem Quarzgehalt. Stellenweise tritt gleich viel, selten auch mehr Plagioklas als Kalifeldspat auf. Die Gesteine fallen deshalb z.T. im STRECKEISEN-Diagramm (1967) in den Grenzbereich zwischen Syenit und Monzonit. Eine eindeutige Zuordnung wird ausserdem häufig dadurch noch erschwert, dass die Feldspäte stark sericitisiert, bzw. saussuritisiert sind. Der Einfachheit halber wurden alle diese Gesteine, die 25 - 40 Vol.-% Hornblende führen, auf der Karte als Syenite ausgeschieden.

Die Amphibolitmigmatite

Die linke Seite des Teiftales bildet die Nordgrenze eines grösseren Amphibolitmigmatitvorkommens, das nach der geologischen Karte von KOENIGSBERGER (1910) einer Migmatitzone angehört, die sich über den Geissberg ob Gurtellen weiter nach SW verfolgen lässt, in Relikten aber auch auf der Ostseite des Bristenstocks anzutreffen ist. Weitere, deutlich kleinere, isolierte Vorkommen von Amphibolitmigmatit finden sich im Riederwald nördlich des Teiftales, sowie im Tal westlich der Grube "Schmitte". Im Teiftal selbst treten prächtige Aufschlüsse auf, wobei an den durch das Wasser polierten Felsen sehr schön beobachtet werden kann, wie die Amphibolite von aplitischem Material durchsetzt worden sind. Sehr häufig sind Schollen mit deutlichen Merkmalen randlicher Aufschmelzung, die z.T. gedreht sind. Diese Schollen sind sowohl gebändert (Amphibolite), als auch massig (Hornblendite) ausgebildet, und weisen im allgemeinen Durchmesser bis zu einigen dm auf.

Nach dem heutigen Stand der Kenntnisse über das Aarmassiv, besitzen wohl derartige Migmatitvorkommen in der Schieferhülle prä-aargranitischen Alters, wie dies von LABHART (1965), C.R. NIGGLI (1965) und STECK (1966) vor allem im südlichen Aarmassiv nachgewiesen wurde. PFLUGSHAUPT (1927) hielt den Neosom-Anteil dieser Agmatite für Injektionen des zentralaargranitischen Magmas (S. 361), währenddem SIGRIST (1947), der die sehr ähnlichen Migmatite am Nordrand des Maderanertales untersuchte, eher der Ansicht ist, "... dass es sich um eine saure Differentiationsmasse der älteren basischen Magmen handelt, welche in die noch nicht vollständig erstarrten basischen Partien eindrang ..." (S. 51). Heute tendiert man jedoch mehr dazu, Migmatitvorkommen dieser Art im Aarmassiv als Produkte differentieller Anatexis zu betrachten.

Dass Aaregranit und Migmatite verschieden alte Bildungen sind, ergibt sich u.a. daraus, dass die Migmatitzone des Teiftales in ihrem oberen Teil diskordant vom feinkörnigen Granit abgeschnitten wird. Ausserdem wurde im Stotzig Wald (Koord. 692.400/177.830, 970 m ü.M.) ein ca. 6 m mächtiger Aplitgang beobachtet, der den Migmatit durchsetzt. Somit sind zumindest der feinkörnige Granit und seine Aplite eindeutig jünger als das aplitische Neosom der Migmatite.

Das Quartär

Infolge der starken Gehängeschuttbedeckung des grössten Teils des untersuchten Gebietes, sind quartäre Ablagerungen oft sehr schwer als solche zu erkennen. Sicherstes Kennzeichen glazialer Ablagerungen sind grössere, schlecht gerundete Blöcke von Zentralem Aaregranit. Solche wurden vor allem auf kleinen Terrassen auf beiden Talflanken gefunden.

Die Ebene westlich Ried wird durch Sedimente gebildet, die in einem wenig tiefen Gewässer, vermutlich einem Eisrandsee, abgelagert wurden. Gradierte Schichten des siltigen bis sandigen und kiesigen Materials, sowie einzelne in unverfestigte Sedimente hineingefallene Blöcke liessen sich in der Umgebung des Riedtunnels während dem Bau der Autobahn sehr schön beobachten (siehe dazu auch SCHINDLER, 1972).

Als jüngste quartäre bis subrezente Bildungen sind schliesslich die zahlreichen kleineren und grösseren Bergstürze im Riederwald zu betrachten, deren Blöcke häufig Grössen von über 100 m³ Inhalt aufweisen.

II. Beschreibung der einzelnen Erzvorkommen

Im Gebiete südlich Amsteg wurden insgesamt 10 kleinere und grössere Erzvorkommen aufgefunden, von denen die 6 wichtigsten in dieser Arbeit einer eingehenderen Untersuchung unterzogen wurden. Es handelt sich dabei um die Vorkommen "Stuben", "Schmitte", "Knappere", "Graggental" und um jene im Ried (Autobahntunnel), sowie im Druckstollen Pfaffensprung-Amsteg des Kraftwerkes Amsteg.

Die Beschreibung erfolgt für jedes Vorkommen getrennt, wobei in späteren Abschnitten dann die gemeinsamen Erscheinungen der einzelnen Vorkommen erläutert und diskutiert werden.

1. DAS VORKOMMEN "STUBEN"

Allgemeines

Das Erzvorkommen liegt in der östlichen Fortsetzung des Teiftales auf 1900 m Höhe und weist die Koordinaten 178.125/694.275 auf. Im 17. Jahrhundert wurde das Erz durch einen kleinen Bergwerksbetrieb abgebaut. Das Bergwerk ist in seinem Innern noch erstaunlich gut erhalten und teilweise begehbar.

PETROGRAPHISCHE SITUATION

Vereinfacht ausgedrückt liegt die Vererzung bei der "Stuben" an der Grenze zwischen granitischem und syenitischem Gestein (s. Fig. 2), und es lassen sich im Bereiche der Grube dementsprechend folgende Gesteinstypen unterscheiden:

- 1) Quarzführender Hornblendesyenit
- 2) feinkörniger Granit
- 3) sericit- und chloritreiches Nebengestein der Vererzung

Der quarzführende Hornblendesyenit

Dieses Gestein bildet Bestandteil des grossen Syenitkomplexes, der sich vom Gemsplanggenstöckli bis zum Grosstal verfolgen lässt. Makroskopisch handelt es sich beim Syenit um ein melanokrates, feinkörniges und massiges Gestein, in dem von blossem Auge neben dem Feldspat die wenigen mm langen Hornblendestengelchen und die relativ grossen Titanitkristalle zu erkennen sind.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgende mineralogische Zusammensetzung (Anteile geschätzt):

- 25 - 40 Vol.-% Hornblende
- 25 - 30 Vol.-% Kalifeldspat (Orthoklas und etwas Mikroklin)
- 5 - 20 Vol.-% Plagioklas (Oligoklas bis Andesin)
- 2 - 10 Vol.-% Quarz
- 1 - 5 Vol.-% Biotit

Nebengemengteile: Titanit, Klinozoisit, Orthit, Sericit, Zirkon, Apatit, Calcit.

Mittlerer Korndurchmesser der Hauptgemengteile: zehntel-mm bis mm.

Die Struktur des Gesteins ist \pm gleichmässig feinkörnig, die Hauptgemengteile hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Die Textur ist im allgemeinen ausgesprochen richtungslos massig, gegen den Granit hin leicht geschiefert. Die Feldspäte sind im massigen Gestein auffallend frisch. Der tafelige Kalifeldspat weist gewöhnlich feinste perthitische Entmischungen auf. Der Plagioklas (An 25 - 35%) bildet fast immer polysynthetische Zwillinge. Die deutlich pleochroitische Hornblende von olivgrüner (Z), grüner (Y) bis gelblichgrüner (X) Farbe ist meist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet und völlig richtungslos gewachsen. Sie pflegt jedoch häufig etwas korrodiert zu sein. Umwandlung der Hornblende in feinschuppigen, blass bräunlichen Biotit (vor allem entlang den Spaltrissen) ist lokal zu beobachten. Stellenweise ist die Hornblende völlig biotitisiert, an ihren ursprünglichen Konturen jedoch noch erkenntlich. Es tritt daneben aber auch primärer Biotit auf. Er ist kräftiger gefärbt (X = blass gelb, Y ~ Z = gelblichbraun), wesentlich grobblättriger ausgebildet und meist auch etwas verfälscht. Ausserdem sind in ihm, und nur in ihm, Sagenitbildungen, sowie entlang den Spaltrissen Ausscheidungen von feinsten Titanitkörnchen zu beobachten. Beide Ausscheidungen sind

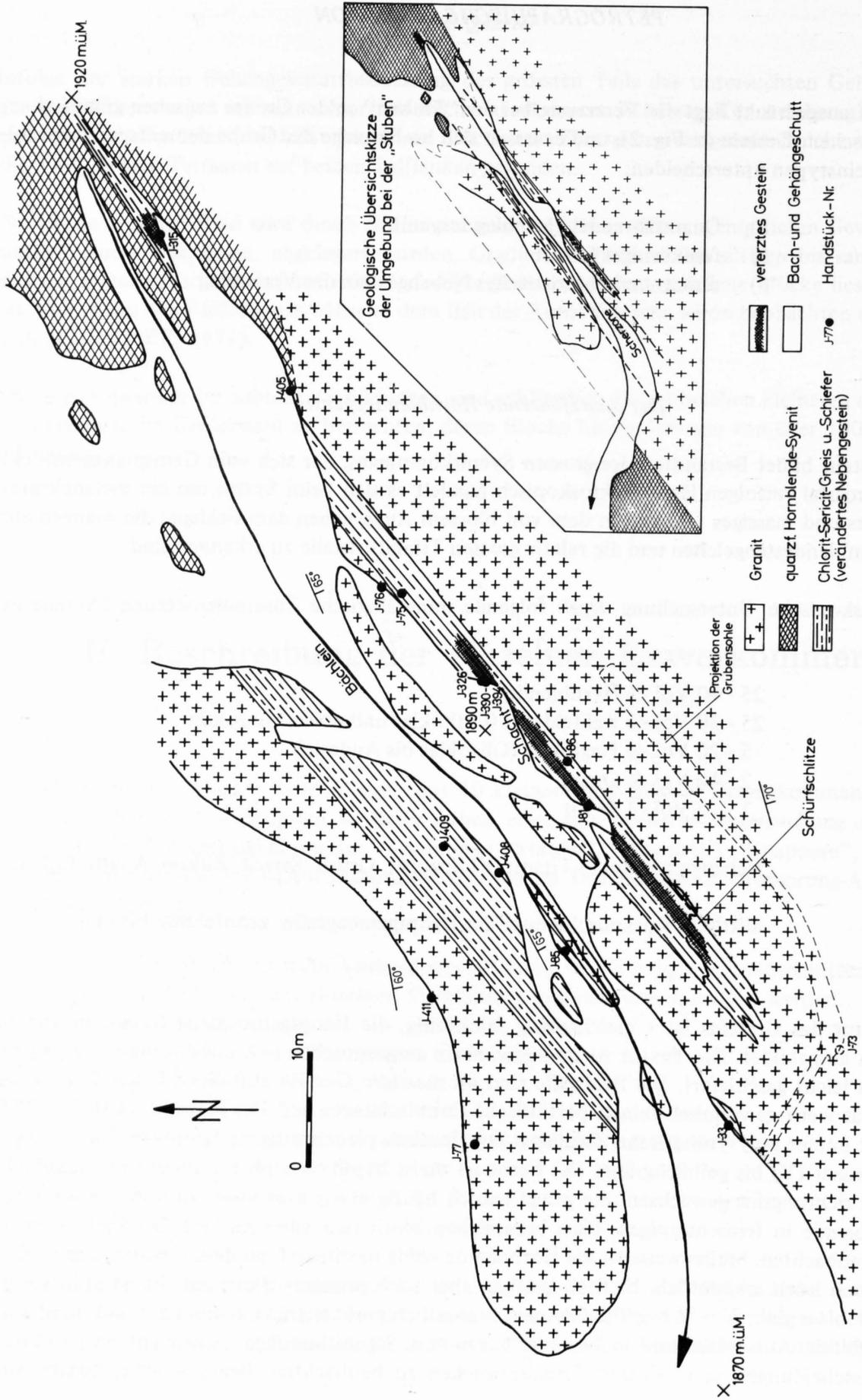


Fig. 2
Geologische Planskizze der Umgebung der Grube "Stuben".

wohl als Auswirkungen der alpidischen Metamorphose zu betrachten, wie dies z.B. auch von WÜTHRICH (1965) beschrieben worden ist. Klinozoisit, z.T. verwachsen mit Hornblende, Sericit und Calcit sind weitere sekundäre Mineralien. Von den Nebengemengteilen seien noch speziell der meist ausgezeichnet idiomorph gewachsene, aber häufig korrodierte Titanit, der bis zu 1 mm grosse Kristalle bildet, sowie der bräunlich gefärbte und zonar gebaute Apatit erwähnt.

Der Granit

Südlich an den Syenit schliesst sich eine Zone granitischer Gesteine an, die als mehrere hundert m mächtiger Ausläufer des Zentralen Aaregranites in dessen aplitischer Randfazies ausgebildet ist.

Im Bereiche der Vererzung weist das sehr feinkörnige, helle Gestein nach der mikroskopischen Untersuchung folgenden Mineralbestand auf (Anteile geschätzt):

- 30 - 40 Vol.-% Kalifeldspat, mit bedeutendem Mikroklingehalt
- 20 - 30 Vol.-% Quarz
- 15 - 20 Vol.-% Plagioklas (Oligoklas)
- 2 - 5 Vol.-% Biotit

Nebengemengteile: Chlorit, Sericit, Stilpnomelan, Klinozoisit, Orthit, Titanit, Apatit, Zirkon.

Mittlerer Korndurchmesser der Hauptgemengteile: zehntel-mm bis mm.

Die Struktur ist mehr oder weniger allotriomorph, gleichmässig körnig, die Textur im allgemeinen massig. Der meist tafelige Orthoklas bildet die grössten Körner im Gefüge und ist recht frisch. Feinste perthitische Entmischungen sind in fast jedem Korn zu beobachten. Mikroklin macht etwa die Hälfte des Kalifeldspates aus. Der Plagioklas (An 12 - 15%) ist meist etwas sericitisiert und saussurisiert, vor allem im Kern der Kristallkörner. Vereinzelt tritt auch Albit (als alpidische Neubildung?) auf, der im Gegensatz zum Oligoklas nie polysynthetische Zwillinge bildet. Der deutlich pleochroitische, grobblättrige Biotit (X = bräunlichgelb, Y ~ Z = braun) weist entlang seinen Spaltrissen Titanitausscheidungen in Form feinsten Körnchen auf. Gelegentlich ist er auch mit Chlorit verwachsen. In geringer Menge wurden auch Sagenitbildungen beobachtet. Die Hauptmasse des Quarzes bildet als unregelmässig begrenzte, wenige zehntel-mm grosse Körner die Füllmasse zwischen den Feldspäten. Daneben tritt er aber auch als sehr feinkörniges Quarzpflaster, oft zusammen mit feinschuppigem Biotit und Klinozoisit auf, dann immer Bewegungsflächen andeutend. Von den Nebengemengteilen ist besonders der Stilpnomelan zu erwähnen, der in Form der bekannten feinen Büschelchen von 50 - 100 μ Länge, oder aber etwas gröber ausgebildet zusammen mit Chlorit auftritt. Der Stilpnomelan zeigt sehr deutlichen Pleochroismus: X = goldgelb, Y ~ Z = rotbraun.

Gerade bei der Vererzung dringt ein kleiner Ausläufer des Granites diskordant zum Streichen des Syenites in diesen ein. Kontakterscheinungen zwischen diesen beiden Gesteinen konnten im Feld mangels günstiger Aufschlüsse nicht beobachtet werden. Beobachtungen werden überdies dadurch erschwert, dass die Gesteine gerade in dieser Zone infolge einer intensiven Zerschering stark geschiefert sind. Zwei Handstücke vom Nordrand des Granites (J-411 und J-405) führen etwas Hornblende bei gleichzeitig relativ hohem Plagioklasgehalt, und deuten den hier nahen, aber nicht weiter aufgeschlossenen Kontakt an. Die beiden Handstücke zeigen im Dünnschliff ein deutlich kataklastisches, aber rekristallisiertes Gefüge. Die Hornblende- und Titanitkristalle sind subparallel zur s-Flä-

che eingeregelt, häufig auch zerbrochen und zerdrückt. Grössere, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase weisen z.T. versetzte und verbogene Zwillingslamellen auf und sind meist sehr stark sericitisiert. Der Biotit, Titanitausscheidungen aufweisend, ist weitgehend s-parallel eingeregelt. Während der Durchbewegung des Gesteins bildete sich neu Aktinolith, der als feinste, nur wenige μ dicke Nadelchen auftritt. Er findet sich vorwiegend in der Fortsetzung der Längsachse grösserer Hornblende-kristalle, die an ihren Enden "ausgefranst" sind. Diese feinen Aktinolithnadelchen deuten häufig schwache Kleinfältelung an. Epidot, Carbonat und Orthit treten in wechselnden Mengen als Nebengemengteile auf.

Das Nebengestein der Vererzung

Die Vererzung liegt in einer bis 15 m mächtigen Zone von Chlorit-Sericit-Gneis, die konkordant zum vorhin erwähnten kleinen Granitausläufer, aber diskordant zum Streichen des Syenits verläuft. Diese Chlorit-Sericit-Gesteine sind von dunkler, grüner Farbe und vorwiegend sehr feinkörnig. Im Kontakt gegen den Granit hin sind sie etwas grobkörniger und führen vermehrt feine Quarzadern und -schlieren, sowie aplitische Einlagerungen. Die mikroskopische Untersuchung ergab folgende Zusammensetzung (Anteile geschätzt):

- 40 - 60 Vol.-% Quarz
- 5 - 30 Vol.-% Sericit
- 0 - 20 Vol.-% Chlorit
- 0 - 20 Vol.-% Biotit

Nebengemengteile: Stilpnomelan, Granat, opake Mineralien, Zirkon, Apatit, Hämatit.

Das Gestein weist deutliche Paralleltexur auf, bei ungleichkörniger, feinflaseriger Struktur. Der Quarz als überwiegender Gemengteil bildet deutlich gestreckte und eingeregelt, zehntel-mm grosse Körner, die in einer sehr feinkörnigen, rekristallisierten Quarz-Sericit-Grundmasse liegen. Der Gehalt an Sericit ist variabel, ebenso jener an feinschuppigem Chlorit, der als Zwickelfüllung im Quarzpflaster, und angehäuft, zusammen mit Sericit auftritt. Grössere, kaum eingeregelt Chlorit-fetzen, die stets mit feinkörnigen opaken Mineralien verwachsen sind, weisen häufig idiomorphe Zirkoneinschlüsse auf, die starke pleochroitische Höfe erzeugen. In zwei Handstücken wurden zusammen mit dem Chlorit Hämatit angetroffen. Dieser fand sich als etwa 10μ grosse, hexagonale und braunrote bis braunschwarze Täfelchen, die der Fläche (001) aufgewachsen sind.

Im näheren Grenzbereich des Granites führt der Chlorit-Sericit-Gneis auch Biotit. Dieser ist im allgemeinen feinschuppig ausgebildet und tritt zusammen mit Chlorit, oder angehäuft in s-parallelen Lagen auf. Vereinzelt grössere Biotit-Fetzen sind meist chloritisiert. Der Biotit ist von brauner Farbe (X = blass gelbbraun, Y ~ Z = braun) und weist selten Korngrössen von mehr als 50μ auf.

In sehr unterschiedlichen Mengen treten im Nebengestein der Vererzung Stilpnomelan, Granat und opake Mineralien als Nebengemengteile auf. Der Stilpnomelan ist von grünlicher Farbe mit deutlichem Pleochroismus, und bildet $30 - 50 \mu$ lange Spiesschen und Büschelchen. Stellenweise tritt er stark angehäuft auf, an anderen Stellen fehlt er völlig. Ähnliches gilt in bezug auf die Verbreitung auch für den Granat, der übrigens gerade auch da fehlt, wo kein Stilpnomelan auftritt. Der Granat (nach einer näheren Bestimmung eine Mischung aus Spessartin, Grossular, Almandin, s.S. 101) bildet einerseits bis $0,5 \text{ mm}$ grosse, farblose bis blass rosa gefärbte, korrodierte Körner und Körner-

aggregate, die sehr oft opake Mineralien ganz, oder teilweise umschliessen. Andererseits tritt der Granat auch in Form perlschnurartig angeordneter und Kleinfältelungen andeutender Aggregate auf, deren einzelne Körner im allgemeinen einen Durchmesser von weniger als $10\ \mu$, vereinzelt bis $50\ \mu$ aufweisen. Dieser feinkörnige Granat tritt nur ausnahmsweise zusammen mit opaken Mineralien auf.

In der ganzen Zone des Chlorit-Sericit-Gneises verteilt, finden sich in wechselnden Mengen opake Mineralien. Es handelt sich dabei um Sulfide, die auch in der Hauptvererzung auftreten, nämlich um Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende. Die meisten dieser Mineralien sind deutlich gestreckt und s-parallel eingeregelt. Grössere Anhäufungen sulfidischer Mineralien fehlen praktisch vollständig, meist treten sie als diffus eingesprengte Einzelkörner, oder kleinere Agglomerate von maximal einigen zehntel mm Länge auf.

DIE VERERZUNG

Infolge des getätigten Bergbaues ist die Hauptmasse des Erzes verschwunden, die mineralogisch-petrographischen Beziehungen zwischen Vererzung und Nebengestein weitgehend zerstört. Die im folgenden gegebenen Beschreibungen beziehen sich auf das noch Sichtbare und Erhaltengebliebene und müssen deshalb nicht zwangsläufig auch für die (nicht mehr vorhandene) Hauptvererzung gelten. Immerhin dürften infolge des geringen Umfanges des Vorkommens innerhalb der Vererzung nur geringfügige Unterschiede aufgetreten sein, am ehesten wohl in der Intensität der einzelnen Erzminerale.

Heute lässt sich die Vererzung am besten am Ostrand ihres Ausbisses beobachten. Von hier stammt auch das meiste Probenmaterial. Das Erzvorkommen weist eine linsenartige Form auf, bei einer maximalen Mächtigkeit von ca. 1,5 m und 12 x 20 m Querschnitt. Diese Linse weist ein ungefähres Fallazimut (rekonstruiert aus der Abbaurichtung) von $140^\circ/60^\circ$ auf. Ihr Streichen verläuft demzufolge deutlich diskordant zum Streichen der alpinen Schieferung (im Durchschnitt $160^\circ/65^\circ$), weist aber praktisch ein dazu paralleles Einfallen auf. Die Erzlinse keilt an ihrem SW-, bzw. NE Ende aus und hat auch eine beschränkte Tiefenerstreckung; zumindest ist, soweit ersichtlich, die Sohle der Abbaustelle unvererzt.

Das Erzvorkommen setzt sich aus einer Schar mm- bis mehrere cm-mächtiger Erzgänge und -schlieren zusammen, die alle parallel zueinander verlaufen und zusammen beim Ausbiss eine ca. 30 cm mächtige, vererzte Zone bilden. Sich über längere Distanzen erstreckende Erztrümer fehlen völlig; meist lösen sie sich schon nach wenigen dm auf und vertauben. Zwischen den sulfidreichen Partien sind phyllonitische Schiefer konkordant eingelagert, die eine Mächtigkeit von wenigen mm bis ein cm und mehr aufweisen. Durch ihre häufige Verformung zeigen sie deutlich, dass das ganze vererzte Gestein einer Boudinierung ausgesetzt war, die zu einer Anreicherung von Erzminerale in den Verdickungen geführt hat. Zwischen den einzelnen phyllonitischen Einlagerungen ist das Erz von feinsten Quarzäderchen durchzogen, lokal auch von etwas grobkörnigeren Quarzschlieren durchsetzt.

Ca. 40 m östlich des Schachtes beisst in einem chlorit- und granatreichen Schiefer ein weiteres 0,5 - 1 cm dickes Erzgänglichlein aus, das wohl in der Fortsetzung der Streichrichtung der Hauptver-

erzung liegt, aber mit dieser keinen an der Oberfläche sichtbaren Zusammenhang aufweist. Ähnliche, aber noch bescheidenere Erzspuren treten auch westlich der Grube auf.

Das *Erz* ist von unscheinbarer, graugrüner Farbe, je nach mineralogischer Zusammensetzung stellenweise auch gelb und grau gesprenkelt. Von Auge gut erkennbar sind der idiomorph ausgebildete Arsenkies, der 1 - 3 mm grosse Kristalle bildet, sowie der Bleiglanz, der z.T. relativ grobspätig (\emptyset 0,5 - 1 mm) auskristallisiert ist. Bleiglanz tritt aber auch wie Kupferkies und Zinkblende in sehr feinkörniger Ausbildung auf, und ist z.T. wie diese nur mit Hilfe der Lupe zu erkennen. Das sehr dichte Erz ist inhomogen zusammengesetzt. Neben Partien, die praktisch nur aus Arsenkies bestehen, gibt es solche, die äusserst reich an Bleiglanz sind. Vorherrschend ist aber doch ein Mischerz, das aus den Hauptkomponenten Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies besteht. Eine Gangart im herkömmlichen Sinne ist nicht zu sehen, wohl aber erkennt man die stellenweise starke Durchsetzung des Erzes mit silikatischer Materie, einem sehr feinkörnigen, grünlichen und von blosssem Auge nicht weiter unterscheidbaren Mineralgemenge.

Nach dem heute noch Sichtbaren ist die Hauptvererzung (= zentrales, am mächtigsten entwickeltes Erzband) im Hangenden von einem 2 - 4 cm dicken Arsenkies-Band begleitet, das durch eine ca. 5 cm mächtige, sericitreiche Gesteinslage von der eigentlichen Hauptvererzung getrennt ist (Fig. 3). Letztere setzt sich vor allem aus Bleiglanz, und etwas Zinkblende zusammen, führt aber an ihrem äusseren Salband ebenfalls noch etwas Arsenkies. Innerhalb dieser bleiglanzreichen Zone, sowie deren Nebengestein, treten einzelne feine, s-parallel verlaufende Kupferkiesschlieren auf, die dem Erz eine gewisse, verschwommen ausgebildete Bänderung verleihen. Eine eventuell symmetrische Abfolge der Bänderung ist jedoch nicht erkennbar.

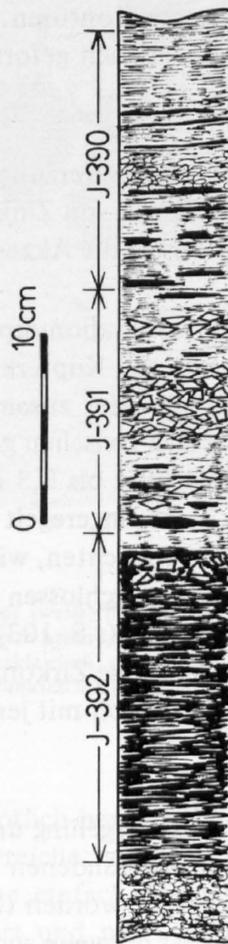
Nach den mikroskopischen Untersuchungen setzt sich das Erz aus folgenden Mineralien zusammen:

Quarz	}	als Gangart und im Nebengestein auftretend *)
Sericit/Muscovit		
Chlorit		
± Zirkon, Apatit, Titanit		
Arsenkies (Hauptgemengteil = HG, > 10 Vol.-%)		
Bleiglanz (HG)		
Zinkblende (HG)		
Kupferkies (Nebengemengteil = NG, 10 - 1 Vol.-%)		
Magnetkies (NG)		
Pyrit (NG)		
Zinnkies (akzessorisch = A, > 1 Vol.-%)		
Limonit	}	sekundäre Bildungen
Kupferglanz		

*) Hier und im Folgenden wird die Bezeichnung "Gangart" im Sinne von SCHNEIDERHÖHN (1962, S. 103) für alle nichtmetallischen Mineralien des Erzes gebraucht. Da es infolge der alpidischen Metamorphose zu Mineralneubildungen kam, entspricht die heute vorliegende Gangart nicht mehr der ursprünglichen. Im Bereiche des vererzten Nebengesteins fällt es ausserdem oft schwer, zwischen Gangart und Gemengteilen des Nebengesteins exakt zu unterscheiden.

Probe Nr

Hauptgemengteile



- Sericit
- Sericit, Chlorit, opake Min.
- Quarz
- Sericit, Chlorit, opake Min.
- Arsenkies, Sericit
- Sericit, Chlorit, opake Min.
- Arsenkies
- Bleiglanz, Zinkblende
- vereinzelt Kupferkies
- Sericit, Chlorit, Quarz
- Quarz

Fig. 3
Schematisches Profil durch den Erzausbiss am Ostrand des Schachtes.

Das *bleiglanzreiche* Erz der Hauptvererzung weist ein sehr wechselndes Verhältnis von Silikaten zu Sulfiden auf, was damit zusammenhängen mag, dass die geschlagenen Proben aus dem Übergangsbe- reich Erz/Nebengestein und nicht aus der zentralen (heute abgebauten) Erzzone stammen.

Die bereits makroskopisch sichtbaren, mm- bis cm-dicken phyllonitischen Einlagerungen im Erz setzen sich vor allem aus feinschuppigem Sericit und Chlorit (Korngrösse im allgemeinen $< 50 \mu$) zusammen, die mit etwas Zinkblende, seltener auch Bleiglanz und Kupferkies verwachsen sind. Da- zwischen treten auch sehr feinkörnige, rekristallisierte, quarzreiche Lagen auf, die ebenfalls etwas Zinkblende führen. Auch die sulfidreichsten Zonen sind von solchen feinen Phyllonitlagen durch- zogen; ausserdem tritt Quarz, Sericit und Chlorit nesterförmig inmitten der Sulfidmasse auf.

Letztere besteht zur Hauptsache aus Bleiglanz und Zinkblende. Ausserdem tritt Magnetkies und Pyrit, sowie in untergeordneten Mengen auch Kupferkies auf. Gegen das Arsenkiesband zu führt das Erz auch Arsenkies, jedoch bedeutend weniger als das Band selber.

Im Anschliff zeichnen sich die Sulfide durch eine sehr innige, ineinander greifende und einander durchsetzende Verwachsungsstruktur aus. Grössere Bereiche von Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies weisen jeweilen ausgesprochen buchtig und lappig geformte Konturen auf (Fig. 5). Ähnliches gilt auch für die Nebengemengteile, die jedoch bevorzugt als einfach geformte, rundliche Gebilde auftreten.

Das *Arsenkiesband* (J-391) befindet sich im Hangenden der Hauptvererzung und in einem Gestein, das praktisch nur aus Sericit besteht; vereinzelt treten feinste Lagen von Zinkblende und Kupferkies auf, die häufig auch etwas Chlorit führen. Zirkon und Apatit bilden die Akzessorien.

In diesem deutlich parallel texturierten Gestein bilden die häufig idiomorph ausgebildeten Arsenkies-Porphyroblasten ein lockeres Gefüge, das durch Zinkblende und Kupferkies, in geringen Mengen auch Bleiglanz, Pyrit und Magnetkies, sowie (akzessorisch) Zinnkies zusammengekittet wird. Das Ganze ist aber stark von Silikatnestern durchsetzt. So finden sich zwischen grösseren Sulfidkörnern, oder in deren Druckschatten inmitten des Sericitfilzes recht häufig bis 0,3 mm grosse, kristallographisch wohl begrenzte Muscovit- und Chloritblättchen, die nicht eingeregelt sind und nur vereinzelt Anzeichen von Deformationen aufweisen. Sehr häufig ist zu beobachten, wie solche Muscovite und Chlorite in die Sulfide hineingewachsen oder von diesen völlig umschlossen sind. Beim Chlorit handelt es sich nach einer näheren Bestimmung um einen Fe(II)-Chlorit (s.S. 103). Als weitere Einschlüsse in den Sulfiden wurden ausserdem Quarz, sowie auffallend grosse Zirkonkristalle (bis 0,1 mm \emptyset) beobachtet. Textur und Struktur des Arsenkiesbandes sind identisch mit jener des bleiglanzreichen Erzes.

Der *Arsenkies* aus dem Arsenkiesband zeigt trotz einer gewissen Einregelung und der erlittenen Durchbewegung der Vererzung nur mässige Kataklyse. Die dadurch entstandenen Risse und Sprünge sind in einer späteren Phase durch Bleiglanz und Kupferkies ausgefüllt worden (Fig. 4), was nicht unbedingt einer Verdrängung entspricht. Es kann sich dabei zumindest teilweise auch um eine mechanische Erscheinung, bedingt durch die alpidische Metamorphose, handeln. Die randlich meist korrodierten Arsenkieskörner weisen vereinzelt rundliche Einschlüsse von Zinkblende und Kupferkies, selten von Bleiglanz und Silikaten auf.

Bei gekreuzten Polarisatoren ist infolge der starken Anisotropie zu beobachten, dass makroskopisch als Einkristall erscheinende Individuen, meist aus mehreren zusammengewachsenen Körnern bestehen. Viele, meist längliche Einschlüsse fremder Mineralien im Arsenkies sind auf die dabei entstandenen Umwachsungen zurückzuführen. Vereinzelt treten auch verzwilligte, bzw. durcheinandergewachsene Arsenkieskristalle auf.

Im bleiglanzreichen Erz ist Arsenkies stets stark korrodiert und tritt häufig nur noch als Skelett in Bleiglanz oder Zinkblende auf und ist sicher älter als diese.

Der *Bleiglanz* bildet vereinzelt mehrere mm² bis 0,5 cm² grosse zusammenhängende Bereiche, die völlig frei von Einschlüssen sind (auch keine Silberträger); die einzelnen Kristalle weisen dabei mittlere Korngrössen von einigen zehntel-mm, aber nur selten teilweise idiomorphe Ausbildung auf. Die Verwachsung mit Zinkblende und den übrigen Gemengteilen ist meist derart kompliziert und innig ineinandergreifend, dass keine Altersbeziehungen mehr (mit Ausnahme gegen den Arsenkies) abzuleiten sind. Bleiglanz tritt vereinzelt auch im Nebengestein der Vererzung auf, und zwar meist in Form xenomorpher Körner.

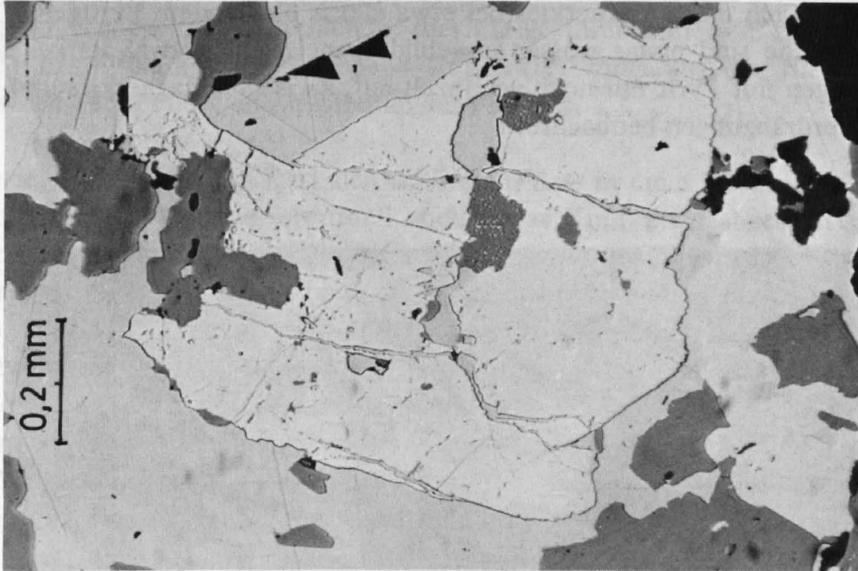


Fig. 4
 Arsenkies (weiss) in Bleiglanz (hellgrau); daneben etwas Zinkblende (grau), Kupferkies (eine Spur heller als PbS) und Gangart (schwarz). Der Arsenkies ist leicht korrodiert und kataklastisch; er weist zudem Einschlüsse von entmischter Zinkblende auf (grau mit hellen Punkten = Kupferkies). Anschliff J-392/1.

Die im Dünnschliff rötlich-braune *Zinkblende* bildet stets unregelmässig geformte, buchtig und lappig ausgebildete Bereiche, wobei sich durch Ätzung der Erzanschliffe ergab, dass die einzelnen Körner immer rundliche, einfache Formen aufweisen. Dabei wurden auch Zwillingslamellen beobachtet, die völlig ungestört und nicht deformiert sind. Von besonderem Interesse sind gewisse Zinkblendeeinschlüsse im Arsenkies der arsenkiesreichen Zone; diese Einschlüsse sind ihrerseits reich an tropfenförmigen, wenige hundertstel-mm grossen Einschlüssen von Kupferkies (Fig. 4). Solche sind sonst mit Ausnahme in vereinzelt, isolierten Zinkblendekörnern in den phyllonitischen Zwischenlagen nirgends in der Blende beobachtet worden. Zinkblende findet sich als häufigstes opakes Mineral auch im Nebengestein der Vererzung.

Kupferkies bildet ebenfalls meist sehr unregelmässig geformte Aggregate, wobei die einzelnen Körner einfach-rundlich ausgebildet sind. Vereinzelt sind kristallographische Flächen ausgebildet. Die mittlere Korngrösse liegt wie bei der Zinkblende bei einigen wenigen zehntel-mm. Recht oft sind schon bei gewöhnlichem Auflicht polysynthetische, leistenförmige Lamellensysteme im Kupferkies zu beobachten, die nie deformiert sind. In geringen Mengen tritt Kupferkies auch im Nebengestein der Vererzung auf, meist zusammen mit Bleiglanz.

Der *Pyrit* ist im Haupterz häufiger als im Arsenkiesband, in beiden Fällen jedoch stets xenomorph. Umwandlung in Limonit ist sehr verbreitet. Der Pyrit enthält nie Einschlüsse anderer Sulfide, sondern höchstens Silikate, und scheint korrodiert zu sein. Im Nebengestein der Vererzung fehlt Pyrit völlig.

Magnetkies findet sich im Arsenkiesband nur in geringen Mengen, wo er als rundliche, stets einfach geformte Aggregate von 0,05 - 0,1 mm \varnothing mit sämtlichen übrigen Sulfiden verwachsen ist, besonders häufig aber mit Pyrit. Rundliche Pyritkörner finden sich auch als Einschluss in Magnetkies. Im

Haupterz tritt wesentlich mehr Magnetkies bei etwa gleich bleibendem Pyritgehalt auf. Die einzelnen Magnetkiesbereiche sind etwas grösser ausgebildet, meist auch etwas stärker gelappt. Dagegen treten Verwachsungen mit Pyrit nur noch vereinzelt auf. Zwischen Magnetkies und Pyrit wurden jedoch nie sichere Verdrängungen beobachtet.

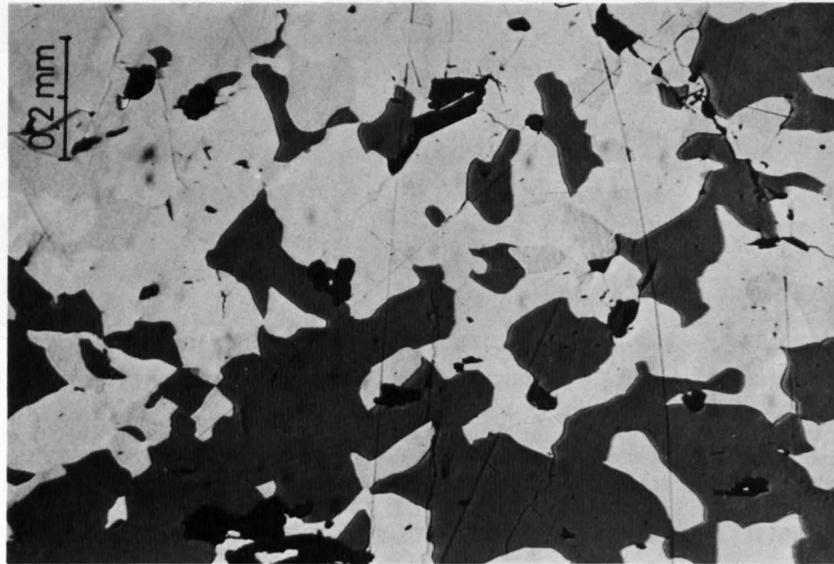


Fig. 5
Zinkblende (dunkelgrau), Bleiglanz (weiss) und Kupferkies (etwas dunkler als PbS), sowie etwas Gangart (schwarz) in typischer Verwachsungsstruktur, die keine Altersabfolge mehr ableiten lässt. Anschliff J-392.

Akzessorisch tritt *Zinnkies* auf, der einfach begrenzte, rundliche, nur wenige hundertstel-mm grosse Zwickelfüllungen im Bereiche zusammenwachsender Zinkblende- und Kupferkieskörner bildet. Vereinzelt treten winzige Tröpfchen auch innerhalb grösserer Zinkblendebereiche auf.

Von den *sekundären Mineralien* sei besonders ein im Anschliff deutlich blau gefärbtes (isotropes?) Mineral erwähnt, das feine Säume um Bleiglanz- und Kupferkieskörner herum bildet. Da dieses Mineral (es konnte auch röntgenographisch nicht eindeutig identifiziert werden) nur in stark verwitterten Erzproben auftritt, dürfte es sich dabei um eine sekundäre Bildung, wahrscheinlich um Kupferglanz handeln, der sich zementativ auf den "primären" Sulfiden abgesetzt hat.

Auffälligste Erscheinung im Gefüge des Erzes ist neben der sehr innigen, ineinandergreifenden Verwachsung der Sulfide unter sich und mit den Silikaten, das fast völlige Fehlen von Anzeichen von Kataklyse, oder zumindest von Deformationen der einzelnen Gemengteile, obwohl das Erz eindeutig durchbewegt worden ist. Da selbst die feinen Zwillingslamellen von Kupferkies und Zinkblende nicht gestört sind, kann das Fehlen von Anzeichen mechanischer Beanspruchung nur durch eine spät- oder postkinematische Rekrystallisation des Erzes erklärt werden. Dabei kam es auch zu der charakteristischen Verwachsungsstruktur mit den zahlreichen gegenseitigen Einschlüssen der einzelnen Komponenten, die weitgehend jede genauere Interpretation der Ausscheidungsabfolge der einzelnen Mineralien verunmöglicht (Fig. 5).

Bei den entmischten Zinkblende-Einschlüssen im Arsenkies handelt es sich möglicherweise um Relikte der ursprünglich vorliegenden Zinkblende, die infolge ihrer isolierten Lage keine Möglichkeit hatte, das durch Entmischung ausgeschiedene Kupferkies völlig aus der Blende auswandern zu lassen, wie dies sonst bei der übrigen Zinkblende der Fall war.

Aus dem heute noch Ersichtlichen lässt sich schliessen, dass in einer ersten Phase offenbar hauptsächlich Arsenkies und Zinkblende, eventuell auch etwas Kupferkies abgesetzt worden war, und zwar mehr oder weniger gleichzeitig (Einschlüsse von entmischter Blende und Kupferkies im Arsenkies). In einer späteren Phase kam es zur Verdrängung von Arsenkies durch Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. Diese Verdrängungen fielen im Haupterz wesentlich ausgeprägter aus (Arsenkiesrelikte), als im etwa 10 cm weiter entfernten Arsenkiesband; hier kam es anscheinend nur zu einer geringfügigen Korrosion des Arsenkieses (u.a. Rissfüllungen im Arsenkies). Die Altersstellung des Pyrites bleibt unklar, ebenso jene des Magnetkieses, die offenbar einen Wechsel im Schwefelpartialdruck der Erzlösungen anzeigen. Zinnkies ist wegen der Art seines Auftretens und seiner geringen Menge eher als Entmischungsprodukt der Zinkblende aufzufassen.

2. DAS VORKOMMEN "SCHMITTE"

Allgemeines

Das Erzvorkommen befindet sich in einer fast senkrechten Felswand am Ausgangspunkt der sog. "Hälsi"-Rüfe auf ca. 1750 m Höhe und weist die Koordinaten 178.675/694.450 auf. Bauliche Überreste einer Hütte und einer Esse (Schmiede), sowie der fast völlig eingestürzte Abbauschacht weisen auf den Bergbau hin, der hier vermutlich im 17. Jahrhundert stattfand.

PETROGRAPHISCHE SITUATION

Die Vererzung tritt an einer mehr oder weniger stark geschieferten Partie am östlichen Rande des stockähnlichen Granitvorkommens der Langlaur auf. Dieses ist westlich der Grube "Schmitte" an seinem Nordrand (analog wie bei der "Stuben") von einer Zone syenitischer und amphibolitmigmatitischer Gesteine begleitet; die räumliche Ausdehnung dieser Zone ist allerdings wesentlich geringer als die der Zone bei der "Stuben".

Unmittelbar südlich des Erzvorkommens verläuft ein etwa 2,5 m mächtiger Quarzporphyrgang, der vermutlich mit einem sehr ähnlichen Ganggestein südlich der Blacki-Alp in direkter Verbindung steht. Auffällig an diesem Gestein ist sein relativ hoher Gehalt an rotbraunem Stilpnomelan (ca. 5 Vol.-%), sowie das Auftreten von Granat und opaken Mineralien (Zinkblende, Kupferkies) als Nebengemengteile. Diese Mineralien wurden sonst im untersuchten Gebiet in keinem anderen Quarzporphyr mehr nachgewiesen.

In unmittelbarer Nachbarschaft der Vererzung lassen sich folgende Gesteinstypen unterscheiden:

- 1) feinkörniger geschieferter Granit (Granitgneis)
- 2) biotitisch-sericitisches Nebengestein der Vererzung

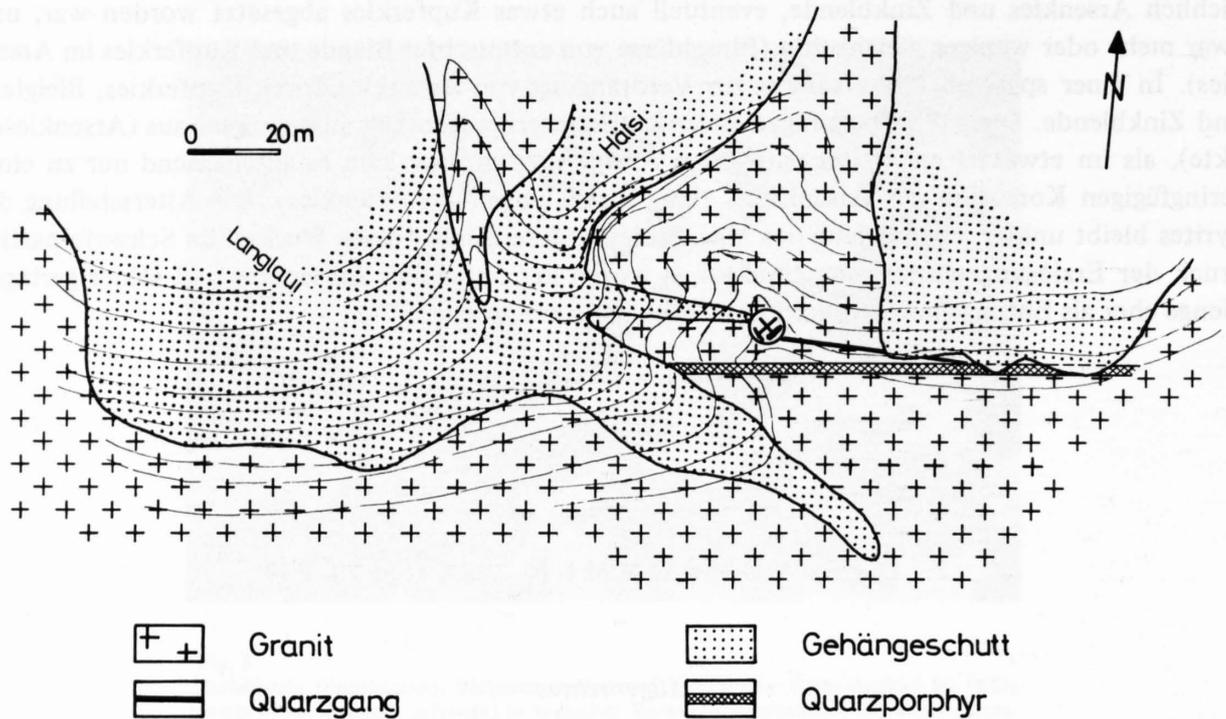


Fig. 6
Geologische Kartenskizze der Umgebung der "Schmitte".

Der feinkörnige Granit

Das sehr feinkörnige, leukokrate Gestein ist von rötlich-weisser bis grauer Farbe und weist bis mm-grosse Feldspat- und Quarzkörner auf, die den Hauptmineralbestand ausmachen. Der Anteil an dunklen Gemengteilen ist gering. Neben sehr massigen Typen treten auch stark geschieferte, deutlich paralleltexturierte Gesteine auf, vor allem im Bereiche der Vererzung.

Die mikroskopische Untersuchung ergab für den Granit im Gebiete Langlauri-Schmitte folgende mineralogische Zusammensetzung:

- 30 - 40 Vol.-% Kalifeldspat
- 20 - 30 Vol.-% Quarz
- 10 - 20 Vol.-% Plagioklas (Oligoklas), sowie etwas Albit
- 5 Vol.-% Biotit
- 5 - 10 Vol.-% Sericit

Nebengemengteile: Klinozoisit, Chlorit, Granat, Stilpnomelan, Apatit, Zirkon.

Der tafelig ausgebildete Kalifeldspat bildet die grössten Körner im Gefüge (bis mehrere mm Länge). Etwa ein Drittel davon zeigt Mikroklingitterung, der Rest ist sehr stark perthitisch entmischt, sonst aber auffallend frisch. Albit tritt nur in geringen Mengen auf, ist ebenfalls tafelig ausgebildet und stets unverzwillingt. Der Quarz bildet unregelmässig begrenzte, amöbenartige, zehntel-mm grosse Körner, oder tritt als Mörtelquarz auf. Als solcher findet er sich in feinen Lagen (Bewegungsflächen) zusammen mit Sericit, Chlorit und/oder Epidot, oder aber als Zwickelfüllung zwischen grösseren Mineralkörnern. Der Oligoklas weist Korngrössen von einigen zehntel-mm, selten mehr, auf und ist fast immer lamellar verzwilligt. Die meisten Plagioklaskörner sind mehr oder weniger stark sericitisiert. Biotit findet sich als Riss- und Zwickelfüllung oder nesterförmig angehäuft. Stets ist er feinschuppig ausgebildet und von blasser Farbe, zeigt aber deutlichen Pleochroismus (X = blass gelb, Y ~ Z = hellbraun). Sericit findet sich vor allem in feinen Lagen (s-Flächen) oder nesterförmig angehäuft. Lokal tritt kräftig rotbrauner Stilpnomelan auf, feinste strahlige Büschelchen bildend.

Das Nebengestein der Vererzung

Zwei Umstände erschweren eine Beobachtung der Vererzung sehr, nämlich einerseits der getätigte Bergbau, dem der grösste Teil des einst vorhandenen Erzes zum Opfer fiel, andererseits die äusserst gebräuche und zerrüttete Felspartie, in der sich die Vererzung befindet. Bedeutende Teile des Abbau-schachtes sind eingestürzt und die ganze Wand zeigt Hakenwurf (so fallen die Gesteine im oberen Teil des Schachtes mit ca. 40° ein, gegenüber 65° im unteren Teil im festen Fels). Eine exakte Erfassung der petrographischen Situation wird dadurch weitgehend verunmöglicht.

Immerhin lässt sich erkennen, dass die rund 2 m mächtige Abfolge vererzten Gesteins im Hangenden und Liegenden von geschiefertem Granit begleitet wird. Ausserdem wird dieser durch je 10 - 20 cm mächtige Schieferlagen vom vererzten Gestein getrennt. Diese grünlich-grauen, sehr feinkörnigen Schiefer bestehen nach den mikroskopischen Untersuchungen zur Hauptsache aus Quarz (40 - 80 Vol.-%), Sericit (10 - 30%), Epidot (2 - 10%) und Biotit (2 - 10%). Chlorit, Granat, Stilpnomelan und opake Mineralien bilden die Nebengemengteile, währenddem Zirkon, Titanit und blass bräunlicher, zonarer Apatit akzessorisch auftreten.

Quarz bildet als einziges Mineral grössere Körner, die bis mehrere zehntel-mm Durchmesser aufweisen können und deutlich gestreckt sind. Er tritt aber auch sehr feinkörnig ausgebildet zusammen mit den feinschuppigen Glimmern in der Grundmasse auf. Der Sericit und der blass braungrüne Biotit bilden dabei vorzugsweise nester- bis lagenförmige, filzige Anhäufungen, die s-parallel eingeregelt sind. Der Epidot ist infolge der starken Verschieferung des Gesteins zerdrückt, und bildet sehr feinkörnige Aggregate, die häufig mit Chlorit und Leukoxen verwachsen sind. Die Leukoxenaggregate enthalten in ihrem Innern oft Anhäufungen rundlicher Körner eines nicht näher identifizierten Minerals (Ilmenit?) deren Durchmesser unter 10 μ liegt. Vereinzelt treten auch grössere opake Mineralkörner auf, die einen frischen Anwachssaum von Titanit aufweisen. Chlorit tritt fein verteilt im ganzen Gestein als Zwickelfüllung auf. Einzelne grössere Fetzen sind selten und dann stets korrodiert. Der Granat bildet bis mehrere zehntel-mm grosse, einschlussreiche Körner von unregelmässig begrenzter Gestalt, die deutlich Kataklyse und Einregelung zeigen. In lokal unterschiedlichen Mengen tritt Stilpnomelan auf (X = goldgelb, Y ~ Z = rotbraun), der feine Büschelchen bildet, aber auch als einzelne Schüppchen, dann manchmal mit Chlorit verwachsen, fein im Gestein verteilt auftritt.

Die eben beschriebenen Schiefer im Hangenden und Liegenden der Hauptvererzung sind stellenweise reich an Quarzadern und -schlieren, die oft etwas Sulfide führen.

DIE VERERZUNG

Auch in der "Schmitte" setzte sich die Vererzung anscheinend aus einer Schar bänder- bis schlierenartiger Anreicherungen sulfidischer Mineralien zusammen, die noch rudimentär an den Stößen des Schachtes zu erkennen sind. Die Übergänge zwischen den stets unregelmässig begrenzten vererzten, und den unvererzten Partien sind jeweils sehr verschwommen ausgebildet. So fehlen scharf aufsetzende Erztrümer, oder Anzeichen von solchen, völlig. Innerhalb der Vererzung treten eine Anzahl mm- bis maximal 1 cm mächtige Phyllonitlagen auf, die dem Erz eine gewisse Paralleltexur verleihen. An ihnen ist ausserdem sehr schön eine ausgeprägte Kleinfältelung des Erzes zu erkennen.

Die dichte Erzmasse ist von unscheinbarer, grünlich-grauer, stellenweise auch gelb gesprenkelter Farbe. Die Erzminerale sind sehr feinkörnig ausgebildet (Korngrössen von wenigen zehntel-mm), und nur gerade die Hauptgemengteile Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende mit der Lupe erkennbar. Die Verteilung der einzelnen Erzminerale ist unregelmässig. Eine bänderartige, oder gar symmetrische Anordnung der einzelnen Sulfide ist nicht zu beobachten. Ebenso fehlt eine charakteristische Gangart, denn diese wird durch ein sehr feinkörniges, von blossem Auge nicht weiter differenzierbares Silikatgemenge dargestellt.

Ausdehnung und Lage der Vererzung ist heute nicht mehr genau erfassbar. Das Erzvorkommen scheint wie jenes bei der "Stuben" linsenförmig gewesen zu sein, wobei die Erzlinse bei einer Tiefenerstreckung von gegen 20 m eine grösste Mächtigkeit von rund 2 m aufweist. Ihre Ausdehnung in der Streichrichtung (WSW-ENE, die einer im Felde erkennbaren Scherzone entspricht) ist (gemessen am Vererzungsgrad der Schachtstösse) dagegen sehr gering und beträgt nur 3 - 4 m. Ein wenige m östlich des Abbauschachtes befindlicher Stollen ist völlig unvererzt, was allerdings auch dadurch erklärt werden kann, dass die Vererzung denselben unterfährt. Aus Gesagtem ergibt sich, dass die Erzlinse nur wenig länger als mächtig, eigentlich also linealförmig ist. Auffallendstes Merkmal des Erzes ist seine intensive Durchsetzung mit 1 - 2 cm dicken und höchstens einigen dm-langen Quarzadern und -schlieren, die intensiv verfältelt sind, und im Aussehen sehr stark an Injektionsfältelungen erinnern (Fig. 7). In der Firstgegend des Schachtes ist der Gehalt an solchen Adern am grössten, gleichzeitig werden diese auch wesentlich dicker und länger. Diese Zone verfältelter Quarzadern stellt offenbar den Übergang zwischen der Vererzung und eines in ihrem Hangenden auftretenden Quarzganges dar, der zwar im Schacht selber nicht, dafür aber in der Felswand über der Schachtöffnung aufgeschlossen ist. Aus den Abbauspuren lässt sich klar erkennen, dass der Quarzgang in seinem unteren Teil direkt in die Vererzung übergegangen sein muss.

Im untersten Teil fällt der hier etwa 1,2 m mächtige Quarzgang steil gegen E ein, biegt dann aber etwa 5 m über der Schachtöffnung rechtwinklig um und verjüngt sich bei mittelsteilem Einfallen gegen W rasch mit zunehmender Entfernung, um nach ca. 10 m auszukeilen. Der Gang besteht nach den mikroskopischen Untersuchungen zu etwa 90 Vol.-% aus feinkörnigem, rekristallisiertem Quarz mit einem Korndurchmesser von 20-100 μ , sowie Mikroklin und sehr wenig Albit und Sericit. Der Gang ist in seinem Innern unvererzt, führt aber an seinem Rand einen unterschiedlich dicken, aber höchstens 5 cm mächtigen vererzten Saum. Es bildeten sich übrigens entlang diesem Saum sekundäre Kupferminerale, vor allem Malachit, die sich vom weissen Hintergrund des Quarzganges deut-

lich abheben. Es ist deshalb nicht weiter verwunderlich, dass der Erzabbau eben an dieser Stelle zuerst angesetzt wurde.

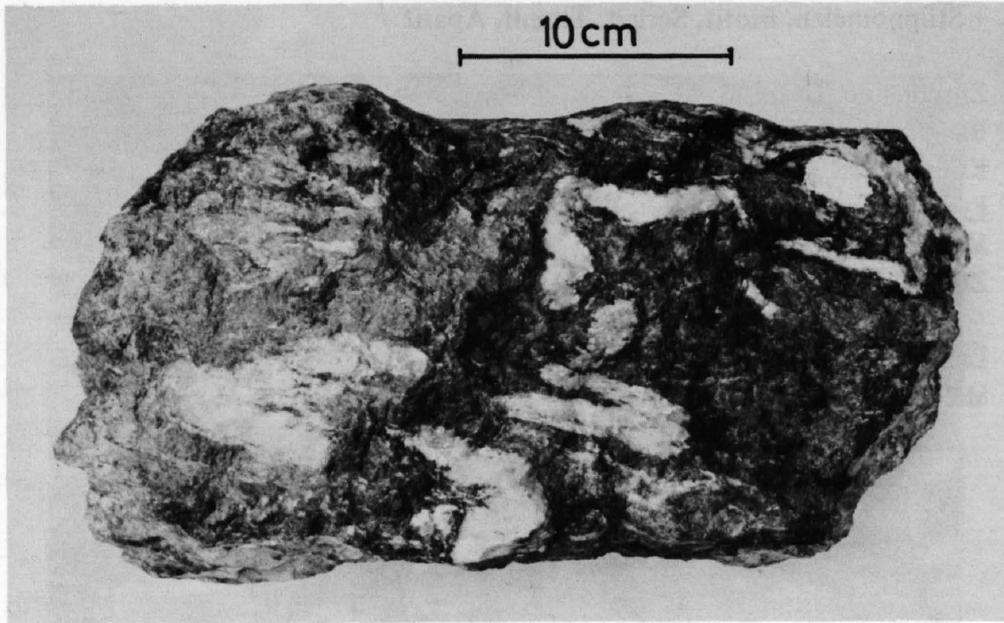


Fig. 7
Erzprobe von der Grube "Schmitte". Sehr feinkörniges, armes Mischerz, das von verfalteten Quarzadern durchsetzt ist. Handstück J-395 a.

Trotz der engen Verbindung zwischen Quarzgang und Vererzung scheint es sich dabei um verschiedenartige und höchstwahrscheinlich auch verschieden alte Bildungen zu handeln. Als ziemlich gesichert kann gelten, dass es sich beim Quarzgang nicht um die vertaubte Fortsetzung der Blei-Zink-Vererzung handelt. Es zeigt nämlich der Quarzgang gegenüber seinem Nebengestein eine sehr scharfe Begrenzung, sehr im Gegensatz zur diffusen Grenze der Hauptvererzung. Ausserdem ist der Quarzgang wesentlich weniger mächtig als das Erzvorkommen. Die altersmässige Stellung dieses Ganges ist infolge der rudimentären Aufschlüsse unklar. Auf Grund des Gefüges, das äusserst starke Anzeichen tektonischer Beanspruchung (Streckung) aufweist und der für alpidische Gangbildungen dieser Gegend eher ungewöhnlichen Dimension und räumlichen Orientierung (angenähertes N-S-Streichen), darf angenommen werden, dass es sich dabei um keine alpidische Bildung handelt. Sehr unsicher ist dagegen die altersmässige Stellung des Quarzganges gegenüber der Vererzung. Auf Grund der geologischen Verhältnisse (Fig. 8) scheint mir der Quarzgang eher die ältere Bildung zu sein, die in einer späteren Phase von der Vererzung teilweise verdrängt worden ist.

In ca. 15 m, bzw. ca. 30 m Entfernung finden sich nördlich und südöstlich des Schachtes weitere, sehr unbedeutende Erzspuren, die in keiner sichtbaren direkten Verbindung mit der Hauptvererzung stehen.

Das *Erz* setzt sich nach den mikroskopischen Untersuchungen aus folgenden Mineralien zusammen:

Quarz
 Albit
 Granat
 Chlorit
 Epidot
 ± Stilpnomelan, Biotit, Sericit, Titanit, Apatit

Als Gangart und
 im Nebenstein
 auftretend

Zinkblende (HG)
 Bleiglanz (HG)
 Kupferkies (HG)
 Pyrit (NG)
 Magnetkies (NG)
 Zinnkies (A)

Limonit
 Malachit

sekundäre Bildungen

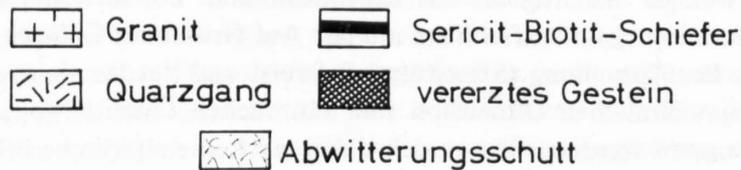
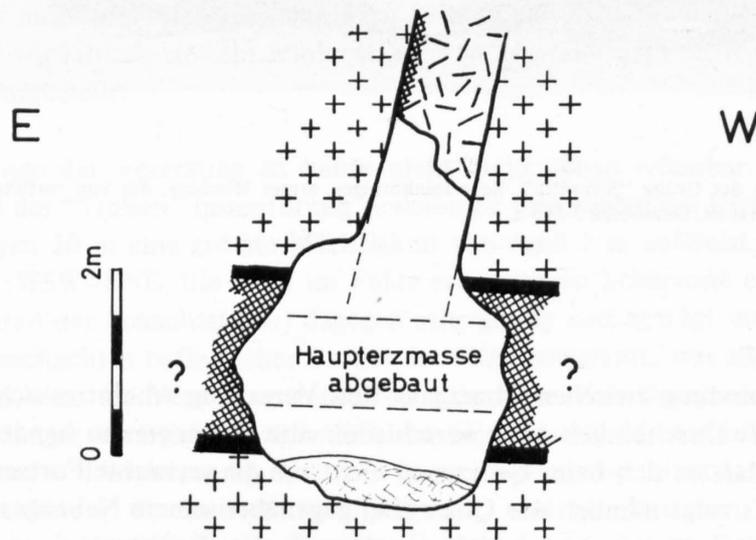


Fig. 8
 Schematischer Saigerriss durch den Schacht der Grube "Schmitte".

Das gesammelte Probenmaterial stammt aus dem Übergangsbereich von der eigentlichen Vererzung zum vererzten Nebengestein und ist deshalb sehr reich an Silikaten. Diese machen bei den untersuchten Proben volumenmässig die Hälfte und mehr aus. Zwischen Gangart und Sulfiden ist eine innige

Verwachsung zu beobachten, wobei in den meisten Anschliffen eine gewisse lagige Textur zu beobachten ist, indem feinste sulfidreichere Lagen mit silikatreicheren abwechseln. Die gegenseitigen Übergänge sind jedoch durchwegs verschwommen ausgebildet. In diesem Bereich lassen sich denn auch sehr schöne Verwachsungen zwischen Silikaten und Sulfiden beobachten (Fig. 9).

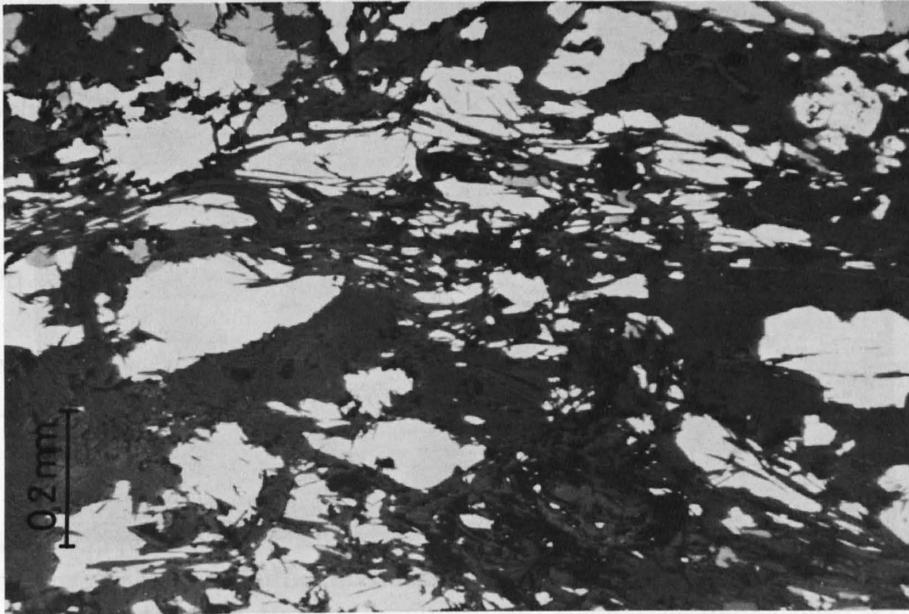


Fig. 9
Kupferkies (weiss) in silikatischer Grundmasse (grauschwarz); Chlorit ist spiessig in die Sulfidkörner hineingewachsen, z.T. auch völlig von diesen umwachsen. Anschliff J-395/1.

Von den eingangs genannten Mineralien scheint nur der Quarz, der Granat und wahrscheinlich auch der Plagioklas überall im Erz als eigentliche Gangart vertreten zu sein, währenddem Biotit, Stilpnomelan und Chlorit (sowie Quarz und Granat) in erster Linie die Hauptgemengteile des (vererzten) Nebengesteins darstellen. Epidot und z.T. auch der Chlorit treten nur sehr lokal auf.

In armen Erzpartien wird die Matrix durch blass gelblichgrünen, häufig gefältelten Biotit und Chlorit, sowie rekristallisiertem Quarz gebildet. Die mittlere Korngrösse beträgt nur 10 - 100 μ . Inmitten des Erzes treten auch mm bis cm grosse Quarzaugen und -schlieren auf, die alle Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung aufweisen. Einzelne grössere, unregelmässig begrenzte Quarzkörner finden sich auch als Einschlüsse in den Sulfiden.

Der Granat (nach näheren Untersuchungen setzt er sich aus Almandin, Spessartin und Grossular zusammen, s.S. 101) tritt als 0,05 - 0,2 mm grosse, z.T. vorzüglich idiomorph, meist jedoch xenomorph ausgebildete Körner von blass rötlicher Farbe auf. Er enthält häufig Einschlüsse von opaken Mineralien, ist aber seinerseits ganz oder teilweise von Sulfiden umschlossen (Fig. 10).

Lokal finden sich vererzte Quarzadern und -schlieren die neben Quarz sehr reich an Epidot und Chlorit sind. Der Epidot bildet dabei bis 1 mm grosse, ausgezeichnet stengelig gewachsene Kristalle, die

häufig zu stern- bis garbenförmigen Aggregaten verwachsen sind. Solche Epidotkristalle sind dabei oft von sulfidischen Mineralien verdrängt und z.T. fast völlig aufgelöst worden (Fig. 34).

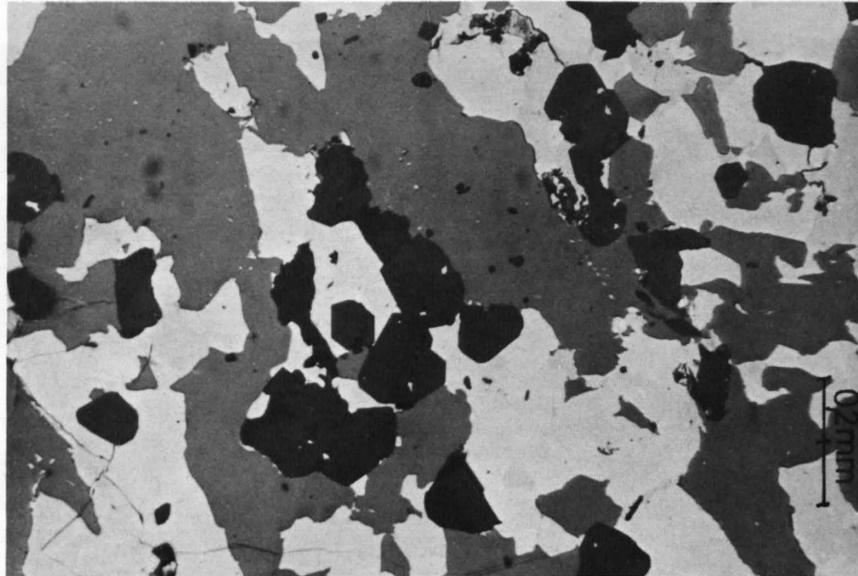


Fig. 10
Kupferkies (hellgrau) – Bleiglanz (weiss) – Zinkblende (dunkelgrau) – Verwachsung;
etwas Gangart (schwarz) mit idiomorphen Granatkörnern. Anschliff J-395/1.

Vereinzelt wurden im Erz auch tafelige Albitkörner (0,1 bis 0,2 mm \emptyset) beobachtet, die sonst im unmittelbaren Nebengestein der Vererzung fehlen ! Es handelt sich dabei um Albit, der ausserordentlich frisch erscheint und ohne jegliche Umwandlungserscheinungen ist. Fast immer ist er polysynthetisch verzwillingt; Sulfideinschlüsse sind häufig in ihm zu beobachten. Der Chlorit ist von grüngelber Farbe und meist sehr feinschuppig ausgebildet. Vor allem zusammen mit dem Epidot tritt auch relativ grobblättriger Chlorit (Fe(II)-Chlorit, s.S. 103) auf, der zuweilen stark mit opaken Mineralien verwachsen ist.

Da der Quarz in diesen epidotführenden Schlieren und Adern grobkörnig ausgebildet und nicht rekristallisiert ist, die Epidotstengel unzerbrochen und die Chloritblättchen relativ grobblättrig sind, muss es sich dabei zweifellos um allerjüngste, postkinematische Bildungen handeln, die keinen direkten Zusammenhang mit den Vererzungen besitzen, sondern höchstwahrscheinlich mit den hier zahlreichen alpidischen Zerrklüften in Verbindung gebracht werden müssen.

Der Hauptanteil der Sulfide (40 - 50 Vol.-%) wird durch die Zinkblende gestellt, währenddem Kupferkies und Bleiglanz ungefähr zu gleichen Teilen auftreten. Von den Nebengemengteilen überwiegt Pyrit Magnetkies deutlich.

Die *Zinkblende* bildet im Anschliff als einziges Mineral grössere zusammenhängende Bereiche, die als eine Art Matrix die übrigen Gemengteile zusammenzukitten scheint. Mit den anderen Erzmine-

ralien ist die Zinkblende in komplizierter, ineinandergreifender Weise verwachsen, wobei die einzelnen Mineralbereiche stark gebuchtet und gelappt ausgebildet sind. Altersbeziehungen lassen sich infolge dieser Verwachsungsstruktur keine mehr ableiten. In der Zinkblende treten häufig idiomorphe Granate auf, die ihrerseits Sulfideinschlüsse führen. Zinkblende findet sich in Form länglicher, ausgewalzter Aggregate auch im unmittelbaren Nebengestein der Vererzung.

Vereinzelt enthält die Blende stellenweise geradlinig angeordnete und nur wenige μ grosse, längliche Einschlüsse von Kupferkies, die offenbar parallel zu kristallographischen Richtungen verlaufen. Gelegentlich lassen sich ganze Scharen solcher "Schnüre" beobachten, die sich mitunter auch kreuzen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich dabei um eine Entmischung der Zinkblende.

Der *Kupferkies* tritt meist zusammen mit Bleiglanz auf und bildet sehr unregelmässig geformte, stark gebuchtete und gelappte Aggregate. Vereinzelt sind ungestörte Zwillingslamellen schon im gewöhnlichen Auflicht zu beobachten. Selten findet sich Kupferkies auch im Nebengestein.

Bleiglanz tritt in analoger Ausbildung wie Kupferkies auf und zeigt selten eine gewisse Neigung zu idiomorpher Ausbildung. Einschlüsse von Silbermineralien in Bleiglanz wurden nicht beobachtet.

Der *Pyrit* ist fast durchwegs xenomorph ausgebildet und meist stark angewittert. An einigen Stellen wurde Pyrit beobachtet, der durch Kupferkies verdrängt wird, im allgemeinen aber lassen sich keine Altersbeziehungen ableiten. Sulfideinschlüsse in Pyrit fehlen indessen völlig, nicht jedoch solche von Silikaten. Pyrit wurde nie in direkter Berührung mit Magnetkies beobachtet.

Magnetkies tritt nur in geringen Mengen auf, und zwar in Form rundlicher bis spindelförmiger Gebilde von nur 10 - 50 μ Länge, die meist mit Kupferkies und Bleiglanz zusammen auftreten.

Zinnkies (s.S. 113) findet sich, in allerdings geringen Mengen, überall im Erz verteilt als max. 50 μ grosse Körner, die sowohl inmitten der Zinkblende als auch in den Zwickeln aneinander stossender Kupferkies- und Zinkblendekörner auftreten. Einfache rundliche Kornformen sind dominierend, doch wurden auch sehr stark verformte Verwachsungen mit Zinkblende beobachtet.

Auffallendstes sekundäres Mineral ist der *Malachit*, der sich als Anflug im unmittelbaren Nebengestein vererzter Partien findet. *Limonit* findet sich als Umwandlungsprodukt des Pyrites.

Durch Strukturätzung konnten die Korngrössen ermittelt werden, die für die Hauptgemengteile 0,1 - 0,5 mm betragen. Die Nebengemengteile sind noch feinkörniger ausgebildet. Durch die Ätzung wurden neben den Korngrenzen (vorwiegend isometrische rundliche Körnung) auch leistenförmige Lamellensysteme in der Blende und im Kupferkies entwickelt, die schön regelmässig gewachsen sind und keinerlei Deformationen aufweisen. Die Verwachsungsstruktur der einzelnen Gemengteile ist identisch mit jener des Erzes der "Stuben" und das Erz zweifellos auch hier völlig rekristallisiert. Dadurch ist das ursprüngliche Gefüge des Erzes vollständig verwischt worden; es lassen sich deshalb keine Ausscheidungsabfolgen für die Sulfide mehr angeben. Es scheint lediglich, dass Pyrit einer der ältesten Gemengteile darstellt, denn er ist frei von Sulfideinschlüssen und wird vereinzelt von Kupferkies verdrängt.

3. DAS VORKOMMEN "KNAPPERE"

Allgemeines

Die Grube "Knappere" ist im Riederwald auf einem Felsvorsprung in 1100 m Höhe gelegen. Sie befindet sich ca. 250 m östlich des Weges Ried-Schniderblätz und weist die Koordinaten 178.625/693.250 auf. Ein teilweise eingefallener Schacht, sowie der Flurname "Knappere" (vom deutschen Wort Knappe = Bergmann abgeleitet) weisen auf den getätigten Bergbau hin. Es handelt sich bei dieser Grube um das jüngste Werk dieser Gegend und wurde 1744 eröffnet.

PETROGRAPHISCHE SITUATION

Die dichte Waldvegetation in diesem Gebiete erschwerte die geologische Arbeit ausserordentlich. Es fehlte ausserdem an guten und über grössere Strecken zusammenhängenden Aufschlüssen.

Die Untersuchungen ergaben, dass hier bei der "Knappere" eine ähnliche petrographische Situation wie bei der "Stuben" herrscht: die Vererzung befindet sich in einer nur wenige m mächtigen Sericit-Gneiszone, die im Norden von feinkörnigem Granit, im Süden von hornblendeführenden Gesteinen, die in einiger Entfernung an Hornblendefelse bzw. fraglichen Syenit anschliessen, begrenzt wird. Im Liegenden der Vererzung tritt ausserdem ein sehr auffälliger, heller Sericit-Schiefer auf. Im Bereiche der Grube lassen sich demnach folgende Gesteine unterscheiden (Fig. 11):

- 1) feinkörniger Granit
- 2) heller Sericit-Gneis
- 3) hornblendeführender Biotit-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis
- 4) Nebengestein der Vererzung, und zwar
 - a) dunkle Biotit-Sericit-Gneise
 - b) heller Sericit-Schiefer

Der feinkörnige Granit

Der nördlich der Vererzung auftretende Granit gehört zu einem kleineren, stockähnlichen Vorkommen inmitten der Sericit-Gneise, das keine oberflächliche Verbindung zu andern Granitvorkommen besitzt.

Im Handstück handelt es sich dabei um ein helles, rötlich-grau anwitterndes, ziemlich gleichmässig feinkörniges Gestein von sehr ähnlicher Beschaffenheit wie der Granit bei der "Stuben" oder der "Schmitte".

Makroskopisch erkennt man die bis mm-grossen Quarz- und Feldspatkörner, sowie den sehr feinschuppig ausgebildeten Biotit. Die Textur ist im allgemeinen massig, wobei jedoch stets eine mehr oder weniger ausgeprägte Schieferung erkennbar ist.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgenden Mineralbestand:

- 30 - 40 Vol.-% Kalifeldspat, vorwiegend fleckenperthitisch entmischt
- 15 - 25 Vol.-% Quarz
- 15 - 25 Vol.-% Plagioklas (Oligoklas), plus etwas Albit
- 5 - 10 Vol.-% Biotit
- 5 - 10 Vol.-% Sericit

Nebengemengteile: Epidot, Chlorit

Akzessorien: Stilpnomelan, Zirkon, Apatit, opake Mineralien, Titanit, Leukoxen

Korngrösse der Hauptgemengteile: im Mittel zehntel-mm bis mm.

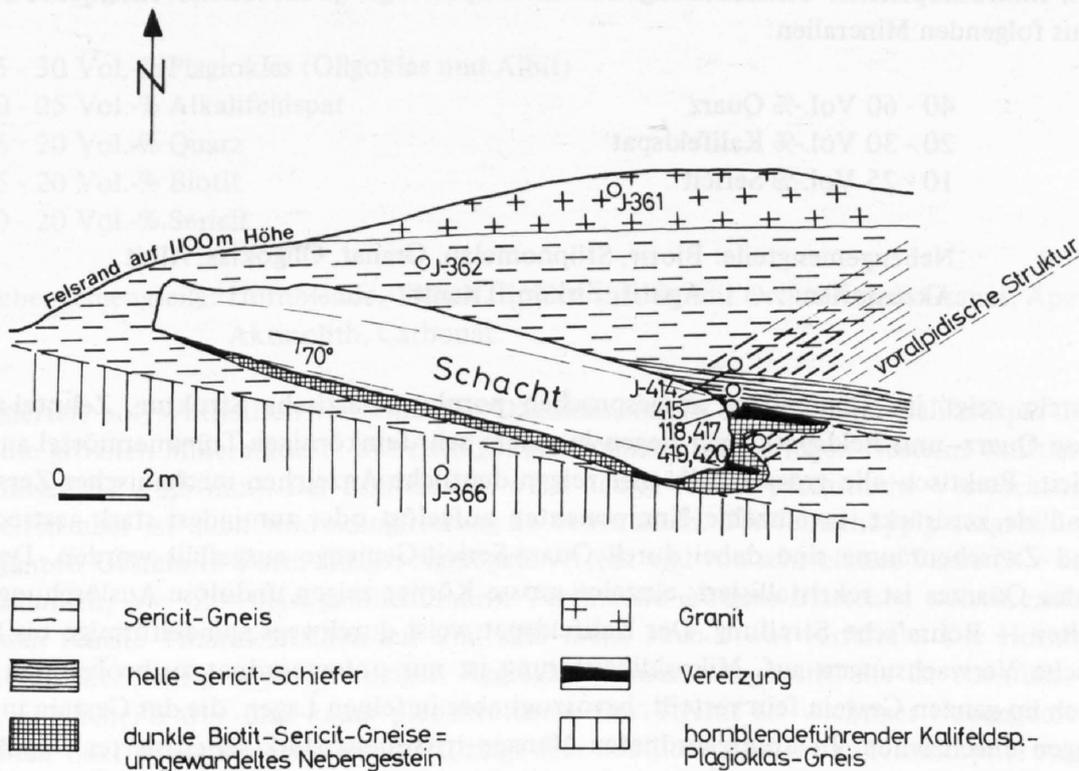


Fig. 11
Geologische Planskizze der Umgebung der Grube "Knappere" (abgedeckte Darstellung).

Da das Gefüge und der Mineralbestand identisch mit jenem des Granites bei der "Schmitte" ist, sei auf eine eingehendere Beschreibung verzichtet und auf S. 32 verwiesen.

Der helle Sericit-Gneis

Die zwischen Granit und den hornblendeführenden Gesteinen gelegene Gneiszone (siehe Fig. 11) ist rund 7 m mächtig, inklusive Vererzung und Sericit-Schiefer. Sie setzt sich aus zwei verschiedenen Gneistypen zusammen, die anhand ihrer Farbe bereits im Felde voneinander unterschieden werden können. Im Liegenden der Vererzung handelt es sich um helle, grünlichgraue Gesteine, im Hangen-

den um etwas dunklere, grünliche Gesteine. Letztere werden im Abschnitt "Nebengestein der Vererzung" behandelt, da sie offenbar an die Vererzung gebunden sind. Beide Gneistypen können unterschiedlich stark geschiefert sein, besitzen aber durchwegs ein sehr ähnliches Gefüge: sie sind stets sehr feinkörnig und deutlich paralleltexturiert. Makroskopisch lassen sich nur gerade grössere Quarz- bzw. Feldspat-Prophyroblasten erkennen.

Am Ostrand des Grubenschachtes, wo Erzausbiss und dessen Nebengestein am besten aufgeschlossen sind, lässt sich sehr schön eine durch feine Quarz/Feldspatlagen gegebene Bänderung des hellen Gneises beobachten; diese verläuft diskordant zur Vererzung, aber auch diskordant zur alpidischen Schieferung. Zweifellos handelt es sich dabei um ein altes, voralpidisches Gefüge.

Nach den mikroskopischen Untersuchungen besteht der helle Sericit-Gneis im Liegenden der Vererzung aus folgenden Mineralien:

40 - 60 Vol.-% Quarz
20 - 30 Vol.-% Kalifeldspat
10 - 25 Vol.-% Sericit

Nebengemengteile: Biotit, Stilpnomelan, Granat, Oligoklas, Albit
Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit.

Das Gestein zeigt im Dünnschliff ausgesprochen porphyroklastische Struktur. Zehntel-mm bis mm-grosse Quarz- und Feldspatkörner liegen in einem sehr feinkörnigen Trümmermörtel aus Quarz und Sericit. Praktisch alle grösseren Körner zeigen deutliche Anzeichen mechanischer Zerstörung; meist sind sie zerdrückt, in einzelne Komponenten aufgelöst oder zumindest stark gestreckt. Die Risse und Zwischenräume sind dabei durch Quarz-Sericit-Gemenge ausgefüllt worden. Der grösste Teil des Quarzes ist rekristallisiert; einzelne grosse Körner zeigen undulöse Auslöschung und – nicht selten – Böhm'sche Streifung. Der Kalifeldspat weist durchwegs spindelförmige bis fleckige perthitische Verwachsungen auf. Mikroklingitterung ist nur untergeordnet zu beobachten. Sericit findet sich im ganzen Gestein fein verteilt, bevorzugt aber in feinen Lagen, die das Gestein in s-parallelen Lagen durchziehen. In untergeordneten Mengen tritt meist stark sericitisierter Oligoklas, sowie neugebildeter, frischer Albit auf, der grössere tafelige Körner bildet. Von den Nebengemengteilen sei ausser dem sehr feinschuppig ausgebildeten, hellbraunen Biotit und dem rotbraunen Stilpnomelan vor allem der Granat erwähnt. Er tritt zusammen mit Sericit und Mörtelquarz in langen, perlschnurartigen, s-parallelen Anordnungen auf, wobei die einzelnen, blass rötlichen Granatkörner (mittlere Korndurchmesser 25 - 100 μ) meist idiomorph ausgebildet sind.

Dieser Sericit-Gneis unterscheidet sich infolge seines hohen Gehaltes an Kalifeldspat deutlich von andern (Chlorit)-Sericit-Gneisen dieser Gegend. Leider lassen sich seine genauen Grenzen zum Nebengestein infolge schlechter Aufschlussverhältnisse nicht ermitteln. Schon wenige m westlich der Grube lässt sich kein analoges Gestein mehr beobachten und auch in östlicher Richtung treten nur vereinzelt Aufschlüsse dieses Gesteins auf, das dann in etwa 50 m Entfernung völlig unter dem Gehängeschutt verschwindet. Es ist daher sehr schwer abzuklären, ob es sich bei diesem Sericit-Gneis um ein Para-, oder um ein Orthogestein handelt. Möglicherweise hängt es genetisch direkt mit dem etwas weiter nördlich gelegenen Amphibolitmigmatit-Vorkommen zusammen (siehe weiter unten). Mit grosser Sicherheit steht dagegen fest, dass der Granit und der Sericit-Gneis keine identischen Gesteine sind. Das geht schon aus dem unterschiedlichen Mineralbestand der beiden Gesteine hervor,

und wird noch durch die Tatsache erhärtet, dass sich die reliktsche Textur des Sericit-Gneises im Granit nicht nachweisen lässt. Der Granit ist somit jünger als der Sericit-Gneis.

Der hornblendeführende Biotit-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis

Das in etwa 1 m Entfernung vom Grubenschachtrand anstehende schiefrige Gestein ist von grünlich-grauer Farbe und wittert braun an. Makroskopisch ist es kaum von den hellen Sericit-Gneisen zu unterscheiden, und lässt infolge seiner Feinkörnigkeit ausser Quarz und Feldspat keine anderen Mineralien von blossem Auge erkennen.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgenden Mineralbestand:

- 25 - 30 Vol.-% Plagioklas (Oligoklas und Albit)
- 20 - 25 Vol.-% Alkalifeldspat
- 15 - 20 Vol.-% Quarz
- 15 - 20 Vol.-% Biotit
- 10 - 20 Vol.-% Sericit

Nebengemengteile: Hornblende, Titanit, Epidot (häufig mit Orthit-Kern), Granat, Apatit, Aktinolith, Carbonat.

Sericitisiertes, polysynthetisch verzwillingtes Oligoklas, tafelig ausgebildeter Kalifeldspat und Quarz bilden die grössten Mineralkörner des ziemlich gleichmässig feinkörnigen Gesteins (mittlerer Korndurchmesser 0,2 - 0,5 mm). Der Kalifeldspat weist häufig feinste perthitische Verwachsungen auf, nicht selten aber ist auch Mikroklingitterung zu beobachten. Der feinschuppig ausgebildete Biotit ist im ganzen Gestein in Form filziger Aggregate verteilt und von sehr blasser Farbe (X = farblos bis blass bräunlich, Y ~ Z = blass gelblichbraun). Vereinzelt grössere Blättchen weisen entlang ihren Spaltrissen feinste Titanitkörnchen auf und sind meist auch etwas verfälscht. Die Hornblende ist stark zerdrückt, häufig auch zu filzigen Aggregaten zusammengeballt. Sie ist ebenfalls von sehr blasser, grünlicher Farbe und kaum pleochroitisch. Der Titanit als wichtiger Nebengemengteil ist meist mehr oder weniger stark korrodiert, zeigt aber deutliche Ansätze zu idiomorpher Ausbildung. Von den Nebengemengteilen sei noch besonders der Aktinolith erwähnt, der feinste, nur wenige μ dicke Fasern bildet, die einzeln oder als Bündel im ganzen Gestein verteilt, bevorzugt aber in der Nähe der Hornblende auftreten. Die Tatsache, dass diese sehr feinen, nicht eingeregeltten Fasern, z.B. inmitten einem rekristallisierten Quarzpflaster, keine oder nur sehr geringe Deformationen aufweisen, lässt den Schluss zu, dass es sich dabei um eine postkinematische Mineralbildung handelt. Der feinkörnige Granat ist meist idiomorph ausgebildet, klar durchsichtig und findet sich im ganzen Gestein, bevorzugt in s-parallelen Aggregaten, verteilt.

Trotz seiner recht starken Schieferung ist die ursprüngliche, massige Textur des Gesteines weitgehend erhalten geblieben. Nur gerade die Glimmer, sowie feinkörniger, meist in Leukoxen umgewandelter Titanit, sind eingeregelt und verleihen dem Gestein eine gewisse Paralleltextur. Die Feldspäte und der Quarz bilden ein weitgehend gleichkörniges, verzahntes Gefüge und zeigen kaum Einregelung, ebensowenig die bis mehrere zehntel-mm grossen Titanitkristalle. Dieser hornblendeführende Gneis stellt ohne Zweifel den verschieferten (plagioklasreicheren) Rand des etwa 30 m weiter westlich aufgeschlossenen massigen Kalifeldspat-Hornblende-Gesteins dar, das zur Hauptsache aus den beiden genannten Mineralien besteht. Das dunkle, feinkörnige Gestein führt ausserdem als Nebenge-

mengteile Biotit, Oligoklas/Andesin, Titanit und reichlich blaugrün bis braun gefärbten, zonaren Apatit. Die richtungslos massige Textur, sowie die \pm gleichkörnige Struktur dieses "syenitischen" Gesteins weisen auf eine magmatische, bzw. ultrametamorphe Entstehung hin. Letzteres scheint in diesem Falle wahrscheinlicher zu sein, tritt doch etwas tiefer und rund 50 m weiter nördlich der Grube "Knappere", ein Amphibolitmigmatit (Agmatit) auf. Zwischen dem offenbar sehr kleinen "Syenit"-Vorkommen und dem Migmatit liessen sich im Felde mangels Aufschlüssen allerdings keine direkten Beziehungen nachweisen. Möglicherweise bilden Migmatit, Sericit-Gneis (oder Teile davon) und "Syenit" zusammen eine petrographische Einheit, die den Rest eines einst grösseren, zusammenhängenden und durch die Tektonik auseinandergerissenen Komplexes darstellt, der heute durch die (ebenfalls isolierten) Migmatit-Vorkommen im westlichen Riederwald, sowie im Tal westlich der Grube "Schmitte" angedeutet wird. Das Streichen dieses Komplexes entspräche übrigens jenem der Migmatitzone des Teiftales.

Das Nebengestein der Vererzung

Der grünliche, dunklere *Biotit-Sericit-Gneis* ist, soweit ersichtlich, auf die nächste Nähe der Vererzung, aber nur auf deren Hangendes beschränkt. Er geht südwärts ohne makroskopisch sichtbare Grenze in den hornblendeführenden *Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklas-Gneis* über.

Der *Biotit-Sericit-Gneis* weist nach den mikroskopischen Untersuchungen die genau gleiche porphyroklastische Struktur, aber doch deutlich anderen Mineralbestand als der helle *Sericit-Gneis* im Liegenden der Vererzung auf:

- 40 - 50 Vol.-% Quarz
- 30 - 40 Vol.-% Sericit
- 10 - 20 Vol.-% Biotit

Nebengemengteile: Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Titanit, Apatit, Chlorit, Epidot, opake Mineralien, Zirkon, Carbonat.

Gegenüber dem hellen *Sericit-Gneis* fällt vor allem das fast völlige Fehlen von Alkalifeldspat auf; dieser tritt zudem nur im Kontaktbereich gegen den hornblendeführenden *Gneis* auf. Dafür ist der Gehalt an Glimmer, vor allem Biotit, bedeutend höher.

Der Quarz bildet die bis 1 mm grossen Porphyroklasten, die in einer feinkörnigen Grundmasse aus Sericit, Biotit und Quarz liegen. Der filzige Sericit durchzieht das Gestein in feinen, s-parallelen Lagen und "umströmt" dabei die grossen Quarzporphyroklasten. Der feinschuppig (50 - 100 μ) ausgebildete Biotit ist im allgemeinen von blass bräunlicher Farbe, selten auch grünlich (nur in unmittelbarer Nähe von opaken Mineralien). Der vorwiegend nesterförmig auftretende Biotit ist in gewissen Gesteinspartien mehr oder weniger stark chloritisiert. Der Plagioklas tritt nur in geringen Mengen und in Form mm-dicker Äderchen auf; er ist stets stark zersetzt und polysynthetisch verzwillingt, sowie sehr feinkörnig ausgebildet. Im ganzen *Gneis* verteilt findet sich Granat, der sowohl sehr feinkörnig, klar und idiomorph, als auch grobkörniger, unregelmässig begrenzt und trübe ausgebildet sein kann. Letzterer ist reich an feinsten Einschlüssen opaker Mineralien und ist auch oft mit solchen verwachsen. Feinstkörniger, meist in Leukoxen umgewandelter Titanit, ist verbreiteter Nebengemengteil, ebenso der zonare Apatit.

Eine auffällige Erscheinung ist das Auftreten von feinsten, beigefarbenen Äderchen und Lagen im Gneis, die nach den mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen vorwiegend aus Granat bestehen. Die oft etwas verfälschten Lagen verlaufen ungefähr s-parallel und finden sich nur in Zonen intensivster Verschieferung im Biotit-Sericit-Gneis. Es handelt sich offenbar um Granatbildungen auf Scherflächen der alpidischen Hauptschieferung, wie sie auch von STECK (1966) aus dem westlichen Aarmassiv beschrieben worden sind.

Die zehntel-mm bis mehrere mm-dicken Lagen bestehen dabei bis zu 75% aus Granat, der mit Quarz und Sericit, sowie in einem Fall mit Chlorit verwachsen ist. Die Granatkörner weisen einen mittleren Durchmesser von unter zehn μ auf, sind meist klar durchsichtig und vorzüglich idiomorph kristallisiert, und bilden einen locker zusammenhängenden Körnerverband. Dazwischen finden sich vereinzelt grössere, trübe Granatkörner von unregelmässiger Gestalt. Nach den mikroskopischen Untersuchungen weisen diese ausserdem häufig Einschlüsse von rundlichen Titanitkörnern auf (Dünnschliff J-93); ausserdem sind die trüben Granatkörner älter, als der klare, idiomorph gewachsene Granat, da letzterer häufig Säume um die grösseren Granatkörner herum bildet. Es bestehen jedoch keine sicheren Hinweise dafür, dass es sich beim älteren Granat um voralpidische Mineralbildungen handeln würde (s.S. 102).

Beim Erzausbiss am Ostrand des Grubenschachtes treten unmittelbar im Liegenden der Vererzung phyllonitische, gelblichweisse bis rostigbraune *Sericit-Schiefer* auf, die im Bereiche des Schachtes auskeilen. In östlicher Richtung entziehen sie sich vorerst der Beobachtung infolge Gehängeschuttbedeckung, sind aber in etwa 50 m Entfernung in einer kleinen Rinne wieder aufgeschlossen. An der gleichen Stelle ist auch ein 5 - 10 cm mächtiges, vererztes Quarzband zu sehen, das hier, anders als bei der Grube selbst, sowohl im Hangenden als auch im Liegenden vom Sericit-Schiefer begleitet wird, der hier eine Gesamtmächtigkeit von ca. 2 m aufweist.

Die mikroskopische Untersuchung dieses Schiefers, in dem makroskopisch nur gerade einzelne grössere Quarzkörner erkennbar sind, ergab, dass das Gestein zu 70 - 90 Vol.-% aus Quarz und zu 10 - 30% aus Sericit besteht. In unbedeutenden Mengen treten Titanit, Zirkon und opake Mineralien auf. In einer sehr feinkörnigen Matrix (durchschnittliche Korngrösse 50 - 100 μ) aus Quarz und Sericit finden sich zahlreiche grössere, meist stark gestreckte Quarzkörner, bzw. Körneraggregate bis zu 1 mm Länge, die dem Gestein, zusammen mit den feinen Sericitlagen, eine gewisse Lentikulartextur verleihen.

Makroskopisch und mikroskopisch sehr ähnliche Gesteine (die allerdings zusätzlich Pyrit führen) sind von PFLUGSHAUPT (1927) als stark gepresste, sericitisierte Quarzporphyre betrachtet worden, was kaum wahrscheinlich ist, wie ich auf S. 14 dargelegt habe. Ob in diesem Falle hier ein sericitisierter Quarzporphyr vorliegt, lässt sich nicht mehr mit Sicherheit aussagen. Die beidseits sehr scharf ausgebildete Begrenzung dieser Sericit-Schieferzone innerhalb des Sericit-Gneises lässt zweifellos an ein ursprüngliches (saurer) Ganggestein denken, doch kann die intensive Umwandlung desselben (auch röntgenographisch wurden keine Feldspäte mehr nachgewiesen, s.S. 85) kaum auf die alpidische Metamorphose allein zurückgeführt werden. Die Vermutung liegt deshalb nahe, dass bereits vor der alpidischen Metamorphose ein Gestein vorlag, das im Wesentlichen eine mineralogische Zusammensetzung aufwies, die weitgehend jener des heute vorliegenden Gesteins entsprach. Die auffällige Vergesellschaftung von Vererzung und Sericit-Schiefer lässt den Schluss zu, dass beide irgendeiner genetischen Beziehung zueinander stehen. So ist z.B. denkbar, dass es sich beim Sericit-Schiefer um ein durch hydrothermale Einflüsse im Zusammenhang mit der Bildung der Vererzung zersetztes Ganggestein (Quarzporphyr?) handelt. Darauf scheint auch der relativ hohe Ge-

halt dieses Gesteins an Spurenelementen (einige 100 bis 1000 ppm Cu, Pb und Zn) hinzuweisen (s.S. 134).

Beim Erzausbiss (und nur hier) ist die Hauptvererzung (beidseits) von 5 - 10 cm dicken Quarzadern begleitet, die schwach vererzt sind. Der Quarz ist dabei auffällig grob auskristallisiert und zeigt auch im Dünnschliff nur schwache Anzeichen tektonischer Beanspruchung. Dies steht im krassen Gegensatz zur intensiven alpidischen Durchbewegung des Erzes selbst. Es dürfte sich deshalb bei diesen Quarzadern um junge Bildungen handeln, die syn- oder postkinematisch entstanden sind, und genetisch nicht direkt mit der Vererzung selbst zusammenhängen. Das Gleiche gilt ev. auch für das etwas Sulfide führende Quarzband 50 m östlich der Grube.

DIE VERERZUNG

Von allen untersuchten Erzvorkommen ist dasjenige der "Knappere" am besten erhalten und es lässt sich hier somit der Charakter der Vererzung auch am besten erfassen. Sehr gut aufgeschlossen ist der Erzausbiss am Ostrand des Schachtes, wo zu erkennen ist, dass eine 10 cm breite vererzte Zone im Hangenden und Liegenden von relativ grobkörnigen Quarzonen, bzw. etwas weiter weg von Biotit-Sericit-Schiefern, begleitet wird. Im Schacht selbst verbreitert sich diese vererzte Zone bis auf 30 cm, indem zusätzliche weitere vererzte Zonen auftreten, die jedoch einzeln bedeutend weniger mächtig ausgebildet sind. Im Hangenden der Hauptvererzung treten ausserdem weitere \pm parallel zueinander verlaufende, nur sehr kleine Vererzungen auf.

Das linsenförmige Erzvorkommen weist (gemessen am Grubenbau) eine Länge von 15 - 18 m auf, wobei die Mächtigkeit 0,3 - 0,5 m beträgt. Bis in eine Tiefe von ca. 7 m ist das Gestein vererzt, die Grubensohle selbst aber taub. Da der Oststoss (Erzausbiss) der Grube noch sichtbar vererzt ist, scheint sich die Vererzung in dieser Richtung noch etwas fortzusetzen. Der Weststoss dagegen ist völlig taub.

Sehr auffällig ist die vorwiegend scharfe Begrenzung der einzelnen vererzten Zonen gegenüber ihrem Nebengestein und der dadurch gegebene ausgesprochene Gangcharakter. Wo mehrere "Erzgänge" nebeneinander verlaufen, sind diese durch nur wenige mm-dicke phyllonitische Zwischenlagen voneinander getrennt. Auch in den einzelnen "Erzgängen" selbst ist bereits makroskopisch eine Wechselfolge silikat- und sulfidreicherer Lagen, zu beobachten. Innerhalb der vererzten Zonen finden sich häufig mm- bis cm-grosse Quarzaugen und -schlieren, die stets sehr stark gestreckt und s-parallel eingeregelt sind. Klar erkenntlich ist jeweilen, dass auch die sulfidreichen Partien mitdeformiert sind und dem Erz dadurch eine ausgesprochene Parallel- bis Lentikulartextur verleihen.

Das Erz selbst ist von grauer bis bräunlicher Farbe und wegen seiner extremen Feinkörnigkeit sehr unscheinbar, so dass es im dunklen Nebengestein kaum auffällt. Vererzte Stellen verraten sich vor allem durch ihre rostigbraune bis blaugraue Anwitterungsfarbe. Bereits makroskopisch ist zu erkennen, dass sich das Erz zur Hauptsache aus Zinkblende und Bleiglanz zusammensetzt. Kupferkies scheint dagegen nur in sehr geringen Mengen aufzutreten. Die einzelnen Gemengteile sind infolge der dichten und feinkörnigen Ausbildung des Erzes makroskopisch nur an ihrer Farbe zu erkennen, da jede spätige Ausbildung der betreffenden Komponenten fehlt. Besondere Absatzstrukturen sind innerhalb der sulfidreicheren Partien nicht zu beobachten, es handelt sich infolge der ziemlich gleichmässigen Verteilung der Hauptkomponenten um ein ausgesprochenes Mischerz.

Nach den mikroskopischen Untersuchungen setzt sich das Erz aus folgenden Gemengteilen zusammen:

Quarz	}	als Gangart und in den phyllonitischen Zwischen- lagen
Granat		
Stilpnomelan		
Albit		
Chlorit		
+ Zirkon, Biotit, Epidot		

Zinkblende (HG)
Bleiglanz (HG)
Kupferkies (NG)
Pyrit (NG)
Magnetkies (NG)
Zinnkies (A)

Der Anteil der Gangart am Erz ist viel höher, als man nach den makroskopischen Befunden erwarten würde; er macht nämlich bis zu 50 Vol.-% und mehr des Gesamtmineralbestandes aus. Zwischen den phyllonitischen Zwischenlagen und der Gangart besteht hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung kein wesentlicher Unterschied. Erstere sind meist noch etwas quarzreicher als die Gangart selbst, und führen natürlich nur sehr wenig Erz-Mineralien.

Die Hauptmasse der Gangart besteht aus *Quarz*, der ein sehr feinkörniges, (mittlerer \varnothing 50 - 100 μ), völlig rekristallisiertes Pflastergefüge bildet. Grössere Quarzkörner sind durch die starke tektonische Beanspruchung in Aggregate zahlreicher kleinerer, oft durch Mörtelquarz verbundener Einzelkörner aufgelöst worden, die kräftige undulöse Auslöschung aufweisen.

In relativ grosser Menge tritt auch *Stilpnomelan* auf. Er ist von grünlicher Farbe und bildet bis zu 80 μ lange spiessige Schüppchen und Büschelchen, die alle mehr oder weniger s-parallel eingeregelt sind. Sehr oft ist zu beobachten, wie die einzelnen Stilpnomelanspiesse entlang von Korngrenzen und Rissen in die Erzminerale hineingewachsen sind (Fig. 12). Stilpnomelan findet sich in der ganzen Erzmasse verteilt, daneben aber auch eigentliche Lagen bildend, die nahezu frei an Sulfiden sind und nur noch etwas Quarz und Granat führen. Solche Lagen entsprechen den auch von blossem Auge erkenntlichen "Häuten", die dem Erz diese ausgesprochene Paralleltexur verleihen.

In feiner bis allerfeinster Ausbildung (10 - 100 μ mittlerer Korndurchmesser) findet sich der *Granat*, der als weiterer Hauptgemengteil das ganze Erz, also auch die silikatreicheren Zwischenlagen durchsetzt. Er ist durchwegs vorzüglich idiomorph ausgebildet, klar durchsichtig und besteht nach einer näheren Bestimmung (s.S. 101) ungefähr zu gleichen Teilen aus Spessartin, Grossular und Almandin. Granat findet sich ausser in Quarz und Stilpnomelan in sämtlichen Mineralien des Erzes als Einschluss, auffallend reichlich im Albit. Die grössten Granatkörner sind stets mit Sulfiden verwachsen.

Als Nebengemengteil tritt *Albit* auf, der tafelige, hypidiomorphe Körner bildet, die völlig frisch sind. Die fast immer polysynthetisch verzwilligten Feldspatkörner zeigen keinerlei Anzeichen von tektonischer Beanspruchung oder von Umwandlung und sind gegenüber den übrigen Gemengteilen

relativ sehr gross (0,1 - 0,3 mm). Vor allem im Kern sind die Albite reich an Einschlüssen 10 - 50 μ grosser Granat- und Sulfidkörner.

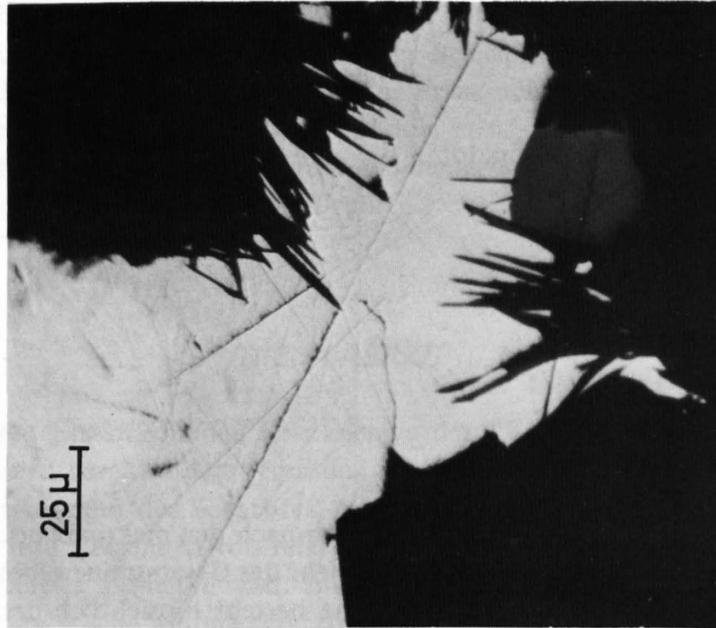


Fig. 12
Spiessig in Kupferkies (weiss) hineingewachsener Stilpnomelan; ferner Zinkblende (dunkelgrau) und Gangart (schwarz). Anschliff J-365/1, Oel.

Als weiterer Nebengemengteil ist *Chlorit* zu erwähnen, der vor allem zwischen den Sulfidkörnern Aggregate unregelmässig begrenzter feiner Schüppchen bildet. Der Chlorit ist von deutlich grüner Farbe, pleochroitisch, und weist blaugraue Interferenzfarbe auf.

In den feinen phyllonitischen Lagen zwischen den einzelnen "Erzgängen" tritt in geringer Menge ausser den eben beschriebenen Mineralien zusätzlich blass gelb-grüner, feinschuppiger *Biotit* auf, der oft zu Nestern zusammengeballt ist. Ausserdem findet sich akzessorisch *Zirkon*.

Die mit den Silikaten eng verwachsenen Erzminerale sind ausgewalzt und s-parallel eingeregelt (Fig. 13). Die einzelnen Aggregate und Körner weisen dabei Grössen von mehreren mm bis zu wenigen μ auf, wobei sulfidreichere Lagen mit silikatreicheren wechsellagern. Die Übergänge zwischen den einzelnen Lagen sind fliessend und die Silikate mit den Sulfiden sehr stark vermengt.

Sulfidischer Hauptgemengteil ist Zinkblende der etwa die Hälfte der Erzminerale ausmacht. Daneben tritt noch reichlich Bleiglanz auf, sowie als Nebengemengteil Kupferkies. Pyrit tritt nur in geringen Mengen auf, ebenso der Magnetkies, die zusammen etwa 5 Vol.-% des Erzmineralbestandes ausmachen. Sehr selten wurde Zinnkies beobachtet.

Die *Zinkblende* ist relativ arm an Einschlüssen anderer sulfidischer Erzminerale, dafür sehr stark mit Silikaten (Granat, Quarz, Stilpnomelan) durchsetzt. Die Blende greift auch weiter ins Nebenge-

stein hinaus als die übrigen Sulfide und stellt eine Art Zement dar, der die lockere Silikatmasse zusammenkittet. In den einzelnen sulfidreicheren Lagen findet sich die Zinkblende am äusseren Rand, Bleiglanz und Kupferkies dagegen eher in den zentralen Partien der einzelnen Lagen. Es handelt sich hierbei möglicherweise um die Relikte einer einstigen Bändertextur des Erzes. Die "Ver-mischung" der einzelnen Komponenten ist jedoch so weit fortgeschritten, dass sich nichts sicheres mehr über das ursprüngliche Gefüge aussagen lässt.

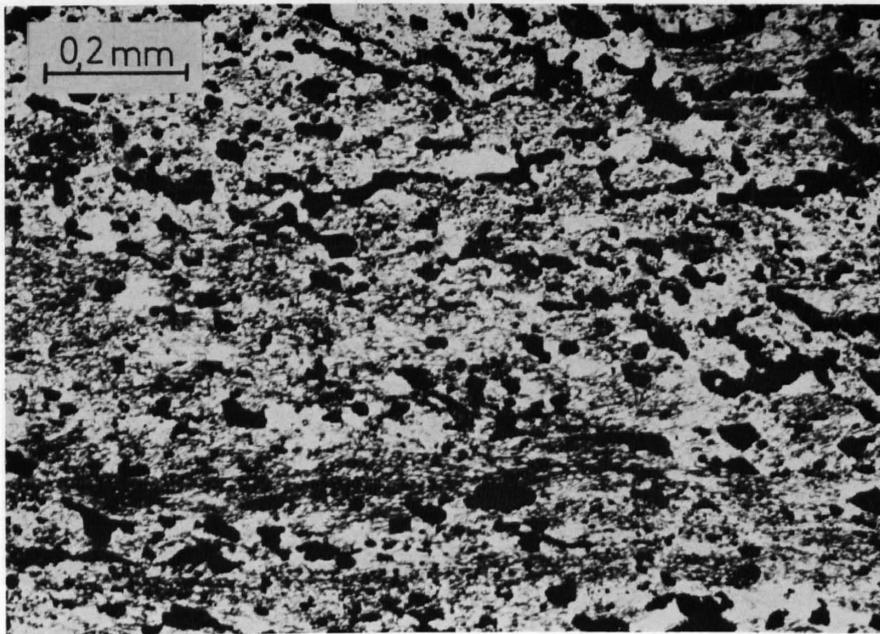


Fig. 13
Dünnschliffbild des Erzes von der "Knappere", das die s-parallel eingeregelteten Sulfidaggregate (schwarz) in der Quarz-Granat-Stilpnomelan-Matrix zeigt. Am unteren Bildrand sind zwei stilpnomelanreiche Lagen zu erkennen. Dünnschliff J-365, einfach polarisiert.

Besonders in isolierten Zinkblendekörnern in den silikatreicheren Lagen lassen sich in der Blende feinste, geradlinig angeordnete Kupferkieströpfchen beobachten, die sehr wahrscheinlich Entmischungen darstellen.

Bleiglanz tritt vorwiegend in xenomorpher Ausbildung und inniger Verwachsung zusammen mit Zinkblende und Kupferkies in sulfidreichen Nestern und Lagen auf. Einzelne isolierte Bleiglanzkörner oder Agglomerate in den silikatreichen Partien sind sehr selten. Gelegentlich konnten Anzeichen zu idiomorpher Ausbildung beobachtet werden. Mineraleinschlüsse im Bleiglanz, die als Silberträger in Frage kommen könnten, wurden keine gesehen.

Kupferkies tritt nur vereinzelt und in analoger Weise wie der Bleiglanz auf. Ungestörte, leistenförmige Lamellen wurden bereits bei gewöhnlichem Auflicht vereinzelt beobachtet. Geradlinig ausgebildete Korngrenzen deuten gelegentlich gewisse hypidiomorphe Ausbildung an.

Der *Pyrit* tritt stets in Form unregelmässig begrenzter, nur selten idiomorpher Körner auf, die fast immer limonitisiert sind. Sulfideinschlüsse in ihm sind sehr selten, silikatische schon häufiger. Ka-

taklase wurde nur sehr vereinzelt beobachtet. Pyrit findet sich häufig zu Nestern zusammengeballt, oder aneinandergereiht in feinen, leicht verfäلتelten Äderchen zusammen mit Bleiglanz und Zinkblende. Namentlich in bleiglanzreichen Partien lässt sich zuweilen rekristallisierter Pyrit beobachten, der z.T. eigentliche Idioblasten bildet, die reich an rundlichen Einschlüssen sulfidischer Mineralien sind.

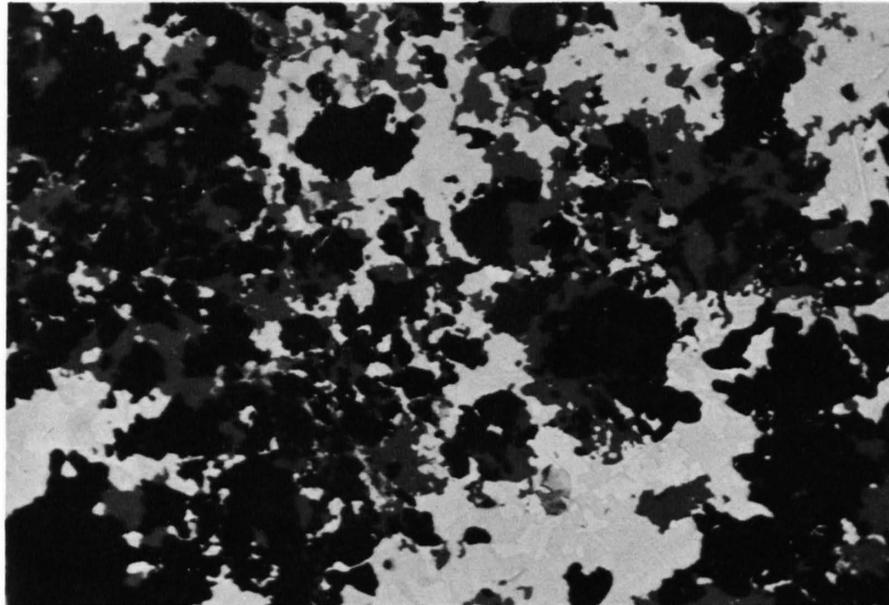


Fig. 14
Ausgesprochen innige Bleiglanz (weiss) – Kupferkies (eine Spur dunkler als PbS) – Zinkblende (grau) – Verwachsung, die stark von Gangart (schwarz) durchsetzt ist. In den silikatreichen Partien tritt Zinkblende als “Zement” auf. Anschliff J-417. 115 x vergrössert.

Magnetkies tritt nur in sehr geringen Mengen und fast ausschliesslich im Bleiglanz auf, wobei die einzelnen Aggregate stets einfache rundliche bis elliptische Formen von 10 - 50 μ Länge aufweisen. Magnetkies wurde nie in direktem Kontakt mit Pyrit beobachtet.

Zinnkies ist sehr selten und bildet winzige Einschlüsse (Zwickelfüllung) in Zinkblende.

Die Korngrössen der einzelnen Sulfide betragen im Mittel für die Hauptgemengteile 0,05 - 0,1 mm, wobei zu beachten gilt, dass der Durchmesser der einzelnen Körner und ihrer Agglomerate in den sulfidreichen Partien im allgemeinen wesentlich grösser ist als in den silikatreichen Partien. In den stark durchbewegten Lagen liegt die Korngrösse unter 0,05 mm und kann bis auf wenige μ absinken; die Erzmineralaggregate sind hier auch stets von länglicher Form und deutlich gestreckt.

Das Erz der Grube “Knappere” weist eine ausgesprochen komplizierte und innige Verwachsung seiner Gemengteile auf, und zwar sowohl der Sulfide unter sich, als auch der Sulfide mit den Silikaten (Fig. 14).

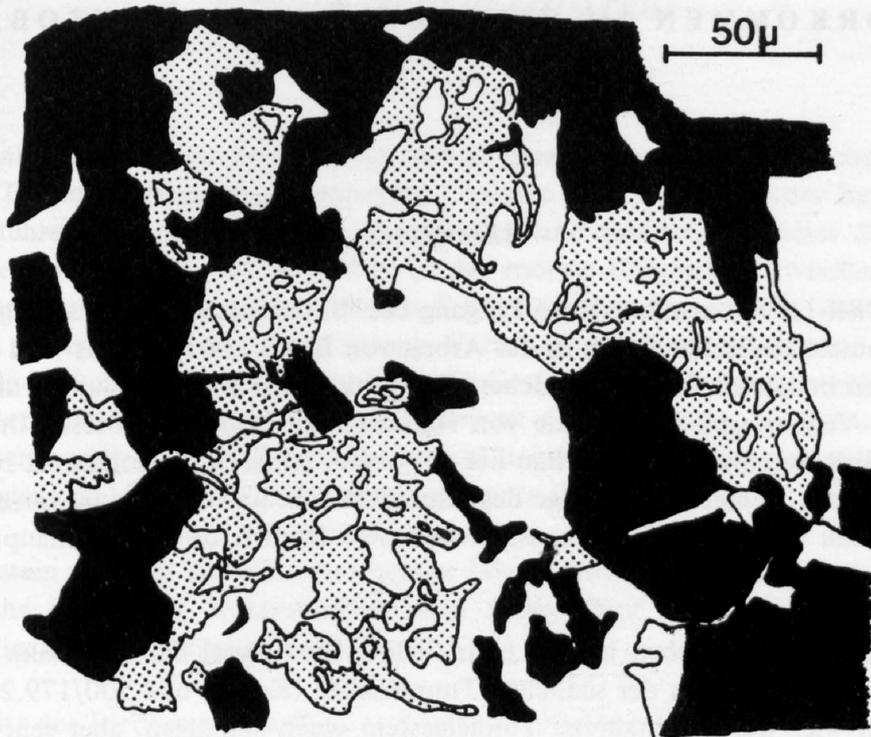


Fig. 15
 Pyrit (gepunktet) in Bleiglanz (weiss); der Pyrit ist reich an rundlichen Einschlüssen (Umwachungen durch Rekristallisation?) und bildet vereinzelt eigentliche Idioblastensiebe. Daneben etwas Zinkblende (feiner Punktraster) und Gangart (schwarz). Anschliff J-117/1.

Im Anschliff weisen die Erzmineralbereiche sehr unregelmässig geformte, stark gebuchtete und gelappte Konturen auf. Alle sulfidischen Hauptgemengteile können alle anderen Erzminerale und Silikate einschliessen. Grössere Mineralbereiche sind öfters derart stark in kleine und kleinste Teilbereiche "aufgelöst" worden, dass eigentliche Siebstrukturen entstanden sind (Fig. 15).

Durch Strukturätzung der sulfidreicheren Partien (die im Anschliff aber nur wenige mm² gross sind) konnten im Kupferkies und in der Zinkblende schöne Lamellensysteme entwickelt werden, die nicht deformiert sind. Es zeigte sich ausserdem, dass diese Sulfide eine ziemlich gleichmässig isometrische, rundliche Körnung aufweisen.

Alle diese Gefügeerscheinungen sprechen auch hier für eine sehr ausgeprägte Um- und Rekristallisation des durchbewegten Erzes. Es ist deshalb nicht weiter verwunderlich, dass das ursprünglich vorliegende Gefüge völlig zerstört worden ist, und sich keine Angaben mehr über die ursprünglichen Altersbeziehungen der einzelnen Gemengteile machen lassen.

4. DIE VORKOMMEN IM RIEDTUNNEL DER AUTOBAHN N2

Allgemeines

KOENIGSBERGER (1910) erwähnt einen Erzgang bei Hinterried, an der Reuss gegenüber der Einmündung des Leutschachbaches. Auch in der Arbeit von BLÄTTLER (1943) wird von verschütteten Grubenbauten in diesem Gebiet gesprochen. Es ist mir indessen nicht gelungen alte Gruben oder gar nur grössere Vererzungen im Gelände von Hinterried zu entdecken. Diesen Umstand mit den umfangreichen Erdbewegungen für den Bau der Autobahn erklären zu wollen, ist nur teilweise berechtigt, ist doch das Gebiet dort infolge des sehr gebrächen und tiefgründig zerrütteten Gesteins für den Untertagbau völlig ungeeignet; es ist deshalb sehr fraglich, ob hier überhaupt je Bergbau betrieben worden ist.

Indessen wurden im damals eben in Bau befindlichen Riedtunnel der Autobahn N2 tatsächlich einige schwache Vererzungen in der südlichen Tunnelhälfte (Koord. 692.500/179.200, 670 m.ü.M) gefunden, zudem wies das durchfahrene Tunnelgestein einen ständigen, aber sehr schwankenden Pyritgehalt auf.

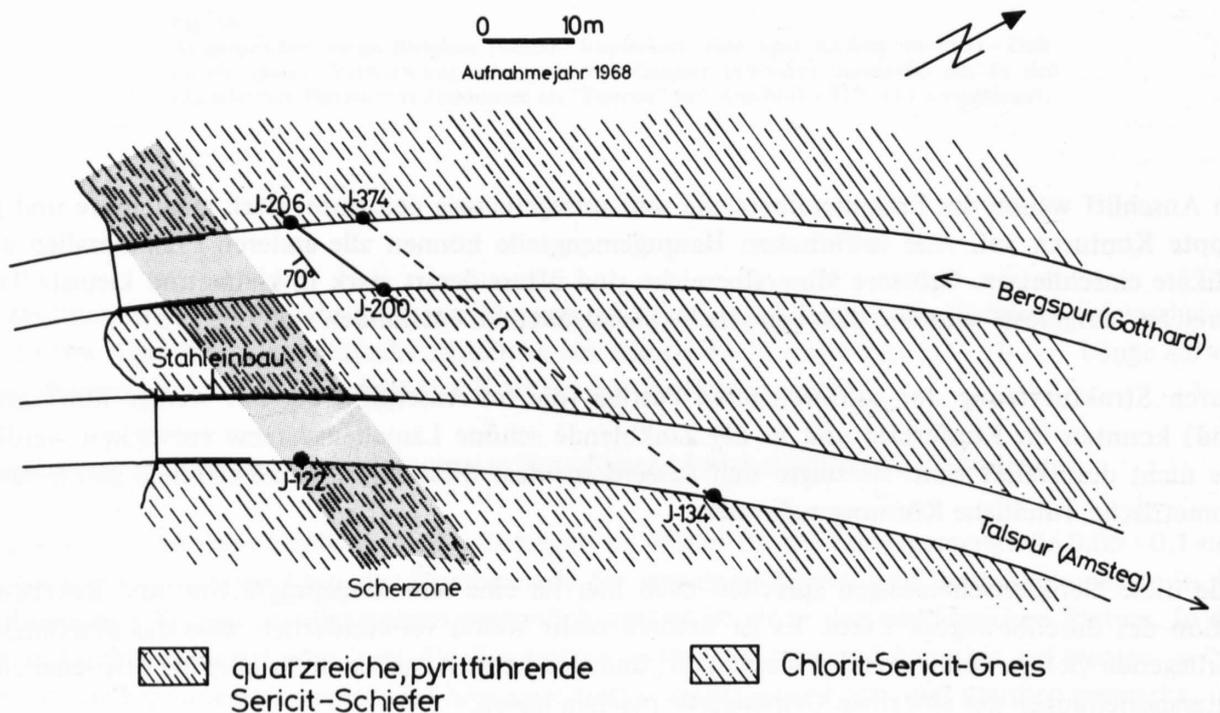


Fig. 16
Petrographische Situation des südlichen Abschnittes des Riedtunnels der N2.

PETROGRAPHISCHE SITUATION

Die südliche Hälfte des Riedtunnels befindet sich in einer Zone pyritreicher Schiefer und Gneise. Die über dem Tunnel anstehenden verwitterten Gesteine entsprechen in ihrer Beschaffenheit den ebenfalls pyritführenden Sericit-Schiefern der Bristlauri und gehören zweifellos dem gleichen Gesteinszug an. Sehr auffällig an diesem Gestein ist der enorme Unterschied zwischen den oberflächlich anstehenden, verwitterten und den frischen Proben aus dem Tunnel. Die Gesteine an der Oberfläche sind von gelblichweisser bis rostig brauner Farbe, sehr stark ausgelaugt und zersetzt und zerkrümeln vollständig beim Anschlagen. Dort, wo das Gestein reichlich Pyrit enthält, finden sich an wettergeschützten Stellen Ausblühungen von Pickeringit ($MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$) und andern Sulfaten als Verwitterungsprodukt des Pyrites. Es bildete sich auf diese Weise eine eigentliche Sulfatlagstätte, die sogar von 1764 bis ca. 1790 abgebaut wurde (JENNI, 1970).

Das frische Gestein dagegen ist von heller, grauer bis grünlich-grauer Farbe, mattglänzend und im allgemeinen sehr feinkörnig. Makroskopisch sind ausser Pyrit und vereinzelt Quarzkörnern kaum andere Mineralien zu erkennen.

Der Südabschnitt des Riedtunnels verläuft in frischem weitgehend festem und bautechnisch günstigem Fels. Die ersten 30 - 40 m ab Südportal sind allerdings stark geschiefert und zerschert, z.T. auch deformiert. In diesem Bereich finden sich neben zahlreichen Quarzadern und -gängen auch mehrere kleinere Vererzungen, sowie eine Reihe von Zerrklüften, die zur Hauptsache Quarz und Chlorit, gelegentlich auch Sulfide führen.

Der durchschnittliche Sericit-Schiefer weist nach den mikroskopischen Untersuchungen folgende Zusammensetzung auf:

50 - 60 Vol.-% Quarz

40 - 50 Vol.-% Sericit

Nebengemengteile: opake Mineralien (vorwiegend Pyrit), Chlorit, Apatit, Plagioklas

Akzessorisch: Titanit, Zirkon, Orthit

Quarz und Sericit bilden ein mehr oder weniger gleichmässig feinkörniges (mittlerer Korndurchmesser 25 - 100 μ) Gefüge, in dem vereinzelt grössere Körner, bzw. Körneraggregate von Quarz, Plagioklas und Pyrit auftreten. Der Quarz ist fast durchwegs völlig rekristallisiert und bildet ein Pflastergefüge, das stark von Sericit durchsetzt ist. Die feinschuppige und vorwiegend lagig angeordnete Sericit-Masse verleiht dem Gestein eine deutliche Paralleltexur, die noch durch mehr oder weniger reihenartig eingeregelter opake Mineralien unterstrichen wird. Häufig sind diese auch von etwas Chlorit begleitet. Der in geringen Mengen auftretende Oligoklas ist stets stark zersetzt und meistens polysynthetisch verzwilligt. Auffallend sind die verhältnismässig grossen, rundlichen Apatitkörner, die Durchmesser von bis zu 0,25 mm erreichen.

Gegen Norden zu werden die Gesteine etwas massiger; sie sind bei ungefähr gleichem Mineralbestand (es tritt zusätzlich etwas Kalifeldspat auf), auch etwas grobkörniger ausgebildet. Obwohl auch diese Gesteine z.T. recht stark geschiefert sind, ist ihre Zerschierung weit weniger ausgeprägt als im südlichen Tunnelabschnitt. Auch die Quarzgänge treten nur noch vereinzelt auf.

Gesteine aus der sehr intensiv tektonisierten Zone *) beim Südportal sind stellenweise sehr viel quarz-, sericit- und chloritreicher als der Durchschnitt der Sericit-Schiefer und -Gneise. Der Quarzreichtum hängt zum grössten Teil wohl primär mit den hier auftretenden Vererzungen zusammen, währenddem die Chloritisierung vorwiegend zu Lasten einer späteren Phase geht. Dabei kam es u.a. zu Verdrängungen von Pyrit durch Chlorit (Fe-IIChlorit?), sowie einer mengenmässig geringen Neubildung von Quarz, der stengelig gewachsen ist. Leichte Deformationen dieser Quarzstengel weisen auf eine nachfolgende schwache mechanische Beanspruchung hin.

DIE VERERZUNGEN

Im südlichen Abschnitt beider Tunnelröhren, aber besonders in jener der Talspur, tritt eine ganze Anzahl kleiner bis kleinster Vererzungen auf, die sich meist nur über kurze Distanzen erstrecken. In einem einzigen Fall liess sich eine Vererzung von Tunnelstoss zu Tunnelstoss, also über eine Distanz von ca. 10 m verfolgen. In allen andern Fällen war jeweilen nur eine sehr lokale und im allgemeinen auch sehr schwache Vererzung zu beobachten. Es lassen sich grundsätzlich zwei verschiedene Vererzungstypen unterscheiden, die im folgenden beschrieben seien. Die Vererzungen sind übrigens heute wegen der Ausbetonierung der Tunnelröhren nicht mehr zugänglich.

a) Zinkblende-Pyrit-Vererzungen

Zwischen m 13,5 und 16,5 ab Südportal (Fig. 16) konnte am Oststoss der Talspur eine Zone beobachtet werden, die sehr reich an Pyrit und Quarz ist. Das hier anstehende Gestein weist dabei eine ausgesprochene Paralleltexur auf, hervorgerufen durch eine Wechselfolge mm-dicker Quarz- und Sericitlagen. Das schiefrige Gestein ist zudem sehr unregelmässig von verschwommen abgegrenzten, mm- bis cm-grossen Zinkblendenestern, die vereinzelt auch etwas Kupferkies führen, durchsetzt. Pyrit ist im allgemeinen recht gleichmässig im Gestein verteilt, findet sich aber auch stark angereichert zusammen mit reichlich Quarz und sehr wenig Zinkblende in mehreren cm-breiten, gangartigen Einlagerungen. Der Übergang solcher pyritreicher Zonen in das (ebenfalls pyritführende) Nebengestein ist stets sehr verschwommen ausgebildet. Die mächtigste dieser Pyritanreicherungen (J-122) weist eine Dicke von 20 cm auf und ist beidseits auffallend symmetrisch von mehreren cm-breiten, sehr stark geschieferten und sericitreichen Phyllonitlagen begleitet.

Proben aus dieser vererzten Gesteinszone bestehen nach den mikroskopischen Untersuchungen neben den opaken Mineralien praktisch nur aus Quarz, der zur Hauptsache ein sehr feinkörniges, rekristallisiertes Pflastergefüge bildet. Vereinzelt grössere Quarzkörner, bzw. zu Aggregaten zusammengeballte, verzahnte Körner, weisen stets starke undulöse Auslöschung auf. Sehr auffällig sind die im Druckschatten grösserer Pyritkörner auftretenden, länglichen und lamellar verwachsenen Quarzkörner, die polysynthetisch verzwilligten Plagioklaskörnern oft zum Verwecheln ähnlich sind (Fig. 35). Der Pyrit ist im allgemeinen ausgezeichnet idiomorph ausgebildet und weist eine durchschnittliche Korngrösse von 0,1 - 0,5 mm auf. Die durch die alpine Orogenese mehr oder weniger stark zerdrückte Pyritmasse ist rekristallisiert, wobei dann die Idioblasten häufig Quarz und Sericit als

*) In allernächster Nähe dieser Zone befindet sich übrigens das Intschitobel, das durch seine Kluftmineralfunde (Brookit etc.) berühmt geworden ist.

Einschlüsse führen. Sericit tritt in den stark vererzten Partien selbst nur in sehr geringen Mengen auf; sonst aber findet er sich angereichert in feinen s-parallelen Lagen.

Im Tunnel der Bergspur tritt bei m 28 ab Südportal eine ähnliche, aber gebänderte Vererzung (J-200) auf. Zueinander parallel verlaufende feine Bänder von wenigen mm bis maximal 1 cm Dicke, die sich mengenmässig ungefähr zu gleichen Teilen aus Quarz, Pyrit und Zinkblende zusammensetzen, wechsellagern mit feinen Quarzbändern. Am dicksten Erzband ist dabei zu beobachten, dass die Zinkblende beidseits des Quarz-Pyritbandes einen feinen Saum bildet, der stellenweise allerdings ebenfalls von Pyrit durchsetzt ist. Diese Vererzung lässt sich von Tunnelstoss zu Tunnelstoss verfolgen, wobei sich für diese ein zur alpidischen Schieferung schief verlaufendes Streichen (ca. 20° Differenz) ergibt.

Im Gefüge und Mineralbestand dieses vererzten Gesteins tritt, abgesehen von einem etwas höheren Sericitgehalt, kein wesentlicher Unterschied zur bereits beschriebenen Vererzung in der Talspur auf.

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass ausser den bereits makroskopisch erkennbaren Sulfiden Pyrit und Zinkblende, in sehr geringen Mengen auch noch Kupferkies auftritt.

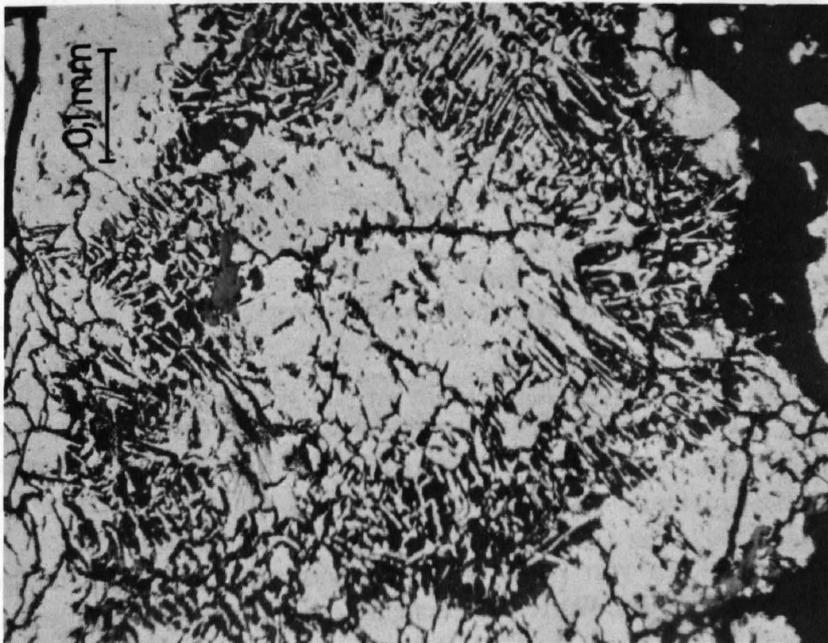


Fig. 17
Pyrit (weiss) und Quarz (schwarz) in graphischer Verwachsung. Der Pyrit zeigt ausserdem starke Kataklyse, wobei die Risse mit Quarz gefüllt wurden. Anschliff J-122.

Der *Pyrit* als überwiegender Hauptgemengteil der Erzminerale bildet ein locker zusammenhängendes Gefüge hypidiomorpher bis idiomorpher Kristalle, die in einer feinkörnigen Quarzmasse eingebettet sind. Die meisten Körner zeigen deutliche Kataklyse, wobei die Risse durch Quarz ausgeheilt wurden. Der *Pyrit* zeigt zuweilen sehr eigenartige graphische Verwachsungen mit Quarz (Fig. 17),

die wahrscheinlich auf Verdrängung des Pyrites durch Quarz zurückzuführen sind. Grössere Pyritkörner sind oft reich an Quarz- und Zinkblende-Einschlüssen, die von unregelmässig begrenzter bis rundlicher Gestalt sind und eine durchschnittliche Grösse von 10 - 50 μ aufweisen. Es handelt sich dabei offenbar nicht um primäre Einschlüsse, sondern um solche, die wahrscheinlich bei der Rekristallisation des Pyrites aus Umwachsungen hervorgegangen sind.

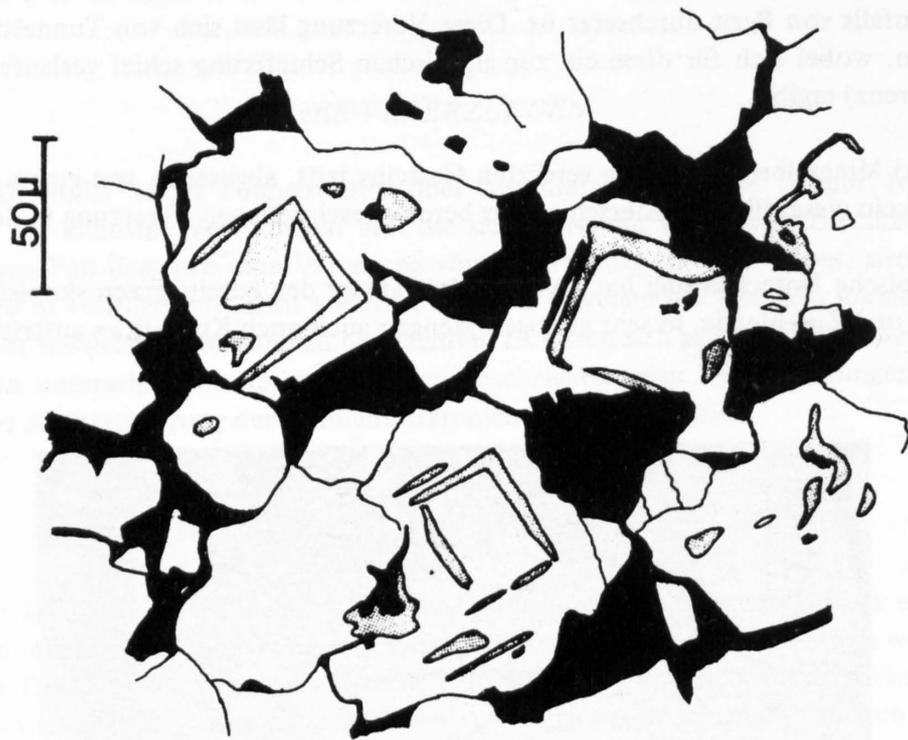


Fig. 18
Pyrit (weiss) in orientierter Verwachsung mit Zinkblende (gepunktet); schwarz = Quarz.
Die vorliegende Verwachsungsstruktur deutet auf zwei Pyritgenerationen hin. Anschliff
J-122.

Verschiedentlich sind im Kern von Pyritkörnern auch orientierte Verwachsungen nach den kristallographischen Richtungen des Würfels zwischen dem Pyrit und Zinkblende zu beobachten. (Fig. 18). Es lassen sich daraus zwei Pyritgenerationen ableiten, nämlich eine ältere, die von Zinkblende verdrängt wurde, sowie eine jüngere, die konzentrisch zum älteren Korn weitergewachsen ist. Neben der allseitig ausgehenden Verdrängung des älteren Pyrites durch Zinkblende von aussen her, gab es anscheinend auch eine von innen und aussen her (bei stark zerdrückten Pyritkörnern?) die zu einer ausgesprochen graphischen Verwachsungsstruktur führte. Die in Fig. 17 dargestellte Quarz-Pyrit-Verwachsung entspricht im Aussehen völlig solchen Zinkblende-Pyrit-Verwachsungen und stellt wohl eine analoge Bildung dar. Solche graphische Verwachsungen sind stets von einem (jüngeren) Pyrit-Rahmen umgeben.

Die *Zinkblende* tritt in geringen Mengen wie erwähnt als Einschluss im Pyrit oder aber als "Zement" zwischen den lockeren Pyritkörneraggregaten auf. Im zinkblendereicheren Bändererz (J-200) bildet die Blende auch einzelne, bis mehrere mm-grosse, stark gelängte und eingeregelt

Aggregate von unregelmässiger Gestalt. Entmischungen von Kupferkies in Zinkblende wie sie gelegentlich in den anderen Erzen zu sehen ist, wurden keine beobachtet. Nicht selten finden sich in der Zinkblende dafür Pyritskelette.

Kupferkies tritt nur in sehr geringen Mengen und selten allein auf. Er ist meist mit Zinkblende verwachsen, wobei sich im Anschliff die einzelnen Mineralbereiche durch relativ einfache rundliche, aber doch meist etwas gebuchtete und gelappte Formen auszeichnen. Graphische Verwachsungen zwischen Pyrit und Kupferkies wurden keine beobachtet, vereinzelt jedoch Verdrängungen des Pyrites durch Kupferkies.

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass sowohl die Silikate, wie die Sulfide rekristallisiert sind. Anhand feiner Risse und unregelmässiger Politur ist zu erkennen, dass sich die bis 1 mm grossen Pyrit“kristalle” meist aus mehreren, isometrischen und nur wenige zehntel-mm grossen Einzelkörnern zusammensetzen. Vollendete Eigengestaltigkeit ist selten, und nur bei sehr kleinen Körnern zu beobachten.

Die Tatsache, dass der gleiche pyritführende Schieferzug nur im Westen im Riedtunnel, nicht aber in der östlich davon gelegenen Bristlaur Pb-, Cu- und Zn-Vererzungen aufweist, was neben den feldgeologischen Beobachtungen auch durch die geochemischen Untersuchungen bestätigt worden ist (s.S. 15), scheint mir ein Argument dafür zu sein, dass die Hauptmasse der Pyritvorkommen keinen direkten genetischen Zusammenhang mit den übrigen Vererzungen besitzt. Die erwähnten zwei Pyritgenerationen scheinen dies zu bestätigen, wobei der ältere Pyrit (als gesteinsbildende Komponente des Sericit-Schiefers) bei der Bildung der Zinkblende-Vererzungen teilweise verdrängt worden wäre und der jüngere Pyrit in einer späteren Phase, wahrscheinlich aber erst bei der Rekristallisation des Erzes während der alpidischen Metamorphose entstanden wäre.

b) Zinkblende-Kupferkies-Bleiglanz-Vererzungen

In den pyritführenden Sericit-Schiefeln treten neben den eben beschriebenen Pyrit-Zinkblende-Vererzungen auch solche auf, die zusätzlich Bleiglanz und Kupferkies, sowie in geringeren Mengen Magnetkies und Arsenkies führen. Es handelt sich dabei um höchstens einige cm-grosse, verschwommen begrenzte Nester, selten auch um 1 - 2 cm dicke Gänge. Mineralogische Zusammensetzung und Gefüge dieser Vererzungen ist sehr ähnlich jener des Erzes aus der Grube “Graggental”, die sich ca. 500 m westlich des Riedtunnels befindet.

Daneben treten vor allem in den tektonisch sehr stark beanspruchten südlichen Tunnelhälften unmittelbar beim Portal auch bis zu 10 cm mächtige Zinkblende-Kupferkies-Bleiglanz-Vererzungen auf, die an Quarzgänge gebunden sind. In dieser Zone weist der Schiefer zahlreiche Zerrklüfte und Risse auf, die fast immer vollständig mit Quarz gefüllt sind. Bei der Bildung der Rissfüllungen kam es dabei auch zu einer Remobilisation und erneutem Absatz von Sulfiden, vor allem Kupferkies und Zinkblende, in wesentlich geringerem Ausmass auch von Bleiglanz und Pyrit. Diese gefüllten Risse können dabei einige cm breit und mehrere dm lang, aber auch nur wenige mm gross sein. Letztere sind dann meist nur im Dünnschliff erkenntlich. Sehr häufig sind Risse vom Typus der alpidischen Zerrklüfte, jedoch immer ohne zersetztes Nebengestein. Daneben existieren aber auch mehr oder weniger s-parallele, meist stark boudinierte gangartige Bildungen. Vereinzelt treten sogar vererzte Gangbrekzien auf. All diese Bildungen sind jünger als die Hauptvererzung und sind während, bzw. nach der Hauptphase der alpidischen Tektonik entstanden. So enthalten die boudinierten und ver-

erzten Gangbrekzien alpidisch verschieferte Gesteinsbruchstücke, die ihre ursprüngliche räumliche Lage noch weitgehend beibehalten haben. Sie sind aber bestimmt etwas älter als die eigentlichen Zerrklüftbildungen, die \perp senkrecht zur Schieferungsfläche (und horizontal) verlaufen.

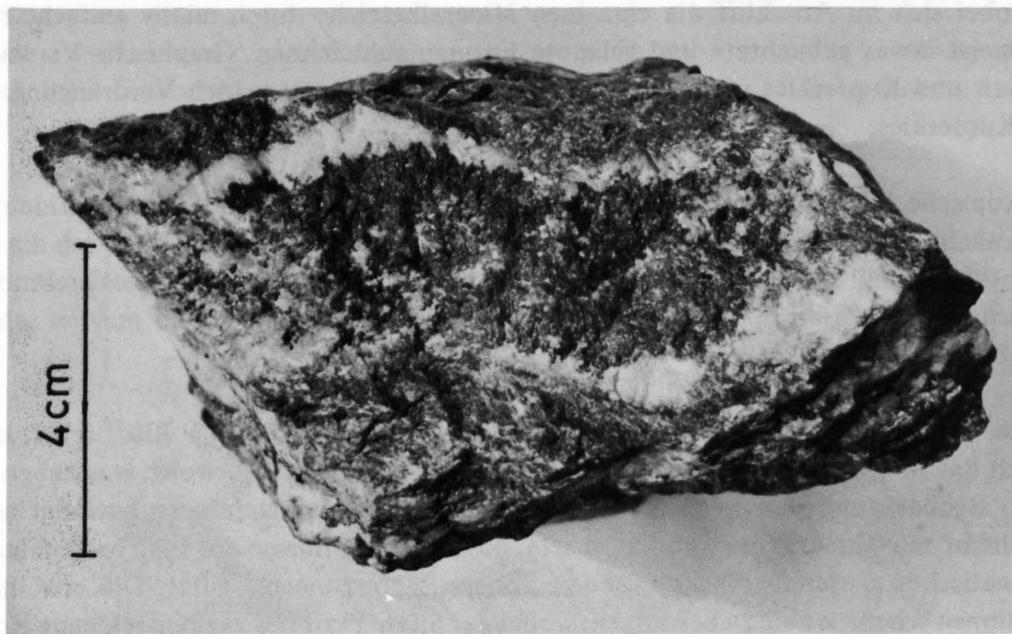


Fig. 19
Stück eines jungen (alpidischen) Erzganges; in der Gangmitte Zinkblende, am Rand desselben stengelig gewachsener Quarz. Handstück J-134.

Die jungen "Erzgänge" (Fig. 19) sind relativ leicht von den älteren Bildungen zu unterscheiden, denn sie bestehen zur Hauptsache aus Quarz und weisen nur relativ wenig Sulfide auf. Sehr schön ist häufig zu beobachten, wie der Quarz senkrecht zur Wand des Risses in den (jetzt gefüllten) Hohlraum hineingewachsen ist. Die Sulfide (und der Quarz) sind in diesen jüngeren Bildungen im Gegensatz zu den älteren, recht grob auskristallisiert (Korngrößen bis zu 1-2 mm und mehr). In den horizontalen Zerrklüften sind die vereinzelt auftretenden Sulfide zu meist monomineralischen Aggregaten verwachsen, wobei sich die einzelnen Kristalle durch mehr oder weniger gut entwickelte Idiomorphie auszeichnen. Verwachsungen mit anderen Sulfiden sind selten, im Gegensatz zu den s-parallelen Gangbildungen, die eigentliche Zinkblende-Bleiglanz-Kupferkies-Erze darstellen.

Die erzmikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass diese Gangbildungen (J-134) in ihrer Zusammensetzung den bereits weiter oben erwähnten Erznestern entsprechen. Hauptgemengteil ist die Zinkblende, die (zusammen mit dem Quarz) die grössten zusammenhängenden Mineralbereiche, und dadurch eine Art Zement bildet, der die übrigen Erzminerale wie Pyrit, Magnetkies, Bleiglanz, Arsenkies und Kupferkies zusammenkittet. Die einzelnen Mineralbereiche sind sehr stark gebuchtet und gelappt ausgebildet und innig miteinander verwachsen. In der Zinkblende treten vereinzelt vorzüglich idiomorphe, feine Arsenkieskristalle auf (die auch isoliert mitten im Quarzgefüge vorkommen), sowie vereinzelt Pyritskelette. Bleiglanz, Kupferkies und Magnetkies bilden stets nur sehr kleine, unregelmässig geformte Körner und Körneraggregate. Magnetkies ist oft mit Zinkblende und Pyrit verwachsen, ohne dass indessen Verdrängungserscheinungen zu beobachten wären.

Geätzte Anschliffe haben ergeben, dass auch hier in den jüngeren Bildungen ein völlig rekristallisiertes, gleichmässig feinkörniges Gefüge mit einem mittleren Korndurchmesser von 0,05 - 0,1 mm vorliegt. Schön entwickelte feine Lamellensysteme in der Blende und im Kupferkies sind nicht deformiert, obwohl der Pyrit und die Zinkblende eine gewisse schwache Kataklyse aufweisen.

Das rekristallisierte Gefüge dieser Erzgänge widerspricht der Annahme eines jungen Bildungsalters nicht, denn es muss sich schon aus den makroskopisch ersichtlichen Gründen (Boudinage der Gänge!) um eine frühe alpidische, synkinematische Bildung handeln. Die späteren Schieferungsphasen (Klüftung) haben dann zur teilweisen Kataklyse gewisser Erzminerale geführt.

5. DIE ERZVORKOMMEN IM DRUCKSTOLLEN

PFAFFENSPRUNG - AMSTEG DES KRAFTWERKES AMSTEG

Allgemeines

Beim Bau des Druckstollens Pfaffensprung-Amsteg während den Jahren 1920/22 wurden in aller nächster Nähe des Teiftales verschiedene Vererzungen angefahren. Die Fundstellen liegen bei km 5,26 bis 5,37 des Stollens, auf 798 m Höhe (Kilometrierung ab Pfaffensprung).

HUGI (1921 und 1923) und später HUTTENLOCHER (1936) haben die dort gefundenen Erzvorkommen kurz beschrieben, ohne jedoch auf Einzelheiten oder die übrigen Vererzungen im Bristenstockgebiet näher einzugehen. Für meine eigenen Untersuchungen standen mir Reste des von HUGI gesammelten Probenmaterials, sowie sein geologischer Bericht für die Druckstollenkommission der SBB (1923a) zur Verfügung.

PETROGRAPHISCHE SITUATION

Nach den geologischen Aufnahmen von HUGI (1923a) befinden sich die Vererzungen in der Zone der "Hornblendeschiefer (Amphibolite) und Glimmerschiefer", die auf meiner Karte z.T. der Zone der Amphibolitmigmatite des Teiftales, bzw. der Zone der Sericit-Gneise entspricht. Die Vererzungen selbst scheinen nicht mehr innerhalb der Migmatite aufzutreten, wohl aber im Grenzbereich zwischen Migmatit und den Chlorit-Sericit-, bzw. Biotit-Sericit-Gneisen. Leider fehlt eine ausführliche Beschreibung der Erze und ihrer Nebengesteine, so dass wir uns mit der einfachen Darstellung, wie sie uns HUGI (1921) übermittelte, zufrieden geben müssen. HUGI unterschied zwei verschiedenartige Erzvorkommen, nämlich solche die an Quarzporphyrint intrusionen (Pyrit-Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Vererzungen), und solche die an Pegmatitintrusionen (Manganblende-Vererzungen) gebunden sein sollen.

DIE VERERZUNGEN

a) Die Pyrit-Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Vererzungen

HUGI (1921, S. 476) beschreibt dieses Vorkommen mit folgenden Worten: "... im Stollenstück Fenster V, 300 m N. des Zuleitungsstollens (= km 5,26 ab Pfaffensprung, d.V.) ... setzt im Biotit-Chlorit-Gneis konkordant zur Schieferung ein 3 m mächtiger Gang eines fluidalen und gepressten Quarzporphyrs auf, der mit 60° gegen S einfällt und als Hangendes ein 0,5 bis 1 m mächtiges Band sulfidischer Erze besitzt. Das Liegende des Quarzporphyrs bildet eine ebenfalls erhaltende schmale Verquarzungszone".

Nach HUGI gehen vom Erzband Sulfidimprägnationen aus, die in die nächste Umgebung des Nebengesteins hinausreichen; es geht jedoch aus der Beschreibung nicht hervor, ob diese Imprägnationen sowohl den Quarzporphyr, als auch den Chlorit-Gneis erfasste. Nach den noch vorhandenen Handstücken scheint die Grenze Quarzporphyr/Erzband scharf und (zumindest stellenweise) ohne Imprägnationen ausgebildet, die Grenze zwischen Biotit-Chlorit-Gneis und Erzband dagegen verschwommen zu sein. Dieses Nebengestein ist von grünlicher Farbe, sehr feinkörnig und besteht nach den mikroskopischen Untersuchungen zur Hauptsache aus Quarz, opaken Mineralien, Chlorit und Granat. Der Quarz bildet ein mehr oder weniger gleichmässig feinkörniges rekristallisiertes Gefüge (mittlerer Korndurchmesser 25 - 100 μ) in dem einzelne grössere Quarzkörner auftreten. Entlang den Korngrenzen und als Zwickelfüllung finden sich feinste Chloritschüppchen. Die opaken Mineralien sind im ganzen Gestein fein dispers verteilt, finden sich aber auch in mm- bis cm-grossen Nestern und Schlieren, die weder eine scharfe Begrenzung, noch eine bevorzugte räumliche Orientierung aufweisen. Die opaken Mineralkörner sind durchwegs unregelmässig buchtig und lappig geformt und meist mit Granat und Chlorit verwachsen. Der Granat ist klar durchsichtig und vorzüglich idiomorph ausgebildet; seine Korngrösse liegt im Durchschnitt unter 25 μ . Der blass gelblich-grüne Chlorit findet sich als filzige Anhäufungen zusammen mit den opaken Mineralien, aber auch in Form feiner Lagen entlang von Rissen und den s-Flächen. Dieses Nebengestein ist übrigens makroskopisch wie mikroskopisch dem Nebengestein der Vererzung bei der "Stuben" auffallend ähnlich.

Über den innern Aufbau des Erzbandes, sowie über das Liegende des Quarzporphyrs besitzen wir leider keine nähern Angaben.

Proben, die vermutlich aus dem Erzband im Hangenden des Quarzporphyrs stammen, stellen ein fein- bis mittelkörniges Mischerz dar, das gelb und grau gesprenkelt ist. Im Verhältnis zu andern Erzproben aus dem Bristenstockgebiet ist es auffällig reich und relativ grobkörnig. So treten stellenweise Bleiglanzwürfel auf, die Durchmesser von 1 mm und mehr aufweisen können. Im allgemeinen aber beträgt die durchschnittliche Korngrösse jedoch nur einige wenige zehntel-mm. Makroskopisch erkennbar sind neben Bleiglanz und Pyrit, die meist idiomorph ausgebildet sind, noch Kupferkies und Quarz, der das Erz in Form rundlicher bis elliptischer Gebilde von 0,5 - 1 cm Durchmesser, durchsetzt. Ausserdem ist zu beobachten, dass das Erz sehr inhomogen zusammengesetzt ist. So treten immer wieder Stellen auf, die besonders reich an Pyrit oder Bleiglanz sind, ohne dass dabei aber eine Bänderung oder sonstige regelmässige Anordnung der Erzminerale zu sehen wäre.

Das Erz setzt sich nach den mikroskopischen Untersuchungen aus folgenden Mineralien zusammen:

Quarz
 Sericit/Muscovit
 Granat
 Albit
 Zirkon
 ± Titanit

Als Gangart und im
 Nebengestein auftretend

Pyrit (HG)
 Kupferkies (HG)
 Magnetkies (HG)
 Bleiglanz (HG)
 Zinkblende (HG)
 Zinnkies (NG)
 Fahlerz (NG) und nicht identifiziertes silberreiches Mineral (NG),
 wahrscheinlich Zinnkies (?) III.

HUTTENLOCHER (1936) erwähnt ausserdem Argyrodit, gediegen Silber und Wismut, sowie Silberglanz als weitere Gemengteile dieses Erzes. WÜTHRICH und NIGGLI (1963) erwähnen dagegen von diesen Mineralien einzig Flitterchen von gediegenem Silber. In den von mir untersuchten zehn Anschliffen (z.T. die gleichen, die auch WÜTHRICH zur Verfügung standen) konnte jedoch weder gediegen Silber und Wismut, noch Argyrodit oder Silberglanz gefunden werden.

Die Existenz von Bi- und Ge-Mineralien ist ausserdem deshalb schon unwahrscheinlich, da weder Ge noch Bi eindeutig nachgewiesen werden konnte (spektrographische Untersuchungen von HÜGI (1949) und eigene Untersuchungen mit der Mikrosonde).

Der gegenüber den andern Erzen recht hohe Silbergehalt von gegen 2500 ppm (s.S. 113) scheint nach den eigenen mikroskopischen Untersuchungen ausschliesslich an das unbekannt Mineral (Zinnkies?) und Fahlerz gebunden zu sein, abgesehen von einem geringen Silbergehalt des Bleiglanzes (s.S. 109).

Das Erz ist sehr inhomogen zusammengesetzt und weist neben ausgesprochen sulfidreichen Partien auch solche auf, die stark von Silikaten durchsetzt sind. Meist handelt es sich dabei um den bereits makroskopisch erkennbaren Quarz und Sericit, doch ist im Dünnschliff zu beobachten, dass ausserdem (in geringen Mengen) auch Granat und Albit zur Gangart gehören. Auffällig ist der relativ hohe Zirkongehalt.

Der meist feinkörnige und rekristallisierte *Quarz* bildet zusammen mit dem filzig verwachsenen *Sericit* die Hauptmasse der Gangart, und durchsetzt in Form von Nestern und Schlieren (ehemals Bänder?) das ganze Erz. Einzelne Quarzkörner finden sich häufig als Einschlüsse in den Sulfiden. *Muscovit* tritt hauptsächlich in feinschuppiger Ausbildung als Sericit auf, daneben finden sich aber zwischen den Sulfiden und von diesen ganz oder teilweise umwachsen, gut gestaltete, mehrere zehntel-mm grosse Einzelkristalle, die keinerlei Anzeichen von Deformationen aufweisen. Der *Granat* ist von blass rötlicher Farbe und nur vereinzelt idiomorph ausgebildet. Fast immer ist er mit Sulfiden verwachsen, oder von diesen sogar ganz umschlossen. Die Grösse der einzelnen Granatkörner schwankt von 50 - 150 μ , doch treten vereinzelt auch mehrere zehntel-mm grosse Exemplare auf. Als Nebengemengteil tritt in der Gangart auch *Albit* auf. Er bildet tafelige Körner, ist stets polysynthetisch verzwilligt und von ausserordentlicher Frische. Zersetzungserscheinungen sind

keine zu beobachten. Der *Zirkon* bildet xenomorphe Körner von 10 - 50 μ \emptyset und tritt in relativ grosser Menge auf. Verwachsungen des Zirkons mit den Erzmineralien sind sehr verbreitet, Einschlüsse in denselben nicht selten.

Die Hauptmenge der Erzmineralien machen Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, Bleiglanz und Zinkblende aus, die auf das ganze Erz bezogen, ungefähr zu gleichen Teilen vorkommen. Lokal treten aber ausgesprochen bleiglanz-, kupferkies- und magnetkiesreiche Partien auf, die stets reichlich Pyrit führen. Zinkblende ist ebenfalls immer vorhanden, doch gegenüber den anderen Mineralien stets in geringerer Menge. Zinnkies ist im ganzen Erz sehr verbreitet, währenddem Fahlerz praktisch auf die bleiglanzreichen Partien beschränkt ist.

Der *Pyrit* bildet die grössten Mineralkörner des Erzes und ist auch makroskopisch deutlich erkennbar. Die einzelnen Pyritkörner erreichen Grössen von bis zu 1 mm und mehr. Im Anschliff ist häufig erkenntlich, dass sich solche Körner, die makroskopisch als Einkristalle erscheinen, aus mehreren kleineren Körnern von nur wenigen zehntel-mm \emptyset zusammensetzen, also rekristallisiert sind. Zahlreiche rundliche, aber auch unregelmässig geformte Einschlüsse (Umwachsungen!) im Pyrit (Idioblastensiebe) sind die Folge dieser Rekristallisation (Fig. 21). Der Pyrit liegt heute fast immer in idiomorpher, oder zumindest hypidiomorpher Form vor. Nur selten wurden eigentliche Pyritskelette im Kupferkies beobachtet. Daneben treten aber auch noch sehr grosse, \pm idiomorphe Pyritkristalle auf, die deutliche Kataklyse aufweisen (die sonst kaum zu beobachten ist) und entlang den Rissen scheinbar von Kupferkies und Magnetkies verdrängt werden. Eine ganz analoge Erscheinung war auch an den Arsenkieskristallen bei der "Stuben" zu beobachten (S. 28).

Der *Magnetkies* bildet lokal die Füllmasse zwischen den Pyritkörnern, ohne mit diesen besondere Verwachsungsbeziehungen einzugehen. Bei gekreuzten Polarisatoren ist das rekristallisierte, polygonale Mosaikgefüge der einzelnen Magnetkiesbereiche im Anschliff sehr deutlich zu erkennen.

Der *Kupferkies* bildet ebenfalls grössere zusammenhängende Bereiche im Erz, die allerdings recht stark mit anderen Mineralien durchsetzt sind. Sehr häufig und zum Teil massenhaft auftretend sind Zinnkieseinschlüsse.

Bleiglanz findet sich in ausgesprochen grobspätiger Ausbildung (bis 1 mm und mehr) in den bleiglanzreichen Partien des Erzes, aber auch als kleine und kleinste Einschlüsse in den übrigen Erzmineralien. Grössere Bleiglanzbereiche erweisen sich im Anschliff als relativ arm an Einschlüssen, wobei es sich dabei meist um Fahlerz handelt.

Zinkblende tritt gegenüber den anderen Hauptgemengteilen in deutlich zurücktretender Menge auf. Grössere Zinkblendeaggregate finden sich vor allem zusammen mit Pyrit in den silikatreicheren Partien. In der übrigen Erzmasse bildet die Zinkblende vor allem kleinere, meist rundliche Aggregate, die sehr reich an Zinnkies sind.

In keinem anderen Erz des Bristenstockgebietes wurde so reichlich *Zinnkies* gefunden wie hier im Kraftwerkstollen. Er tritt im ganzen Erz verteilt auf, ist aber fast immer mit Zinkblende oder mit Kupferkies verwachsen. Die einzelnen Zinnkieskörner, bzw. -Aggregate erreichen Grössen von max. 50 - 100 μ und sind entweder sehr einfach rundlich bis halbmondförmig, oder stark verfingerter und verästelt geformt (Fig. 20). Gerade letztere Bildungen erwecken den Anschein, als ob das Zinnkies aus der Blende an den Kornrand hinausgewandert wäre. Obwohl Zinnkies sehr oft mit Kupferkies verwachsen ist, wurden mit ihr keine analogen verfingerter Verwachsungen beobachtet.

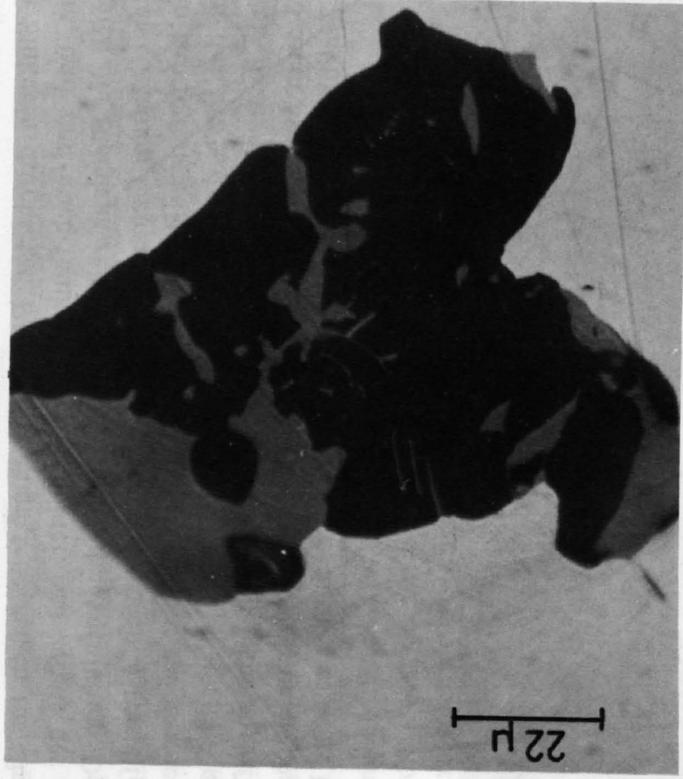


Fig. 20
Zinkblendekorn (schwärzlich) in Kupferkies (hellgrau); Zinnkies-Segregationen (grau) in der Zinkblende, z.T. bereits zusammengelaufen und an den Kornrand hinausgewandert. Anschliff J-384, Oel.

Nicht selten lassen sich im Zinnkies unregelmässig geformte, fleckige Bereiche beobachten, deren Gränton etwas heller und grauer ist als jener des "gewöhnlichen" Zinnkieses. Mit der Mikrosonde liess sich nachweisen, dass diese helleren Bereiche reich an Silber sind; der Ag-Gehalt ist dabei um ein mehrfaches höher als jener des Fahlerzes. Farbe, Chemismus und ausschliessliche Verwachsung mit Zinnkies deuten darauf hin, dass es sich dabei wahrscheinlich ebenfalls um ein Glied der sehr komplexen Familie der Zinnkiese handelt, eventuell um Zinnkies(?) III (s. auch S. 113).

Die von HUTTENLOCHER (1937) erwähnten Zinnkies-Argyrodit-Verwachsungen sind höchstwahrscheinlich identisch mit den von mir beobachteten Verwachsungen zwischen Zinnkies und dem unbekanntesten Silbermineral, das nach den Mikrosondenanalysen kein Ge aufweist und demzufolge auch kein Argyrodit sein kann.

Fahlerz tritt nur innerhalb grösserer Bleiglanzbereiche auf und bildet dabei Zwickelfüllungen im rekrystallisierten Bleiglanzgefüge. Die spindelförmigen bis rundlichen "Einschluss"-Körperchen weisen eine Länge von 10 - 50 μ auf. Nach den wenigen möglichen näheren Bestimmungen (S. 113) handelt es sich beim Fahlerz höchstwahrscheinlich um silberhaltigen Tetraedrit. Vereinzelt findet sich Fahlerz auch in Verwachsung mit Zinnkies, jedoch immer nur im Bereiche von Bleiglanz.

Auch das vorliegende Erz ist vollständig rekrystallisiert; die einzelnen Mineralbereiche zeigen im Anschliff die typischen buchtigen und gelappten Konturen, setzen sich aber ihrerseits aus einem Mosaik, feiner, isometrischer und nur leicht verzahnter Körner von 0,05 - 0,1 mm mittleren Durchmesser zusammen. Alle Hauptgemengteile treten als "Einschlüsse" in den andern Hauptgemengteilen auf

und sind häufig von Silikaten durchsetzt. Die Nebengemengteile zeigen im allgemeinen einfache rundliche Körnerform, und sind noch feinkörniger ausgebildet. Nur gerade der Pyrit, sowie in geringerem Ausmasse auch der Bleiglanz zeigen gewisse idiomorphe Ausbildung. Die vorliegende Verwachsungsstruktur der einzelnen Gemengteile lässt keine eindeutigen Altersabfolgen mehr erkennen. Die vereinzelt in Kupferkies auftretenden Pyritskelette stellen möglicherweise Relikte der ursprünglichen Struktur des Erzes dar; danach wäre zumindest ein Teil des Pyrites älter als Kupferkies. Bei den meisten "Einschlüssen" handelt es sich um Umwachsungen infolge der Um- und Rekristallisation, und nicht etwa um Verdrängungen oder Entmischungen. Höchstens bei den Zinnkieströpfchen in der Zinkblende könnte es sich um echte Entmischungsprodukte handeln.

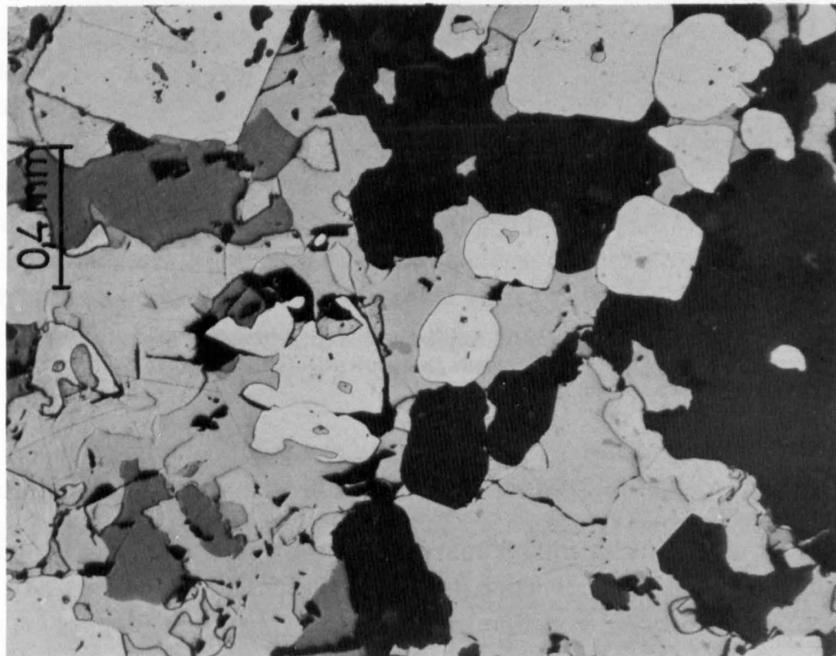


Fig. 21
Rekristallisierte, z.T. idiomorphe Pyritkristalle (weiss) mit rundlichen Einschlüssen (Umwachsungen); daneben Bleiglanz (hellgrau), Kupferkies (eine Spur dunkler als PbS) und wenig Zinkblende (grau). In der Bildmitte ist im Kupferkies ein Zinnkies-Einschluss zu sehen. Gangart = dunkelgrau bis schwarz. Anschliff J-384/2.

Auch über die ursprüngliche Textur des Erzes lässt sich nichts sicheres mehr aussagen. Das Auftreten relativ monomineralischer Bereiche neben mehr silikatreicheren Partien, das mit einer nur sehr schwach angetönten Paralleltexur verbunden ist, lässt vermuten, dass hier wahrscheinlich einmal ein mehr oder weniger gebändertes Erz vorlag.

HUTTENLOCHER (1936), nicht aber HUGI (1921) der das Probenmaterial gesammelt hat, unterschied vom eigentlichen bleiglanzführenden Mischerz noch ein Magnetkies-Kupferkies-Erz, das an pyroxenitisch-hornblenditische Gesteine gebunden sein soll. Ob es sich dabei um lokal und genetisch unabhängige Vererzungen, oder eher um zonale Mineralanreicherungen (was ich eher glaube) handelt, lässt sich auf Grund des heute noch vorhandenen Belegmaterials nicht mehr sagen.

b) Die Manganblende-Vererzungen

Nach HUGI (1921) durchschwärmen im gleichen Stollenstück "... unregelmässig und diskordant verlaufende Pegmatitgänge und -linsen an mehreren Stellen (Fenster V, N. 310 m, bzw. 412 m, = km 5,270 bzw. 5,372 ab Pfaffensprung) den Chlorit-Biotit-Gneis. Nach der Eigenart ihrer Ausbildung und Erzführung können diese Intrusionen als Manganpegmatite bezeichnet werden. Als seltenes und wohl einziges bisher bekannt gewordenes schweizerisches Vorkommen führen diese Quarz-Calcit-Pegmatitgänge die Manganblende (Alabandin) MnS ".

Diese sehr feinkörnigen Gänge sind fleckig weiss und zart rosa gefärbt, wobei vor allem im Querbruch der Handstücke zu erkennen ist, dass die rosafarbenen Flecke deutlich s-parallel eingeregelt sind. Die Gänge durchflechten die dunklen Schiefer nach HUGI wie ein Netzwerk, und führen das Manganerz in einzelnen linsigen, unregelmässig begrenzten Ausscheidungen, oder in perlschnurartiger Anordnung. Nach den im Institut befindlichen Handstücken sind die Manganblendegänge bis zu 5 cm mächtig. Neben diesen müssen auch Gangbrekzien auftreten, bei denen bis 2 dm grosse Gneisbruchstücke in der gleichen weiss-rosafarbenen, dichten Matrix eingelagert sind. Diese Gesteinsbruchstücke sind anscheinend alle gleich orientiert; die Grenzen zwischen den Komponenten und der Grundmasse sind scharf ausgebildet. Die Gangbrekzien sind nicht, oder nur sehr schwach vererzt.

Im Dünnschliff erkennt man, dass sich das Ganggestein aus Quarz und Rhodonit (der auch röntgenographisch bestätigt werden konnte), sowie in geringen Mengen auch aus Carbonat und Granat zusammensetzt. Der Quarz bildet dabei ein rekristallisiertes, gleichmässig feinkörniges Pflaster, in dem die mm- bis cm-grossen Aggregate verfilzter Rhodonitkristalle eingebettet sind. Die durchschnittliche Länge der im Dünnschliff blass braunen, wirr durcheinander gewachsenen Rhodonitstengel beträgt dabei 50 - 150 μ . Die Rhodonitaggregate sind oft mit feinsten Körnern von opaken Mineralien und trüben Granaten verwachsen. Letztere sind nur vereinzelt idiomorph ausgebildet und weisen Korngrössen von unter 10 μ auf. Granat tritt auch in der Quarzmasse auf und ist dann oft mit Titanit, bzw. Leukoxen verwachsen. Vereinzelt wurden bis zu 0,1 mm grosse, zonar gebaute Granatrelikte beobachtet, deren Kern aus Titanit bestand. Carbonat trat in den untersuchten Dünnschliffen als Zwickelfüllung, bzw. nesterförmige Aggregate in der Quarzmasse auf. HUGI (1921) und HUTTENLOCHER (1936) erwähnen auch noch Strahlstein, bzw. Hornblende, als weiteren Gemengteil, den ich allerdings nirgends beobachten konnte.

Die in der Quarz-Rhodonitmasse eingelagerten Komponenten der Gangbrekzie bestehen aus Bruchstücken eines Sericit-Biotit-Gneises, der auffallend reich an den Nebengemengteilen Epidot, Carbonat, Apatit und Titanit ist; er entspricht in seiner mineralogischen Zusammensetzung weitgehend dem Biotit-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis bei der Grube "Knappere", der zusätzlich aber noch etwas Hornblende führt. Es dürften deshalb in der Nähe der Manganblende-Vererzungen ebenfalls hornblendereiche Gesteine auftreten.

Das matte, dunkle Manganerz ist sehr dicht ausgebildet und auf der Handstückoberfläche mit einer braunschwarzen, krümeligen Verwitterungsschicht überzogen.

Das makroskopisch als monomineralisch erscheinende Erz lässt im Anschliff erkennen, dass neben der Manganblende stets auch etwas Magnetkies auftritt. Auch Zinkblende fehlt nie, tritt aber nur in sehr geringen Mengen auf, ebenso wie Bleiglanz und Zinnkies. Alle diese Mineralien finden sich in spärlicher Verteilung als 10 - 50 μ (Magnetkies bis max. 0,1 mm) grosse, meist rundliche bis

spindelförmige Einschlüsse in der Manganblende, wobei keinerlei bevorzugte Anordnung zu beobachten ist. Durch Strukturätzung konnten die Korngrenzen, sowie feine, parallele Lamellensysteme entwickelt werden. Die einzelnen rundlichen Manganblendekörner (mittlerer Durchmesser einige zehntel-mm) bilden ein leicht verzahntes, rekristallisiertes Gefüge. Sehr schön ist dabei zu erkennen, dass die übrigen Gemengteile als Zwickelfüllungen und nicht etwa als echte Einschlüsse auftreten.

Lokal treten in der Manganblende feinste silikatische Äderchen auf, die oft etwas verfälscht sind. Nicht selten folgen sie auch den Korngrenzen der Manganblende und bilden ein feines Netzwerk von Intergranularfilmen. Zweifellos handelt es sich dabei um Bildungen, die bei der Rekristallisation des Erzes als Folge der alpidischen Metamorphose zustande gekommen sind.

6. DAS ERZVORKOMMEN "GRAGGENTAL"

Allgemeines

Die Grube "Graggental" (Zgraggental, Greggertal, Schwandental) befindet sich im Wäldchen nördlich der Lokalität "Rainen" südlich Intschi. Sie liegt in 760 m Höhe und weist die Koord. 692.000/179.200 auf. Die anfangs des 18. Jahrhunderts eröffnete Grube stellt das grösste heute noch begehbare Bergwerk der Region dar, und ist übrigens leicht zu Fuss von der alten Gotthardstrasse aus erreichbar. Von der ursprünglichen Bergwerksanlage sind heute noch der grosse Hauptschacht, die Abraumhalde, sowie ein grösserer Schürfschlitz erhalten.

PETROGRAPHISCHE SITUATION

Das Erzvorkommen "Graggental" befindet sich in der Zone der Chlorit-Sericit-Gneise, die an dieser Stelle stark geschiefert sind. Die geologische Situation ist hier insofern sehr einfach, da sowohl im Liegenden wie im Hangenden der Vererzung dasselbe Gestein auftritt. Es lassen sich demnach im Bereiche des Schachtes folgende Gesteinstypen unterscheiden (s. Fig. 22):

- 1) Chlorit-Sericit-Schiefer
- 2) Nebengestein der Vererzung

Der Chlorit-Sericit-Schiefer

Es handelt sich dabei um ein grünlichgraues, mattglänzendes und sehr feinkörniges Gestein, das nach den mikroskopischen Untersuchungen zur Hauptsache aus Quarz, Sericit und Chlorit besteht, wobei die Gemengteile mengenmässig lokal variieren können. Im allgemeinen führt der Schiefer jedoch mehr Sericit als Chlorit. Als Nebengemengteile treten Plagioklas, Kalifeldspat und Carbonat auf, währenddem Apatit, Zirkon und opake Mineralien die Akzessorien bilden.

Grundriss auf der Höhe der 1. Sohle

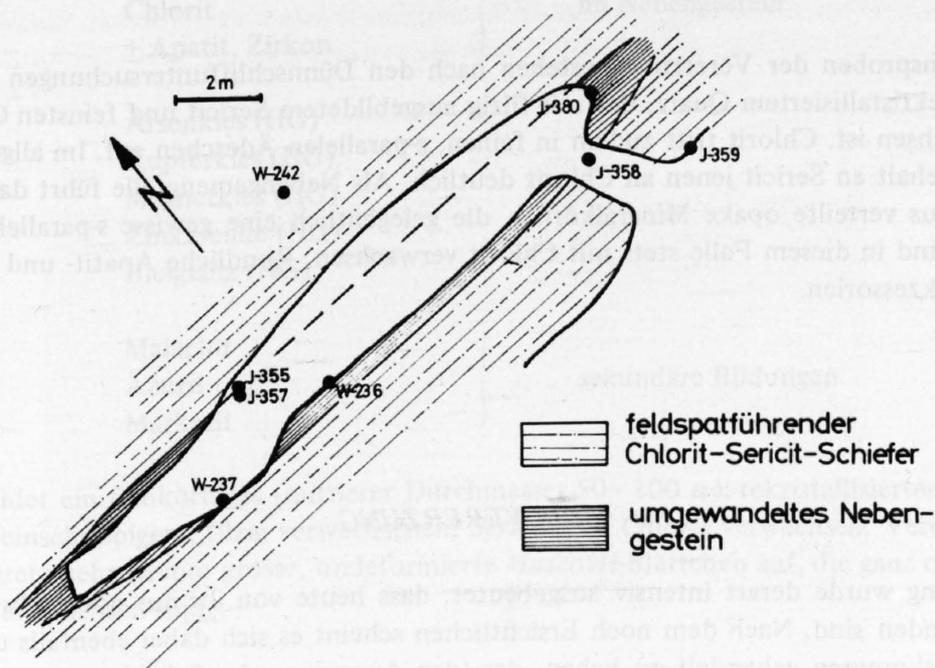


Fig. 22
Geologische Planskizze der Grube "Graggental".

Der vorwiegend in feinen Lagen angeordnete Sericit bildet mit dem Quarz zusammen eine sehr feinkörnige Matrix (mittlerer Korndurchmesser $25 - 100 \mu$), in der einzelne grössere Quarz- und Feldspatkörner eingelagert sind. Diese sind meist deutlich gestreckt und können mehrere zehntel-mm gross sein, vor allem wenn es sich nicht um einzelne Körner, sondern um Körneraggregate handelt. Der Kalifeldspat zeigt stets fleckige perthitische Verwachsung und ist meist stark getrübt. Er bildet vorwiegend unregelmässig begrenzte Körner, ebenso der Plagioklas (Oligoklas), der durchwegs mehr oder weniger stark sericitisiert und polysynthetisch verzwilligt ist. Der feinschuppige Chlorit (Pennin) tritt im allgemeinen als untergeordneter Bestandteil als Zwickelfüllung in der Quarzmatrix, oder verwachsen mit Sericit auf. Lokal tritt der Chlorit als Hauptgemengteil auf und ist dann auch wesentlich gröber ausgebildet.

Das Nebengestein der Vererzung

Gegen die Vererzung hin werden die eben beschriebenen Schiefer ohne scharfe Grenze von sericit-, bzw. lokal chloritreichen Gesteinen abgelöst, die so feinkörnig ausgebildet sind, dass man makroskopisch kaum irgendwelche Mineralien erkennen kann. Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass sich die seifig anfühlenden Gesteine vorwiegend aus Quarz und Sericit, bzw. Chlorit zusammensetzen. Auf Grund des heute noch Sichtbaren war die Vererzung sowohl im Hangenden wie im Liegenden von einer je 0,2 bis 0,3 m mächtigen sericitreichen Zone begleitet. Der Übergang vom Erz zur Sericitzone ist mehr oder weniger fließend und wird durch ein quarzreiches, von Sulfiden imprägnier-

tes Gestein gebildet. So ergibt sich vom Erz ins Nebengestein hinaus eine Abnahme des Quarzgehaltes (innerhalb gewisser Grenzen), unter gleichzeitiger Zunahme des Gehaltes an Sericit.

Nebengesteinsproben der Vererzung bestehen nach den Dünnschliffuntersuchungen aus sehr feinkörnigem, rekristallisiertem Quarz, der mit filzig ausgebildetem Sericit und feinsten Chloritschüppchen verwachsen ist. Chlorit tritt zudem in feinen, s-parallelen Äderchen auf. Im allgemeinen überwiegt der Gehalt an Sericit jenen an Chlorit deutlich. Als Nebengemengteile führt das sericitreiche Gestein diffus verteilte opake Mineralkörner, die gelegentlich eine gewisse s-parallele Einregelung zeigen; sie sind in diesem Falle stets mit Chlorit verwachsen. Rundliche Apatit- und Zirkonkörner bilden die Akzessorien.

DIE VERERZUNG

Die Vererzung wurde derart intensiv ausgebeutet, dass heute von ihr nur noch sehr kümmerliche Reste vorhanden sind. Nach dem noch Ersichtlichen scheint es sich dabei ebenfalls um ein linsenförmiges Vorkommen gehandelt zu haben, das (den Ausmassen des Schachtes entsprechend) eine Länge von ca. 16 m hatte und an seiner dicksten Stelle 1 - 2 m mächtig war. Seine Tiefenerstreckung muss mindestens 25 m betragen haben. Nimmt man die Längsachse des Schachtes als Streichrichtung des Erzkörpers an, so ergibt sich gegenüber dem Streichen der alpidischen Hauptschieferung eine leichte Diskordanz von 10-20°, währenddem der Fallbetrag in beiden Fällen scheinbar gleich gross ist.

Die wenigen erzführenden Partien, die heute im Schacht noch anstehen, stellen ausnahmslos das nur mässig vererzte, unmittelbare Nebengestein der Hauptvererzung dar. Es lassen sich deshalb keine sicheren Angaben mehr über den inneren Aufbau des Erzvorkommens machen, doch scheint sich dieses auch hier aus einer ganzen Schar paralleler, gangartiger Erzbänder zusammengesetzt zu haben. Ausserdem treten offenbar auch zahlreiche, z.T. vererzte Quarzadern auf. Am Weststoss des Schachtes lässt sich heute noch ein solcher, ca. 1 dm mächtiger Quarzgang beobachten, der konkordant zur Schieferung verläuft und deutliche Boudinage zeigt. Das unmittelbare Nebengestein dieses Ganges ist ebenfalls deformiert und stark verquarzt. Stellenweise treten sogar kleine Bruchstücke des Nebengesteins im Quarzgang selber auf. Dieser Gang führt neben "sandigem" Chlorit auch reichlich Kupferkies, der ebenso wie der Quarz sehr grobkörnig ausgebildet ist. Anscheinend handelt es sich dabei um eine ähnliche junge Bildung, wie sie auch im Riedtunnel beobachtet wurde.

Am Oststoss des Schachtes fanden sich noch die besten Erzproben. Hier liess sich auch beobachten, dass sich ganz analog wie bei der "Stuben", zwischen Erz und Nebengestein eine arsenkiesreiche Zone befindet (J-380); diese ist hier aber nur etwa 0,5 - 1,5 cm mächtig, auch ist der Arsenkies wesentlich feinkörniger ausgebildet. Immerhin erkennt man schon von blossem Auge die bis 1 mm grossen, idiomorph ausgebildeten Kristalle. Ein ähnliches Arsenkiesband tritt übrigens auch im Durchbruch der südlichen Schachtwand (J-358) auf.

Soweit heute noch ersichtlich ist, setzte sich das Erz aus folgenden Mineralien zusammen:

Quarz	}	Als Gangart und im Nebengestein
Sericit/Muscovit		
Chlorit		
± Apatit, Zirkon		

Arsenkies (HG)
Kupferkies (HG)
Magnetkies (HG)
Zinkblende (HG)
Bleiglanz (NG)

Malachit	}	sekundäre Bildungen
Azurit		
Markasit		

Der *Quarz* bildet ein feinkörniges (mittlerer Durchmesser 50 - 100 μ), rekristallisiertes Gefüge, und ist mit sehr feinschuppigem, filzig verwachsenem *Sericit* und *Chlorit* verwachsen. Vereinzelt treten auch bis mehrere zehntel-mm grosse, undeformierte *Muscovit*-Blättchen auf, die ganz oder teilweise von Sulfiden umwachsen sind.

Die Silikate durchsetzen das Erz in feinen s-parallelen Lagen, die z.T. sogar leicht gefältelt sind, oder in Form von eigentlichen Nestern. In der Gangart eingelagerte Erzminerale bilden stets längliche Aggregate, die eingeregelt sind, wobei der *Sericit* und der *Chlorit* häufig spiessig in die Sulfide hineingewachsen sind.

Das Erz ist nach den mikroskopischen Untersuchungen sehr inhomogen zusammengesetzt, was sich makroskopisch infolge seiner Feinkörnigkeit weniger klar ausdrückt. Eine Bänderung oder sonstige auffällige Textur ist auf jeden Fall nicht zu beobachten, abgesehen davon, dass auch hier (analog wie bei der "Stuben") in 1 - 3 cm Entfernung von der Hauptvererzung ein arsenkiesreiches Band (J-380) auftritt.

Im Erz selber treten neben ausgesprochen magnetkiesreichen Partien auch solche auf, die reichlich Zinkblende führen; im allgemeinen aber macht der Kupferkies den Hauptanteil des Erzes aus. Dies muss einst auch für die ganze Vererzung gegolten haben, denn LAVATER (1748) spricht bei der Grube "Graggental" ausdrücklich von der "Kupfergrube". Bleiglanz dagegen ist nur in relativ geringen Mengen vorhanden.

Nach den mikroskopischen Untersuchungen zeigt der *Arsenkies* im arsenkiesreichen Band eine gewisse Einregelung und ist häufig vorzüglich idiomorph ausgebildet. Die bis 1 mm grossen Kristalle (die auch makroskopisch erkennbar sind) zeigen kaum Kataklyse und nur mässige Korrosion. Wie vor allem bei gekreuzten Polarisatoren schön zu erkennen ist, sind sie rekristallisiert, wobei es häufig zu Umwachsungen anderer Mineralien kam, die nun als Einschluss im Arsenkies auftreten. Zusammen mit Arsenkies tritt meist Zinkblende und Kupferkies auf. Gegen die Hauptvererzung zu sind die einzelnen Arsenkieskörner immer stärker korrodiert (Fig. 25), wobei vor allem Kupferkies und Zinkblende verdrängend wirken. Vereinzelt lassen sich in diesen nur noch Relikte von Arsenkies finden.

Der *Magnetkies* bedeckt im Anschliff einerseits lokal grössere zusammenhängende Flächen, andererseits auch nur sehr kleine, unregelmässig geformte Bereiche innerhalb anderer Erzminerale.

Ziemlich eindeutige Magnetkiesrelikte wurden vereinzelt im Kupferkies beobachtet. In den untersuchten Proben war der Magnetkies fast immer stark verwittert; fleckige, stark anisotrope und gelblich-weiße Stellen im Magnetkies, die vor allem den Spaltrissen folgen, deuten darauf hin, dass der Magnetkies durch Einwirkung der Atmosphärrilien teilweise in Markasit umgewandelt worden ist.

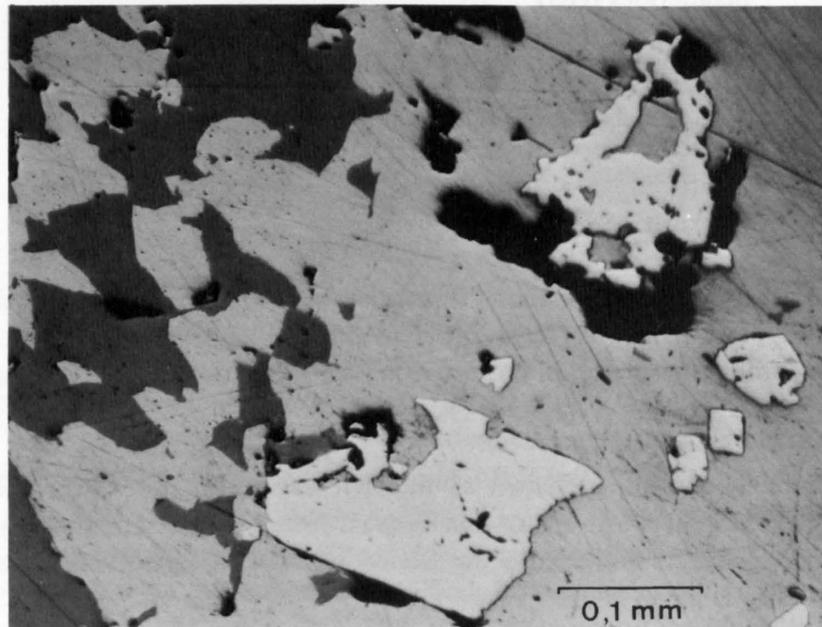


Fig. 23
Korrodierte Arsenkieskörner (weiss) in Kupferkies (hellgrau) der mit Zinkblende (dunkelgrau) verwachsen ist. Schwarz = Gangart und Ausbrüche. Anschliff W-237.

Kupferkies und *Zinkblende* zeigen bei grossflächiger Ausbildung im Anschliff die bekannten buchtigen Konturen (Fig. 23); daneben treten aber auch Stellen auf, wo die beiden Mineralien ausgesprochen siebartig verwachsen sind. Die einzelnen Kupferkies- bzw. Zinkblendekörperchen weisen dabei sehr unregelmässige Form auf und sind nur etwa $25 - 100\mu$ gross. Ausserdem treten selten nur wenige μ -grosse, feinste Kupferkieströpfchen in der Zinkblende auf, die wohl als Entmischungserscheinung derselben zu betrachten sind. Kupferkies und Zinkblende dringen von allen Mineralien (ausser Arsenkies) am weitesten ins Nebengestein hinaus.

Der *Bleiglanz* tritt in diesem Erz als Nebengemengteil auf und bildet dementsprechend im Anschliff nur sehr kleine, unregelmässig geformte Bereiche zwischen den Hauptgemengteilen. Anzeichen idiomorpher Ausbildung wurden nicht beobachtet.

Auch hier bei der Grube "Graggental" liegt offenbar ein um- und rekristallisiertes Erz vor, zeigen doch alle Hauptgemengteile im geätzten Anschliff ein Mosaikgefüge polygonaler, isometrischer Körner von 0,05 bis 0,1 mm Durchmesser. Zwillings- und Wachstumslamellen sind ungestört entwickelt und zeigen keinerlei Deformationen. Vereinzelt lassen sich aus gewissen Verwachsungsbeziehungen Altersabfolgen der betreffenden Mineralien ableiten, die sehr wahrscheinlich Relikte des ursprüngli-

chen Gefüges darstellen. So ist Arsenkies ziemlich sicher eine der ältesten Bildungen, tritt er doch stark korrodiert, sowohl in Kupferkies als auch in Zinkblende auf, jedoch nur in der Haupterzmasse. Im arsenkiesreichen Band dagegen ist der Arsenkies (wie bei der "Stuben") offenbar nur mässig von einer spätern Verdrängung durch Kupferkies erfasst worden, das vor allem entlang von Rissen einwanderte. Magnetkies tritt vereinzelt ebenfalls reliktsch in Kupferkies auf, so dass man annehmen kann, dass es sich dabei ebenfalls um eine frühe Bildung handelt, wobei sich keine sichere Altersbeziehung zum Arsenkies beobachten lässt. Dasselbe gilt auch für die Mineralien Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz unter sich, die auf Grund des heutigen Gefüges, namentlich der innigen, ineinandergreifenden und einander durchsetzenden Verwachsung alle gleich alt erscheinen.

Das Auftreten von Partien, die ausgesprochen reich an einem einzigen Gemengteil sind, lässt vermuten, dass die Vererzung einst eine gewisse Bänderung aufwies, die infolge der erlittenen Durchbewegung und Rekristallisation des Erzes verloren gegangen ist.

7. ÜBRIGE ERZVORKOMMEN

Neben den bereits beschriebenen Vorkommen sind mir im Gebiete der NW-Flanke des Bristenstocks noch zahlreiche weitere, allerdings meist sehr kleine Vererzungen bekannt, die nur der Vollständigkeit halber im folgenden kurz beschrieben seien.

a) DIE VERERZUNGEN DES TEIFTALES

LAVATER (1748) erwähnt in seiner Arbeit über den Urner Bergbau eine Untere, sowie eine Obere Silbergrube im Teiftal (Tieffen Lauwe). Die Erzgänge waren seiner Beschreibung nach 1/2 bis 1 Schuh mächtig, doch von sehr schwankender Mächtigkeit und drohten oft sich völlig zu verlieren. Der Gang der Oberen Grube habe aber "... nur Spiess (Pyrit) und Miespickel (Arsenkies) ...", die Untere Grube dagegen "... schöne herrliche Ertz ..." (ohne nähere Beschreibung) geführt.

Keine der beiden Gruben konnte von mir im engen und tief eingeschnittenen Teiftal ausfindig gemacht werden. Vermutlich haben Lawinen und der Bach die Anlagen mit ihrem Schutt schon längst völlig zugedeckt. In der rechten Talflanke finden sich jedoch tatsächlich einige kleinere Vererzungen, sowie Spuren von Bergbau, so z.B. ein etwa 12 m langer Stollen, der möglicherweise in der Nähe der Unteren Silbergrube LAVATER's angelegt wurde. Der Stollen liegt auf ca. 790 m Höhe und weist die Koordinaten 178.375/692.550 auf; da er auf keine der Beschreibungen von LAVATER passt, scheint er aber erst nach 1748 entstanden zu sein.

Im Stollen selbst lässt sich eine nur wenige cm mächtige Zinkblendevererzung beobachten, die an einen 5 - 15 cm dicken Quarzgang gebunden ist, der im Hangenden eines ca. 1 m mächtigen, geschieferten Quarzporphyrs auftritt. Ähnliche Lagerungsverhältnisse traten, wie bereits erwähnt, auch beim Erzvorkommen im Kraftwerkstollen auf, das sich ca. 75 m weiter ENE (in der Streichrichtung des Quarzporphyrs!) befindet. Beide Vorkommen sind offenbar an den gleichen Quarzporphyrszug gebunden, der aber im Teiftal jedoch nur im Hangenden vererzt ist.

Die im Teiftal aufgeschlossene Vererzung entspricht ihrer Ausbildung nach den jungen Gangbildungen des Riedtunnels. So besteht auch hier die Hauptmasse des Ganges aus relativ grob auskristallisiertem Quarz, in dem vereinzelt ebenfalls grobkörnig ausgebildete Sulfide (Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende) auftreten. Das eigentliche Erzband setzt sich vorwiegend aus feinkörniger Zinkblende mit einem mittleren Korndurchmesser von wenigen zehntel-mm, sowie etwas Kupferkies und Pyrit zusammen. In sehr geringen Mengen wurde in Erzanschliffen Magnetkies und Zinnkies beobachtet. Das Erzband ist ausserdem von feinen, parallelen Quarzäderchen durchzogen, die ihm eine gewisse Paralleltexur verleihen. Gegen den Quarzporphyr zu lässt sich eine 5 - 10 cm dicke, stark verquarzte Übergangszone beobachten, die von mm-dicken Quarz-Sericitlagen durchzogen und von Sulfiden (vor allem Pyrit) imprägniert ist. Gegen den Sericit-Biotit-Gneis im Hangenden der Vererzung findet dagegen ein relativ rascher und scharf ausgebildeter Übergang statt, wobei der Gneis in unmittelbarer Nähe des Ganges vermehrt Sericit (dafür keinen Feldspat) führt, als das entsprechende Gestein in einiger Entfernung von der Vererzung.

Das Gefüge, der Mineralinhalt, sowie die nur schwache Verschieferung des Ganges, er zeigt zusammen mit seinem unmittelbaren Nebengestein nur geringe Boudinage, lassen den Schluss zu, dass es sich dabei um eine junge, syntektonische alpine Bildung handelt, die etwa gleich alt wie die vererzten Gangbrekzien im Riedtunnel sein dürfte.

Beim Abfall des Riederwaldes ins Teiftal befindet sich etwa 50 - 75 m südlich des Punktes 1027 (Koordinaten 692.700/178.450) eine weitere vererzte Stelle, die sich in einer nahezu senkrechten und für mich unzugänglichen Felswand befindet. Der Erzausbiss macht sich aber durch m-grosse Malachitflecken in der Wand schon von weitem bemerkbar. Aus etwa 20 m Entfernung erkennt man ein vielleicht 30 cm dickes, rostigbraun verfärbtes, wahrscheinlich vererztes Quarzband, das scheinbar konkordant zwischen einem dunklen Sericitgneis (Hangendes) und gelb anwitternden Schieferen (Quarzporphyr?, ca. 1 m mächtig) eingelagert ist. Am Fusse der Felswand befindet sich eine kleine Schutthalde, die z.T. schwach vererzte Gesteinsbruchstücke führt. In etwa 50 m WSW Entfernung von besagter Vererzung findet sich bei genau gleichen Lagerungsverhältnissen ein etwa 2 cm dickes Erzganglein, das sich nach den erzmikroskopischen Untersuchungen aus Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz zusammensetzt. Das sehr feinkörnige Erz ist dabei stark von Gangart (Granat, Quarz, Epidot, Glimmer) durchsetzt und weist innigste Verwachsung seiner Gemengteile auf. Zweifellos hängen diese beiden Erzvorkommen genetisch zusammen, kaum aber räumlich, obwohl beide an das gleiche Gestein gebunden sind. Ob es sich dabei ebenfalls um junge Bildungen wie beim Vorkommen weiter unten im Tal handelt, das wahrscheinlich an den genau gleichen Schieferzug gebunden ist, bleibt ungewiss, so lange wir keine näheren Angaben darüber besitzen. Nicht auszuschliessen ist andererseits nämlich die Möglichkeit, dass es sich bei den Vererzungen in der Felswand um die in der Fallrichtung gelegene Fortsetzung des rund 200 m tiefer befindlichen Erzvorkommens im Kraftwerkstollen handelt, das durch die alpine Tektonik allerdings sehr stark ausgequetscht und auseinandergerissen wurde.

b) DAS VORKOMMEN BEIM SCHNIDERBLÄTZ

Ca. 100 m östlich vom Waldrand der kleinen Alp "Schniderblätz" entfernt, befindet sich eine fast vollständig eingefallene und verschüttete Erzschrüfstelle. Diese liegt auf 1285 m Höhe und weist die Koordinaten 178.475/693.450 auf.

Soweit heute noch ersichtlich ist, wurde an dieser Stelle eine ca. 5 m lange Vererzung erschürft, die zur Hauptsache aus einem nur 2 - 3 cm mächtigen Band feinstkörnigen Kupferkieses besteht. Dieses Band ist scheinbar konkordant zur Schieferung in einer ca. 50 cm mächtigen, intensiv zerscherten Zone von Biotit-Sericit-Gneis eingelagert. Das Hangende und Liegende des Erzbandes wird von einem sehr feinkörnigen Phyllonit gebildet, der in allernächster Nähe der Erzanreicherung von feinen, mm-dicken Quarzlagen durchzogen ist. Der Phyllonit weist gegenüber dem nur mässig geschieferten Biotit-Sericit-Gneis bedeutend mehr Sericit auf, auch ist der Biotit grösstenteils chloritisiert. Dafür fehlt der sonst als Hauptgemengteil auftretende Kalifeldspat und der Plagioklas völlig.

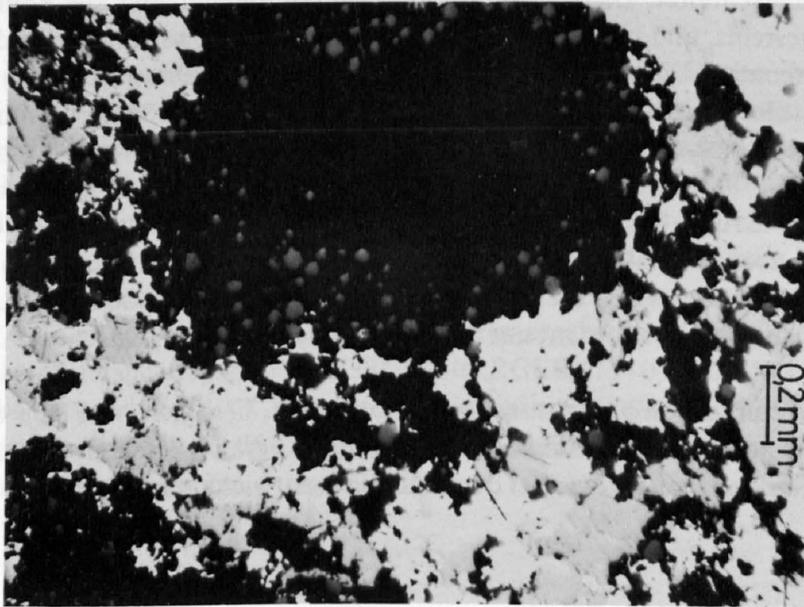


Fig. 24
Innige Verwachsung von Zinkblende (hellgrau) mit Kupferkies (weiss). Beides stark durchsetzt von Gangart (schwarz). In der oberen Bildhälfte ist ein rundliches Agglomerat von Quarz, Granat (dunkelgrau) und Biotit zu sehen. Anschliff J-342/1, Schniderblätz.

Das feinkörnig ausgebildete, speisgelbe Erzband ist stark von Gangart, namentlich von rundlichen Quarzaugen durchsetzt und weist keine sehr scharfe Begrenzung auf. Der Übergang zu seinem Nebengestein ist mehr oder weniger verschwommen ausgebildet, und dieses ebenfalls von Sulfiden imprägniert. Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass neben Kupferkies in ungefähr gleicher Menge auch Zinkblende, sowie untergeordnet auch Bleiglanz und Arsenkies auftreten. Die Gangart setzt sich vorwiegend aus Quarz, Granat und Biotit zusammen, daneben tritt aber auch Chlorit, sowie überraschend viel Zirkon auf. Die Gangart durchsetzt einerseits die völlig zerschnitzelten, aber innig miteinander verwachsenen Sulfide, bildet andererseits aber vorwiegend rundliche Aggregate von mehreren zehntel-mm Durchmesser, die zum grössten Teil aus Quarz bestehen, meist aber auch in unterschiedlichen Mengen Biotit und Granat führen. Diese runden Aggregate werden durch die feinkörnige Sulfid/Gangartmasse zusammengekittet (Fig. 24). Dadurch ergibt sich das Gefüge eines sehr feinkörnigen "Konglomerates". Ein ganz ähnliches Gefüge beschreibt HUTTENLOCHER (1931) für gewisse Blei-Zinkerze von Goppenstein. Er spricht dabei auf S. 10 von "... gerundeten

Gangpartikeln inmitten der Erzmasse; das Ganze bekommt das Aussehen eines typischen "Gerölls" mit reichlicher Erzzementierung ...". Da sich beide Erzvorkommen in Zonen intensiver Durchbewegung befinden, ist diese eigentümliche Struktur sicher auf die tektonische Beanspruchung der Vererzung zurückzuführen.

c) DAS VORKOMMEN IN DER LANGLAUI

In der steil in die Langlaur abfallenden Ostflanke der Wasseregg beissen auf ca. 1000 m Höhe (Koordinaten 693/550/178.870) mehrere kleine, gangartige Vererzungen aus, deren Mächtigkeit aber kaum 1 cm überschreitet. Diese Erzgänge verlaufen anscheinend alle konkordant zur Schieferung des Nebengesteins, und befinden sich hier in einem äusserst zerrütteten und völlig verstürzten Biotit-Sericit-Gneiskomplex. Soweit makroskopisch zu sehen ist, führen sie neben etwas Zinkblende vorwiegend Kupferkies. Letzterer macht sich vor allem durch seine Sekundärminerale wie Malachit und Azurit bemerkbar.

Im Tal westlich der Grube "Schmitte" wurde auf 1230 m Höhe (Koordinaten 693.850/178.750) ein ganz ähnliches, aber ebenfalls sehr bescheidenes Erzvorkommen gefunden. Es besteht aus einem 1 - 2 cm dicken Gängelein, das aus Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende besteht. Auch hier scheint die Lagerung des Gängeleins konkordant zur Schieferung des Nebengesteins zu sein.

Trotzdem beide "Vererzungen" sehr stark verwittert waren, liess sich im Felde deutlich erkennen, dass die Erzgänge jeweils beidseits von einer schmalen, grünlichgrauen Chlorit-, bzw. Glimmerzone begleitet waren, ganz analog wie bei den mächtiger entwickelten Vererzungen dieser Region.

d) DAS VORKOMMEN IM TEIFTALTUNNEL

Beim Bau des Teiftaltunnels der Autobahn wurde nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. C. Schindler ca. 50 m südlich des Baches in der Talspur eine reichhaltige Bleiglanzvererzung angefahren. Sie befand sich dort am Tunnelfirst in einer ausgesprochen zerrütteten Zone der Amphibolitmigmatite. Da bereits vor Inangriffnahme dieser Arbeit die Fundstelle wieder zubetoniert wurde, war es mir nicht möglich, irgendwelche Detailbeobachtungen zu machen. Soweit makroskopisch zu erkennen ist, handelt es sich dabei nach den Proben die mir Herr Dr. C. Schindler in verdankenswerter Weise überliess, offenbar um ein reines (alpidisches?) Bleiglanzvorkommen.

III. Tektonik

1. ALLGEMEINES

Die Kenntnis der tektonischen Verhältnisse ist für die Beurteilung der Genese und der Ausdehnung einer Lagerstätte von grosser Bedeutung. Es wäre deshalb auch im vorliegenden Fall von Interesse gewesen, sämtliche tektonische Erscheinungen möglichst genau zu erfassen. Aus zwei Gründen war dies nur beschränkt möglich: einerseits sind durch den getätigten Bergbau die einstigen geologischen Verhältnisse bei den einzelnen Erzvorkommen fast völlig zerstört worden, andererseits weist das ganze Gebiet südlich Amsteg eine starke alpidische Überprägung auf. Unter diesen Umständen war das Erkennen der im Zusammenhang mit den Erzvorkommen besonders interessierenden prä-alpidischen Strukturen sehr erschwert. Auch aus der Literatur ergeben sich keine besonderen Hinweise auf die Tektonik im Untersuchungsgebiet. KOENIGSBERGER (1910) und PFLUGSHAUPT (1927) gehen nur in groben Zügen auf die Grosstektonik ein, währenddem HUGI (1923) im Bericht der Druckstollenkommission vor allem auf die alpidische Schieferung und Klüftung zu sprechen kommt. Hinweise auf ältere Strukturen fehlen dagegen völlig.

2. DER VORALPIDISCHE GEBIRGSBAU

Nach den Resultaten der Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs von LABHART (1965) und STECK (1966) waren voralpidische, oder gar präaargranitische Strukturen am ehesten in den Migmatiten zu erwarten. Auf entsprechende systematische Studien wurde meinerseits jedoch verzichtet, da kein evidenten Zusammenhang zwischen den Migmatitvorkommen und den Erzvorkommen besteht. Da LABHART (1965, S. 62) oberhalb der Mittelplatten (ca. 5 km südöstlich des Bristenstocks) voralpidisch verfaltete Amphibolite beobachtete, ist nicht auszuschliessen, dass auch im Bristenstockgebiet ein sehr ähnlicher Baustil der ältesten Elemente herrscht wie im westlichen Aarmassiv.

Auffälligstes Resultat der tektonischen Untersuchungen ist das Auffinden einer Schieferung, die schief zur jüngeren alpidischen Hauptschieferung verläuft. Wie Fig. 25 zu entnehmen ist, lässt sich diese ältere, N50-60°E streichende Schieferung im ganzen Gebiet der NW-Flanke des Bristenstocks, jedoch stets nur in den kristallinen Schieferungen, beobachten. Die beiden Schieferungsrichtungen schneiden sich unter dem kleinen Winkel von 15-30° und sind deshalb oft nur schwer voneinander zu un-

terscheiden. Am augenfälligsten ist die Diskordanz der beiden Schieferungsrichtungen bei der Grube "Knappere" ausgebildet, wo die N60°E streichende feine Bänderung des Sericit-Gneises (gebildet durch kataklastische Quarz-Kalifeldspat-Körneraggregate) durch die N90-100°E streichende alpidische Schieferung durchsetzt wird (S. Fig. 11), was auch beweist, dass letztere die jüngere Bildung ist. Das Fallen ist bei der älteren Schieferung etwas weniger steil als bei der jüngeren, auch weist erstere keine Striemung auf. Auch bei der Grube "Stuben" treten die beiden Schieferungsrichtungen deutlich zu Tage. Bemerkenswert ist dabei die Tatsache, dass sich hier die Vererzung in der Zone der älteren Schieferung befindet. Unter der Voraussetzung, dass die Streichrichtung des Abbauschachtes identisch ist mit jener der einst vorhandenen Vererzung, ergibt sich, dass auch die Vererzung "Graggental" das gleiche Streichen besitzt wie die ältere Schieferung.

Der Einwand, dass es sich bei diesen wenigen Messresultaten der älteren Schieferung um statistische Abweichungen von der normalen Schieferungsrichtung, bzw. um Messfehler handelt, ist verständlich. Indessen hat unabhängig von mir auch SCHINDLER (1972) im Plattitunnel der Autobahn (südl. Amsteg) ebenfalls N40-60°E streichende, eindeutig ältere Schieferungen beobachtet, die zudem vereinzelt von parallelen Mylonitzonen begleitet waren. Ausserdem hat bereits KOENIGSBERGER (1910) auf seiner Karte südlich Amsteg einen Sericit-Schieferzug eingezeichnet, dessen Streichen identisch ist mit jenem unserer älteren Schieferung, ohne indessen näher darauf einzugehen.

Wie alt diese Schieferung ist, lässt sich nicht eindeutig bestimmen. Da aber z.B. der 6 m mächtige Aplitgang im Stotzig Wald (Koordinaten 692.400/177.830), sowie die Granitapophyse bei der Grube "Stuben" das gleiche Streichen wie die ältere Schieferung aufweisen, und diese sicher älter sind als die alpidische Hauptschieferung, liegt die Vermutung nahe, dass es sich dabei um Relikte hercynischer Bruch- und Scherzonen handelt, die bekanntlicherweise in den Zentralalpen eben diese NE-SW Streichrichtung aufweisen.

3. DIE ERSCHEINUNGEN DER ALPIDISCHEN TEKTONIK

a) DIE SCHIEFERUNG

Im ganzen Gebiet der NW-Flanke des Bristenstocks ist eine W-E bis WSW-ENE streichende Schieferung zu beobachten, die die Gesteine sehr unterschiedlich stark erfasst hat. Die Sericit-Chlorit, bzw. Sericit-Biotit-Gneise und -Schiefer weisen die stärkste Zerschierung auf, währenddem der grosse Quarzporphyrzug, der Granit, der Syenit und die Migmatite nur unbedeutend, jedoch stets noch deutlich erkennbar geschiefert sind. Ausgesprochen stark geschiefert sind alle grösseren Erzvorkommen, sowie ihr umgewandeltes Nebengestein, was durch die vorgezeichnete Anlage älterer (hercynischer) Scherzonen, bzw. deren mineralogische Zusammensetzung (hoher Gehalt an Sulfiden und Phyllosilikaten) bedingt sein mag.

Die mit 60 - 80° gegen S, bzw. SSE einfallende Schieferung trägt eine unterschiedlich starke Striemung bis Wellung, welche durch das geregelte Wachstum von Sericit und Chlorit besonders betont

wird. Die Striemung verläuft praktisch parallel zur Fallrichtung der Schieferungsflächen, und stellt nach LABHART (1965) das charakteristische Merkmal der ersten alpidischen Schieferung dar. Mit der Striemung ist eine starke lineare Streckung verbunden, die bei den einzelnen Gruben sehr schön beobachtet werden kann. Grössere Quarzkörneraggregate innerhalb der Erzmasse sind stets deutlich gestreckt (Fig. 30), die Vererzungen als Ganzes boudiniert, wobei jeweils sehr klar zu erkennen ist, dass sowohl das Erz wie auch sein umgewandeltes Nebengestein von der Deformation ergriffen worden sind. Eine Ausnahme machen dabei nur die wesentlich kleineren, gangartigen Erzvorkommen im Riedtunnel und im Teiftal, die zwar eine gewisse unregelmässige (boudinierte?) Form, jedoch keine Schieferung oder starke Streckung aufweisen. Wie bereits weiter oben dargestellt wurde, handelt es sich dabei sehr wahrscheinlich um Remobilisationen, die jünger sind als die übrigen Vererzungen.

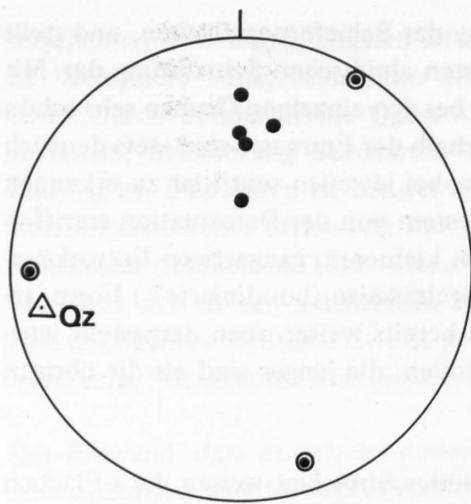
Ein von der üblichen Richtung der Hauptschieferung abweichendes Streichen weisen die s-Flächen des Nebengesteins der Vererzung "Knappere" auf (s. Fig. 25). Es handelt sich dabei um eine ausgesprochen lokale Erscheinung, tritt doch schon in 100 m Entfernung wieder die "normale" Richtung auf. Dasselbe aussergewöhnliche Streichen von N 100° E weist hier aber auch die Vererzung auf. Offenbar folgte hier die alpidische Schieferung einer älteren Struktur, die zwar nicht der Richtung der älteren Schieferung, wohl aber der wahrscheinlichen Grenze zwischen dem hier auftretenden Sericit-Gneis und dem hornblendeführenden Biotit-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis entspricht.

b) DIE FÄLTELUNG

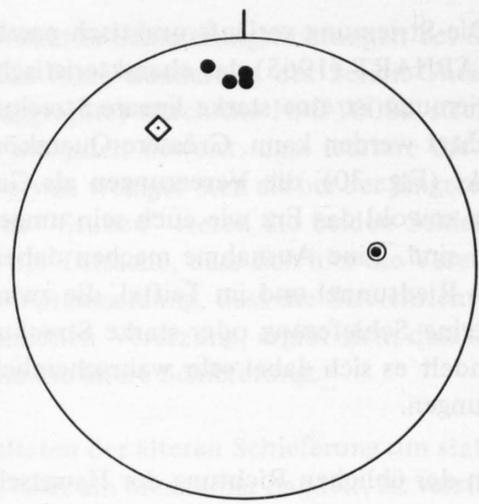
Bei der Grube "Knappere" und "Schmitte" treten innerhalb der vererzten Zone nur wenige mm-mächtige, verfältelte Quarz-Sericit/Chloritlagen auf, die eine Amplitude und Wellenlänge von max. 1 - 2 cm aufweisen. Die Achsen dieser Kleinfalten, die jünger als die erste Schieferung, aber älter als die Zerklüftung sind, verlaufen subhorizontal bis mittelsteil gegen SW einfallend parallel zur s-Fläche. Es scheint sich bei diesen Falten um die gleichen Erscheinungen zu handeln, die von STECK (1968) als B₂-Falten in den Graniten des westlichen Aarmassives beschrieben worden sind.

c) DIE KLÜFTUNG

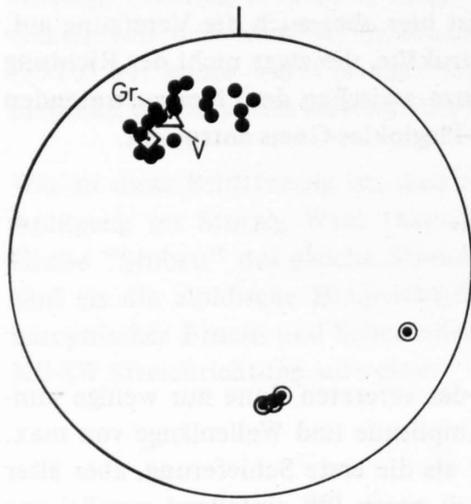
Wie Fig. 25 zu entnehmen ist, treten im Wesentlichen drei Kluftsysteme auf, wobei das mittelsteil gegen NW einfallende System das dominierende ist. Gelegentlich ist es mit Rutschstriemen überzogen. Auf den Versuch, die Altersabfolge der einzelnen Zerklüftungsphasen zu ermitteln, die jünger sind als die Hauptschieferung, wurde mangels genügender Anzahl von Beobachtungen nicht weiter eingegangen. Es handelt sich dabei aber offensichtlich um die gleichen alpidischen Strukturen, wie sie von STECK (1968) als S₃, S₄ und S₆ definiert wurden. Nach diesem Autor bildeten sich in der Phase der dritten Schieferung vereinzelte Deformationsbrekzien, sowie als Charakteristikum, mm- bis m-mächtige schieferungsparallele Milchquarz- und Quarz-Carbonatgänge. Die bereits weiter oben erwähnten, z.T. sulfidführenden Quarzgänge des Riedtunnels und des Teiftales, ev. auch jene der Grube "Graggental", die vereinzelt auch in Form von Gangbrekzien auftreten, stellen möglicherweise ebenfalls solche Bildungen der dritten Schieferungsphase im Sinne von STECK dar.



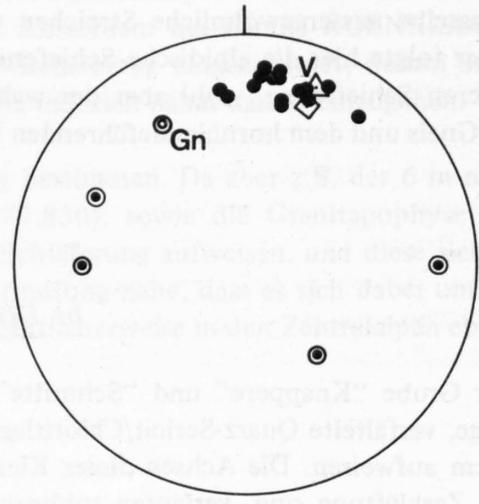
Schmitte



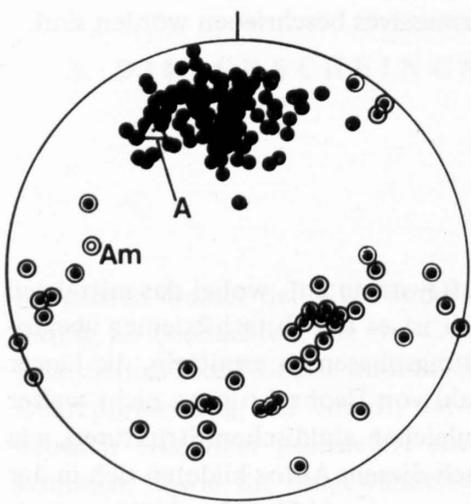
Graggental



Stuben



Knappere



Sammeldiagramm des Untersuchungsgebietes

- Hauptschieferungsfläche
- ⊙ Klufflächen
- ⊙ Bänderung, Am = Amphibolit "Stotzig Wald"
Gn = Sericit-Gneis "Knappere"
- △ Gänge; A = Aplit "Stotzig Wald," Gr = Granit
"Stuben"
Qz = Quarzgang "Schmitte," V = Vererzung
- ◇ Raumlage des Grubenschachtes

Fig. 25
Flächenpole der im Gebiet der NW-Flanke des Bristenstocks auftretenden Planartexturen; flächentreues Netz, untere Halbkugel.

In den Gruben "Stuben" und "Graggental" wurden als weiteres tektonisches Element 40 bis 60 cm mächtige Mylonitzonen beobachtet, die auf Grunde ihrer räumlichen Orientierung vermutlich der Phase S₆ zugeordnet werden müssen.

d) DIE ZERRKLÜFTE

Wie überall im Aarmassiv treten auch im Bristenstockgebiet mineralführende Zerrklüfte als eine der letzten Erscheinungen der alpidischen Orogenese auf. Die Klüfte verlaufen meist subhorizontal und \pm senkrecht zur Hauptschieferungsfläche. In den granitischen und syenitischen Gesteinen sind diese Zerrklüfte bedeutend häufiger als in den Chlorit-Sericit-Gneisen oder im Quarzporphyr. Auf den z.T. sehr berühmten Mineralbestand (Brookit, Amiant, etc.) der Zerrklüfte sei hier nicht weiter eingegangen, sondern auf die entsprechende Literatur verwiesen (z.B. STALDER et.al., 1973).

e) POSTOROGENE VERWERFUNGEN

Für solche N-S streichenden, allerjüngsten (jungquartären) tektonischen Erscheinungen, wie sie bereits von verschiedenen Autoren aus dem Aarmassiv beschrieben worden sind, gibt es im untersuchten Gebiet keine sicheren Beweise. Wie bereits auf S. 17 dargestellt wurde, stellt möglicherweise der untere Teil der Bristlauri eine solche Verwerfung dar. Die Tatsache, dass eine ganze Reihe von ungefähr N-S verlaufenden Bächen und Geländerinnen im Bristenstockgebiet auftreten, lassen doch die Existenz eines entsprechenden postorogenen Verwerfungssystems als sehr wahrscheinlich erscheinen.

IV. Die Veränderungen des Nebengesteins

1. ALLGEMEINES

Aus den vorangegangenen ausführlichen Darstellungen der petrographischen Situationen der einzelnen Erzkommen ist zu entnehmen, dass alle Vererzungen von einem Nebengestein begleitet sind, das sich schon im Felde durch seine grünlich-graue Farbe und sein Gefüge deutlich vom umliegenden Gestein unterscheidet. Mikroskopisch liessen sich ausserdem klare Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung feststellen.

Da sich diese Gesteine streng auf die nächste Umgebung der Erzkommen beschränken, und sonst nirgends im untersuchten Gebiet analoge Bildungen in grösserem Ausmasse beobachtet wurden, stehen zweifellos Vererzung und grünliches Nebengestein in einer genetischen Beziehung zueinander.

der. Die naheliegendste Erklärung ist, dass es sich dabei um das durch die Vererzung umgewandelte Nebengestein handelt, dies umso mehr, als es sich bei den Erzvorkommen auf Grund ihres Auftretens und ihres Mineralbestandes höchstwahrscheinlich um hydrothermale Bildungen handelt.

Eine genaue Erfassung der durch diese hydrothermale Zersetzung zu Stande gekommenen Veränderungen des Nebengesteins ist infolge seiner Überprägung durch die spätere alpidische Metamorphose, die vereinzelt, aber in wesentlich kleinerem Rahmen zu ähnlichen Erscheinungen geführt hat, nur noch bedingt möglich. Immerhin scheint es gesichert zu sein, dass im Wesentlichen eine Sericitisierung, sowie in geringerem Grade auch eine Chloritisierung des Nebengesteins stattfand. Bei der "Stuben" kam es ausserdem zur Ausbildung ausgesprochen quarzreicher Zonen im Nebengestein.

Das Ausmass dieser Umwandlungen war naturgemäss nicht bei allen Vererzungen gleich gross, doch unabhängig vom Nebengesteinstypus überall sehr ähnlich. So lässt sich folgende schematische Abfolge von der Vererzung aus gegen das unveränderte Nebengestein zu beobachten:

-) Erz
-) quarzreiche Zone mit Sulfidimprägation
-) sericitreiche Zone, z.T. biotit-, bzw. chloritführend und mit schwacher Sulfidimprägation
-) Übergang zum unveränderten Nebengestein

Diese mehr oder weniger symmetrisch ausgebildete Zonierung des Nebengesteins entspricht nach BARNES (1967) dem häufigsten und einfachsten Typus der Umwandlung des Nebengesteins von hydrothermalen Vererzungen. Bei allen Erzvorkommen treten jedoch keine scharf begrenzten Mineralzonen auf, sondern es sind stets fließende Übergänge von der einen Zone in die andere zu beobachten.

Als umgewandeltes Nebengestein sind schliesslich auch die dünnen, phyllonitischen Zwischenlagen innerhalb der Vererzungen zu betrachten, die sich in sehr wechselnden Mengen aus Quarz, Sericit und Chlorit, sowie andern Mineralien zusammensetzen.

2. DIE QUARZREICHE ZONE

Sie ist nur bei der "Stuben" ausgeprägt entwickelt, sowie in sehr bescheidenen Ausmassen auch bei gewissen Vererzungen im Riedtunnel. Alle übrigen Erzvorkommen sind von keiner ausgesprochen quarzreichen Zone begleitet, sondern von einer solchen, die praktisch nur aus Quarz und Sericit (\pm Chlorit und Biotit) besteht.

Bei der "Stuben" schliesst sich direkt im Liegenden der Vererzung eine ausgesprochen quarzreiche Zone im Nebengestein an, die 0,2 bis 0,5 m mächtig ist. Im Hangenden der Vererzung, von dieser durch eine 10 cm mächtige Sericitzone getrennt, treten ebenfalls sehr quarzreiche Gesteine auf, die aber gleichzeitig auch reichlich Sericit führen. Handstücke aus dem Liegenden der Vererzung bestehen praktisch nur aus Quarz, der infolge der alpidischen Metamorphose ein völlig rekristallisiertes, feinkörniges Gefüge (mittlerer Korndurchmesser 25 - 100 μ) bildet. Als Nebengemengteile treten in geringen Mengen Sulfide, Chlorit, Sericit und grünlichgrauer Stilpnomelan auf. Da sich diese Mineralien vorwiegend als Zwickelfüllungen und entlang von Korngrenzen, und nur vereinzelt in grösseren Nestern finden, handelt es sich dabei zweifellos um alpidische Bildungen. Die opaken Mine-

ralien bilden einzelne, mehr oder weniger parallel eingeregelt Körner und Körneraggregate von länglicher, meist unregelmässig begrenzter Gestalt und maximal einigen zehntel-mm Länge. Sie zeigen häufig Anzeichen von Verdrängung durch Quarz, vereinzelt sind sie auch mit Granat und Chlorit verwachsen. Zumindest teilweise dürfte es sich bei diesen Mineralien (Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende) um die primäre Sulfidimprägnation des Nebengesteins handeln. Dass es während der alpidischen Metamorphose in bescheidenem Ausmasse auch zu Remobilisationen der Sulfide kam, geht aus den feinen Intergranularfilmen im Quarzpflaster im Bereiche grösserer Sulfidkörner hervor (s. Fig. 26).

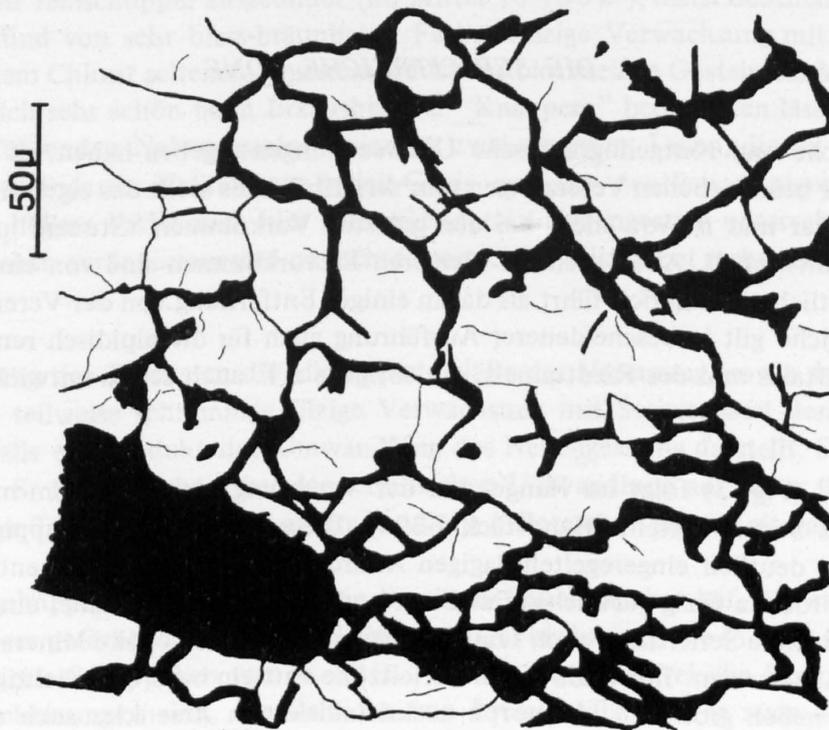


Fig. 26
Sulfidische Intergranularfilme in einem rekristallisierten Quarzgefüge als Beispiel von Sulfidremobilisationen bedingt durch die alpidische Metamorphose; unten links ein Kupferkies-Korn (schwarz = Sulfide, weiss = Quarz). Dünnschliff J-75.

Vereinzelt finden sich zwischen Erz und Nebengestein bei der "Knappere", aber auch bei der "Schmitte" und "Graggental" feine quarzige Schlieren und Bänder, die möglicherweise ebenfalls eine einstige Quarzzone andeuten, aber doch eher als Bildungen des Gangquarzes zu betrachten sind. Wegen den fließenden Übergängen von der einen Zone in die andere, fällt es ohnehin oft recht schwer, die Grenze zwischen Erz und vererztem Nebengestein zu ziehen. Bei der "Knappere" ist ausserdem beim Erzausbiss zu beobachten, dass die Vererzung beidseits von 5 - 10 cm mächtigen Quarzbändern begleitet ist, doch handelt es sich dabei auf Grund ihrer grobkörnigen Ausbildung und ihres lokalen Auftretens (sie finden sich nur beim Ausbiss), nicht um echte quarzreiche Zonen des umgewandelten Nebengesteins, sondern um jüngere, alpidische Bildungen. Ganz analoge Quarzgänge treten auch in der Grube "Graggental" auf.

Ob die quarzreiche Zone aus einer echten Silifizierung (Verdrängung des Nebengesteins durch Quarz), oder einer völligen Auslaugung des Nebengesteins (mit Quarz als praktisch einzigem Rückstand)

hervorgegangen ist, lässt sich heute nicht mehr mit Sicherheit feststellen. Letzteres scheint wahrscheinlicher zu sein, da die Quarzonen nie ganz rein sind, sondern meist auch etwas Sericit und Chlorit führen.

Bei den nie ganz fehlenden Sulfidimprägnationen handelt es sich durchwegs um die gleichen Sulfide die auch die Hauptgemengteile des Erzes darstellen, nämlich vorwiegend um Zinkblende und Kupferkies, etwas seltener auch Bleiglanz. Dagegen tritt kein Pyrit in dieser Zone auf, wie dies sonst bei andern Vorkommen dieser Art häufig der Fall ist.

3. DIE SERICITREICHE ZONE

Wie mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen ergeben haben, ist das unmittelbare Nebengestein aller beschriebenen Vererzungen sehr sericitreich. Es stellt das eigentliche umgewandelte Nebengestein dar und ist vor allem bei den grössten Vorkommen "Stuben" und "Graggental" sehr ausgeprägt entwickelt. Aber auch die kleineren Erzvorkommen sind von einem Nebengestein begleitet, das deutlich mehr Sericit führt als das in einiger Entfernung von der Vererzung umliegende Gestein. Das Gleiche gilt in bescheidenerer Ausführung auch für die alpidisch remobilisierten Vererzungen des Teiftales und des Riedtunnels, die übrigens z.T. auch schön entwickelte Quarzonen aufweisen.

Bei der "Stuben" (Fig. 3) folgt im Hangenden der Vererzung eine 5 - 10 cm mächtige Zone die praktisch nur aus Sericit besteht (Handstück J-390). Dieser ist sehr feinschuppig ausgebildet und im Gegensatz zur deutlich eingeregeltten, lagigen Anordnung im etwas weiter entfernten Nebengestein hier ausgesprochen filzig verwachsen und nur andeutungsweise s-parallel eingeregelt. In geringen Mengen führt diese Sericitzone auch feinschuppigen Chlorit und opake Mineralien, sowie Apatit und Zirkon als Akzessorien. Innerhalb dieser Sericitzone tritt ein bis 5 cm mächtiges Arsenkiesband (J-391) auf, das neben grob und idiomorph auskristallisiertem Arsenkies auch etwas Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende führt, wie dies bereits auf S. 28 beschrieben worden ist.

Beim Erzvorkommen "Graggental" sind die Verhältnisse recht ähnlich. Die sericitreiche Zone ist hier sogar 10 - 15 cm mächtig, führt dagegen aber entschieden weniger Sericit als jene bei der "Stuben", dafür mehr Quarz und Chlorit. Der Sericitfilz ist hier noch feinschuppiger ausgebildet und innig mit Chlorit verwachsen. Als Nebengemengteil treten sehr feinkörnig ausgebildete, dispers verteilte opake Mineralien (vor allem Arsenkies und etwas Zinkblende) auf, währenddem auch hier Apatit und Zirkon die Akzessorien bilden. Grössere Muscovitblättchen wurden nur vereinzelt beobachtet. Die Vererzung der Grube "Graggental" ist ebenfalls von einem Arsenkiesband begleitet, das allerdings nur 0,5 bis 1 cm breit ist, wie bereits auf S. 68 dargestellt wurde. Das Arsenkiesband befindet sich hier nicht in der Sericitzone selber, sondern im Grenzbereich zwischen Erz- und Sericitzone.

Bei den kleineren und ärmeren Vorkommen "Schmitte" und "Knappere" sind die Umwandlungserscheinungen im Nebengestein der Vererzungen weniger augenfällig, jedoch durchaus identisch mit jenen bei den grösseren Erzvorkommen. Auch hier kam es zu einer allgemeinen Sericitisierung und mässigen Chloritisierung des Nebengesteins, die 0,1 bis 0,5 m weit ins Hangende und Liegende der Vererzung hinausgreift. Das ursprüngliche Gefüge, namentlich die ungleichmässig feinkörnige Struktur des Nebengesteins ist noch weitgehend erhalten, im Gegensatz zum Gefüge des Nebenge-

steins der grösseren Vererzungen, das eine ausgesprochen gleichmässig feinkörnige Struktur aufweist. Die Umwandlungen des Nebengesteins, die zur Hauptsache auf einer völligen Zersetzung der Feldspäte beruhte, beschränkte sich bei der "Schmitte" auf die beiden 10 - 20 cm mächtigen Schieferlagen im Hangenden und Liegenden der Vererzung, die bereits auf S. 33 ausführlicher beschrieben worden sind. Sie bestehen zur Hauptsache aus Quarz und Sericit, führen aber auch Biotit als Nebengemengteil. Reichlich Biotit tritt auch im Nebengestein der Vererzung "Knappere" auf, wo die Umwandlungserscheinungen identisch mit jenen bei der "Schmitte" sind. Bei beiden Vorkommen sehr auffällig ist der gegenüber dem unveränderten Nebengestein relativ hohe Gehalt an Biotit (5 - 20 Vol.-%), der zu Nestern und Lagen angehäuft das veränderte Nebengestein durchzieht. Der Biotit ist sehr feinschuppig ausgebildet (im Mittel 10 - 50 μ), meist deutlich eingeregelt (lokal auch verfältelt) und von sehr blass-bräunlicher Farbe. Filzige Verwachsung mit Sericit ist häufig, mit feinschuppigem Chlorit seltener. Anscheinend ist das biotitreiche Gestein stark an die Vererzung gebunden, wie sich sehr schön beim Erzausbiss der "Knappere" beobachten lässt. Hier tritt in der Zone des biotitführenden Nebengesteins zwischen zwei vererzten Lagen, die ca. 1 m auseinanderliegen, noch unveränderter Kalifeldspat-Sericit-Gneis auf, der deutlich weniger Biotit führt und sich durch seine hellere Farbe auch klar vom veränderten Nebengestein unterscheidet (s. Fig. 11). Die Grenze zwischen verändertem und unverändertem Gestein ist dabei recht verschwommen ausgebildet.

Die starke Bindung des Biotits an die allernächste Nähe der Vererzung, sowie seine feinschuppige Ausbildung und teilweise sehr innige filzige Verwachsung mit Sericit, lässt den Schluss zu, dass der Biotit ebenfalls ein Produkt der Umwandlung des Nebengesteins darstellt. Solcher kann nach BARNES (1967, S. 172) durchaus bei der sericitischen Umwandlung auftreten, deutet aber bereits den Übergang zum Typus der Kali-Silikat-Umwandlung ("Potassium silicate alteration") an.

Neben dem feinschuppigen, blass-bräunlichen Biotit tritt auch solcher auf, der etwas gröber ausgebildet und kräftiger gefärbt ist. Dieser gelblichbraune (X) bis braungrüne (Y ~ Z) Biotit bildet ziemlich gut kristallisierte Schüppchen von ca. 50 μ Länge, die völlig frei von Einschlüssen und ohne Umwandlungserscheinungen sind. Im Bereiche von Erzmineralien ist er stets deutlich grünlicher gefärbt als in den übrigen Gesteinspartien. Zweifellos handelt es sich dabei um alpidisch rekristallisierten Biotit, wie er im Aarmassiv vielfach beobachtet wurde.

4. DER ÜBERGANG ZUM UNVERÄNDERTEN NEBENGESTEIN

Der Übergang von verändertem zu unverändertem Nebengestein ist nicht scharf ausgebildet und makroskopisch meist nur undeutlich wahrnehmbar. Im Dünnschliff erkennt man den Übergang darin, dass wieder Kalifeldspat, vereinzelt auch stark sericitisierter Plagioklas auftritt. Beide Feldspäte fehlen sonst im umgewandelten Nebengestein der Vererzungen völlig. Sehr charakteristisch für den Übergang ist ausserdem der Wechsel in der Struktur der betreffenden Gesteine (vor allem bei den grösseren Erzvorkommen), nämlich der Übergang von der gleichmässig feinkörnigen bis dichten, oft filzigen Struktur des veränderten Gesteins, zur ungleichmässig körnigen, feinflaserigen, gelegentlich auch porphyroklastischen Struktur des unveränderten Gesteins. Das umgewandelte Nebengestein der Vererzungen weist ausserdem im allgemeinen eine ausgesprochene Paralleltexur auf. Diese Änderungen im Gefüge sind allerdings nicht durch die Umwandlungserscheinungen allein bedingt, sondern gehen sicher auch zu Lasten der alpidischen Metamorphose. Immerhin dürfte die

ausgesprochene Selektivität der alpinen Schieferung im Bereiche der Vererzungen nicht zuletzt auf die ursprünglichen Unterschiede im Gefüge und Mineralbestand der einzelnen Zonen zurückzuführen sein.

Die beschriebenen Gesteinsumwandlungen beschränken sich bei der "Stuben", ev. auch bei der "Knappere" (umgewandelter Quarzporphyr, s.S. 45) nicht auf die Vererzung allein. So ist bei der "Stuben" eine 15 m breite Zone zu beobachten, die partiell mehr oder weniger starke Umwandlungserscheinungen aufweist, die jedoch an keinerlei sichtbare, nennenswerte Vererzungen gebunden sind. Auch bei diesen Umwandlungen handelte es sich in erster Linie um eine Sericitisierung, die hier allerdings mit einer recht starken Chloritisierung verbunden war. Die Umwandlung der Gesteine war derart intensiv, dass Gefüge und Mineralbestand des ursprünglich vorliegenden Gesteins vollständig zerstört worden sind. Nach den geologischen Gegebenheiten muss es sich dabei z.T. um Hornblendesyenit gehandelt haben. Dies scheint durch den recht hohen Gehalt des heutigen Gesteins an Chlorit, Apatit und Zirkon (letztere allerdings nur als Nebengemengteil) bestätigt zu werden.

Vor allem im veränderten Nebengestein der kleineren Vererzungen "Schmitte" und "Knappere" treten in unterschiedlichen Mengen eine Reihe weiterer Mineralien auf, die auf Grund der Art ihres Auftretens als alpidische Bildungen zu betrachten sind. Es handelt sich dabei vor allem um Stilpnomelan, Granat, sowie um Epidot. Bei letzterem könnte es sich aber zumindest z.T. auch um eine ältere Bildung handeln, ebenso wie bei den Akzessorien Zirkon, Titanit/Leukoxen und Apatit. Bei diesen Mineralien (z.T. ebenfalls beim Chlorit und Sericit) fällt es sehr schwer, den durch die Umwandlung des Nebengesteins bedingten Anteil von jenem der alpidischen Metamorphose zu unterscheiden.

5. DER QUANTITATIVE MINERALGEGHALT DES UMGEWANDELTEN NEBENGESTEINS

Um die Umwandlung des Nebengesteins auch in quantitativer Hinsicht zu erfassen, wurde neben der Bestimmung der mineralogischen auch die entsprechende mengenmässige Zusammensetzung der untersuchten Proben ermittelt. Letzteres geschah röntgenographisch an Pulverpräparaten nach einer in unserem Institut üblichen Methode *). Quantitativ ermittelt wurden die Gehalte an Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (inkl. Albit) und Glimmer (Muscovit und Biotit), währenddem der Gehalt an Chlorit semiquantitativ aus dem Verhältnis der Basisreflexe von Muscovit zu Chlorit berechnet wurde. Die so erhaltenen Chloritgehalte wurden in einigen Fällen noch entsprechend den Resultaten der mikroskopischen Untersuchungen korrigiert. Biotit und Muscovit konnten wegen ihrer sehr ähnlichen Struktur nicht getrennt ermittelt werden. Die beiden Glimmertypen treten aber nur im Nebengestein der Vererzung "Knappere" und "Schmitte" zusammen auf. Es sei noch darauf hingewiesen, dass die Quarzgehalte der kalifeldspatreichen Gesteine infolge Überlagerung der Reflexe eher zu hoch ausfallen.

Die Resultate dieser quantitativen Bestimmungen sind in Tab. 3 zusammengefasst. Um diese Ergebnisse besser zu veranschaulichen, wurden sie auch graphisch in Form von Profilen dargestellt

*) Diese Methode wird in einer andern Arbeit (PETERS und JENNI, 1973) ausführlich dargestellt. Hier in Kürze die wichtigsten technischen Daten: Philips Diffraktometer, drehender Probenhalter, durch Prägung desorientierte Proben und LiF als interner Standard.

(Fig. 27 und 28). Da die meisten untersuchten Proben neben den quantitativ ermittelten Mineralien auch noch andere in mehr oder weniger grosser Menge führen (vor allem Sulfide), wurden in den Profilen nicht die absoluten, sondern die relativen Gehalte dargestellt. Zu diesem Zwecke wurden die Gehalte der Proben an Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (inkl. Albit) und Muscovit+ Biotit+ Chlorit auf die Summe 100 gebracht.

Tab. 3 Quantitativer Mineralgehalt des umgewandelten Nebengesteins der Vererzungen (in Gew.-%).

Probe Nr.	Quarz	Muscovit/ Biotit	Chlorit	Kalifeldspat	Plagioklas inkl. Albit
J - 75	80	--	10	--	--
J - 76	30	20	5	20	25
J - 76a	30	7	--	42	21
J - 86	45	47	--	--	Sp
J - 118	57	44	5	Sp?	--
W- 236	40	43	--	Sp?	--
W- 242	40	30	Sp	15	15
J - 357	43	57	--	--	--
J - 359	35	49	--	--	12
J - 361	26	10	--	27	23
J - 380	43	24	--	--	--
J - 390	--	52	5	--	--
J - 391	4	53	5	--	--
J - 392	30	25	25	--	--
J - 394	21	40	10	--	--
J - 395	68	10	--	--	--
J - 398	30	20	Sp	25	27
J - 399	50	35	5	Sp?	--
J - 400	70	5	Sp	--	--
J - 401	68	20	5	Sp?	--
J - 402	49	15	--	20	5
J - 414	46	24	--	20	10
J - 415	74	33	--	Sp?	--
J - 417	46	--	--	--	--
J - 419	68	28	--	Sp?	8
J - 420	31	40	--	7	15

Sp = Spuren, an der Grenze der röntgenographischen Nachweisbarkeitsgrenze (< 2%).

Beim Vergleichen der vier Profile lässt sich folgendes beobachten:

- 1) Das veränderte Nebengestein führt mit 30 - 60 Gew.-% 2-3 mal mehr Sericit/Biotit als das unveränderte Nebengestein (10 - 20 Gew.-%). Eine reine Sericit/Chlorit-Zone tritt nur im Hangenden der Vererzung "Stuben" auf. Bei allen andern Vorkommen fällt das Sericitmaximum zu- meist auch mit einem Quarzmaximum zusammen.

- 2) Wie bereits makroskopisch festgelegt wurde, tritt nur im Liegenden der Vererzung "Stuben" eine ausgesprochen quarzreiche Zone auf, die zu 80 Gew.-% aus Quarz besteht.

Die nach Fig. 27 bei der "Schmitte" auftretenden "Quarzzonen" sind insofern nicht echt, als es sich bei den untersuchten Proben J-395 und J-400 um vererzte Gesteine, und demzufolge beim ermittelten Quarz höchstwahrscheinlich um solchen der Gangart und nicht aus der umgewandelten Zone handelt. Dennoch scheint auch hier eine (makroskopisch nicht wahrnehmbare) quarzbetonte Zone aufzutreten, die allerdings mit der sericitreichen zusammenfällt.

- 3) Charakteristisches Merkmal der Umwandlungszone ist das völlige Fehlen von Kalifeldspat und Plagioklas, die in diesem Bereich offenbar völlig zersetzt worden sind. Bei der "Knappere" tritt ausnahmsweise als Relikt noch etwas Plagioklas auf, der nach den mikroskopischen Untersuchungen jedoch sehr stark sericitisiert ist. Ausserdem liegt diese Probe bereits im Bereiche des Übergangs zum unveränderten Nebengestein.
- 4) Mit Ausnahme beim Vorkommen "Stuben" erfolgte die Umwandlung des Nebengesteins beidseits und symmetrisch zu den Vererzungen.

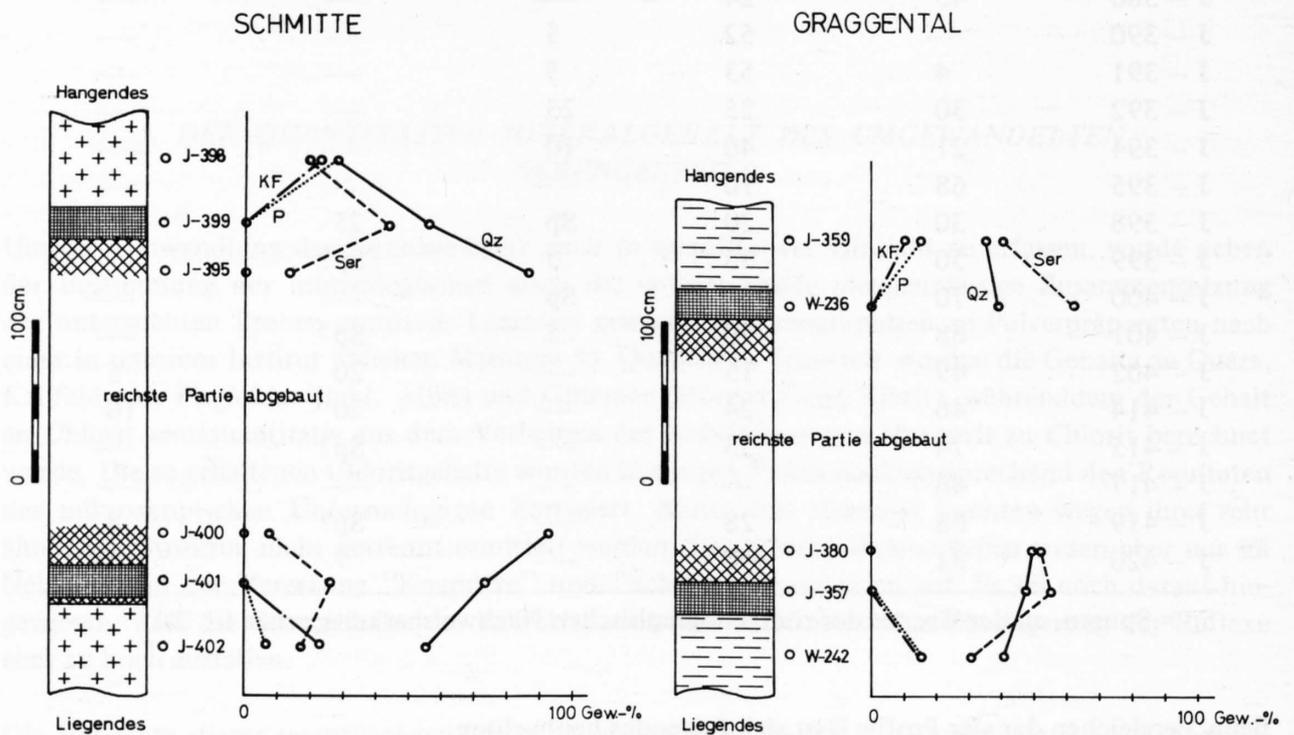


Fig. 27
Graphische Darstellung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung des Nebengesteins der Erzvorkommen "Schmitte" und "Graggental", Legende zur Geologie siehe Fig. 28. Ser + KF + P + Qz = 100 Gew.%. Ser = Sericit + Biotit + Chlorit, KF = Kalifeldspat, P = Plagioklas (inkl. Albit), Qz = Quarz.

KNAPPERE

STUBEN

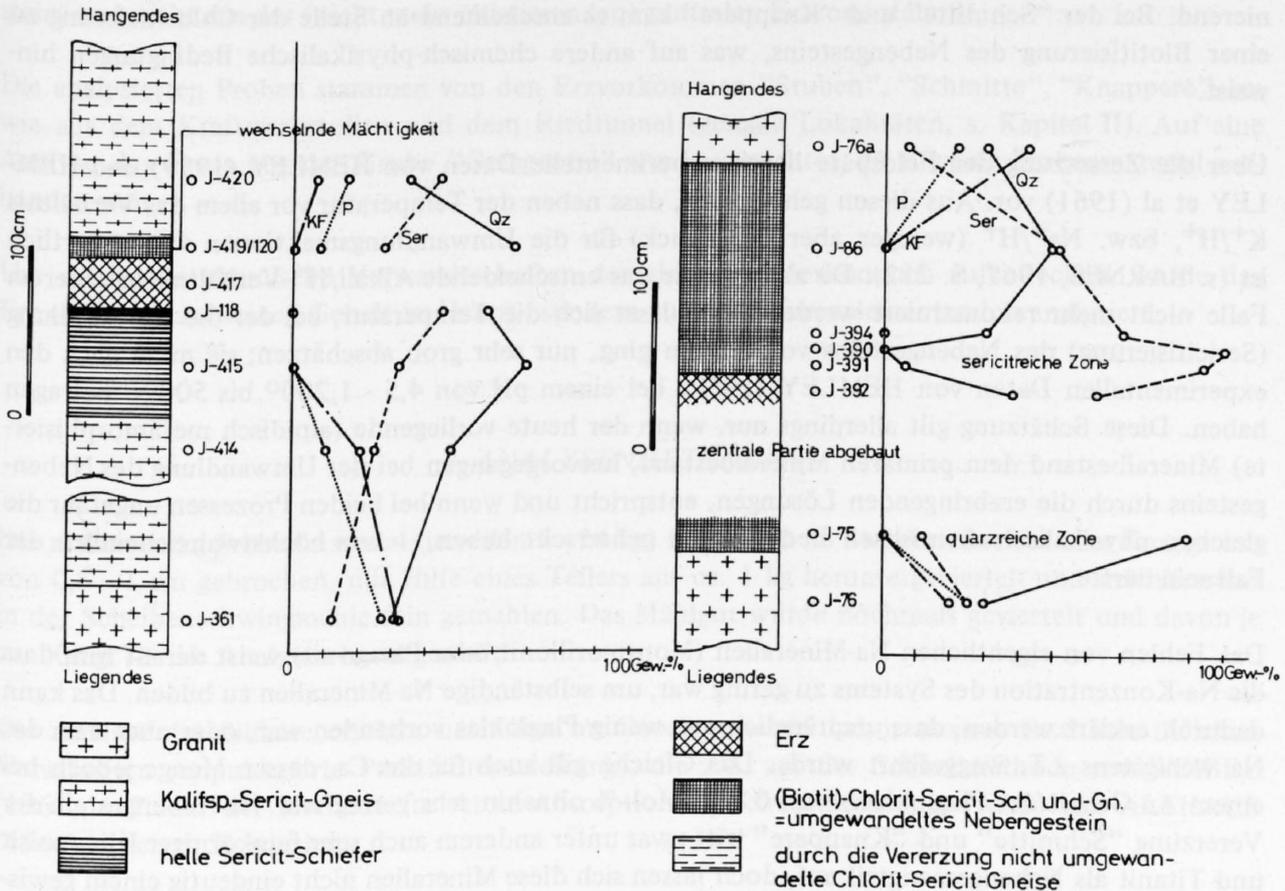


Fig. 28
Graphische Darstellung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung des Nebengesteins der Erzvorkommen "Knappere" und "Stuben".

6. DIE PHYSIKALISCH-CHEMISCHEN BEDINGUNGEN BEI DER UMWANDLUNG DES NEBENGESTEINS

Die qualitativen röntgenographischen Untersuchungen haben ergeben, dass im umgewandelten Nebengestein heute ausser Sericit und Chlorit keine weiteren Phyllosilikate in nachweisbarer Menge auftreten. Insbesondere wurde kein Kaolinit oder andere Tonminerale, bzw. deren entsprechende metamorphe Bildungen (Pyrophyllit, bzw. Paragonit oder Albit) nachgewiesen.

Eine durch die alpidische Metamorphose bedingte Umwandlung von allfällig gebildetem Kaolinit in Sericit ist eher unwahrscheinlich, da Kalium wieder hätte zugeführt werden müssen, oder es sei denn bei der Umwandlung des Nebengesteins nicht aller Kalifeldspat zersetzt worden. Die sehr gleichmässig homogene Zusammensetzung des Nebengesteins widerspricht aber einer solchen Annahme.

Es darf deshalb wohl als ziemlich gesichert gelten, dass bei der Umwandlung des Nebengesteins keine Tonminerale gebildet wurden und es einzig zu einer Sericitisierung und Chloritisierung kam. Dabei wurden vor allem die Feldspäte völlig zersetzt und der Biotit (bzw. die Hornblende) chloritisiert. Da der Anteil an dunklen Gemengteilen in den ursprünglich vorliegenden Gesteinen im allgemeinen sehr niedrig war (durchschnittlich 5 - 10 Vol.-% Biotit, sowie zusätzlich Hornblende bei der "Stu-

ben"), war die Chloritisierung im allgemeinen nur geringfügig und überall die Sericitisierung dominierend. Bei der "Schmitte" und "Knappere" kam es anscheinend an Stelle der Chloritisierung zu einer Biotitisierung des Nebengesteins, was auf andere chemisch-physikalische Bedingungen hinweist.

Über die Zersetzung der Feldspäte liegen experimentelle Daten von HEMLEY (1959) und HEMLEY et al (1961) vor. Aus diesen geht hervor, dass neben der Temperatur vor allem das Verhältnis K^+/H^+ , bzw. Na^+/H^+ (weniger aber der Druck) für die Umwandlungsreaktionen verantwortlich ist (s. BARNES, 1967, S. 212). Da aber gerade das entscheidende Alkali/ H^+ -Verhältnis in unserem Falle nicht mehr rekonstruiert werden kann, lässt sich die Temperatur, bei der die Umwandlung (Sericitisierung) des Nebengesteins von statten ging, nur sehr grob abschätzen; sie muss nach den experimentellen Daten von HEMLEY (1959) bei einem pH von 4,5 - 1,200° bis 500°C betragen haben. Diese Schätzung gilt allerdings nur, wenn der heute vorliegende (alpidisch metamorphisierte) Mineralbestand dem primären Mineralbestand, hervorgegangen bei der Umwandlung des Nebengesteins durch die erzbringenden Lösungen, entspricht und wenn bei beiden Prozessen ungefähr die gleichen physikalisch-chemischen Bedingungen geherrscht haben, – was höchstwahrscheinlich der Fall sein dürfte.

Das Fehlen von eigentlichen Na-Mineralien (Montmorillonit oder Paragonit) weist darauf hin, dass die Na-Konzentration des Systems zu gering war, um selbständige Na-Mineralien zu bilden. Das kann dadurch erklärt werden, dass ursprünglich nur wenig Plagioklas vorhanden war, oder aber dass das Na wenigstens z.T. weggeführt wurde. Das Gleiche gilt auch für das Ca, dessen Menge jedoch bei einem An-Gehalt des Plagioklases von 0 - 15 Mol.-% ohnehin sehr gering war. Im Nebengestein der Vererzung "Schmitte" und "Knappere" tritt zwar unter anderem auch sehr feinkörniger Klinozoisit und Titanit als Nebengemengteil auf, doch lassen sich diese Mineralien nicht eindeutig einem gewissen Prozess zuordnen.

Über die physikalisch-chemischen Bedingungen, die zur Bildung der Paragenese Muscovit + Chlorit (bzw. Muscovit + Biotit) führt, liegen nach MEYER und HEMLEY (1967) erst vereinzelte experimentelle Daten vor, die erst noch zuwenig gesichert sind. Es lässt sich deshalb auch von dieser Seite her die Temperatur für die Mineralreaktionen im Nebengestein noch nicht exakter ermitteln.

V. Chemismus der Vererzungen

1. ALLGEMEINES

Da die Hauptmasse des Erzes ausgebeutet worden ist, bereitete das Sammeln geeigneten Probenmaterials für eine repräsentative chemische Analyse etwelche Schwierigkeiten. Von den reichsten noch vorhandenen vererzten Stellen wurden jeweils mehrere kg Probenmaterial gesammelt, um möglichst gute Durchschnittswerte zu erhalten. Trotzdem wird es sich bei den meisten ermittelten Metallge-

halten eher um Minimalwerte handeln, da das Probengut vorwiegend aus dem vererzten Nebengestein, und nicht aus der (nicht mehr existierenden) zentralen Erzzone stammt.

Die analysierten Proben stammen von den Erzvorkommen "Stuben", "Schmitte", "Knappere", sowie aus dem Kraftwerkstollen und dem Riedtunnel (genaue Lokalitäten, s. Kapitel II). Auf eine Analyse des Erzes aus der Grube "Gragental" wurde verzichtet, da zuwenig Probenmaterial vorhanden war.

Um eventuelle chemische Verwandtschaften der einzelnen Vorkommen aufzudecken, wurde das Erz nicht nur auf seinen Gehalt an Haupt-, sondern auch an Spurenelementen hin analysiert.

2. ANALYSENMETHODEN

Die mehreren kg Probenmaterial (jeweilen 7 - 24 kg *) wurden im Steinbrecher auf eine Korngrösse von 0,5 - 1 cm gebrochen, mit Hilfe eines Teilers auf ca. 1 kg heruntergeviertelt und anschliessend in der Scheibenschwingmühle fein gemahlen. Das Mahlgut wurde nochmals geviertelt und davon je ca. 200 gr für die Analysen bereitgestellt.

Die Analyse der Silikate erfolgte nach den im Geochemischen Labor unseres Institutes üblichen Vorschriften (unpublizierte Praktikumsanleitung), die z.T. auf der Schnellmethode von WEIBEL (1961), z.T. auf der Methode für Atom-Absorptions-Spektrophotometrie (AAS) von ALTHAUS (1966) basieren. So wurden

SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ und P ₂ O ₅	kolorimetrisch,
Na ₂ O, K ₂ O	flammenphotometrisch,
H ₂ O	gravimetrisch und
Al ₂ O ₃ , MgO, CaO	mit Hilfe der AAS

bestimmt. Die AAS erwies sich gerade für die Bestimmung der Gehalte an Erdalkalien als sehr günstig, da der störende Einfluss der Schwermetalle relativ einfach verhindert werden kann (Ausschütteln in Oxin/Benzollösung).

Ausser Zinn und Eisen wurden sämtliche Spurenelemente und die Schwermetalle mittels der AAS (Modell Perkin-Elmer 303) bestimmt, wobei ich mich weitgehend an die gesammelten Vorschriften der Firma PERKIN-ELMER hielt.

Die Bestimmung des Gesamtschwefels erfolgte nach dem Verbrennungsverfahren in einer selbstgebastelten Apparatur wie sie von MIKA (1964) beschrieben worden ist.

Die Zinngehalte wurden nicht selbst bestimmt, sondern durch die Firma Robertson Research Mineral Technology Ltd. in Llandudno ermittelt.

*) Einzig vom Erz aus dem Kraftwerkstollen stand nicht mehr als ein gutes Handstück zur Verfügung.

Da nicht alle Bestimmungen an ein und derselben Aufschlusslösung gemacht werden konnten, mussten verschiedene, differenzierte Aufschlussverfahren (gemäss den einzelnen Vorschriften) angewandt werden.

Zur Überprüfung der Analysengenauigkeit diente der Standard Sulphide Ore-1 der Canadian Association for Applied Spectroscopy.

3. RESULTATE

Die Ergebnisse der Analyse sind in Tab. 4 zusammengestellt. Wie daraus ersichtlich ist, ergibt die Summe der Analysenresultate der Proben "Stuben", "Schmitte", "Knappere" und "Kraftwerkstollen" jeweilen nicht 100 Prozent. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Schwermetalle in elementarer Form angegeben sind, obwohl ein Teil des Eisens und des Mangans (in wesentlich geringem Umfange auch andere Schwermetalle) in oxydischer Form in den Silikaten (Chlorit, Granat, Stilpnomelan, Biotit) gebunden ist. Eine für Silikate und Sulfide getrennte Bestimmung der Metallgehalte konnte nasschemisch nicht durchgeführt werden.

Ohne den Analysen allzuviel Wert als repräsentativen Durchschnitt der Erze beizumessen, ist doch klar erkenntlich, dass es sich bei allen Vorkommen um silikatreiche, Pb-Zn-betonte Erze handelt. Bildet man das Verhältnis Cu:Pb:Zn, so kommt dies noch deutlicher zum Ausdruck:

"Stuben" (J-392) Cu:Pb:Zn	1:64:36
"Schmitte"	1:28:20
"Knappere"	1: 5: 8
Kraftwerkstollen	1: 4: 3
Riedtunnel (J-200)	1: 0:20

Der Silikatgehalt der analysierten Erze schwankt zwischen 15 und 80 Gew.-%, wobei das Vorkommen im Kraftwerkstollen das reichste, jenes im Riedtunnel das ärmste Erz aufweist.

Die Analyse zeigt ferner sehr deutlich den Unterschied zwischen den mehr oder weniger gleichartigen Vererzungen "Stuben", "Schmitte", "Knappere" und Kraftwerkstollen einerseits, und den Vererzungen im Riedtunnel andererseits, die nur gerade Eisen und Zink in nennenswerten Mengen als Sulfid führen. Der bereits petrographisch und mineralogisch klar hervortretende Unterschied zwischen diesen beiden Vererzungstypen wird durch diesen chemischen Befund noch verstärkt. Der überraschend niedere Mangangehalt der untersuchten Erze zeigt ferner, dass auch die Manganblende-Vererzungen im Kraftwerkstollen (die nur ca. 100 m vom Blei-Zink-Vorkommen entfernt sind) einen ganz besonderen Vererzungstyp darstellen.

Sehr charakteristisch für die untersuchten Erze ist der recht hohe Zinngehalt, der stets einige zehntel Prozent ausmacht. Überdurchschnittlich hoch ist der Zinngehalt beim Erz aus dem Kraftwerkstollen (1,8 Gew.-%); hier wurde ja auch mikroskopisch eindeutig am meisten Zinnkies beobachtet. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die silberreicheren Erze von der "Knappere" und aus dem Kraftwerkstollen auch eindeutig mehr Zinn führen als die andern Proben. Dadurch wird die bereits mikroskopisch und mit Hilfe der Mikrosondenaufnahmen gemachte Beobachtung bestätigt (S. 113), dass zumindest ein Teil des Silbers an zinnführende Mineralien gebunden ist. Nach der Analyse

führt das Erz der "Knappere" übrigens bedeutend mehr Zinn (und Silber) als auf Grund der mikroskopischen Untersuchung erwartet wurde. Anscheinend sind hier die Zinnkieskörperchen so klein, dass sie im Anschliff kaum erkannt werden.

Tab. 4 Analysen des Erzes

	Stuben		Schmitte Knappere KW-Stollen		Riedtunnel		Analysenmethoden	
	J-391	J-392	J-395	J-417	J-384	J-200		J-122
SiO ₂	22,3%	29,2%	48,7%	31,5%	14,8%	78,3%	51,6%	photometrisch
Al ₂ O ₃	11,2	9,25	5,10	0,90	0,40	2,39	2,41	AAS
MgO	0,40	0,45	1,67	0,28	0,18	0,22	0,20	AAS
CaO	0,41	0,16	0,80	0,07	0,31	0,10	0,17	AAS
Na ₂ O	0,17	0,20	0,43	0,52	0,22	0,05	0,05	Flammenspektrometer
K ₂ O	3,31	2,20	1,06	0,27	0,37	0,98	0,79	Flammenspektrometer
H ₂ O ⁻	0,08	0,08	0,10	0,15	0,05	0,05	0,05	thermisch
H ₂ O ⁺	1,5	2,0	1,7	1,0	0,7	1,2	0,9	thermisch
TiO ₂	0,56	0,30	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	photometrisch
P ₂ O ₅	0,46	0,13	0,45	---	---	Sp	Sp	photometrisch
Fe	7,49	9,37	7,45	8,35	15,2	6,05	19,9	photometrisch
Cu	1,34	0,29	0,39	2,37	5,04	0,12	140ppm	AAS
Pb	10,4	18,7	11,0	11,5	19,8	Sp	Sp	AAS
Zn	7,95	10,5	7,93	19,8	15,9	2,37	1,29	AAS
Mn	0,21	0,30	0,45	0,35	0,43	395ppm	400ppm	AAS
As	13,50	3,58	Sp	Sp	Sp	---	---	AAS
Sn	0,13	0,26	0,12	0,36	1,8			
S	13,3	10,3	7,6	16,6	23,2	7,8	22,9	thermisch
Summe	(94,71)	(97,26)	(94,95)	(94,02)	(96,77)	99,51	100,26	
Ag	150ppm	145ppm	75 ppm	330ppm	2500ppm			AAS
As			120	420	260			AAS
Au	20	13	13	8	12			AAS
Ba	375	300	100	50	---			AAS
Cd	700	900	685	1375	620			AAS
Co	120	100	Sp	100	130			AAS
Ni	80	80	80	80	120			AAS

Arsen tritt in den analysierten Erzen nur in der Probe "Stuben" in grösseren Mengen auf, was sich makroskopisch durch das Auftreten von Arsenkies ausdrückt. Indessen weisen auch die übrigen Erze einen gewissen Arsengehalt auf, der aber nur 100 - 400 ppm beträgt.

Sehr unterschiedlich ist der Gehalt der Erze an Silber, der nicht proportional zum Bleiglanz verläuft (Fig. 29). Das bedeutet, dass das Silber ausser in geringen Mengen im Bleiglanz (nach einer separaten Analyse im Mittel einige hundert ppm, s.S. 109) in eigentlichen Silbermineralien auftreten muss. Dies steht im Einklang mit dem mikroskopisch festgestellten Auftreten von Fahlerz und silberhaltigem Zinnkies? im silberreichen Erz aus dem Kraftwerkstollen.

Der Gehalt des Erzes an Cadmium verläuft erwartungsgemäss ziemlich parallel zum Zinkgehalt, wie ebenfalls aus Fig. 29 ersichtlich ist.

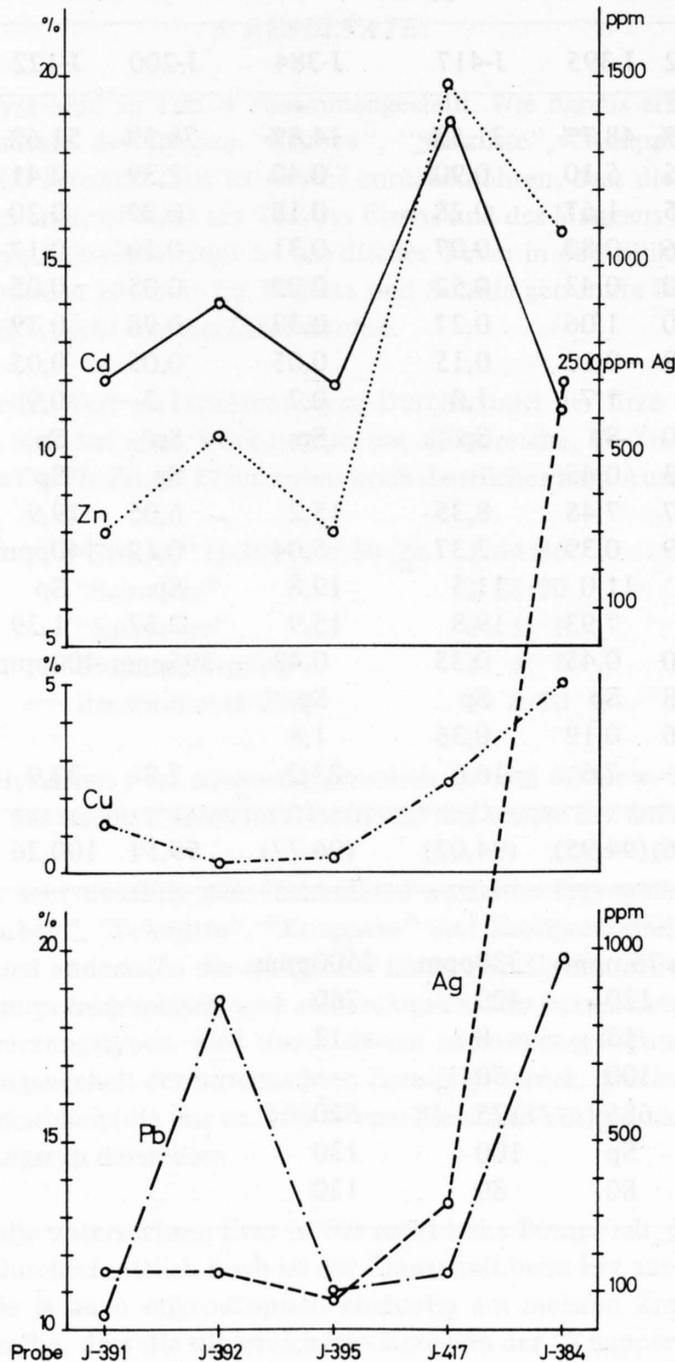


Fig. 29
Graphische Darstellung des Gehaltes der Erze an Cu, Pb und Zn in %, sowie an den Spurenelementen Cd und Ag in ppm. Probe J-391 und 392 = Stuben, 395 = Schmitte, 417 = Knappere und 384 = Kraftwerkstollen.

Kobalt und Nickel treten in konstanter, aber sehr geringer Menge in allen analysierten Erzproben auf, analog wie Gold. Barium tritt bei der "Stuben" in deutlich grösserer Menge als bei den anderen Erzvorkommen auf, doch ebenfalls nur als Spurenelement. Eigentlich wurde ein allgemein höherer Ba-Gehalt erwartet, als weiteres mögliches Indiz für eine hydrothermale Entstehung der Vererzungen (Baryt als Gangart). Die Analyse bestätigt aber nur das, was aus der mikroskopischen Untersuchung ersichtlich war, nämlich das Fehlen einer entsprechenden, typisch hydrothermalen Gangart.

Die Analyse der untersuchten Erze zeigt, dass diese eine recht streuende chemische Zusammensetzung aufweisen. Wohl ist der Charakter der einzelnen Erzvorkommen stets recht ähnlich, doch nie identisch. Das vereinzelt Auftreten arsen-, bzw. silber- und zinnreicherer Erze weist darauf hin, dass die chemischen Bedingungen bei der Bildung der einzelnen Vorkommen nicht überall gleich waren. Immerhin zeigt der Gehalt der Hauptelemente (Zinn!), aber auch jener der Spurenelemente eine recht nahe Verwandtschaft der untersuchten Erzvorkommen.

VI. Die Auswirkung der alpidischen Metamorphose auf die Vererzungen

ALLGEMEINES

Es ist schon bei der Beschreibung der einzelnen Vorkommen darauf hingewiesen worden, dass alle untersuchten Vererzungen Anzeichen mehr oder weniger starker alpidisch metamorpher Überprägung aufweisen. Makroskopisch am augenfälligsten ist die mechanische Beanspruchung der Gesteine; wie aber die mikroskopischen Untersuchungen ergeben haben, treten im Zusammenhang mit dieser Metamorphose auch Änderungen im Gefüge und im Mineralbestand ein, die umso grösser ausfielen, je stärker die Durchbewegung war.

Nach den Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose von E. NIGGLI und C. NIGGLI (1965) war zu erwarten, dass im Untersuchungsgebiet alpidisch gebildeter Stilpnomelan auftritt, was im Laufe der Untersuchungen denn auch bestätigt werden, und in der neuesten Karte der Isograde der alpidischen Metamorphose von E. NIGGLI (1970) berücksichtigt werden konnte *). Das Auftreten von Stilpnomelan zusammen mit einer Reihe weiterer alpidisch gebildeter Mineralien (Albit, Epidot, Aktinolith) weist nach WINKLER (1967) darauf hin, dass die Erzvorkommen während der alpidischen Metamorphose Bedingungen ausgesetzt waren, die der schwächsten Grünschieferfazies, der Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies entsprechen.

*) Auf dieser Karte befinden sich die Vererzungen am internen Rand der Stilpnomelanzone. Dies stimmt insofern nicht mehr, als sich in der Zwischenzeit durch neue Stilpnomelanfunde ergeben hat, dass dieser Rand im östlichen Aarmassiv weiter südlich verläuft.

Im folgenden seien die Auswirkungen der alpidischen Metamorphose auf die Erzvorkommen ohne Berücksichtigung der tatsächlichen chronologischen Reihenfolge kurz beschrieben.

1. ÄNDERUNGEN IM GEFÜGE

Die mit der alpidischen Metamorphose verknüpfte Durchbewegung der Vererzungen hat die einzelnen Vorkommen unterschiedlich stark erfasst, was sich makroskopisch und mikroskopisch u.a. in der Korngrösse der Sulfide, namentlich des Bleiglanzes ausdrückt. So weist der Bleiglanz des nur mässig durchbewegten Erzes von der "Stuben" eine maximale Korngrösse von 0,5 bis 1 mm und mehr auf, der Bleiglanz aus dem sehr stark durchbewegten Erz von der "Knappere" dagegen eine solche von höchstens 0,1 bis 0,2 mm auf *). Mit zunehmendem Grade der Durchbewegung nimmt auch die Durchsetzung des Erzes mit Silikaten stark zu; ausserdem tritt eine gewisse grobe "Homogenisierung" des Erzes ein, d.h. die einzelnen sulfidischen Hauptgemengteile sind in der ganzen Erzmasse statistisch verteilt und lassen keinerlei Anzeichen mehr einer ursprünglichen Bänderung oder sonstigen charakteristischen Textur erkennen, wie dies andeutungsweise bei der "Stuben" noch zu sehen ist.

Mit der Schieferung verbunden ist eine Boudinierung, die den ganzen Erzkörper erfasst hat. Infolge dieser Beanspruchung treten heute innerhalb der vererzten Zone erzreichere und erzärmere Partien auf, die z.T. miteinander verbunden sind, z.T. aber auch auskeilen und sich verlieren. Im Erz eingelagerte Quarzaugen und -schlieren sind häufig deutlich gestreckt (Fig. 30). Vereinzelt treten auch kleinere wellenförmige Deformationen und Fältelungen auf, die stets das Erz und die dazwischen gelagerten Phyllonite erfasst haben. Bei der "Schmitte" wurden 1 - 2 mm breite Pyritkristalle gefunden, die 5x länger als breit sind und somit ein ungefähres Mass der linearen Beanspruchung geben.

Im relativ sehr stark durchbewegten Erz der "Knappere" sind die Quarzeinlagerungen häufig auch von rundlicher, "geröllartiger" Form von wenigen mm bis max. 1 cm Durchmesser. Eine ähnliche Struktur wurde auch im Erz des Vorkommens "Schniderblätz" beobachtet (Fig. 24). VOKES (1968) bezeichnet diese Textur als sehr typisch für durchbewegte Erzmassen, wobei vor allem bei noch stärkerer Zerschering auch das mitgerissene Nebengestein zu rundlichen Gebilden deformiert werden kann. Soweit ist die tektonische Beanspruchung allerdings selbst bei der "Knappere" nicht gegangen.

Die ausgeprägte Paralleltextur des Nebengesteins aller Erzvorkommen wiederholt sich nur in den silikatreichen Erzen, wo die Sulfide häufig zu länglichen, s-parallelen Aggregaten ausgewalzt worden sind. Einzelne sulfidreiche Erzproben von der "Stuben" oder aus dem Kraftwerkstollen erscheinen dagegen oft als durchaus massig.

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass sowohl im Nebengestein als auch im Erz Um- und Rekristallisationen des Mineralbestandes, sowie Mineralneubildungen stattgefunden haben. Die

*) Diese Durchbewegungsgrad/Korngrösse-Beziehung gilt allerdings nur unter der Annahme, dass die Rekristallisation bei allen Erzvorkommen \pm gleich stark war.

dadurch verursachten Änderungen im ursprünglich vorliegenden Gefüge fielen dabei im Erz wesentlich stärker aus als in dessen Nebengestein.

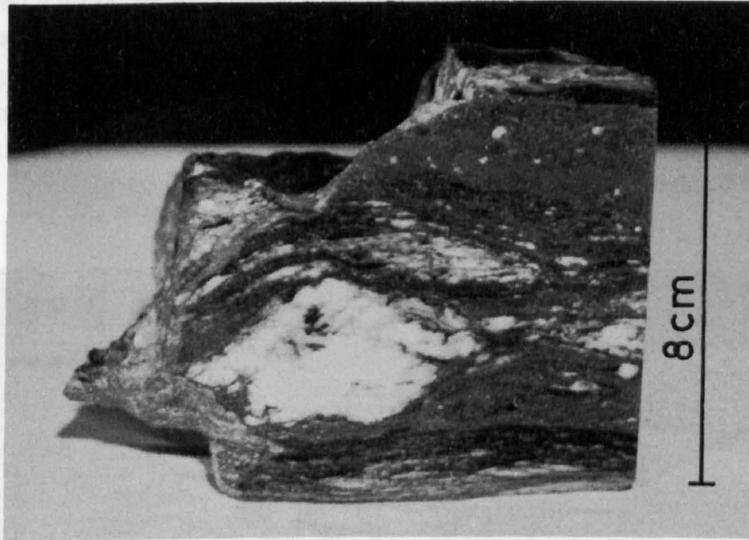


Fig. 30
Stark gestrecktes Erzgangstück von der Grube "Knappere". Die Probe ist oben und unten begrenzt durch eine feine Phyllonitlage, dazwischen befindet sich das sehr feinkörnige Mischerz mit deutlich gestreckten Quarzeinlagerungen. Handstück J-117.

Im unmittelbaren Nebengestein der Vererzungen, sowie in sehr armen Erzen, sind die blätterigen und stengeligen Mineralien weitgehend s-parallel eingeregelt, grössere Mineralkörner zerdrückt oder zumindest gestreckt. Einzelne Sulfidkörner und -körneragglomerate sind meist ausgewalzt und ebenfalls eingeregelt. Die Struktur ist vorwiegend gleichmässig feinkörnig, wobei der mittlere Korndurchmesser bei einigen wenigen zehntel-mm liegt. Stets sehr deutliche Rekristallisation zeigt der Quarz, der meist in Form des bekannten Pflastergefüges vorliegt.

In den sulfidreichen Erzen ist das Gefüge völlig anders geartet, was auf das unterschiedliche Verhalten von Sulfiden und Silikaten unter den gleichen Metamorphosebedingungen zurückzuführen ist. Charakteristisch ist das (auch makroskopisch erkennbare) Auftreten eines feinkörnigen Mischerzes, das jegliche Paralleltextur der sulfidischen Gemengteile vermissen lässt. Die durch die alpidische Metamorphose bedingte Durchbewegung, sowie Um- und Rekristallisation des Erzes hat zu einer "Mischung" der einzelnen Komponenten geführt, die heute innig miteinander verwachsen sind. Die daraus resultierenden Verwachsungsstrukturen der Erzminerale unter sich, aber auch der Sulfide mit den nester- bis schlierenförmig angehäuften Silikaten sind dabei von einer Art, wie sie für nicht metamorphe Erze sehr ungewöhnlich sind.

Die einzelnen grösseren Mineralbereiche (meist Bleiglanz oder Zinkblende, seltener Kupferkies) sind stark gebuchtet und gelappt geformt und zeigen ineinandergreifende, oft auch einander durchsetzende Verwachsung (Fig. 5, 10, 14, 31). Lokal kann die Durchsetzung so stark sein, dass eigentliche siebartige Verwachsungsstrukturen gegeben sind; solche finden sich vor allem zwischen Zinkblende und Kupferkies, wobei die Zerschnittelung der beiden Gemengteile oft so weit vorangeschrit-

ten ist, dass man nicht mehr sagen kann, wer von wem eingeschlossen wird. Gegenseitige "Abschnürung" und "Auflösung" einzelner Mineralbereiche ist sehr häufig zu beobachten. Von den Hauptgemengteilen Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies kann jeder in jedem eingeschlossen sein. Ähnliches gilt auch für die Silikate, die mitten in den Sulfiden eingewachsen sein können, ihrerseits aber selber Einschlüsse von Sulfiden aufweisen können. Die heute vorliegenden Verwachsungsstrukturen, die stark an das Kartenbild eines Archipels erinnern, lassen mit wenigen Ausnahmen keine Schlüsse auf Altersabfolgen und Verdrängungen mehr zu. Lokal zu beobachtende Verdrängungen verlaufen in einem grösseren Rahmen gesehen stets widersprüchlich, verdrängen sich doch scheinbar alle Hauptgemengteile gegenseitig. Viele dieser Erscheinungen dürften mechanischer Natur sein, wie dies anderweitig schon oft beobachtet wurde.

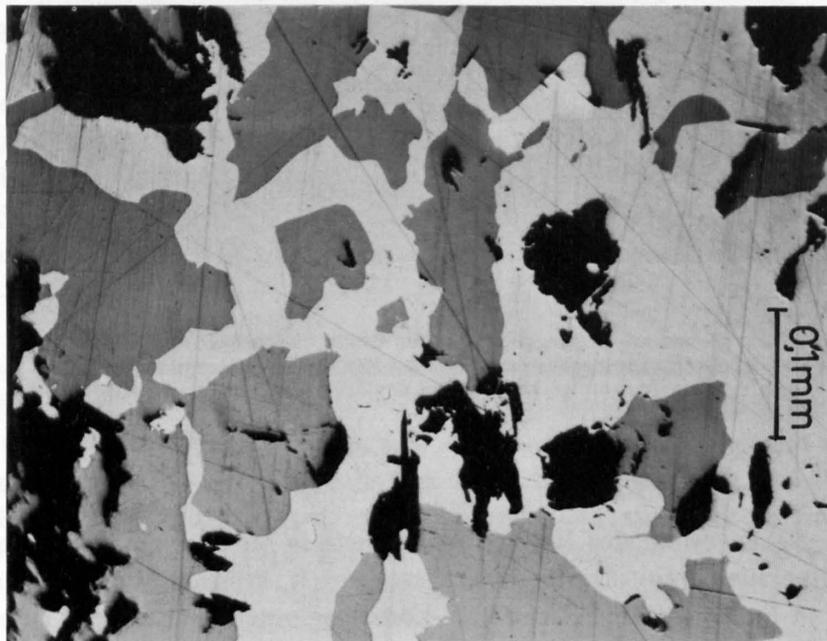


Fig. 31
Kupferkies (hellgrau) und Zinkblende (dunkelgrau) in typischer Verwachsung; die einzelnen Mineralbereiche zeigen buchtige und lappige Konturen und lassen keinerlei Altersbeziehungen ableiten. Schwarz = Gangart und Ausbrüche. Anschliff J-355/2 (Gruggental).

Durch Strukturätzung, Effekte der Anisotropie und des Reflexionspleochroismus konnte festgestellt werden, dass die Korngrösse der Hauptgemengteile im Mittel um 0,05 bis 0,2 mm, die der Nebengemengteile meist unter 0,05 mm liegt. Am grobkörnigsten (bis 1 mm \emptyset) ist in bleiglanzreichen Erzen jeweilen fast immer der Bleiglanz ausgebildet. Die Körner von Kupferkies und Zinkblende sind für beide im allgemeinen etwa gleich, doch kleiner als jene des Bleiglanzes. Die einzelnen Mineralbereiche setzen sich dabei aus einem Mosaik isometrischer, rundlicher bis polygonaler Körner zusammen, die untereinander sehr einfache Verwachsungsgrenzen aufweisen (Fig. 32). Idiomorph bis hypidiomorph ausgebildete Kristalle sind selten und treten nur beim Arsenkies und Pyrit, bedeutend weniger häufig auch beim Bleiglanz auf.

Mit Hilfe der Ätzung konnten auch schöne Zwillingslamellen der Zinkblende und des Kupferkieses (bei diesem vereinzelt auch ohne Ätzung erkennbar), gelegentlich auch feine Lamellensysteme im

Arsenkies entwickelt werden (Fig. 32). Die Lamellen sind ausnahmslos ungestört ausgebildet und weisen keinerlei Deformationen auf. Dieser Umstand, sowie die Tatsache, dass Kataklyse bei den Sulfiden (selbst bei den spröden Mineralien Pyrit und Arsenkies) nur vereinzelt auftritt, obwohl das Erz eindeutig durchbewegt worden ist, sind klare Beweise dafür, dass das Erz postkinematisch um- und rekristallisiert ist. Dafür spricht auch die Feinkörnigkeit des Erzes, das jede grobspätige Ausbildung vermissen lässt, das Fehlen von bänderartigen oder sonstigen rhythmischen Absetzungen der verschiedenen Mineralien, sowie die Struktur des Erzes, die u.a. auch keine klaren Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Komponenten mehr ableiten lässt.

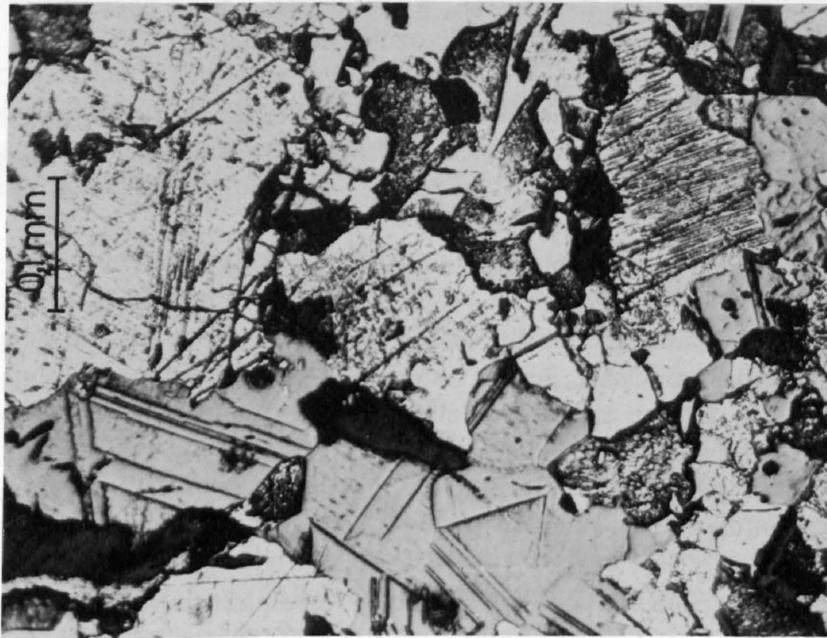


Fig. 32
Durch Ätzung entwickelte Zwillingslamellen der Zinkblende (hellgrau), die rundliche isometrische Körnung zeigt. Daneben Arsenkies (weisslich), oben rechts mit feinem Lamellensystem. Kupferkies (grau und weiss gefleckt) ist zu stark geätzt worden, die Korngrenzen sind jedoch erkennbar. Anschliff J-326/2 (Stuben).

Die Rekristallisation erfasste (soweit ersichtlich) alle Erzminerale; auch die makroskopisch als idiomorphe Einkristalle erscheinenden Arsenkies- und Pyritkörner sind rekristallisiert und setzen sich fast immer aus zusammengewachsenen, kleineren Körnern zusammen. Vielfach wurden dabei andere Erzminerale umwachsen, die heute als rundliche Einschlüsse in den Idioblasten vorliegen ("Idioblastensiebe").

Die durch die alpidische Metamorphose bedingten Änderungen im Gefüge der Erze waren sehr tiefgreifend und haben praktisch zu einer vollständigen Zerstörung des ursprünglichen Gefüges geführt. Vereinzelt lassen sich allerdings noch Skelette von Arsenkies (Fig. 4 und 23) und Pyrit in Zinkblende oder Kupferkies beobachten, die sehr wahrscheinlich von der Rekristallisation verschont gebliebene Relikte des ursprünglichen Gefüges darstellen.

2. MINERALUMWANDLUNGEN UND MINERALNEUBILDUNGEN

Im tektonisch relativ wenig beanspruchten Nebengestein in einiger Entfernung von der Vererzung lassen sich die üblichen typischen alpidischen Umwandlungerserscheinungen an den älteren Mineralien beobachten, wie sie vielerorts im Aarmassiv auftreten. Es handelt sich dabei um

-) die Albitisierung der Kalifeldspäte (die Triklinität des Kalifeldspates wurde nicht näher untersucht);
-) die Saussuritisierung des Plagioklases, wobei infolge des im allgemeinen geringen An-Gehaltes desselben nur untergeordnet Klinozoisit auftritt;
-) die Ausscheidung von Titan aus dem rotbraunen Biotit und der Hornblende unter Bildung von feinkörnigem Titanit entlang den Spaltrissen, oder Bildung von Sagenit/Rutil-Nadeln im Biotit;
-) die Chloritisierung von voralpidischem Biotit.

Im unmittelbaren Nebengestein und im Erz selber kam es infolge des vorliegenden, einfachen silikatischen Mineralbestandes von Quarz, Sericit, Chlorit und Biotit zu keinen umfangreichen Umwandlungen der Silikate mehr. Es kam allenfalls zu einer gewissen Rekristallisation des Mineralbestandes, sowie zu Mineralneubildungen. Durch die alpidische Metamorphose entstanden folgende Silikate neu: Stilpnomelan, Granat, Epidot, Albit, Biotit, Chlorit und Sericit, sowie in hornblendeführenden Gesteinen auch Aktinolith.

Chlorit, Sericit und Biotit gehörten bestimmt schon vor der alpidischen Metamorphose zum Mineralbestand des Nebengesteins, so dass es oft sehr schwer fällt, den ursprünglich vorliegenden Gehalt dieser Mineralien vom alpidisch gebildeten zu unterscheiden.

Alle genannten neugebildeten Mineralien finden sich auch im weiter entfernten Nebengestein der Erzvorkommen, treten aber in grösserer Menge nur im unmittelbaren Bereich derselben oder im Erz selbst auf. Selbst in den sulfidreichsten Partien der Erze findet man gewisse der genannten Mineralien (vor allem Granat).

a) SULFIDISCHE MINERALNEUBILDUNGEN

Auch im sulfidischen Mineralbestand kam es zu Neubildungen; da jedoch die heutige mineralogische Zusammensetzung der Erze sehr wahrscheinlich nur unwesentlich verschieden ist von der ursprünglichen, sind diese Neubildungen weniger augenfällig. Immerhin hat die Um- und Rekristallisation des Erzes zu einer Änderung der Körnerstruktur wie auch der chemischen Zusammensetzung der Mineralien geführt. Letzteres ist bedingt durch eine Selbstreinigung der Hauptgemengteile. Eine solche muss zweifelsohne stattgefunden haben, denn die heutigen Gemengteile sind äusserst arm an Einschlusskörperchen, die auf Entmischungen zurückgeführt werden können. Offenbar sind allfällige Entmischungsprodukte bei der alpidischen Metamorphose aus ihrem Wirtsmineral ausgewandert und

haben selbständige Individuen gebildet, die heute als Zwickelfüllungen des rekristallisierten Sulfidgefüges auftreten. Noch vereinzelt in isolierten Zinkblendekörnern auftretende Kupferkiesentmischungen stützen eine solche Annahme.

Der fast immer in den Zwickeln aneinanderstossender Zinkblende- und Kupferkieskörner auftretende Zinnkies ist höchstwahrscheinlich ebenfalls ein ausgewandertes Entmischungsprodukt der Zinkblende (ev. auch des Kupferkieses). Bereits HUTTENLOCHER (1936) erklärte die Zinnkies-Säume um die Zinkblendekörner herum als ein Produkt der Selbstreinigung. Er wies auch darauf hin, dass "Segregationen von Zinnkies in Zinkblende, wie sie für ausseralpine Vorkommen typisch sind, hier nicht gefunden werden können". Gelegentlich sind noch Übergangszustände zu beobachten, wobei zu sehen ist, wie der Zinnkies entlang feinsten Linien nach aussen an den Rand des Zinkblendekorns (bzw. -Aggregates) wandert und dort mit andern Zinnkieskörperchen "zusammenläuft" (Fig. 20).

Schliesslich mag auch Magnetkies (namentlich da wo er nur als Nebengemengteil auftritt) als ausgewandertes Entmischungsprodukt der Zinkblende aufgefasst werden; dies umso mehr, als die Blende heute als relativ Fe-arm gelten kann (6-7 Mol.-% Fe, s.S. 111), trotzdem die Erzlösungen einst reichlich Eisen geführt haben müssen.

Als ausgewandertes Entmischungsprodukt dürfte auch der in Form feinsten, halbmondförmiger bis rundlicher Körperchen auftretende Magnetkies im Manganblende-Erz zu betrachten sein; dies umso mehr als der Magnetkies in den Zwickeln des rekristallisierten Manganblende-Gefüges auftritt, wie sich an geätzten Anschliffen beobachten liess.

Die sulfidischen Neubildungen im Zusammenhang mit der Rekristallisation der Erze fanden im allgemeinen auf kleinstem Raume und im mm-Bereich statt. Es kam jedoch im Gefolge der alpidischen Metamorphose auch zu einer beschränkten Remobilisation und Wanderung mit erneutem Absatz von Sulfiden. Das beweisen uns die alpidischen syn- und postkinematischen Zerrklüfte im Riedtunnel und untern Teiftal, die (allerdings in sehr geringen Mengen) Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz führen und äusserst reich an grobkörnigem Quarz sind (siehe dazu S. 57). Auch die in nächster Umgebung der Vererzungen auftretenden Sulfidimprägnationen könnten teilweise durch ähnliche Prozesse entstanden sein, wobei es sich in den meisten Fällen um remobilisierte, primäre Sulfidimprägnationen handeln dürfte. Es kam dabei vor allem zur Ausbildung netzartig struierter Intergranularfilme (Fig. 26) im rekristallisierten Silikatgefüge.

b) DIE SILIKATISCHEN MINERALNEUBILDUNGEN

Der Stilpnomelan

Die Identifikation des Stilpnomelans als solcher erfolgte meist auf Grund seiner optischen Eigenschaften im Dünnschliff. Ausserdem wurde er röntgenographisch (Diffraktometer) im Gesamtgesteinspulver des Erzes der Grube "Knappere" nachgewiesen. Eine Mineralseparation war infolge der sehr geringen Korngrösse des Stilpnomelans nicht möglich.

Er tritt sowohl im Erz wie in dessen Nebengestein, vereinzelt aber auch im Biotit-Sericit-Gneis, im Granit und im Quarzporphyr auf. Die stilpnomelanreichsten Gesteine finden sich jedoch stets bei

den Vererzungen selbst, vorab bei der "Knappere" und der "Schmitte", wo der Stilpnomelan auch als Gangart auftritt. Bei der "Stuben" findet sich der Stilpnomelan nur im Nebengestein der Vererzung, währenddem er bei den übrigen Vorkommen anscheinend nicht auftritt.

Auffallend ist die aus den mikroskopischen Untersuchungen hervorgehende Tatsache, dass der Stilpnomelan in der Gangart des Erzes häufig linear eingeregelt ist, im Nebengestein dagegen die bekannten spiessig bis garbenartigen Büschelchen bildet, die keinerlei Einregelung zeigen. Es ist jedoch nicht anzunehmen, dass der eingeregelt Stilpnomelan eine ältere, zusammen mit der Vererzung entstandene Bildung ist, da Stilpnomelan nur aus leicht metamorphen Gesteinen und eisenhaltigen Erzen bekannt ist (TRÖGER, 1967).

Die Einregelung ist wohl auf eine \pm synkinematische Entstehung während der alpidischen Metamorphose zurückzuführen, wobei die Zerschering des Erzes stärker war als die des Nebengesteins.

Unter dem Mikroskop ist sehr deutlich zu erkennen, wie der Stilpnomelan als junge Bildung entlang von Korngrenzen und feinsten Rissen in das Mineralgefüge eindrang, und zwar sowohl in Silikate wie in Sulfide (Fig. 12). Der Stilpnomelan ist stets sehr feinschuppig bis strahligfaserig ausgebildet, wobei die einzelnen Schüppchen eine durchschnittliche Länge von 30 - 100 μ aufweisen. Vereinzelt wurden Verwachsungen mit Chlorit beobachtet.

Es lassen sich im Dünnschliff zwei Varietäten von Stilpnomelan unterscheiden, nämlich grünlich-grauer Fe^{2+} -Stilpnomelan als Gangart und in allernächster Nähe der Vererzung, sowie goldgelber bis brauner Fe^{3+} -Stilpnomelan im entfernteren Nebengestein. Die verschiedene Eigenfarbe beruht auf unterschiedlich starker Oxydation des Stilpnomelans. Möglicherweise herrschte im Nebengestein ursprünglich ebenfalls grüner Stilpnomelan vor, der aber durch sekundäre (?) Vorgänge oxydiert wurde. Im Erz selbst war dies infolge des reduzierenden Milieus, bzw. des Umstandes, dass gewisse Sulfide (vor allem Magnetkies und Pyrit) offenbar leichter oxydiert werden als der Stilpnomelan, nicht möglich.

Der Granat

Im untersuchten Gebiet war Granat stets nur im Zusammenhang mit Vererzungen beobachtet worden, nie aber als Gemengteil grösserer Gesteinsmassen.

Auf Grund seiner optischen Eigenschaften ist er meist schon im Dünnschliff eindeutig identifizierbar; in Zweifelsfällen, namentlich bei sehr feinkörniger Ausbildung, wurden (sofern möglich), auch Röntgen-Pulveraufnahmen mit der Bradley-Kamera angefertigt. Aus zwei Gesteinsproben konnte der Granat heraussepariert und mit Hilfe der Lichtbrechung und Gitterkonstante näher bestimmt werden.

Granat tritt sowohl im Nebengestein, als auch als Gangart der Erze auf; er ist aber nicht in allen Erzvorkommen anzutreffen, namentlich nicht in den alpidischen Remobilisationen im Riedtunnel und Teiftal. Meist ist der Granat mit Erzmineralien verwachsen, er kommt aber auch in feinen Lagen und Anhäufungen zusammen mit anderen Silikaten vor. Letzternfalls ist der Granat stets sehr feinkörnig (im Mittel 10 - 25 μ Korndurchmesser, oft auch weniger) und idiomorph ausgebildet; ausserdem ist er wasserklar und einschlussfrei. Da wo Granat zusammen mit Sulfiden auftritt ist er im allgemeinen grobkörniger ausgebildet, wobei die Korngrösse von 50 μ bis 0,5 mm schwankt.

Die einzelnen Granatkörner sind teils völlig unregelmässig, teils vorzüglich idiomorph begrenzt. Sehr grosse Granatkörner zeigen meist nur vereinzelt idiomorphe Ausbildung, sind dafür aber mit den Erzmineralien kompliziert verwachsen (Fig. 33). Einschlüsse von feinsten Sulfidkörnchen im Granat sind häufig zu beobachten. Wie zwei separierte Mineralproben (J-33 und J-395) ergeben haben, ist dieser Granat von blass rötlicher bis gelblich-brauner Farbe und (wenn idiomorph) in Form von Rhombendodekaedern auskristallisiert. Lichtbrechung und Gitterkonstante sprechen nach dem Diagramm von WINCHELL (1958) für einen Granat, der sich ungefähr zu gleichen Teilen aus Almandin, Spessartin und Grossular zusammensetzt, was durch semiquantitative Mikrosondenanalysen bestätigt werden konnte. Eine nasschemische Analyse des Granates war infolge der zahlreichen Erzmineraleinschlüsse nicht möglich.

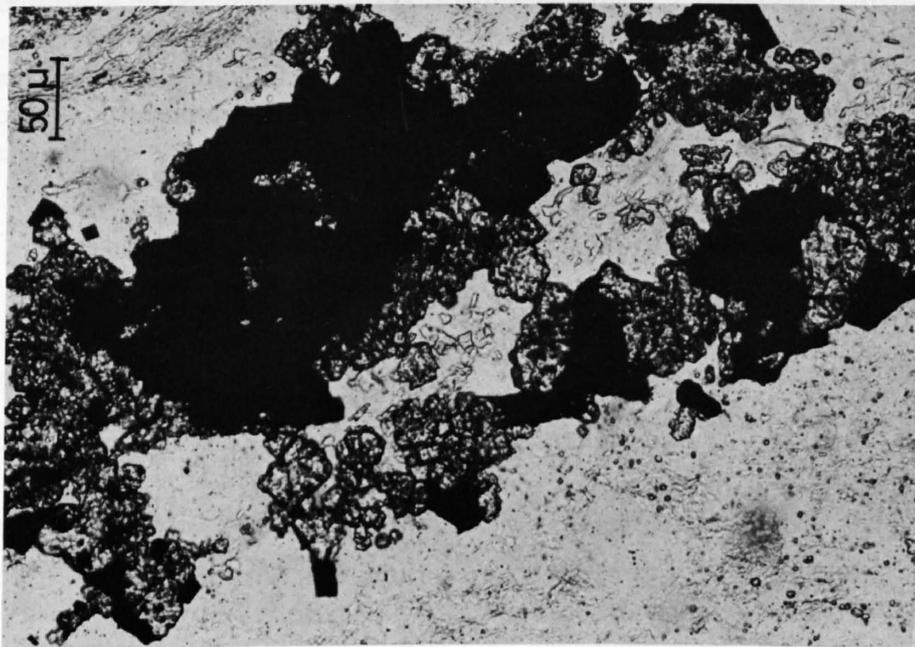


Fig. 33
Granat (graue Körner mit starkem Relief) verwachsen mit Sulfiden (schwarz); hellgrau = Quarz. Der Granat findet sich ganz oder teilweise von Sulfiden umwachsen, führt aber seinerseits Sulfideinschlüsse. Dünnschliff J-418 (Knappere), einfach polarisiert.

Tab. 5 Das Auftreten von Granat bei den einzelnen Erzvorkommen

Vorkommen	im Nebengestein	im Erz
Stuben	+	—
Schmitte	+	+
Knappere	+	+
Kraftwerkstollen 1)	+	—
Kraftwerkstollen 2)	+	+
Graggental	—	—
Riedtunnel	—	—
Teiftal 3)	—	—

- + Granat ist vorhanden
- Granat fehlt

- 1) Kraftwerkstollen, Manganblende-Vorkommen
- 2) Kraftwerkstollen, Pyrit-Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Vorkommen
- 3) Teiftal, Zinkblende-Vorkommen

Gegenüber den von STECK (1966) ermittelten Daten alpidisch gebildeter Granate im Zentralen Aaregranit sind die von mir bestimmten Werte von Lichtbrechung und Gitterkonstante relativ klein und liegen am unteren Rand des Streubereiches. Sie stimmen aber recht gut mit den Daten der Granate aus alpidisch überprägten, spaltenfüllenden Erzgängen überein (STECK, 1966a) (s. Tab. 6).

Tab. 6 Lichtbrechung und Gitterkonstante zweier Granate aus Erzen des Untersuchungsgebietes, im Vergleich mit den Daten von Granaten aus Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen des westlichen Aarmassives.

	Bristenstock		Westl. Aarmassiv	
	1)	2)	3)	4)
Lichtbrechung	1,785	1,775	1,785	1,810
Gitterkonstante a in Å	11,65	11,67	11,67	11,557

- 1) Granat aus dem Nebengestein des Vorkommens "Stuben", J-33
- 2) Granat aus dem Erz des Vorkommens "Schmitte", J-395
- 3) Granat aus "spaltenfüllenden Erzgängen", n. STECK (1966a), S. 397
- 4) Granat aus "metasomatischen Erzgängen", n. STECK (1966a), S. 407

Auf Grund der Art der Verwachsung der Granate mit den Erzmineralien (ganz oder teilweise umschlossene Sulfidkörner), der kristallographischen Form, der Farbe, der Lichtbrechung und der Gitterkonstanten, die mit den von STECK (1966 und 1966a) ermittelten Eigenschaften eindeutig alpidisch gebildeter Granate übereinstimmen, kann man mit grosser Sicherheit annehmen, dass es sich auch bei den Granaten aus den Erzvorkommen des Bristenstockgebietes um alpidisch gewachsene Bildungen handelt.

Der Granat ist somit keine primäre Bildung der Vererzungen, sondern ein Produkt der späteren alpidischen Metamorphose; dies gilt umso mehr, als nirgends sichere Relikte voralpidischer Granate gefunden wurden. Die zuweilen im gleichen Handstück anzutreffenden, klaren idiomorphen, und die grobkörnigeren trüben und oft fremdgestaltigen Granatkörper (letztere meist mit Erzmineralien verwachsen) stellen wahrscheinlich zwei Granatgenerationen, aber Bildungen der gleichen (alpidischen) Metamorphose dar. Dabei scheint der feinkörnigere Granat stets die jüngere Bildung zu sein.

Albit

Albit findet sich als Gangart in den Erzen der Vorkommen "Schmitte" und "Knappere", sowie im Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Erz aus dem Kraftwerkstollen. Nie aber tritt Albit im umgewandelten Nebengestein der Vererzungen auf, das nach den röntgenographischen Untersuchungen (siehe S. 83) völlig feldspatfrei ist.

In den einzelnen Erzen bildet der Albit meist tafelige Körner, die fast immer polysynthetisch verzwillingt sind. Gegenüber den übrigen silikatischen Gemengteilen zeichnen sie sich durch relativ grosse Körnung aus, erreichen sie doch mittlere Durchmesser von 0,2 und 0,5 mm. Die Albitkörner sind von auffälliger Frische und zeigen nicht die geringsten Anzeichen von Umwandlung oder tektonischer Beanspruchung. Einschlüsse von feinkörnigeren opaken Mineralien, Hellglimmer, Klinozoisit, oder Granat (nur bei der "Knappere" in grösserem Ausmasse) sind im Albit häufig zu beobachten. Sie weisen offenbar darauf hin, dass der Albit durch Umwandlung eines etwas An-reichereren, älteren Plagioklases entstanden ist, wobei das Ca in den Klinozoisit, bzw. Granat eingegangen ist. Ähnliche Erscheinungen erwähnt STECK (1971) aus den Zentralen Aaregraniten.

Der Chlorit

Chlorit findet sich in sehr unterschiedlichen Mengen im Nebengestein aller Erzvorkommen. Er ist dabei meist sehr feinschuppig ausgebildet und mit Sericit oder Biotit verwachsen, sehr oft tritt er auch angehäuft zusammen mit Erzmineralien auf. Die Unterscheidung des alten Chlorits (entstanden durch die Umwandlung des Nebengesteins bei der Bildung der Vererzung), vom alpidisch gebildeten Chlorit ist in diesen Fällen kaum mehr mit Sicherheit möglich, insbesondere da man annehmen muss, dass der alte Chlorit (zumindest teilweise) durch die alpidische Metamorphose remobilisiert worden ist. Letzteres dürfte vor allem da zutreffen, wo Chlorit als Zwickelfüllung in rekristallisierten Mineralgefügen auftritt.

Daneben gibt es aber doch im Bereiche der Vererzungen eindeutig alpidisch chloritisierte Gesteinsbereiche, z.B. feine Risse im Gestein die mit relativ grobblättrigem Chlorit gefüllt sind (Riedtunnel, "Stuben", "Schmitte"), oder auch sehr chloritreiche, s-parallele Lagen innerhalb des sonst chloritarmen Nebengesteins der Vererzungen, zum Beispiel bei der "Knappere".

Im Dünnschliff zeigen alle Chlorite aus vererzten Gesteinen dieselben optischen Eigenschaften: sie sind stets deutlich grün gefärbt und pleochroitisch, weisen sehr niedere Doppelbrechung und meist blaue (im Riedtunnel vereinzelt auch braune) anomale Interferenzfarbe und optisch negativen Charakter auf. Der Achsenwinkel ist stets sehr klein.

Aus zwei Erzproben konnte der Chlorit wegen seiner grobblättrigen Ausbildung abgetrennt und näher bestimmt werden. Es handelt sich dabei um Chlorit aus dem Erz des Vorkommens "Stuben" (J-392), und "Schmitte" (J-395); letztere Probe stammt von einer Stelle, wo reichlich Chlorit zusammen mit alpidisch gebildetem Epidot auftritt (siehe auch S. 37). Bei beiden Proben dürfte es sich mit einiger Sicherheit um alpidisch gebildeten Chlorit handeln. Wegen den häufigen Verwachsungen des Probenmaterials mit Erzmineralien wurde auf eine nasschemische Analyse verzichtet und der Chlorit auf röntgenographischem Wege nach der Methode von BRINDLEY (1961) näher bestimmt; ausserdem wurde die Licht- und Doppelbrechung ermittelt. Beide Methoden gaben einigermassen übereinstimmende Resultate, die in Tab. 7 zusammengestellt sind. Danach handelt es

sich bei beiden Chloritproben um Fe(II)-Chlorite und zwar nach der Klassifikation von HEY (1954) um Rhipidolith nach der röntgenographischen, bzw. um Brunsvigit nach der optischen Bestimmung. Letzteres ist zweifellos das zuverlässigere Ergebnis. Nach dem Diagramm von ALBEE (1962) weisen die Chlorite auf Grund ihrer Lichtbrechung 50 - 60 Mol.-% Fe in oktaedrischer Koordination auf.

Da sich Chlorite der verschiedenen vererzten Gesteine im Dünnschliff kaum voneinander unterscheiden (es wurde lediglich eine gewisse Streuung in der Doppelbrechung von 0,001 bis 0,005 festgestellt) und sie anscheinend optisch identisch sind mit den separierten Chloriten, darf angenommen werden, dass im untersuchten Gebiet alle Chlorite, die zusammen mit Erzmineralien auftreten, innerhalb gewisser Grenzen denselben Chemismus aufweisen und sehr eisenreich sind. Falls überhaupt noch voralpidischer Chlorit existiert, unterscheidet er sich im Dünnschliff anscheinend nicht vom alpidisch gebildeten Chlorit.

Tab. 7 Röntgenographische und optische Eigenschaften der untersuchten Chlorite

	J-392	J-395
c-Parameter in Å	9,324	9,324
b-Parameter in Å	14,13	14,13
X1)	1,4	1,4
Y1)	3,2	3,2
R2)	0,69	0,69
Lichtbrechung n_z n_y	1,640	1,632
Doppelbrechung ³⁾	0,005	0,001

1) bezogen auf die Formel $(Mg_{6-x-y}Fe_yAl_x)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ und auf das b/y Diagramm von SHIROZU (1958) in BRINDLEY (1961)

$$2) R = \frac{Fe}{Fe+Mg}$$

3) Doppelbrechung bestimmt mit Berek-Kompensator

Biotit

In den biotitführenden Gesteinen des Untersuchungsgebietes tritt lokal, so bei den Erzvorkommen "Schmitte" und "Knappere", alpidisch rekristallisierter Biotit auf. Er ist gegenüber dem alten Biotit meist deutlich grüner gefärbt, vor allem in Gegenwart von Erzmineralien (X = gelblichbraun, Y ~ Z = braungrün bis grün). Die Grösse der einzelnen Blättchen liegt im Mittel um 50μ , die zudem meist gute kristallographische Begrenzung aufweisen (im Gegensatz zur schuppig-filzigen Ausbildung des alten Biotites).

Weitere Mineralneubildungen

Epidot als sichere alpidische Bildung und gesteinsbildende Komponente wurde nur bei der "Schmitte" und bei der "Knappere" beobachtet. In beiden Fällen tritt er zusammen mit reichlich Chlorit auf und bildet feinste, nur wenige zehntel-mm lange Stengel, die zu stern- bis garbenförmigen Gebilden verwachsen sind. Da diese feinen Kristalle keinerlei Anzeichen von Kataklyse aufweisen, handelt es sich bestimmt um postkinematische Bildungen. Bei der "Schmitte" ist ausserdem zu beobachten, wie der Epidot vielfach mit den Erzmineralien verwachsen ist und von diesen offensichtlich verdrängt wird (Fig. 34). Im Dünnschliff ist der Epidot farblos bis sehr schwach gelblich, so dass es sich anscheinend um ein eisenarmes Glied (Klinozoisit) der Epidotreihe handeln muss.

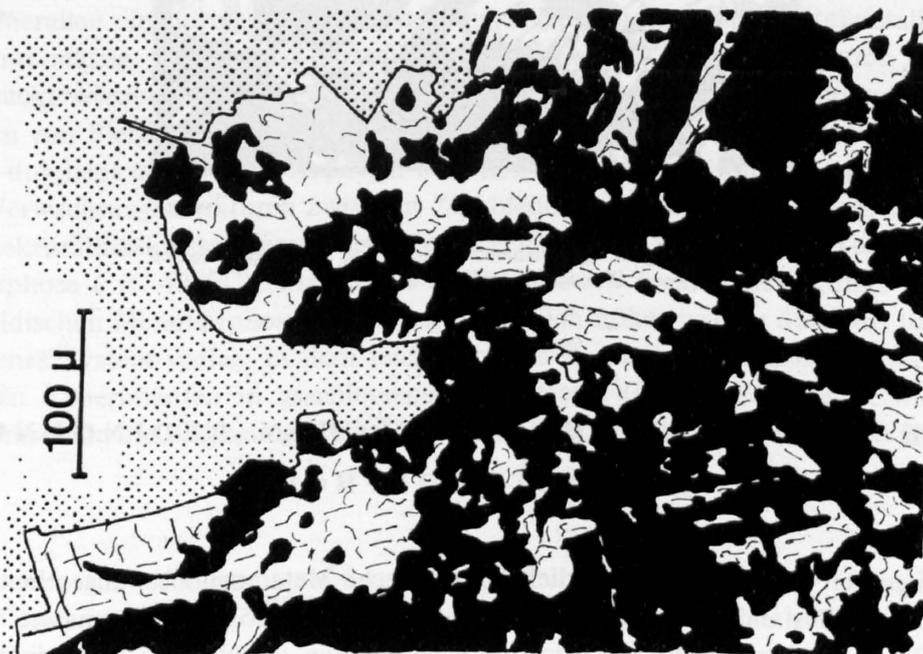


Fig. 34
Stengeliger Epidot wird durch Sulfidmasse (vorwiegend Kupferkies) verdrängt; gepunktet = Quarz, schwarz = Sulfide. Dünnschliff J-328 (Schmitte).

In hornblendeführenden Gesteinen, so bei der "Stuben", "Knappere" und im Kraftwerkstollen (nach HUGI, 1921) wurde auch *Aktinolith* als alpidische Neubildung beobachtet, der in Form feinsten Faserbündel von 50 - 100 μ Länge an den Enden von Hornblendekristallen auftritt.

Besonders erwähnt seien auch die mikroskopisch feinen *Quarzneubildungen* (Fig. 35) die vor allem im südlichen Teil des Riedtunnels auftreten und durch ihre eigenartige, lamellare Verwachsung auffallen. Interessant ist dabei, dass die zwischen und um Pyritkörner herum gewachsenen Quarzkörner inmitten einem völlig rekristallisierten Quarzpflaster auftreten. Es handelt sich deshalb um Bildungen, die nach der Rekristallisation, aber vor der letzten tektonischen Beanspruchung (die Quarzlamellen sind häufig leicht deformiert) entstanden sind.

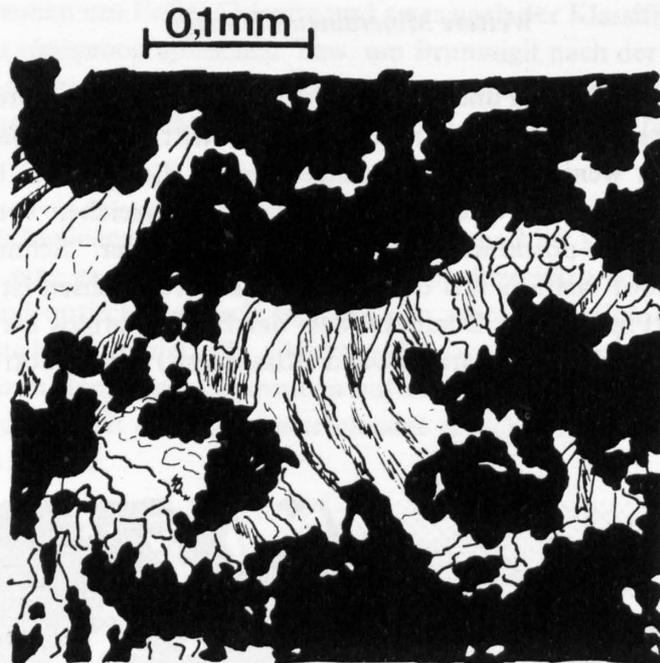


Fig. 35
Leicht verbogene Quarzlamellen (weiss und hellgrau) zwischen
Pyrit (schwarz). Dünnschliff J-428 (Riedtunnel).

3. DIE PHYSIKALISCH-CHEMISCHEN BEDINGUNGEN DER METAMORPHOSE

Nach den gemachten Beobachtungen verlief die alpidische Metamorphose, abgesehen vom Auftreten leichtflüchtiger Bestandteile, isochemisch. Stofftransporte grösseren Ausmasses wurden nicht beobachtet. Die sehr kleinen und nur schwach erzführenden (alpidischen) Zerrklüftbildungen im Riedtunnel (und im untern Teiftal) stellen eine lokale Erscheinung in einer alpidisch ausgesprochen stark beanspruchten Zone dar, die überdies auch reich an Zerrklüftmineralien ist.

Auf Grund der alpidisch neugebildeten Mineralien Stilpnomelan, spessartinreicher Granat, Albit, Epidot und Aktinolith lässt sich ableiten, dass die Erzvorkommen Metamorphosebedingungen unterworfen waren, die nach WINKLER (1967) der niedrigsten Grünschieferfazies, der Quarz-Albit-Chlorit-Muscovit-Subfazies entsprechen. Mangels geeigneter experimenteller Daten lassen sich Druck und Temperatur, bei der die Umwandlung der Erze stattfand, noch nicht exakt erfassen. NITSCH (1969) bestimmte die obere Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan, die bei 440°C (4 kb) für die Reaktion Stilpnomelan + Muscovit = Biotit + Chlorit + Quarz + H₂O, bzw. 400°C (4 kb) für die Reaktion Stilpnomelan + K-Feldspat = Biotit + Muscovit + Quarz + H₂O liegt. Da im untersuchten Gebiet Stilpnomelan sehr wohl mit Kalifeldspat, bzw. Muscovit koexistiert und keinerlei Umwandlungserscheinungen zeigt, muss die Maximaltemperatur der alpidischen Metamorphose unter 400°C (bei 4 kb) gelegen haben.

Aus dem sulfidischen Mineralbestand des Erzes lassen sich Druck und Temperatur der erlittenen Metamorphose noch weniger rekonstruieren. So ist in der neueren Literatur verschiedentlich, u.a.

auch von VOKES (1968) darauf hingewiesen worden, dass es bis heute noch nicht gelungen ist, für metamorphe Erzvorkommen Faziesgrenzen auszuscheiden, die auf Sulfidmineralparagenesen beruhen. Es sind zwar verschiedene Sulfid-Thermometer entwickelt worden, doch sind diese nach den heutigen Kenntnissen nicht, oder nur bedingt brauchbar (BARTON und SKINNER, 1967). Aus diesem Grunde wurde nicht versucht, mit Hilfe solcher Thermometer die Rekristallisationstemperatur zu bestimmen.

Auch aus der Tatsache, dass das Erz rekristallisiert ist, lassen sich keine Schlüsse auf die bei der Metamorphose herrschenden Druck- und Temperaturverhältnisse ziehen, da nur vereinzelt experimentelle Daten über die Rekristallisation von Sulfiden vorliegen, die sich z.T. erst noch widersprechen. Neueste Untersuchungen von GILL (1969) haben ergeben, dass die Rekristallisation bei einem Druck von 550 Bar bei Kupferkies ab 565°C und bei Magnetkies ab 525°C einsetzt. Unter dem gleichen Druck beginnt Bleiglanz bereits ab 400°C plastisch zu fließen und vermag in die Risse spröderer Mineralien einzudringen. Druckerhöhungen erniedrigen wohl die Rekristallisationstemperatur, aber nur mässig. GILL weist darauf hin, dass bei sehr starker Deformation Pyrit und Zinkblende zerdrückt werden und die einzelnen Körner (bei entsprechender Temperatur) durch plastisches Fließen von Bleiglanz, Magnetkies und Kupferkies verteilt werden können. Ein solcher Vorgang könnte durchaus auch für die Amsteger Erze in Frage kommen, und z.B. eine Erklärung für die siebartigen Verwachsungsstrukturen zwischen Zinkblende und Kupferkies geben; die experimentell ermittelte Rekristallisationstemperatur ist aber gegenüber der tatsächlichen Temperatur während der Metamorphose ($< 400^{\circ}\text{C}$) entschieden zu hoch. Doch muss berücksichtigt werden, dass im Falle der alpidischen Metamorphose der Druck wesentlich höher war als 550 Bar, und dass ausserdem ein offenes System vorlag, in dem leichtflüchtige Bestandteile zirkulieren (im Gegensatz zu den trockenen Experimenten in geschlossenen Systemen). GILL (1969) selbst wies darauf hin, dass solche Umstände die Bedingungen für die Rekristallisation sehr stark verändern können.

VII. Zusammenfassende Betrachtung der Vererzungen

1. AUFRETEN

Die vorangegangene ausführliche Darstellung der petrographischen Situation der einzelnen Erzvorkommen hat gezeigt, dass sämtliche untersuchten, grösseren Vererzungen ähnliches Auftreten zeigen. Es handelt sich dabei um sehr kleine, linsen- bis blattförmige Erzkörper von nur wenigen hundert m^3 Inhalt. Ihre Länge beträgt 10 - 20 m, bei einer grössten Mächtigkeit von 0,5 bis 2 m. Die Tiefenerstreckung der Erzlinsen ist ebenfalls beschränkt und liegt zwischen 10 und 25 m. Sowohl in der Streich-, wie in der Fallrichtung verjüngen sich die Erzkörper deutlich und keilen aus.

Alle grösseren Erzvorkommen setzen sich jeweilen aus einer ganzen Schar paralleler, gangartiger, mm- bis cm-dicker Vererzungen zusammen, zwischen denen feinste phyllonitische Schieferlagen auftreten. Diese weisen stets eine gewisse Sulfidimprägation auf, und bestehen aus Quarz, Sericit und/oder Chlorit. Meist zeigen diese Schiefer, zusammen mit dem Erz, deutliche Deformationen (Boudinage), vereinzelt sogar schwache Fältelung im Kleinbereich ("Schmitte" und "Knappere"). Die Grenzen zwischen Erzbändern und Nebengestein, bzw. Phyllonitlagen, sind nur beim Vorkommen "Knappere" scharf ausgebildet (eigentliche Salbänder), bei allen andern Vorkommen sind die Übergänge jedoch verschwommen. Abgesehen von einigen wenigen kleinen Rissfüllungen treten keine Seitentrümer auf.

Die einzelnen Erzvorkommen verteilen sich in der NW-Flanke des Bristenstocks von der Talsohle (760 m) bis auf 1900 m Höhe. Sie sind an keinen besonderen Gesteinstypus gebunden, und treten sowohl in Chlorit-Sericit-, wie auch in Biotit-Sericit-Gneisen und im Granit auf. Nicht selten folgen sie der Grenze zweier verschiedener Gesteinsarten. Stets aber befinden sich die Erzvorkommen in Zonen stärkster Verschieferung und verlaufen parallel zu diesen. Bei der "Stuben" weisen Scherzone und die darin auftretende Vererzung (rekonstruiert aus der Streichrichtung der Längsachse des Abbauschachtes) eine Streichrichtung auf, die unter einem Winkel von 10 - 20° schief zur alpidischen Hauptschieferung verläuft und höchstwahrscheinlich eine alte (hercynische) Richtung darstellt. Dasselbe gilt mit einiger Sicherheit auch für das Streichen der Erzvorkommen "Schmitte" und "Graggental", währenddem die Vererzung "Knappere" einer Richtung folgt, die ebenfalls nicht typisch alpidisch ist, sondern eher der Streichrichtung der Amphibolitmigmatit-Vorkommen entspricht. Auch das Einfallen der Erzkörper ist, soweit überhaupt ersichtlich, anscheinend gegenüber jenem der alpidischen Schieferung um ca. 10° weniger steil. Die Vererzungen folgten offenbar einem ganzen System subparalleler Scherzonen. Verbindet man auf der Karte die einzelnen Erzvorkommen in ihrer Streichrichtung miteinander, so ergibt sich, dass die Vorkommen "Schniderblätz" und "Schmitte", bzw. "Teiftal", "Kraftwerkstollen", "Knappere" und "Langlauri" auf zwei zueinander parallel verlaufenden Linien liegen, die der Streichrichtung der hercynischen Scherzonen entsprechen. Die Vorkommen "Stuben" und "Graggental" liegen möglicherweise ebenso auf solchen "Linien", deren Fortsetzung heute jedoch nicht mehr erkennbar ist. Es macht den Anschein, als ob die Vererzungen jeweilen an verschiedenen Punkten innerhalb der gleichen, sich über grössere Distanzen erstreckenden Scherzonen stattgefunden haben; mehrere kleine und bescheidene Vererzungen auf diesen "Linien" zwischen den grösseren Vorkommen scheinen eine solche Annahme zu bestätigen. Ein direkter Zusammenhang zwischen den einzelnen Erzvorkommen bestand jedoch höchstwahrscheinlich nicht, was sich auch aus dem ähnlichen, stets aber doch etwas unterschiedlichen Mineralbestand der einzelnen Vorkommen ableiten lässt.

2. KURZE BESCHREIBUNG DER EINZELNEN ERZMINERALIEN

Die Bestimmung sämtlicher Erzminerale erfolgte in erster Linie auf optischem Wege im Anschliff. Reflexionsvermögen (Photozelle) und Vickers-Härte als charakteristische Eigenschaften wurden immer wenn möglich bestimmt. Als Bestimmungstabellen dienten die Werke von RAMDOHR (1960), SCHOUTEN (1962) und UYTENBOGAARDT (1967 und 1971). In vereinzelt Fällen wurden auch röntgenographische Pulveraufnahmen, sowie Mikrosondenanalysen angefertigt.

Arsenkies

Er tritt nur im Erz der Vorkommen "Stuben" und "Graggental" in grösserer Menge auf, ausserdem als untergeordneter Nebengemengteil in gewissen Vererzungen im Riedtunnel. In den beiden erstgenannten Erzen ist der Arsenkies hypidiomorph bis idiomorph auskristallisiert, wobei die einzelnen Kristalle Grössen von bis zu 1 - 2 mm erreichen. In beiden Vorkommen finden sich aber auch Arsenkies-Skelette im Bleiglanz und Kupferkies. Der Arsenkies zeigt nur unbedeutende Kataklyse, was in erster Linie auf seine Rekristallisation (die besonders bei gekreuzten Polarisatoren deutlich erkennbar ist) zurückzuführen ist. Bradley-Pulveraufnahmen ergaben bei beiden Arsenkiesen breite, zusammenfallende 002/200- bzw. 012/210-Reflexe, die charakteristisch sind für relativ As-arme Arsenkiese vom Typus Freiberg, doch erfolgte die Bestimmung nur durch Vergleich mit den Strichdiagrammen von NEUMANN (1955).

Arsenkies ist auf Grund seines Auftretens (bänderförmige Anreicherung ausserhalb, und reliktsche Körner innerhalb der Haupterzmasse) als eine der ältesten Mineralbildungen zu betrachten.

Bleiglanz

Bleiglanz ist in allen Erzvorkommen vertreten, meist sogar als Hauptgemengteil (> 10 Vol.-%). Die Korngrösse liegt im allgemeinen unter 0,2 mm, und nur gerade in den Erzen von der "Stuben" und aus dem Kraftwerkstollen tritt gröber ausgebildeter Bleiglanz mit Korngrössen bis zu 1 mm auf. Geätzte Anschliffe zeigen, dass die allotriomorphen Bleiglanzbereiche aus einem Gefüge rekristallisierter rundlicher Körner bestehen. Hypidiomorph bis idiomorph ausgebildete Kristalle sind selten. Einschlüsse von Silberträgern in Bleiglanz wurden einzig im Erz aus dem Kraftwerkstollen beobachtet. Es handelt sich dabei um Fahlerz.

Wie Analysen separierter Bleiglanzkörner ergeben haben, weisen alle Bleiglanze einen gewissen Gehalt an Silber auf, der aber nur einige hundert ppm beträgt und direkt im Bleiglanzgitter eingebaut sein dürfte. Infolge der sehr geringen Korngrösse und starken Verwachsung mit andern Gemengteilen war es nicht möglich reinste Bleiglanzkonzentrate zu erhalten. Deshalb wurde der ermittelte Ag-Gehalt auf der Basis des ebenfalls bestimmten Pb-Gehaltes und unter Annahme von 86,6 Gew.-% Pb im theoretischen PbS korrigiert. Die Analysenergebnisse sind in Tab. 8 zusammengestellt.

Tab. 8 Silbergehalt einiger Bleiglanzproben

Probe	Pb in % 1)	Ag in ppm	
		1)	2)
Kraftwerkstollen			
J-384	86.9	1 580	1 574
Stuben			
J-392	82.1	225	237
Schmitte			
J-395	87.0	110	109
Knappere			
J-417	73.8	550	645

- 1) Pb- und Ag-Gehalt der separierten Probe, bestimmt mit AAS
- 2) Ag, korr. und bezogen auf 86,6 % Pb.

Sehr deutlich kommt durch die Analyse zum Ausdruck, dass der Bleiglanz aus dem Kraftwerkstollen gegenüber den andern Proben ein mehrfaches an Silber aufweist, bedingt durch das Auftreten von Fahlerzeinschlüssen. Möglicherweise treten solche auch im Bleiglanz von der "Knappere" auf, doch wurden dort im Anschliff keine entsprechenden Einschlüsse von Silberträgern beobachtet.

Kupferkies

Ausser im Manganblende-Vorkommen des Kraftwerkstollens und in den Pyrit-Zinkblende-Vererzungen des Riedtunnels tritt Kupferkies in allen Erzen auf. Meist ist der Gehalt an Kupferkies deutlich geringer als jener an Bleiglanz oder Zinkblende. Makroskopisch ist Kupferkies wegen seiner charakteristischen Farbe meist gut erkennbar.

Kupferkies bildet im Anschliff stets sehr unregelmässig geformte Mineralbereiche, die aus einem völlig rekristallisierten Mosaik gleichmässig rundlicher, gelegentlich auch teilweise kristallographisch begrenzter Körner von 0,05 - 0,1 mm (oder weniger) bestehen. Zwillingslamellen sind vereinzelt schon im gewöhnlichen Auflicht zu beobachten, treten aber besonders deutlich in angeätzten Anschliffen hervor.

Selten findet sich Kupferkies als feinste spindelförmige bis rundliche Einschlüsse von wenigen μ Grösse in Zinkblende. Zum Teil sind diese Einschlüsse wolzig verteilt, z.T. auch linear angeordnet, wobei sich gelegentlich einzelne Systeme auch schneiden. Bei den meisten dieser Strukturen dürfte es sich um Relikte entmischter Zinkblende handeln.

Chemische Analysen des Kupferkieses mit Hilfe der Elektronenmikrosonde *) ergab für die Kupferkiese aller Vorkommen sehr gleichmässige Zusammensetzung, die ziemlich genau der Idealformel entspricht. Der Kupferkies weist namentlich keinen deutlichen FeS-Überschuss auf.

Tab. 9 Chemische Zusammensetzung einiger Kupferkiese

Probe	in Gew.-%			Mol.-% Fe
	Cu	Fe	S	
Knappere J-117	33,6	32,0	34,3	26,4
Kraftwerkstollen J-384	33,4	31,8	34,7	26,2
Stuben J-392	32,0	32,9	35,1	27,0
Schmitte J-395	31,3	30,4	38,3	24,3

*) Typ Cameca, MS 85

Zinkblende

Die mikroskopisch hell rotbraun gefärbte Zinkblende ist in allen Erzvorkommen vertreten und zwar meist als dominierender Hauptgemengteil. Dennoch ist sie infolge ihrer Feinkörnigkeit makroskopisch im Handstück oft nur schwer zu erkennen. In den Manganblende-Gängen tritt Zinkblende nur in untergeordneten Mengen auf. In angeätzten Anschliffen lässt sich feststellen, dass die Zinkblendebereiche ein völlig rekristallisiertes Gefüge rundlicher, isometrischer Körner von 0,05 - 0,1 mm \emptyset darstellen. Kristallographische Flächen sind nur vereinzelt entwickelt, dafür lassen sich massenhaft Zwillingslamellen beobachten. Kupferkiesentmischungen sind gelegentlich in der Blende zu beobachten, aber allgemein selten. Chemische Analysen mit der Elektronenmikrosonde ergaben recht konstante chemische Zusammensetzung, wobei der Fe-Gehalt mit 6 - 7 Mol.-% relativ niedrig ist (siehe Tab. 10).

Tab. 10 Chemische Zusammensetzung einiger untersuchter Zinkblendes in Gew.-%

Proben	Zn	Fe	S	Cu	Cd	Mol.-% Fe	Cd1)
Knappere J-117	58,1	6,9	33,9	0,3	0,8	6,0	0,3
Kraftwerkstollen J-384	58,0	8,1	33,4	0,3	0,2	7,0	0,2
Stuben J-392	56,7	7,7	32,7	0,7	0,6	6,7	0,4
Schmitte J-395	55,4	7,8	36,8	—	—	6,5	0,4

1) Cd-Gehalt der Zinkblende aus der Gesamtgesteinsanalyse berechnet.

Der Cd-Gehalt der Blende ist in allen Vorkommen ziemlich gleich (0,2 - 0,4 Gew.-% nach der nass-chemischen Analyse). Es ergab sich eine befriedigende Übereinstimmung zwischen dem mit der Elektronenmikrosonde direkt in der Zinkblende gemessenen Cd-Gehalt und jenem, der aus der Gesamtgesteinsanalyse berechnet wurde (gesamtes Cd auf gesamtes ZnS bezogen). Der Cd-Gehalt liegt nach STRUNZ (1966) durchaus im üblichen Rahmen.

Pyrit

Pyrit ist ausser im Vorkommen "Gruggental" und in den Manganblende-Gängen in allen Erzen vertreten, und zwar meist als Nebengemengteil. In sehr grosser Menge (> 20 Vol.-%) tritt Pyrit nur im Blei-Zink-Erz des Kraftwerkstollens, sowie in den kleinen Vererzungen des Riedtunnels auf; bei letzteren stellt der Pyrit eine ältere und von den Zinkblende-Vererzungen unabhängige Bildung dar, wie bereits auf S. 57 beschrieben worden ist. Makroskopisch ist Pyrit nur da zu erkennen, wo er als relativ grobkörnig ausgebildeter Hauptgemengteil auftritt.

Als Nebengemengteil bildet der Pyrit vorwiegend allotriomorphe Körner von 0,01 - 0,1 mm \emptyset und zeigt nur selten Anzeichen von idiomorpher Ausbildung oder Kataklyse.

Im Erz des Kraftwerkstollens, wo Pyrit als dominierender Hauptgemengteil auftritt, bildet dieser bis 1 mm grosse, z.T. vorzüglich idiomorphe Kristalle. Diese sind reich an rundlichen Einschlüssen, die durch Umwachsung von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende bei der Rekristallisation des

Pyrites entstanden sind (Idioblastensiebe). Analoge Verwachsungsstrukturen wurden in geringerem Ausmasse auch im Erz von der "Knappere" beobachtet (Fig. 15).

Obwohl Pyrit und Magnetkies fast immer im gleichen Handstück vorkommen, sind Verwachsungen zwischen diesen beiden Mineralien selten und wurden nur im Erz von der "Stuben" und aus dem Kraftwerkstollen beobachtet. Nie aber wurden besondere Beziehungen, z.B. eindeutige Verdrängungen zwischen Pyrit und Magnetkies beobachtet.

Eine sichere Altersstellung lässt sich für den Pyrit nicht angeben, da nur vereinzelt (und nur im Erz des Kraftwerkstollens) Pyritskelette in Kupferkies beobachtet wurden. Altersbeziehungen zu andern Mineralien dagegen fehlen völlig.

Magnetkies

Selbst im Blei-Zink-Erz des Kraftwerkstollens und von der Grube "Graggental", wo Magnetkies als Hauptgemengteil auftritt, ist dieser infolge seiner feinkörnigen Ausbildung und innigen Verwachsung mit den andern Gemengteilen makroskopisch nur schwer erkennbar. In den übrigen Erzen, wo er stets als Nebengemengteil auftritt, ist er nur im Anschliff zu beobachten. Fast in allen Erzvorkommen findet sich angewitterter und dadurch teilweise in Markasit umgewandelter Magnetkies. Der stark anisotrope Markasit bildet jeweilen typisch girlandenförmige und fleckige Bereiche im Magnetkies, die von dessen Spaltrissen ausgehen; ganz analoge Strukturen sind in RAMDOHR (1960, S. 555) abgebildet.

Auf die Beziehungen zwischen Pyrit und Magnetkies ist bereits bei der Beschreibung des Pyrites eingegangen worden.

Der im Manganblende-Erz auftretende Magnetkies ist höchstwahrscheinlich durch Entmischung aus der Manganblende hervorgegangen und findet sich heute als Zwickelfüllung des rekristallisierten Sulfidgefüges. Da wo Magnetkies nur in geringen Mengen auftritt, ist es auch denkbar, dass dieser bei der Rekristallisation des Erzes aus der Zinkblende ausgewandert ist, denn letztere weist heute einen relativ niederen Eisengehalt auf.

Fahlerz

Im Blei-Zink-Erz des Kraftwerkstollens tritt als Nebengemengteil ein Mineral auf, das auf Grund seiner Eigenschaften als ein "Fahlerz" bestimmt wurde. Es tritt in den Zwickeln des rekristallisierten Bleiglanzgefüges oder zusammen mit Zinnkies verwachsen (aber stets nur im Bereiche von Bleiglanz) auf. Da das "Fahlerz" nur 10 - 15 μ grosse, spindelförmige bis rundliche Körperchen bildet, war es nicht möglich, dasselbe eingehender zu untersuchen; es gelang nicht die Vickers-Härte und das Reflexionsvermögen exakt zu bestimmen, oder gar Röntgenaufnahmen anzufertigen. Die Identifikation des Minerals geschah allein auf Grund der wenigen ermittelbaren Daten im Anschliff, sowie einer qualitativen Mikrosondenanalyse. Das "Fahlerz" (das übrigens auch von HUTTENLOCHER (1936) erwähnt wurde) ist isotrop und von grauweisser Farbe mit schwach blauem Ton (in Luft), etwas heller als Zinkblende aber deutlich dunkler als Bleiglanz. Das Reflexionsvermögen ist niedrig, aber schätzungsweise doch etwas höher als jenes von Zinnkies.

Die qualitative Mikrosondenanalyse ergab, dass das "Fahlerz" reichlich Sb, sowie etwas Cu und Ag führt. Dieser chemische Befund sowie die im Anschliff ermittelten Daten, lassen den Schluss zu, dass es sich bei diesem Mineral mit grosser Sicherheit um ein Fahlerz, und zwar höchstwahrscheinlich um silberhaltigen Tetraedrit handelt.

Ausser im Erz des Kraftwerkstollens wurde in keiner andern Erzprobe Fahlerz beobachtet.

Zinnkies

Zinnkies wurde erstmals in der Schweiz von HUTTENLOCHER (1936) im Blei-Zink-Erz des Kraftwerkstollens entdeckt; WÜTHRICH und NIGGLI (1963) wiesen Zinnkies auch im Erz der Vorkommen "Stuben" und "Schmitte" nach. Die eigenen Untersuchungen konnten diesen Sachverhalt bestätigen, ausserdem wurde auch im Erz der Grube "Knappere" Zinnkies entdeckt. Mit einer Ausnahme ("Graggental") führen somit alle grösseren Erzvorkommen Zinnkies als charakteristischen akzessorischen Gemengteil. Das Fehlen von Zinnkies im Erz des Vorkommens "Graggental" ist wohl eher auf das Fehlen günstigen Probenmaterials, als auf wirkliche Unterschiede im Mineralbestand zurückzuführen. Dagegen tritt mit Sicherheit kein Zinnkies in den alpidischen Remobilisationen des Riedtunnels und Teiftales auf. Die Erze des Bristenstockgebietes galten bis anhin als einzige schweizerische Vorkommen die Zinnkies führen; dem ist nicht mehr so, da kürzlich SOMMERAUER (1972) Zinnkies in den Pb-Zn-Ag-Erzen der Alp Taspegn nachgewiesen hat.

Da der Zinnkies immer nur sehr kleine und oft noch sehr unregelmässig geformte Körperchen von max. 50 - 100 μ Länge bildet, war es nicht möglich, ihn auch röntgenographisch zu untersuchen. Indessen ist die olivgrüne Farbe im Anschliff, das deutlich anisotrope Verhalten bei gekreuzten Polarisatoren und der mit Hilfe der Elektronenmikrosonde nachgewiesene Zinn- (und Cu-) Gehalt so charakteristisch, dass ausser Zinnkies kaum ein anderes Mineral in Frage kommt. Auch das in einem Fall ermittelte Reflexionsvermögen von 27,5% ^{*}), sowie eine Vickers-Härte von 265 kg/mm² stimmen gut mit den von UYTENBOGAARDT (1971) gegebenen Werten überein.

Fast immer ist Zinnkies mit Zinkblende und/oder Kupferkies verwachsen, wobei zuweilen eigenartige, verdingerte Verwachsungen zwischen Zinkblende und Zinnkies beobachtet werden können; diese werden als Entmischungsstrukturen der Blende gedeutet (s.S. 99). Im allgemeinen jedoch bildet der Zinnkies rundliche bis halbmondförmige Zwickelfüllungen zwischen aneinanderstossenden Zinkblende- und Kupferkieskörnern, oder Kränze um Zinkblendekörner herum; ganz offensichtlich handelt es sich dabei um "zusammengelauenes" Zinnkies, das bei der Um- und Rekristallisation des Erzes aus der Blende, eventuell auch aus dem Kupferkies ausgewandert ist.

Unbestimmtes, silberreiches Sulfid, wahrscheinlich Zinnkies (?) III

Im Blei-Zink-Erz des Kraftwerkstollens, das nach den chemischen Analysen gegenüber den anderen Erzen einen überdurchschnittlich hohen Silber- und Zinngehalt aufweist (s.S.61), ist der Zinnkies recht oft mit einem Mineral verwachsen, das von deutlich hellerer, graubrauner Farbe ist als er selbst. Die beiden Mineralien zeigen meist fleckige Verwachsung, zuweilen auch eine solche nach

^{*}) Bestimmt mit einem Leitz-Mikroskop-Photometer MPE, Orangefilter und Pyrit/Elba mit einem RV von 54,5% als Standard.

kristallographischen Richtungen(?) (Fig. 36). Mit der Mikrosonde liess sich nachweisen, dass dieses helle Mineral reich an Silber ist. Über die Art dieses silberreichen Minerals können nur röntgenographische Untersuchungen und exakte Analysen mit der Mikrosonde nähere Auskunft geben. Beides ist bis jetzt infolge der sehr geringen Grösse der einzelnen Mineralkörner noch nicht geglückt, doch wird das Problem weiter verfolgt. Immerhin deuten die im Anschliff ermittelbaren optischen Daten wie die braungraue Farbe, die deutliche Anisotropie und das mittelmässige Reflexionsvermögen, sowie die ausschliessliche Verwachsung mit Zinnkies darauf hin, dass es sich dabei ebenfalls um einen Vertreter der sehr komplexen Familie der Zinnkiese handelt, eventuell um Zinnkies(?) III.

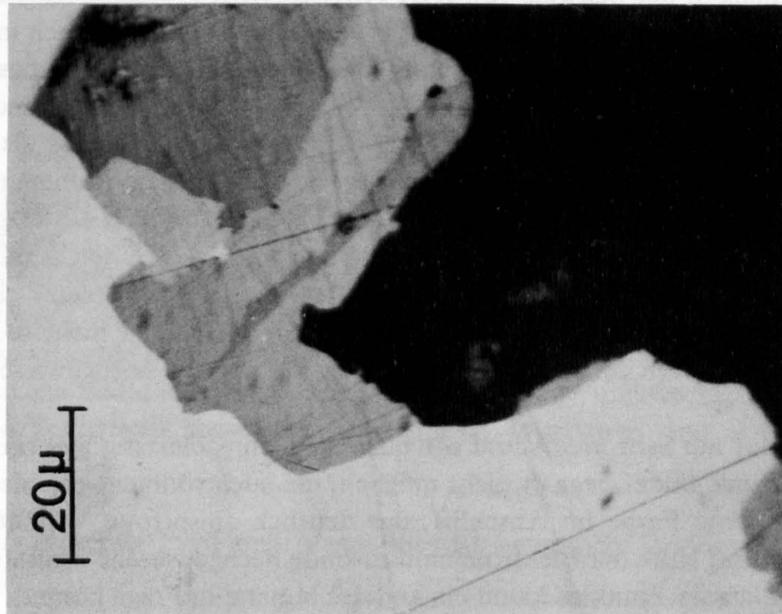


Fig. 36
Zinnkies an Zinkblende (schwarz) angelagert; Zinnkies (dunkelgrau) ist nach kristallographischen (?) Richtungen mit Zinnkies (?) - III (hellgrau) verwachsen. Als Zwickelfüllung zwischen diesen beiden Mineralien und Bleiglanz (weiss) etwas Fahlerz (weisslichgrau). Anschliff KWA, Oel.

Eine ähnliche Vergesellschaftung wie hier in den Amsteger Erzen tritt nach MOH et al (1963) im Erz von der Grube "Cerro de Potosi" und "Maria Teresa" bei Huari (beide in Bolivien) auf, wo silberreicher Zinnkies(?) III neben normalem zinkhaltigem Zinnkies und Isostanit sowie andern Mineralien vorkommt. Auffallend ähnliche fleckige Verwachsungen wie sie zwischen den beiden Zinnkiesarten im Erz des Kraftwerkstollens beobachtet wurden, beschreibt RAMDOHR (1950, S. 325) zwischen normalem Zinnkies und Zinnkies(?) II aus dem Erz von Broken Hill.

Möglicherweise stellt die im Erz des Kraftwerkstollens häufig beobachtete Zinnkies-Zinnkies(?) III-Verwachsung das rekristallisierte Zerfallsprodukt eines einst andersartigen Zinnkieses oder Zinnkiesverwandten dar. Solange aber keine exakten chemischen Analysen, sowie röntgenographische Daten vorliegen, ist es nicht möglich, die einzelnen Phasen eindeutig zu bestimmen, zumal auch noch enge verwandtschaftliche Beziehungen der Zinnkiese (MOH et al, 1963) zu Luzonit, Enargit und Fahlerz bestehen, die alle reichlich Sn (und auch Silber) führen können.

HUTTENLOCHER (1936) hielt das graubraune mit Zinnkies verwachsene Mineral anscheinend für Argyrodit, was jedoch nicht zutreffen kann, da dieses nach den Mikrosondenanalysen kein Ge enthält.

Manganblende

Sie tritt einzig und allein in den gangartigen Vererzungen des Kraftwerkstollens auf, deren sulfidischer Anteil zu über 95 Vol.-% aus Manganblende besteht. HUGI (1923) hat dieses bis jetzt einzige Vorkommen der Schweiz als erster entdeckt.

Makroskopisch ist die Manganblende an ihrer schwarzen Farbe und krümeligen, dunkelbraunen Verwitterungsschicht leicht zu erkennen.

Die Bestimmung der Manganblende als solche erfolgte einzig auf Grund der im Anschliff ermittelbaren Daten; die ermittelte Vickers-Härte von 215 kg/mm², sowie ein Reflexionsvermögen von 23,0% (Luft, Orangefilter) stimmen gut mit den von UYTENBOGAARDT (1971) gegebenen Daten überein. Der Fe-Gehalt der Manganblende wurde nicht bestimmt, doch dürfte dieser nach einer von HUGI (1921) aufgeführten Erzanalyse (Tab. 11) sehr niedrig sein, dies umso mehr, als im Erz nach den mikroskopischen Untersuchungen auch freier Magnetkies auftritt. Er bildet dabei Zwickelfüllungen des rekristallisierten Manganblendegefüges und ist deshalb als ausgewandertes Entmischungsprodukt der ursprünglich eisenreicheren Manganblende aufzufassen.

Tab. 11 Analyse des Manganblende-Erzes, aus HUGI (1921), S. 477

MnS	92.0 Gew.-%
FeS	5.7 Gew.-%
SiO ₂	1.7 Gew.-%
CaO	Spuren
Al ₂ O ₃	

3. DIE MINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER ERZE

Die Erzmasse ist durchwegs fein- bis feinstkörnig und dicht ausgebildet, von dunkler, graubrauner bis grüngrauer Farbe und meist gelb gesprenkelt. Eine charakteristische Gangart (die sich deutlich von der mineralogischen Zusammensetzung des Nebengesteins unterscheiden würde), ist makroskopisch nicht zu erkennen, abgesehen von einem gewissen Quarzgehalt.

Der Quarz bildet dabei einzelne, rundliche bis augenförmige, mm- bis cm-lange Aggregate, die häufig deutlich gestreckt sind. Bei der "Schmitte" treten ausserdem im Erz gefältelte Quarzschlieren und -adern auf. Wie die mikroskopische Untersuchung ergab, ist das Erz viel reicher an Silikaten, als man auf den ersten Blick erwarten würde. Diese "Gangart" (= alle nicht sulfidischen Mineralien) macht bis zur Hälfte des Gewichtes der Erze aus, und setzt sich (je nach Vorkommen in unterschiedlicher Menge) aus Quarz, Chlorit, Sericit, Stilpnomelan, Granat, Albit, Epidot und \pm Apatit, Zirkon zusammen. Der grösste Teil dieser Mineralien ist jedoch nicht primären Ursprungs, sondern ein Produkt der alpinen Metamorphose (siehe S. 97 und ff.).

Die untersuchten Erzvorkommen lassen sich auf Grund ihres Mineralinhaltes in folgende Gruppen aufteilen (die Gemengteile in abnehmender Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

- 1.) Arsenkies-Bleiglanz-Zinkblende-Erz mit Kupferkies, Magnetkies, Pyrit und Zinnkies.
Gangart: Quarz, Sericit, Chlorit.
Vorkommen: "Stuben", "Graggental".
- 2.) Pyrit-Kupferkies-Bleiglanz-Zinkblende-Erz mit Magnetkies und Zinnkies, sowie silberhaltiges Fahlerz und unbestimmtes silberreiches Sulfid (ev. Zinnkies(?) III).
Gangart: Quarz, Sericit, Albit, Granat und \pm Zirkon.
Vorkommen: Kraftwerkstollen.
- 3.) Zinkblende-Bleiglanz-Kupferkies-Erz mit Pyrit, Magnetkies und Zinnkies.
Gangart: Quarz, Sericit, Granat, Stilpnomelan, Albit (\pm Chlorit, Epidot).
Vorkommen: "Schmitte" und "Knappere".
- 4.) Manganblendereiches Erz mit geringen Mengen von Zinkblende, Magnetkies, Bleiglanz und Zinnkies.
Gangart: Quarz, Rhodonit, \pm Carbonat, Granat.
Vorkommen: Kraftwerkstollen.
- 5.) Pyrit-Zinkblende-Erz mit \pm Bleiglanz, Kupferkies, Magnetkies, Arsenkies.
Gangart: Quarz, \pm Sericit, Chlorit.
Vorkommen: Riedtunnel, Teiftal.

Mit Ausnahme der beiden letzten Gruppen, wird bei allen Vorkommen die Hauptmasse des Erzes durch die Paragenese Bleiglanz-Zinkblende-Kupferkies gebildet, wobei die einzelnen Komponenten in sehr unterschiedlicher Menge auftreten. Dies gilt vor allem auch für die Nebengemengteile. Charakteristischster Gemengteil der Erze ist Zinnkies, der mit einer Ausnahme ("Graggental") in sämtlichen grossen Erzvorkommen auftritt *). Bemerkenswert ist, dass die alpidischen Remobilisationen des Riedtunnels und Teiftales keinen Zinnkies führen, was die verschiedenartige Genese der beiden Typen von Erzvorkommen unterstreicht.

Obwohl sich die einzelnen Erzvorkommen von der Talsohle (760 m ü.M.) bis auf 1900 m ü.M. erstrecken, lässt sich kein Unterschied im Mineralbestand feststellen, der mit Sicherheit auf einen Teufenunterschied zurückzuführen wäre.

4. LAGERSTÄTTENTYPUS UND GENESE DER VERERZUNGEN

Zusammenfassend lassen sich die untersuchten grösseren Erzvorkommen "Stuben", "Schmitte", "Knappere", "Graggental" und Kraftwerkstollen wie folgt beschreiben:

*) Möglicherweise führte die heute nicht mehr vorhandene Hauptmasse des Erzvorkommens "Graggental" Zinnkies.

- 1) Es handelt sich stets um metamorphe sulfidische Eisen-Blei-Zink-Kupfererze. Die heutige mineralogische Zusammensetzung dürfte jedoch weitgehend der ursprünglichen entsprechen, zumindest was die Haupt- und Nebengemengteile betrifft. Die ursprünglichen Mineralien waren deshalb wohl Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit, Arsenkies, Magnetkies und Fahlerz. Ein Teil des Magnetkieses und Kupferkieses, sowie der Zinnkies stellen heute aus den Hauptgemengteilen ausgewanderte Entmischungsprodukte dar; sie lagen aber vermutlich schon vor der alpidischen Metamorphose als (noch nicht ausgewanderte) Entmischungskörperchen vor. Dieser Mineralbestand (namentlich der Zinnkies-Gehalt) ist recht typisch für magmatogene Bildungen. Als ursprüngliche Gangart kommt nur Quarz, in gewissen Vorkommen eventuell auch Plagioklas, sowie im Bereiche des Nebengesteins Sericit und Chlorit in Frage.
- 2) Die linsen- bis blattförmigen Erzvorkommen sind an ausgesprochene Scherzonen gebunden und setzen sich aus einer Schar paralleler, mm- bis cm-mächtiger bänder- bis gangartiger Erzanreicherungen zusammen, zwischen denen phyllonitische Schiefer (die aus Quarz, Sericit, und \pm Chlorit bestehen) eingelagert sind. Diese Phyllonite sind ebenfalls meist mit Sulfiden imprägniert.
- 3) Alle Vererzungen sind von einem sericitreichen Nebengestein begleitet, das sich in textueller und mineralogischer Hinsicht deutlich vom weiter entfernten Nebengestein unterscheidet. Dieses sericitische Gestein ist auf die allernächste Umgebung der Vererzung (dm-Bereich) beschränkt und scheint durch hydrothermale Prozesse im Zusammenhang mit den Vererzungen entstanden zu sein.
- 4) Die Erzvorkommen sind an keinen besonderen Gesteinstypus gebunden, auch nicht an die Quarzporphyrgänge die recht häufig in der Nähe der Erzvorkommen auftreten. Es konnte nämlich nie beobachtet werden, dass zwischen diesen Gängen und den Erzen eine genetische Beziehung herrscht. Die häufige Vergesellschaftung der beiden lässt sich dadurch erklären, dass sowohl Vererzungen als auch Quarzporphyre unabhängig voneinander in dieselben präalpidischen Scherzonen eingedrungen sind.
- 5) Die chemische Analyse auf Haupt- und Spurenelemente hat gezeigt, dass die vier grössten bekannten Erzvorkommen innerhalb gewisser Grenzen alle einen ähnlichen Chemismus aufweisen und demzufolge als einander verwandt zu betrachten sind.
- 6) Struktur und Textur des Erzes, sowie silikatische und sulfidische Mineralneubildungen beweisen, dass das Erz durch die alpidische Metamorphose überprägt worden ist. Diese hat zu einer fast vollständigen Zerstörung des ursprünglichen Gefüges geführt, so dass heute kaum mehr sichere Angaben über die Altersabfolge der einzelnen Mineralien gemacht werden können.

Mineralinhalt und Art des Auftretens der Blei-Zink-Erzvorkommen lassen den Schluss zu, dass es sich dabei um metamorph überprägte magmatogene, und zwar höchstwahrscheinlich hydrothermale Bildungen handelt. Da echte vulkanische Gesteine im untersuchten Gebiet fehlen, lässt sich eine subvulkanische Bildung der Vererzungen ausschliessen, zumal die für solche Erzvorkommen typischen Formen fehlen, namentlich ein sich verzweigendes System von unregelmässigen Gängen, Gang- und Trümmerzonen (nach SCHNEIDERHÖHN, 1962). Keinesfalls handelt es sich bei den untersuchten Erzvorkommen um metamorph überprägte sedimentäre Lagerstätten, da weder sedimentäre Strukturen im Erz noch im Nebengestein desselben gefunden wurden; ausserdem treten zumindest die Vorkommen "Stuben" und "Schmitte" in eindeutigem Orthogestein (Granit) auf.

Es dürfte sich deshalb bei den untersuchten Blei-Zink-Vererzungen um hydrothermale Bildungen der plutonischen Abfolge handeln. Die Zuordnung zu einer bestimmten Subformation kann infolge der metamorphen Überprägung der Erze nur auf Grund des heutigen sulfidischen Mineralbestandes geschehen, dessen Zusammensetzung jedoch kaum verschieden von der ursprünglichen sein dürfte. Unter dieser Annahme deutet das Auftreten von Arsenkies, Zinnkies und Magnetkies, sowie Quarz als einzige (ursprüngliche) Gangart darauf hin, dass die untersuchten Vererzungen ehemalige hochthermale Bildungen darstellen. Als eine solche fasste bereits HUTTENLOCHER (1934) das Erz aus dem Kraftwerkstollen auf. Auf Grund ihres Mineralbestandes stellen die Erzvorkommen des Bristenstockgebietes vermutlich am ehesten kata- bis mesothermale, quarzig-kiesige "Bleiglanz-Gänge" vom Typus der Freiburger "kiesigen Bleiformation" dar, (nach SCHNEIDERHÖHN, 1962), wobei nicht eigentliche Gang- oder Spaltenbildungen, sondern mehr vererzte Ruschelzonen bzw. gangförmige Imprägnationszonen auftreten. Für solche ist nach SCHNEIDERHÖHN (1941, S. 216) die Wechselfolge nur wenig mächtiger und mehr oder weniger anhaltender Erztrümer mit schmalen Lagen von schiefrigem Nebengestein, wie dies eben bei den untersuchten Vererzungen der Fall ist, sehr charakteristisch, ebenso wie die ins Nebengestein hinausgreifende, aber unscharf begrenzte Imprägnation durch die Hauptgemengteile Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende.

Die durch die alpidische Metamorphose bedingte Um- und Rekristallisation des Erzes hat zu einer praktisch vollständigen Zerstörung des ursprünglichen Gefüges geführt. Es lassen sich deshalb keine Ausscheidungsabfolgen der einzelnen Sulfide, und somit auch keine eventuellen Rekurrenzen mehr ableiten. Im heute vorliegenden Gefüge scheinen alle Mineralien bis auf ganz wenige Ausnahmen gleich alt zu sein. Bei diesen handelt es sich stets um Arsenkies oder Pyrit, die zuweilen als stark korrodierte Skelette in Kupferkies und Zinkblende (nur Arsenkies) auftreten. Dies bedeutet, sofern es sich wirklich um Relikte des ursprünglichen Gefüges handelt (was wahrscheinlich ist), dass Arsenkies und Pyrit zumindest teilweise zwei der ältesten Mineralbildungen des Erzes darstellen. Einschlüsse von Zinkblende (mit Kupferkiesentmischungen) im Arsenkies der Grube "Stuben" scheinen ausserdem darauf hinzuweisen, dass dort in dieser Phase auch Zinkblende abgesetzt wurde.

Bei den übrigen grossen Vorkommen dürfte sich an Stelle des Arsenkieses infolge des zu geringen As-Gehaltes der Erzlösungen Magnetkies oder Pyrit in einer ältesten Phase gebildet haben, sofern das Eisenangebot genügend gross war. Dies war sicher beim pyritreichen Erz im Kraftwerkstollen der Fall; bei den übrigen Erzvorkommen treten die Eisensulfide dagegen nur als Nebengemengteil auf. Über die gegenseitige Altersbeziehung zwischen Pyrit und Magnetkies lässt sich nichts genaueres aussagen, da Verwachsungen zwischen diesen beiden Mineralien nur vereinzelt, und eindeutige Verdrängungserscheinungen überhaupt nie beobachtet wurden, obwohl Pyrit und Magnetkies fast immer im gleichen Anschliff anzutreffen sind. HUTTENLOCHER (1931, S. 11) machte übrigens ähnliche Beobachtungen am Blei-Zink-Erz von Goppenstein. Diese Erscheinung lässt sich dadurch erklären, dass es sich beim Magnetkies zumindest teilweise nicht um eine ursprünglich selbständige Bildung, sondern um ein bei der alpidischen Metamorphose ausgewandertes und gesammeltes Entmischungsprodukt der Zinkblende handelt.

Ähnliches gilt zweifellos auch für den Zinnkies, der heute fast nur als Zwickelfüllungen im rekristallisierten Gefüge und meist mit Zinkblende oder Kupferkies verwachsen auftritt.

Die ursprüngliche Alterstellung der übrigen Erzminerale Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz und Fahlerz bleibt völlig unklar, doch dürften sie, verglichen mit der Ausscheidungsabfolge ähnlicher unmetamorpher Vererzungen eher jünger sein als Arsenkies und Pyrit, eventuell auch jünger als Magnetkies.

Die kiesige Bleiformation ist ein bekannter, aber eher seltener Vererzungstyp, der vor allem im Freiburger Gangrevier auftritt. Überraschend ist der praktisch identische Mineralbestand der Freiburger Erze dieses Typs mit jenen vom Bristenstock (siehe Tab. 12).

Tab. 12 Mineralogischer Vergleich der kiesigen Bleiformation von Freiberg (n. SCHNEIDERHÖHN, 1962) mit den Erzen vom Bristenstockgebiet (heutiger umkristallisierter Mineralbestand).

Freiberg	Bristenstock
Arsenkies, Pyrit I, Quarz I mit Zinnsteineinschlüssen, Zinkblende I mit Entmischungen von Kupferkies, Zinnkies, Magnetkies und Vallerit	Arsenkies (nicht überall), Pyrit, Magnetkies, Zinkblende (z.T. noch mit Entmischungen von Kupferkies und Zinnkies), Kupferkies, Bleiglanz (silberarm), Zinnkies (ausgewandertes Entmischungsprodukt ?), Fahlerz (silberführender Tetraedrit) nicht bestimmtes Silbersulfid (Zinnkies(?) III), Quarz (plus neugebildete Silikate).
Durchbewegung Quarz II, Pyrit II, Zinkblende II, Kupferkies II, Bleiglanz (Bi- und Ag-reich), Fahlerz.	

Einen anderen Vererzungstypus stellen die Manganblende-Gänge im Kraftwerkstollen und die jungen Zinkblende-Gänge im Riedtunnel (und im unteren Teiftal) dar. Letztere sind alpidische Remobilisationen und seien hier nicht weiter behandelt.

Die Manganblende-Gänge sind schwieriger zu deuten, vor allem da mir nur sehr wenig Beobachtungsmaterial und praktisch keine geologischen Informationen zur Verfügung standen. Nach RAMDOHR (1960) gehören die meisten Vorkommen von Manganblende- (zusammen mit Rhodonit und/oder Rhodochrosit) epithermalen Gängen an. HUGI (1921), der als erster die Manganblende-Gänge im Kraftwerkstollen beschrieben hat, bezeichnete dieselben als Manganpegmatite, was SCHNEIDERHÖHN (1931) veranlasste, das Vorkommen als "sehr eigentümlich" zu bezeichnen. In der Tat ergibt sich aus den noch vorhandenen Handstücken kein Hinweis darauf, dass es sich dabei tatsächlich um pegmatitische Gesteine handelt. Insbesondere sind manganblendeführende Handstücke sehr feinkörnig ausgebildet und führen keinerlei charakteristische Pegmatitminerale. Eine gewöhnliche epithermale Bildung der Manganblende scheint mir deshalb viel wahrscheinlicher. Nicht ausgeschlossen werden kann, dass es sich dabei ebenfalls um frühe alpidische Remobilisationen handelt, die zum Absatz in alpidischen, \pm s-parallelen (?) Zerrklüften gelangten, analog wie bei den Zinkblendererzungen im Riedtunnel. HUTTENLOCHER (1936) brachte die Manganvererzungen in Zusammenhang mit den hier auftretenden alten basischen Gesteinen, ohne indessen näher auf die genetischen Beziehungen einzugehen. Ein solcher Zusammenhang ist sehr wohl möglich; es kann sogar daran gedacht werden, dass Schwefel und Mangan ursprünglich nicht beieinander waren und erst durch die alpidische Metamorphose zusammengekommen sind, was dann zur Bildung der Manganblende-Vorkommen führte.

Dass die Manganblende-Gänge selbständige Bildungen sind, die in keinem genetischen Zusammenhang mit den nur rund 100 m entfernten Blei-Zink-Vererzungen stehen, ergab sich auch aus der chemischen Analyse, führen letztere doch nur in sehr unbedeutenden Mengen Mangan (S. 91).

5. ALTER UND ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER VERERZUNGEN

Auf Grund ihrer textuellen Beschaffenheit, ihres Mineralinhaltes und ihrer Lagerungsform (s.S. 57) lassen sich die unbedeutenden Zinkblende-Vererzungen im Riedtunnel und im unteren Teiftal unschwer als alpidische Remobilisationen erkennen. Ein gleiches Alter ist auch für die Manganblende-Vorkommen im Kraftwerkstollen nicht auszuschliessen, doch lassen sich auf Grund der spärlichen Informationen darüber keine sicheren Aussagen machen.

Schwieriger wird die Bestimmung des Alters für die grösseren Blei-Zink-Vorkommen. Die Tatsache, dass die Erzvorkommen als linsenförmige Einlagerungen in verschiedenartigen Gesteinen nicht näher bestimmten Alters auftreten, und anscheinend an keinen bestimmten Gesteinstypus gebunden sind, verunmöglicht jede exakte altersmässige Einstufung der Vererzungen. Für das Alter der Vererzungen ergeben sich nach den Feldbeobachtungen und den mikroskopischen Untersuchungen folgende Anhaltspunkte.

- 1) Die Vererzungen sind durch die alpidische Metamorphose überprägt worden.
- 2) Die Vererzungen treten in voralpidischen Scherzonen auf und/oder verlaufen parallel zu Quarzporphyrgängen, die dieselbe Streichrichtung aufweisen.
- 3) Bei der "Stuben" und der "Schmitte" treten die Vererzungen innerhalb von Granitvorkommen (aplitishe Randfazies des Zentralen Aaregranites) auf.
- 4) Da es sich bei den Vererzungen höchstwahrscheinlich um ehemalige hochthermale Bildungen der plutonischen Abfolge handelt, müssen sie in irgendeiner Beziehung zu magmatischen Ereignissen stehen.
- 5) Ein direkter genetischer Zusammenhang zwischen den Vererzungen und den sie begleitenden granitischen und quarz-porphyrischen Gesteinen besteht jedoch nicht, zumindest lassen sich nirgends Übergänge feststellen.

Aus diesen Anhaltspunkten ergibt sich mit einiger Sicherheit, dass es sich bei den Vererzungen um Bildungen der "Nachphase der zentral-aargranitischen und quarzporphyrischen Magmatätigkeit" handelt, wie dies bereits HUTTENLOCHER (1936) vermutet hat.

Es ergibt sich somit für die Vererzungen ein Alter, das kleiner ist als jenes der Granitapophysen, vermutlich aber auch kleiner ist als jenes der Quarzporphyrgänge, die oberkarbonisches bis permisches Alter besitzen (nach PFLUGSHAUPT, 1927).

Die Möglichkeit, dass es sich beim Sericit-Schiefer bei der Grube "Knappere" um Quarzporphyr handelt, der durch die Vererzung umgewandelt worden ist, scheint letztere Vermutung zu bestätigen.

Im Zuge der alpidischen Orogenese und Metamorphose kam es im Tertiär durch die intensive tektonische Beanspruchung zur Auflösung der Vererzungen in einzelne linsenförmige Gebilde, sowie einer starken Verschieferung, vereinzelt auch zu einer schwachen Fältelung des Erzes und seines Nebengesteins. Die Durchbewegung des Erzes erlaubte die Zirkulation von leichtflüchtigen Bestandteilen, die ihrerseits unter den p/T-Bedingungen der niederen Grünschieferfazies zur Neubildung von ver-

schiedenen Silikaten (Stilpnomelan, Granat, Albit) und zu einer Um- und Rekristallisation des Sulfidbestandes führten, die eine fast vollständige Zerstörung des ursprünglichen Gefüges zur Folge hatte.

6. KURZER VERGLEICH MIT ANDERN METAMORPHEN BLEI-ZINK-VERERZUNGEN DER ZENTRALALPEN

Vergleicht man die Erzvorkommen in der NW-Flanke des Bristenstocks mit andern Blei-Zink-Vorkommen der Zentralalpen, so fällt einem als markantester Unterschied die rein silikatische Gangart der Amsteger Erze auf. Alle übrigen grösseren Vorkommen wie St-Luc, Praz Jean, Les Trappistes, Goppenstein und jene des Bündner Oberlandes weisen neben Quarz in unterschiedlichen Mengen auch Carbonate und/oder Fluorit und Baryt auf. Selbst das nur wenige km entfernte Vorkommen am Siglisfadgrätli westlich Gurtellen weist reichlich Baryt als Gangart auf.

Abgesehen vom Zinnkies entspricht der sulfidische Mineralbestand der Erze vom Bristenstock durchaus auch andern schweizerischen Blei-Zink-Vorkommen. Unterschiede zeigen sich vor allem in der quantitativen Zusammensetzung des Sulfidbestandes, die für die Amsteger Erze ziemlich einzig ist. Die grösste Ähnlichkeit zu andern Erzvorkommen besteht zweifellos mit jenen von Goppenstein, die aber auf Grund ihrer carbonatisch-barytischen Gangart eher als niedrige thermale Bildungen zu betrachten sind.

Sowohl Quarz als einzige ursprüngliche Gangart, wie auch Zinnkies als charakteristischer sulfidischer Gemengteil der untersuchten Erze, lassen sich relativ einfach durch höherthermale Bildungsbedingungen erklären. Die Frage, warum gerade hier im Bristenstockgebiet solche Vererzungen auftreten, kann damit beantwortet werden, dass die Vererzungen hier in grösserer Nähe am Herd der Erzlösungen (dem Zentralen Aaregranit (?), der sich an der Oberfläche nur 2 - 3 km weiter südlicher befindet) liegen. Ausserdem befinden sich Amsteg und die hier auftretenden Vererzungen in einem tektonisch relativ tiefen Stockwerk (700 - 1900 m ü.M.), währenddem bei Goppenstein die Vererzungen in einer Höhe zwischen 1300 und 2200 m liegen. Dieser Höhenunterschied zwischen Goppenstein und Amsteg kann aber auch tektonisch bedingt sein und muss nicht unbedingt einem echten Teufenunterschied entsprechen.

In seiner Arbeit "Die Erzlagerstätten der Westalpen" hat HUTTENLOCHER (1934) die charakteristischen Merkmale metamorph überprägter Erzvorkommen zusammengestellt und kurz beschrieben. Als besonders typisches Kennzeichen solcher Erze hebt er das Auftreten dichter, nicht parallel texturierter Mischerze hervor. Weiter schreibt er auf S. 40: "Meist ist es (das Erz) durch grössere, rundliche Gangart-Einlagerungen hell gefleckt und macht dadurch den Eindruck eines psammitischen, durch Erz zementierten Gesteins. Die ganze Grundmasse ist äusserst feinkörnig ... Chalkographisch zeigt dieses dichte, graue Erz eine Grundmasse von feinkörnigem Bleiglanz, in welchem unzählige kleine und kleinste rundliche Sphalerit-Körner schwimmen, die bei zunehmender Grösse stark korrodiert und buchtig ausgebildet erscheinen. Beim Vorhandensein grösserer Zinkblende-Körnchen kann bei deren starker Zerlappung und Korrodierung eine netzartige Verwachsung von PbS und ZnS entstehen. Einige Vorkommnisse dieser Art führen zwischen dem Maschenwerk noch kleine Magnetkies-Körnchen; ausserdem Pyrite, meist in deutlich porphyroblastischer Form".

Grosse Ähnlichkeit betreffend Gefüge und z.T. auch Mineralbestand besteht zwischen den Amsteger Erzen und gewissen ausseralpinen metamorphen Erzvorkommen, so z.B. den metamorphen Kieslagerstätten Norwegens (VOKES, 1968), oder noch ausgeprägter mit den Erzvorkommen von Broken Hill in New South Wales. Letztere sind allerdings unter höheren p/T-Bedingungen metamorphisiert worden (die Erzkörper treten in Sillimanit-Granat-Glimmer-Feldspat-Gneisen auf). Als Gangart tritt in Broken Hill nach RAMDOHR (1950) u.a. Quarz, Calcit, Fluorit, Rhodonit, Granat, Manganhedenbergit, selten Sillimanit, Orthoklas und Spinell auf. Der Granat ist dabei wie im Bristenstockgebiet häufig idiomorph ausgebildet, reich an sulfidischen Einschlüssen und tritt auch inmitten der Sulfide auf. Über die Struktur des Erzes schreibt RAMDOHR (1950, S. 322): "Alle Silikate und Quarz können ebenso wie alle Erze, jedenfalls Bleiglanz, Zinkblende, Magnetkies, Kupferkies, alle andern Erze oder Silikate einschliessen. Die Strukturen, die bis zu Siebstrukturen metamorpher Silikatgesteine gehen können, deuten widerspruchlos, aber auch zwingend auf die Metamorphose eines bereits früher fertig vorliegenden Stoffbestandes". Es sei hier noch erwähnt, dass auch in Broken Hill "halbmondförmige", rundliche Zinnkieskörner am Rande von Zinkblendekörnern auftreten, die RAMDOHR (1950) ebenfalls als ausgewandertes, "zusammengelaufenes" Entmischungsprodukt der Zinkblende auffasst.

Aus den gemachten Ausführungen geht hervor, dass die Amsteger Erze sowohl makroskopisch wie mikroskopisch durchaus die typischen Gefügekennzeichen durchbewegter, metamorpher Erzvorkommen aufweisen.

HUTTENLOCHER (1934) ist der Meinung, dass die durch die alpidische Metamorphose bedingte Rekristallisation des Erzes in Amsteg beträchtlich weiter gegangen ist, als etwa in Goppenstein; er macht besonders auf das Fehlen von Entmischungsprodukten (namentlich Kupferkiessegregationen) der Zinkblende aufmerksam, wie dies sonst in gleichzeitig Cu- und Zn-Sulfid führenden Paragenesen der Fall ist. Diese Tatsache (die allerdings nur bedingt stimmt, da vereinzelt noch solche Entmischungen reliktsch zu beobachten sind) und der gegenüber Goppenstein grössere Anteil konstruktiver Um- und Rekristallisation (im allgemeinen weniger starke Auflösung der einzelnen Hauptgemengteile bedingt durch Sammelkristallisation und Neuaufbau des Gefüges), kann nicht durch wesentlich unterschiedliche p/T-Bedingungen während der Metamorphose erklärt werden, da sich auch Goppenstein in der Zone der niederen Grünschieferfazies befindet. *)

Die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung der neugebildeten Gangart und des Grades der Rekristallisation zwischen den Vorkommen Goppenstein und Amsteg können demzufolge eigentlich nur durch andere chemische Bedingungen, namentlich einen bei Amsteg höheren Gehalt zirkulierender wässriger Lösungen während der alpidischen Metamorphose erklärt werden. Die in der Gegend von Amsteg so zahlreich auftretenden, mineralisierten alpidischen Zerrklüfte scheinen als allerletzte Bildungen auf eine solche rege Zirkulation von Lösungen hinzuweisen, wie dies bereits auch HUTTENLOCHER (1934) bemerkt hat.

*) So führen z.B. auch die von STECK (1966) beschriebenen Fe-Cu-Vererzungen nördlich Brig alpidisch gebildeten Granat.

7. EINIGE BERGBAULICHE ASPEKTE DER ERZVORKOMMEN DES BRISTENSTOCKS

Mit Ausnahme jenes im Kraftwerkstollen wurden alle grösseren Erzvorkommen im Bristenstockgebiet im Verlaufe des 16. und 18. Jahrhunderts in kleinen Bergwerksbetrieben abgebaut. Es ist darüber an anderer Stelle ausführlich berichtet worden (JENNI, 1971). Der auf den Bleiglanz (Silbergehalt) ausgerichtete Bergbau war jedoch wegen den geringen und häufig sehr armen Erzvorräten, und der damaligen Unfähigkeit derart feinkörnige und innig verwachsene Erze genügend aufzubereiten, ohne Erfolg geblieben.

Trotzdem es heute ohne weiteres gelingt, aus solchen Erzen mittels Flotation genügend reine Mineralkonzentrate für die Verschmelzung zu erhalten (man denke nur an die noch feinkörnigeren Rammelsberg-Erze), haben sich die wirtschaftlichen Aussichten eines Bergbaues im Bristenstockgebiet nicht verbessert. Das durch die Tektonik bedingte linsenförmige und zerstreute Auftreten der Erzvorkommen (von nur einigen hundert m³ Inhalt), mit gleichzeitig starken Gehalts- und Mächtigkeitsschwankungen erschwert einen rentablen Bergbau ausserordentlich. Auch die mineralogische, bzw. chemische Zusammensetzung der Pb-Zn-Cu-Erze verbessert diese Situation nicht. So ist der Silbergehalt des Erzes im allgemeinen sehr niedrig und beträgt im Mittel nur 150 ppm, kann lokal (so im Kraftwerkstollen, wo reichlich Zinnkies und Fahlerz auftritt) aber auch bedeutend höhere Werte (in diesem Falle 2500 ppm) erreichen. Abgesehen von einem durchschnittlichen Cd-Gehalt der Zinkblende von 0,4 Gew.-% (was durchaus normal ist), bestehen keine Anzeichen dafür, dass noch andere wertvolle Elemente in nennenswerter Menge auftreten. Im Bereiche der Erzvorkommen treten auch keine radiometrischen Anomalien auf, wie entsprechende Vermessungen ergeben haben.

Berücksichtigt man deshalb die ungenügend gesicherten Erzvorräte, den notwendigen komplizierten Bergbau mit zahlreichen Aufbrüchen in taubem Gestein, die umständliche Aufbereitung der Erze mit Hilfe der Flotation, sowie den Mangel des Erzes an wirtschaftlich interessanten Mineralien, bzw. Elementen, so ergibt sich, dass aus Rentabilitätsgründen ein erneuter Bergbau in diesem Gebiet wohl nicht mehr in Frage kommt.

VIII. Geochemische und biogeochemische Prospektion auf Kupfer, Blei und Zink im alpinen Gelände

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Das sehr steile, über weite Strecken mit dichtem Wald und Gehängeschutt bedeckte Gelände der NW-Flanke des Bristenstocks erschwerte das Aufsuchen der Vererzungen, die sich kaum durch auffällige Sekundärminerale verrietten, enorm. Im Zuge der geologischen Untersuchungen war es aber von grösstem Interesse, in der Streichrichtung der bereits bekannten Vorkommen, wenn möglich, neue Erzlinen aufzufinden.

Es stellte sich in der Folge das Problem, Vererzungen die mit der üblichen geologischen Arbeitsweise nicht aufzufinden waren, mit Hilfe spezieller Methoden ausfindig zu machen. Als solche kommen nach BENTZ (1968) gewisse geophysikalische, sowie geochemische Methoden in Frage. Es galt nun abzuklären, welche dieser Methoden bei der Prospektion im alpinen, namentlich im sehr steilen, unwegsamen und aufschlussarmen Gelände besonders geeignet waren.

Für die Blei-Kupfer-Zink-Prospektion allgemein sind an geophysikalischen Methoden Eigenpotentialmessungen und Wechselstromverfahren brauchbar. Da diese aber mit einem mehr oder weniger grossen apparativen Aufwand verbunden sind, der die freie Bewegung in schwierigem Gelände sehr erschwert oder gar verunmöglicht, schieden diese Methoden von vorneherein aus. Es kam deshalb nur noch die geochemische Prospektion in Frage. Von den verschiedenen bekannten geochemischen Verfahren wurden schliesslich folgende drei ausgewählt um im erwähnten Gelände getestet zu werden:

- 1.) Bestimmung der Metallgehalte von Pflanzen (biogeochemische Prospektion)
- 2.) Bestimmung der Metallgehalte von Gesteinen (geochemische Prospektion i.e.S.)
- 3.) Bestimmung der Metallgehalte von Gewässern (hydrogeochemische Prospektion)

An Stelle der Ermittlung der Metallgehalte von Gesteinen, wäre jene von Bodenproben vorzuziehen gewesen. Dies wurde jedoch dadurch verhindert, dass vielerorts tiefgründige Bodenbildungen fehlten.

Die gestellte Aufgabe, nämlich das Aufsuchen neuer Erzvorkommen, weitab von den bereits bekannten Vorkommen, konnte mit den verfügbaren Mitteln unmöglich alleine gelöst werden. Ich habe mich deshalb darauf beschränkt, die Übung sozusagen im Modell durchzuführen, und zwar im Bereiche bereits bekannter Vererzungen. Die dabei erzielten positiven Resultate lassen aber durchaus den Schluss zu, dass die gewonnenen Erkenntnisse auch in einem grösseren Rahmen bei ähnlichen Verhältnissen Gültigkeit haben.

Es seien nun im Folgenden die einzelnen Arbeitsmethoden beschrieben und diskutiert.

2. DIE BIOGEOCHEMISCHE PROSPEKTION

Das Wesen der biogeochemischen Prospektionsmethode besteht nach GINSBURG (1963) "... im Studium der chemischen Zusammensetzung der Aschen pflanzlicher Organismen und der Aschen ihrer einzelnen Teile. Es existieren bestimmte Korrelationsverhältnisse zwischen dem Metallgehalt in den Pflanzenaschen und den Böden, denen die Pflanzen ihre Nahrung entnehmen".

Naturgemäss bietet sich die biogeochemische Prospektionsmethode vor allem in Gebieten an, die mit mehr oder weniger mächtigen Schichten von Lockergestein (insbesondere fluviatile und glaziale Ablagerungen, sowie Gehängeschutt bedeckt sind. Solche Prospektionsmethoden sind mit Erfolg systematisch in der UdSSR, in den USA, in Skandinavien und in andern Ländern angewandt worden, wobei die grösste Anzahl der biogeochemischen Untersuchungen dem Metall Zink galt.

Die geologischen Voraussetzungen für eine biogeochemische Cu-Pb-Zn-Prospektion im Gebiete der Schweizer Alpen, ein Experiment das meines Wissens hier zum ersten Mal versucht wurde, wären

also gegeben gewesen; es blieb zu untersuchen, ob dies nicht etwa durch das steile, meist nur eine geringe Bodenbedeckung aufweisende Gelände mit raschem oberflächlichem Wasserabfluss und beim gegebenen Klima (Übergang vom gemässigten mitteleuropäischen Übergangsklima mit Sommerregen zum hochalpinen Klima) vereitelt wurde.

Sammeln der Proben

Im Bereiche zweier bekannter Vererzungen wurden biogeochemische Profile aufgenommen, und zwar im einen Fall mit mittleren Abständen von ca. 20 m von Profil zu Profil (Übersichtskartierung der Grube "Knappere") und im andern Fall in Abständen von ca. 5 m (Detailkarte der Grube "Stuben"). Die Profile wurden mit den einfachen Hilfsmitteln Kompass, Richtschnur und Messband eingemessen. In Richtung der einzelnen Profile wurden in Abständen von 10 - 25, bzw. 3 - 5 m Pflanzenproben gesammelt, wobei natürlich den vorliegenden geomorphologischen- und den Vegetationsverhältnissen Rechnung zu tragen war. Auf die Problematik der richtigen Wahl des Probenmaterials sei hier nicht eingegangen. Ich verweise auf entsprechende Fachliteratur, z.B. HAWKES (1962).

Als geeignetes Probenmaterial im untersuchten Gebiet erwiesen sich Gräser (im landläufigen Sinn), da sie als einzige Pflanzen sowohl im Wald, wie in Wiesen und Schutthalden, und ausserdem von der Talsohle bis auf über 2000 m Höhe verbreitet waren. Die untersuchten Pflanzen setzen sich aus folgenden häufigsten Arten zusammen: *)

Familie Gräser

Wolliges Reitgras, *Calamagrostis villosa* (Chaix)

Rohr-Reitgras, *Calamagrostis arundinacea* L.

Familie Binsengewächse

Dreispaltige Binse, *Juncus trifidus* L.

Familie Doldengewächse

Kleine Sterndolde, *Astrantia minor* L.

Die im September 1969 bei der Grube "Stuben" und im Oktober 1970 bei der Grube "Knappere" gesammelten, noch grünen Pflanzen wurden knapp über dem Erdboden abgeschnitten. Eine Probe umfasste bei dünner Vegetation ein bemustertes Gebiet von ca. 1 m², sonst wurde "punktförmig" gesammelt.

Analyse der Proben

Die Pflanzenproben wurden auf ihre Gehalte an Cu und Zn hin analysiert, da diese beiden Elemente von den drei Hauptgemengteilen der vorliegenden Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Vererzungen beim herrschenden schwach sauren pH der Bodenwässer die beste Löslichkeit aufweisen. Sie besitzen daher eine grössere Migrationsfähigkeit und infolgedessen grössere Dispersionshöfe als etwa das Pb. Sind aber einmal Anomalien aufgefunden, so empfiehlt sich Pb als Indikator sehr, denn es liefert wegen seiner geringen Mobilität begrenzte Anomalien mit hohen Werten.

*) Herrn Dr. H. Bürki (Bern) sei für die Bestimmung der Gräser an dieser Stelle recht herzlich gedankt.

Die Proben wurden im Prinzip nach der Vorschrift von ALLEN (1961) mittels einem Atom-Absorption-Spektrophotometer (AAS), Modell Perkin Elmer 303, analysiert. Hier in Kürze das Analysenschema:

- 1.) Vortrocknen der Proben im Trockenschrank bei ca. 50°C. Die Proben wurden in den Papiertüten, in denen sie gesammelt wurden, getrocknet.
- 2.) Zerkleinern der trockenen Probe durch Zerbrechen von Hand.
- 3.) Langsames Veraschen der Probe im Muffelofen. Die maximale Temperatur darf 550°C nicht übersteigen (siehe dazu KOCH (1964)), da sonst die Gefahr der Verflüchtigung einzelner Elemente besteht. Die Höchsttemperatur wird während ca. 5 Std. gehalten. Gut veraschtes Material ist weiss bis hellgrau.
- 4.) Einwaage von ca. 500 mg Asche (= ca. 5 gr ofentrockenes Pflanzenmaterial) in kleines Becherglas. Zufügen von 25 ml konz. HNO₃/HClO₄ (17:3) und über Nacht stehen lassen.
- 5.) Die Probelösung bis auf wenige ml eindampfen, anschliessend in etwas destilliertes Wasser aufnehmen und kurz aufkochen.
- 6.) Abfiltrieren, Rückstand gut auswaschen. Filtrat auf 100 ml bringen.
- 7.) Messen der Lösung mit AAS bei den üblichen Bedingungen. Die Zn-Lösung muss im allgemeinen gegenüber der Cu-Lösung um das 5-10fache verdünnt werden.

Da die gesammelten Pflanzenproben vor der Analyse nicht gereinigt wurden, sind gewisse Kontaminationen und dadurch bedingte Verfälschungen der Analysenwerte nicht auszuschliessen. Da es aber bei solchen serienmässigen Analysen weniger auf die absoluten Gehalte ankommt, als vielmehr auf die Tendenzen, so kann auf komplizierte und zeitraubende Reinigung des Probengutes verzichtet werden.

Resultate

Die erhaltenen Resultate sind in Fig. 37 und Tafel II zusammengestellt. Es liessen sich in beiden Fällen deutliche Anomalien sowohl für das Kupfer wie für das Zink feststellen. Der Cu-Gehalt der Asche von Pflanzen die über unvererztem Gestein gewachsen sind liegt zwischen 40 und 75 ppm, jener an Zn zwischen 500 und 800 ppm. Ein Vergleich dieser Werte mit solchen aus der Literatur (CANNON, 1960) zeigt für Zn eine gute Übereinstimmung (Tab. 13). Cu weist dagegen einen zu geringen Wert auf. Dies ist möglicherweise artspezifisch für die untersuchten Pflanzen, denn mitanalytierte Pflanzenstandards *) zeigten gute Übereinstimmung der Analysenresultate.

*) Standard A 65 793 und A 65 795 von Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen. Es sei dem Institut an dieser Stelle ganz herzlich für die Überlassung der Standards gedankt.

Tab. 13 Mittlere Cu- und Zn-Gehalte von Gräsern auf unvererztem Boden.
Gehalte in ppm der Asche, in Klammer Anzahl Proben.

	Cu		Zn	
verschiedene Gräser 1)	119	(102)	850	(62)
andere Kräuter 1)	118	(429)	666	(355)
Gräser "Knappere" 2)	55	(6)	708	(6)
Gräser "Stuben" 3)	63	(6)	769	(6)

1) nach CANNON, 1960

2) in 10 - 30 m Entfernung von der Vererzung

3) in 5 - 10 m Entfernung von der Vererzung

Die Anomalien für Cu- und Zn betragen im allgemeinen das 2-3fache des Untergrundes, in Extremfällen bis zum 15fachen (950 ppm) für Cu und bis zum 25fachen (17000 ppm) für Zn. Ein Verhältnis von 2-3 zu 1 zwischen Anomalie und Untergrund geben auch andere Autoren (zitiert in HAWKES, 1962) an. Die im untersuchten Gebiet erhaltenden Höchstwerte des Cu- und Zn-Gehaltes der Pflanzenasche stellen zwar hohe, aber keine extremen Spitzenwerte dar. So hat WORTHINGTON (1955) im Gebiet eines Blei-Zink-Erzganges in veraschten Birkenzweigen bis zu 3000 ppm Cu und bis zu 46000 ppm Zn nachgewiesen.

Vielfach wird in der Literatur anstelle, oder neben den absoluten Cu- und Zn-Gehalten der Pflanzen ihr Verhältnis angegeben. Ein normales Cu/Zn-Verhältnis für Pflanzen allgemein schwankt nach WARREN (1949) zwischen 0,10 und 0,15. Beträgt das Verhältnis mehr als 0,23 so deutet das auf das Vorhandensein von Kupfererzen, ein Verhältnis von weniger als 0,07 dagegen auf Zinkerze hin. Im Gebiet der Grube "Knappere" ergibt sich ein mittleres Cu/Zn-Verhältnis von 0,05 (35 Proben), im Gebiet der Grube "Stuben" ein solches von 0,03 (72 Proben). In beiden Fällen existieren demnach Anzeichen für das Bestehen relativ zinkreicher Vererzungen. Die chemische Analyse des Erzes hat diese Prognose bestätigt (s.S. 91).

Interpretation

Die Analysenergebnisse wurden auf zwei Planskizzen durch Felder gleicher Cu- und Zn-Gehalte graphisch dargestellt. Diese Darstellung beinhaltet bereits eine gewisse Interpretation, indem die geomorphologischen Verhältnisse bei der Umgrenzung der einzelnen Felder berücksichtigt wurden.

Betrachten wir zunächst die Resultate der biogeochemischen Untersuchung des Gebietes bei der Grube "Knappere" (1100 m ü.M.), das weitgehend bewaldet und mit mehr oder weniger mächtigem Gehängeschutt bedeckt ist. Vereinzelt sind Sericit-Gneise, Sericit-Biotit-Gneise, sowie feinkörniger Granit aufgeschlossen.

Auf der Planskizze dieses Gebietes erkennt man eine zungenförmige, ungefähr West-Ost streichende Zn-Anomalie. Gegen Süden ist das Feld recht sicher begrenzt, nicht aber gegen Norden. Das hängt damit zusammen, dass das Gelände in dieser Richtung steil abfällt, dass also parallel zum Hang prospektiert wurde. Dadurch ergibt sich in nördlicher Richtung eine Ausdehnung, bzw. Verschlepp-

ung der Anomalie, deren Grenzen von den Sickerwässerverhältnissen abhängen. Die Cu-Gehalte sind im Bereiche dieser Zn-Anomalie weitgehend normal. Nur vereinzelt treten eng begrenzte Gebiete mit höhern Werten auf. Drei dieser Cu-Anomalien treten besonders deutlich hervor, da sie zugleich mit Zn-Höchstwerten zusammenfallen. Es handelt sich dabei um jene beim Schacht selbst (Erzausbiss!), sowie die westlich und östlich davon befindlichen Anomalien. Die im Westen auftretenden überdurchschnittlichen hohen Cu- und Zn-Werte sind auf die dort abgelagerten Berge des Grubenbaues zurückzuführen. Die ca. 40 m östlich des Schachtes gelegene Anomalie tritt im Gehängeschutt auf und stellt möglicherweise die Fortsetzung der in der Grube ausgebeuteten Vererzung dar. Eine solche Fortsetzung scheint auch durch die Cu-Zn-Anomalien weiter östlich angedeutet zu sein. Die drei Stellen mit erhöhten Cu-Zn-Gehalten am Nordrand der ausgedehnten Zn-Anomalie hängen möglicherweise untereinander zusammen. Es ist aber ungewiss, ob sie eine echte Vererzung anzeigen, oder ob es sich dabei um eine Täuschung infolge Verschleppung der südlich gelegenen Anomalie durch Sickerwässer handelt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass im Bereiche der Grube "Knappere" eindeutig eine Zone mit erhöhtem Zn, und vereinzelt auch mit erhöhtem Cu-Gehalt nachzuweisen ist. Die Anomalien deuten eine WNW-ESE-streichende Vererzung am Südrand dieser Zone an, ev. auch eine W-E streichende am Nordrand derselben. Genauere Aussagen sind nur durch weitere Untersuchungen (z.B. biogeochemische Detailprofile) möglich.

Solche Detailuntersuchungen wurden im Gebiet der "Knappere" nicht gemacht, wohl aber in der Umgebung der Grube "Stuben", um auch Resultate aus einem anders gearteten Gebiet zu erhalten. Dieses Gebiet befindet sich knapp über der Waldgrenze auf ca. 1950 m Höhe. An grösseren Pflanzen treten nur noch Erlenbüsche auf. Der geologische Untergrund setzt sich aus Sericit-Gneisen, Sericit-Chlorit-Schiefen und einem feinkörnigen Granit zusammen. Die Bodenschicht (feiner Gehänge-, sowie Bachschutt) ist sehr geringmächtig und misst 0 - 50 cm.

Die Profile wurden quer zu einer sehr steilen, SW-NE verlaufenden Rinne aufgenommen, die durch ein kleines Bächlein entwässert wird. Die ermittelten Resultate der biogeochemischen Prospektion sind sehr klar ausgefallen. Sowohl Cu wie Zn zeigen Anomalien, die sich in schönen, etwas exzentrisch gelagerten Dispersionshöfen ausdrücken. Die Maximalwerte betragen dabei bis zu 17000 ppm Zn und mehrere hundert ppm Cu in der Pflanzenasche. Die einzelnen Anomalienfelder sind recht schmal und stark in die Länge gezogen. Unzweifelhaft hängt dies hier mit einer Verschleppung der Cu-Zn-Gehalte in Richtung der sehr steil abfallenden Geländerinne zusammen. Die Vererzungen müssten sich also jeweils in den höchst gelegenen Partien der Anomalien befinden, – was durch die geologische Untersuchung bestätigt wurde.

Bemerkenswert ist das Auftreten einer ausgesprochenen Anomalie am rechten Ufer des Bächleins, obwohl die dort anstehenden Gesteine unvererzt scheinen. Hier wird möglicherweise eine tiefer liegende Vererzung angedeutet. Darauf scheint auch der wenige Meter weiter oben von den alten Bergleuten angesetzte Schürfschlitz hinzuweisen. Die Anomalie kann aber auch durch die z.T. stark geschieferten, steil gegen Süden einfallenden Gesteine bedingt sein, indem auf den s-Flächen durch Kapillarwirkung Sickerwasser aus dem vererzten Gebiet auf der linken Seite des Bächleins hochsteigt und so ein abgeschwächtes Bild der echten Anomalie darstellt.

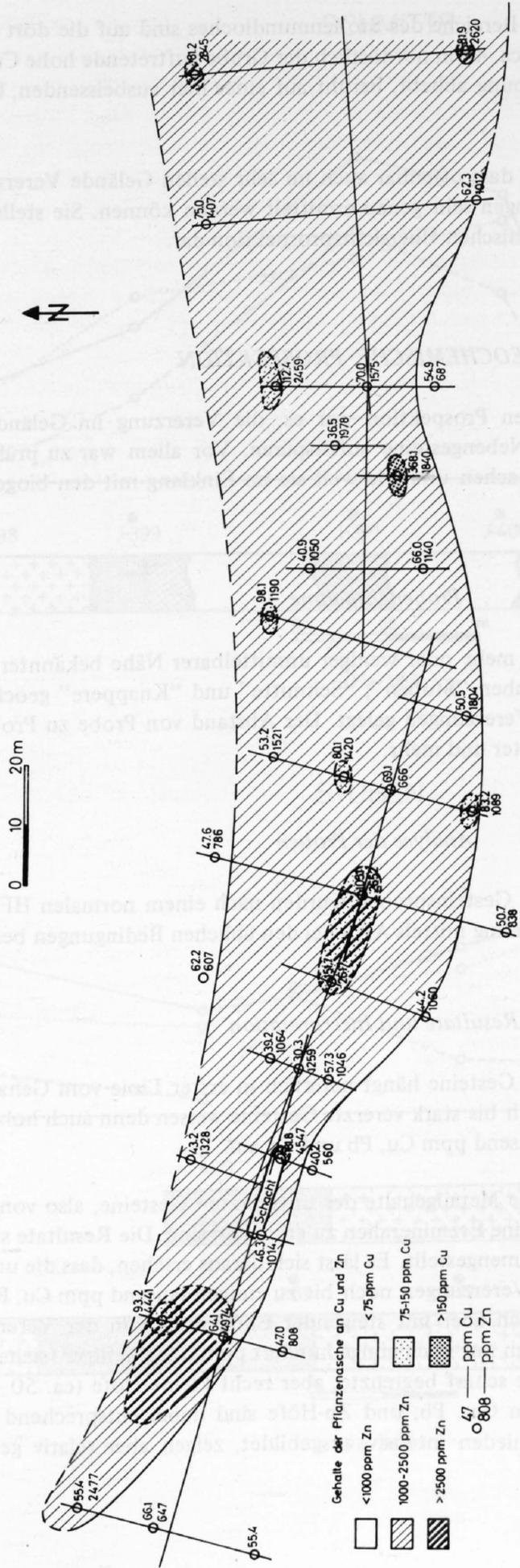


Fig. 37
Biogeochemische Planskizze des Gebietes der Grube "Knappere".

Die hohen Cu- und Zn-Gehalte im Bereiche des Stollenmundloches sind auf die dort austretenden Grubenwässer zurückzuführen. Die ca. 40 m nordöstlich der Grube auftretende hohe Cu/Zn-Anomalie, die sich scharf von ihrer Umgebung abhebt, beruht auf einer hier ausbeissenden, bloss 1 - 2 cm mächtigen Vererzung.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass offenbar auch im sehr steilen Gelände Vererzungen durch biogeochemische Detailuntersuchungen sehr genau ermittelt werden können. Sie stellen somit eine wertvolle Ergänzung der biogeochemischen Übersichtsprospektion dar.

3. GEOCHEMISCHE PROSPEKTION

Ziel der angesetzten geochemischen Prospektion war es, die Vererzung im Gelände auf Grund anomaler Cu-Pb-Zn-Gehalte ihrer Nebengesteine aufzuspüren. Vor allem war zu prüfen, wie stark sich eventuelle Höfe bemerkbar machen und wie weit sie im Einklang mit den biogeochemischen Anomalien stehen würden.

Probenentnahme

Es wurden nur Gesteinsproben in mehr oder weniger unmittelbarer Nähe bekannter Vererzungen gesammelt. So wurden bei den Gruben "Stuben", "Schmitte" und "Knappere" geochemische Profile senkrecht zum Streichen der Vererzungen gelegt. Der Abstand von Probe zu Probe schwankte dabei von 1 - 2 dm bis zu einem Meter und mehr.

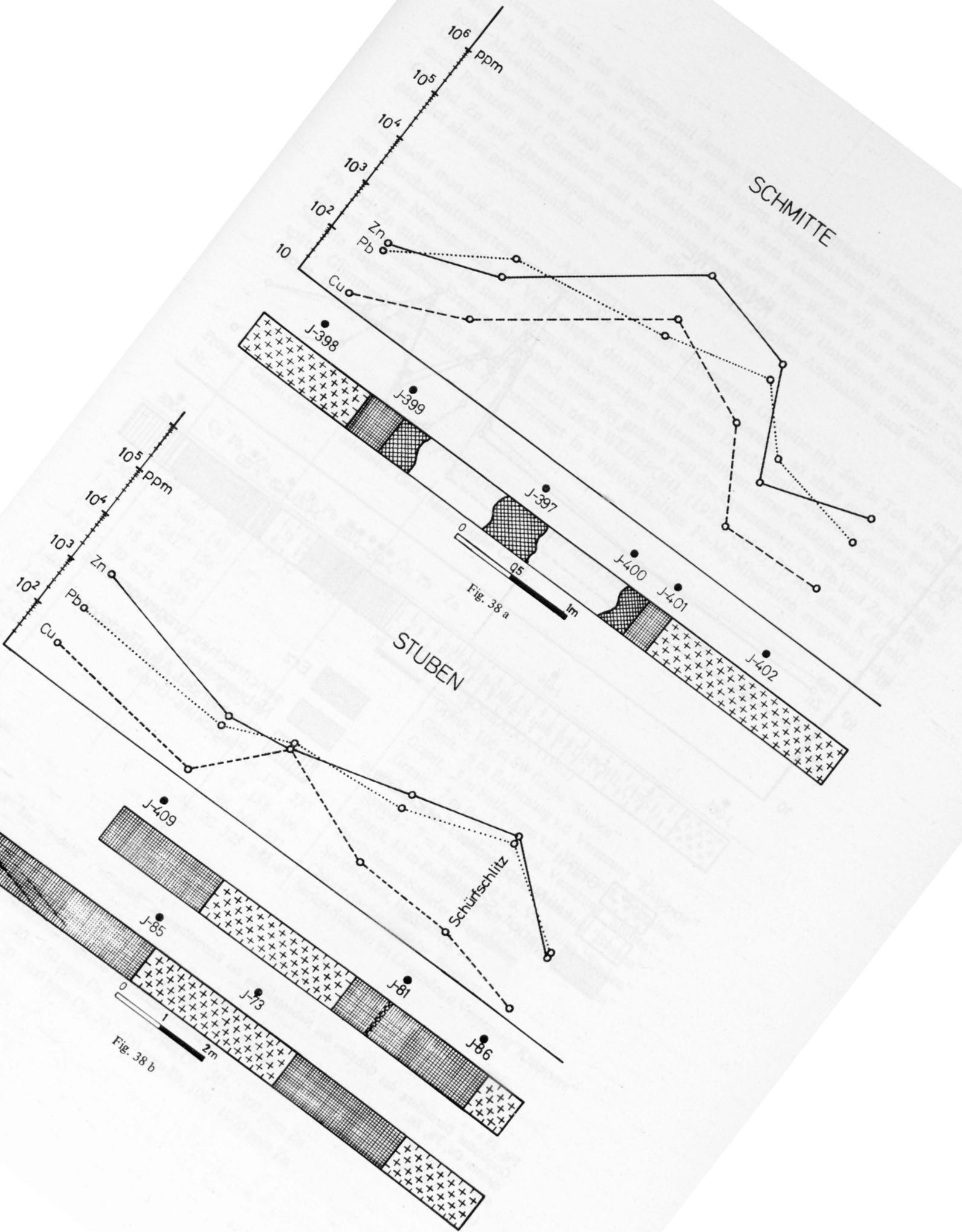
Analyse der Proben

Die Gehalte an Cu, Pb und Zn der Gesteinsproben wurden nach einem normalen HF/HClO₄-Aufschluss und entsprechender Verdünnung mittels AAS bei den üblichen Bedingungen bestimmt.

Resultate und Interpretation

Der Gehalt an Cu, Pb und Zn der Gesteine hängt natürlich in erster Linie vom Gehalt an entsprechenden Erzmineralien ab. Schwach bis stark vererzte Gesteine weisen denn auch hohe Gehalte von einigen zehntausend bis hunderttausend ppm Cu, Pb und Zn auf.

Von besonderem Interesse sind die Metallgehalte der unvererzten Gesteine, also von jenen Gesteinen, in denen von blossem Auge keine Erzmineralien zu erkennen sind. Die Resultate sind in Tab. 14 und 15, sowie Fig. 38 a - c zusammengestellt. Es lässt sich daraus ersehen, dass die unvererzten Gesteine in unmittelbarer Nähe der Vererzungen noch bis zu einigen tausend ppm Cu, Pb und Zn enthalten können; die Gehalte nehmen aber mit steigender Entfernung von der Vererzung rasch ab und betragen schon nach wenigen m nur noch einige hundert ppm oder weniger (siehe Fig. 38 a - c). Dadurch zeichnen sich im Gelände scharf begrenzte, aber recht kleine Höfe (ca. 50 - 100 m²) um die Vererzungen ab. Die einzelnen Cu-, Pb, und Zn-Höfe sind dabei entsprechend der Mobilität der betreffenden Elemente verschieden intensiv ausgebildet, zeigen aber relativ gesehen alle ein



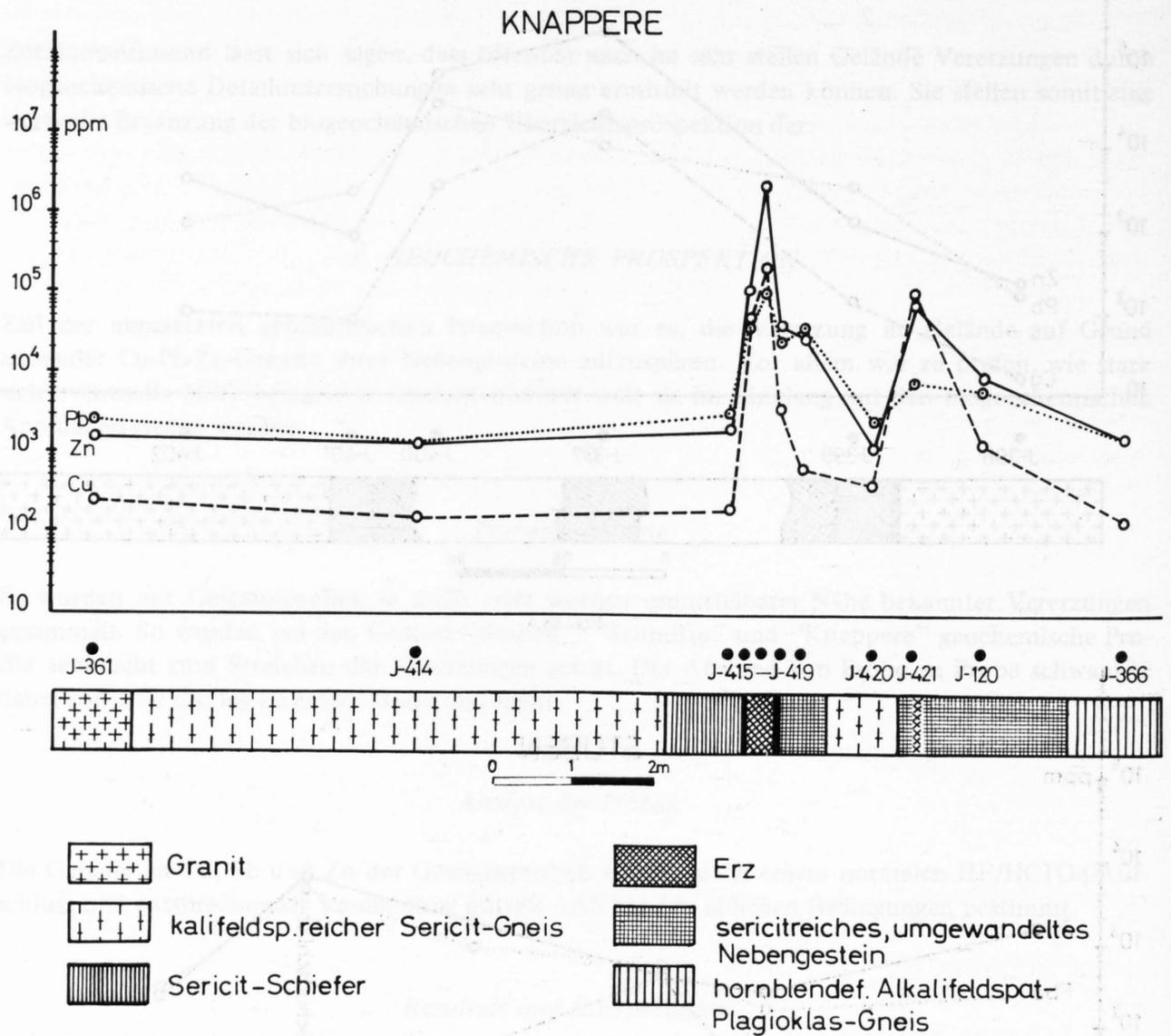


Fig. 38 c

Fig. 38 a - c

Graphische Darstellung des Gehaltes des Nebengesteins der Erzvorkommen "Schmitte", "Stuben" und "Knappere" an den Elementen Cu, Pb, Zn.

konformes Bild, das übrigens mit jenem der biogeochemischen Prospektion weitgehend übereinstimmt. Pflanzen, die auf Gesteinen mit hohen Metallgehalten gewachsen sind, weisen ebenfalls hohe Metallgehalte auf, häufig jedoch nicht in dem Ausmasse wie es eigentlich erwartet wurde. Offenbar spielen da noch andere Faktoren (vor allem das Wasser) eine wichtige Rolle. So zeigten auch Pflanzen auf Gesteinen mit normalem Metallgehalt unter Umständen erhöhte Gehalte an Pb, Cu und Zn auf. Dementsprechend sind die biogeochemischen Anomalien auch grossflächiger ausgebildet als die geochemischen.

Vergleicht man die erhaltenen Analysenwerte der unvererzten Gesteine mit den in Tab. 14 gegebenen Durchschnittswerten entsprechender Gesteine aus der Literatur, so sieht man, dass auch das unvererzte Nebengestein der Vererzungen deutlich über dem Durchschnitt liegende Gehalte an Cu, Pb und Zn aufweist. Da nach den mikroskopischen Untersuchungen diese Gesteine praktisch völlig frei von sulfidischen Erzminerale sind, muss der grösste Teil des anwesenden Cu, Pb und Zn in die Silikate eingebaut worden sein. So ersetzt nach WEDEPOHL (1953, 1956) Pb vor allem K (Feldspäte, Glimmer), währenddem Zn bevorzugt in hydroxylhaltige Fe-Mg-Mineralien eingebaut wird (Biotit, Hornblende).

Tab. 14 Cu-Pb-Zn-Gehalte einiger nicht vererzter Gesteine

Probe Nr.	Granit.Gest.			intermed. Gest.			Metamorphe Gest.			
	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	
	10	19	39	5	12	130 ¹⁾	3)	3)	3)	TUREKIAN und WEDEPOHL (1961)
	20	20	60	35	12	72 ²⁾				VINOGRADOV (1962)
J-302	37	140	145							Granit, 100 m SW Grube "Stuben"
J-361	25	247	156							Granit, 6 m Entfernung v.d. Vererzung "Knappere"
J-335	75	575	425							Granit, 5 m Entfernung v.d. Vererzung "Schmitte"
J-32	70	625	1555							Granit, 7 m Entfernung v.d. Vererzung "Stuben"
J-77	45	260	1600							Granit, 12 m Entfernung v.d. Vererzung "Stuben"
J-404				35	75	145				Syenit, 7 m Entfernung v.d. Vererzung "Stuben"
J-407				45	75	180				Syenit, 12 m Entfernung v.d. Vererzung "Stuben"
J-43							95	137	237	Biotit-Sericit-Schiefer, Hagglisberg
J-246							47	158	206	Sericit-Gneis, Hagglisberg
J-65							96	144	302	Chlorit-Sericit-Schiefer, Bristlauri
J-415							22	325	204	Sericit-Schiefer im Liegenden d. Vererzung "Knappere"

Anmerkungen:

- 1) Syenite
- 2) Diorite
- 3) Metamorphe Gesteine weisen normalerweise denselben Pauschalchemismus wie ihre unmetamorphen Aequivalente auf. Paragesteine weisen im allgemeinen höhere Metallgehalte als Orthogesteine auf. Nach KRAUSKOPF (1955) gelten für unmetamorphe Sedimente folgende Durchschnittswerte:
Tonschiefer: 30 - 150 ppm Cu, 20 ppm Pb, 50 - 300 ppm Zn
dunkle bituminöse Schiefer: 20 - 300 ppm Cu, 20 - 400 ppm Pb, 100 - 1000 ppm Zn

Tab. 15 Cu-, Pb- und Zn-Gehalte des Nebengesteins der Erzkommen
 "Stuben", "Schmitte" und "Knappere".

	Probe Nr.	Cu	Pb	Zn	Gesteinstyp, Entfernung von der Vererzung
		Gehalt in ppm			
Stuben	J-73	55	875	1705	Granit, 10 m
	J-75	1050	34000	26800	vererzter Chlorit-Sericit-Schiefer
	J-81	45	4675	5730	Chlorit-Sericit-Gneis; Schürfschlitz
	J-85	395	500	?	Chlorit-Sericit-Gneis; 8 m
	J-86	15	295	225	sericitisierter Granit; 2 m
	J-87	115	1050	965	Chlorit-Sericit-Gneis; 3 m
	J-409	15	150	290	Chlorit-Sericit-Gneis; 8 m
Schmitte	J-398	15	150	225	Granit; 1 m
	J-399	120	3450	1200	Sericit-Schiefer; 0,5 m
	J-400	3300	34500	74400	vererztes Quarzband
	J-401	95	3000	855	Sericit-Schiefer; 0,5 m
	J-402	100	1150	4300	Granit; 1 m
Knappere	J-361	25	250	155	Granit; 6 m
	J-362	50	325	265	Kalifeldspat-Sericit-Gneis; 4 m
	J-366	15	175	190	hornblendef. Kalifsp.-Plag.-Gneis; 3 m
	J-415	25	325	205	Sericit-Schiefer; 0,2 m
	J-416	5800	4250	11000	vererztes Quarzband; 0,1 m
	J-418	360	2400	3900	vererztes Quarzband; 0,1 m
	J-419	60	3550	2900	Biotit-Sericit-Gneis; 0,5 m
	J-420	40	255	120	Kalifeldspat-Sericit-Gneis; 1,5 m
	J-421	10400	780	7100	schwach vererzter Gneis; 2,75 m

4. HYDROGEOCHEMISCHE PROSPEKTION

Bei der hydrogeochemischen Prospektion wird versucht, Vererzungen an Hand anomal hoher Gehalte an bestimmten Elementen oberflächlicher und unterirdischer Wässer aufzuspüren und zu lokalisieren. Die Methode ist schon mit Erfolg in verschiedenen Ländern angewandt worden, meines Wissens jedoch in den Alpen noch nie zu systematischen Prospektionszwecken eingesetzt worden. Ansätze dazu wurden im Blei-Zinkerz-Gebiet von Bleiberg-Kreuth gemacht (PETRASCHEK, 1965).

Im Zusammenhang mit lebensmittelchemischen Untersuchungen ermittelten WENGER und HÖGL (1968) die Molybdängehalte von verschiedenen Gewässern, Gesteinen und Böden, u.a. von solchen des Baltschiedertales (molybdänführender Granit).

Im Rahmen meiner bescheidenen Möglichkeiten war es natürlich nicht möglich, am Bristenstock eine hydrogeochemische Prospektion aufzuziehen. Das Ziel der Untersuchung beschränkte sich darauf, festzustellen, ob überhaupt und wie stark eventuell sich die Vererzungen im Metallgehalt der grössten Bäche widerspiegeln würde. Angesichts des steilen Geländes und des damit verbundenen raschen oberflächlichen Abflusses der Wässer, und der sehr geringen Ausdehnung der Vererzungen, war allerdings nicht zu erwarten, dass die Gewässer anomal hohe Metallgehalte aufweisen würden, was denn durch die Untersuchung auch bestätigt wurde.

Bei routinemässig durchgeführten hydrogeochemischen Prospektionen setzt man zweckmässigerweise meist eine Methode ein, die auf der Bildung eines farbigen, organischen Metallkomplexes beruht. Die Gehalte werden dann an Hand einer geeichten Farbskala abgeschätzt. Will man auch die absoluten Spurengehalte von Wässern bestimmen, müssen äusserst zeitraubende und exakte Analysemethoden angewandt werden, da z.B. die Gehalte offener Wässer nach GINSBURG (1963) grössenordnungsmässig bei n.0,01 ppm Cu und n.0,1 ppm Zn liegen.

Auf die komplexen Beziehungen zwischen Metallgehalt der Wässer einerseits, und Klima, Geologie und Morphologie andererseits sei hier nicht eingegangen und auf entsprechende Fachliteratur verwiesen, z.B. HAWKES und WEBB (1962) und GINSBURG (1963).

Probenentnahme

Um nicht zu stark verdünnte Wasserproben zu sammeln, sind die Proben nach der grossen Schneeschmelze im Oktober 1971 (nach einem überdurchschnittlich schönen und trockenen Sommer) entnommen worden. Es wurden sieben Wasserproben analysiert, wobei das Wasser der Reuss als Referenz diente. Lokalität und geologischer Untergrund der gesammelten Proben lassen sich aus Tab. 16 entnehmen.

Tab. 16 Lokalität und geologischer Untergrund der hydrochemischen Prospektion

Probe	Lokalität	geologischer Untergrund
JW-1	Bristlalui, 710 m, 693.925/179.755	der Bach führt 500 m bachaufwärts durch stark pyrithaltige Schiefer
JW-2	Langlalui, 695 m, 693.275/179.375	unvererzte Gneise und Schiefer
JW-3	Langlalui, 990 m, 693.600/178.850	unvererzte Gneise u. Schiefer, in 50 m Entfernung mässig vererzte Gneise
JW-4	Langlalui, 1000 m, 693.600/178.825	dito
JW-5	Langlalui, 1020 m, 693.650/178.825	unvererzte granitische Gneise
JW-6	Teiftal, 800 m, 692.400/178.475	Amphibolitmigmatite, in 10m mehrere kleinere Vererzungen
JW-7	Reuss, 710 m, 692.125/178.425	unvererzte Granite und Gneise, Flussschotter

Analyse der Proben

Für die semiquantitative Bestimmung der Metallgehalte von Wässern wählte ich die im Feld bequem durchführbare Methode von BITTERLICH und WÖBKING (1971), die nur auf Kupfer (und bei sehr hohen Gehalten auch auf Eisen) anspricht. Sie beruht auf der Bildung eines braun gefärbten Kupfer-Diäthylthiocarbamat-Komplexes, der mit Amylalkohol ausgezogen wird. Die Nachweisgrenze liegt bei $5 \cdot 10^{-9}$ g Cu/ml Wasser.

Die quantitative Bestimmung des Kupfer- und Zinkgehaltes erfolgte nach der etwas abgeänderten Vorschrift von BROOKS et al (1967) *) die auf der Bildung eines Metall-Ammoniumpyrrolidindithiocarbamat (APDC)-Komplexes beruht, der mit Methyl-iso-butylketon (MIBK) ausgezogen wird. Die Gehalte werden dann mit Hilfe des AAS bestimmt. Auf diese Weise wird der Anteil des in Ionenform vorliegenden Kupfer und Zink bestimmt.

Resultate und Interpretation

Die semiquantitative Bestimmung von Kupfer verlief negativ, das heisst, keine einzige der untersuchten Wasserproben wies eine deutliche Färbung auf. Einzig die Proben "Bristolau" (JW-1) und "Langlaur" (JW-2) wiesen eine eventuelle, sehr schwache Färbung auf, doch musste der Kupfergehalt auch da unter 0,01 ppm liegen.

Die quantitative Bestimmung von Cu und Zn ergab ebenfalls sehr niedere Werte, nämlich für alle Proben weniger als 3 ppb. Der Gehalt an Zink ist dabei gegenüber jenem von Kupfer um einen Faktor 2 - 3 höher. Die einzelnen Proben weisen minime Unterschiede in ihrem Zinkgehalt auf, die aber noch in den Fehlerbereich der Bestimmung (20 - 50%) fallen. Man kann deshalb nicht mit Sicherheit von Anomalien sprechen.

*) Benutzte Analysenvorschrift:

- 1) Wasserprobe durch ein Membranfilter (Millipore, $0,22 \mu$) abfiltrieren
 - 2) 1600 ml des Filtrates wurden durch Eindampfen auf ca. 150 ml eingengt, dann durch Zuzügen von bidestilliertem Wasser auf ein festes Volumen (150 ml, Messzylinder) gebracht.
 - 3) Die Probelösung plus 25 ml MIBK und 5 ml 1-prozentiger APDC-Lösung wurden im Scheidetrichter während 30 min maschinell ausgeschüttelt, dann die organische Phase von der wässrigen getrennt.
 - 4) Nochmaliges Ausschütteln der wässrigen Phase, zusammen mit 10 ml MIBK während 5 min.
 - 5) Die vereinigten organischen Phasen auf AAS messen.
- Als Standards dienten angesetzte wässrige Vergleichslösungen von 0, 2, 5 und 10 ppb Cu-, bzw. Zn-Gehalt, die genau gleich wie die Wasserproben behandelt wurden (1600 ml eindampfen, etc.).

Die Cu-Gehalte sind dagegen in allen Proben (inkl. "Reuss") praktisch gleich hoch und liegen um 1 ppb (= 0,001 ppm).

Die ermittelten Werte sind auffallend niedrig und liegen an der unteren Grenze des in der Literatur angegebenen Variationsbereiches von 1 - 200 ppb Zn und 0,2 - 30 ppb Cu für normale Süßwässer (nach HAWKES und WEBB, 1962). Zwei Gründe dürften dafür verantwortlich sein:

- 1) Die sehr geringen Erzvorkommen und das völlige Fehlen einer eigentlichen grösseren Oxydationszone, und damit das Fehlen einer grösseren Menge leicht löslicher Oxydationsprodukte der Sulfide. Das über die Vererzungen rasch abfliessende meteorische Wasser vermag nur sehr wenig der Oxydationsprodukte zu lösen, das ausserdem in den zusammenfliessenden Gewässern rasch verdünnt wird.
- 2) Der für die Löslichkeit der Kupfer- und Zinkionen ungünstige pH von ca. 5,5 der Wasserproben. Bei einem pH von 5,3 fällt (bei grossen Konzentrationen) nämlich Zn^{2+} als sehr schwer lösliches Hydroxyd aus, ebenso das Cu^{2+} bei einem pH von 5,3 - 6,0. Bei Auftreten von Carbonationen bilden sich ausserdem die praktisch unlöslichen Kupfer- und schwerlösliche Zinkcarbonate.

Kupfercarbonate finden sich denn auch tatsächlich in Form von Malachitanflügen an Gesteinsbruchstücken im Langlailtal. Ein Beweis dafür, dass hier das Cu, und höchst wahrscheinlich auch das Zn, ausgefällt worden sind. Das Wasser weist hier denn auch die niedrigsten Gehalte an Zn und Cu aller untersuchten Bäche auf, die sogar unter den Gehalten der Reuss liegen.

5. VERGLEICH UND BEURTEILUNG DER UNTERSUCHTEN METHODEN

Von einer geochemischen Prospektionsmethode wird erwartet, dass sie billig, rasch und einfach durchführbar ist, und ausserdem möglichst eindeutige Resultate liefert. Das steile, oft sehr schwer begehbare voralpine und alpine Gelände stellt zudem zusätzliche Forderungen: der Prospektor muss möglichst frei beweglich sein und darf nicht durch schweres oder voluminöses Arbeitsmaterial behindert sein; er sollte auch weitgehend allein arbeiten können.

Diese Bedingungen werden von den untersuchten Methoden erfüllt, mit Ausnahme der quantitativen Bestimmung der Spurenelemente von Wässern. Letztere erfordert sehr zeitraubende, exakte Analysen und ist deshalb für serienmässige Grossuntersuchungen wenig geeignet.

Kriterien für die Beurteilung der Prospektionsmethoden auf ihre Eignung im alpinen Gelände erwachsen aber auch aus dem besonderen Typ der Erzvorkommen der Zentralalpen. Grössere, zusammenhängende Erzvorkommen existieren kaum, denn infolge der Tektonik sind solche fast stets in einzelne kleinere und kleinste Vorkommen aufgelöst. Des weitern fehlen sehr oft eigentliche Böden und Grundwasservorkommen, so dass es nicht zur Ausbildung grösserer Oxydationszonen kam, die direkt oder indirekt auf die Vererzungen hinweisen würden. Eine erfolgreiche geochemische Prospektionsmethode muss auch in diesem Falle auf kleine Vererzungen ansprechen. Die biogeochemische und geochemische (i.e.S.) Prospektionsmethode erfüllten auch diese Bedingungen, nicht aber die hydrogeochemische Methode. Für diese waren die Verhältnisse offenbar zu ungünstig, namentlich die vorhandenen Erzvorräte einfach zu gering.

Die übersichtsmässige Erzprospektion auf Grund der Gehalte an Spurenelementen von Gesteinen kann zwar erfolgreich sein, erweist sich aber als unzweckmässig. Bei den sehr geringen Ausmassen der Höfe von kleinen Vererzungen in silikatischen Gesteinen, müssten viel zu viele Gesteinsproben gesammelt und analysiert werden, um auf die Vererzung zu stossen. Gesteine mit sehr hohen Gehalten an Spurenelementen weisen zudem meist bereits einen von Auge erkennbaren Gehalt an Erzmineralien auf. Die Methode ist ein ausgezeichnetes Hilfsmittel, wenn es darum geht neue Vererzun-

gen im Raume bereits bekannter Vorkommen zu ermitteln, oder wenn die vermutete Vererzung nicht direkt zugänglich ist, sich z.B. also in einer Felswand befindet. Ersteres wurde mit Erfolg unter "alpinen" Bedingungen im Blei-Zinkerz-Gebiet von Bleiberg-Kreuth durchgeführt (PETRASCHKEK, 1965; MACK, 1958; KOSTELKA, 1963).

Als eine der einfachsten und zugleich auch erfolgreichsten Methode erwies sich die biogeochemische Prospektion. Sie lieferte bei mässigem Arbeitsanfall ausgezeichnete Resultate und mit ihr liessen sich auch sehr kleine Vererzungen ermitteln. Die Methode hat aber auch ihre Nachteile und Schwierigkeiten. So führt steiles Gelände zu einer sehr starken Verzerrung und Verschleppung der Anomalien. Dadurch wird eine eindeutige Interpretation unter Umständen sehr erschwert. Ferner können auch kleine Vererzungen ausgedehnte Höfe mit hohen Anomalien liefern. Man kann deshalb auf Grund der Anomalien nicht direkt auf die Menge vorhandenen Erzes schliessen, wie dies bereits MARMO (1953) festgestellt hat. Ähnliches gilt übrigens durchaus auch für die geochemische und hydrogeochemische Prospektion.

Bei bewachsenem und bedecktem Gelände und fehlenden echten Böden wird zweckmässigerweise am besten die biogeochemische Methode eingesetzt. Die Methode kann sowohl zur Übersichts-, wie auch zur Detailprospektion eingesetzt werden und zeichnet sich durch einfache, gut rationalisierbare und automatisierbare Analysenmethodik aus, die allerdings ein gut eingerichtetes Labor bedingen. Die Auswertung der gesammelten Daten kann ausserdem mit Hilfe eines Computers (KULMS et al, 1970) geschehen.

Zur Übersichtsprospektion eignet sich unter gewissen Bedingungen auch die semiquantitative hydrogeochemische Methode. Die bislang bekannten Methoden auf der Basis farbiger, organischer Metallkomplexe verlangen sehr wenig an Material- und Arbeitsaufwand und können sehr erfolgreich sein. Vorausgesetzt werden allerdings genügend grosse Erzvorkommen, bzw. ein genügend intensiver Kontakt des Wassers mit dem Erz. Durch das fast stete Fehlen von Grundwasservorkommen und grösseren Oxydationszonen in unseren alpinen Regionen sind die Mengen an gelösten Metallen sehr gering und deshalb häufig mit den Färbmethoden nicht mehr erfassbar. Genaue quantitative Bestimmungen sind dagegen zu umständlich, ganz abgesehen von den sehr starken Gehaltsunterschieden bei wechselnder Wasserführung der Gewässer (Wetteränderungen!).

Die vorliegenden Resultate zeigen, dass unter gewissen Umständen auch in unserem voralpinen bis hochalpinen Gelände geochemische Prospektionsmethoden eingesetzt werden können, insbesondere eben da, wo Aufschlüsse fehlen. Zu denken ist dabei nicht nur an Kupfer, Blei und Zink, sondern auch an andere Elemente wie z.B. Uran, das infolge starker Bedeckung des Trägergesteins nicht mit Hilfe von Geigerzählern erfasst werden kann.

Geochemische Prospektionsmethoden können allerdings kaum je einmal allein eingesetzt werden, denn sie sind u.a. zu stark von der Geologie des betreffenden Gebietes abhängig. Sie können demzufolge nur eine, allerdings sehr wertvolle, Ergänzung der übrigen umfassenden geologischen-petrographischen Untersuchung darstellen, ohne die die geochemische Untersuchung unvollständig, ja wertlos wäre.

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

SMPM = Schweiz. Min.-Petr. Mitt.

- ALBEE, A.L. (1962): Relationships between the Mineral Association, Chemical Composition and Physical Properties of the Chlorite Series. *Am. Min.*, Vol. 47, S. 851-870.
- ALLAN, J.E. (1961): The Determination of Zinc in Agricultural Materials by Atomic Absorptions Spectroscopy, *Analyst* 86, S. 530.
- ALTHAUS, E. (1966): Die Atom-Absorptions-Spektrophotometrie – ein neues Hilfsmittel zur Mineralanalyse. *N. Jb. Miner. Monatshefte*, 9, S. 259-280.
- BARNES, H.L. (1967): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York.
- BARTON, P.B. and SKINNER, B.J. (1967): Sulfide Mineral Stabilities, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*; ed. by BARNES (1967), S. 236-333.
- BENTZ, A. (1968): *Lehrbuch der angewandten Geologie*, Bd. 2, Teil 1. Ferd., Enke Verlag, Stuttgart.
- BITTERLICH, W. und WÖBKING, H. (1971): Bestimmung von Kupferspuren in Wasser mit Diäthylthiocarbamat, eine Feldmethode zur Prospektion. *Erzmetall* 24/3, S. 121.
- BLÄTTLER, A. (1943): *Der alte Bergbau in Uri*. Separatdruck der Gotthardpost, Neudruck NHSK, 1967.
- BOWIE, S.H.U. und TAYLOR, K. (1958): A System of Ore Mineral Identification. *The Mining Mag.*, S. 3-23.
- BRINDLEY, G.W. (1961): Chlorite Minerals, in *The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, ed. by G. BROWN, London.
- BROOKS, R.R., PRESLEY, B.J. und KAPLAN, I.R. (1967): APDC–MIBK Extraction System for the Determination of Trace Elements in Saline Waters by Atomic-Absorption Spectrophotometry, *Talanta*, Vol. 14, S. 809-816.
- CANNON, H.L. (1960): Botanical Prospecting for Ore Deposits. *Science*, Vol. 132, No. 3427, S. 591-598.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. und ZUSSMANN, J. (1962): *Rock Forming Minerals*, Longmans, London.
- EBEL, J.G. (1808): *Über den Bau der Erde in dem Alpengebirge*.
- EBEL, J.G. (1809): *Anleitung auf die nützlichste und genussvollste Art die Schweiz zu bereisen*.

- ESCHER, B.G. (1911): Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Diss. ETH.
- FAESI, J.C. (1766): Staats- und Erdbeschreibung der ganzen Helvetischen Eidgenossenschaft, Bd. 2.
- GILL, J.E. (1969): Experimental Deformation and Annealing of Sulfides and Interpretation of Ore Textures. *Econ. Geol.*, Vol. 64, S. 500-508.
- GINSBURG, I.I. (1963): Grundlagen und Verfahren geochemischer Sucharbeiten auf Lagerstätten der Buntmetalle und seltenen Metalle. Akademie-Verlag Berlin DDR.
- GRUNER, G.S. (1775): Versuch eines Verzeichnisses der Mineralien des Schweizerlandes, Bern.
- HAWKES, H.E. und WEBB, J.S. (1962): *Geochemistry in Mineral Exploration*. Harper & Row Publ., New York.
- HEIM, A. (1921): *Geologie der Schweiz*, Bd. 2.
- HEMLEY, J.J. (1959): Some Mineralogical Equilibria in the System $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am. Journ. of Sc.*, Vol. 257, S. 241-270.
- HEMLEY, J.J., MEYER, C. und RICHTER, D.H. (1961): Some Alteration Reactions in the System $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 424-D., S. 338-340.
- HEY, M.H. (1954): A New Review of the Chlorites. *Min. Mag.*, Vol. 30, S. 277-292.
- HÜGI, Th. und MEIER, W. (1949): Spektrographische Untersuchungen an schweizerischen Kupfererzen. *Experientia* Vol. V/7, S. 283-284.
- HUGI, E. (1921): Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. *Eclogae geol. Helv.*, Bd. 16/4, S. 464-482.
- HUGI, E. (1923): Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg (Uri), *SMPM*, Bd. 3, Heft 3/4, S. 263-297.
- HUGI, E. (1923a): Bericht der Druckstollenkommission mit Beilagen über den Druckstollen des Kraftwerkes Amsteg. SBB (nicht publiziert).
- HUTTENLOCHER, H.F. (1924): Über Mineralbestand und Struktur einiger schweizerischer Erzgänge. *Eclogae geol. Helv.*, Bd. 18/4, S. 512-518.
- HUTTENLOCHER, H.F. (1925): Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. *SMPM*, Bd. 5, S. 181-229.
- HUTTENLOCHER, H.F. (1931): Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein (Wallis). *Beiträge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie*, XVI. Lief., Heft 2.

- HUTTENLOCHER, H.F. (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. SMPM, Bd. 13, S. 281-291.
- HUTTENLOCHER, H.F. (1934): Die Erzlagerstätten der Westalpen. Beiträge Geol. Schweiz, Kl. Mitt. Nr. 4.
- HUTTENLOCHER, H.F. (1936): Zur Mangan-Zinn-Silber-Lagerstätte aus dem Wasserstollen des Amsteger Kraftwerkes. SMPM, Bd. 16, S. 406-408.
- JENNI, J.-P. (1970): Über das Pickeringit-Vorkommen von Intschi bei Amsteg (Kt. Uri), SMPM Bd. 50/2, S. 277-290.
- JENNI, J.-P. (1971): Der alte Bergbau am Bristenstock (Kt. Uri). Mineralienfreund, Heft 3/4, Jg. 9.
- KENNGOTT, A. (1866): Die Minerale der Schweiz. Leipzig.
- KOCH, O.G. und KOCH-DEDIC, G.A. (1964): Handbuch der Spurenanalyse. Springer-Verlag Berlin.
- KOENIGSBERGER, J. (1910): Erläuterungen zur Geologischen und Mineralogischen Karte des östlichen Aaremassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i.B. und Leipzig.
- KOENIGSBERGER, J. (1925): Über alpine Minerallagerstätten. SMPM, Bd. 5, S. 67-127.
- KOSTELKA, L. (1963): Die geochemische Prospektion im alpinen Erzbergbau. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Heft 12, Jg. 108, S. 412-415.
- KRAUSKOPF, K.B. (1955): Sedimentary Deposits of Rare Metals. Econ. Geol., 50th Ann. Vol., S. 411-463.
- KULMS, M. und SIEMES, H. (1970): Die Anwendung der 'Trend-Surface-Analysis' im Rahmen geochemischer Untersuchungsarbeiten. Erzmetall, Bd. 23, Heft 8, S. 371-378.
- LABHART, T.P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters. Beiträge geol. Karte Schweiz, NF, 124. Lief.
- LABHART, T.P. (1967): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beiträge Geol. Schweiz, Kl. Mitt. Nr. 41.
- LAVATER, M. (1748): Von den Metallen überhaupt und von dem Urner Bergwerk im besonderen. Abhandlung verlesen in Zürich; Staatsarchiv Zürich, Naturforschende Gesellschaft, Aufsätze-Verzeichnis 1747-1750.
- LUSSER, K.F. (1829): Geognostische Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnittes vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. Denkschriften der allg. Schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissenschaften, Bd. 1, Abt. 1.

- LUSSER, K.F. (1834): Der Kanton Uri. Gemälde der Schweiz. Heft 4.
- MACK, E. (1958): Geochemische Untersuchungen am Nebengestein und an den Begleitwässern ostalpiner Blei-Zinklagerstätten. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Jg. 103.
- MARMO, V. (1953): Biochemical Investigations in Finland. Econ. Geol., Vol. 48, S. 211-223.
- MEYER, Ch. und HEMLEY, J.J. (1967): Wall Rock Alteration, in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, ed. by BARNES (1967), S. 166-235.
- MIKA, J. (1964): Metallurgische Analysen, Akadem. Verlagsges. Leipzig.
- MOH, G.H. und OTTEMANN, J. (1963): Neue Untersuchungen an Zinnkiesen und Zinnkiesverwandten. N. Jb. Miner. Abh., S. 1-28.
- NEUMANN, H. und HEIER, K. (1955): X-Ray Powder Patterns for Mineral Identification. Teil I, Oslo.
- NIGGLI, C.R. (1965): Petrographie und Petrogenese der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. Diss. Bern.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Eclogae geol. Helv., 58/1, S. 335-368.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Miner. 47/1, S. 16-26.
- NITSCH, K. (1969): Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. Fortschr. Miner. 46/1, S. 48-49.
- PARKER, R.L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Wepf & Co., Basel.
- PERKIN-ELMER. Gesammelte Analysenmethoden für Atom-Absorptionsspektrophotometrie.
- PETERS, Tj. und JENNI, J.-P. (1973): Mineralogische Untersuchungen über das Brennverhalten von Ziegeltonen. Beiträge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie. Lief. 50.
- PETRASCHEK, W.E., KOSTELKA, L., KOMPOSCH, D. und SCHERIAU, E. (1965): Methodik der geochemischen Erzsuche im Blei-Zinkerz-Gebiet von Bleiberg-Kreuth. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Heft 12, Jg. 110, S. 460-463.
- PFLUGSHAUPT, P. (1927): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs, SMPM, Bd. 7, Heft 2, S. 321-382.
- RAMDOHR, P. (1950): Die Lagerstätten von Broken Hill in New South Wales. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 2, S. 291-333.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.

- SCHEUCHZER, J.J. (1716): Naturhistorie des Schweitzerlandes, Zürich.
- SCHINDLER, C. (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 65/2.
- SCHMID, F.V. (1788): Allgemeine Geschichte des Freystaates Uri. Erster Theil.
- SCHNEIDERHÖHN, H. und RAMDOHR, P. (1931): Lehrbuch der Erzmikroskopie. Verlag Borntraeger, Berlin.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Verlag Gustav Fischer, Jena.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): Erzlagerstätten. 4. Aufl. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- SCHOUTEN, C. (1962): Determination Tables for Ore Microscopy: Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- SIEMES, H. (1964): Zum Rekristallisationsverhalten von natürlich verformten Bleiglanzen. *N. Jb. Miner. Abh.*, Bd. 102, S. 1-30.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassives. *SMPM*, Bd. 27, Heft 1, S. 39-185.
- SOMMERAUER, J. (1972): Radiometrische und erzpetrographische Untersuchungen im Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis von Alp Taspegn, Kt. Graubünden. *Beiträge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie*, Lief. 48.
- STALDER, H.A., DE QUERVAIN, F., NIGGLI, E., GRAESER, St. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. Neubearbeitung von R.L. Parker "Die Mineralfunde der Schweizer Alpen". Wepf & Co. Basel.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchung am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. *Beiträge geol. Karte Schweiz, NF*. 130. Lief.
- STECK, A. (1966a): Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nördlich Brig. *Beiträge Geol. Schweiz, Kl. Mitt.* Nr. 39.
- STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 61/1, S. 19-48.
- STECK, A. und BURRI, G. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. *SMPM* Bd. 51, Heft 2 und 3, S. 534-537.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification on Nomenclature of Igneous Rocks, *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2 und 3, S. 144-240.

- STRUNZ, H. (1966): Mineralogische Tabellen. 4. Aufl. Akad. Verlagsgesellschaft Leipzig.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- TUREKIAN, K.K. und WEDEPOHL, K.H. (1961): Distribution of the Elements in Major Units of the Earth's Crust. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 72, S. 175.
- UYTENBOGAARDT, W. (1967): Results of Vickers Hardness Measurements on Ore Minerals. Sec. summary. Vervielf. Publikation des Min. Petr. Inst. der Freien Universität Amsterdam.
- UYTENBOGAARDT, W. und BURKE, E.A.J. (1971): Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals, 2. Aufl. Elsevier Publ. Co. Amsterdam.
- VINOGRADOV, A.P. (1962): Average Contents of Chemical Elements in the Principal Types of Igneous Rocks of the Earth's Crust. Geochemistry, S. 641-664.
- VOKES, F.M. (1968): Regional Metamorphism of the Palaeozoic Geosynclinal Sulphide Ore Deposits of Norway. Applied Earth Science, Transactions/Section B of the Institution of Mining and Metallurgy. Vol. 77, S. 53-59.
- WARREN, H.V. und DELAVAUULT, R.E. (1949): Further Studies in Biogeochemistry, Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 60, S. 531-560.
- WEDEPOHL, K.H. (1953): Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 3, S. 93-142.
- WEDEPOHL, K.H. (1956): Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 10, S. 69-148.
- WEIBEL, M. (1961): Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. SMPM, Band 41, S. 287-294.
- WENGER, R. und HÖGL, O. (1968): Molybdän als Spurenelement in unserer Ernährung. Mitt. Gebiet Lebensmittel-Hygiene, Eidg. Gesundheitsamt Bern, Vol. 59/6, S. 525-545.
- WINCHEL, H. (1958): The Composition and Physical Properties of Garnet. Am. Min. Vol. 43.
- WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Aufl., Springer-Verlag, Heidelberg.
- WORTHINGTON, J.E. (1955): Bio-geochemical Prospecting at the Shawagunk Mine, Econ. Geol., Vol. 50, S. 420-429.
- WÜTHRICH, H. und NIGGLI, E. (1963): Die Erzlagerstätten des Bristenstocks. Urner Mineralienfreund, Heft 5.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. SMPM 45, Heft 2, S. 875-971.

Geologische Karten

KOENIGSBERGER, J. (1910): Geol.-min. Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000.

PFLUGSHAUPT, P. (1927): Petr.-geol. Kartenskizze des Bristenstocks und seiner Umgebung, Beilage zur Diss. SMPM Bd. 7.

STAUB, W. (1911): Geol. Karte zwischen Schächental und Maderanertal. Geol. Spez. Karte Schweiz, Nr. 62.

Topographische Karten

LK 1:25 000, Blatt 1212 Amsteg.

Geologische Karte des Gebietes südlich Amsteg

aufgenommen von J.P. Jenni 1967/68, mit Ergänzungen nach KOENIGSBERGER (1910) und PFLUGSHAUPT (1927) östlich der Linie Bristenstäfeli-Gemsplanggenstöckli

0 0,5 km



180.000

179.000

178.000

692.000

693.000

694.000

695.000

696.000

Legende

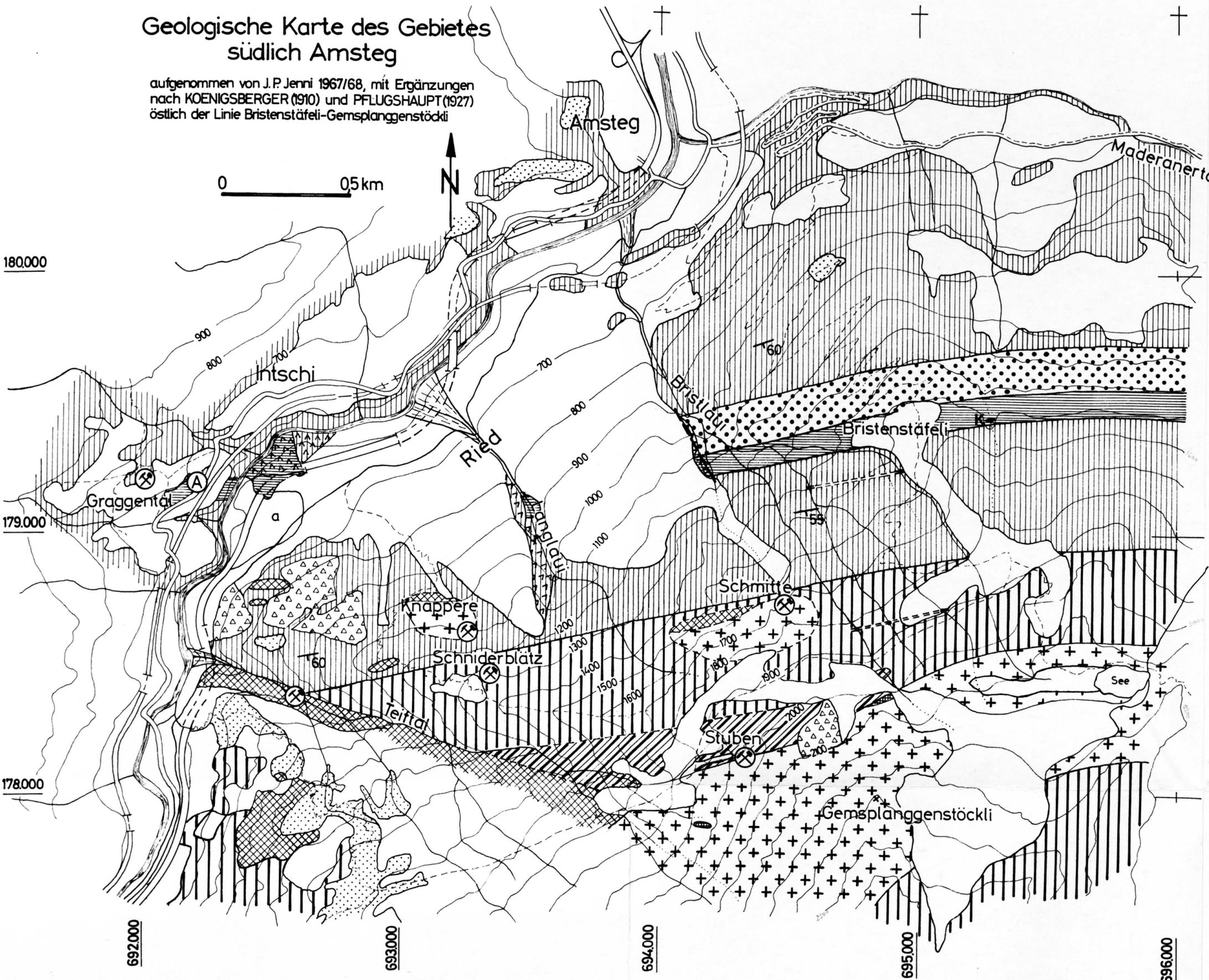
- ⊗ aufgelassenes Bergwerk
- Ⓐ Alaunwerk

Quartär

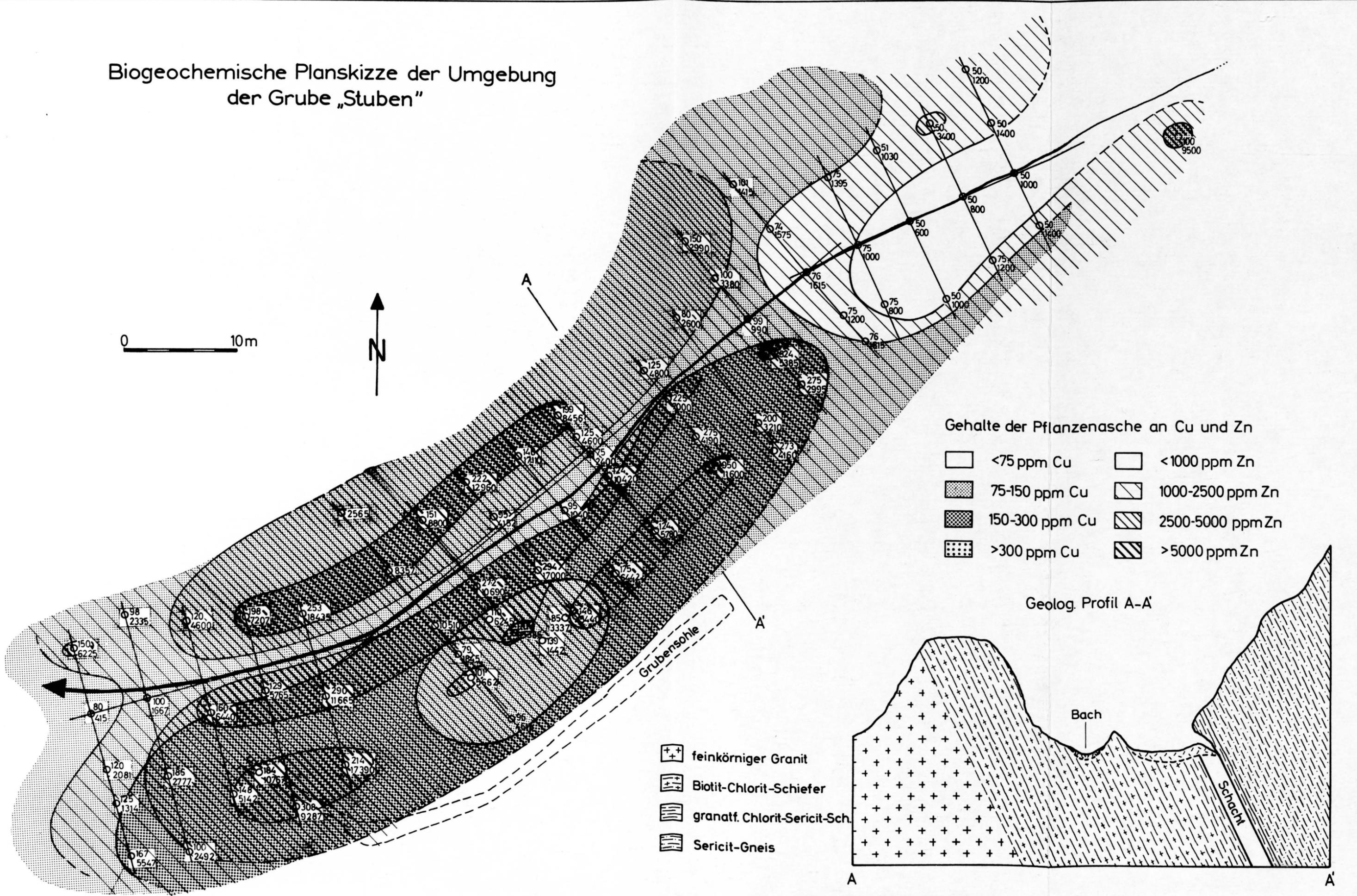
- Gehängeschutt, Firnfeld
- Alluvialböden
- Bachschuttkegel
- Bergsturz
- versackte Gesteinsmassen
- Moränen, glaziale Ablagerungen

Paläozoikum

- Karbon des Bristenstäfeli
- Quarzporphyr
- Quarzporphyrgang (zur besseren Erkennbarkeit sind die Gänge übertrieben dick gezeichnet)
- pyritführende Sericit-Schiefer
- feinkörniger, heller Granit-aplitische Randfazies des Zentralen Aaregranites
- Syenit/Monzonit
- Amphibolitmigmatit
- Amphibolite, Hornblendite, Serpentine
- Chlorit-Sericit-Schiefer und -Gneise
- Biotit-Sericit-Schiefer und -Gneise
- Bristloui-Bruch



Biogeochemische Planskizze der Umgebung der Grube „Stuben“



0 10m



A

Gehalte der Pflanzenasche an Cu und Zn

	<75 ppm Cu		<1000 ppm Zn
	75-150 ppm Cu		1000-2500 ppm Zn
	150-300 ppm Cu		2500-5000 ppm Zn
	>300 ppm Cu		>5000 ppm Zn

Geolog. Profil A-A'

- feinkörniger Granit
- Biotit-Chlorit-Schiefer
- granatf. Chlorit-Sericit-Sch.
- Sericit-Gneis

Grubensohle

Bach

Schacht

A

A'