

Gangförmige Gold-Silber-Vererzungen in der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten)

Von GERHARD FEITZINGER & WERNER H. PAAR*)

Mit 32 Abbildungen, 8 Tabellen und 1 Tafel (Beilage)

*Kärnten
Hohe Tauern
Sonnblickgruppe
Gangvererzungen
Gold
Silber
Paragenese
Genese*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 154, 155, 180, 181

Inhalt

Zusammenfassung	17
Abstract	18
1. Einleitung	19
2. Geologischer Überblick	19
2.1. Tektonik	19
2.2. Lithologie	21
2.3. Metamorphose	21
3. Mölltalstörung und Tauerngoldgänge: Phänomene der spätalpidischen Bruchtektonik	21
3.1. Mölltalstörung	21
3.2. Tauerngoldgänge	22
3.3. Relatives Alter von Mölltalstörung und Tauerngoldgängen	23
4. Edelmetallhaltige Erzmineralisationen	25
4.1. Beschaffenheit der Gangfüllung	25
4.2. Paragenese Gold – Pyrit – Arsenopyrit	26
4.2.1. Chemismus des Goldes	27
4.3. Paragenese Silberhaltige Sulfosalze – Galenit – Sphalerit – Chalkopyrit	27
4.3.1. Chemismus der Silberträger	29
4.4. Paragenesen im Ausgehenden der Erzgänge	31
4.5. Mineralisationen erzführender Quarzgänge	32
4.5.1. Paragenese Pyrit – Tetradymit – CuPbBi-Sulfosalze – Gold	33
4.5.2. Paragenese Pyrit – Molybdänit	35
4.6. Bildungsbedingungen der Erzmineralisationen	35
4.6.1. System Fe – As – S: Arsenopyrit-Geothermometer	36
4.6.2. System Zn – Fe – Cu – S: Sphalerit-Geobarometer	38
4.6.3. Zusammenfassende Diskussion der Erzbildungsbedingungen	39
5. Nebengesteins-Alteration	39
5.1. Alteration im Granitgneis	39
5.2. Alteration in Metabasiten	41
5.2.1. Alteration eines Albitamphibolites durch einen sulfidführenden Quarzgang	41
5.2.2. Alteration einer Biotit-Albit-Gneislage durch einen pyritführenden Ankerit-(Calcit-)Gang	42
6. Überlegungen zur Metallogenese	45
6.1. Tektonische Aspekte	45
6.2. Primäre Teufenunterschiede und lateralsekretionäre Beeinflussung der Mineralisationen	46
6.3. Genetische Diskussion – Modellvorstellungen	47
Dank	48
Literatur	48

Zusammenfassung

In den östlichen Hohen Tauern betrieb man im Raum Badgastein und am Rauriser Goldberg, aber auch im Kärntner Anteil der Sonnblickgruppe bis ins 19. Jahrhundert, zuletzt im II. Weltkrieg, regen Bergbau auf gangförmige Au-Ag-Mineralisationen.

Der in der vorliegenden Arbeit untersuchte Teilbereich der Sonnblickgruppe (Zirknitztäler und oberes Wurtental) wird zur Hauptsache von porphyrischen Granit- bis Granodioritgneisen (Augengneisen) aufgebaut, die geochemisch als typische Vertreter variszischer I-type Granite mit volcanic-arc bzw. post-collision-Charakteristik zu klassifizieren sind und Ähnlichkeiten zu den Granitoiden des benachbarten Hochalm-Kernes aufweisen. Der Sonnblickgranit intrudierte altpaläozoische(?) vul-

*) Anschrift der Verfasser: Dr. GERHARD FEITZINGER, Univ.-Prof. Dr. WERNER H. PAAR, Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, A-5020 Salzburg.

kanosedimentäre Abfolgen, die im untersuchten Terrain im wesentlichen auf langgestreckte, NW–SE-streichende Metabasitzüge beschränkt sind. Geochemisch handelt es sich dabei um tholeiitische Basalte und basaltische Andesite eines ocean-floor bzw. subduktionsbezogenen island-arc Milieus, bei der zweiten Gruppe tritt zusätzlich eine within-plate Magmenkomponente stärker in den Vordergrund. Die Metabasite sind als Äquivalente zu Teilen der Habachformation zu interpretieren. Peripher wird der Sonnblick-Gneiskern von (par)autochthonen permomesozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten überlagert (vorwiegend triadische Karbonatgesteine und jurassische Kalkglimmerschiefer/phyllite, Schwarzphyllite und Prasinite der Bündnerschieferformation, beispielsweise im Bereich der Mallnitzer Mulde).

Im Zuge der alpidischen Einengungs- und Überschiebungstektonik erfuhr der Sonnblickgranit mitsamt seiner Sedimenthülle eine intensive Deformation und liegt heute als NW–SE-elongierte Gneiswalze vor. Die Gesteine wurden schließlich von einer syn- bis postkinematischen Regionalmetamorphose überprägt, die im Sonnblick-Gneiskern die Grenze Obere Grünschiefer-/Untere Amphibolitfazies erreichte (ca. 500°C, 4–6 kbar).

Die postmetamorphe Bruchtektonik resultierte in der Ausbildung von zwei Hauptstörungssystemen: Ein Bündel subparalleler NW–SE-streichender Störungen stellt die Fortsetzung der Mölltallinie, ein Lineament I. Ordnung, innerhalb der Sonnblickgruppe dar. Später angelegte, häufig kilometerlang NNE–SSW-streichende (N10–30°), steil nach W oder E einfallende, meist 1–1,5 m mächtige Strukturen führen edelmetallhaltige Sulfidmineralisationen; sie werden allgemein als „Tauerngoldgänge“ bezeichnet.

Zwei Hauptvererzungsphasen können unterschieden werden: Eine ältere Au-führende Pyrit-Arsenopyrit-Quarz-Paragenese wird häufig von hydrothermal alterierten (serizitisierten und silifizierten) Nebengesteins-Fragmenten begleitet. Das Gold ist Ag-reich (18–25 Gew. %) und tritt in Form 10–30 µm kleiner Tröpfchen einschlußartig in Pyrit und/oder in Rissen von Pyrit und Arsenopyrit auf. Die Gleichgewichtsparagenese Pyrit-Pyrrhotin-Arsenopyrit weist auf eine Erzbildung bei ca. 365–410°/log $a(S_2) = -6,7$ bis $-8,2$ hin. Eine jüngere Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Bi-Sulfid/Sulfosalz-Mineralisation tritt vorwiegend in den oberen Teufen auf und wird von grobspätigem FeMg(Mn)-Karbonat als Gangart begleitet. Sie wurde vermutlich bei niedrigeren Temperaturen und/oder höherer S-Aktivität abgeschieden, wobei CO₂ als volatile Phase eine wesentliche Rolle spielte. Haupterze dieser Paragenese sind Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit. Galenit enthält eine Vielzahl von Silberträgern wie Ag-hältigen Tetraedrit, Polybasit, Pyrargyrit, Matildit und Gustavit. Im Ausgehenden ist Gold Ag-ärmer (ca. 10–11 Gew. % Ag) und in typischer Weise mit Bi- und Te-Mineralen sowie Limonit assoziiert. Akanthit- und Covellinsäume sind zementative Neubildungen der Ag-Pb-Zn-Cu-Paragenese.

Lokal enthalten auch NE–SW-streichende, dm-mächtige Quarzgänge Au-führende Sulfidvererzungen. Haupterz ist stets Pyrit, manchmal assoziiert mit Tetradymit, Tsumoit, Sulfosalzen aus der Aikinit-Bismuthinit-Reihe, Galenobismutit und ged. Gold (ca. 11 Gew. % Ag). Andere Quarzgänge enthalten eine Molybdänit-(Scheelit-)Pyrit-Mineralisation.

Ihrer bruchtektonischen Anlage entsprechend setzen die Vererzungen des „Tauerngoldgang-Typus“ bevorzugt im Zentralgneis auf. Sie sind strukturell kontrolliert und bewirken nur unbedeutende Nebengesteins-Alterationen. Außerdem weisen die Sonnblickgneise keine Anomalien hinsichtlich erzengetischer relevanter Metalle/Metalloide auf, sodaß eine lagerstättenbildende Metallanreicherung etwa im Zuge lateralsekretionärer Prozesse auszuschließen ist. Die zur Erzenese benötigten Metallkonzentrationen könnten entweder aus tieferen Stockwerken der Zentralgneise bezogen werden, und zwar durch eine extensive Remobilisation und Rekonzentration der ursprünglich geringen Gehalte im Zuge progressiver Metamorphose, oder aber aus hydrothermalen Restlösungen eines in der Teufe des alpidischen Orogens kristallisierenden Magmas(?). Vermutlich in Zusammenhang mit der postmetamorphen Heraushebung des Tauernturms angelegte, tiefreichende Bruch- bzw. Scherzonen schufen eine geeignete Wegsamkeit für den Aufstieg der metallhaltigen Fluide und damit die Möglichkeit einer Erzabscheidung infolge Abkühlung und/oder Druckerniedrigung.

Vein-Type Gold-Silver Mineralizations of the Sonnblick Group (Hohe Tauern, Carinthia)

Abstract

In the eastern section of the Penninic Tauern window numerous vein-type Au-Ag-deposits were mined in the vicinity of Badgastein, Rauris, and in the Carinthian regions of the Sonnblick range. Most of the mines were abandoned at the end of 19th century; the very last activities took place during World War II.

In the investigated area of the Sonnblick massif (Zirknitz valleys and Wurten valley) porphyritic granite/granodiorite gneisses predominate which are geochemically I-type granites resembling volcanic-arc and post-collision magmatic suites, resp. The Variscan granitoids intruded Early Paleozoic(?) volcanodetritic sequences that are reduced to a few thin, NW–SE-elongated metabasite bodies. Geochemically the metabasites represent tholeiitic basalts and basaltic andesites of an ocean-floor and a subduction-related island-arc setting, resp. Trace element features also imply a within-plate component for the second group of metavolcanics. The metabasites are regarded as equivalents to portions of the Habach formation. Peripherally the Sonnblick gneiss massif is overlain by (par)autochthonous Permomesozoic metasediments/metavolcanics (mainly triassic carbonate rocks and jurassic calcareous schists/phyllites, graphitic phyllites and prasinites of the Bündnerschiefer formation which occur e.g. in the Mallnitz syncline).

Due to the northward overthrust of the Austroalpine nappes during the Upper Cretaceous and Lower Tertiary the Sonnblick granite dome together with its sedimentary envelope was intensely deformed resulting in its typical NW–SE-extended cylindrical shape coherent with a syn- to postkinematic regional metamorphism reaching upper greenschist/lower amphibolite facies ($\approx 500^\circ\text{C}/4\text{--}6$ kbar) in the central parts of the gneiss massif.

In the Upper Tertiary extensive fracturing produced two prevalent fault systems: An earlier system of subparallel NW–SE-running structures, the so-called "Mölltal-lineament" represents a main fault within the Tauern window. Exceptionally later established NNE–SSW-trending (N 10–30°), steeply W- or E-dipping, usually 1–1,5 m wide plain fractures with extensions of kilometers along strike, the so-called "Tauerngoldgänge", carry precious metal containing sulphide mineralization.

Two ore-forming stages can be distinguished: An earlier formed Au-bearing pyrite-arsenopyrite-quartz-assembly is commonly associated with phyllic altered wall-rock fragments. Gold occurs as tiny (10–30 µm) droplets within pyrite or along fissures of pyrite and arsenopyrite. The precious metal is rich in Ag (18–25 wt. %). Crystallization conditions estimated from py-

rite-pyrrhotite-arsenopyrite equilibria range within 365–410°C/log $a(S_2) = -8,2$ up to $-6,7$. A later generated Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Bi-sulphide/sulphosalt mineralization preferably occurs on a shallow level of the deposits. It is associated with sparry FeMg(Mn)-carbonate gangue and was probably precipitated at lower temperatures and/or higher sulphur-activities. CO_2 is likely to have functioned as a significant volatile. Predominant ore minerals are galena, sphalerite, chalcopyrite. Galena contains a variety of Ag-carriers: Ag-bearing tetrahedrite, polybasite, pyrargyrite, matildite, and gustavite. In the outcrop gold contains less Ag ($\approx 10-11$ wt. %) with respect to the precious metal from the pyrite-arsenopyrite assemblage. It is associated with Bi- and Te-minerals, and limonite. Acanthite and covellite rimming galena, sphalerite, and chalcopyrite indicate the influence of supergene solutions onto the Ag-Pb-Zn-Cu-paragenesis.

NE-SW-striking, dm-thick quartz veinlets containing sulphide mineralization have been prospected locally. The main component is pyrite which is rarely associated with tetradymite, tsumoite, sulphosalts of the aikinite-bismuthinite series, galenobismutite, and native gold (≈ 11 wt. % Ag). Another type of quartz veinlets carries a molybdenite-(scheelite-)pyrite association.

According to its ruptural origin mineralization of the "Tauerngoldgang-type" occurs mainly in granitoid terrains. The deposits are structurally controlled and do not produce extensive wall-rock alteration. Besides, the Sonnblick granitoids do not have increased metal/metalloid abundances, with respect to mean values from acidic intrusive rocks. For this reason concentration of metals by lateral-secretion processes may not be considered. More likely metals were either remobilized and reconcentrated at deep levels of the Variscan granitoids, the prograde metamorphism operating as a heat-engine, or metals were derived from hydrothermal solutions related to a crystallizing magma. Postmetamorphic uplift of the orogen produced deep-reaching fractures/shear-zones which induced sufficient permeability for the ascent of metal-bearing fluids and consequently for the precipitation of ores by cooling and/or decompression.

1. Einleitung

Im Kärntner Anteil der Sonnblickgruppe wurden strukturell kontrollierte Gold-Silber-Vererzungen vom „Tauerngoldgang-Typus“ untersucht. Hierzu wurde das ehemalige Bergbauterrain des Großen und Kleinen Zirknitztales sowie des oberen Wurtentales unter montangeologischen und tektonischen Aspekten aufgenommen und die dort auftretenden Erzmineralisationen einer erzpetrographischen und mineralchemischen Bearbeitung unterzogen. Ferner sollte geklärt werden, ob eine Abhängigkeit der Mineralisationen vom Nebengestein existiert, bzw. welche anderen Parameter für die Genese dieses Vererzungstypus von Bedeutung sind.

Lage des Arbeitsgebietes

Das Große Zirknitztal ist von Döllach/Großkirchheim im oberen Mölltal über eine asphaltierte Straße (nach ca. 6 km abgeschränkt) erreichbar, die bis ca. 1700 m Sh führt; von dieser zweigt eine Werksstraße der KELAG ins Kleine Zirknitztal ab, die bis zum Großsee (2410 m) hinaufführt. Den südlich des Scharecks gelegenen Bereich des oberen Wurtentales erreicht man von Außerfragant im Mölltal über Innerfragant und weiter die Mautstraße der „Mölltaler Gletscherbahnen“ benützend, die bis zum Parkplatz am Stübelesee (2200 m) bzw. zum Hochwurtenspeicher der KELAG (2369 m) befahrbar ist (s. Beilage).

2. Geologischer Überblick

2.1. Tektonik

Die gangförmigen Edelmetallvererzungen des betrachteten Arealen treten nahezu ausschließlich im Zentralgneis des Sonnblickkerns auf. Gemäß EXNER (1964) wurde der variszisch intrudierte Sonnblickgranit infolge der alpidischen Einengungstektonik walzenförmig in NW-SE-Richtung ausgelängt (Abb. 1). Diese „Gneiswalze“ erstreckt sich vom Hocharn im NW ca. 40 km bis nach Mühldorf im Mölltal. Ihre steile NE-seitige Stirnzone wird durch langgezogene, geringmächtige, synklinal eingefaltete Metabasitzüge aus dem präpermischen „Alten Dach“ in mehrere Teilkörper aufgesplittet, die EXNER (1964) als „Knappenhauswalze“ und

„Wurtenkeile“ bezeichnet, wobei im wesentlichen die Knappenhauswalze die lamellenartig ausgedünnte südöstliche Fortsetzung des Sonnblickkerns im unteren Mölltal bildet (Abb. 1).

Die NW-SE-streichenden Metabasitzüge des Wurtentales bestehen überwiegend aus Amphiboliten, untergeordnet aus Epidot-Hornblendegneisen, Biotit-Plagioklasgneisen und Einlagerungen von Granatglimmerschiefern, Schwarzschiefern, Knotenschiefern und Quarziten. Sie sind vor allem östlich des Hochwurtenspeichers sowie im Bereich der Niederen Scharte aufgeschlossen.

Den Zentralgneis überlagern (par)autochthone präpermische Formationen („Altes Dach des Zentralgneis“ bzw. „vom Zentralgranit intrudiertes polymetamorphes Altkristallin“ bei EXNER [1964]), die wiederum zur Hauptsache von den eben angeführten Gesteinen aufgebaut werden.

Über der präpermischen Sequenz folgen permotriadische Quarzite, Arkosegneise, Rauhwacken, Kalk- und Dolomitmarmore sowie Kalkglimmerschiefer/-phyllite, Graphitschiefer/-phyllite und Prasinite der jurassischen Bündnerschieferformation, wie sie beispielsweise in Form der NW-SE-gelängten, stark eingeeengten Mallnitzer Mulde der Stirn des Sonnblickkerns vorgelagert sind.

Darüberhinaus schied EXNER (1962a, 1964) insgesamt vier, im Detail kompliziert gebaute „Lamellen und Decken der Randgneise über dem Sonnblickkern“ aus, die seiner Meinung nach im Zuge der alpidischen Überschiebungstektonik vom Hauptkörper der Sonnblick-Gneiswalze abgetrennt worden seien. Im Gegensatz dazu konnte ALBER (1976) aufgrund von Detailkartierungen und Serienuntersuchungen im Hocharngebiet nachweisen, daß die Gesamtheit der präpermischen und permomesozoischen Formationen als autochthone Abfolge übereinanderliegender Schichtglieder zu betrachten sei, über der Brennkogel- und Glocknerserie, zum Teil auch Seidlwinkltrias in Form einer riesigen Liegendfalte ausgebildet sind, die vom Mölltal im Südosten bis zum Ritterkopf bzw. Krumltal im Nordwesten durchgehend entwickelt erscheint.

Gemäß EXNER (1964) sind die Faltenachsen – der Walzenform des Sonnblick-Gneiskerns entsprechend – im allgemeinen NW-SE-orientiert und tauchen flach (bis 30°) ab, und zwar neigen sie sich an der Ver-

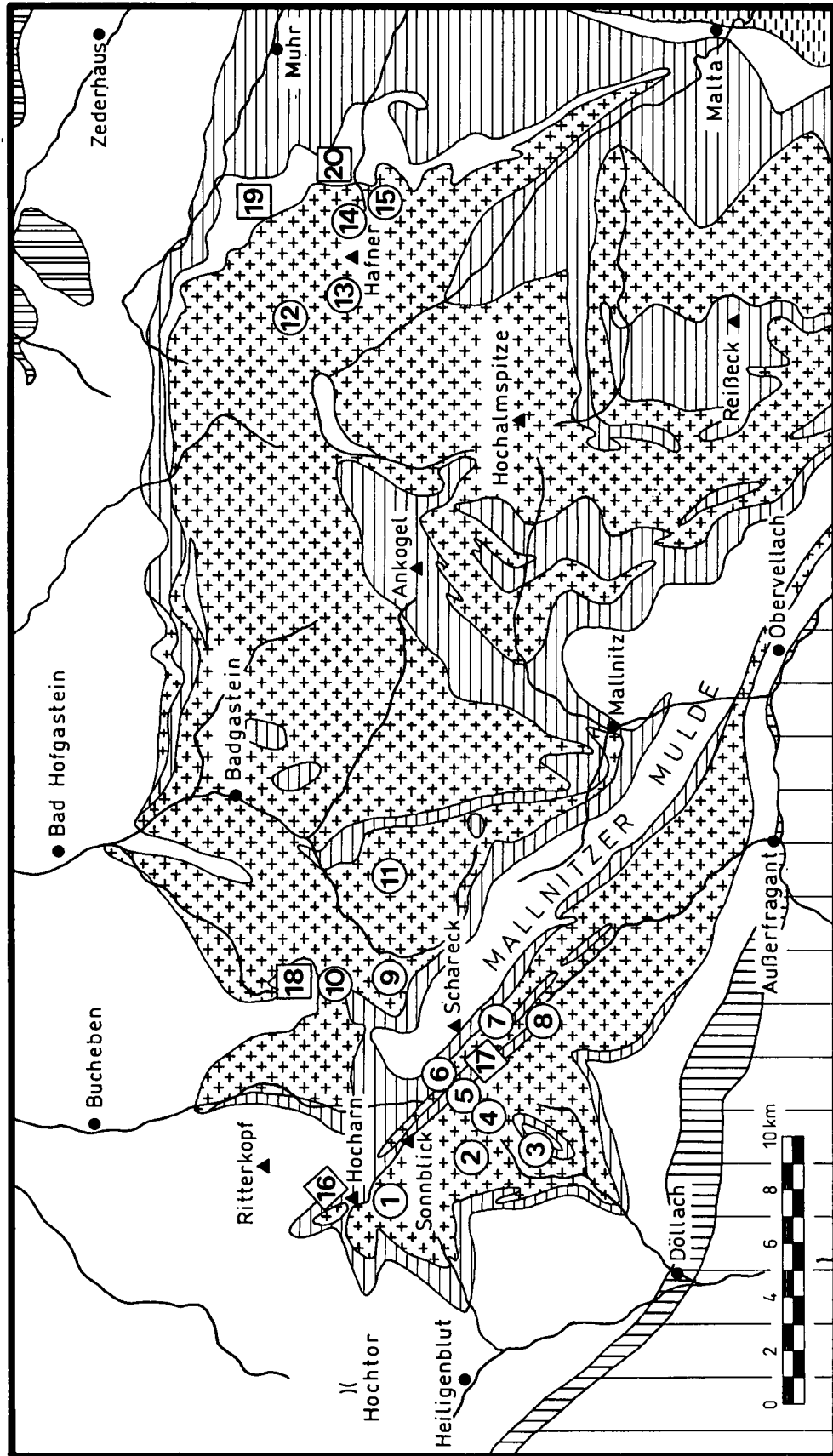


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters mit der Lage strukturell kontrollierter Gold-Silber-Vererzungen und ehemaliger Bergbaureviere.
 Geologie nach EXNER (1964) und HOLUB (1989).
 Vorkommen im Zentralgneis: 1 = Goldzeche; 2 = Parzissel, Bretsch; 3 = Trömmern; 4 = Milteiten, Modereck; 5 = Altleck, Christleiten; 6 = Altleck, Niedere Scharte; 7 = Siraheer Goldberg; 8 = Stübele; 9 = Stigitz (Imhof-Unterbau); 10 = Pochkar; 11 = Radhausberg; 12 = Kölnbrein; 13 = Wasilkar; 14 = Pölla-Lanischt; 15 = Pölla-Waschgang.
 Vererzungen in alpaläozoischen (?) Metasedimenten und Metavulkaniten: 16 = Griebwies-Schwarzkogel; 17 = oberes Wurtental.
 Vererzungen in triadischen Marmoren der Angental- und Silbercksreihe: 18 = Erzries; 19 = Raigölden; 20 = Silbercks, Schurfspitze.

	PERMOMESOZOISCHE FORMATIONEN		ALTKRISTALLIN
	PRÄPERMIISCHE FORMATIONEN		PERMOMESOZOIKUM
	ZENTRALGNEIS		QUARZPHYLLITE
	MATREIER ZONE		

Kartentage in Österreich
 G.F. 89

gung des Gneiskerns zur „Sonnblick-Lamelle“ nach SE. Gegen Westen zu ist ein allmähliches Umbiegen in die alpinen N-S-Querfalten der Glocknerdepression bemerkbar. Wo beide Lineationstypen nebeneinander vorkommen, sind die N-S-orientierten generell die jüngeren.

2.2. Lithologie

Beim Sonnblickgneis handelt es sich größtenteils um einen porphyrischen Granitgneis (Augengneis) mit einigen Zentimeter großen (max. 10 cm) Alkalifeldspat-Einsprenglingen. In tektonisch geschonten Partien kann noch ungeschieferter, massiger Metagranit erhalten sein; in stark durchbewegten Bereichen hingegen kann der Augengneis bis zur Unkenntlichkeit verschiefert, ausgewalzt und im Extremfall zu Quarzit umgewandelt sein. Untergeordnet sind im Augengneis Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Bänke von feinkörnigem Granodioritgneis konkordant eingelagert, oft mit fließenden Übergängen beider Typen. Diskordante Aplite durchschlagen den Gneis stellenweise in Schwärmen. Die Petrographie des Sonnblickgneis wird bei EXNER (1964) und FEITZINGER (1989) ausführlich behandelt.

Geochemisch ist der Sonnblickgneis als I-type Granit sensu CHAPPELL & WHITE (1974) mit einer Affinität zu high-K Magmenserien (PECERILLO & TAYLOR, 1976) einzustufen. Er weist damit gewisse Ähnlichkeiten zum Hochalporphyrgranit und Kölnbreinleukogranit auf (MARSCHALLINGER, 1987; FINGER & STEYRER, 1988; HOLUB, 1988), in geringerem Maße auch zum Siglitzgneis (BERGMAIR, 1991). Die Spurenelementgeochemie charakterisiert den Sonnblickgneis als subduktionsbezogenen volcanic-arc-Granit bzw. post-collision-Granit im Sinne von PEARCE et al. (1984) bzw. HARRIS et al. (1986), wobei aufgrund der Anreicherung von Rb, Ta, Th, Ce die Zuordnung zu einem post-collision-Magma plausibler erscheint (FEITZINGER, 1989).

Die massigen und gebänderten Amphibolite, die zur Hauptsache die präpermischen Metabasitzüge im Wurtental aufbauen, sind geochemisch als Basalte zu klassifizieren, Einlagerungen von Epidot-Hornblende- und Biotit-Plagioklasgneisen entsprechen low-Si- und high-K-Andesiten (nach TAYLOR, 1965). Die Amphibolite ähneln ocean-floor Basalten und island-arc Tholeiten; damit vergleichbare Metabasite findet man in der altpaläozoischen(?) Habachformation beispielsweise im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal (FRISCH & RAAB, 1987; KRAIGER, 1987). Die intermediären Lagergneise zeigen ausgeprägtere Eigenschaften eines subduktionsbezogenen Inselbogenvulkanismus, bei gleichzeitiger Beteiligung einer within-plate-Magmenkomponente (Diskriminierung z. B. nach PEARCE & CANN, 1973; PEARCE & NORRY, 1979; MESCHÉDE, 1986; etc.). Ähnliche Metavulkanite werden von STEYRER & HÖCK (1985) aus der Habachformation im Bereich des Mühlbachtals beschrieben.

Für die Bildung solcher vulkanogener Abfolgen wird heute allgemein ein subduktionsbezogenes back-arc-Becken samt einem vorgelagerten primitiven vulkanischen Inselbogen angenommen.

Im Detail wird die petrogenetische Klassifikation des Sonnblickgneis und der Metavulkanite bei FEITZINGER (1989) diskutiert.

2.3. Metamorphose

Nach der alpinen Deckenüberschiebung wurden die Gesteine der Sonnblickgruppe – wie gleichermaßen alle Einheiten des Penninikums – im Mitteltertiär (40–35 Ma) von einer syn- bis postkinematischen Metamorphose, der sogen. „Tauernkristallisation“ überprägt. Ältere alpidische Ereignisse sind für die Sonnblickgruppe bislang nicht nachgewiesen. Untersuchungen an invers-zonar gebauten Plagioklasen (mit Albitkernen und Oligoklasrändern) von Granitgneisen und Metabasiten (FEITZINGER, 1989) ergaben eine Fortsetzung der im Zentralbereich des Tauernfensters ausgeprägten Oligoklaszone (HÖCK, 1980) im Sonnblickkern, bei gleichzeitigem Einschwenken der Isograde nach Südosten. Demnach wurde der Gneiskern als tektonisch tieferes, aber heute stärker herausgehobenes Stockwerk von einer Regionalmetamorphose im Grenzbereich obere Grünschiefer-/untere Amphibolitfazies überprägt, wobei Maximaltemperaturen von ca. 500°C oder darüber plausibel erscheinen. Die Plagioklasuntersuchungen stehen hinsichtlich des Metamorphosegrades im Einklang mit der morphologischen Ausbildung alpiner Zerrkluffquarze im Bereich des Sonnblickkerns (KANDUTSCH, 1989). Im Gegensatz dazu ergaben Plagioklasuntersuchungen an Metasedimenten/-vulkaniten der Bündnerschieferformation in der Mallnitzer Mulde und in den Schieferserien nördlich und südwestlich des Sonnblick-Gneiskerns einen schwächeren Metamorphosegrad (z. B. CLIFF et al., 1971). Trotz reichlichem CaO-Angebot und hoher $x(\text{CO}_2)$, beispielsweise in Karbonatgesteinen, ist dort nur Albit stabil, Oligoklas fehlt, was auf niedrigere Temperaturen schließen läßt.

3. Mölltalstörung und Tauerngoldgänge – Phänomene der spätalpidischen Bruchtektonik

Da die Tauerngoldgänge stets diskordant den Zentralgneis durchschlagen und ihre Anlage ein rupturales Verhalten des Nebengesteins voraussetzt, ist in der spätalpidischen Bruchtektonik ein bedeutender Faktor bei der Genese dieses Vererzungstypus zu sehen.

Im bearbeiteten Lagerstättenraum der Sonnblickgruppe dominieren im wesentlichen zwei bruchtektonische Systeme, die sowohl im Luftbild als auch im Geländeauftauch markant hervortreten und das Landschaftsbild mitprägen (Beilage).

- a) Ein NW–SE-ausgerichtetes älteres Störungssystem, das (sub)parallel zu den Hauptfaltenachsen des walzenförmigen Sonnblickkerns verläuft. Es stellt im Prinzip die Verlängerung der Mölltallinie dar.
- b) Ein relativ erst später angelegtes System ziemlich konstant NNE–SSW-streichender Brüche. Nur diese weisen Erzführung auf. Sie werden üblicherweise als „Tauerngoldgänge“ bezeichnet.

Die unterschiedliche Raumlage der beiden Bruchsysteme geht aus Abb. 2 hervor.

3.1. Mölltalstörung

Die Mölltallinie ist eine tektonische Struktur erster Ordnung innerhalb der Ostalpen mit 62 km Längserstreckung zuzüglich 25 km innerhalb der Sonnblick-

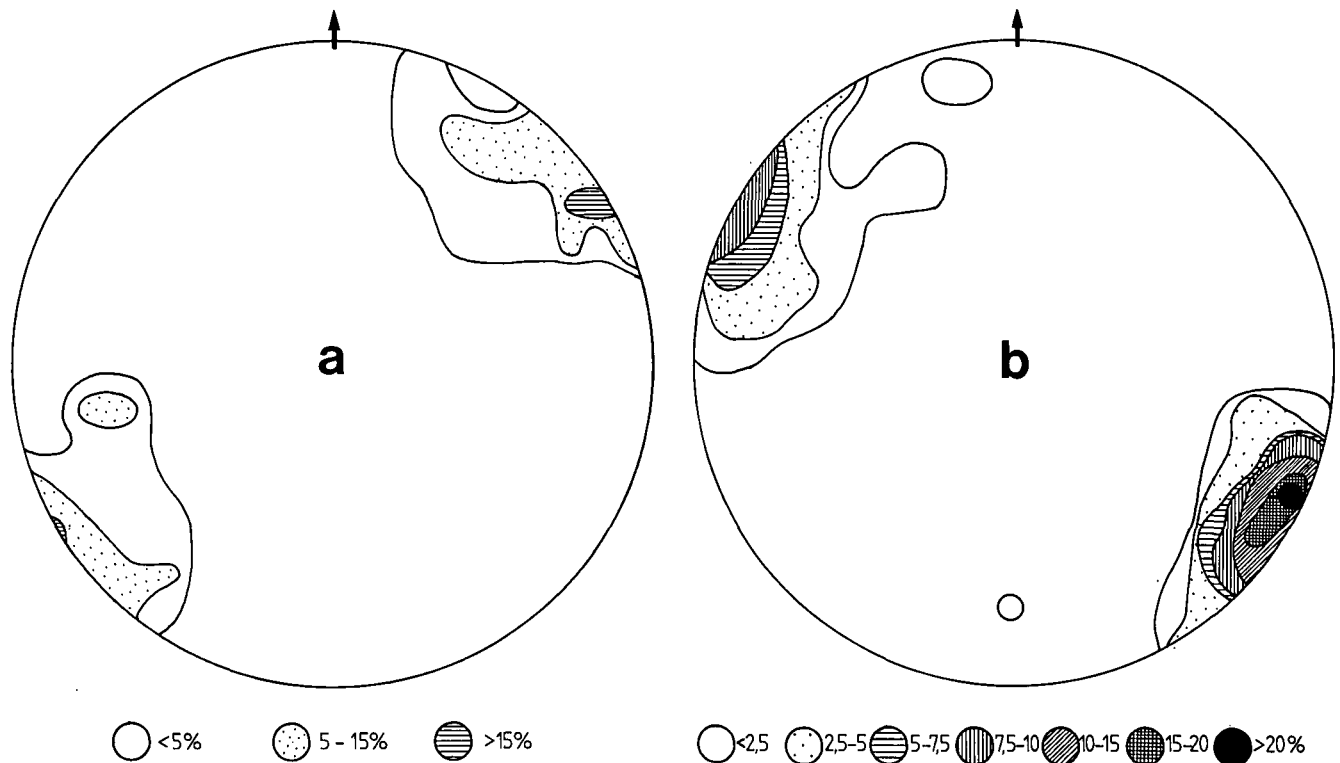


Abb. 2.
Raumlage von Flächenpolen der bructektonischen Systeme (flächentreues Netz, Projektion von der unteren Halbkugel).
a) (sub)parallel zur Sonnblick-Walzenachse verlaufende Strukturen (29 Meßwerte).
b) Tauerngoldgänge (79 Meßwerte).

gruppe von Obervellach bis ins hintere Krumbachtal, wo sie ausläuft (HADITSCH & MOSTLER, 1970). Sie besteht nicht aus einem einzelnen Lineament, sondern aus einem Bündel subparalleler, NW-SE-verlaufender Störungen, an denen eine Anzahl natürlicher Seen (Stübele-, Feld-, Oschenig-, Weiß-, Schwarzsee) perl-schnurartig aufgefädelt ist (Beilage).

Entlang dieser Linie häufen sich Bergzerreißen und 2-5 m mächtige, steil einfallende bis saigere Mylonite und Katakasite (EXNER, 1962b, 1964; HADITSCH & MOSTLER, 1970). Die einzelnen Störungen können nach HADITSCH & MOSTLER und WEISZ (1969) bis 500 m weit auseinanderliegen – stellenweise sogar 1-1,5 km weit (Beilage) – sie können sich aber auch zu einer einzigen Fläche vereinigen. Die genannten Autoren beziehen ihre Angaben großteils auf untertägige Aufschlüsse, nämlich Druck- und zugehörige Fensterstollen, die im Zuge der energiewirtschaftlichen Erschließung des Gebiets durch die KELAG (Kraftwerksgruppe Fragant) vorgetrieben wurden.

Es ist festzuhalten, daß das Mölltal-Störungsbündel nicht an der Grenze Sonnblick-Gneiskern/Mallnitzer Mulde verläuft, sondern im Sonnblickkern selbst, und zwar in dessen steilgestellter Stirnzone („Knappenhauwalze“ und „Wurtenkeile“ mit den eingefalteten Metabasitlagen aus dem „Alten Dach“ im Sinne EXNERS [1964]). Dort ist aufgrund der intensiven Verschiebung und Verfaltung eine Schwächezone geradezu vorgegeben.

3.2. Tauerngoldgänge

Im ehemaligen Bergbauterrain der beiden Zirknitztäler und des oberen Wurtentales baute man folgende

wichtige Gangzüge auf Gold und Silber (die erzführenden Strukturen und die Lage der alten Bergbaue sind der Beilage zu entnehmen):

- 1) Der Parzissler Gangzug mit den Bauen der Unteren und Oberen Parzissel ist bis ca. 2850 m Sh. an den südlichen Abhang der Goldbergspitze zu verfolgen.
- 2) Die Gänge, die von der Unteren Brettscharte zum Brettsee herabziehen, wurden vorwiegend im Wand- und Schrofengelände westlich des Sees abgebaut. Auf Überreste alter Bergbautätigkeit stößt man auch in der südlichen Fortsetzung des Gangzuges, nämlich entlang des Bachlaufes, der den Brettsee entwässert.
- 3) Die Gänge westlich und östlich des Trömmernkopfes und im Bereich der Trömmernscharte baute man gleichfalls auf Edelmetalle. Ein Teil der Strukturen setzt sich nach SSW fast bis zum Talboden der Gr. Zirknitz fort, von wo man dieselben mit dem Grasleiten-Unterbau abqueren wollte.
- 4) Der Moderecker Gangzug umfaßt die Baue am Westrücken des Eckberges, die sogen. Moderecker Gruben, und die Baue in der Milleiten.
- 5) Die südliche Fortsetzung der Gänge des Hohen Goldberges baute man auf der Nordseite des Altecks, westlich der Niederen Scharte und im sogen. Freudental südlich des Altecks. Der Christileiden- oder Erbstollen sollte die Gänge in der Teufe anfahren. Bereits ROCHATA (1878) und POŠEPNY (1880) weisen darauf hin, daß es sich bei den Moderecker Gängen um die streichende Fortsetzung des Goldberger Gangzuges handeln müsse. Allerdings sind diese zwischen Alteck und Eckberg obertags nicht aufgeschlossen und auch im Luftbild aufgrund der ungünstigen Geländemorphologie (Grate und Steilflanken mit teilweiser Gehängeschutt-Bedeckung)

nicht erkennbar. Zum Goldberger Gangsystem dürften wohl auch jene stellenweise erzführenden Strukturen im Kl. Zirknitztal zu zählen sein, die zwischen Kl. Zirknitzscharte und Großsee verfolgbar sind. Relikte bergmännischer Tätigkeit sind hier – bis auf eine unbedeutende Halde – nicht nachweisbar.

- 6) Im Würtental sind vergleichsweise wenige Gangstrukturen aufgeschlossen. Bergbauliche Bedeutung genöß nur der wegen seines Edelmetall-Reichtums legendäre Strabalebengang (ROCHATA, 1878), den man später auch vom Stübelesee aus mittels eines Unterfahrungsstollens zu gewältigen versuchte. Aller Wahrscheinlichkeit nach – zumindest dem Kartenbild zufolge – repräsentiert der Strabalebengang die südliche Fortsetzung eines der zahlreichen Siglitzer Gänge. Einschränkend ist jedoch festzuhalten, daß diese Vermutung erst durch untertägige Aufschlüsse bewiesen werden müßte, da in den Schieferserien der Mallnitzer Mulde keine Gangstrukturen zu Tage austreichen.

Die Einbaue wurden überwiegend an bzw. in unmittelbarer Nähe von Kreuzungspunkten der Erzgänge mit NW–SE-streichenden, sterilen Strukturen angelegt, Beispiele hierfür findet man in der Parzissel, am Brettsee und am Trömmern. Zur Erklärung dieses Phänomens bieten sich grundsätzlich zwei Interpretationsmöglichkeiten an:

Zum einen eine rein bergbautechnische: Vergegenwärtigt man sich die primitiven Vortriebs- und Abbauethoden (Stollenvortrieb in Schlägel und Eisen oder mittels Feuersetzen; die Verwendung des Schießpulvers im Oberkärntner Edelmetallbergbau setzte erst im ausgehenden 17. Jahrhundert ein), boten sich naturgemäß jene Stellen zum Anschlag eines Stollens an, wo der zähe, widerstandsfähige Granitgneis bereits tektonisch zerrüttet und somit leichter zu gewältigen war.

Zum anderen ist es eine altbekannte Bergmannsregel, daß gerade an den Scharungen verschieden streichender Gangsysteme, Scherzonen und dergleichen besonders reiche Erzmittel zu erwarten sind.

Auffällig ist überdies, daß sich der historische Bergbau auf den NW-Teil des Sonnblickkerns konzentrierte – man denke außer dem hier zur Diskussion stehenden Terrain z. B. an die weiter im Nordwesten gelegenen Reviere der Goldzeche (7 in Abb. 1) oder des Grißwies-Schwarzkogels (16 in Abb. 1). Nach Südosten, wo sich der walzenförmige Gneiskern einengt, nehmen die erzführenden Strukturen in ihrer Häufigkeit ab. So findet man südöstlich der Strabalebenbaue bzw. des Stübele-Unterbaues keine nennenswerten Vererzungen mehr.

Wie bereits angedeutet, weisen die Tauerngoldgänge eine ziemlich konstante NNE–SSW-Streichrichtung auf (N 10–30°) und fallen steil (70–90°) nach Westen oder Osten ein. Im obertägigen Geländebefund – und nur ein solcher ist im untersuchten Bergbauterrain noch möglich – erscheinen die Erzgänge als geradlinige, glatte Brüche, die zumeist über etliche hundert Meter, oft sogar kilometerlang auf der Geländeoberfläche verfolgbar sind. Im Ausbiß erreichen sie durchwegs 1–1,5 m Mächtigkeit. Sie treten üblicherweise nicht einzeln auf, sondern der eigentliche Erzgang wird entweder von einer Schar (sub)paralleler Klüfte begleitet, die den angrenzenden Granitgneis durchschlagen und auflockern, oder es verlaufen überhaupt mehrere Gänge innerhalb weniger Meterzehner nebeneinander. Bei-

spiele dafür finden sich in der Oberen Parzissel oder bei den Bauen am Trömmern (Beilage). Die durchschnittliche Normaldistanz der Gangscharen, also die Abstände zwischen Parzissel-, Brettsee-, Trömmern- und Moderecker Gangzug beträgt 400–600 m.

3.3. Relatives Alter von Mölltalstörung und Tauerngoldgängen

Sowohl EXNER (1962b, 1964) als auch HADITSCH & MOSTLER (1970) sehen in der Mölltalstörung eine altalpidische Anlage, die in ursächlichem Zusammenhang mit der Formgebung des Sonnblick-Gneiskörpers steht, da sie sich in ihrer Raumlage völlig dem Bauplan der steil abtauchenden, NW–SE-gelängten Gneiswalze anpaßt. Dabei ist in einer frühen Phase, als der Sonnblickkern noch in der Tiefe versenkt und aufgeheizt war, eher an eine stetige, plastische Deformation zu denken als an eine ruptuelle. Erst danach – HADITSCH & MOSTLER (1970) geben aufgrund junger Biotite ein ungefähres Alter von 30 Ma bei einer Aufheizung von zuletzt ca. 350°C für die plastische Deformation an – kam es zur Ausbildung von Kataklasiten und Myloniten, also zur bruchhaften Deformation und somit zur Ausbildung der eigentlichen Mölltallinie.

Von Interesse für die Altersbeziehung zwischen Mölltalstörung und Tauerngoldgängen scheint die Tatsache, daß im Bereich des Störungssystems keine nennenswerten Verstellungen zu beobachten sind. Dies steht einerseits im Einklang mit den Ausführungen HADITSCH & MOSTLERS (1970) sowie EXNERS (mündl. Mitt.), auf der anderen Seite in krassem Widerspruch zu einer Hypothese, die von WELSER (1981) aufgestellt wurde. WELSER war davon überzeugt, daß die – seiner Meinung nach – südlich der Mölltalstörung befindlichen Erzgänge, also die Gangzüge der Goldzeche, der Zirknitz und des Goldberges, um 4–5 km nach Westen verschoben und 1000–1500 m relativ gegenüber den nördlich des Lineaments gelegenen Gangzügen, also jenen des Siglitz-Pochkar-Erzwies-Reviers und des Radhausberges, angehoben worden seien. Diese Annahme erweckt vorderhand einen durchaus plausiblen Eindruck, denn die südlich des Störungssystems befindlichen Gangzüge scheinen an diesem abgeschnitten zu sein. Die Siglitzer und Radhausberger Gänge zeigen hingegen – zumindest im obertägigen Aufschluß – keine direkte Fortsetzung weiter nach Süden (Abb. 3). Verschöbe man beide Gangschwärme entlang der Störung gegeneinander, ergäbe sich gemäß WELSERS Vorstellung ein zusammenhängendes Bild; d. h., die Goldzecher Gänge stellten eine Fortsetzung der Siglitzer dar, der Goldberger Gangzug käme mit dem Radhausberger zur Deckung. Wie ebenfalls aus Abb. 3 hervorgeht, ging jedoch WELSER (1981) von einer grundlegend falschen Annahme aus. Auf seiner Darstellung verläuft nämlich die Mölltalstörung an der Grenze Sonnblick-Gneiskern/Mallnitzer Mulde. Demnach durchschneite sie beispielsweise den Grat zwischen Herzog Ernst und Schareck; daher der scheinbar scharf gegen NNE abgeschnittene Goldberger Gangzug! Tatsächlich streichen aber mehrere subparallele Störungen weiter südwestlich, nämlich im Bereich der Wintergasse und der Niederen Scharte, durch (Beilage). Hätte WELSERS Hypothese dennoch Gültigkeit, so müßten die Erzgänge am Hohen Goldberg bzw. deren Fortsetzung am Alteck im Bereich der Wintergasse und

GOLDBERGBAU HOHE TAUERN

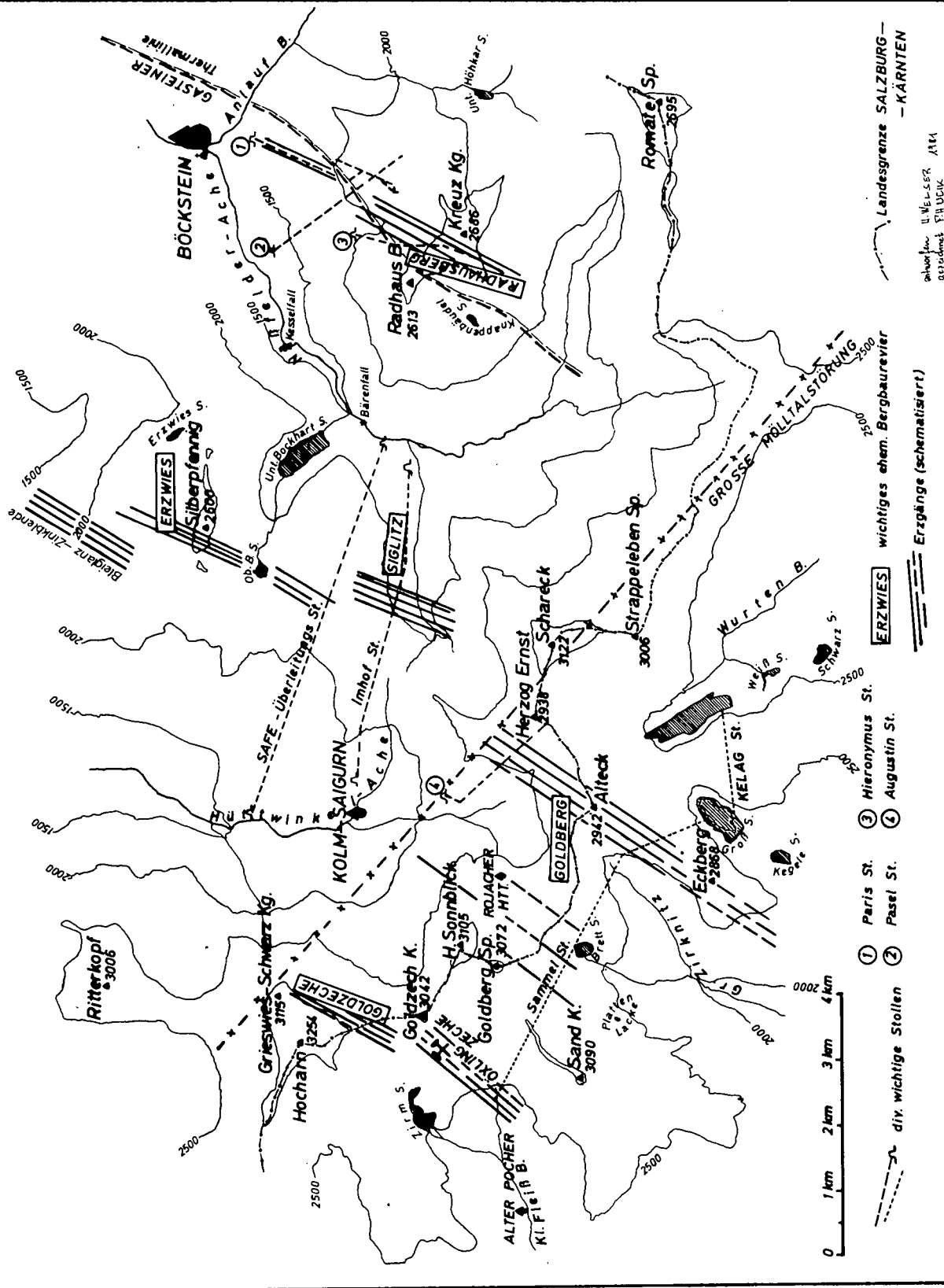


Abb. 3. Position der Tauerngoldgänge in den ehemaligen Gastener, Rauriser und Oberkärntner Bergbauverviere nach WELSER (1981). Gemäß der Vorstellung WELSER's sollten die südlich der Molattalstörung gelegenen Gangzüge um 4-5 km nach Westen verschoben und um 1000-1500 m relativ angehoben worden sein.

entworfen u. gezeichnet
W. WELSER
E. H. ULLICH

der Niederen Scharte enorme Versetzungsbeträge aufweisen. Es ist jedoch weder in der Literatur von derartigen Phänomenen die Rede, noch sind solche im Luftbild oder im Feld verifizierbar. Vielmehr ist das plötzliche Aussetzen der Golderzgänge darauf zurückzuführen, daß dieselben eben gerade dort rasch vertauben bzw. auffiedern und sich nach kurzer Distanz gänzlich verlieren, wo sie den Zentralgneis verlassen und in die inkompetenten hangenden Schiefer übertreten. Diese Beobachtungen machten schon die alten Bergleute am Hohen Goldberg bei den sogen. „Neunern“, das sind Schwarzphyllite bzw. graphitische Glimmerschiefer und Knotenschiefer der (par-)autochthonen präpermischen Schieferserie über dem Sonnblick-Gneiskern.

Einen weiteren Hinweis zur Widerlegung der WELSERschen Hypothese liefert der Strabalebengang östlich der Duisburger Hütte. Der Erzgang, der N 10–15° streicht und mit 70–85° nach Osten einfällt, wurde tag-nah verhauen und läßt sich anhand mehrerer kleiner Halden ab ca. 2620 m Sh. unschwer verfolgen. In ca. 2720 m Sh. trifft der Gang auf die Störung, welche vom neu erbauten Hotel der „Mölltaler Gletscherbahnen“ (2785 m) Richtung Feldsee ihren Verlauf nimmt. Die Gangstruktur setzt sich nördlich davon fort und bleibt von der Störung beeinflußt (Beilage).

Zusammenfassend ist also festzuhalten, daß aufgrund eigener Feldbeobachtungen die WELSERsche Vorstellung von einer großräumigen Versetzung der Tauerngoldgänge an der Mölltallinie – so faszinierend sie auf den ersten Blick auch erscheinen mag – nicht haltbar ist. Vielmehr ist der Auffassung HADITSCH & MOSTLERS (1970) Recht zu geben, wonach die Golderzgänge erst später angelegt wurden und deshalb in ihrer Position von der Mölltalstörung nicht beeinflußt werden konnten.

4. Edelmetallhaltige Erzmineralisationen

In Ermangelung noch zugänglicher Untertageaufschlüsse stützen sich die Erkenntnisse zur Hauptsache auf Haldenproben, die bei den einzelnen Bergbauen durchwegs in großer Zahl aufgesammelt werden konnten. Zusätzliche wertvolle Informationen vermitteln die seltenen Gangausbisse, wo sie von den Alten noch nicht zur Gänge ausgeerzt wurden. Gerade in der Zirknitz betrieb man den Gold- und Silberbergbau oft in Form von Tagverhauen, welche die Gänge nur wenige Meter zur Teufe hin verritzten, z.B. in der Oberen Parzissel.

4.1. Beschaffenheit der Gangfüllung

Die Zusammensetzung der Gangfüllung weist eine beträchtliche Variabilität auf, wenngleich bestimmte Merkmale der untersuchten Tauerngoldgänge auch für die benachbarten Reviere, also Goldzeche, Rauriser Goldberg und Siglitz, Gültigkeit besitzen. Generell können zwei Hauptvererzungsphasen unterschieden werden:

a) Eine ältere goldhaltige Pyrit-Arsenopyrit-(Pyrrhotin-) Mineralisation wird von Quarz als Gangart begleitet. Insbesondere Arsenopyrit ist vielfach in Form hypidiomorpher rautenförmiger Kristalle entwickelt. Quarz liegt meistens derb vor; wo drusige Hohlräume

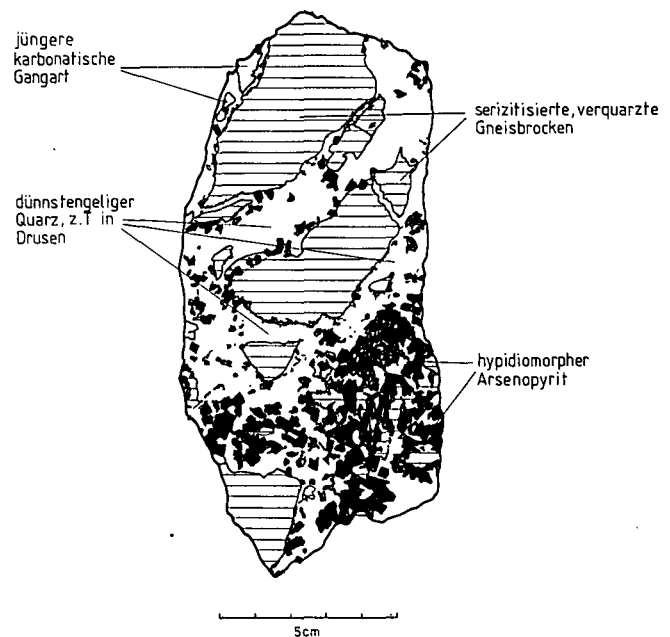


Abb. 4. Handstück aus einem Erzgang mit hydrothermal alterierten Augengneis-Fragmenten und nahezu monomineralischer Arsenopyrit-Mineralisation. Dominierende Gangart ist derber oder in Drusen dünnstengelig kristallisierter Quarz. Alteckbaue.

me auftreten, bildet er in der Regel mehrere Millimeter- in seltenen Fällen bis Zentimeter-lange spitz-rhomboedrische Kristalle von dünnstengeligem Habitus. Dabei handelt es sich durchwegs um lamellar gebaute Quarze, die auf ein Kristallwachstum bei rascher Abkühlung schließen lassen (z.B. BAMBAUER et al., 1961). Außer den Sulfiden und der Quarz-Gangart sind vielfach nuß- bis faustgroße Fragmente von Granitgneis am Aufbau des Ganginhaltes beteiligt. Die Gneisstücke brachen vermutlich bei der Anlage der Tauerngoldgänge infolge von Zug- und Scherbeanspruchung aus dem Nebengesteinsverband los und wurden durch die vorbeiströmenden SiO₂-reichen Lösungen hydrothermal alteriert, wobei im wesentlichen die Feldspäte eine Verquarzung und Serizitisierung erlitten. Überdies fungierten die Gneisbrocken quasi als „Kristallisationskeime“, an deren Oberfläche sich Arsenopyrit, Pyrit und Quarz abscheiden konnten (Abb. 4). Mitunter beobachtet man Kokardenerze, bei denen die nußgroßen Gneisfragmente weitgehend von Quarz und Sulfiden verdrängt werden (Abb. 5).

b) Eine jüngere, komplex zusammengesetzte silberhaltige Pb-Zn-Cu-Mineralisation wird von karbonatischer Gangart begleitet. Es handelt sich dabei um ein FeMg(Mn)-Karbonat aus der Magnesit-Siderit-Mischreihe mit ca. 75–80 Mol-% FeCO₃ (Sideropleisit; n₀ = 1,83; s. TRÖGER [1969]) und wahrscheinlich geringen MnCO₃-Gehalten, die eine Schwarzfärbung bei der Verwitterung des Haldenmaterials hervorrufen. Die dominierenden Sulfiderze dieses Mineralisationstypus sind Ag-haltiger Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit in wechselnden Mengenverhältnissen.

An manchen Handstücken beobachtet man eine deutliche Abgrenzung der karbonatischen Gangfüllung gegenüber der aus Quarz, Pyrit und/oder Arsenopyrit bestehenden. Andere Gangpartien wiederum zeichnen sich durch drusige Hohlräume aus, in denen haupt-

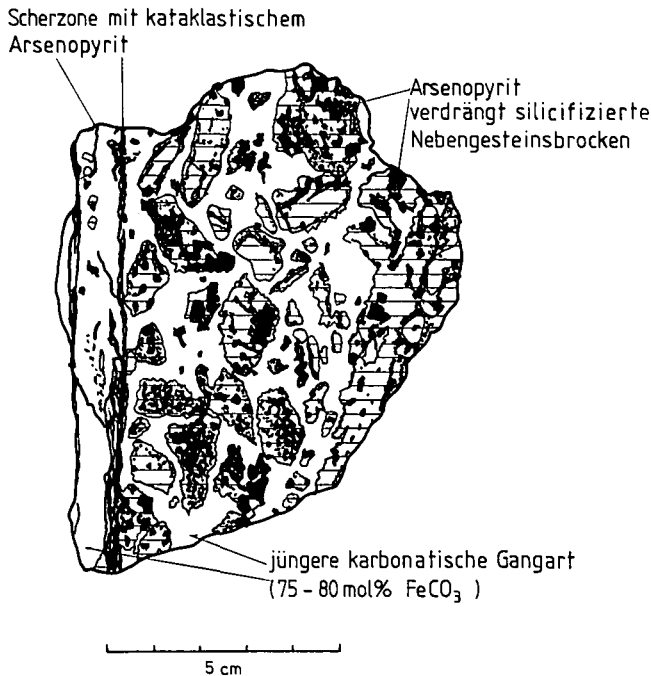


Abb. 5.
Kokardenerz: Arsenopyrit und derber Gangquarz verdrängen hydrothermal alterierte Gneisbruchstücke.
An einer Scherzone ist Arsenopyrit zerrieben. Grobspätiger Sideroplesit füllt das Restlumen des Ganges.
Bergbau Christileiden.

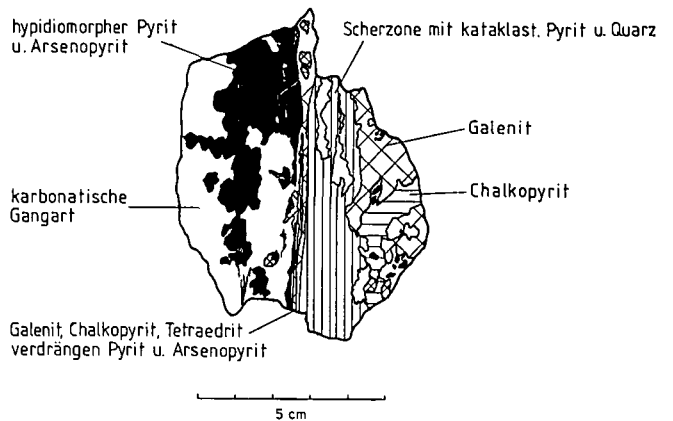


Abb. 6.
Gangstück mit mehrphasiger Vererzung.
Die ältere Pyrit-Arsenopyrit-Mineralisation erfährt in einer Scherzone intensive Kataklaste und wird im Zuge erneuter Erzabscheidung von Galenit, Chalkopyrit, Tetraedrit und FeMg(Mn)-Karbonat verdrängt.
Bergbau Christileiden.

Zentimeter-mächtiger Scherzonen, in denen vor allem die spröden Kiese und Quarz brecciiert wurden (Abb. 6), mitunter auch das grobspätige Karbonat. Galenit reagierte milder und erlitt eine plastische Deformation, was sich bereits makroskopisch am unregelmäßigen Verlauf der Spaltausbrüche (111) äußert.

sächlich Sideroplesit-, mitunter auch Sphalerit- und Galenitkristalle als jüngere Generation auf Quarz aufgewachsen gegen die Mitte des Drusenraumes ragen oder die verbliebenen Zwickel gänzlich ausfüllen. In solchen Fällen scheinen häufig symmetrisch gebaute Erzgänge vorzuliegen.

Die beiden klar unterscheidbaren Mineralisationen legen die Annahme von Rejuvenationen nahe, d. h., es kam nach dem Absatz der goldführenden Kies-Quarz-Assoziation neuerlich zu einer Zufuhr metallhaltiger Lösungen und zur Erzabscheidung. Wieder andere Handstücke belegen, daß nach bereits abgeschlossener Erzbildung die Gänge noch Scherbewegungen ausgesetzt sein mußten. Dies führte zur Ausbildung Millimeter- bis

4.2. Paragenese Gold-Pyrit-Arsenopyrit

Pyrit und Arsenopyrit sind bei weitem die häufigsten Sulfide der hier diskutierten Vererzungen und des Tauerngoldgangtypus im allgemeinen; dies gilt insbesondere für die unteren Teufenbereiche. Pyrrhotin ist hingegen nur von untergeordneter Bedeutung. Assoziationen von Pyrit mit Arsenopyrit in Quarz sind ebenso zu beobachten wie nahezu monomineralische Pyrit- oder Arsenopyrit-Vererzungen. Die Korngrößen der Kiese schwanken zwischen Zehntelmillimeter und einige Zentimeter großen Kristallen, wobei Arsenopyrit generell eine stärkere Tendenz zur Idiomorphie zeigt. An den rautenförmigen Querschnitten ist oft Zwillingsbildung erkennbar (Abb. 7). Pyrit zeigt in Verwachsung mit Ar-

Tabelle 1.

Mikrosondenanalysen von 11 Pyriten aus Haldenerzen und anstehenden Quarzgängen (*).
UPZ = Untere Parzissel; BT = Brettsee; TR = Trömmern; CH = Christileiden; ML = Milleiten; AE = Alteck; ST = Stübele; WU = Wurtental; KS = Kolmkarrücken/Siglitz.
py = Pyrit; po = Pyrrhotin; asp = Arsenopyrit; cp = Chalkopyrit; sp = Sphalerit; ga = Galenit; bm = Bismuthinit; kr = Krupkait.
Analytiker: M. TARKIAN (Univ. Hamburg); Angaben in Gew.-%.

	Fe	Co	Ni	As	S	Summe	Sulfidparagenese
TR 1	46,381	—	—	0,527	53,498	100,406	py - asp - (AuAg)
CH	46,325	—	—	0,913	52,829	100,067	py - asp - (AuAg)
AE	45,844	—	0,002	2,266	51,931	100,043	py - asp (AuAg)
UPZ	46,073	—	—	0,006	53,962	100,041	py - cp - sp - ga(Ag)
BT	46,768	—	—	—	53,820	100,588	py - cp - ga(Ag)
ST	46,230	—	0,002	—	53,810	100,042	py - po - cp - sp - ga
TR 2*	46,496	—	0,020	0,036	53,682	100,234	py
ML*	46,119	—	0,001	—	53,693	99,813	py
WU 16*	46,055	—	0,108	—	53,876	100,039	py
KS*	46,238	—	0,158	—	53,645	100,041	py - bm
WU 5*	46,049	0,075	0,056	0,003	54,027	100,210	py - po - cp - ty - kr - Au

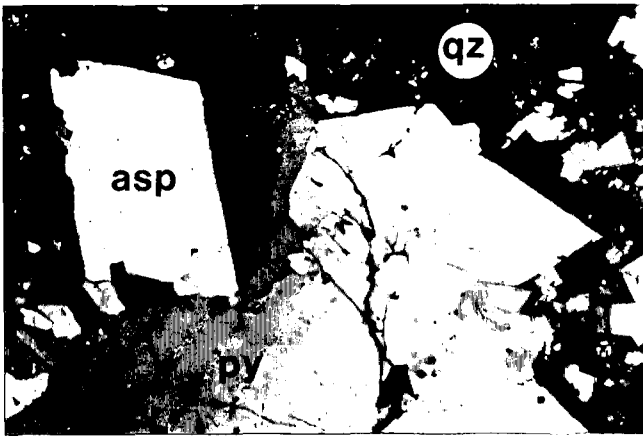


Abb. 7.
Große hypidiomorphe Arsenopyrit-Zwillinge mit Pyrit in Gangquarz.
Bergbau Christleiden.
+ Nicols, lange Bildkante 2,2 mm.

Abkürzungen der verwendeten Mineralnamen

Au	Gold	md	Matildit	qz	Quarz
py	Pyrit	li	Lillianit	gö	Goethit
po	Pyrrhotin	ac	Akanthit	bo	Wismutocker
asp	Arsenopyrit	bm	Bismuthinit	rt	Rutil
cp	Chalkopyrit	kr	Krupkait	si	Sideroplesit
sp	Sphalerit	gl	Gladit	sc	Serizit
ga	Galenit	pk	Pekoit	kf	Kalifeldspat
td	Tetraëdrit	ts	Tsumoit		
pb	Polybasit	ty	Tetradymit		

senopyrit meist schwache Anisotropie, was auf geringe Arsengehalte zurückzuführen sein dürfte (Tab. 1).

Wo der Ganginhalt durch nachträgliche Bewegungsvorgänge noch zerschert und brecciiert wurde, zeigen die Kiese weitreichende Kataklastik und Kornzerlegung.

Gold erscheint stets in Form tröpfchenförmiger isogenetischer Einschlüsse in Pyrit, die in der Regel Korn-durchmesser von 10–30 µm erreichen, nur selten darüber. Kumulationen solcher Goldtröpfchen treten bevorzugt in den Randbereichen oder in Rissen größerer Pyritkörner auf, sofern letztere mit Arsenopyrit verwachsen sind (Abb. 8). Mitunter scheint das Edelmetall auch in die Fissuren von Arsenopyrit migriert zu sein (Abb. 9). Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei diesen Goldtröpfchen um Produkte einer Art Sammel-

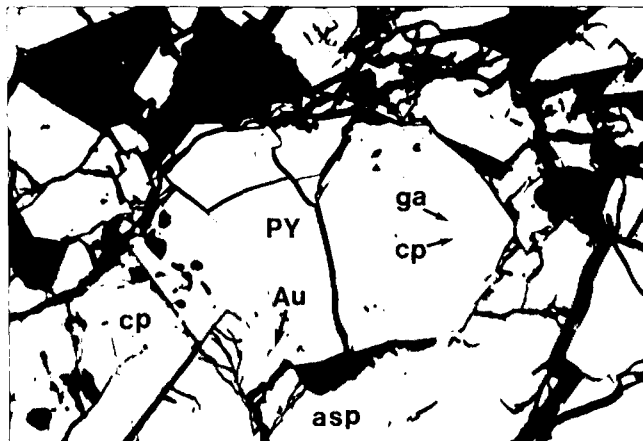


Abb. 8.
Tröpfchenförmige Einschlüsse von Ag-reichem Freigold in Pyrit und an den Korngrenzen zu Arsenopyrit.
Pyrit enthält außerdem Galenit- und Chalkopyrit-Einschlüsse.
Alteckbaue.
Lange Bildkante 0,22 mm.

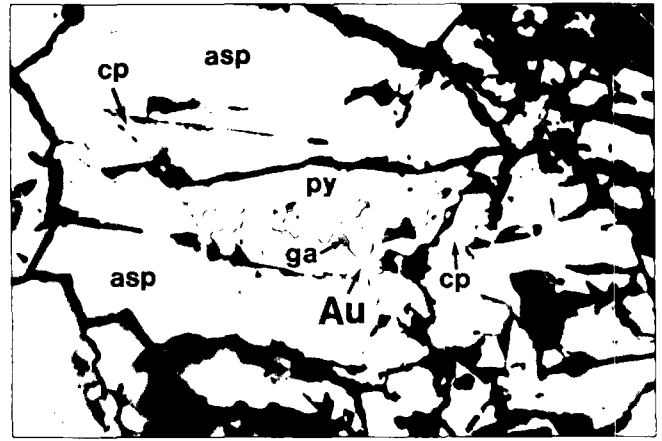


Abb. 9.
Einschlüsse von Ag-reichem Freigold, Galenit und Chalkopyrit in Pyrit und Arsenopyrit.
Alteckbaue.
Lange Bildkante 0,22 mm.

kristallisation handelt. D.h., bei hohen Temperaturen im Pyrit- oder Arsenopyrit-Gitter in fester Lösung gebundenes Gold diffundiert bei Abkühlung zu Plätzen niedrigeren Energiepotentials, also bevorzugt zu Rissen oder Korngrenzen; eine Theorie, die durch zahlreiche experimentelle Arbeiten untermauert wird (z. B. BURG, 1935; KURAUTI, 1941; MASLENITSKY, 1944). Von Bedeutung ist auch die an einer Vielzahl auflichtoptischer Präparate gemachte Beobachtung, daß Freigold nur in Pyrit-Arsenopyrit-Assoziationen auftritt. In monomineralischen Pyrit- oder Arsenopyrit-Vererzungen konnten mikroskopisch noch keine Goldtröpfchen nachgewiesen werden. Es scheint also die Koexistenz der beiden Kiese ein weiterer Faktor für das Auftreten von nicht gittergebundenem Gold zu sein.

4.2.1. Chemismus des Goldes

Wenn bislang von „Gold“ die Rede war, ist dies aus mineralchemischer Sicht nicht ganz korrekt. Das an die Pyrit-Arsenopyrit-Paragenese gebundene Edelmetall ist genaugenommen eine (Au,Ag)-Legierung, die durchschnittlich 18–25 Gew.-% Ag enthält (gemäß RAMDOHR [1975] werden Legierungen mit 30–45 Gew.-% Ag als „Elektrum“ bezeichnet; nach MATTHES [1983] solche mit mehr als 20 Gew.-%. In Anlehnung an die RAMDOHRsche Terminologie soll die in Rede stehende Legierung weiterhin als „Gold“ bzw. „Ag-reiches Gold“ bezeichnet werden). In Abb. 10 sind die Chemismen von Ag-reichem Gold aus den unteren Teufen (häufigste Assoziation mit Pyrit und Arsenopyrit) jenen von Ag-ärmerem Gold aus dem Ausgehenden der Erzgänge (Assoziation mit [Bi,Te]-Sulfiden/Sulfosalzen, Bi-[Hyxdr]oxiden und Limonit) gegenübergestellt. Eine umfassendere Zusammenstellung der Chemismen von Gold aus strukturell kontrollierten Mineralisationen, die in unterschiedlichen Lithologien des mittleren und östlichen Tauernfensters auftreten, geben PAAR et al. (1991).

4.3. Paragenese silberhaltige Sulfosalze – Galenit – Sphalerit – Chalkopyrit

Im Gegensatz zur mineralogisch monotonen Gold-Kies-Assoziation ist die von karbonatischer Gangart begleitete Ag-Pb-Zn-Cu-Mineralisation wesentlich

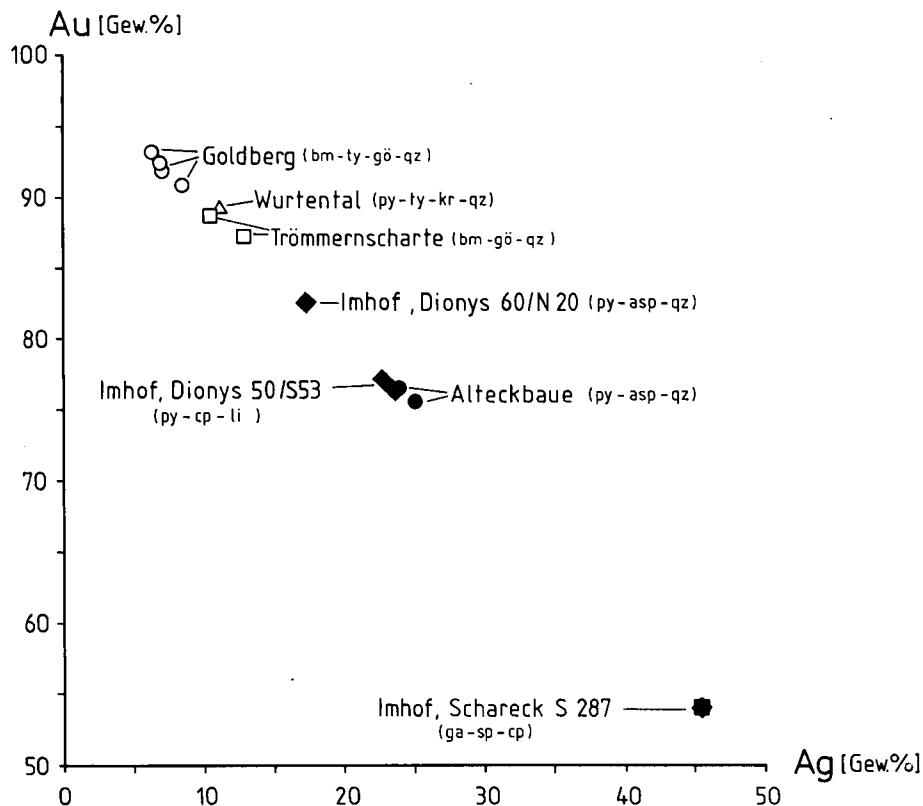


Abb. 10.
Au : Ag-Verhältnisse unterschiedlicher edelmetallhaltiger Erzparagenesen vom Untersuchungsgebiet (oberflächennah) und aus dem Imhof-Unterbaurevier (untere Teufen).
Mikrosondenanalysen von Y. MOËLO (Imhof, Dionys 50/S53) und M. TARKIAN (alle übrigen Daten).

komplexer zusammengesetzt. Wie im Vorangegangenen bereits ausgeführt wurde, sind Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit die dominierenden Phasen. Speziell Galenit verdrängt von Korngrenzen und Rissen ausgehend Pyrit, wodurch bei letztgenanntem charakteristische Korrosionsbuchtungen und -schläuche entstehen (Abb. 11). Galenit findet sich ebenso wie Chalkopyrit auch in Form xenomorpher, durchschnittlich 10–50 µm großer Einschlüsse im Pyrit. Bereichsweise ist das Bleisulfid deformiert und zu Subkörnern rekristallisiert. Chalkopyrit zeigt mitunter spindelige Zwillinglamellierung. Sphalerit liegt generell in Millimeter- bis Zentimeter-großen hypidiomorphen, isometrischen Körnern vor und weist vor allem in den Randzonen oft eine Vielzahl winziger Chalkopyrit-Tröpfchen auf („chalcopyrite-disease“; BARTON [1970, 1978]). Besonders häufig beob-

achtet man diese Erscheinung an den Korngrenzen bzw. in unmittelbarer Nähe größerer Chalkopyrit-Körner (Abb. 12).

Galenit enthält durchwegs zahlreiche Silberträger, die unter dem Erzmikroskop als xenomorphe, zum Teil orientierte, tröpfchen- oder wurmförmige Einschlüsse von unterschiedlicher Korngröße wahrnehmbar sind. Häufigster Silberträger der Paragenese ist Ag-hältiges Fahlerz, das gern mit Polybasit zu unregelmäßigen, bis 0,5 mm großen Aggregaten verwachsen ist (Abb. 13). Ein in der Gesamtheit der untersuchten Vorkommen relativ seltener, jedoch für die Erze aus den Moderecker Gängen (vor allem Alteckbaue und Milleiten) recht typischer Silberträger ist Pyrargyrit. In Chalkopyrit-betonnen Mineralisationen, die man in quarzreichen Erzgängen westlich des Brettsees abbaute, konnten mit Gale-



Abb. 11.
Galenit verdrängt Pyrit der älteren Vererzungsphase, wodurch die charakteristischen Korrosionsbuchtungen und -schläuche entstehen.
Strabalebenbaue.
Lange Bildkante 0,54 mm.

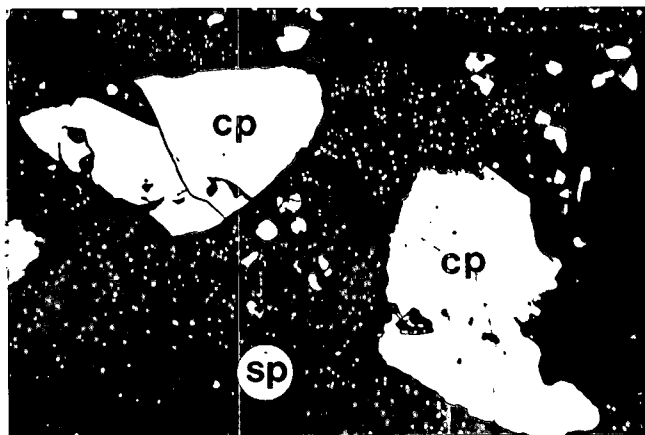


Abb. 12.
Besonders im Umfeld größerer Chalkopyritkörner treten im Sphalerit massenhaft winzige Chalkopyrittröpfchen auf (sogen. „chalcopyrite disease“).
Bergbau Christleiden.
Lange Bildkante 0,54 mm.

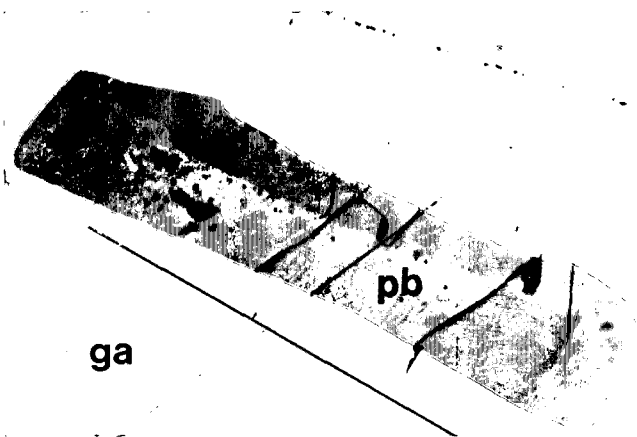


Abb. 13.
Balkenförmige Verwachsung der vorherrschenden Silberträger Tetraedrit und Polybasit in Galenit.
Die für Polybasit typische Lichtätzung ist im linken Teil des Kornes zu erkennen.
Bergbau Milleiten.
Lange Bildkante 0,22 mm.

nit verwachsen bzw. daraus entmischt Matildit und als Einschlüsse Gustavit nachgewiesen werden (Abb. 14,15).

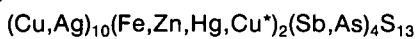
In seltenen Fällen tritt Elektrum in winzigen Tröpfchen zusammen mit den Silberträgern auf. Vergleichbares Material aus dem Imhof-Unterbaurevier enthält ca. 45 Gew.-% Ag (Abb. 10).

Untergeordnet beobachtet man ferner Bournonit-Einschlüsse im Galenit. Das CuPbSb-Sulfosalz ist stets mit Fahlerz verwachsen und zeigt die charakteristische parkettartige Zwillingslamellierung.

4.3.1. Chemismus der Silberträger

Fahlerz

Die allgemeine Formel wird mit



angegeben, wobei der Berechnung die Summe $(Me+S) = 29$ zugrundeliegt (PAULING & NEUMAN, 1934; SPRINGER, 1969; TAKEUCHI, 1971).

Fahlerze von fünf Lokalitäten wurden mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht (Tab. 2). Die Ag-Ge-



Abb. 14.
Orientierte Entmischung von balkenförmigem β -Matildit aus Galenit. Galenit ist mit Chalkopyrit verwachsen.
Brettseebaue.
+ Nicols, lange Bildkante 0,54 mm.

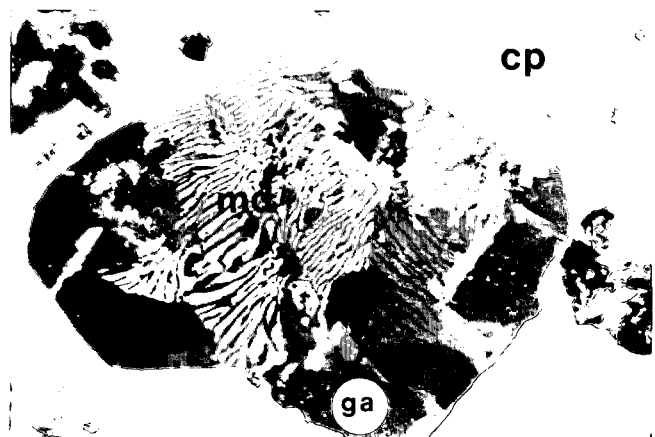


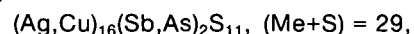
Abb. 15.
Myrmekitische Verwachsungen zwischen β -Matildit und Galenit in Chalkopyrit könnten als Eutektoid-artiges Gefüge gedeutet werden.
Brettseebaue.
+ Nicols, lange Bildkante 0,22 mm.

halte weisen eine erhebliche Variabilität auf, sind aber zu einem gewissen Grad mit dem Sb : As-Verhältnis korreliert. Sb-reiche Fahlerze können mehr Ag in die Struktur einbauen, wobei die Ag-Atome bevorzugt dreierkoordinierte Positionen einnehmen (KALBSKOPF, 1971). Die Probe OPZ (oberste Reihe in Tab. 2) enthält nur ca. 0,5 Gew.-% Ag und ist aufgrund des relativ hohen As-Gehaltes als Tennantit-reiches Mischfahlerz zu bezeichnen. Alle anderen Analysen weisen deutlich höhere Ag-Werte auf, die mit geringeren As-Gehalten einhergehen, allerdings ohne systematische Variabilität. Sie sind als Ag-hältige Tetraedrite anzusprechen. Bemerkenswert ist, daß in der Cu-Pb-Ag-Bi-betonten Mineralisation, die man beim Brettsee abbaute, auch die Fahlerze geringe Bi-Mengen ins Gitter aufnehmen. Sämtliche Fahlerzanalysen enthalten zum Teil wesentlich weniger Fe als Zn auf den Oktaederplätzen, was auf das reiche Zn-Angebot in den erzbringenden Hydrothermallösungen zurückzuführen sein dürfte (Sphalerit ist ja ein wesentlicher Bestandteil der Paragenese).

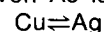
Im (Fe+Zn)-Ag-Cu-Dreieck (Abb. 16) liegen die darstellenden Punkte der Fahlerz-Analysen ziemlich genau auf der $(Cu+Ag) : (Fe+Zn) = 10 : 2$ -Geraden, was darauf schließen läßt, daß keine überschüssigen Cu-Atome auf Zwischengitterplätzen vorhanden sind (LIND & MAKOVICKY, 1982). Im Me-(Sb+As)-S-Dreieck (Abb. 16) plotten die Analysen nahe der „idealen“ Zusammensetzung $Cu_{12}(Sb,As)_4S_{13}$ des Tetraedrit-Stabilitätsfeldes (schraffiert), was typisch für Tetraedrite ist, die bei relativ hoher Schwefelfugazität gebildet wurden (LIND & MAKOVICKY, 1982).

Polybasit

Die allgemeine Formel wird mit



angegeben, wobei Polybasit, das Sb-Endglied, begrenzte Löslichkeit für As zeigt. Pearceit, das As-Analogon, baut hingegen kein Sb in die Struktur ein. Die analysierte Phase (OPZ*, unterste Reihe in Tab. 2) entspricht nahezu dem reinen Sb-Endglied. Infolge des kleineren Atomradius von As ist die Substitution



in der Pearceit-Struktur wesentlich leichter möglich als bei Polybasit, wo der Volumsschwund

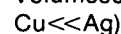


Tabelle 2.

Mikrosondenanalysen und chemische Formeln Ag-hältiger Fahlerze und von Polybasit (*).
 OPZ = Obere Parzisse; BT = Brettsee; TR = Trömmern; CH = Christleiden; STR = Strabaleiten.
 Analytiker: M. TARKIAN (Univ. Hamburg); Angaben in Gew.-%.

	Cu	Ag	Fe	Zn	As	Sb	Bi	S	Summe
OPZ	39,446	0,525	1,650	5,777	10,248	14,968	—	27,083	99,697
	36,769	2,449	0,662	6,781	2,562	26,031	—	25,461	100,715
BT	36,540	3,108	1,234	6,445	5,341	21,550	0,394	25,697	100,328
	36,843	2,250	0,823	6,926	3,782	23,555	0,486	25,452	100,117
TR	37,421	1,768	3,055	4,035	2,441	26,497	—	25,727	100,944
CH	32,355	9,740	3,092	4,131	5,546	20,118	—	25,509	100,491
	32,491	9,934	3,109	4,110	5,694	20,018	—	25,079	100,435
STR	25,716	16,577	0,823	6,039	0,192	27,196	—	23,189	99,732
OPZ*	9,455	64,988	0,004	0,042	0,028	11,205	—	16,637	102,359
F o r m e l n									
OPZ	(Cu _{9,74-9,54} Ag _{0,008-0,37}) _{9,82-9,91} (Fe _{0,43-0,19} Zn _{1,42-1,71}) _{1,85-1,90} (Sb _{1,93-3,52} As _{2,15-0,56}) _{4,08} S _{13,25-13,09}								
BT	(Cu _{9,39-9,55} Ag _{0,47-0,34}) _{9,86-9,89} (Fe _{0,36-0,24} Zn _{1,61-1,74}) _{1,97-1,98} (Sb _{2,89-3,18} As _{1,16-0,83} Bi _{0,003-0,004}) _{4,08-4,05} S _{13,08-13,07}								
TR	(Cu _{9,62} Ag _{0,27}) _{9,89} (Fe _{0,89} Zn _{1,01}) _{1,90} (Sb _{3,56} As _{0,53}) _{4,09} S _{13,11}								
CH	(Cu _{8,42-8,50} Ag _{1,49-1,53}) _{9,91-10,03} (Fe _{0,92-0,93} Zn _{1,05}) _{1,97-1,98} (Sb _{2,73} As _{1,22-1,26}) _{3,95-3,99} S _{13,16-13,00}								
STR	(Cu _{7,27} Ag _{2,76}) _{10,03} (Fe _{0,26} Zn _{1,66}) _{1,92} (Sb _{4,01} As _{0,05}) _{4,06} S _{12,99}								
OPZ*	(Ag _{12,82} Cu _{3,16}) _{15,98} (Sb _{1,96} As _{0,01}) _{1,97} S _{11,04}								

eine stärkere Gitterdeformation bewirkt. Baut Polybasit dennoch größere Quantitäten Cu ins Gitter ein, wie bei der untersuchten Phase, deutet dies auf sehr hohe Cu-Aktivität in den Hydrothermallösungen hin (MINČEVA-STEFANOVA, 1979), was sich an der Assoziation mit Fahlerz und dem reichlichen Vorhandensein von Chalkopyrit in der Paragenese manifestiert.

Sulfosalze im System Ag - Pb - Bi - S

Die beiden untersuchten Phasen, Matildit und ein Gustavit-Lillianit-Mischkristall, sind in der pseudoternären

ren Projektion Pb₂S₂ - Ag₂S - Bi₂S₃ (Abb. 17) dargestellt. Matildit, AgBiS₂, liegt auf der pseudobinären Kodone Ag₂S - Bi₂S₃. Die analysierte Phase (BT 4, schwarzes Quadrat) weist gegenüber der stöchiometrischen Zusammensetzung geringen Ag-Überschuß sowie Spuren von Cu, Se und Te auf (Tab. 3). Gemäß der Summe (Me+S) = 4 berechnet sich die Formel mit Ag_{1,09}Bi_{0,95}S_{2,03}.

Die Lillianit-homologen Pb-Ag-Bi-Sulfosalze liegen im Teildreieck Galenobismutit-Galenit-Matildit, wobei der Einbau von Ag durch die gekoppelte Substitution

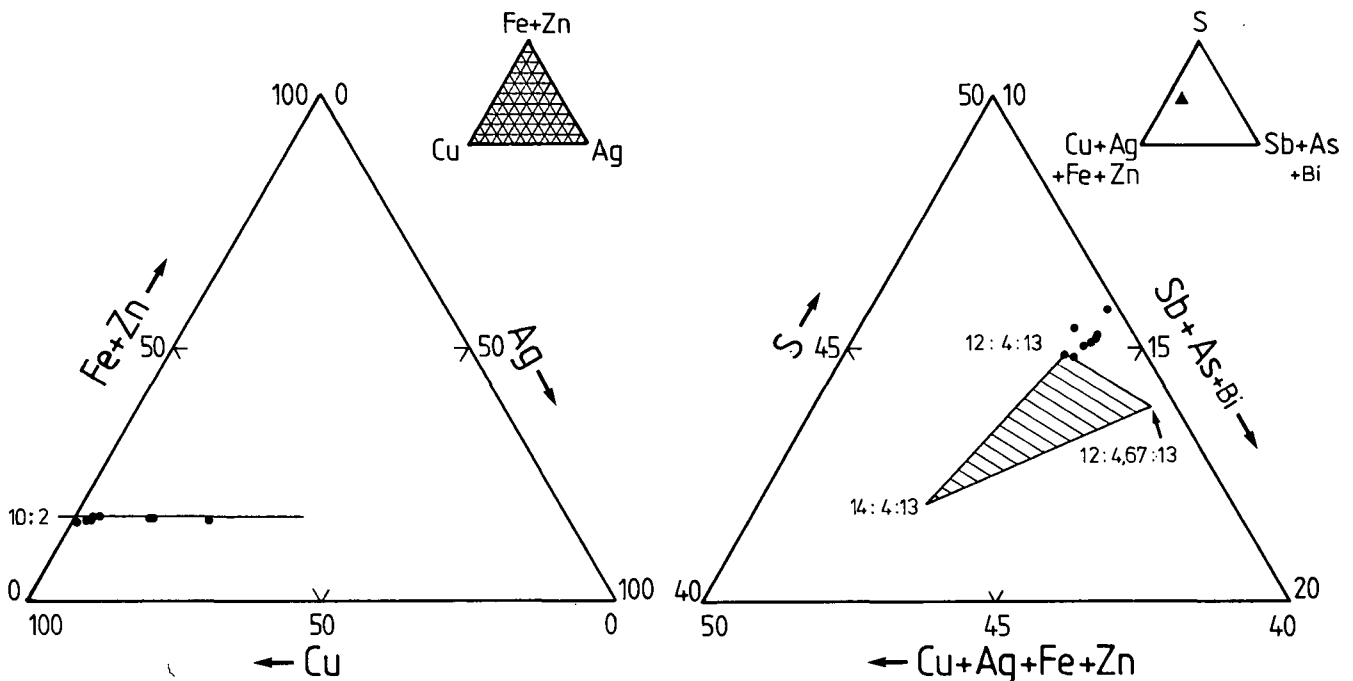


Abb. 16. Die analysierten Fahlerze im (Fe+Zn)-Ag-Cu-Dreieck und in einem Ausschnitt aus dem (Cu+Ag+Fe+Zn)-(Sb+As+Bi)-S-Dreieck nach LIND & MAKOVICKY (1982). Das Feld der idealisierten Tetradrit-Zusammensetzung ist schraffiert dargestellt.

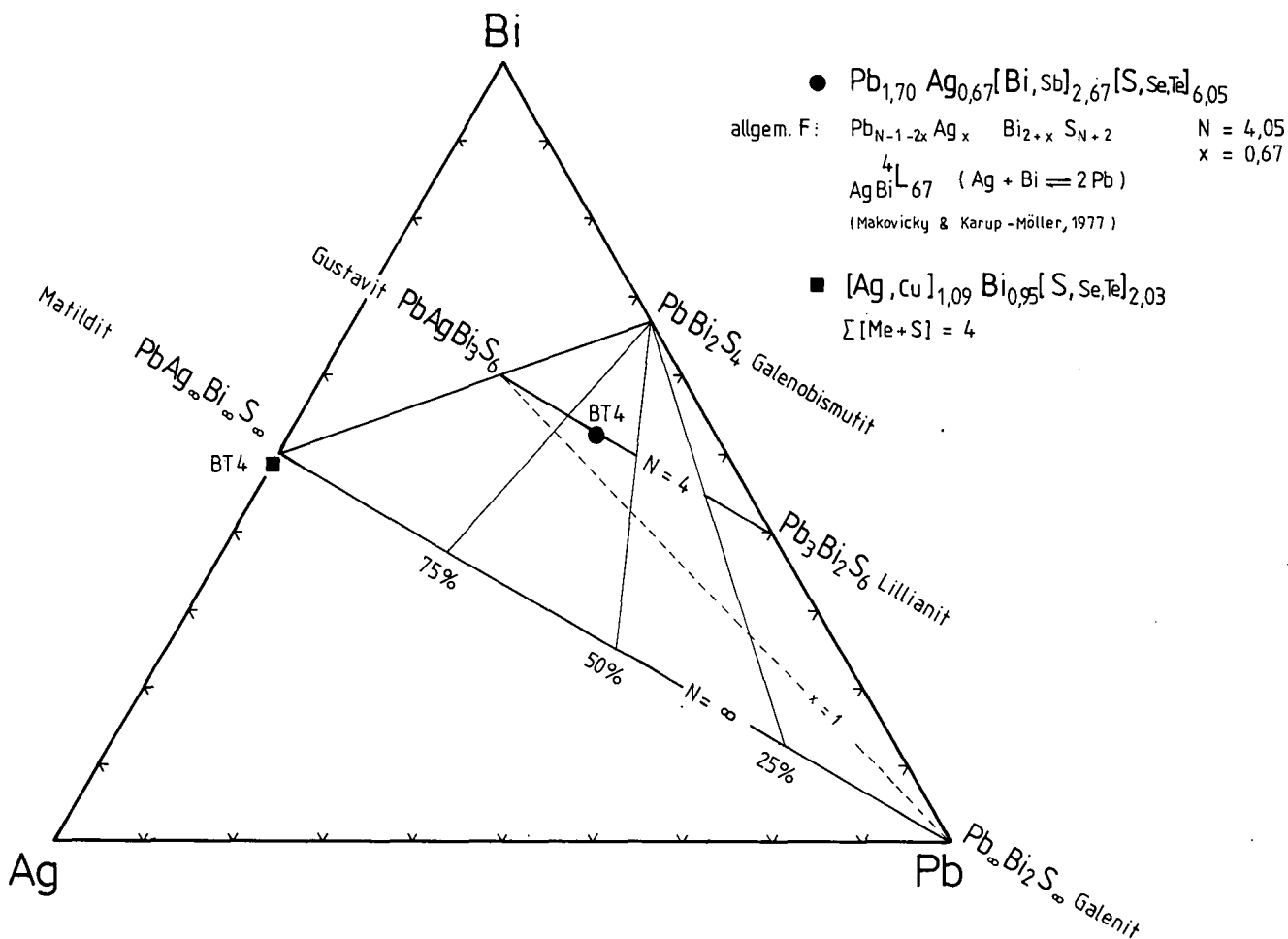
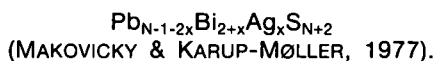


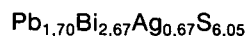
Abb. 17. Matildit und die Lillianit-homologen Pb-Ag-Bi-Sulfosalze in der pseudoternären Projektion $\text{Pb}_2\text{S}_2 - \text{Ag}_2\text{S} - \text{Bi}_2\text{S}_3$. Nach MAKOVICKY & KARUP-MØLLER (1977).

$\text{Ag} + \text{Bi} \rightleftharpoons 2\text{Pb}$ (CRAIG, 1967) ermöglicht wird. Die AgBi-reichsten Glieder liegen auf einer Geraden, die Galenobismutit, das unsubstituierbare PbBi_2S_4 , mit Matildit, also dem theoretisch maximal substituierten $\text{PbAg}_{\infty}\text{Bi}_{\infty}\text{S}_{\infty}$, verbindet. Die Mischkristalle zwischen Ag-freien und maximal AgBi-substituierten Phasen mit demselben Strukturmuster liegen alle auf Parallelen, welche die Endglieder verbinden, wobei sich die einzelnen Mischreihen durch N (Anzahl Galenit-artiger Oktaeder im Lillianit-Strukturtyp gemäß MAKOVICKY & KARUP-MØLLER, 1977) unterscheiden. Für die Lillianit-Gustavit-Reihe wird generell $N = 4$ angegeben, die allgemeine Formel lautet:



Fast immer vorhandene geringe Cu-Gehalte finden in der Berechnung der Formel keine Berücksichtigung, da die kristallchemische Position des substituierten Cu nicht mit Sicherheit bestimmt werden kann (die Kristallchemie der Lillianit-Homologen und die Herleitung der

Gustavit-Formel werden bei MAKOVICKY & KARUP-MØLLER [1977] im Detail behandelt). Die analysierte Phase (BT 4, schwarzer Kreis in Abb. 17) berechnet sich dementsprechend:



Es handelt sich um einen Gustavit-Lillianit Mischkristall mit 67 % Substitution $\text{Ag} + \text{Bi} \rightleftharpoons 2\text{Pb}$, der außerdem geringe Gehalte von Cu, Sb, Se und Te enthält (Tab. 3).

4.4. Paragenesen im Ausgehenden der Erzgänge

Im Ausbißbereich der Erzgänge bewirken meteorische Wässer mitsamt den darin gelösten Agentien (vor allem CO_2 und O_2 , aber auch Huminsäuren und dergleichen) eine mitunter weitreichende Oxidation und Hydratisierung der Primärerze. Augenfälligstes und allgemein verbreitetes Merkmal ist die Verwitterung der Kie-

Tabelle 3. Mikrosondenanalysen von Matildit und Gustavit-Lillianit von den Brettseebauen. Analytiker: M. TARKIAN (Univ. Hamburg). Angaben in Gew.-%.

	Ag	Cu	Pb	Bi	Sb	Se	Te	S	Summe
Matildit	28,930	0,008	—	53,061	—	0,092	0,039	17,305	99,435
Gustavit-Lillianit	6,067	0,244	30,180	45,481	0,957	0,154	0,095	17,023	100,201

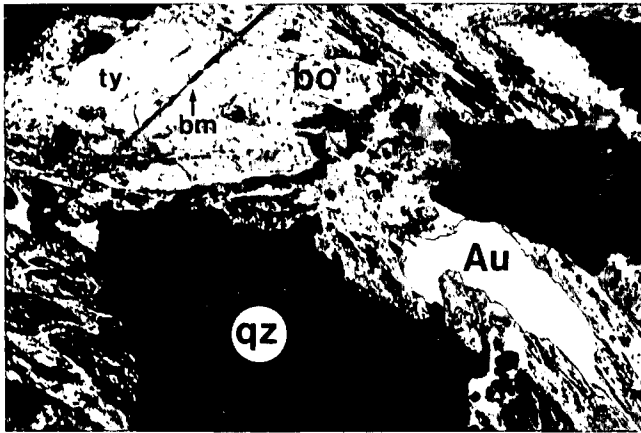


Abb. 18.
Ag-armes Freigold aus dem Ausgehenden ist hier mit Bismuthinit, Tetradymit und Quarz assoziiert.
Bismuthinit und Tetradymit sind großteils zu Bi-Ockern verwittert und nur mehr reliktilsch erhalten.
Erzgang im Bereich der Trömmerscharte.
Lange Bildkante 1,10 mm.

se, wie sie für den Eisernen Hut zahlreicher Sulfidlagerstätten charakteristisch ist. Insbesondere aus Pyrit und Arsenopyrit bildet sich erdiger, zellig-poröser oder glaskopffartig-kolloidaler Limonit, und zwar meistens als Goethit. Die zelligen Gefüge geben dabei oft pseudomorph die Kornformen von Pyrit und Arsenopyrit wieder.

Gold ist in dieser bescheidenen Oxidations- bis Zementationszone bevorzugt mit Limonit und Bi-Mineralien, hauptsächlich Bismuthinit, untergeordnet auch Tetradymit und erdigen gelblichen Wismutockern, assoziiert. Charakteristischer Begleiter der Paragenese ist Quarz, der in der Regel einige Millimeter lange Bergkristallrasen bildet, auf denen die Erze aufgewachsen sind. Die Goldpartikel erreichen nicht selten 1–2 mm Durchmesser, sie sind also bereits mit freiem Auge sichtbar (Abb. 18). Handelte es sich bei den Einschlüssen in Pyrit und/oder Arsenopyrit um Ag-reiches Gold, so ist das Edelmetall in dieser Assoziation bedeutend Ag-ärmer (ca. 87–93 Gew.-% Au, 7–13 Gew.-% Ag, vgl. Abb. 10).

Das unedlere und daher mobilere Silber konnte in keinem der bearbeiteten Vorkommen in gediegenem

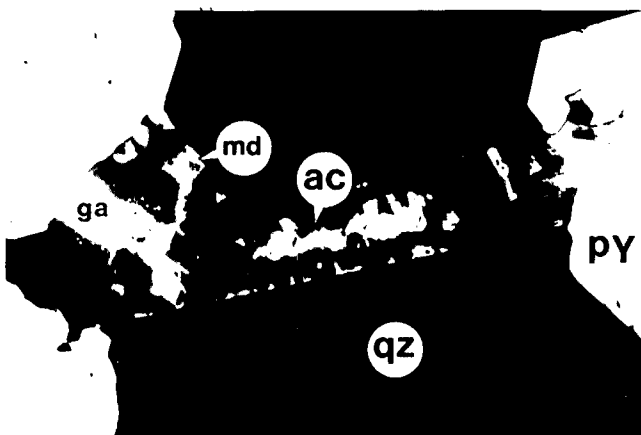


Abb. 19.
Akanthitsäume um Galenit sind typische Erscheinungen im Ausgehenden Ag-reicher Pb-Zn-Cu-Erze.
Assoziierter hypidiomorpher Pyrit enthält Galenit-Einschlüsse.
Brettseebaue.
Lange Bildkante 0,54 mm.

Zustand nachgewiesen werden, sondern es bilden sich Akanthit-Säume um silberhaltigen Galenit (Abb. 19). Stellenweise wird auch Bismuthinit(!) von derartigen Säumen umgeben.

Chalkopyrit – und auch Fahlerz, wo es in reicheren Partien auftritt – werden von Covellin verdrängt. In ähnlicher Weise beobachtet man Covellin-Säume um Sphalerit und Galenit. Malachit ist als Oxidationsprodukt der Cu-Erze häufig anzutreffen, zumeist nur in derben Anflügen, hin und wieder in kleinen tafeligen Kristallen.

Die FeMg(Mn)-Gangart oxidiert in charakteristischer Weise zu erdigem oder kolloidalem Goethit, untergeordnet auch Lepidokrokit sowie schwarzbraunem, glaskopffartigem Psilomelan. Insbesondere die karbonatreichen Haldenerze von der Milleiten enthalten zudem stengelig-tafelige Kristallaggregate von Chalkophanit, der mit Psilomelan verwachsen ist. Die Verdrängung des Karbonates durch die angeführten Fe-Hydroxide und Mn(Zn)-Oxide hinterläßt zellige Gefüge, wobei die typische Rhomboederform pseudomorph erhalten bleibt.

Im Ausbiß eines geringmächtigen Gängchens östlich des Trömmernkopfes, das stark oxidierten Bismuthinit, Galenit und reliktilsch Pyrit führt, befinden sich in der Goethit-Matrix 0,05–0,10 mm große hypidiomorphe Magnetite. Diese enthalten stellenweise winzige Pyrit-einschlüsse und werden selbst randlich von Goethit verdrängt. Da in der Probe auch limonitisiertes FeMg(Mn)-Karbonat in geringen Mengen beobachtet werden konnte, ist an eine Magnetitbildung einerseits nach Pyrit, andererseits nach Karbonat zu denken, wobei Magnetit unter stärker oxidierenden Bedingungen zu Goethit oxidiert und hydratisiert wird.

4.5. Mineralisationen erzführender Quarzgänge

Quarzgänge sind in den Zentralgneisgebieten der Sonnblickgruppe ein nahezu allgegenwärtiges Phänomen. Besonders häufig treten sie nordöstlich des Hochwurtenspeichers bis hinauf zum Wurtenkees in Erscheinung, und zwar sowohl im Granitgneis als auch in den eingefalteten Metabasiten. Infolge des drastischen Gletscherrückzuges apert dort jeden Sommer wieder neue Aufschlüsse aus. Der Vollständigkeit halber sei hier eingeflochten, daß die Amphibolitzüge des oberen Wurtentales nicht nur von Quarzgängen durchschlagen werden, sondern daß auch zahlreiche geringmächtige (Zentimeter- bis Dezimeter-dünne) Gängchen auftreten, die Karbonat als vorherrschende Gangart enthalten, und zwar ein Glied aus der Dolomit-Ankerit Mischreihe mit ca. 20–25 Mol-% $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ ($n_0 = 1,70$; s. TRÖGER [1969]).

Scharen von Quarzgängen findet man auch im Gebiet der Kl. Zirknitzscharte Richtung Weißseekopf und Großsee, ebenso im Kambereich zwischen Unterer Brettscharte, Trömmernkopf und Trömmerscharte (s. Beilage).

Die meisten Quarzgänge streichen etwa NE–SW und sind somit als ac-Klüfte zum walzenförmigen, NW–SE-ausgerichteten Sonnblickkern zu interpretieren, im Gegensatz zu den vorhin besprochenen NNE–SSW-streichenden Tauerngoldgängen. Im Geländeaufschluß kommt dies im Bereich der langgestreckten Metabasitzüge lehrbuchhaft zum Ausdruck. Ein weiterer grundle-

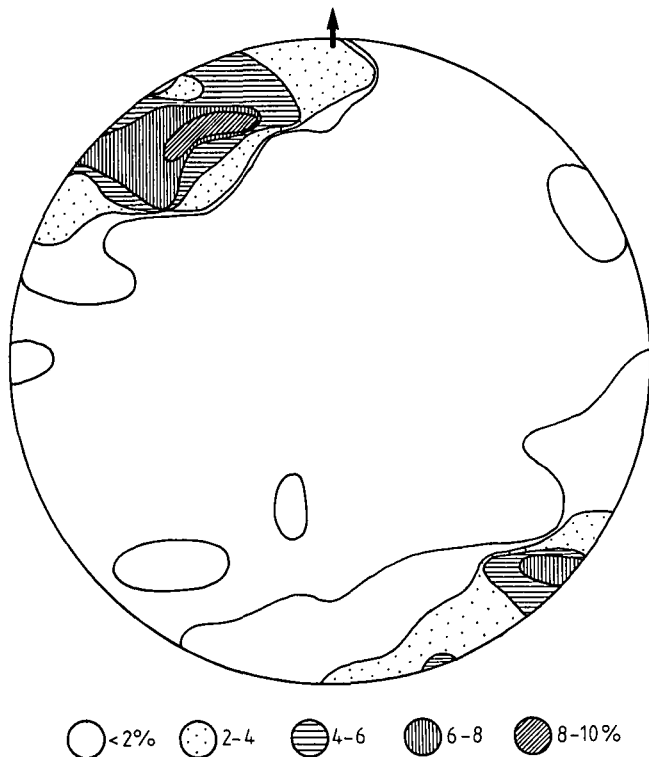


Abb. 20.
Raumlage der Flächenpole von Quarzgängen.
Flächentreues Netz, Projektion von der unteren Halbkugel; 103 Meßwerte.

genger Unterschied besteht in der geringen Streichenderstreckung der Quarzgänge, die sich in der Regel auf einige Meterzehner beschränkt. Im Gefügediagramm (Abb. 20) dominiert steiles NW- bzw. SE-Einfallen, wobei in den meisten Fällen sulfidführende und sterile Quarzgänge hinsichtlich ihrer Raumlage nicht unterscheidbar sind. Wesentlich seltener stößt man auf sterile Gänge, die W-E oder NW-SE orientiert sind, wie beispielsweise im Bereich der alten Bergbaue zwischen Alteck und Niederer Scharte oder südlich der Kl. Zirknitzscharte (s. Beilage). Vielerorts – z.B. entlang des AV-Steiges vom Hochwurtenspeicher zur Duisburger Hütte – finden sich Schwärme von größtenteils sterilem Gangquarz, der aber lokal Pyrit führen kann.

Die Beschaffenheit des Gangquarzes ist recht variabel. Meistens derb, entweder glasklar und scharfkantig im splitterigen Bruch; häufiger aber zuckerkörnig weiß, manchmal milchigtrüb mit speckig glänzender Oberfläche im muscheligen Bruch. Drusige Hohlräume mit schlankprismatischen, Millimeter- bis Zentimeterlangen, selten größeren Bergkristallen sind relativ häufig. Stets zeigen diese Quarze jedoch Lamellenbau, was auf eine rasche Abkühlung der fluiden Phase schließen läßt (BAMBAUER et al., 1961), im Gegensatz zu den meisten Quarzkristallen aus alpinen Zerrklüften, die vermutlich bei langsamer Abkühlung des fluiden Mediums in einem mehr oder weniger geschlossenen System ruhig wachsen konnten (KANDUTSCH, 1989).

Die Mehrzahl sulfidführender Quarzgänge beinhaltet als einzige Erzphase Pyrit. Diese Gänge sind oft schon von weitem an der rostigbraunen Verfärbung erkennbar. Bedeutend seltener sind Dezimeter-mächtige Quarzgänge, die außer Pyrit eine goldführende Cu-Pb-Bi-Te-Sulfid-/Sulfosalz-Paragenese enthalten. Quarzgänge mit derartigen Mineralisationen setzen gleichermaßen im Granitgneis wie in den Metabasitzügen auf

und sind bislang in erster Linie vom Gebiet zwischen Hochwurtenspeicher und Wurtenkees bekannt. Ähnliche goldhaltige Paragenesen wurden mittlerweile von zahlreichen anderen Vorkommen bearbeitet (einen ausführlichen Überblick der verschiedenen gangförmigen Gold-Quarz-Mineralisationen in den mittleren und östlichen Hohen Tauern geben PAAR et al. [1991]).

4.5.1. Paragenese

Pyrit – Tetradymit – CuPbBi-Sulfosalze – Gold

Pyrit liegt in hypidiomorphen, oft 5–10 mm großen würfelförmigen Einzelkristallen oder Kristallgruppen im derben Quarz eingesprengt vor. Im Ausbläsbereich zeigen die Pyrite fortgeschrittene Limonitisierung, ausgehend von Kornrändern und entlang von Rissen. Xenomorphe Einschlüsse von Pyrrhotin und Chalkopyrit (bis 0,10 mm) sind häufig. Mikrosonden-Analysen von Pyriten, die mit CuPbBi-Sulfosalzen und/oder BiTe-Sulfiden assoziiert sind, weisen gegenüber Pyriten der goldhaltigen Pyrit-Arsenopyrit-Paragenese der Tauerngoldgänge höhere Ni- und Co-Gehalte auf, enthalten aber erwartungsgemäß fast kein As (KS* und WU 5* in Tab. 1).

Neben Pyrit besteht dieser Vererzungstyp überwiegend aus Mineralien der Aikinit-Bismuthinit-Reihe, Tetradymit, und mit diesen vergesellschaftet ged. Gold. Untergeordnet konnten ferner Galenobismutit und Tsumoit nachgewiesen werden.

Tetradymit ist meistens in Form 1–5 mm-großer, selten Zentimeter-großer pseudo-hexagonaler Tafeln in zuckerkörnigem Gangquarz eingesprengt und in der Regel mit Pyrit verwachsen. Auch orientierte Verwachsungen mit Bismuthinit kommen vor (Abb. 21). Das sehr schleifweiche Schichtgittermineral ist aufgrund seines blätterig-tafeligen Habitus, der ausgezeichneten Spaltbarkeit nach der Basis und wegen des silbergrauen Glanzes schon im Handstück recht auffällig. In ähnlicher Weise wie bei Bismuthinit beobachtet man gelbliche Überzüge von Wismutockern. Äußerst selten findet man im Tetradymit winzige (10–20 μm) xenomorphe Einschlüsse einer im Anschliff noch helleren, cremeweißen Phase, nämlich Tsumoit, und zwar bevorzugt an Stellen, wo Pyrrhotinkörner angrenzen (Abb. 22).

Im ternären System Bi-Te-S liegt Tetradymit theoretisch auf der binären Konode $\text{Bi}_2\text{Te}_3 - \text{Bi}_2\text{S}_3$, wobei



Abb. 21.
Verwachsung von Bismuthinit und Tetradymit in Gangquarz.
Quarzgang im Granitgneis aus dem Rückzugsgebiet des Wurtenkees.
+ Nicols, lange Bildkante 0,54 mm.

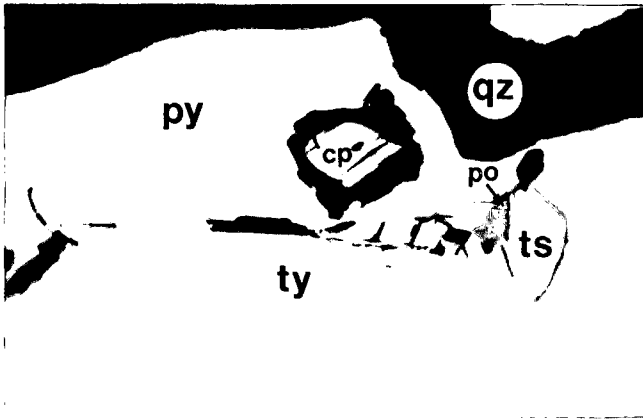


Abb. 22.
Verwachsungen von Tetradymit, Tsumoit und Pyrrhotin im Pyrit. Pyrit enthält außerdem Chalkopyrit-Einschlüsse. Quarzgang im Amphibolit nordöstlich des Hochwurtenspeichers. Lange Bildkante 0,22 mm.



Abb. 24.
Spindelige Entmischungstexturen zwischen Gladit (Lamellen) und Pekoit (Wirt) in Quarz. Quarzgang im Granitgneis aus dem Rückzugsgebiet des Wurtenkees. + Nicols, lange Bildkante 0,22 mm.

GLATZ (1967) drei stabile solid-solution Intervalle unterscheidet. Die analysierte Probe entspricht einem γ -Tetradymit mit ca. 37 Mol.-% Bi_2S_3 (schwarzer Kreis in Abb. 25). Die Analyse enthält außerdem Ag und Sb in Spuren (Tab. 4) und weicht geringfügig von der binären Konode ab, was bei natürlichen Tetradymiten häufig

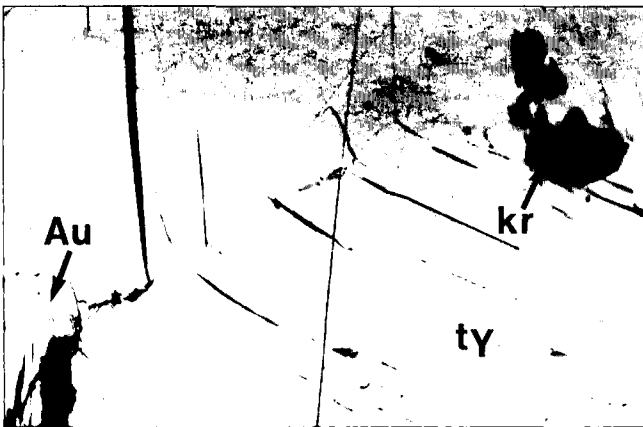


Abb. 23.
Ag-armes Freigold in Assoziation mit Tetradymit und Krupkait. Paragenese und Fundpunkt wie in Abb. 22. Lange Bildkante 0,22 mm.

der Fall ist (THOMPSON, 1949). Der analysierte Tsumoit (schwarzes Dreieck in Abb. 25) weicht in seiner Zusammensetzung gleichfalls etwas von der stöchiometrischen Formel BiTe bzw. von Tsumoit der Typlokalität (SHIMAZAKI & OZAWA, 1978) ab und enthält Spuren von Ag, Sb und S (Tab. 4).

Minerale der Bismuthinit-Aikinit-Reihe sind in den untersuchten Vorkommen – und nach dem derzeitigen Kenntnisstand über gangförmige Edelmetallvererzungen der östlichen Hohen Tauern im allgemeinen – typische Bestandteile goldführender Quarzgänge (PAAR et al., 1991). Häufigster Vertreter ist der bereits angeführte Bismuthinit, der nicht selten in zentimeterlangen stengeligen Kristallen vorliegt. Außer Bismuthinit konnte Krupkait in xenomorphen, 10–60 μm großen Körnern, verwachsen mit Tetradymit und Gold, nachgewiesen werden (Abb. 23).

HARRIS & CHEN (1976) geben für die einzelnen Glieder der Aikinit-Reihe begrenzte solid-solution Intervalle an, wobei für Krupkait, dessen allgemeine Formel $\text{Cu}_{1-x}\text{Pb}_{1-x}\text{Bi}_{3+x}\text{S}_6$, $0,13 \leq x \leq 0,14$ $\text{Pb} : \text{Bi} = 0,32-0,37$ lautet, der Chemismus von 46 bis 50 Mol.-% Bi_2S_3 mittels Einkristalldaten gesichert ist und bis 55 Mol.-% vermutet wird (Abb. 26). Die analysierte Phase (Tab. 4) enthält 50,9 Mol.-% Bi_2S_3 , Spuren von Ag, Sb, Se und Te; das $\text{Pb} : \text{Bi}$ -Verhältnis beträgt 0,36.

Tabelle 4.

Mikrosondenanalysen und chemische Formeln von Galenobismutit und Pekoit (Analytiker : E.F. STUMPFL u. H. MÜHLHANS, Leoben), Krupkait, Tetradymit und Tsumoit (Analytiker: M. TARKIAN, Univ. Hamburg). Angaben in Gew.-%; Werte in Klammern = Standardabweichung; n = Analysenanzahl.

	n	Ag	Pb	Cu	Bi	Sb	As	S	Se	Te	Summe
Galenobismutit	5	—	27,60 (0,4)	—	54,80 (0,6)	—	—	16,80 (0,2)	0,10	—	99,30
Pekoit	8	0,20	6,10 (1,2)	2,70 (0,6)	73,00 (1,8)	—	0,10	17,90 (0,3)	—	—	100,00
Krupkait	2	0,12 (0,04)	20,14 (0,11)	4,21 (0,02)	56,22 (0,17)	0,25 (0,02)	—	17,80 (0,04)	0,05 (0,01)	0,20 (0,01)	98,99
Tetradymit	1	0,14	—	—	59,48	0,20	—	5,16	—	34,80	99,78
Tsumoit	1	0,02	—	—	64,18	0,25	—	0,01	—	35,23	99,69
Formeln											
Galenobismutit	$\text{Pb}_{1,01}\text{Bi}_{2,00} (\text{S}_{3,99}\text{Se}_{0,01})_{4,00}$										
Pekoit	$(\text{Pb}_{0,95}\text{Ag}_{0,06})_{1,01} \text{Cu}_{1,37} (\text{Bi}_{11,26}\text{As}_{0,04})_{11,30} \text{S}_{18}$										
Krupkait	$(\text{Pb}_{1,05}\text{Ag}_{0,01})_{1,06} \text{Cu}_{0,71} (\text{Bi}_{2,90}\text{Sb}_{0,02})_{2,92} (\text{S}_{5,98}\text{Te}_{0,02})_{6,00}$										
Tetradymit	$(\text{Bi}_{1,97}\text{Sb}_{0,01})_{1,98} \text{Te}_{1,89} \text{Ag}_{0,09} \text{S}_{1,12}$										
Tsumoit	$(\text{Bi}_{1,05}\text{Sb}_{0,01})_{1,06} \text{Te}_{0,94}$										

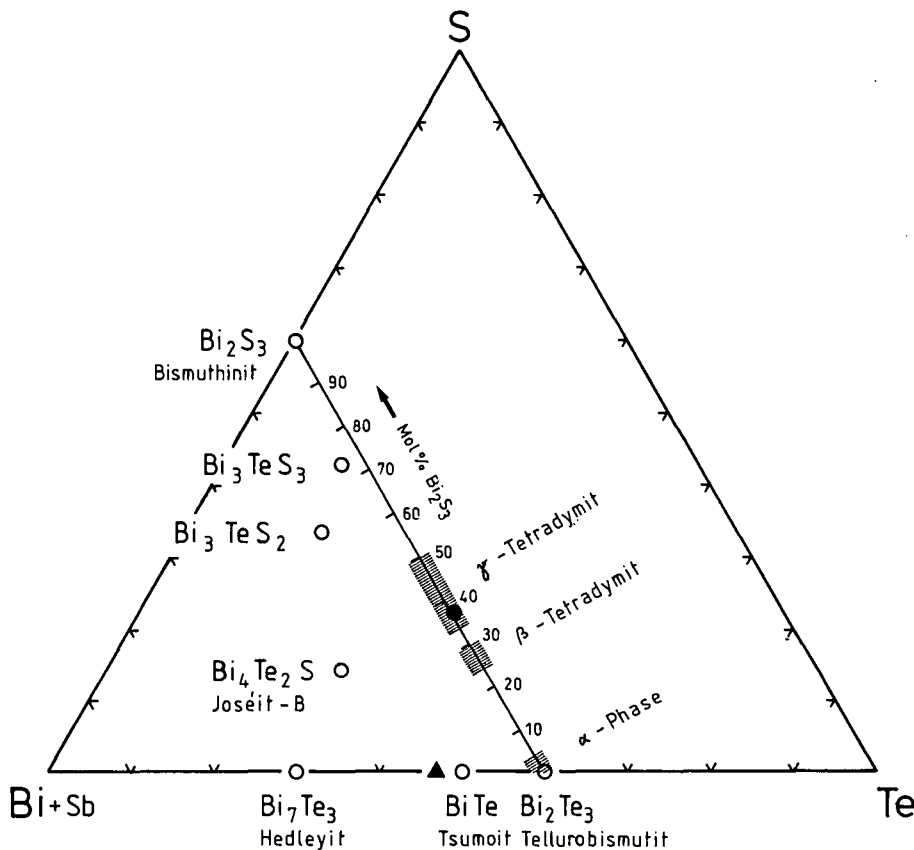


Abb. 25.
Binäre und ternäre Phasen im System Bi(+Sb) - Te - S.
Die ternären Minerale liegen alle innerhalb des Teildreiecks Bi - Bi₂Te₃ - Bi₂S₃. Auf der binären Konode Bi₂Te₃ - Bi₂S₃ existieren drei stabile solid-solution Intervalle von Tetradymit (schraffiert). Der analysierte γ -Tetradymit (schwarzer Kreis) weicht geringfügig von der binären Konode ab. Tsumoit (schwarzes Dreieck) weist gegenüber der stöchiometrischen Zusammensetzung einen Bi-Überschuß auf.

Bei sehr starker Vergrößerung beobachtet man u. d. M. neben Bismuthinit eine gleichfalls stengelig ausgebildete Phase mit spindeligen Entmischungslamellen (Abb. 24), wie sie bevorzugt zwischen Gladit und Pekoit auftreten (Mischungslücke unterhalb 300°C [(SPRINGER, 1971; Abb. 26)]. Solche Entmischungstexturen wurden bereits von einigen gangförmigen und schichtgebundenen Vererzungen des Tauernfensters beschrieben (PAAR & CHEN, 1982; PAAR et al., 1991).

Bedingt durch die extreme Feinheit der Entmischungsspindeln (ca. 2–4 μ m), war nur die Analyse der Wirtsphase möglich. Der Chemismus entspricht mit 82,6 Mol-% Bi₂S₃ Pekoit (ideale Formel CuPbBi₁₁S₁₈), für den HARRIS & CHEN (1976) eine Variabilität von 76 bis 95 Mol-% Bi₂S₃ angeben. Die Analyse enthält außerdem Spuren von Ag und As (Tab. 4).

Mit Pyrit und ged. Gold vergesellschafteter Galenobismutit ist annähernd mit der idealen Zusammensetzung PbBi₂S₄ identisch und enthält Spuren von Se (Tab. 4).

Das mit den Bi-Sulfosalzen und Tetradymit assoziierte Gold ist Ag-arm (ca. 11 Gew.-%) und verhält sich im Au-Ag-Diagramm (offenes Dreieck in Abb. 10) gleichartig wie die Edelmetall-Analysen aus dem Ausgehenden einiger Tauerngoldgänge.

Ein häufiger Begleiter der goldführenden Mineralisation ist Rutil, vor allem in jenen Gängen, die Metabasite durchschlagen. Das Ti-Oxid bildet (hyp)idiomorphe stengelig- bis nadelig-prismatische Kristalle, die Millimetergröße erreichen. Rutil ist häufig nach (101) unter 65°31' verzwillingt, und zwar sowohl in Form der charakteristischen Kniezwillinge als auch polysynthetisch (vgl. Abb. 27). Im Gebiet nordöstlich des Hochwurten-speichers wurde in Quarzgängen neben Rutil auch Anatas in kleinen, scharfkantigen Kristallen registriert. Mit den beiden Ti-Oxiden enthalten die Gänge also

auch Minerale, wie sie für die Paragenesen zahlreicher alpiner Zerrklüfte typisch sind.

4.5.2. Paragenese Pyrit – Molybdänit

Obgleich nicht edelmetallführend, seien der Vollständigkeit halber Quarzgänge angeführt, die mit Pyrit und Molybdänit vererzt sind, da solche Mineralisationen in der Sonnblickgruppe keine Seltenheit sind (z. B. HADITSCH & MOSTLER, 1973). Unterhalb der Unteren Parzisselbaue findet man in 2390 m Sh. reichlich Molybdänit mit Pyrit in bis kopfgroßen Brocken von derbem Quarz, unweit der alten Baue am Trömmern sogar in einem anstehenden Quarzgang (Elementsymbol Mo in der Beilage).

Die Vererzungen können im Granitgneis und in Metabasiten gleichermaßen auftreten. Molybdänit liegt in durchschnittlich Millimeter-großen verbogenen oder geknitterten Tafeln bzw. Blättchen im derben, zucker-körnigen Quarz eingesprengt vor. Die gequälten Blättchen sind oft haufen- oder rosettenförmig aggregiert und zeigen u. d. M. undulöse Auslöschung. Neben Molybdänit und hypidiomorphem Pyrit beobachtet man untergeordnet Chalkopyrit sowie in geringsten Mengen auch bläulichweiß fluoreszierenden Scheelit.

4.6. Bildungsbedingungen der Erzmineralisationen

Ausgehend von den beobachteten Erzparagenesen wurde anhand des Mineralchemismus refraktärer Sulfide (beispielsweise Arsenopyrit und Sphalerit) eine grobe Abschätzung der p/T-Bedingungen versucht.

Grundsätzlich kann man im Fall gangförmiger Hydrothermalvererzungen von der Annahme ausgehen, daß

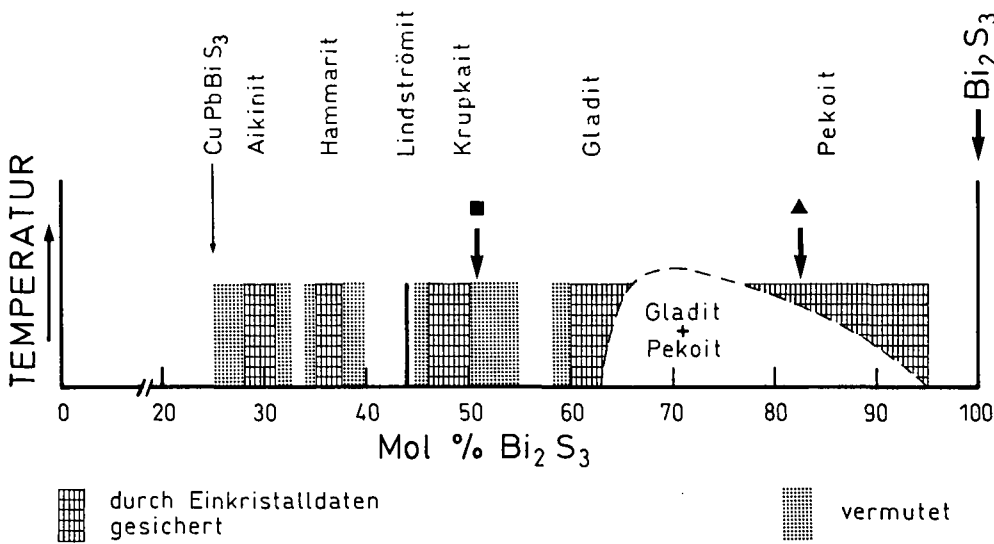
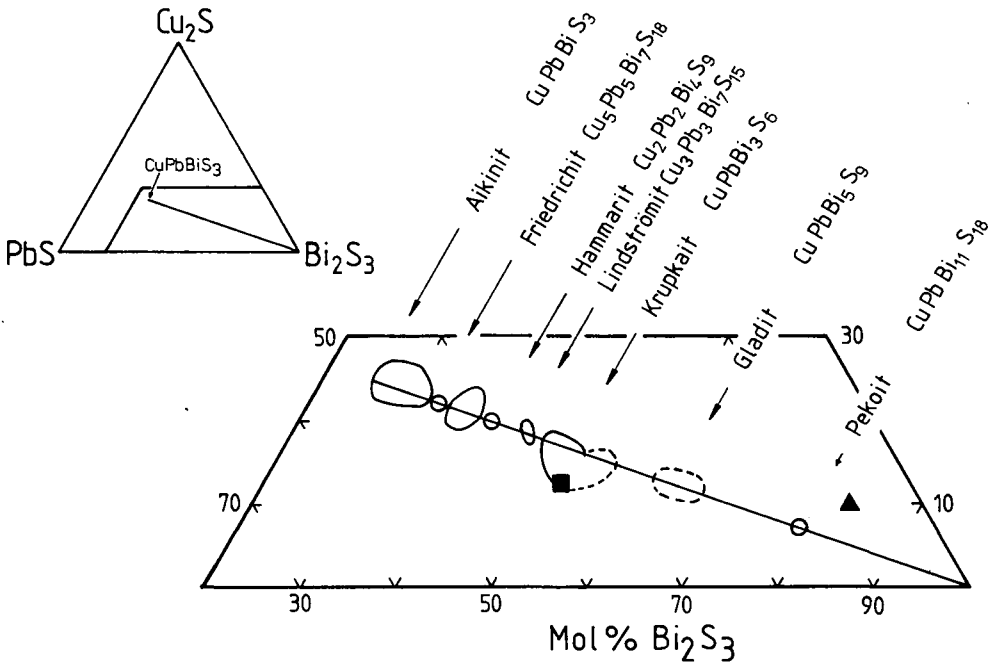


Abb. 26.
 a) Die Minerale der Aikinit-Bismuthinit-Reihe in der ternären Projektion $\text{Cu}_2\text{S} - \text{PbS} - \text{Bi}_2\text{S}_3$ nach HARRIS & CHEN (1976).
 b) Bekannte und vermutete solid-solution Intervalle von Sulfosalzen der Aikinit-Bismuthinit-Reihe im binären Schnitt $\text{CuPbBiS}_3 - \text{Bi}_2\text{S}_3$, ausgedrückt in Mol-% Bi_2S_3 . Zwischen Gladit und Pekoit tritt unterhalb 300°C eine Mischungslücke auf (nach HARRIS & CHEN, 1976). Der analysierte Krupkait (schwarzes Quadrat) enthält ca. 50,9 Mol-% Bi_2S_3 , Pekoit (schwarzes Dreieck) ca. 82,6 Mol-%.

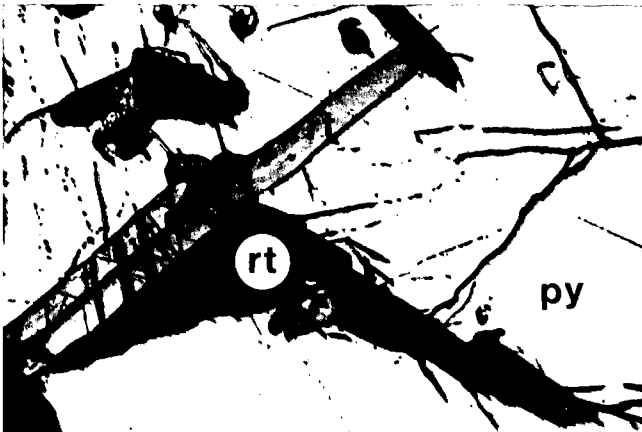


Abb. 27.
 Verwachsung von Rutil mit Pyrit.
 Die hypidiomorphen Rutilstengel sind nach (101) unter $60^\circ 31'$ sowohl knieförmig als auch polysynthetisch verzwilligt.
 Ankeritgängen in Biotit-Albitgneislage nordöstlich des Hochwurtenspeichers.
 + Nicols, lange Bildkante 0,54 mm.

über die fluide Phase aufgrund hoher Reaktionsgeschwindigkeiten eine rasche Gleichgewichtseinstellung gewährleistet ist. Zu einem späteren Zeitpunkt sollten keine retrograden Stoffverschiebungen mehr stattgefunden haben, da solche das ursprüngliche Bild verfälschen würden. Auch diese Voraussetzung scheint gegeben zu sein, da es sich beim Tauerngoldgang-Typus nach derzeitiger Kenntnis mit Sicherheit um jungalpidische, postmetamorph abgeschiedene Mineralisationen handelt.

**4.6.1. System Fe - As - S:
 Arsenopyrit-Geothermometer**

Experimentelle Untersuchungen im ternären System Fe - As - S zeigten, daß der atomare As-Anteil im Arsenopyritgitter sowohl von der Schwefel-Aktivität als auch von der Temperatur der Hydrothermallösung abhängt und deshalb zur Abschätzung dieser Parameter herangezogen werden kann (KRETSCHMAR & SCOTT, 1976).

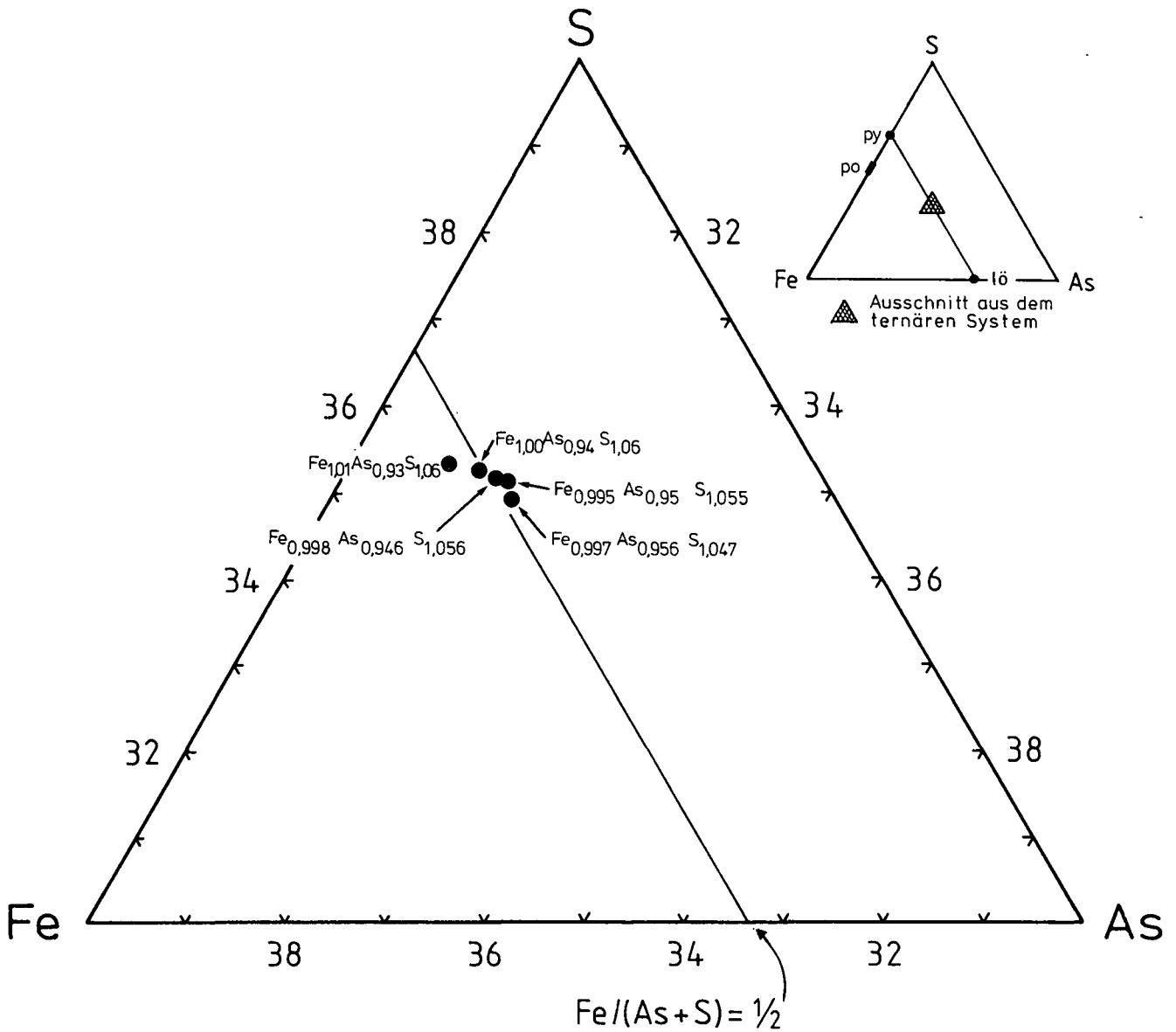


Abb. 28.

Kleines Dreieck: Ternäres System Fe - As - S mit den binären Phasen Pyrit, Pyrrhotin und Löllingit.

Großes Dreieck: Ausschnitt aus dem ternären System mit den darstellenden Punkten der Mikrosondenanalysen von Arsenopyrit, der mit Pyrit und Pyrrhotin koexistiert. Zu sehen ist die Abweichung der Chemismen von der binären Konode $\text{FeS}_2 - \text{FeAs}_2$.

Um eine T-Abschätzung durchführen zu können, bedarf es also einer definierten S-Aktivität, die ihrerseits durch eine Gleichgewichtsparagenese festgelegt werden kann. Wenn Arsenopyrit auf der binären Konode $\text{FeS}_2 - \text{FeAs}_2$ liegt, sind bei konstanten p/T-Bedingungen auch die S- und As-Aktivitäten fixiert, sobald Arsenopyrit mit nur einer binären Phase (Pyrit oder Löllingit) koexistiert. Da natürliche Arsenopyrite aber fast immer von der stöchiometrischen Zusammensetzung $\text{Fe}/(\text{As}+\text{S}) = 1/2$ abweichen (Abb. 28), sind zwei binäre, mit Arsenopyrit koexistierende Sulfidphasen zur Pufferung der S-Aktivität erforderlich, beispielsweise Pyrit - Pyrrhotin oder Pyrrhotin - Löllingit. Im Falle der untersuchten Vererzungen kann die Gleichgewichtsparagenese Pyrit - Pyrrhotin - Arsenopyrit (in Form einer Berührungsparagenese) zur Festlegung der S-Aktivität herangezogen werden, wenngleich Pyrrhotin gegenüber den beiden anderen Kiesen nur als relativ untergeordnetes Mineral vorkommt.

Zu diesem Zweck wurde eine Arsenopyrit-Probe vom Bergbau Trömmern mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde analysiert (gemäß den Angaben in KRETSCHMAR & SCOTT [1976] muß bei der Mikrosondenanalyse unbedingt ein Arsenopyrit-Standard verwendet werden, da bei Benutzung von Element- oder binären Sulfidstandards eine erhebliche Verfälschung des As-Wertes unvermeidbar ist. Außerdem sollte die Summe der Spurenelemente Ni, Co und Sb in der Arsenopyrit-Probe weniger als 1 Gew.-% betragen). Der As-Gehalt liegt bei fünf Meßpunkten im Intervall 31,010–31,826 Atom-%. Die Chemismen sind Tab. 5 zu entnehmen, die entsprechenden Summenformeln und die darstellenden Punkte im ternären System Fe-As-S gehen aus Abb. 28 hervor. Mit Pyrit und Pyrrhotin koexistierender Arsenopyrit dieser Zusammensetzung ist aufgrund der experimentellen Daten von KRETSCHMER & SCOTT (1976) in folgendem Temperatur- und S-Aktivitätsbereich stabil (Abb. 29):

$$T = 365-410^\circ\text{C} \quad \log a(\text{S}_2) = -8,2 \text{ bis } -6,7$$

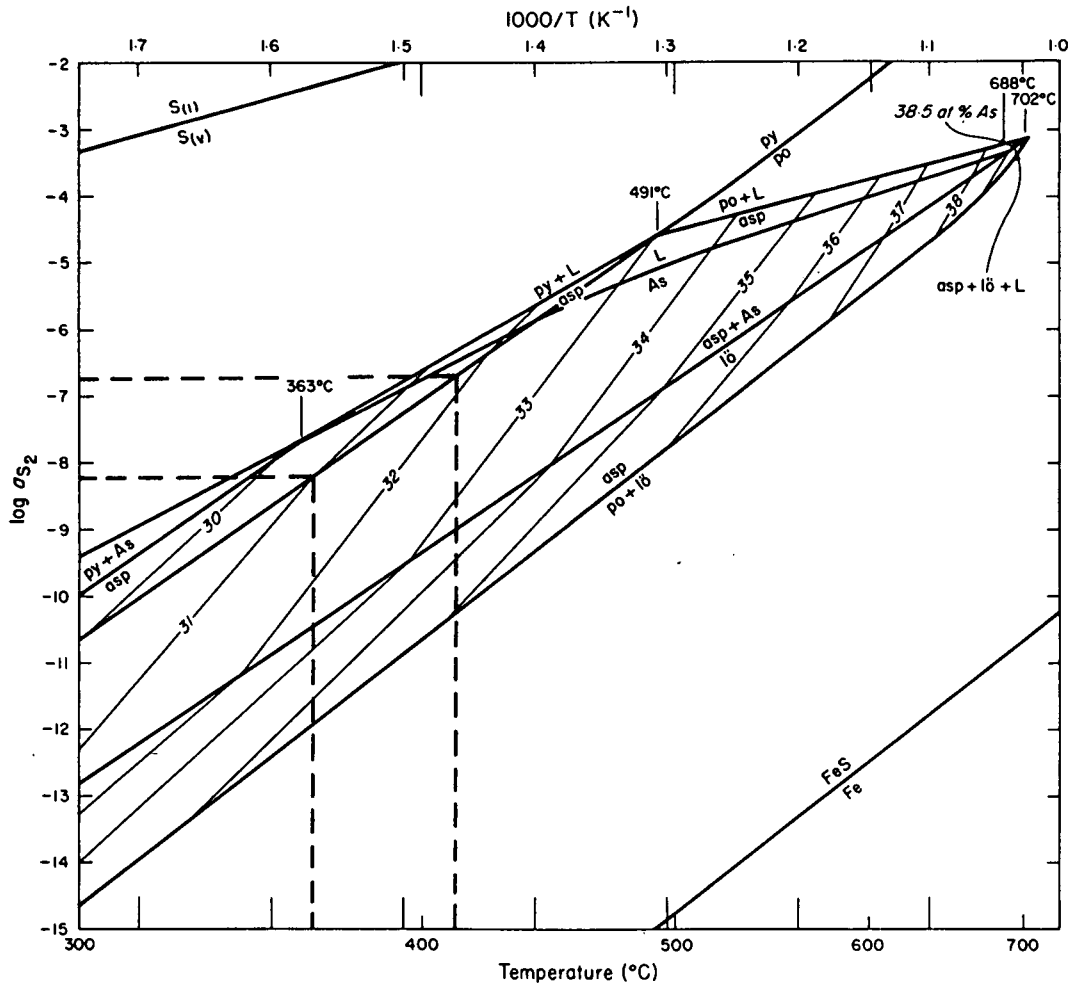


Abb. 29. Das Arsenopyrit-Stabilitätsfeld in der Schwefelaktivität-Temperatur-Projektion. Isoplethen in Atom-% As. Alle Phasenbeziehungen im Gleichgewicht mit der Gasphase (aus KRETSCHMAR & SCOTT, 1976). Die unterbrochenen Linien begrenzen den Stabilitätsbereich für die Arsenopyrit-Chemismen in Tab. 5. py = Pyrit; po = Pyrrhotin; asp = Arsenopyrit; lö = Löllingit; L = Schmelze; S_g, S_v = Schwefelschmelze bzw. -dampf.

Tabelle 5. Mikrosondenanalysen von Arsenopyrit koexistierend mit Pyrit und Pyrrhotin (Bergbau Trömmern). Analytiker: M. TARKIAN (Univ. Hamburg). Angaben in Gew.-%. Standard: Arsenopyrit von La Roche-Baloue „RB-Orl“ (MÔELO et al., 1985).

Fe	Co	Ni	As	Sb	S	Summe
34,890	—	—	43,115	0,018	21,014	99,037
34,604	—	0,016	43,573	0,044	20,995	99,232
34,370	—	—	43,677	0,015	20,852	98,914
34,109	—	0,019	43,695	0,036	20,726	98,585
34,084	—	—	43,796	0,089	20,558	98,527

4.6.2. System Zn - Fe - Cu - S: Sphalerit-Geobarometer

Experimentelle Untersuchungen im ternären System Fe - Zn - S zeigten, daß Sphalerit in Abhängigkeit von der S-Aktivität und vom Druck unterschiedlich hohe Gehalte an FeS ins Gitter einbaut. Da der FeS-Einbau über einen weiten Bereich T-unabhängig ist, sofern sich Sphalerit im Gleichgewicht mit Pyrit und Pyrrhotin befindet, d. h. die S-Aktivität definiert ist, kann der molare FeS-Anteil als Geobarometer für hydrothermale Vererzungen verwendet werden (SCOTT & BARNES, 1971).

Für die hier diskutierten Mineralisationen ist allerdings die Anwendung des Sphalerit-Geobarometers aus folgenden Überlegungen nicht möglich: Die erforderliche Gleichgewichtsparagenese Sphalerit - Pyrit -

Pyrrhotin, z. B. in Form einer Berührungsparagenese der drei koexistierenden Phasen, ist nicht gewährleistet, da ja Sphalerit ebenso wie Ag-hältiger Galenit und Chalkopyrit einer eigenständigen, späteren Vererzungsphase zuzuordnen ist, welche die ältere Kiesmineralisa-

Tabelle 6. Mikrosondenanalysen und Summelformeln verschiedener Sphalerite. UPZ = Untere Parzisselbaue; CH = Bergbau Christleiden; AE = Alteckbaue; STÜ = Stübele-Unterbau. Analytiker: M. TARKIAN (Univ. Hamburg); Angaben in Gew.-%.

	Zn	Fe	Cd	S	Summe
UPZ	63,568	2,933	0,689	33,337	100,527
	63,721	2,951	0,627	33,560	100,859
CH	62,908	3,477	0,762	33,737	100,884
	62,920	3,532	0,743	33,629	100,824
AE	63,472	2,633	0,776	33,565	100,446
	63,928	2,731	0,795	33,169	100,623
STÜ	57,055	8,548	0,499	33,857	99,959
	57,394	8,513	0,521	33,944	100,362
Formeln					Mol-% FeS
UPZ	Zn _{0,939-0,937} Fe _{0,051} Cd _{0,006-0,005} (S _{1,004-1,006})				5,09- 5,11
CH	Zn _{0,924-0,925} Fe _{0,060-0,061} Cd _{0,008} (S _{1,010-1,008})				6,04- 6,13
AE	Zn _{0,937-0,946} Fe _{0,045-0,047} Cd _{0,007} (S _{1,010-1,000})				4,60- 4,73
STÜ	Zn _{0,837-0,839} Fe _{0,147-0,146} Cd _{0,004} (S _{1,012-1,011})				14,72-14,87
(Me + S) = 2					

tion verdrängt. Dieser Umstand wird bereits aus den Verwachsungsbeziehungen der Erze ersichtlich. Zudem lassen die Chemismen der analysierten Sphalerite (Tab. 6) auf ein Disequilibrium zwischen Sphalerit einestteils und Pyrit – Pyrrhotin andernteils schließen. Die Analysen weisen mit einer Ausnahme (Sphalerit von der Halde des Stübele-Unterbaues) geringe molare FeS-Anteile auf (4,6–6,13 Mol-%). Sphalerite dieser Zusammensetzung koexistieren unter hydrothermalen Bedingungen (z. B. $T = 300\text{--}500^\circ\text{C}$, $p = 500\text{ kg/cm}^2$; experimentelle Daten von KOJIMA & SUGAKI [1985]) mit Pyrit und Chalkopyrit, jedoch nicht mit Pyrit und Pyrrhotin.

4.6.3. Zusammenfassende Diskussion der Erzbildungsbedingungen

Die Zusammenschau erzpetrographischer und mineralchemischer Beobachtungen an den einzelnen Sulfid-/Sulfosalzparagenesen liefert folgende Hinweise auf deren Bildungsbedingungen:

- 1) In den NNE–SSW-streichenden Tauerngoldgängen des untersuchten Terrains sind grundsätzlich zwei Vererzungsphasen zu unterscheiden, die nicht zeitgleich erfolgten. Die ältere Au-hältige Pyrit-(Pyrrhotin)-Arsenopyrit-Quarz-Mineralisation erlitt durch nachträgliche Scherbewegungen zum Teil eine intensive Kataklyse. Im Zuge von Rejuvenationen wurde vor allem im oberflächennahen Bereich der Erzgänge eine komplexe Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Bi-Sulfid-/Sulfosalz-Mineralisation abgeschieden, die von grobspätigem FeMg(Mn)-Karbonat begleitet wird.
- 2) Für die Au-führende Kies-Quarz-Mineralisation können aufgrund der Gleichgewichtsparagenese Pyrit – Pyrrhotin – Arsenopyrit Bildungstemperaturen von ca. $365\text{--}410^\circ\text{C}$ ($\log a[\text{S}_2] = -8,2$ bis $-6,7$) angenommen werden. Das Metallangebot und jene Parameter, die den Erzabsatz maßgeblich beeinflussen (Temperatur, Druck, Schwefelaktivität, Fugazitäten volatiler Phasen, pH, Eh), änderten sich vermutlich von der älteren zur jüngeren Vererzungsphase, wobei generell ein Trend zu niedrigeren Temperaturen und/oder höheren S-Aktivitäten anzunehmen ist. Eine Milieuänderung zu basischeren pH-Bereichen und hohe CO_2 -Fugazitäten erscheinen für die Bildung der von karbonatischer Gangart dominierten Ag-Pb-Zn-Cu-Assoziation naheliegend. Das häufige Auftreten von „chalcopyrite disease“ im Sphalerit und der Einbau von Cu ins Polybasit-Gitter weisen auf ein sehr hohes Cu-Angebot in den Hydrothermallösungen hin.
- 3) Für die NE–SW-streichenden Quarzgänge des Wurtentales sind Freigold-führende Pb-(Ag)-Cu-Bi- und BiTe-Mineralisationen kennzeichnend. Auch im Ausgehenden einiger NNE–SSW-streichender Tauerngoldgänge ist das Edelmetall in ähnlicher Weise mit Bi-Mineralien assoziiert. In beiden Fällen handelt es sich um Ag-armes Gold in häufig makroskopischen Korngrößen, im Gegensatz zu den Ag-reichen mikroskopischen Goldeinschlüssen im Pyrit und/oder Arsenopyrit. Ein weiteres gemeinsames Merkmal aller untersuchten Bi-betonten Vererzungen ist das Fehlen von Arsenopyrit. Zu den Bildungsbedingungen solcher Paragenesen ist zu bemerken, daß Sulfosalze im System Pb – Cu – Ag – Bi – S erfahrungsgemäß bei Temperaturen von 200 bis 400°C ausgeschieden werden (KARUP-MØLLER, 1977). Cha-

rakteristisch ist die Koexistenz der Gustavit-Lillianit-Reihe mit AgBi-reichem Galenit bzw. Matildit, wie sie in Erzen von den Brettseebauen vorliegt. Das reichliche Auftreten von β -Matildit in Assoziation mit Galenit deutet Minimaltemperaturen von $215 \pm 15^\circ\text{C}$ bzw. 188°C an (Entmischung von AgBiS_2 aus PbS, zum Teil mit Eutektoid-artigen Verwachsungen; [CRAIG, 1967]). Entmischungstexturen zwischen Gladit und Pekoit weisen auf Minimaltemperaturen um 300°C hin (lückenlose Mischbarkeit $\text{CuPbBiS}_3\text{--Bi}_2\text{S}_3$ oberhalb 300°C [SPRINGER, 1971]). Verwunderlich ist, daß in den bearbeiteten Paragenesen trotz des Cu-Angebotes bislang kein Pavonit oder verwandte Phasen nachgewiesen werden konnten, die aufgrund der von HODA & CHANG (1975) experimentell bestimmten Stabilitätsbeziehungen Pavonit – Bismuthinit, Pavonit – Gustavit, Pavonit – Matildit bzw. Benjaminit – Matildit (HARRIS & CHEN, 1975) prinzipiell zu erwarten wären. Über die Ausscheidungsbedingungen von Tetradymit können keine Angaben gemacht werden, da sich die experimentellen Daten von GLATZ (1967) auf die Kristallisation aus einer Schmelze beziehen, nicht jedoch auf hydrothermale Verhältnisse, wie sie für die zur Diskussion stehenden Quarzgänge anzunehmen sind. Tsumoit konnte sich vermutlich nur dort bilden, wo in unmittelbarer Nachbarschaft bzw. Berührungsparenese zu Pyrrhotin geringe Schwefelaktivitäten die Sulfidisierung und damit die Entstehung einer ternären Phase verhinderten.

- 4) Für die Bildung der lokalen Pyrit-Molybdänit-(Scheelit)-Quarz-Mineralisationen wäre eine alpidische Remobilisation schichtgebundener alpaläozoischer(?) Vererzungen (Typus Schellgaden oder Felbertal?) nicht auszuschließen.

5. Nebengesteins-Alteration

5.1. Alteration im Granitgneis

Da die gangförmigen Vererzungen ihrer rupturellen Anlage entsprechend zum Nebengestein hin durchwegs von glatten Liegend- und Hangendblättern begrenzt sind und die Hydrothermallösungen infolge langer Aufstiegswege vermutlich weitgehend equilibriert wurden (vgl. CURTI, 1987), sind keine ausgedehnten Alterationshöfe im Gneis zu erwarten. An glatten Begrenzungsflächen wird naturgemäß die Infiltration aggressiver Lösungen erschwert und die Kontamination des Nebengesteins nur in geringem Maße möglich sein. Dementsprechend sind Mineralumwandlungen und -neubildungen im angrenzenden Granitgneis makro- und mikroskopisch kaum wahrnehmbar. Die Alteration erfaßte im wesentlichen nur jene Gneispartien, die durch Scherbewegungen aus dem Gesteinsverband losbrachen und als Bruchstücke innerhalb des Erzganges unmittelbar von der fluiden Phase angegriffen werden konnten. Hierbei wurden zur Hauptsache die Plagioklasse (Albit/Oligoklas) durch Hydrolyse zu Serizit plus Quarz umgewandelt. Der feinschuppige Hellglimmer bildet einen unregelmäßigen Filz und läßt schemenhaft die Plagioklas-Morphologie erkennen. Mitunter sind noch Plagioklas-Relikte erhalten. Die porphyrischen Kalifeldspat-Einsprenglinge erweisen sich als bedeutend resistenter; sie sind großteils gut erhalten oder nur domä-

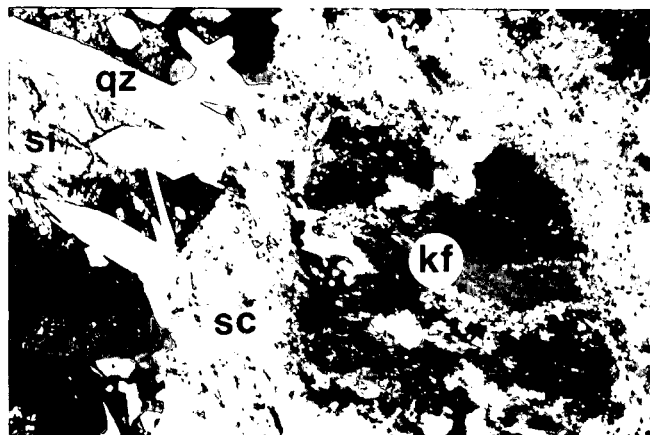


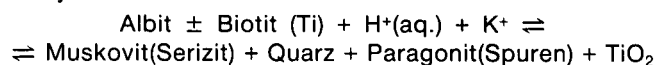
Abb. 30.
Alteration eines Augengneis-Bruchstückes in einem Erzgang.
Die Plagioklase sind vollständig zu feinem Serizitfilz umgewandelt, große Kalifeldspat-Einsprenglinge sind nur domänenweise serizitisiert und noch ziemlich gut erhalten. Die Gangart besteht aus dünnstengeligen Quarzkristallen und grobspätigem Sideroplesit, der die Zwickel zwischen den Quarzen ausfüllt.

Untere Parzisselbaue.

Durchlicht, + Nicols, lange Bildkante 1,10 mm.

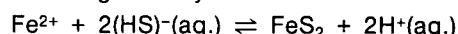
nenweise umgewandelt (Abb. 30). Auch Biotit ist vollständig abgebaut; das freiwerdende Ti liegt in Form von Leukoxen und/oder Rutil vor.

Die Alteration des Granitgneis äußert sich also in einer Serizitisierung („phyllitic alteration“ im Sinne angelsächsischer Terminologie; z. B. BOYLE, 1979; GUILBERT & PARK, 1986). Hierbei läuft prinzipiell folgende Hydrolyse-Reaktion ab:



Es dominiert somit die Hydrolyse des Na, wobei $\text{H}^+(\text{aq.})$ durch die Reaktion von Metall-Kationen mit

(HS)⁻ zu Sulfiden in der fluiden Phase zustandekommen kann (GUILBERT & PARK, 1986), beispielsweise bei der Abscheidung von Pyrit:



Charakteristisch ist eine K-Metasomatose, da wohl großteils Plagioklas abgebaut wird, sich aber erstaunlicherweise nur K-Hellglimmer in großen Mengen bildet, während der Na-Hellglimmer röntgenographisch nur in Spuren nachweisbar ist, was auf ein relativ hohes Aktivitätsverhältnis $a(\text{K}^+)/a(\text{H}^+)$ in den erzbildenden Lösungen schließen läßt. Allerdings ist die Serizitisierung von Feldspäten, insbesondere von sauren Plagioklasen, unter hydrothermalen Bedingungen auch ohne K-Zufuhr, also autometasomatisch, möglich (TRÖGER, 1969; Teil 2).

Metallogenetisch bedeutsame Spurenelemente wie Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, W, As, Sb, Bi und Te zeigen weder eine Anreicherung noch eine spezielle Beeinflussung durch die Erzgänge. So ist die Probe ZP 4 in nur 1,3 m, ZP 8 in 4,1 m Entfernung von der erzführenden Struktur beim Tagverhau in der Oberen Parzissel (2720 m Sh.; Beilage) entnommen; die Probe ZP 14 stammt aus nur 0,1 m(!) Distanz vom Trömmern-Erzgang (2620 m Sh.; Beilage). Wie Tabelle 7 zu entnehmen ist, enthalten die Sonnblick-Granitgneise die angeführten Metalle bzw. Metalloide in geringen, durchwegs den Normalwerten für saure Intrusiva (zusammengestellt aus WEDEPOHL, 1978) entsprechenden Konzentrationen.

Da bei den untersuchten Granitoiden des Sonnblick-Kernes weder weit ins Nebengestein hineinreichende Alterationszonen festzustellen sind, noch ihr geochemisches Verhalten irgendwelche Anomalien bezüglich metallogenetisch relevanter Spurenelemente aufweist, kann der Sonnblickgneis nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht als Metall-Liefergestein für lagerstätten-

Tabelle 7.

Konzentrationen diverser Edel- und Buntmetalle und Metalloide in Granitgneisen des Sonnblick-Kernes im Vergleich zu durchschnittlichen Konzentrationen in sauren Intrusivgesteinen.

Analytiker: R. JAHODA, Universität Southampton, GB (Röntgenfluoreszenzanalyse: PZ1, KZ1, WU11); BONDAR-CLEGG Lab. Ltd., Ontario/Canada (Neutronenaktivierungsanalyse für Au, Co, Ni, Mo, W, As, Sb; Atomabsorptionsspektrometrie für Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Te).

Nachweisgrenzen in Klammern hinter der Dimension.

	Au [ppb; 2]	Ag [ppm; 0,1]	Cu [ppm; 1]	Pb [ppm; 2]	Zn [ppm; 1]	Co [ppm; 5]	Ni [ppm; 20]	Mo [ppm; 1]	W [ppm; 1]	As [ppm; 0,5]	Sb [ppm; 0,1]	Bi [ppm; 1]	Te [ppm; 0,02]
GZ5	<2	0,1	1	5	55	7	<20	<1	<1	0,7	0,1	<1	<0,02
WU13	<2	0,1	1	8	43	<5	<20	<1	<1	<0,5	0,1	1	<0,02
ST2	<2	0,1	1	2	41	<5	<20	7	8	0,9	<0,1	<1	<0,02
IF1	<2	0,1	1	7	44	5	<20	<1	<1	<0,5	0,1	<1	<0,02
ZP14	<2	0,1	1	3	59	<5	<20	1	<1	0,5	0,1	<1	<0,02
ZP18	<2	0,1	1	8	32	<5	<20	<1	1	<0,5	<0,1	<1	<0,02
ZP19	<2	0,1	2	6	59	<5	<20	1	5	0,7	0,2	1	<0,02
ZP4	<2	0,1	2	6	38	<5	<20	<1	2	0,8	<0,1	<1	<0,02
ZP8	<2	0,1	1	7	39	<5	<20	<1	2	5,3	<0,1	<1	<0,02
TR1	<2	0,1	1	5	24	<5	<20	<1	<1	0,9	<0,1	<1	<0,02
AE1	<2	0,1	1	3	46	<5	<20	<1	<1	0,6	<0,1	<1	<0,02
PZ1	n.b.	n.b.	0	41	57	n.b.	4	0	5	4,0	1,0	0	n.b.
KZ1	n.b.	n.b.	0	47	48	n.b.	7	4	10	1,0	2,0	2	n.b.
WU11	n.b.	n.b.	0	42	46	n.b.	12	0	5	4,0	1,0	2	n.b.
S a u r e I n t r u s i v a (aus WEDEPOHL, 1978)													
	1,7-3,0	0,05	0,6-75	15-23,6	30-70	3,2-4,4	7-10,9	1,1-1,8	1,5	0,0-8,5	0,1-0,3	0,15-2	0,002

bildende Prozesse, etwa im Zuge lateralsekretionärer Vorgänge, in Betracht gezogen werden.

5.2. Alteration in Metabasiten

Verschiedenartige Alterationsformen sollen anhand von zwei Beispielen erörtert werden, wie sie vor allem nordöstlich des Hochwurtenspeichers zu beobachten sind, wo zahlreiche erzführende Quarz- und Karbonatgänge die Metabasite durchschlagen.

5.2.1. Alteration eines Albit-Amphibolites durch einen sulfidführenden Quarzgang

Paragenese: Pyrit – Pyrrhotin – Chalkopyrit – Tetradymit – Tsumoit – Krupkait – ged. Gold; vgl. Kap. 4.5.1.

Ebenso wie die vorhin besprochenen Erzgänge im Granitgneis weisen solche Quarzgänge mehr oder min-

der glatte Begrenzungsflächen zum Nebengestein auf, die oft als Harnische ausgeprägt sind. Eine Beeinflussung des Nebengesteins ist im Aufschluß kaum zu bemerken.

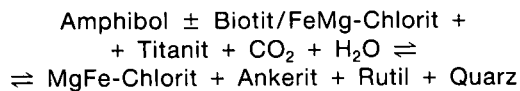
Der in Rede stehende Amphibolit besteht zur Hauptsache aus Plagioklas (Albitkerne mit Oligoklasrändern) und Amphibol (zonarggebaut mit Aktinolith-reichen Kernen und Tschermakit-reicheren Rändern). Nebengemengteile sind teilweise chloritisierter Biotit, Epidot/Klinozoisit und Titanit (zur Petrographie der Amphibolite vgl. FEITZINGER [1989]). Im Salbandbereich ist eine Neubildung von Chlorit und Ankerit, untergeordnet auch Calcit, überwiegend auf Kosten von Amphibol festzustellen. Der feinschuppige Chlorit ist rosettenförmig angeordnet und zeigt optisch positives Verhalten mit grauen bis anomal lederbraunen Interferenzfarben, was auf Mg- bis MgFe-reichen Chemismus schließen läßt (ALBEE, 1962). Im Gegensatz dazu scheinen die eingeregelteten, wesentlich größeren (bis 1 mm) Chlorit-

Tabelle 8. Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen eines alterierten Amphibolites (WU14/1-3) und einer alterierten Biotit-Albit-Gneislage (WU16/1-5).

Analyse: BONDAR-CLEGG Lab. Ltd., Ontario/Canada (DC-Plasma für alle Hauptelemente außer Glühverlust; Direct Combustion Titrimetry für S; Atomabsorptionsspektrometrie für Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Te; Röntgenfluoreszenzanalyse für Zr, Nb, Y; Neutronenaktivierungsanalyse für Au, Co, Cr, Ni, Mo, W, As, Sb, Rb, Cs, Ba, Sc, La, Ce, Sm, Tb, Yb, Lu, U, Hf). Nachweisgrenzen in Klammern hinter der Dimension.

	SiO ₂ [Gew.-%; 0,01]	TiO ₂ [Gew.-%; 0,01]	Al ₂ O ₃ [Gew.-%; 0,01]	Fe ₂ O ₃ * [Gew.-%; 0,01]	MnO [Gew.-%; 0,01]	MgO [Gew.-%; 0,01]	CaO [Gew.-%; 0,01]	Na ₂ O [Gew.-%; 0,01]	K ₂ O [Gew.-%; 0,01]	P ₂ O ₅ [Gew.-%; 0,01]	LOI [Gew.-%; 0,01]	Summe [Gew.-%]			
WU14/1	49,60	0,57	15,70	10,40	0,09	7,12	4,78	3,43	1,50	0,13	5,55	98,88			
WU14/2	49,10	1,05	14,10	10,70	0,20	7,18	9,96	3,39	0,31	0,45	1,40	97,84			
WU14/3	50,10	1,05	15,10	11,20	0,17	7,27	8,93	4,03	0,28	<0,01	0,45	98,58			
WU16/1	53,80	0,13	14,90	7,65	0,18	2,46	8,00	5,37	1,14	0,35	5,00	98,98			
WU16/2	58,20	0,15	17,30	5,92	0,10	2,19	6,58	5,98	1,36	0,20	3,35	101,33			
WU16/3	46,10	0,26	14,60	7,62	0,18	4,51	9,94	5,01	1,42	0,46	7,20	97,30			
WU16/4	44,90	0,45	13,20	8,97	0,19	5,38	10,10	3,96	2,20	0,26	8,50	98,11			
WU16/5	44,70	0,61	14,30	8,82	0,16	5,60	8,90	3,87	2,76	0,57	7,20	97,49			
	Rb [ppm; 5]	Cs [ppm; 0,5]	Ba [ppm; 50]	Sc [ppm; 0,2]	La [ppm; 2]	Ce [ppm; 5]	Nb [ppm; 1]	Y [ppm; 1]	Zr [ppm; 1]	Sm [ppm; 0,05]	Tb [ppm; 0,5]	Yb [ppm; 2]	Lu [ppm; 0,2]	U [ppm; 0,2]	Hf [ppm; 1]
WU14/1	110	12,0	130	43,1	7	10	<1	25	54	3,0	0,7	<2	0,3	0,5	1
WU14/2	10	0,6	< 50	43,2	4	< 5	<1	28	55	2,6	0,9	2	0,3	0,3	2
WU14/3	10	< 0,5	< 50	41,5	3	< 5	<1	28	53	2,4	1,0	2	0,3	<0,2	2
WU16/1	49	1,9	210	36,1	2	6	1	35	49	1,5	0,7	4	0,6	1,1	<1
WU16/2	61	3,7	260	39,3	3	8	3	28	74	2,1	0,8	2	0,4	0,9	<1
WU16/3	92	10,0	200	35,3	3	9	4	19	52	1,9	<0,5	<2	0,3	0,8	<1
WU16/4	150	18,0	230	35,2	2	< 5	<1	19	43	1,7	0,6	<2	0,2	0,5	<1
WU16/5	210	27,0	280	40,2	2	6	1	22	42	1,9	0,7	2	0,3	0,5	<1
	Au [ppb; 2]	Ag [ppm; 0,1]	Cu [ppm; 1]	Pb [ppm; 2]	Zn [ppm; 1]	Co [ppm; 5]	Ni [ppm; 20]	Cr [ppm; 20]	Mo [ppm; 1]	W [ppm; 1]	As [ppm; 0,5]	Sb [ppm; 0,1]	Bi [ppm; 1]	Te [ppm; 0,02]	S [Gew.-%; 0,01]
WU14/1	<2	<0,1	61	4	37	44	63	180	< 1	15	2,2	1,0	1	< 0,02	0,37
WU14/2	<2	<0,1	157	<2	9	52	60	200	< 1	< 1	1,3	0,3	1	< 0,02	0,32
WU14/3	<2	<0,1	167	<2	7	44	45	190	< 1	< 1	2,0	0,4	< 1	< 0,02	0,33
WU16/1	7	<0,1	92	4	7	99	81	470	29	93	11,0	1,1	36	21,00	4,12
WU16/2	4	<0,1	174	3	8	70	120	590	5	125	3,9	1,4	6	2,60	3,15
WU16/3	<2	<0,1	201	5	18	59	120	460	3	90	2,4	1,0	1	0,82	2,69
WU16/4	3	<0,1	162	4	34	53	140	420	2	52	1,6	0,7	1	0,50	2,16
WU16/5	4	<0,1	160	3	40	32	150	440	2	32	0,8	0,5	< 1	0,34	1,20
B a s a l t e (aus: WEDEPOHL, 1978)															
	3,6	0,1	10-170	3,2	100	37-50	48-530	179-307	0,3-4,5	0,5-1	0,1-9	0,038-1,4	0,08-0,2	0,002	0,015-1,43

tafeln im unbeeinflussten Amphibolit, die Biotit entlang der Spaltrisse (001) keilförmig verdrängen, Fe-reicher zu sein; sie sind durch bläulichviolette Interferenzfarben charakterisiert. Das im Salbandbereich neuge sproßte Karbonat ist Ankerit mit ca. 20–25 Mol-% Ca-Fe(CO₃)₂ (n₀ = 1,70; vgl. TRÖGER, 1969; Teil 1), Calcit ist selten. Sowohl in einer schmalen Zone am Salband als auch innerhalb des Quarzganges tritt hypidiomorphstengeliger Rutil auf, der wahrscheinlich aus der Umwandlung von Titanit hervorgegangen ist. In dieser schmalen Alterationszone ablaufende Mineralreaktionen könnte man vereinfacht etwa folgendermaßen angeben:



Um eine eventuell weiter ins Nebengestein reichende Beeinflussung durch den Gang zu erfassen, wurden aus dem Amphibolit ca. 3 cm dicke Scheiben geschnitten und analysiert, und zwar direkt aus dem Kontakt zum Quarzgang (Probe WU 14/1), 10 cm (WU 14/2) und 20 cm (WU 14/3) vom Gang entfernt. Das Verhalten der Haupt- und Spurenelemente ist Tabelle 8 zu entnehmen und in Abb. 31 graphisch dargestellt.

SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^{tot}, MnO, MgO und Na₂O bleiben weitgehend unverändert, da insgesamt weder eine drastische Anreicherung noch Verarmung an mafischen Komponenten stattfindet. Mg wird im Salbandbereich lediglich von Amphibol zu Chlorit „umverteilt“; der Plagioklas-Anteil im Amphibolit ändert sich nicht. Im Gegensatz dazu nimmt CaO zum Gang hin merklich ab. Auch der TiO₂-Gehalt sinkt um die Hälfte. Das CaO-Defizit in WU 14/1 ist wohl auf die Zerstörung der Amphibole zurückzuführen, Ca-haltiges Karbonat tritt ja nur direkt am Kontakt zum Quarzgang bzw. auch im Gang selbst auf. Der TiO₂-Verlust wird durch den Abbau von Titanit bewirkt. Eine Zunahme des (H₂O+CO₂)-Gehaltes um das 12-fache bei Annäherung an den Gang wird vor allem durch die Erhöhung des Anteils stärker wasserhaltiger Minerale (Chlorit) dokumentiert. Die Zunahme des K₂O-Wertes ist nicht alterationsbedingt, sondern auf einen von vornherein höheren Biotit-Anteil in dieser Gesteinsprobe zurückzuführen. Deutlich zum Gang hin ansteigende Rb-, Cs-, Ba-, La-, Ce- und U-Werte könnten ein Hinweis auf epigenetische Zufuhr erheblicher Mengen einer fluiden Phase sein; eine Mobilisierung aus dem Granitgneis, in dem die Amphibolite ja eingelagert sind, wäre auch nicht auszuschließen. Immobile Elemente wie Sc, Zr, Y, Lu und Sm lassen hingegen keine Veränderungen erkennen, die Hf- und Tb-Konzentrationen nehmen leicht ab. Die Elementkonzentrationen von Pb, Zn, Sb und W nehmen Richtung Quarzgang rapide zu; Cr, Ni, Co, As, Bi(?) und S zeigen dagegen kaum eine Anreicherung oder Verarmung, während der Cu-Gehalt erstaunlicherweise drastisch absinkt. Ni, Co, Cr, Cu, Pb, As und Sb liegen durchwegs innerhalb der Schwankungsbreite für basaltische Gesteine nach WEDEPOHL (1978; Tab. 8). Zn weist deutlich zu niedrige Werte auf, Bi liegt generell zu hoch. Es ist jedoch einschränkend zu bemerken, daß sich die angegebenen Daten zum Teil nahe der Nachweisgrenze bewegen und deshalb beträchtliche Analysenfehler nicht auszuschließen sind. Über Au, Ag, Te und Mo können keine Aussagen getroffen werden, da die Konzentrationen dieser Elemente unterhalb der Nachweisgrenze liegen (Tab. 8).

Die beobachteten Elementverschiebungen weisen mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine überwiegend epige-

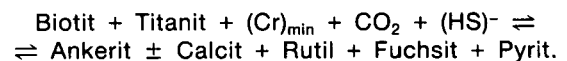
netische Herkunft der Mehrzahl metallogenetisch wichtiger Metalle und Halbmetalle hin, wobei die Wechselwirkungen zwischen der fluiden Phase und dem basischen Nebengestein auf wenige Elemente beschränkt zu sein scheinen (Defizit von Ca, Ti und Cu). Auf keinen Fall ist die Au-führende Mineralisation durch lateralsekretionäre Prozesse zu beziehen.

5.2.2. Alteration einer Biotit-Albit-Gneislage durch einen pyritführenden Ankerit-(Calcit-)Gang

Grundlegend andere Nebengesteins-Veränderungen bewirken erzführende Karbonatgänge. An solchen, maximal Dezimeter-mächtigen Ankerit-(untergeordnet Calcit-)Gängchen ist bereits mit freiem Auge eine 1–5 cm breite Bleichungszone deutlich wahrnehmbar (Skizze in Abb. 32). In diesem Bleichungshof wurde Biotit restlos abgebaut; an seiner Stelle kristallisierten grobspätiger Ankerit (n₀ ≈ 1,70; 20–25 Mol-% CaFe(CO₃)₂; vgl. TRÖGER [1969, Teil 1]) und nach allen möglichen Richtungen gesproßte, bis über 1 mm große Tafeln von Cr-Hellglimmer (Fuchsit, Mariposit), der durch seinen Pleochroismus von zart grün (parallel zur Basis) nach farblos (normal zur Basis) auffällt. Am Salband findet sich überdies noch etwas Fe-ärmer, nahezu farbloser Chlorit. Der im frischen Nebengestein vorhandene Titanit verschwindet in der alterierten Zone, dafür kristallisieren einzelne, bis zu 0,5 mm große, zum Teil verzwilligte Rutilstengel (Abb. 27). Plagioklas und Epidot/Klinozoisit bleiben von der Umwandlung weitgehend verschont.

Ankeritisierung wird als häufige Alterationsform in basischen Magmatiten beschrieben, wobei unter CO₂-Zufuhr durch die Zerstörung silikatischer Gemengteile (z. B. Amphibol, Biotit, Plagioklas) Ca, Mg, Fe und Mn freigesetzt werden und somit die Ankerit-Kristallisation ermöglicht wird. Das zur Fuchsitbildung benötigte Cr kann ebenfalls infolge von Abbaureaktionen mafischer Silikat- (z. B. Amphibol, Pyroxen) oder Oxidphasen (z. B. Magnetit, Chromit) mobilisiert werden (BOYLE, 1979).

Ankeritisierung und Fuchsitbildung könnten in diesem Fall vereinfacht etwa gemäß nachstehender Mineralreaktion ablaufen:



Die Annahme, daß auch Fuchsit auf Kosten von Biotit gesproßt ist, erhärtet sich dadurch, daß im Cr-Hellglimmer noch nicht zur Gänze abgebaute Biotit-Relikte erkennbar sind. Da ferner Biotit stets geringe Mengen Ti enthält, kann zumindest ein Teil des TiO₂ zur Rutilbildung aus dem zerstörten Biotit bezogen werden. Pyrit ist wohl vielfach accessorisch in Metabasiten enthalten, das Fe-Sulfid ist jedoch erwartungsgemäß innerhalb der alterierten Zone angereichert.

Um Konzentrationsänderungen von Haupt- und Spurenelementen in der Alterationszone zu studieren, wurde ein 2 cm breiter Streifen vom Salband weg in fünf 4 mm dünne Scheibchen geschnitten, und diese wurden analysiert (Proben WU 16/1–5 in Tab. 8 und Abb. 32). Wenngleich zur Vervollständigung der Aussagen noch weitere Proben in größerem Abstand vom Karbonatgang untersucht werden müßten, und obwohl die Alterationsfront nicht gleichmäßig verläuft, sondern entlang einzelner s-Flächen weiter ausgreift (s. Handstückskizze in Abb. 32), ergeben sich doch aus den vorhandenen Analysen bereits interessante Aspekte.

Mit der Bleichung koinzidiert eine leichte Anreicherung an SiO₂ und Al₂O₃; insbesondere in der Probe WU 16/2, wo Plagioklas und Fuchsit dominieren. Dergleichen nimmt der Na₂O-Gehalt infolge der relativen Albit-Anreicherung zu. Genau umgekehrtes Verhalten zeigen Fe₂O₃^{tot}, MnO, MgO, CaO, TiO₂ und K₂O, letzte-

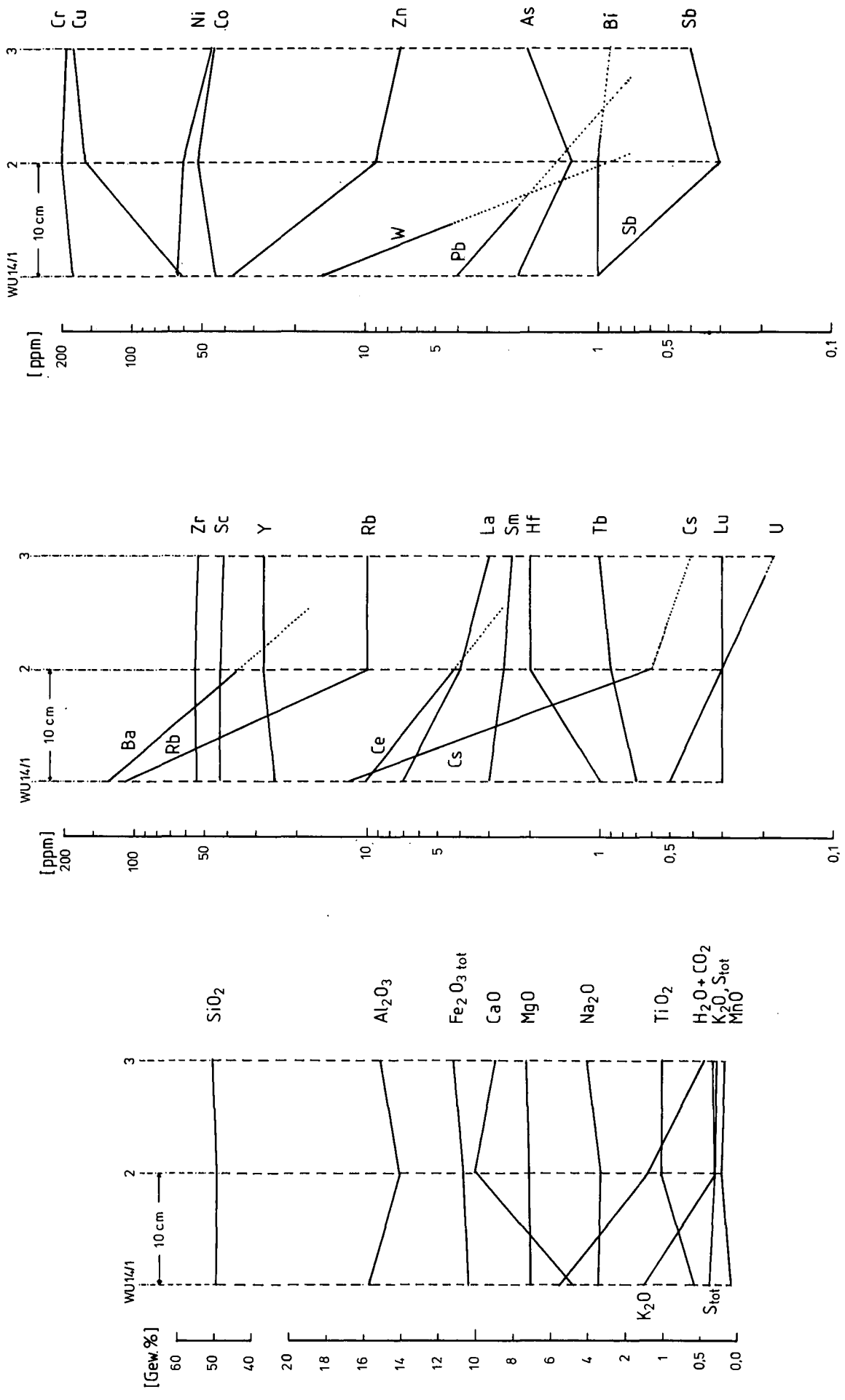


Abb. 31. Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen eines Albit-Amphibolites, der durch einen sulfidführenden Quarzgang alteriert wird.

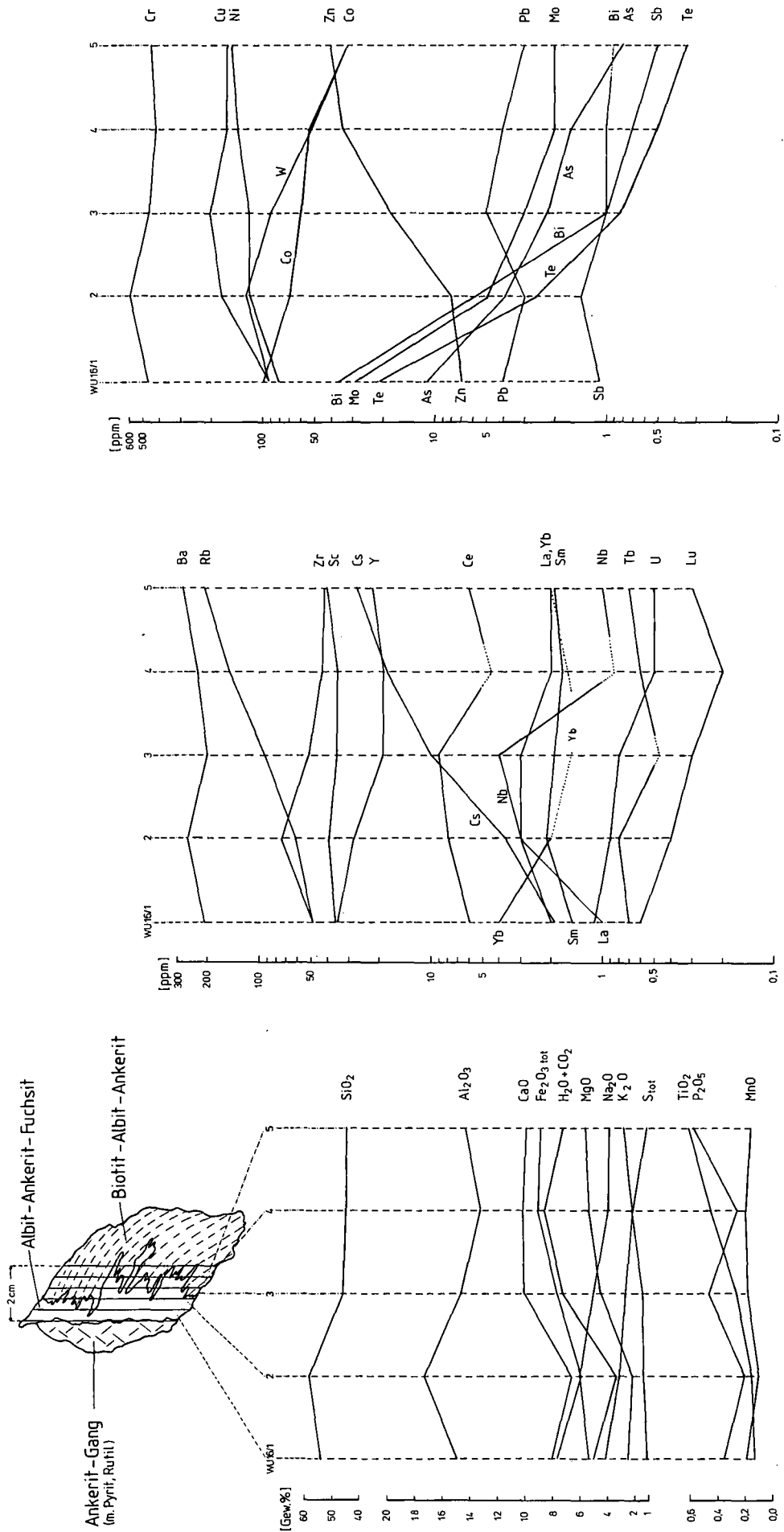


Abb. 32. Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen einer Biotit-Albit-Gneislage, die durch einen pyritführenden Ankeritgang alteriert wird.

res allerdings in geringerem Ausmaß (Abbau von Biotit). Aussagen über die fluide Phase sind nur beschränkt möglich, da an sämtlichen Proben lediglich der Glühverlust bestimmt, nicht jedoch eine getrennte H₂O- bzw. CO₂-Bestimmung durchgeführt wurde. So zeigt sich zum Karbonatgang hin eine signifikante Abnahme der Summe aus (H₂O+CO₂), was vermutlich durch den enormen Verlust des wasserhaltigen Mineralbiotit bedingt ist. Die geringsten Werte für Glühverlust treten wiederum in der Albit-reichen Zone WU 16/2 auf, um schließlich zum Salband erneut leicht anzusteigen, was auf zunehmenden Karbonat-Anteil zurückzuführen ist. Die Rb-, Cs-, untergeordnet auch die La- und Sm-Konzentrationen nehmen zum Gang hin teilweise rapide ab; sie gehen konform mit der Zerstörung des Biotites. Anscheinend baut Fuchsit kein Rb und Cs ins Gitter ein. Im Gegensatz dazu erfahren Zr, Nb, Y, Yb(?), Lu und U eine geringfügige Anreicherung. Ba, Sc und Tb verhalten sich indifferent. Generell sind jedoch die genannten Spurenelemente mit großer Vorsicht zu interpretieren, vor allem in derart geringen Konzentrationen nahe der analytischen Nachweisgrenze. Der Cr-Wert ist – der Fuchsitbildung entsprechend – in Bezug auf basische Effusiva erhöht, die Schwankung innerhalb des Alterationshofes ist gering.

Die Mehrzahl metallogenetisch bedeutsamer Elemente erfährt eine Anreicherung zum Karbonatgang hin, namentlich Co, Mo, W, As, Sb, Bi und Te.

Auch die Au-Gehalte (Tab. 8) zeigen leicht ansteigende Tendenz. Die Ni- und Cu-Werte fallen bei Annäherung an den Ankeritgang geringfügig ab, Zn zeigt einen stark fallenden Trend. Pb verhält sich indifferent.

Vergleicht man Abb. 31 mit Abb. 32, so sind zum Teil signifikante Unterschiede festzustellen, beispielsweise die gegenläufigen Trends von Zn, Rb, Cs, (H₂O+CO₂) oder K₂O.

Trotz der begrenzten Probenanzahl und etwaiger Analysefehler zeigt dieses Beispiel doch in anschaulicher Art, daß auch im Fall sulfidifizierender Karbonatgänge eine epigenetisch-hydrothermale Zufuhr der meisten zur Erzbildung benötigten Metalle und des Schwefels anzunehmen ist. Im Unterschied zu sulfidifizierenden Quarzgängen erfolgte aber eine weitaus stärkere Reaktion der fluiden Phase – zur Hauptsache CO₂ – mit dem Nebengestein.

6. Überlegungen zur Metallogenese

Im hier diskutierten Bergbauterrain geben sämtliche Beobachtungen bezüglich der tektonischen Situation und des Mineralinhaltes der Tauernegoldgänge sowie des Verhaltens ihrer Nebengesteine nur über ziemlich tagnahe Teufenbereiche Auskunft. Um einen genaueren Einblick in die Genese des „Tauernegoldgang-Typus“ zu erlangen, erscheint es angebracht, die Mineralisationen der Zirknitz und des oberen Wurmentales mit den Edelmetall-Vererzungen der Gasteiner Bergbaureviere zu vergleichen. Dort stehen dem Lagerstättenforscher von den prächtigen Aufschlüssen des Imhof-Unterbaustollens im Gasteiner Naßfeld (1625 m Sh.) bis zu den Relikten historischer Bergmannstätigkeit im Bereich der Baukarlscharte (2475 m Sh.) westlich des Gr. Silberpfennigs annähernd 900 m mehr oder weniger durchgehende Teufenerstreckung zur Verfügung.

6.1. Tektonische Aspekte

Die erzführenden Strukturen weisen bekanntlich ein ziemlich konstantes NNE–SSW-Streichen (N10–30°) und steiles westliches oder östliches Verflachen auf. Diese Raumlage erlaubt daher keine Interpretation im Sinne von ac-Klüften zum walzenförmig NW–SE-ausgelagerten Sonnblickkern.

Bereits EXNER (1949), später dann MALECKI (1972), suchten im Siglitz-Pochkar-Erzwies-Revier südwestlich Badgastein nach einer tektonischen Erklärung und glaubten, eine solche in Form des sogen. „Pochart-Gewölbes“ gefunden zu haben. EXNER gelangte nämlich aufgrund feintektonischer Messungen zu der Erkenntnis, daß sich spät- bis nachalpidisch eine Gewölbestruktur bildete, und zwar mit einer flach (15–25°) WNW-abtauchenden Achse, die vom Thomaseck über das Blumfeld auf der Westseite des Radhausberges zum Pochkar-Unterbau und nördlich der Pochkarscharte zum Bodenhaus im Raurisertal hinüberstreicht. EXNER und MALECKI sehen demzufolge in den Erzgängen die zugehörigen „Reißklüfte“ des „Pochart-Gewölbes“. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß ein solches feintektonisches Phänomen die Anlage kilometerlanger Strukturen bewirkt haben soll. Dazu kommt noch, daß ja die Erzgänge sämtlicher Bergbaudistrikte in den östlichen Hohen Tauern, also im Bergbauterrain um Gastein, Rauris, Heiligenblut und Döllach ebenso wie im Lagerstättenraum Rotgülden im Lungau, Pöllatal-Lanisch und Kölnbrein im Kärntner Anteil der Hafnergruppe (und zwar dort, wo erzführende Strukturen im Zentralgneis auftreten) in gleicher Weise das charakteristische NNE–SSW-Streichen zeigen.

Es bedarf somit für die Erklärung des Phänomens „Tauernegoldgänge“ eines großräumigen, regional wirkenden Mechanismus in einer spätalpidischen Phase.

NEUBAUER (1989) interpretiert die Erzgänge – prinzipiell ähnlich wie z.B. EXNER (1949) – als Extensionsstrukturen. Er sieht in ihnen typische Vertreter hydrothermalen Gänge, die in der Spätphase des Aufstieges eines metamorphen Domes angelegt und dementsprechend kaum deformiert wurden. Damit in Zusammenhang stehen seiner Meinung nach auch die symmetrische Füllung der Gänge, die scharfe Begrenzung zum Nebengestein, das steile Einfallen und die mehr oder minder orthogonale Raumlage zur Schieferung. Letztgenannte Behauptung trifft für die Tauernegoldgänge der Sonnblickgruppe wohl kaum zu! Innerhalb der Ostalpen weisen die vererzten Strukturen nur im östlichen Tauernefenster das charakteristische NNE–SSW-Streichen auf, was im Zusammenhang mit einer Dehnung der östlichen Hohen Tauern in WNW–ESE-Richtung gesehen wird. Eine solche Dehnungstektonik manifestiert sich beispielsweise in Form flacher semiduktiler bis bruchhafter Abschiebungen am Tauernestrand (z. B. GENSER, 1987); sie wird mit einer Dehnung des gesamten Tauern-Orogens begründet, welches im Norden und Süden von ungefähr W–E-verlaufenden Störungen erster Ordnung begrenzt wird (Tauernestrand-Ennstal-Störungssystem und Defreggen-Antholz-Linie als sinistrale Scher- bzw. Bruchzonen; z. B. GENSER & NEUBAUER [1987]).

Das Tauern-Penninikum zeigt eine negative Schwereanomalie (GIESE, 1980) und steht somit unter Auftrieb, was sich u. a. auch in einer rezent nachweisbaren Hebung dokumentiert (SENFELT & EXNER, 1973).

Auf den geschilderten Erkenntnissen basiert das Modell einer „Pull-Apart-Domstruktur“, mit der GENSER & NEUBAUER (1987) das aufsteigende Tauernorogen erklären. Die Störungen, die einen solchen „Pull-Apart-Dom“ begrenzen, müssen bis zur Grenze Ober-/Unterkruste hinabreichen, damit die Mobilität gewährleistet ist, die gleichsam zu einer „Entkoppelung“ des zentralen Orogenteils führt, wo die Krustenverdickung am größten ist. NEUBAUER (1989) sieht in den Tauerngoldgängen gewissermaßen Zeugen einer derartigen „Entkoppelung“, wobei im Zentralteil des Orogens – also in erster Linie in den Zentralgneis-Kernen – infolge der Entlastung und der damit verbundenen Dehnung die Möglichkeit des Aufstieges von Fluids geschaffen wird. Dabei muß der Druck, unter dem die fluide Phase steht, die Zugfestigkeit der Gesteine überschreiten, was letztendlich zum Aufreißen jener Strukturen führt, entlang deren sich Erze abscheiden können.

Die NEUBAUER'sche Interpretation der Tauerngoldgänge als Extensions-bedingte Strukturen in Zusammenhang mit dem Modell eines „Pull-Apart-Domes“ erweckt vorderhand einen durchaus plausiblen Eindruck; vor allem dann, wenn man nur mit der obertägigen Situation vertraut ist, wie sie sich beispielsweise in der Zirknitz darbietet. Dort präsentieren sich die Tauerngoldgänge ja als glatte Brüche. Auch können die in Kap. 4.1. beschriebenen Nebengesteins-Fragmente in der Gangfüllung ohne weiteres als „hydrothermale Breccie“ aufgefaßt werden; es ist dies ein in hydrothermalen Ganglagerstätten häufiges Phänomen (z.B. GUILBERT & PARK, 1986).

Studiert man jedoch die vortrefflichen Untertage-Aufschlüsse des Imhof-Unterbaureviers – also einen ca. 1000 m tiefer gelegenen Abschnitt dieses Lagerstättentypus – ergeben sich plötzlich völlig neue Aspekte.

Typische Phänomene für die Untertage-Situation sind Harnische mit zum Teil deutlicher Strömung, die einen linksseitigen, mehr oder weniger horizontalen Bewegungssinn andeutet (BERGMAIR, 1991), sowie die Absetzbarkeit in der Erzführung, die schon den alten Bergleuten große Schwierigkeiten bei der Verfolgung des Adels bereitete. Einmal sind Meter-mächtige, reich vererzte Adelsvorschübe zu sehen, an anderen Stellen wiederum verdrückt sich der steilstehende Erzgang bis auf Handbreite und enthält nur mehr weißlichen Kluffletten (mylonitisierter, hydrothermal alterierter Granitgneis) zwischen Liegend- und Hangendblatt. Die Harnischflächen und das allgegenwärtige Auftreten des feinen Gneis-Zerreißsels sind doch eindeutige Hinweise dafür, daß die Anlage der Tauerngoldgänge mit Scherbewegungen in ursächlichem Zusammenhang stehen muß. D.h., die Interpretation als Extensions-Strukturen im Sinne NEUBAUERS (1989) oder als Reißklüfte im klassischen Sinn (z.B. TORNQUIST, 1933; EXNER, 1949) ist aufgrund dieser Beobachtungen wohl kaum haltbar.

Im Zuge von Scherbewegungen können auch ohne das Zutun einer Dilatationskomponente Hohlräume entstehen, in denen die Möglichkeit der Erzabscheidung besteht. Ein Beispiel hierfür sind sogen. „pinch and swell“-Strukturen gemäß angelsächsischer Terminologie (z. B. GUILBERT & PARK, 1986). In so einem Fall bilden sich entlang unregelmäßig verlaufender oder gekrümmter Verwerfer einmal mächtigere Hohlräume zwischen Liegend- und Hangendblatt, an anderen Stellen verjüngt sich der Hohlraum und die Kluffblätter berüh-

ren einander. Im Imhof-Unterbaurevier könnte man sich die Anlage von „pinch and swell“-Strukturen ohne weiteres vorstellen, das Einfallen von Liegend- und Hangendblatt unterliegt dort ständigen Schwankungen.

Der Auffassung BERGMAIRS (1991), daß es sich bei den Tauerngoldgängen – wenigstens was die Erscheinungen in der Siglitz betrifft – um mineralisierte Scherzonen und nicht um Reißklüfte handelt, ist auch deshalb der Vorzug einzuräumen, weil dadurch die Absetzbarkeit der Erzführung, oder umgekehrt ausgedrückt, das lokale Einschleiben von Adelszonen noch am ehesten erklärt werden kann. Die stark schwankenden Erzkonzentrationen werden wohl in erster Linie mit unterschiedlichen Wegsamkeiten für die Hydrothermallösungen zusammenhängen, die ihrerseits wieder vom Grad der Zerschering und Breccierung des Granitgneis abhängig sein werden. Im Detail diskutiert BERGMAIR die hier angerissene Problematik.

Abschließend ist festzuhalten – und das lehren sämtliche untersuchte Bergbaureviere des Gasteiner, Rauriser und Oberkärntner Raumes –, daß beim „Tauerngoldgang-Typus“ in jedem Fall die strukturelle Kontrolle entscheidend ist. Das bedeutet, wo bruchhaft deformierbare Gesteine vorherrschen, also in erster Linie im Zentralgneis, aber auch in Karbonatgesteinen (z. B. die Erzgänge in den Marmoren der Angertalserie in den obersten Teufen des Pochkar-Erzwies-Gangzuges), sind die Voraussetzungen zur Anlage strukturell kontrollierter Mineralisationen günstig; das mechanische Verhalten der größtenteils inkompetenten Schiefer, die den Zentralgneis überlagern (z. B. im Bereich der Mallnitzer Mulde), ist hingegen ungünstig.

6.2. Primäre Teufenunterschiede und lateralsekretionäre Beeinflussung der Mineralisationen

Vergleicht man die in Kap. 4 beschriebenen Erzassoziationen mit solchen aus den unteren Teufenbereichen, also beispielsweise aus dem Imhof-Unterbau, so sind in der Mineralführung doch zum Teil erhebliche Unterschiede in Abhängigkeit von der Teufenlage zu erkennen. Nehmen die karbonatischen Erzmittel in den oberen Teufen der Zirknitz, des Wurtentales oder auch der weiter im Nordwesten gelegenen Goldzeche mitunter beträchtliche Anteile am gesamten Gangvolumen ein, so trifft man diese im Grubengebäude des Imhof-Reviers nur mehr spärlich an (z. B. Erzfälle im Geißlergang). Dort dominieren bei weitem die mit Quarz vergesellschafteten göldischen Kiese Arsenopyrit und Pyrit.

Diese Beobachtung ist ein Indiz dafür, daß die mit karbonatischer Gangart assoziierte Ag-hältige Pb-Zn-Cu-Paragenese in relativ oberflächennahen Teilen der Lagerstätte konzentriert sein muß. D. h., es gibt bei den gangförmigen Edelmetall-Vererzungen primäre Teufenunterschiede.

Eine auf den ersten Blick ähnliche, bei näherer Betrachtung jedoch grundlegend andersartige Situation herrscht im Pochkar-Erzwies-Revier westlich des Gr. Silberpfennigs (2600 m Sh.) Dort ändert sich die Zusammensetzung der Erzgänge im Bereich des Baukarls (ca. 2400–2475 m Sh.) schlagartig, wo dieselben den Siglitzgneis verlassen und in die Gesteine der mesozoischen Angertalserie (vorwiegend Kalkmarmore bis Kalkglimmerschiefer, untergeordnet Dolomitschiefer

mit lagigen Pyrit-Sphalerit- und Mn-Anreicherungen, Chlorit-(Serizit)-Phyllite und Quarzite; MALECKI, 1972) übergehen. Dominieren Arsenopyrit, Pyrit und Quarz in jenem Abschnitt, wo die Erzgänge im Gneis aufsetzen, so setzt sich die Gangmineralisation im Bereich der Karbonatgesteine aus Pyrit, Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit zusammen, begleitet von Pistomesit und Ankerit als vorherrschender Gangart (VAVTAR, 1982). Dies äußert sich auch in einer Änderung der Haldenfärbung von weißgrau (Tonminerale aus verwitterten Silikaten wie Feldspäten und Glimmern) bzw. rostigbraun (Limonitschwarte auf oxidierenden Kieserzen) zu schwarzbraun (Fe- und Mn-Oxid/Hydroxid-Krusten auf verwitterndem Pistomesit und Ankerit). Diese Eigentümlichkeit beschrieb zum ersten Mal REISSACHER (1860). VAVTAR (1982) führt dies auf eine lateralsekretionäre Beeinflussung durch schicht- und schieferungskonkordante Ankerit-, Pyrit- und Sphalerit-Mineralisationen in den Dolomitschiefern zurück. Es dürften in diesem Fall bereits primär im Sedimentgestein vorhandene Fe-(Mn-)Zn-Cu-Konzentrationen durch die jungen Lösungen mobilisiert und teilweise nachkonzentriert worden sein, was bei einem karbonatischen Nebengestein auch leichter möglich sein mag als beim weniger reaktionsfreudigen Granitgneis.

Die in der Zirknitz, im Wurtental oder auf der Goldzeche abgebauten Tauerngoldgänge durchschlagen hingegen fast ausnahmslos den Zentralgneis; überlagernde Schiefer oder Karbonatgesteine treten dort nicht oder nur untergeordnet auf (z. B. die Schwarzschiefer am Eckberg). Trotzdem enthalten die Gänge die göldische Kies-Quarz-Mineralisation gleichermaßen wie die mit Karbonat assoziierte Ag-Pb-Zn-Cu-Paragenese, wengleich eine Beeinflussung durch Lateralsekretion mit Sicherheit auszuschließen ist. Die Ausbildung von zwei verschiedenartigen Vererzungen muß demnach in andersartigen physikochemischen Parametern und in einem sich ändernden Metallangebot der fluiden Phase begründet sein.

6.3. Genetische Diskussion – Modellvorstellungen

In Kap. 5.1. wurde dargelegt, daß der Sonnblickgneis im untersuchten Gebiet weder erhöhte Metallkonzentrationen aufweist, noch daß ein signifikanter Stoffaustausch zwischen dem Gneis und den erzbildenden Hydrothermallösungen stattgefunden haben dürfte. Auch in diesem Zusammenhang liefern die Beobachtungen an den gangförmigen Mineralisationen der Gasteiner Reviere wertvolle Zusatzinformationen.

HITZENBERGER (1979) gibt beispielsweise für den Zentralgneis in den Revieren Siglitz und Radhausberg (Imhof-Unterbau, SAFE-Beileitungsstollen Kolm Saigurn-Naßfeld, SAFE-Stollen Radhausberg) durchschnittliche Bi-Werte von 88 ppm und Maximalwerte von 408 ppm(!) an, was seinen Ausführungen gemäß einer ca. 8800-fachen Anreicherung gegenüber der normalen Bi-Konzentration in sauren Intrusiva entspräche. Auch für Pb (durchschnittlich 98,8 ppm, maximal 468 ppm), Cu (durchschnittl. 89,8 ppm, max. 270 ppm) und Sb (durchschnittl. 0,56 ppm, max. 1,4 ppm) gibt HITZENBERGER zum Teil stark erhöhte Werte an. Ob nun die Granitoide des Gasteiner Raumes, insbesondere der Siglitzgneis, tatsächlich derart exzessive Buntmetall- und Metalloid-Anreicherungen enthalten, ist höchst

zweifelhaft. Neuere Daten aus dem Siglitzgneis ergaben auch für diesen Gneistyp Elementkonzentrationen, die sich durchwegs innerhalb der Normalwerte für saure Intrusiva bewegen (BERGMAIR, 1991). Hingegen dürften die HITZENBERGERSCHEN Anomalien mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine fehlerhafte Probenahme zurückzuführen sein; der Siglitzgneis wird nämlich im Lagerstättenbereich von zahlreichen, subparallel zu den Erzgängen verlaufenden, 1–2 mm dünnen Klüftchen durchtrümpert, die häufig von Karbonat erfüllt sind. An solchen Karbonatäderchen konnte BERGMAIR tatsächlich erhöhte Pb-, Zn- und Bi-Gehalte in den analysierten Gneisproben feststellen.

Aus den Beobachtungen an den gangförmigen Edelmetallvererzungen des bearbeiteten Gebiets und dem Vergleich mit den unteren Teufenbereichen lassen sich folgende charakteristische Merkmale für diesen Lagerstättentyp ableiten:

- 1) Die Edelmetall-hältigen Vererzungen sind an spätalpidisch angelegte, steil einfallende, lateral scharf begrenzte, in ihrer vertikalen Erstreckung aller Wahrscheinlichkeit nach aber weit in die Teufe niedersetzende Scherzonen gebunden, die ihrer ruptuellen Anlage entsprechend vornehmlich im Granitgneis auftreten.
- 2) Die Mineralisationen verursachten im Hinblick auf die räumliche Ausdehnung nur geringfügige Nebengesteins-Veränderungen. Die hydrothermale Alteration von Gneisfragmenten innerhalb der Erzgänge bewirkte jedoch eine teilweise Zerstörung des magmatischen und metamorph gebildeten Mineralbestandes.
- 3) Die Mineralisationen zeichnen sich generell durch As-Reichtum aus. Weitere, in typischer Weise mit Au assoziierte Elemente sind Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Bi und Te.
- 4) Vorherrschende Gangart ist Quarz. Speziell in den oberen Teufen gesellt sich FeMg(Mn)-Karbonat hinzu.
- 5) Es sind im wesentlichen zwei hinsichtlich ihrer Mineralparagenese und Metallvormacht deutlich unterscheidbare Vererzungsphasen ausgebildet, die im Detail bereits diskutiert wurden.
- 6) Die stellenweise in Schwärmen den Gneis und auch die Metabasite durchschlagenden, NE-SW-streichenden, Edelmetall-führenden Quarzgänge sind als hydrothermal mineralisierte ac-Klüfte in Bezug auf den Sonnblickkern zu interpretieren. Gold ist typischerweise mit Bi und Te assoziiert, As scheint hingegen vollständig zu fehlen.

Die strukturell kontrollierten Vererzungen wurden nach dem derzeitigen Kenntnisstand postmetamorph im Zuge der jungen orogenen Bruchtektonik angelegt, wobei die Erzabscheidung allem Anschein nach aus aszendenden hydrothermalen Lösungen erfolgte. Nachdem die zur Lagerstättenbildung benötigten Metallkonzentrationen mit Sicherheit nicht durch Lateralsekretion unmittelbar aus dem Nebengestein zu beziehen sind, erhebt sich die Frage nach womöglich in der Teufe vorhandenen Metall-Liefergesteinen. Eine Beantwortung derselben ist in diesem Fall grundsätzlich mit Problemen behaftet, zumal die Zentralgneis-Kerne die strukturell tiefsten Einheiten des Penninikums verkörpern und das tektonische Basement nicht bekannt ist.

Prinzipiell können folgende drei Modellvorstellungen für eine Erzgenese in Betracht gezogen werden:

- 1) Ältere präexistente Metallanreicherungen wurden im Zuge der alpidischen Regionalmetamorphose remobilisiert und in postmetamorph angelegten Strukturen konzentriert. Die Möglichkeit einer älteren Anlage der Vererzungen diskutieren KÖPPEL & SCHROLL (1983) aufgrund von Pb-Isotopen-Untersuchungen an Erzen aus den Gasteiner Revieren (Pochkar-Erzwies) und der Sonnblickgruppe (Goldzeche und Wurtental), die u. a. Modellalter von 225–280 Ma ergeben und damit den Rb/Sr-Altern der variszisch intrudierten Zentralgranite bzw. noch höheren Altern entsprechen. Da im Penninikum vorzugsweise prä-variszische vulkanosedimentäre Abfolgen zum Teil beträchtliche Metallanreicherungen enthalten – so führt beispielsweise die Habachformation im Bereich der Wolfram-Lagerstätte Felbertal auch bemerkenswerte Pb(Ag)-Cu-Bi-(Te)-(Au)-Sulfid/Sulfosalz-Mineralisationen –, wäre eine Remobilisation von Metallen aus dem „Alten Dach“ in einer Spätphase der variszischen Intrusionen und eine damit verbundene Anreicherung etwa in Randbereichen der Plutone denkbar. Auf der anderen Seite kann man sich aber schwer vorstellen, wieso derartige Metall-Voranreicherungen alpidisch ausschließlich entlang scharf begrenzter, weit in die Tiefe niedersetzender Scherzonen konzentriert worden wären. Eine solche Möglichkeit ist für die Ausbildung gangförmiger Lagerstätten in Ermangelung eines geeigneten Mechanismus wohl weitgehend auszuschließen.
- 2) Eine grundlegend andere Idee resultiert aus Isotopen-geochemischen Studien, die E. CURTI (1987) an Gold-Quarz-Gängen des Monte Rosa Massivs in den italienischen Westalpen vornahm. Dort treten – in prinzipiell ähnlicher Weise wie in den Hohen Tauern – gangförmige goldführende, mit Quarz vergesellschaftete Sulfidmineralisationen bevorzugt in variszischen Granitoiden der oberen Penninischen Decken auf, und zwar in einem Gebiet, das alpidisch von einer Grünschiefer/Amphibolit-faziellen Regionalmetamorphose überprägt wurde. Pyrit und Arsenopyrit sind die dominierenden Erzminerale. CURTI gelangt anhand von Pb-Isotopendaten zu dem Schluß, daß das Pb in den Erzen teils aus kaledonischen Metapeliten, teils aus den herzynischen Graniten stamme, keineswegs aber aus benachbarten ophiolitischen Grüngesteinen, die ihrerseits stratiforme Massivsulfid-Vererzungen beinhalten. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weisen in Übereinstimmung mit den Pb-Daten auf eine metamorphogene Herkunft der erzbildenden Fluide innerhalb der Metapelite und Granite hin. Die fluide Phase ist durch die Präsenz von CO_2 und relativ geringe Salinität gekennzeichnet. Die Ergebnisse CURTI (1987) sind somit ein Indiz dafür, daß gangförmige Edelmetall-Vererzungen in regionalmetamorphenen Orogenen nicht zwingenderweise prä-konzentrierte Metall-Liefergesteine voraussetzen – wie sie etwa in Komatiiten archaischer greenstonebelts zu finden sind (KEAYS, 1984) –, sondern daß die zur Erzgenese benötigten Metalle auch aus Gesteinen der kontinentalen Kruste bezogen werden können, die keine präexistente Erzanreicherungen enthalten. In Anlehnung an CURTI (1987) könnte man sich die Genese des „Tauerngoldgang-Typus“ etwa nach folgendem Modell vorstellen:
In tiefen Stockwerken der noch unter einer beträchtlichen Gebirgsüberlagerung versenkten Zentral-

gneis-Kerne kommt es im Zuge progressiver Metamorphose unter sehr hohen p/T-Bedingungen zu einer Devolatilisierung großer Gesteinsvolumina und infolgedessen zu einer Auslaugung der geringen, in den Granitoiden enthaltenen Metallmengen. Erst während der späten orogenen Heraushebung des Tauernfensters erfolgt die Anlage tieferreichender Strukturen (wohl hauptsächlich in Form von Scherzonen), die eine geeignete Wegsamkeit für die metallhaltigen Fluide schaffen, und entlang deren sich Erze beim Aufsteigen der Hydrothermallösungen infolge Übersättigung (in erster Linie durch die Abkühlung, evtl. durch Druckverminderung und anschließendes Sieden der Lösungen) abscheiden können. D. h., die treibende Kraft bzw. der „Motor“ lagerstättenbildender Prozesse wäre in diesem Falle das alpidische Metamorphosegeschehen. Ein gewisses Handicap bei dieser Modellvorstellung mag allerdings darin bestehen, ob mit diesem Mechanismus tatsächlich jene Metallmengen aufgeschlossen und in so hohem Maße angereichert werden können, um daraus Lagerstätten entstehen zu lassen.

- 3) Als letzte Variante – und diese entspräche am ehesten den klassischen Vorstellungen lagerstättenbildender Prozesse – könnte man die Genese des „Tauerngoldgang-Typus“ mit einem in der Tiefe kristallisierenden Magma, also mit der schon früh diskutierten Möglichkeit eines „Tauernplutonismus“ (z. B. EXNER, 1964), in Beziehung bringen. Die Abspaltung SiO_2 -reicher Restlösungen im Endstadium magmatischer Differentiation würde noch am glaubhaftesten entsprechende Quantitäten an Metallen, As, S, etc. freisetzen, auch wären hinreichende Mengen an volatiler Phase als Lösungs- und Transportmedium verfügbar. Allerdings ist auch die magmatogen-hydrothermale Interpretation – genauso wie die vorhin angesprochenen Varianten – als rein spekulative Modellvorstellung zu behandeln, da zur Zeit die Existenz bzw. das Wirken eines alpidischen Magmatismus – wie er weiter südwestlich etwa in Form der Rieserferner-Intrusion vorliegt – in den Teufen des Zentralteiles des Penninikums, also unterhalb der Zentralgneis-Kerne, nicht belegt ist.

Dank

An dieser Stelle sei all jenen aufrichtig gedankt, die zum Zustandekommen der vorliegenden Arbeit beitrugen, insbesondere den Kollegen Prof. Dr. V. HÖCK und cand. phil. M. BERGMAYER, Salzburg, für zahlreiche Diskussionen und Anregungen zu geologischen, petrogenetischen und tektonischen Detailproblemen, sowie Prof. Dr. E. F. STUMPFL und Ing. H. MÜLLHANS, Leoben, für freundlicherweise durchgeführte Mikrosondenanalysen. Besondere Anerkennung sei Herrn W. WALDHÖR, Salzburg, ausgesprochen, der mit der Herstellung insgesamt einiger hundert hochwertiger auflicht- und durchlichtoptischer Präparate sowie anpolierter Handstücke einen außerordentlich wichtigen Beitrag leistete und der die Autoren anlässlich gemeinsamer Geländebegehungen bei der Gewinnung von Erproben hilfreich unterstützte. Durch eine Subvention seitens der Fa. „Erzbergbau Radhausberg Ges.m.b.H.“, Bockstein, konnten die Unkosten der Geländetätigkeit vermindert werden; auch hierfür sei herzlich gedankt.

Literatur

- ALBEE, A.L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. – *Amer. Mineral.*, **47**, 851–870.

- ALBER, J. (1976): Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hochalpengebietes (Rauristal, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 229 p.
- BAMBAUER, H.U., BRUNNER, D.O. & LAVES, F. (1961): Beobachtungen über Lamellenbau an Bergkristallen. – Z. Kristallogr., **116**, 173–181.
- BARTON, P.B.Jr. (1970): Sulfide petrology. – Mineral. Soc. Amer. Special Paper, **3**, 187–198.
- BARTON, P.B.Jr. (1978): Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine, Akita Prefecture, Japan. – Mining Geol., **28**, 293–300.
- BERGMAIR, M. (1991): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an gangförmigen Goldvererzungen im Siglitzrevier (Gasteinertal, Salzburg). – Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg.
- BOYLE, R.W. (1979): The geochemistry of gold and its deposits. – Geol. Survey Can. Bull., **280**, 584 p., Ottawa.
- BURG, G.H. (1935): Natur des in Pyriten nicht sichtbar enthaltenen Goldes. – Ztschr. Prakt. Geol., **43**, H. 2, 17–26.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. – Pacific Geol., **8**, 172–174.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WHRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 121–272, Wien.
- CRAIG, J.R. (1967): Phase relations and mineral assemblages in the Ag-Bi-Pb-S system. – Mineral. Deposita, **1**, 290–295.
- CURTI, E. (1987): Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy): A comparison with Archean lode deposits. – Econ. Geol., **82**, 2115–2140.
- EXNER, Ch. (1949): Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein- und Rauristal – Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, II. Teil. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Abt. 1, **158**, H. 5, 375–420, Wien.
- EXNER, Ch. (1962a): Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien.
- EXNER, Ch. (1962b): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. – Jb. Geol. B.-A., Wien, **105**.
- EXNER, Ch. (1964): Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000 (Ausgabe 1962). – 170 p., 8 Abb., 8 Taf., 1 Tab., Geol. B.-A., Wien.
- FEITZINGER, G. (1989): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an gangförmigen Gold-Silber-Vererzungen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten). – Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg, 191 p.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1988): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. – Geodinamica Acta, **2**, H. 2, 75–87, Paris.
- FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early Paleozoic back-arc and island-arc settings in greenstone sequences of the central Tauern window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., Wien, **129**, H. 3/4, 545–566.
- GENSER, J. (1987): Der Aufstieg des Tauernfensters: Abschiebungen am Ostrand des Tauernfensters. – Uni-aktuell, Nr. 10 (1986/87), Abstr. Tauerntagung Mittersill (30. 9.–3. 10. 1987), p. 16, Salzburg.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1987): Die Pull-Apart-Domstruktur – ein Mechanismus für den Aufstieg metamorpher Dome? – Das Beispiel des Domes der Tauernmetamorphose. – Uni-aktuell, Nr. 10 (1986/87), Abstr. Tauerntagung Mittersill (30. 9.–3. 10. 1987), p. 17, Salzburg.
- GIESE, P. (1980): Krustenstruktur der Alpen. Ein Überblick verbunden mit einigen tektonischen Betrachtungen. – Berl. geowiss. Abh., (A)20, 51–64.
- GLATZ, A.C. (1967): The $\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{-Bi}_2\text{S}_3$ system and the synthesis of the mineral tetradyrite. – Amer. Mineral., **52**, 161–170.
- GUILBERT, J.M. & PARK, C.F., Jr. (1986): The geology of ore deposits. – 985 p., New York (Freeman).
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Tektonisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Sonnblick-Gebiet. – Unveröff. Maschinschrift, 7 p., Leoben.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1973): Neue Molybdänglanz- und Scheelit-Fundpunkte in den Hohen Tauern. – Archiv f. Lagerst.forsch. Ostalpen, **14**, 105–113, Leoben.
- HARRIS, D.C. & CHEN, T.T. (1975): Gustavite: two Canadian occurrences. – Can. Min., **13**, 411–414.
- HARRIS, D.C. & CHEN, T.T. (1976): Crystal chemistry and re-examination of nomenclature of sulfosalts in the aikinite-bismuthinite series. – Can. Min., **14**, 194–205.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. – In: RIES, A.C. & COWARD, M.P. (ed.): Collision tectonics, Geol. Soc. Lond. Special Publ., **19**, 67–81.
- HITZENBERGER, H. (1979): Lagerstättenkundliche Untersuchung der Tauerngoldgänge im Gebiet Gastein-Rauris. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 103 p.
- HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria. – Mitt. Öst. Geol. Ges., **71/72**, 119–127.
- HODA, S.N. & CHANG, L.L. (1975): Phase relations in the systems $\text{PbS-Ag}_2\text{S-Sb}_2\text{S}_3$ and $\text{PbS-Ag}_2\text{S-Bi}_2\text{S}_3$. – Amer. Mineral., **60**, 621–633.
- HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg, 217 p.
- KALBSKOPF, R. (1971): Die Koordination des Quecksilbers im Schwazit. – Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., **16**, 173–175.
- KANDUTSCH, G. (1989): Die morphologische Einteilung alpiner Zerrkluffquarze und deren Anwendung als Geothermometer im Tauernfenster. – Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg.
- KARUP-MØLLER, S. (1977): Mineralogy of some Ag-(Cu)-Pb-Bi-sulphide associations. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **26**, 41–68, Kopenhagen.
- KEAYS, R.R. (1984): Archean gold deposits and their source rocks: The upper mantle connection. – In: FOSTER, R.P.: Gold '82, 17–51, Rotterdam (A.A. Balkema Publ.).
- KOJIMA, S. & SUGAKI, A. (1985): Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S system between 500°C and 300°C under hydrothermal conditions. – Econ. Geol., **80**, 158–171.
- KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1983): Bleiisotope und Remobilisation von Erzlagerstätten. – Erdwiss. Komm. Akad. Wiss., **6**, 39–51, Wien.
- KRAIGER, H. (1987): Geologie, Petrographie und Geochemie der Habachformation am Beispiel des Unterfahrungsstollens der Scheelit-Lagerstätte Felbertal. – Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg.
- KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S.D. (1976): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. – Canad. Mineral., **14**, 364–386.
- KURAUTI, G. (1941): Synthetic studies of gold-containing pyrite. – Suiyokwai-Si, **10**, 419–424 (Chem. Abstr., **35**, 3563).
- LIND, I.L. & MAKOVICKY, E. (1982): Phase relations in the system Cu-Sb-S at 200°C, 10⁸Pa by hydrothermal synthesis. Microprobe analyses of tetrahedrite – a warning. – N. Jb. Miner. Abh., **145**, H. 2, 134–156, Stuttgart.
- MAKOVICKY, E. & KARUP-MØLLER, S. (1977): Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. Part I: General properties and definitions. – N. Jb. Miner. Abh., **130**, H. 3, 264–287, Stuttgart.
- MALECKI, G. (1972): Zur Geologie des Silberpfennig-Gebiets, Hohe Tauern (Salzburg). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.
- MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des Maltatales (Kärnten). – Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg, 257 p.

- MASLENITSKY, I. (1944): On some cases of formation of disperse gold segregations in iron sulphides. – C.R. Acad. Sci. USSR, Dokl., **14**, Nr. 9, 385–388.
- MATTHES, S. (1983): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 417 p., Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer).
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – Chem. Geol., **56**, 207–218, Amsterdam.
- MINČEVA-STEFANOVA, J. (1979): Crystallochemical and polytype relationships in pearceite and polybasite. – Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences, **32**, Nr. 4, Sofia.
- MOËLO, Y., OHNENSTETTER, D., MARCOUX, E. & MAUREL, D. (1985): Etude méthodologique relative à la non-stoechiométrie du mispickel, $\text{FeAs}_{1-x}\text{S}_{1+x}$. In: B.R.G.M. (ed.): Princ. Rés. Scient. et Tech. du B.R.G.M. – 1984, **303**, Orléans.
- NEUBAUER, F. (1989): Remarks on the structural control of some epigenetic mineralizations in orogénes. – Terra abstr., **1**, (79th Annual Meeting of the Geologische Vereinigung, 15.–18. 2.1989, Leoben – „Mineral Deposits“), p. 44, Oxford – London, etc. (Blackwell Sci. Publ.).
- PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1982): Ore mineralogy of the Waschgang gold-copper deposit, Upper Carinthia, Austria. – Tscherma's Mineral. Petrol. Mitt., **30**, 157–175.
- PAAR, W.H. et al. (1991): Mineralogies of Tertiary gold quartz mineralisations of the Tauerngoldgang type, Austria. – T.M.P.M., in preparation.
- PAULING, L. & NEUMAN, E.W. (1934): The crystal structure of binnite, $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ and the chemical composition and structure of minerals of the tetrahedrite group. – Z. Kristallogr., **88**, 54–62.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 289–300.
- PEARCE, J.A. & NORRIS, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 33–47.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrol., **25**, 956–983.
- PECERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – Contrib. Mineral. Petrol., **58**, 63–81.
- POŠEPNY, F. (1880): Die Goldbergbaue der Hohen Tauern. – In: Archiv für Practische Geologie, **1**, Wien (Hölder).
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 4. Aufl., Berlin (Akademie-Verlag).
- REISSACHER, K. (1860): Bruchstücke aus der Geschichte des Salzburger Golbergbaues. – Jahresbericht des Carolino-Augusteums zu Salzburg.
- ROCHATA, C. (1878): Die alten Bergbaue auf Edelmetalle in Oberkärnten. – Jb. k.u.k. Geol. R.-A., Wien, **28**, H. 2, 213–368.
- SCOTT, S.D. & BARNES, H.L. (1971): Sphalerite geothermometry and geobarometry. – Econ. Geol., **66**, 653–669.
- SENFEL, E. & EXNER, Ch. (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A. Wien, 209–234.
- SHIMAZAKI, H. & OZAWA, T. (1978): Tsumoite, BiTe , a new mineral from the Tsumo mine, Japan. – Amer. Mineral., **63**, 1162–1165.
- SPRINGER, G. (1969): Electronprobe analyses of tetrahedrite. – N. Jb. Mineral. Mh., 24–32.
- SPRINGER, G. (1971): The synthetic solid-solution series Bi_2S_3 - BiCuPbS_3 (bismuthinite-aikinite). – N. Jb. Mineral. Mh., H. 1, 19–24.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). – Ofioliti, **10**, H. 2/3, 441–456, Bologna.
- TAKÉUCHI, Y. (1971): On the crystal chemistry of sulphides and sulphosalts. – In: TATSUMI, T. (ed.): Volcanism and genesis in Japan. – 395–420, Tokyo (University of Tokyo Press).
- TAYLOR, S.R. (1965): Geochemical analysis by spark source mass spectrography. – Geochim. Cosmochim. Act., **29**, 1243–1262.
- THOMPSON, R.M. (1949): Telluride minerals and their occurrence in Canada. – Amer. Mineral., **34**, 342–382.
- TORNQUIST, A. (1933): Die Vererzung und Wanderung des Goldes in den Hohen Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Abt. 1, **142**, H. 1/2, Wien.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 (Tabellenband). – Hrsg. von H.U. BAMBAUER, F. TABORSZKY & H.D. TROCHIM, 188 p., Stuttgart (Schweizerbart).
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 (Textband). – Hrsg. von H.U. BAMBAUER, F. TABORSZKY & H.D. TROCHIM, 2. Aufl., 822 p., Stuttgart (Schweizerbart).
- VAVTAR, F. (1982): Topomineralische Gold-Quarz-Gänge des Siglitz-Pochart-Erzwies-Revieres (Gastein/Hohe Tauern). – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., Wien, **2**, 143–148.
- WEDEPOHL, K.H. (ed., 1978): Handbook of geochemistry. – 2. Bd., 5. Aufl., Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- WEISZ, E. (1969): Kraftwerksgruppe Fragant. 8. Geologische Übersicht. – Österr. Ztschr. f. Elektrizitätswerke, Jg. 22.
- WELSER, J. (1981): Geologische Studien über die Golderzorkommen und die Goldgewinnung in den Hohen Tauern. – Bocksteiner Montana, H. 4, 1–21, Leoben.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. Jänner 1990.