

Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin)

Von FRANZ VAVTAR^{*}

Mit 56 Abbildungen, 15 Diagrammen, 3 Tabellen und 3 Tafeln (Beilagen)

Tirol	
Stubaikristallin	
Ötztalkristallin	
Silvrettakristallin	
Cu-Fe-Sulfidvorkommen	
Zn-Pb-Sulfidvorkommen	
Geochemie	
Erzmineralogie	
Erzgefüge	
Erzmetamorphose	
Metallogenese	

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 143–148, 170–175

Inhalt

Zusammenfassung	105
Abstract	105
1. Problemstellung	105
2. Einleitung	105
3. Bisherige Auffassungen über die Metallogenese	106
4. Geologisch-tektonischer Rahmen	106
4.1. Kaledonisches Geschehen	106
4.2. Variszisches Geschehen	107
4.3. Postvariszisches Geschehen	107
5. Erzvorkommen und ihre Anreicherung	108
5.1. Überblick	108
5.2. Cu-Fe-Sulfidvorkommen	108
St. Christoph (1)	109
Rendelalpe (2)	109
Fasultal (3)	109
Mathon (4)	109
Ischgl (5)	109
Vergröz (6)	110
Giggertobel (7)	110
Flathalpe (8)	110
Dialkopf (9)	110
Wiesberg (10)	110
Zappenhof (11)	110
Pians (12)	110
Galpins (13)	110
St. Georgen (14)	110
Kellerle (15)	110
Urgtal (16)	110
Fließ (17)	110
Zanbach (18)	110
Pontlatzer Brücke (19)	110
Stables (38)	110
Mutzköpfe (40)	110
Arzkarkopf (44)	113
Bruckkopf (46)	113
Pfotschen Bach (47)	113

^{*}) Anschrift des Verfassers: Univ.-Ass. Dr. FRANZ VAVTAR, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abteilung Geochemie und Lagerstättenlehre, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Ochsenkopf (48)	113
Verjunsalpe (50)	114
Rauher Kopf (52)	114
Serneskopf (53)	114
Tschingl (58)	114
Vergötschen (59)	114
Boden (60)	114
Petersbach (61)	114
Martinsbach (62)	114
Falpetan (63)	115
Schloßbach (64)	115
Löchl (65)	115
Matzlewald (66)	115
Wildgrat (68)	115
Großbach (69)	115
Krummer See (70)	115
Schwarzenbergalm (71)	115
Weißmaurach (72)	115
Plangeross (73)	115
Grubigkarle (74)	115
Mittagskogl (76)	115
Winkle (77)	115
Lehnbach (135)	115
Umhausen (78)	115
Fundusalm (79)	115
Habichen (80)	116
Haderlehn (81)	116
Holzberg (82)	116
Stufenreich (83)	116
Wörgetal (84)	116
Gamskogel (85)	116
Pfaffenhofen (86)	116
Flaurlinger Alm (87)	116
Lisens (88)	116
Scheibbach (89)	116
Schwabenhof (90)	116
Knappenhof (91)	116
Senderstal (92)	118
Galler (97)	118
Egesengrat (98)	118
Peiljoch (99)	119
Aperer Pfaff (100)	119
Glücksgrat (101)	119
Klamperberggrube (102)	119
Alfairalm (114)	119
Laponisalm (115)	119
Schnabele (116)	120
5.3. Zn-Pb-Sulfidvorkommen	120
St. Christoph (1)	120
Knappen Tal (37)	122
Arsangsbach (39)	124
Kompatsch (41)	124
Knappenkar (42)	124
Arzkopf (43)	124
Tscheyjoch (45)	125
Sattelalpe (49)	125
Hochjoch (51)	127
Tösens (54)	127
Tauferer Spitz (55)	137
Sudleskopf (56)	137
Versetz (57)	137
Heiligkreuz (75)	137
5.4. Geochemische Daten der Erze	137
5.4.1. Edelmetallgehalte	137
5.4.2. Weitere Spurenelementgehalte	138
5.4.3. Schwefelisotope	139
6. Diskussion der Ergebnisse	139
6.1. Mineralparagenetische und stoffliche Charakteristik	139
6.2. Tektogenetische und metamorphe Charakteristik	142
6.3. Genetisch analoge ostalpine Erzparagenesen	148
7. Genetische Schlußfolgerungen	148
Literatur	149

Zusammenfassung

Aus den polymetamorphen, präkambrischen bis kambri- schen Para- und Orthogesteinsserien des Stubai-Ötztal-Silvretta-Kristallins in Nordtirol wurden zahlreiche Erzvorkommen unter besonderer Berücksichtigung mineralparagenetischer und gefügekundlicher Aspekte lagerstättengenetisch neu bearbeitet.

Die Metallisationen lassen sich in zwei regional zu trennende Paragenesenkomplexe zusammenfassen: polymetallische Cu-Fe-Sulfidparagenesen im Norden und polymetallische Zn-Pb-Sulfidparagenesen im Süden.

Trotz struktureller und mineralogischer Neuformierung der Metallinhalte im Zuge mehrmaliger hochgradig-metamorpher und tektonischer Überprägungen sind ursprüngliche Anreicherungsgegebenheiten nicht zur Gänze verwischt worden.

Die Lagerform im Makrobereich und die mitunter feststellbare feinschichtige Wechsellagerung von Erz und Erzträgergestein dieser durchwegs stratiformen Metallisationen verläuft konkordant zu den variszischen Hauptstrukturen des Nebengesteins. Erz- und Nebengesteinsteilgefüge weisen auf symmetriologische tektonisch-metamorphe Überprägungen hin. Relikthaft erhaltene Hochtemperaturphasen und Entmischungen belegen Umbildungsbedingungen, die im N- bzw. NW-Abschnitt des Stubai-Ötztal-Silvretta-Kristallins während der kretazischen Metamorphose nicht mehr erreicht worden sind. Auf Grund der Schwefelisotopenverhältnisse und der Vergesellschaftung der Erzreicherung mit Metavulkaniten kann mit großer Wahrscheinlichkeit eine hydrothermale Stoffherkunft angenommen werden. Erhöhte Graphitgehalt im Erzträgergestein weisen auf sedimentär-biogene Prozesse im Rahmen dieser Metallogenese hin.

Entgegen früheren Auffassungen werden die Erzkonzentrationen als schicht- und zeitgebundene, mit dem prävariszischen magmatischen Geschehen mittelbar zusammenhängende, metamorphisierte Metallisationen interpretiert, für die wahrscheinlich extrusive Stofftransporte verursachend gewesen sind.

1. Problemstellung

Der kristalline Anteil der polymetamorph überprägten Stubai-Ötztal-Silvretta-Masse beherbergt eine Vielzahl von Cu-, Fe-, Zn-, Pb-, Ni-, Co-, Ag-, Bi-, As-, Sb- und \pm Au-Metallisationen, wobei es sich in der überwiegenden Zahl nur um Kleinstlagerstätten ohne jede wirtschaftliche Bedeutung handelt. Für lagerstättengenetische Untersuchungen im Rahmen der komplexen alpidischen Metallogenese jedoch versprachen diese Erzvorkommen wichtige Ergebnisse, da gerade ein mengenmäßig geringer Erzhalt die wechselseitigen Beziehungen von Erz und Erzträgergestein im Gefüge deutlich zur Geltung bringt.

Zudem nehmen diese polymetamorphen Gesteine infolge ihres hohen Alters eine genetisch bemerkenswerte Stellung im Bau der Ostalpen ein, so daß die Frage nach möglichen, ebenso sehr alten Metallkonzentrationen aktuell erschien.

Wegen der mehrmaligen metamorphen Überprägungen und der damit verbundenen weitgehenden Ver schleierungen ursprünglicher Anreicherungsgegebenheiten, werden zweifelsfrei deutbare Gefügebefunde nicht die Regel sein. Jedoch liefern selbst Einzelfunde solcher Gefüge für die genetische Interpretation eines Vorkommens aussagekräftige Kriterien.

Entscheidend für die zeitliche Einordnung der Lagerstättengenese wird also sein, ob es gelingt, innerhalb überwiegend mehrdeutiger Gefüge eindeutige Gefügerelikte zu finden, die auch nach einer mehrmaligen metamorphen Umlagerung noch primäre Strukturen erkennen lassen.

2. Einleitung

Abstract

Numerous ore occurrences from the polymetamorphic Pre cambrian to Cambrian para-rock series and ortho-rock series of the Stubai-Ötztal-Silvretta-Crystalline (Tyrol) have been studied again genetically, with special attention being given to their mineral parageneses and fabric aspects.

The metallisations form two regionally separate complexes of parageneses: polymetallic Cu-Fe-Sulphide parageneses in the north and polymetallic Zn-Pb-Sulphide parageneses in the south.

In spite of the structural and mineralogical reformation of the metal contents in the course of repeated high-grade metamorphic and tectonic overprintings, original enrichment features have not been completely blurred.

The bed-like character in the macro-domain and the sometimes discernible fine-layered interbedding of ore rock and carrier rock of this completely stratiform metallisation run concordantly to the Variscan main structures of the wall rock. Ore rock and wall rock componental fabrics point to symmetriological tectonic-metamorphic overprintings. High-temperature phases and exsolutions, which are preserved as relics, confirm reformation conditions which were no longer reached in the N- and NW-sections of the Stubai-Ötztal-Silvretta-Crystalline during the Cretaceous metamorphism. Because of the sulphur-isotope-ratios and the association of the ore enrichments with meta-volcanics, some hydrothermal origin of the material seems very likely. Higher graphite contents in the carrier rock point to sedimentary-biogenic processes during this metallogenesis.

Contrary to earlier conceptions, the ore concentrations are considered to be layer-bound and time-bound metamorphosed metallisations which are indirectly connected with the Prevariscan magmatic events and which were probably caused by extrusive material transports.

Die hier durchgeföhrten Forschungen stellen ein Teilprojekt des 2. Forschungsschwerpunktes der Österreichischen Rektorenkonferenz dar. Unter Berücksichtigung der schon erarbeiteten Kenntnisse über Makro- und Mikrogefügemerkmale an Erzansammlungen in nicht oder nur schwach metamorphen Gesteinen (siehe Forschungsbericht über den 1. Forschungsschwerpunkt der Österreichischen Rektorenkonferenz [SCHULZ, 1979]) soll in der vorliegenden Studie eine Anregung von PURTSCHELLER (1971) aufgegriffen, und der Versuch unternommen werden, besonders auf Grund von Gefügemerkmalen aller Größenbereiche lagerstättengenetische Vorgänge in stark metamorphen Gesteinen der Petrogenese des Erzträgergesteins gegenüberzu stellen und nach Merkmalen zu suchen, die eine möglichst eindeutige Aussage in Bezug auf die genetische Einstufung der Erzmineralisationen erlauben.

Zwischen dem 15. und 19. Jahrhundert wurden die Metallisationen im Stubai-Ötztal-Silvretta-Kristallin mit wechselnden Erfolgen beschürft und teilweise auch wirtschaftlich genutzt. Erste Hinweise auf bergmännische Tätigkeiten in diesem Raum finden sich bei SPERGES (1765) sowie SARDAGND (1795). Mit der im Jahre 1837 erfolgten Gründung des „Geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg“ setzt eine intensive Suche nach damals bekannten und gewinnbaren Bodenschätzten in Tirol und Vorarlberg ein. Das Ergebnis dieser Bestandsaufnahme waren eine Reihe handschriftlicher Berichte (SANDER, C., 1840, 1841;

SENGER, 1840; KLINGLER, 1842) sowie die Geognostische Karte von Tirol (1849). Da man sulfidisch gebundenes Zink erst seit Ende des 18. Jahrhunderts zu verhüten vermugt, fehlen in dieser Karte auch Hinweise auf Zinkblende. Verzeichnet sind lediglich Zn-Vorkommen der Nördlichen Kalkalpen, wo Zn als Galmei aufgetreten ist. Im Laufe der Jahre wurden diese Vorkommen von STOTTER (1859), ISSEN (1888), WOLFSTRIGL-WOLFSKRON (1903), GASSER (1913), KRAUS (1916), HAMMER (1915, 1923, 1929), AMPFERER & HÄMMER (1924), SRBIK (1929), KLEBELSBERG (1939) und MUTSCHLECHNER (1956) durch weitere Angaben teilweise ergänzt. Kartographische Zusammenstellungen jüngeren Datums bringen FRIEDRICH (1953), LECHNER et al. (1964), SCHULZ (1977), SCHULZ & BRIGO (1977) und HADITSCH (1979).

3. Bisherige Auffassungen über die Metallogenese

In den Arbeiten, die sich mit der Metallogenese und der altersmäßigen Einstufung der Erzmineralisationen im allgemeinen bzw. einzelner Vorkommen im speziellen befassen, werden zwei gegensätzliche Auffassungen vertreten. HAMMER (1915), CLAR (1931), HIESSLEITNER (1954), MATTHIAS (1961), FRIEDRICH (1968) und VOHRYZKA (1968) sind der Meinung, daß fast alle Erzvorkommen dieser prävariszischen Kristallingegebiete „jung“ d. h. alpidisch-epigenetische, nicht metamorph überprägte Vererzungungen darstellen. Als ein Hauptargument für eine junge, alpidische Metallisation wird immer wieder die tektonische Stellung der Erzvorkommen und ihre Nähe zu alpidisch angelegten Überschiebungs- und Störungsflächen, bzw. damit in Zusammenhang stehenden Mylonitzonen angeführt, wobei vor allem auf eine angebliche Lagerstättenkonzentration am W-Rand der Ötztales Masse, also im Grenzbereich gegen das Engadiner Fenster hin, verwiesen wird.

Verschiedentlich festgestellten Hochtemperaturparagenesen werden mit jüngsten Bewegungen in Zusammenhang gebracht (MATTHIAS, 1961; FRIEDRICH, 1968).

Die Schneeberger Zn-Pb-Lagerstätten im hinteren Ridnaunatal Südtirols werden wegen ihrer „silikatischen Gangarten“ und wegen ihres metamorphen Charakters als metamorphosierte, syn- bis spätorgogene alpidische Bildungen erklärt (CLAR, 1931; FRIEDRICH, 1953, 1962, 1968). Bei HOUTEN (1930) ist noch zu lesen, daß die Pflerscher Lagerstätten durch „Schichtungsmetasomatose“ aus hochtemperierte Lösungen entstanden sein sollen.

DI COLBERTALDO (1957), KARL (1961), FÖRSTER (1963, 1966), FÖRSTER & SCHMITZ (1972), ALWASHE (1974), KLIX (1974), OMENETTO & BRIGO (1974), SCHMITZ (1974), PAGEL (1975), VATVAR (1979a, 1979b, 1980, 1981, 1983, 1985, 1986), FRIZZO et al. (1982) und FRIZZO (1983) äußern für die hier diskutierte Region Zweifel an einer unitarischen, mit der alpidischen Orogenese ursächlich zusammenhängenden Metallkonzentration und weisen auf die Möglichkeit prämetamorpher, synsedimentärer bis syngeneticischer Erzanreicherung in Verbindung mit der voralpidischen geologischen Entwicklung hin. Als Beweise werden Gefügebefunde, wie Wechsellegerung und gemeinsame Durchbewegung von Erz und Erträgergestein, graphitische Leithorizonte als Hinweis auf biogen-sedimentäre Prozesse, Schichtgebundenheit

der lagerförmigen Erzkörper und metamorph bedingte Texturen der Erzminerale angeführt.

Die Schichtgebundenheit und Lagerform der Erzmineralisationen im Stubai-Ötztaalkristallin wurden schon in frühesten Arbeiten beschrieben und hervorgehoben. So findet sich bei STOTTER (1858, S. 13 und 14) die bemerkenswerte Feststellung:

„Einen weiteren Aufschluß über die Natur dieser Schiefer dürften die Erzlager geben, welche mit gewisser Beschränkung wohl keinen geringeren Werth bei der Bestimmung und Charakteristik der Gesteinsgruppen haben als Versteinerungen.“

Und weiter heißt es dann:

„Wo immer die Felsarten im Umkreis der Central Masse erscheinen, und dies gilt auch für ihr Auftreten an der Nordseite des Ötztaalkristallins, bewahren sie diese Eigentümlichkeit (gemeint ist damit der Erzführung, pers. Anmerkung) so getreu, daß dieselbe wohl als ein charakteristisches Merkmal angenommen werden kann.“

4. Geologisch-tektonischer Rahmen

4.1. Kaledonisches Geschehen

Allgemein wird angenommen, daß im auslaufenden Präkambrium (Wendum) die Sedimentation grobklastischer Grauwacken und feinklastischer sandig-toniger Gesteinsabfolgen einsetzte und bis ins Kambrium hinein andauerte, wie Rb/Sr-Daten von Paragneisen des Silvrettakristallins (GRAUERT, 1969) belegen. Mögliche Hinweise auf erodierte Ausgangsgesteine einer nicht bekannten „präkambrischen Basis“ liefern detritische Zirkone in Paragneisen des Silvrettakristallins mit primären Kristallisationsaltern von über 1500 Mio. Jahren (PASTEELS, 1964; GRAUERT & ARNOLD, 1968).

Diesen Paragneisserien sind vor allem im Mittel- und N-Abschnitt des Stubai-Ötztaalkristallins und im S-Abschnitt des Silvrettakristallins Amphibolitzeuge konkordant zwischengeschaltet. Für diese Abkömmlinge basischer Magmatite und Tuffe wird das gleiche Alter wie für die Metasedimente angenommen. MAGGETTI & GALETTI (1984) für das Silvrettakristallin und MOGESSIE et al. (1985) für den NW- und Mittelabschnitt des Stubai-Ötztaalkristallins bestätigen neuerdings die orthogene Natur eines Teiles der Amphibolite bzw. deren Abstammung von Tholeiitbasalten. Vereinzelt auftretende Eklogitlinsen in den Amphibolitkörpern werden als metamorphe Relikte gabbroider Gesteine interpretiert (MILLER, 1970) und belegen eine prävariszische Metamorphose bei P-T-Bedingungen von 690°C und ca. 14 kb im Stubai-Ötztaalkristallin (MILLER in HOINKES et al., 1982) bzw. 650–750°C und 15–22 kb im Silvrettakristallin (MAGGETTI & GALETTI, 1984).

In der Paragneis-Metabasit-Abfolge treten strukturkonkordante Orthogneiskörper saurer bis intermediärer Ausgangsgesteine auf, deren Herkunft noch nicht völlig geklärt ist. So könnten „viele der Augengneiszeuge des Mittelostalpins“ (TOLLMANN, 1986, S. 53) als oberordovizische, metamorphe Quarzporphyre gedeutet werden. Allerdings wäre auch ein kambrisches Alter möglich (HEINISCH & SCHMIDT, 1982). Rb/Sr-Gesamtgesteinalter zwischen 500 und 400 Mio. Jahren (MILLER et al., 1967; HARRE et al., 1968; GRAUERT, 1969, 1981; SATIR, 1975, 1976; BORSI et al., 1980; SÖLLNER & SCHMIDT, 1981; SCHMIDT & SÖLLNER, 1983) von spätogenen granitoiden Plutoniten werden sowohl als Intrusionsalter als

auch als Metamorphosealter (SCHARBERT & SCHÖNLAUB, 1980) interpretiert.

Die Ursachen und die Zuordnung dieses kaledonischen, tektonisch-thermischen und magmatischen Geschehens zu orogenen Epochen werden unterschiedlich gedeutet (BÖGEL et al., 1979). So sprechen HOERNES (1971), BORSI et al. (1973, 1980), SASSI et al. (1974, 1978), PURTSCHELLER & SASSI (1975), TOLLMANN (1977, 1982, 1986) und PECCERILLO et al. (1979) von einem kaledonisch-orogenen Ereignis. FRISCH et al. (1984), FRISCH & NEUBAUER (1984) und MAGGETTI & GALETTI (1984) greifen eine von LOESCHKE (1973, 1975, 1977) entwickelte Arbeitshypothese auf, und erklären die magmatischen Aktivitäten und die hohen P-T-Bedingungen der eklogitfaziellen Metamorphose des prävariszischen Gesteinsbestandes als Folge einer Subduktionsphase. Hingegen sind SCHMIDT et al. (1967), SCHMIDT (1977), HEINISCH & SCHMIDT (1976, 1982), PIRKL (1980), BELOV (1981), SASSI & SCHMIDT (1982) und SCHMIDT & SÖLLNER (1982, 1983) der Ansicht, daß das Auftreten der Metabasite die Folge eines durch anogene Zerrtektonik verursachten Manteldiapirismus sei. Die Rift-Prozesse werden mit einem Megazyklus, der mit assyntischen Ereignissen begonnen und mit der variszischen Orogenese geendet haben soll, in Zusammenhang gebracht. Auch COLINS et al. (1980) halten eine kaledonische Orogenese mit ausgeprägten Plattenbewegungen und Einengungen für nicht sehr wahrscheinlich.

Im SE des Stubai-Ötztalkristallins sind Glimmerschiefer, Amphibolite und Metakarbonate des sogenannten „Schneeberger Zuges“ muldenförmig eingefaltet und an ihrem W-Ende in die variszische Tektonik miteinbezogen (SCHMIDEGG, 1933; SCHMIDT, 1965). Sie werden als variszisch überprägte, paläozoische Sedimentauflage gedeutet (TOLLMANN, 1977; PIRKL, 1980; HOINKES, 1983). Eine mögliche Verbindung mit den Glimmerschiefern der sogenannten „Matscher Decke“ zwischen Schnals- und Matschertal, N von Schlanders, wird nicht ausgeschlossen. In diesem Zusammenhang sprechen BRIGO & OMENETTO (1979) von einer „Phyllit-Glimmerschiefer-Formation“ (480 bis 400 Mio. Jahre, GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972; SASSI et al., 1978) und FRISCH et al. (1984) von einer postkaledonischen oberordovizischen bis oberkarbonen Metapelitabfolge.

4.2. Variszisches Geschehen

Der mehrere 1000 m mächtige Ortho- und Paragesteinskomplex wurde ebenso wie die aplitisch-pegmatitischen Muskovitgranitgneise (390–340 Mio. Jahre [GRAUERT, 1981]) von der variszischen Orogenese und Metamorphose erfaßt und überprägt. In den nördlichen Kristallinabschnitten ist ein E-W-verlaufender Großfaltenbau mit horizontalen Achsen zu verfolgen, die in den südlichen Teilen des Silvretta- und Stubai-Ötztalkristallins steilgestellt sind = „Schlingentekonik“ (SCHMIDEGG, 1933, 1936; SCHMIDT, 1965). Postdeformativ im Bezug auf die Schlingentekonik erreichte eine variszisch datierte (GRAUERT, 1966, 1969; MILLER et al., 1967; THÖNI, 1981), amphibolitfazielle Metamorphose mit ca. 670°C und 3–4 kb im Hochtemperaturbereich anatektische P-T-Bedingungen (HOINKES et al., 1972, 1982). Kennzeichnend für diese Metamorphose sind

strukturdiskordante Mineralzonierungen (PURTSCHELLER, 1969, 1978). Auch im nördlichen Silvrettkristallin kann AMANN (1985) eine variszische amphibolitfazielle Überprägung nachweisen.

Zwischen 330 und 270 Mio. Jahren (K/Ar- und Rb/Sr-Glimmeralter [JÄGER et al., 1961; GRAUERT, 1966; SCHMIDT et al., 1967; HARRE et al., 1968; SATIR, 1975; BORSI et al., 1980; THÖNI, 1980a, 1980b, 1981, 1983; KRECZY, 1981; DEL MORO et al., 1982; AMANN, 1985; SPIESS, 1985]) nahm die Intensität dieser Metamorphose ab und erfolgte eine Abkühlung der Kristallinmasse auf 300°C. Dies wird auch bestätigt durch diaphthoritische Gneis- und Glimmerschiefergerölle in Oberkarbonkonglomeraten der „Steinacher Decke“ (SCHMIDEGG, 1949) und des Montafon (MOSTLER, 1972).

Diskordant sind Diabase basaltisch-andesitischer Zusammenstzung eingedrungen. Sie haben das auflagernde Permo-Mesozoikum nicht mehr durchschlagen, sind jedoch von der alpidischen Metamorphose mit von NW nach SE zunehmender Intensität erfaßt worden (RAMMLMAIR, 1980; PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1981).

4.3. Postvariszisches Geschehen

Von einer, dem konsolidierten Kristallin transversiv aufliegenden, primären permomesozoischen Sedimentbedeckung sind neben kleineren Resten (W Kristberg, Dialkopf, Puschlin, Piz Lad, Gürtelwand, Schneeberger Weißen, Telfer Weißen) nur mehr im Süden (Ducan- und Albulagruppe, Engadiner Dolomiten, Ortler Trias) und im Osten (Brenner-Mesozoikum) ausgedehnte Areale erhalten.

Im Brenner-Mesozoikum, dessen Schichtfolge vom Permoskyth bis in den Oberjura (TOLLMANN, 1977; PIRKL, 1980) reicht, konnten MILLER et al. (1967) an Biotiten der Raibler Schichten eine kretazische Metamorphose (Rb/Sr-Biotitabkühlalter mit 77 ± 3 Mio. Jahren) bestimmen, welche einen N-S-verlaufenden Temperaturanstieg von 450°C in den Kalkköpfen bis auf 530°C im Raum Schneeberger Weißen erkennen läßt (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1978; PURTSCHELLER et al., 1981; DIETRICH, 1983) und sich im unterlagernden Kristallin verschieden stark ausgewirkt hat. So scheint das Silvrettkristallin abgesehen von seinem NE-Teil (KRECZY, 1981; AMANN, 1985) sowie einem schmalen, dem Unterengadiner Fensterrand parallel verlaufenden Streifen (THÖNI, 1981), von der kretazischen Metamorphose unbeeinflußt geblieben zu sein. Im Stubai-Ötztalkristallin äußert sich diese Metamorphose, deren Höhepunkt bei etwa 90 bis max. 100 Mio. Jahren (THÖNI, 1980a) angenommen wird, hingegen in einer Temperaturzunahme von <300°C im NW, über einen Bereich alpinen Chloritoids, auf >600°C im südwestlichen Schneeberger Zug, bzw. dem im Südosten anschließenden Altkristallin (PURTSCHELLER, 1969; HOINKES & PURTSCHELLER, 1976; HOINKES, 1978, 1981, 1983; BORSI et al., 1980; THÖNI, 1981, 1982; HOINKES et al., 1982; HOINKES & THÖNI, 1983). Weiter nach SE nimmt die Intensität der kretazischen Metamorphose wieder ab.

Gleichlaufend mit der von NW nach SE kontinuierlich zunehmenden metamorphen Überprägung des kristallinen Untergrundes ist eine Verjüngung der Glimmer von variszischen (>270 Mio. Jahren) über eine Zone von

Mischaltern (>100 Mio. Jahre) zu kretazischen Altern im zentralen Bereich des Schneeberger Zuges festzustellen (THÖNI, 1981).

Durch anhaltende N-vergente Bewegungen dürfte im jüngeren Paläogen die bis dahin noch zusammenhängende, von den Kalkalpen überlagerte und überfahrene Kristallinmasse an vermutlich schon kretazisch angelegten Trennflächen zerlegt worden sein (THÖNI, 1980a). Da Maastricht aus den Bündner Schiefern im Inneren des Unterengadiner Fensters noch fossilbelegt ist, wird allgemein angenommen, daß an der Wende Eozän/Oligozän der heutige Bereich des Engadiner Fensters vom Silvrettakristallin überfahren worden ist (TORRICELLI, 1956; TRÜMPY, 1972; TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; THÖNI, 1980a). Dadurch kam dieses als relativ dünne Schubmasse mit flach einfallenden Überschiebungsfächern völlig auf penninischen Einheiten zu liegen, welche auch seine E-, W- und S-Begrenzungen bilden. Die N-Grenze wird unterschiedlich gezogen. Nach TOLLMANN (1977) bilden die sogenannte „Phyllitgneiszone“ und der „Landecker Phyllit“ die reduzierte, stratigraphische Basis der Nördlichen Kalkalpen. Das Silvrettakristallin soll entlang einer durch primär-sedimentäre Transgressionsreste markierten und über weite Strecken verfolgbaren, tektonischen Linie mit intensiver Mylonitisierung (HAMMER, 1918; REITHOFER, 1931, 1935, 1937) teilweise fächerförmig überkippt über oberostalpinem Paläozoikum liegen. HOERNES & PURTSCHELLER (1970), PIRKL (1980), ROCKENSCHRAUB et al. (1983) und AMANN (1985) vertreten die Auffassung, daß es sich bei der „Phyllitgneiszone“ und großen Teilen des „Landecker Phyllites“ um diaphthoritische, von der alpidischen Tektonik intensiv beanspruchte Anteile des Silvrettakristallins handelt.

Im Gegensatz zum Silvrettakristallin reicht das Stubai-Ötzalkristallin mit dem Campokristallin im südlichen Vintschgau bis an die Nord-Südalpen-Grenze heran. Im Westen wurde es an der „Schlinigüberschiebung“ etwa im Mitteloligozän bis Miozän rund 20 km nach W bis NW auf die Scarp-Teildecke, auf penninische Einheiten des Unterengadiner Fensters und auf Silvrettakristallin geschoben. Die Schlinigüberschiebung läßt sich vom Piller Sattel über Prutz und Nauders zum Piz Lad verfolgen. Von dort zieht sie über Schlinig nach Mals im Vintschgau.

Etwa zwischen Nauders und Arzl im Pitztal kam es zu einer Überlagerung der Schlinigüberschiebung mit der zeitlich und genetisch analogen (TRÜMPY, 1977), quer über mehrere Einheiten SW-NE-verlaufenden Engadiner Linie. An dieser wurde durch eine Linksseitenverschiebung von rund 5–15 km die Silvrettamasse von der Stubai-Ötzalmasse abgetrennt (THÖNI, 1980a).

Etwa zeitgleich mit der Anlage des Engadiner Lineaments wird die Aufwölbung des zentralen Unterengadiner Fensters eingestuft (OBERHAUSER, 1978). Durch einen letzten N-vergenten Vorstoß des Stubai-Ötzalkristallins im jungen Neogen wurde der unterostalpine Innsbrucker Quarzphyllit zur Gänze und der Landecker Quarzphyllit bis auf kleine Reste südlich Telfs, dem sogenannten „Flaurlinger Quarzphyllit“ – einem Äquivalent der Grauwackenzone (NOWOTNY, 1977) – überfahren. Es entstand die heutige Nordbegrenzung durch die Inntalstörung (SCHMIDEGG, 1964). Die Grenze im E zum unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit und zur penninischen Tauernhülle bildet der jungalpidisch angelegte Silltalbruch (SCHMIDEGG, 1953, 1954, 1964).

5. Erzvorkommen und ihre Anreicherung

5.1. Überblick

Bei der folgenden Aufzählung und Kurzbeschreibung der einzelnen Vorkommen, werden jene, die von mir in früheren Arbeiten bereits ausführlich abgehandelt wurden oder solche, die aus der vorhandenen Literatur übernommen wurden, jedoch nicht mehr lokalisierbar waren bzw. auf Grund der Aufschlußverhältnisse keine eingehende Bearbeitung erlaubten, durch Petitdruck gekennzeichnet. Die Zahl in Klammern hinter dem Namen der jeweiligen Lokalität bezieht sich auf die Nummer in der Beilage 2.

Nebengemengteile der Erzmineralparagenesen sind in Klammern gesetzt und Akzessorien mit ± versehen. Die Reflexionsmessungen wurden mit einem Mikrospektralphotometer der Fimra REICHERT durchgeführt. Als Monochromator ist ein Interferenzverlauffilter mit 60 mm Länge, ca. 20 mm Halbwertsbreite und ± 3 nm Einstellungsgenauigkeit eingebaut. Photomultiplier ist ein Kathodentyp S 11. Als Lichtquelle diente eine Xenonlampe (XBO 450 W/20 fr.). Je nach Höhe des Reflexionsvermögens der zu messenden Minerale wurden als Standards Quarzglas (für Minerale mit $RV\% < 10$), Carborund (für Minerale mit $RV\% < 25$) und Wolfram-Titan-Carbid (für Minerale mit $RV\% > 25$) verwendet. Die spektralen Reflexionskurven wurden mit Referenzspektren von UYTENBOOGARDT & BURKE (1971), VJALSOV & BESMERTNAJA (in RAMDOHR, 1975), HENRY (1977), PICOT & JOHAN (1977) und CRIDDLE & STANLEY (1986) verglichen.

Für die Kennzeichnung der Nebengesteinsparagenesen wurden folgende Abkürzungen verwendet: Ant = Anatas, Ap = Apatit, Bi = Biotit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Ep = Epidot, Ga = Granat, Ilm = Ilmenit, Kfsp = Kalifeldspat, Klzoi = Klinozoisit, Mu = Muskovit, Plag = Palgioklas, Px = Pyroxen, Qz = Quarz, Rut = Rutil, Sc = Sericit, St = Staurolith, Tit = Titanit, Tur = Turmalin, Zir = Zirkon und Zoi = Zoisit.

Um aus der räumlichen Anordnung der Erzvorkommen im Kristallin genetische Schlußfolgerungen ableiten, war es notwendig, die Metallisationen im Gesamtraum möglichst vollständig zu erfassen. Aus diesem Grund wurden in die kartographische Darstellung (Beilage 2) und in die Kurzbeschreibung auch jene Vorkommen miteinbezogen, für die im Gelände keine Hinweise mehr zu finden waren.

Nach den Hauptgemengteilen lassen sich zwei unterschiedlich zusammengesetzte Erzparagenesengruppen (Beilage 3) unterscheiden, die eine von den lithologischen Gegebenheiten abhängige räumliche Verteilung aufweisen.

5.2. Cu-Fe-Sulfidvorkommen

Haupterzminerale der Cu-Fe-Sulfidparagenesen sind Kupferkies, Pyrit, Magnetkies, ±Arsenkies, ±Zinkblende in wechselndem Verhältnis. Als Nebengemengteile und Akzessorien können Markasit, Bleiglanz, Fahlerz, Boulangerit, Bouronit, Gersdorffit, Pentlandit, Ag-Pentlandit, Kobaltglanz, Glaukodot, ged. Wismut, Wismutglanz, Kobellit, Wittichenit, Bornit, Idait, Cubanit, Mackinawit, Zinnsulfide, Mawsonit, Magnetit, Hämatit, Molybdänglanz, ged. Gold und Scheelit vertreten sein.

St. Christoph (1)

An der E-Seite der Arlbergpaßstraße, einige 100 m S von St. Christoph.

 Erzmineralparagenese

Magnetkies, Ilmenit, Rutil, Kupferkies (Markasit, \pm Pyrit, \pm Anatas, \pm Graphit). ALWASHE (1974) beschreibt außerdem noch Bleiglanz-, Zinkblende- und Molybdänglanzspuren und schließt aus der Stoffkonkordanz auf eine syngenetische Metallisation.

 Lagerart

Quarz und Granat.

 Nebengestein

E-W-streichender, sehr steil einfallender bis saigerer Feldspatknotengneis (Plag, Qz, Bi, Ga, Chl, \pm Zir, \pm Ap, \pm Tit) der Phyllitgneiszone.

Größere, durchwegs idiomorphe Granate sind kataklastisch und zeigen verschiedentlich einen pigmentierten Kern mit Quarz-Einschlüssen. Der Plagioklas ist saussuritisiert und tritt vielfach in Form postkinematischer Poikiloblasten auf. Biotit und Quarz lösen undulös aus.

1



Abb. 1.

Schicht- und schieferungsparallele Erzfeinschichte oberhalb einer quarzitischen Lage (grauweiß).

Großanschiff, St. Christoph (Nr. 1).

2

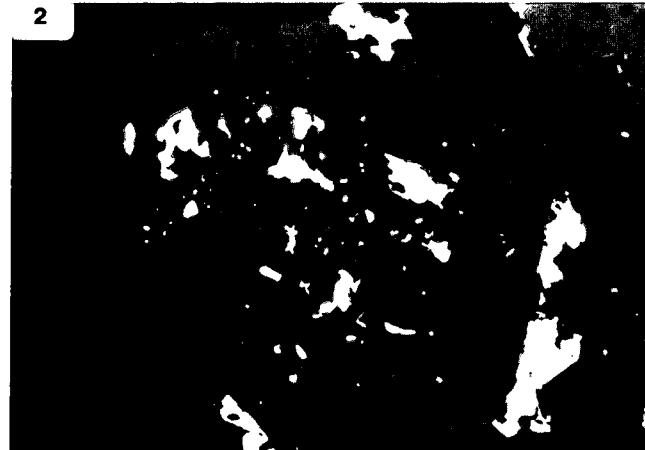


Abb. 2.

Idiomorpher Granat, der Quarz (dunkelgrau), Ilmenit und Rutil (grauweiß) sowie Magnetkies und Kupferkies (weiß) als s_i eingeschlossen hat. Die Sulfide finden sich auch als Druckschattenbildung.

Poliertes Anschiff, St. Christoph (Nr. 1).

Nicols ||, Marke = 0,1 mm.

 Erzgefüge

Es handelt sich um fünf schichtparallele Erzlagen (ALWASHE, 1974). In Abbildung 1 ist eine dieser maximal 3 cm dicken Sulfideinlagen dargestellt. Durch postkristalline Durchbewegung wurden die Erzminerale zu heterometrischen Aggregaten ausgewalzt und s-parallal eingeregelt. Ilmenit ist zu Rutil umgewandelt. Für die genetische Interpretation und altersmäßige Einstufung dieser Metallkonzentrationen sind Granate mit Mineralen der Erzparagenese als s_i (Abb. 2) von besonderer Aussagekraft. Eine Beobachtung, die im Detail (Kapitel 6.2.) noch diskutiert wird.

Rendelalpe (2)

Auf 1870 m ü.d.M., oberhalb der Inneren Rendelalpe, ist in Richtung S ein wenige Meter langer Schurfstollen im Schichteinfallen angeschlagen. Die untersuchten Erzproben stammen von der Halde.

 Erzmineralparagenese

Kupferkies (Pyrit, \pm Magnetkies, \pm Zinkblende, \pm Covellin).

 Lagerart

Quarz

 Nebengestein

Im anstehenden E-W-streichenden, rund 30° S-fallenden, mylonitischen Feldspatknotengneis (sericitisierte Plagioklas-Blasten, Qz, Mu, Bi, \pm Ga, \pm Chl) ist keine Erzmineralisation festzustellen. Diese ist an Quarzitlagen eines Granatglimmerschiefers (Ga, Qz, Mu, Bi, Plag, Chl, Rut, Ant, Tit, \pm Zir) gebunden.

 Erzgefüge

Lagerförmige, s-parallele, postkristallin durchbewegte Erzanreicherung in einer rund 5 cm mächtigen quarzitischen Lage.

Fasatal (3)

Kupferkies-Pyrit-Fahlerzspuren in einer „Quarzausscheidung“ in Glimmerschiefern unter dem Faselfad-Ferner (STOTTER, 1859).

Mathon (4)

Unbedeutender Schurfversuch mit einem in NNW-Richtung angeschlagenen, nach rund 20 m in Richtung W umbiegenden, insgesamt 25 m langen Stollen auf 1690 m ü.d.M. am SE-Abhang des Madlankopfes. Eine Halde ist wegen der Steilheit des Geländes nicht erhalten geblieben.

 Erzmineralparagenese

Kupferkies, Pyrit (\pm Zinkblende, \pm Covellin).

 Nebengestein

NE-SW-streichender, 50° W-fallender Amphibolitzug mit charakteristischem Mineralbestand aus Hbl, Plag (teilweise sericitisiert), Qz, Epi, Zoi, Rut, Ant, Tit, \pm Cc, \pm Chl.

 Erzgefüge

Butzen- und linsenförmige Metallisationen. Der Kupferkies zeigt relikhaft erhaltene Hochtemperaturbildung in Form lanzettartiger Umwandlungslamellen einer kub. Hochtemperaturphase und unregelmäßig ausgebildeter Zinkblende-Entmischungen.

Ischgl (5)

E von Ischgl werden von STOTTER (1859) in einem „Quarzgang“ des Gneises an der Asperwand Kupferkiespuren, sowie höher im Gebirge ein Abbau beschrieben. SE von Ischgl ist in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ein aufgelassenes Fe-Bergwerk eingezeichnet.

Vergröß (6)

Bergbauspuren auf 1610 m ü.d.M. N von Vergröß in einem Quarzlagergang. Der umgebende Amphibolitzug streicht NW-SE und fällt mit 35° nach W ein. STOTTER (1859) erwähnt Kupferkies und Pyrit.

Giggertobel (7)

Auf 1570 m ü.d.M., 5 m orographisch rechts vom Giggler Bach entfernt, ist ein rund 20 m langer Schurfstollen nach E angeschlagen.

- Erzmineralparagenese

Graphit, Pyrit (\pm Magnetkies, \pm Kupferkies, \pm Markasit).

- Nebengestein

Graphitschieferlinse mit Qz, Plag (stark zersetzt), Bi, Mu, \pm Chl in einem E-W-streichenden, 65° N-fallenden, diaphthoritischen Zweiglimmerplagioklasgneis, welcher reichlich Rutil und Anatas führt.

- Erzgefüge

Stratiforme Imprägnation.

Flathalpe (8)

Auf 1990 m ü.d.M., orographisch rechts vom Flathbach sind zwei Stollen nach SSE angeschlagen. Der westliche ist rund 10 m, der östliche etwa 5 m lang. Nach ISSER (1888) soll hier vom 16. bis ins 17. Jh. ein lebhafter Bergbau auf Kupfererze betrieben worden sein.

- Erzmineralparagenese

Kupferkies, Pyrit (\pm Arsenkies, \pm Zinkblende, \pm Markasit).

- Lagerart

Quarz und Mg-Fe-Karbonate. Reflexionsmessungen ergaben Breunnerit bis Mesitinspat.

- Nebengestein

Ein ENE-WSW-streichender, 50° S-fallender, phyllonitisierter Glimmerschiefer (Sc, Qz, Chl, Mu, sericitisierter Plag, \pm Rut, \pm Ant, \pm Tit, \pm Cc, \pm Ga). Ein charakteristischer Nebengesteinsgemenge ist Graphit.

- Erzgefüge

Stratiforme, postkristallin durchbewegte Metallansammlung. Der Kupferkies ist rekristallisiert und zeigt nur noch vereinzelt Hochtemperatur-Relikte in Form oleanderblattförmiger Umwandlungslamellen.

Dialkopf (9)

Südlich von Landeck erstreckt sich ein sehr altes, schon um 1352 (STOTTER, 1859) bekanntes Berggebiet. Nach MUTSCHLECHNER (1956) erfolgte die Verhüttung der hier gewonnenen Erze in Urgen. Unter der Nr. 9 werden drei Lokalitäten zusammengefaßt. Die nördliche, das sogenannte „Knappenhäusl“, ist ein Scheideplatz bei einem kleinen Plateau auf ca. 1590 m ü.d.M. am Weg von Landeck zur Perfuchser Schihütte. Beim Zirmegg in 2070 m Höhe trifft man auf mehrere Halden, Scheideplätze und Pingen. Direkt unterhalb vom Dialkopf befindet sich in 2180 m ü.d.M. wieder ein kleine Halde.

- Erzmineralparagenese

Kupferkies, Fahlerz, Arsenkies, (Pyrit, \pm Magnetkies, \pm Markasit, \pm Zinkblende, \pm Covellin).

- Lagerart

Quarz, Fe-schüssiger Dolomit bis Ankerit.

- Nebengestein

Am Zirmegg ein graphitreicher diaphthoritischer, mylonitisierter Biotitplagioklasgneis (sericitisierter Plag, Qz, Bi, Mu, Rut, \pm Ant, \pm Chl), der E-W

streicht und mit 60° nach N einfällt. Innerhalb der erzführenden Haldenstücke dominieren graue, phyllonitische Glimmerschiefer.

- Erzgefüge

Nur am Zirmegg konnte eine wenige Zentimeter mächtige, s-parallele Erzanreicherung anstehend festgestellt werden. Auch das untersuchte Haldenmaterial zeigt lagerförmige Erzgefüge.

Wiesberg (10)

S der Bahnstation Wiesberg in ca. 950 m ü.d.M. ein Stollen im kiesführenden „Deckenmylonit“ (MATTHIAS, 1961).

Zappenhof (11)

In ca. 1100 m Höhe, W vom Zappenhof, ein Stollen im Phyllit (MATTHIAS, 1961).

Pians (12)

W vom Bahnhof Pians in ca. 1000 m Höhe ein rund 30 m langer Stollen im Phyllit (MATTHIAS, 1961).

Galpeins (13)

Kupfer- und Eisenkarbonatausbisse auf der rechten Innenseite (STOTTER, 1859). Zwei verfallene Stollen oberhalb von Galpeins (SENGER, 1840).

St. Georgen (14)

30 m langer Stollen im Phyllit (MATTHIAS, 1961).

Kellerle (15)

NW von Kellerle in ca. 1100 m ü.d.M. zwei Stollen in einer Verrucanoscholle (MATTHIAS, 1961). Auf der S-Seite des Dialbachgrabens ein gänzlich verfallener Stollen angeblich auf Kupferkies (STOTTER, 1859).

Urgtal (16)

Am linken Gehänge des Urgtales mehrere Stollen eines Schurfbergbaues, der bis 1820 betrieben worden sein soll (MUTSCHLECHNER, 1956).

Fließ (17)

Verfallener Stollen im Phyllit (MATTHIAS, 1961).

Zanbach (18)

W vom Zanbach in 900 m Höhe verfallener Stollen im Phyllit (MATTHIAS, 1961).

Pontlatzer Brücke (19)

Schurfversuche auf Pyrit und Kupferkies am Inndurchbruch bei der Pontlatzer Brücke (MUTSCHLECHNER, 1956).

Stables (38)

SE von Nauders ist in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ein Kupfervorkommen verzeichnet.

Mutzköpfe (40)

In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) sind S von Nauders zwei aufgelassene Cu-Bergwerke verzeichnet. Im Bereich der sogenannten „Mutzwiesen“ am NE-Abhang des Großmutzkopfes befindet sich ein ehemals ausgedehnter Bergbau (erste Verleihung 1486, im Jahre 1620 eingestellt [MUTSCHLECHNER, 1956]). Auf 1440 m ü.d.M., orographisch links vom Stillebach gegenüber Kilometer 43,8 der Reschenbundesstraße, ist ein verfallener Stollen mit Haldenresten festzustellen. Schräg darüber trifft man in 1700 m Höhe unterhalb eines Weges vom Gehöft „Tiefhof“ auf einen nach wenigen Metern verbrochenen Stollen mit einer kleinen Halde. Er folgt einem NE-SW/55° S orientierten, etwa 30 cm mächtigen, erzführenden Quarzlager, in dessen streichender Verlängerung auf den Mutzwiesen von 1740 m bis 1800 m Höhe eine ganze Reihe von Pingen und bewachsenen Halden sowie ein teilweise noch befahrbarer Stollen festzustellen sind. An einem Steig von den Mutzwiesen hinunter nach Tiefhof sind wiederum

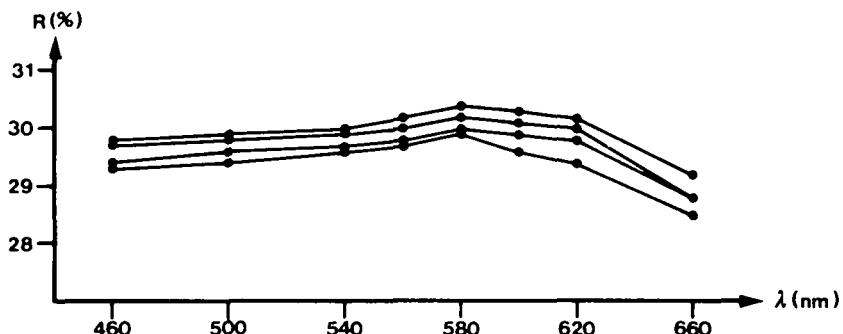


Diagramm 1.
Reflexionskurven und -werte von 4 Tetraedritkörnern.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 50x/0,70.
Meßfelddurchmesser: 0,005 mm.
Standard: Carborund C27.

	460 nm	500 nm	540 nm	580 nm	620 nm	660 nm
460 nm	29,8 %	29,7 %	29,4 %	29,3 %	29,4 %	29,3 %
500 nm	29,9 %	29,8 %	29,6 %	29,4 %	29,6 %	29,5 %
540 nm	30,0 %	29,9 %	29,7 %	29,6 %	29,6 %	29,5 %
560 nm	30,2 %	30,0 %	29,8 %	29,7 %	29,6 %	29,5 %
580 nm	30,4 %	30,2 %	30,0 %	29,9 %	29,8 %	29,7 %
600 nm	30,3 %	30,1 %	29,9 %	29,8 %	29,7 %	29,6 %
620 nm	30,2 %	30,0 %	29,8 %	29,7 %	29,6 %	29,5 %
660 nm	29,2 %	28,8 %	28,8 %	28,8 %	28,5 %	28,5 %

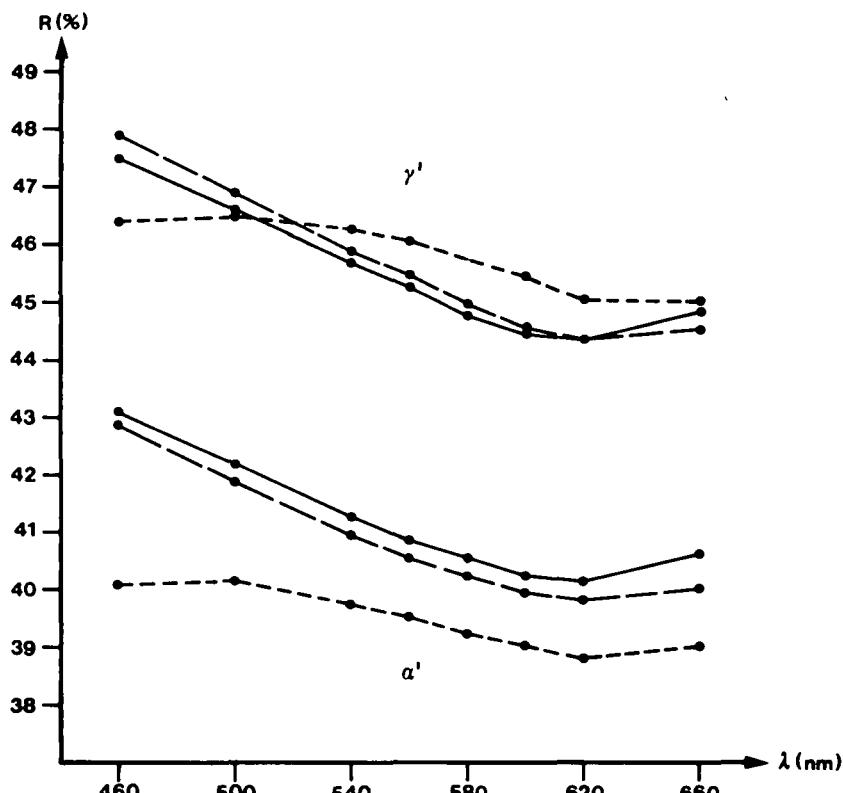


Diagramm 2.
Reflexionskurven und -werte von 3 Kobellitkörnern.
 α' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 50x/0,70.
Meßfelddurchmesser: 0,008 mm.
Standard: WTiC.

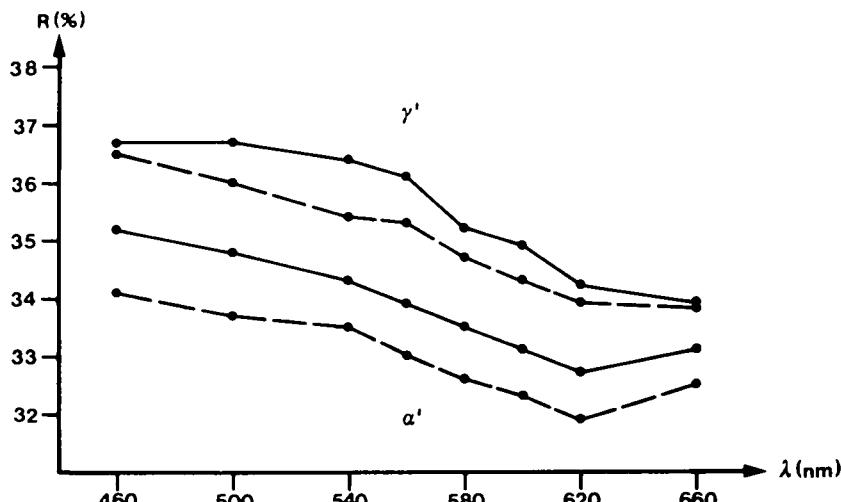
	460 nm	500 nm	540 nm	580 nm	620 nm	660 nm
460 nm	43,1 - 47,5 %	42,9 - 47,9 %	40,1 - 46,4 %			
500 nm	42,1 - 46,6 %	41,9 - 46,9 %	40,2 - 46,5 %			
540 nm	41,3 - 45,7 %	41,0 - 45,9 %	39,8 - 46,3 %			
560 nm	40,9 - 45,3 %	40,6 - 45,5 %	39,6 - 46,1 %			
580 nm	40,6 - 44,8 %	40,3 - 45,0 %	39,3 - 45,8 %			
600 nm	40,3 - 44,5 %	40,0 - 44,6 %	39,1 - 45,5 %			
620 nm	40,2 - 44,4 %	39,9 - 44,4 %	38,9 - 45,1 %			
660 nm	40,7 - 44,9 %	40,1 - 44,6 %	39,1 - 45,1 %			

mehrere Einbauten anzutreffen: in 1750 m Höhe drei übereinander angeschlagene, verbrochene Stollen, 10 m tiefer ein teilweise befahrbarer Stollen mit einer kleinen Taubhalde und in 1700 m ü.d.M., unterhalb des Steiges ein verbrochener Stollen mit einer bewachsenen Taubhalde.

○ Erzmineralparagenese

Kupferkies, Pyrit (Magnetkies, Arsenkies, Markasit, ± Zinkblende, ± Bleiglanz, ± Boulangerit, ± Bourno-

nit, ± Fahlerz, ± Gersdorffit, ± Wismut, ± Wismutglanz, ± Wittichenit, ± Kobellit, ± Digenit, ± Covellin). Tetraedrit wurde durch Reflexionsmessungen bestimmt. Die Reflexionswerte (Diagramm 1) stimmen mit den Referenzspektren von PICOT & JOHAN (1977) sehr gut überein. Energiedispersiv Röntgenmikroanalysen ergaben die Elemente Cu, Fe, einige % Ag, Sb und S. Meist mit ged. Wismut tritt ein Pb-Bi-Sb-Sulfid auf, dessen optische Daten (hohe Ani-



460 nm	35,2	-	36,5 %	35,2	-	36,7 %
500 nm	33,7	-	36,0 %	34,8	-	35,7 %
540 nm	33,5	-	35,4 %	34,3	-	36,4 %
560 nm	33,0	-	35,3 %	33,9	-	36,1 %
580 nm	32,6	-	34,7 %	33,5	-	35,2 %
600 nm	32,3	-	34,3 %	33,1	-	34,9 %
620 nm	31,9	-	33,9 %	32,7	-	34,2 %
660 nm	32,5	-	33,8 %	33,1	-	33,9 %

Diagramm 3.

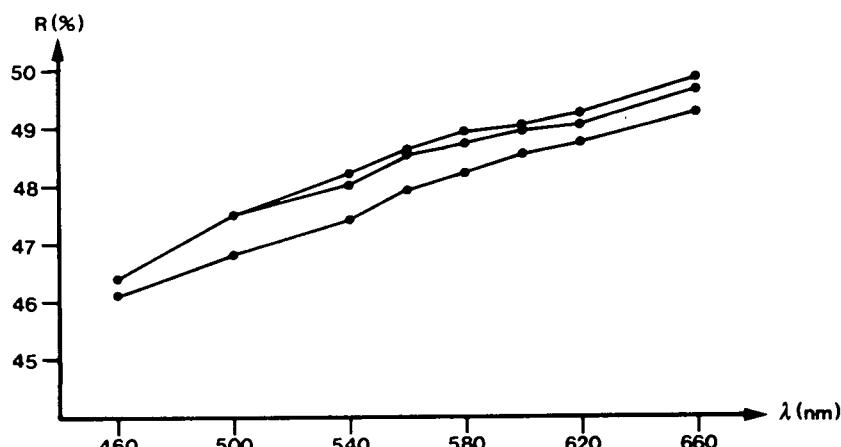
Reflexionskurven und -werte von 2 Bournonitkörnern.
 α' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.

Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.

Objektiv: Planachromat 50x/0,70.

Meßfelddurchmesser: 0,003 mm.

Standard: WTiC.



460 nm	46,3 %	46,3 %	46,1 %
500 nm	47,5 %	47,5 %	46,8 %
540 nm	48,2 %	48,0 %	47,4 %
560 nm	48,6 %	48,5 %	47,9 %
580 nm	48,9 %	48,7 %	48,2 %
600 nm	49,0 %	48,9 %	48,5 %
620 nm	49,2 %	49,0 %	48,7 %
660 nm	49,8 %	49,6 %	49,2 %

Diagramm 4.

Reflexionskurven und -werte von 4 Gersdorffitkörnern.
 Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.

Objektiv: Planachromat 50x/0,70.

Meßfelddurchmesser: 0,003 mm.

Standard: WTiC.

sotorpieeffekte, deutlicher Pleochroismus) und die Reflexionswerte (Diagramm 2), auf die Existenz von Kobellit hinweisen. Gemeinsam mit diesem tritt ein Cu-Pb-Sb±Bi-Sulfosalz auf, welches auf Grund seiner parkettförmigen Zwillingslamellierung und seines Reflexionsvermögens (Diagramm 3) als Bournonit bestimmt werden konnte. In pyritreichen Abschnitten fallen schwächer reflektierende, weiße Körner mit einer vollkommenen kub. Spaltbarkeit und einer für Gersdorffit charakteristischen Elementzusammensetzung (Ni, Co, Fe, As und S) auf. Die gemessenen Reflexionswerte bzw. die Reflexionskurven (Diagramm 4) liegen innerhalb der chemisch bedingten Schwankungen für Gersdorffit (UTENBOGAART & BURKE, 1971).

○ Lagerart

Neben Quarz und etwas Baryt vor allem Pistomesit ($R_w = 8,48-8,90$; $\lambda = 589$ nm), untergeordnet auch Siderit ($R_w = 9,26-9,50$; $\lambda = 589$ nm), Mesitinspat ($R_w = 8,12-8,48$; $\lambda = 589$ nm) und Sideroplesit ($R_w = 8,90-9,2$; $\lambda = 589$ nm).

○ Nebengestein

Ein schwarzgrauer, graphitischer, phyllonitisierte Glimmerschiefer, bestehend aus serizitischem Glimmer, Quarzflasern und -lagen sowie Fe-Karbonaten.

○ Erzgefüge

Zwei lagerförmige, konkordant zu den variszischen Strukturen verlaufende Erzhorizonte. Der eine befindet sich 250 m im Hangenden der Schlinigüber-

schiebung und ist durch zahlreiche untertägige Ausfahrungen (von 1400 m bis 1800 m ü.d.M.) im Streichen zu verfolgen. Der andere wird durch Einbauten in unmittelbarer Nähe der Überschiebungsfäche markiert.

Die Makro- und Mikrogefügebefunde liefern Beispiele für eine schichtige, an quarzitische Lagen gebundene Metallansammlung mit lokalen Stoffmobilisationen und -umlagerungen insbesondere der Eisenkarbonate und teilweise auch von Kupferkies. Formanisotrope Komponenten der Erzfeinlagen (Abb. 3) erscheinen s-parallel gestaltlich eingeregelt („Regelung nach der Korngestalt“).

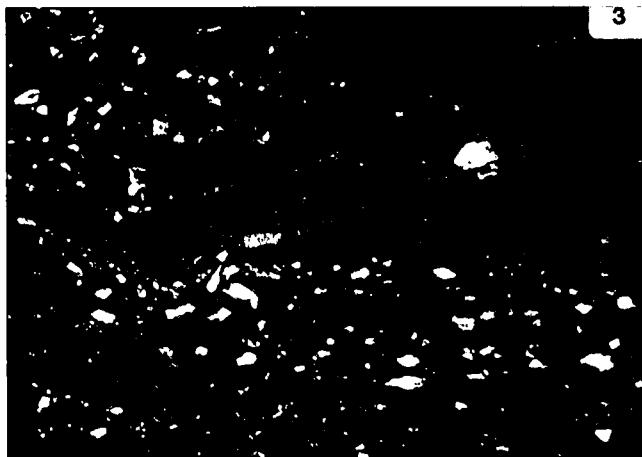


Abb. 3.
Phyllonitisierter Glimmerschiefer mit feinlagig angereicherten, nach der Korn-
gestalt eingeregelten Pyritkriställchen (weiß). Rutile und limonitiserte Pyrite
sind hellgrau gefärbt.
Polierter Anschliff, Mutzköpfe (Nr. 40).
Nicolis ||, Marke = 0,1 mm.

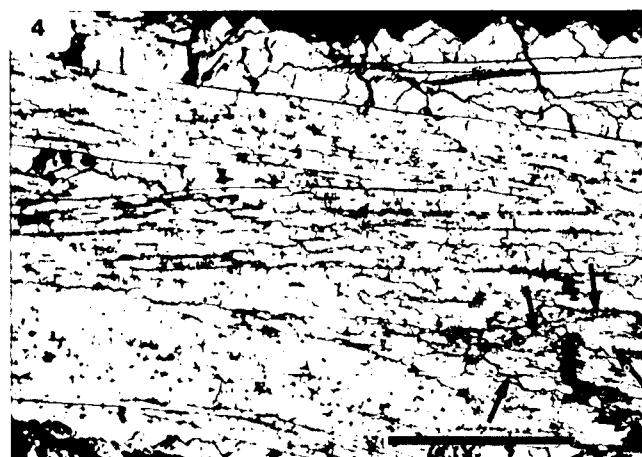


Abb. 4.
Pseudomorphe von Pyrit und Markasit nach Magnetkies. Am rechten Bild-
rand sind Reste vom ursprünglichen Magnetkies (Pfeile) noch erhalten. An
scharfen, gerade verlaufenden Anwachsstufen sind idiomorphe Arsenkies-
kristalle auf- bzw. eingewachsen.
Polierter Anschliff, Mutzköpfe (Nr. 40).
Öllimmersion, Nicols ||, Marke = 0,1 mm.

Magnetkies wird bisweilen pseudomorph verdrängt von Pyrit ± Markasit (Abb. 4). Die „harten“ Erzminerale sind kataklastisch, relativ „weiche“ sind bruchlos verformt. Darauf weisen auch mitunter festzustellende verbogene Zwillingslamellen im Kupferkies

hin, welcher auf die mechanische Beanspruchung mit Rekristallisation d.h. Umbau des Gitters in einen spannungsfreien Zustand reagiert hat (Abb. 5). Hochtemperaturrelikte in nicht rekristallisierten Kupferkiesaggregaten bezeugen einen präalpidisch metamorphosierten Primärstoffbestand.

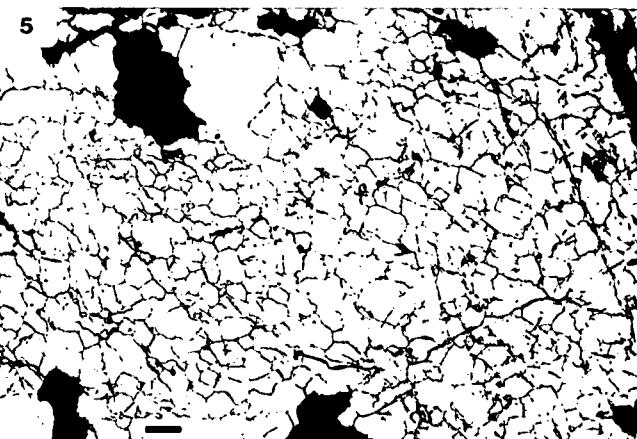


Abb. 5.
Pflasterförmig rekristallisiertes Kupferkiesaggregat mit charakteristischen
120°-Tripelpunkten. Die Intergranulare wird von sekundärem Covellin und Li-
monit verdeutlicht. Quarzitische Gangart erscheint schwarz.
Polierter Anschliff, Mutzköpfe (Nr. 40).
Nicolis ||, Marke = 0,1 mm.

Arzkarkopf (44)

ISSER (1888) erwähnt zahlreiche Halden im Arzkar. Es konnten jedoch nur einige Erzstücke in einer ausgedehnten Blockhalde auf 2580 m Höhe gefunden werden.

- Erzmineralparagenese
Kupferkies, Pyrit (\pm Magnetkies, \pm Markasit, \pm Bleiglanz). MATTHIAS (1961) beschreibt von diesem Vorkommen Kupferkies \pm Arsenkies, VOHRYZKA (1968) hingegen Bleiglanz \pm Pyrit.
- Gangart
Quarz und Calcit
- Nebengestein
Ein Augen- bis Flasergneis (Plag, Kfsp, Qz, Bi, Rut, Tit, \pm Mu) mit quarzitischen Knauern.
- Erzgefüge
Erzbutzen und -linsen in Quarzknauern. MATTHIAS (1961) und VOHRYZKA (1968) erwähnen einen geringmächtigen, N-S streichenden, steilstehenden Erzgang sowie Erzimprägnationen in einer N-S streichenden, flach E fallenden Mylonitzone im Orthogneis. Der Kupferkies ist weitestgehend rekristallisiert und nur mehr vereinzelt sind Reliktgefüge von Hochtemperatur-Kupferkies festzustellen, die auf präalpidische Temperaturen hinweisen.

Bruckkopf (46)

Am Südabhang des Bruckkopfes, im hintersten Radurschetal soll ein Bergbau auf Kupferkies und Pyrit gewesen sein (ISSER, 1888).

Pfotschen Bach (47)

Kupferkies am Pfotschenbach erwähnt STOTTER (1859).

Ochsenkopf (48)

Pyrit unter der „Gmarerspitze im Gmarerfurgl“ (STOTTER, 1859).

Verjunsalpe (50)

Im Gebiet nördlich der Vorderen Verjunsalpe (MUTSCHLECHNER, 1956) sollen ebenso wie bei der Gschneier Alpe (STOTTER, 1859) alte Schurfbaue auf Kupferkies existiert haben.

Rauher Kopf (52)

Orographisch links im Platzer Tal ist in 2500 m Höhe am NE-Abhang des Rauen Kopfes ein teilweise noch befahrbarer Stollen entlang eines Diabas-Lagerganges angeschlagen. 60 m darüber tritt anstehend Erzmineralisation auf (VAVTAR, 1985).

- Erzmineralparagenese
Arsenkies, Kupferkies, Pyrit (Magnetkies).
- Gangart
Quarz
- Nebengestein
Tektonisch stark beanspruchter, mylonitisierter Muskovit-granitgneis bestehend aus Qu, Plag (stark zersetzt), Kfsp, Mu, ±Ep, ±Tit.
- Erzgefüge
Wenige Zentimeter dünner, quarzitischer Lagergang. Der Arsenkies ist stark kataklastisch, Kupferkies hingegen zeigt polysynthetische Druckzwillingslamellierung. Vereinzelt treten auch lanzettartige α - β -Umwandlungslamellen im Kupferkies auf, die auf präalpidische Temperaturbedingungen hinweisen.

Serneskopf (53)

Orographisch rechts im Platzer Tal auf 2580 m Höhe am SW-Abhang des Serneskopfes ist durch einen kurzen, noch befahrenen Stollen eine Kiesmineralisation im N-S-Streichen und flachen E-Fallen des Nebengesteins ausgerichtet (VAVTAR, 1985).

- Erzmineralparagenese
Arsenkies, Kupferkies, Magnetkies (Pyrit, Wismut, Scheelit, ±Zinkblende, ±Bleiglanz, ±Kobaltglanz, ±Wismutglanz, ±ged. Gold).
- Lagerart
Calcit und Quarz.
- Nebengestein
Tektonisch stark beanspruchter, quarzitischer Calcitmarmor, linsenförmig in einem Orthogneis. Sowohl Calcit als auch Quarz löschen undlös aus und sind teilweise rekristallisiert.
- Erzgefüge
Wenige Dezimeter mächtige, lagerförmige und stratiforme Metallansammlung mit lokalen, diskordanten Stoffmobilisationen bzw. Imprägnationen. Das Mikrogefüge zeigt teilweise feinschichtige, rhythmische Wechsells Lagerung von Erz und Erzträgergestein mit gemeinsamer Deformation, wie Fältelung der Feinlagen, Regelung nach der Korngestalt, intensive mechanische Beanspruchung mit bruchloser Verformung, Translation, Drucklamellierung, intragranularer Teilbewegung und Kataklase. Weit verbreitet ist Rekristallisation von Magnetkies und Kupferkies, die eine α - β -Umwandlung bei nur alpidisch möglichen, hohen Temperaturen belegen.

Tschingl (58)

SE der Ortschaft Feichten am orographisch rechten Gehänge des Kaunertales, befinden sich ab 1520 m Höhe mehrere verfallene und teilweise noch befahrbare Stollen sowie Pingen, Halden und Scheideplätze. Es handelt sich hier um den einzigen Bergbau im Kaunertal, der über Schurf- und Aufschließungsversuche hinausgegangen ist und wirtschaftliche Bedeutung erlangt hat. Die Verhüttung der im 17. und 18. Jahrhundert geförderten Erze erfolgte in Brixlegg (MUTSCHLECHNER, 1956).

- Erzmineralparagenese
Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Magnetkies (±Zinkblende, ±Kobaltglanz, ±Pentlandit, ±Mackinawit, ±Markasit.)
- Lagerart
Quarz.
- Nebengestein
Quarzitischer Glimmerschiefer bestehend aus Qz, Mu, Plag, Rut, Ant, ±Bi, ±Stau, ±Chl, ±Ap, ±Zir, ±Tit, ±Ilm.
- Erzgefüge
Stoff- und s-parallele Erzfeinschichten bisweilen in rhythmischer Wechsells Lagerung mit dem Nebengestein. Erz und

Erzträgergesteine lassen eine symmetrologische Durchbewegung erkennen. Es finden sich zahlreiche Beispiele für intensive postkristalline mechanische Beanspruchung, Fältelung, Verschieferung und Auswalzung der Erzminerale, intragranulare Teilbewegungen und Kataklase, Mikrozerscherung, synkinematische Stoffumlagerungen und präbis parametamorphe Kluftverheilung. α - β -Umwandlungslamellierung und Zinkblendeentmischungen im Kupferkies ebenso wie Pentlanditentmischungen im Magnetkies weisen auf Temperaturen hin, die mit der variszischen Metamorphose des Nebengesteins übereinstimmen (VAVTAR, 1979b).

Vergötschen (59)

Am orographisch linken Gehänge des Kaunertales, in 2290 m ü.d.M., treten in einer quarzitischen Lage im E-W-streichenden und 43°N-fallenden Paragneis Kupferkies- und Magnetkiesspuren auf.

Boden (60)

SE von Boden ca. 100 m über der Talsohle des Kaunertales ist an dessen rechtem Gehänge ein noch befahrbarer Schurfstollen angeschlagen, der zunächst einer NE-SW-streichenden, steil nach NE fallenden, erzführenden Kluft folgt und nach rund 20 Metern im flachen SE-Fallen des Nebengesteins nach einer maximal 20 Zentimeter mächtigen Erzlage, welche 250 m südlich im Gsallbach wieder ausbeißt, ausgerichtet ist (VAVTAR, 1980).

- Erzmineralparagenese
Magnetkies, Kupferkies (±Pyrit, ±Zinkblende, ±Kobaltglanz, ±Markasit).
- Lagerart
Quarz.
- Nebengestein
Mylonitisierter, quarzitischer Paragneis mit Magnetit, Ilmenit, Rutil und Titanit im Liegenden einer Amphibolitlage.
- Erzgefüge
Es handelt sich um eine lagerförmig, s-konkordante Metallansammlung, die entlang einer Scherklüft in hOI-Lage zu einer mit 10° flach nach NE einfallenden β - = B-Achse durch mechanische Verschleppung in ihre jetzige teilweise diskordante Position verlagert worden ist. Die intensive tektonische Durchbewegung der Erzminerale, vor allem von Magnetkies und relikhaft erhaltene Hochtemperaturbildungen im Kupferkies, die mit den Metamorphosebedingungen des variszisch geprägten Nebengesteins übereinstimmen, machen eine gemeinsame Genese von Erz und Erzträgerstein sehr wahrscheinlich.

Petersbach (61)

In 1900 m Höhe, im Einzugsgebiet des Petersbaches, ist am N-Abhang des Mittagskogels ein verbrochener, heute nicht mehr zugänglicher Schurfversuch bekannt.

- Erzmineralparagenese
Magnetkies, Kupferkies, Pyrit (Zinkblende, ±Kobaltglanz, ±Markasit, ±Arsenkies).
- Lagerart
Quarz.
- Nebengestein
Das erzführende Blockwerk ist ein mylonitisierter, quarzitischer Paragneis mit Ilmenit und Rutil. In der näheren Umgebung dieses Vorkommens herrscht N-S-Streichen, wo bei die Schichtpakete flach nach W einfallen.
- Erzgefüge
Es handelt sich um eine an quarzitische Lagen und Knäufen des Nebengesteins gebundene Metallisation. Der Kupferkies dieses Vorkommens belegt mit seinen relikhaft erhaltenen Umwandlungslamellierungen von kub. Hochtemperatur-Kupferkies präalpidische T-Bedingungen (VAVTAR, 1981).

Martinsbach (62)

In der sog. „Bloach“ E von Martinsbach, befindet sich auf 1270 m ü.d.M., orographisch rechts vom Engletbach ein kurzer Schurfstollen und N von Martinsbach in 1250 m Höhe ein weiterer (VAVTAR, 1981).

- Erzmineralparagenese
Pyrit (Magnetkies, ±Kupferkies, ±Kobaltglanz). Nach MUTSCHLECHNER (1956) soll der Pyrit 2,5 ppm Au und 5,7 ppm Ag enthalten haben.

- Lagerart
Quarz.
- Nebengestein
Beschrifft wurde ein mylonitisierter, graphitreicher, quarzitischer Paragneis mit Ilmenit und Rutil.
- Erzgefüge
Die Pyritimprägnationen sind in der Regel beschränkt auf dünne Quarzlinsen und -adern im graphitischen Paragneis.

Falpetan (63)

NW von Ober Falpetan befinden sich drei teilweise noch befahrbare Stollen; einer orographisch rechts vom Engeltbach auf 1635 m und zwei übereinanderliegende im Grüntalele in 1600 m bzw. 1625 m Höhe (VAVTAR, 1981).

- Erzmineralparagenese
Kupferkies, Pyrit, Magnetkies (Zinkblende, ± Kobaltglanz, ± Mackinawit).
- Lagerart
Quarz und Calcit.
- Nebengestein
Im Grüntalele wurde ein annähernd E-W-streichender, steil nach S fallender, erzführender quarzitischer Paragneis und im Engletbach eine im Paragneis auftretende erzführende Calcitmarmolinse mit Quarz-Plagioklas-Sericiteinlagen und eingeschuppten Bruchstücken von dem im Hangenden anschließenden Amphibolit beschürt.
- Erzgefüge
Lagige, schicht- bzw. schieferungsparallele Erzansammlungen werden von NNW-SSE-streichenden, steil nach NE einfallenden Scherklüften in hOl-Lage zu einer mit 40° nach ENE abtauchenden β = B-Achse erfaßt. Dabei kam es stellenweise durch Schleppung zu einer mechanischen Verlagerung der Erze in ihre jetzige diskordante Position. Die mit dem Nebengestein teilweise sogar rhythmischem wechseltälernden Sulfidfeinlagen wurden gemeinsam mit diesem tektonisch und metamorph überprägt, wobei Hochtemperaturbildungen, wie α-β-Umwandlungslamellierung und Zinkblendeentmischungen im Kupferkies auf präalpidische Metamorphosebedingungen hinweisen.

Schloßbach (64)

In 1720 m Höhe, orographisch rechts des Mairhofer Baches, trifft man auf einen 3 m langen Schurfstollen, der einer lagerförmigen Kiesimprägnation in einem mylonitischen Gneis und einer stark umgewandelten Diabaslage wenige Meter über der Überschiebungsfalte von Kristallin der Ötzalmasse auf Pennin des Engadiner Fensters folgt.

Löchl (65):

An der Straße zwischen den Gehöften Falpaus und Puschlin ist in 1535 m Höhe in Gneisen des Silvrettakristallins ein verbrochener Stollen festzustellen. An dieser Stelle ist in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) eine Cu-Mineralisation eingezzeichnet.

Matzlewald (66)

SSE von Wenns im Pitztal, im Bereich des sogenannten Matzlewaldes, ist in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ein ehemaliger Kupferbergbau vermerkt.

Wildgrat (68)

In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ist unterhalb des Wildrates im äußeren Pitztal eine Fe-Mineralisation eingezzeichnet. Fallstücke zwischen Schwendkopf und Wildgrat mit Pyritbutzen dürften mit diesem Vorkommen ident sein. WENHARDT (1935) erwähnt aus einem Graben östlich von Rietzenried in 1500 m Höhe an den Westhängen des Wildrates Erzmineralisationen, die 2 ppm Gold enthalten sollen.

Großbach (69)

Südlich von Rietzenried im Pitztal beschreibt WENHARDT (1935) ein Erzvorkommen vom E-Gehänge des Großbaches, welches zwischen 1300 und 1400 m Höhe auf 100 m Länge und 70 m Breite über Tage als Ausbiß zu verfolgen sein soll.

Krummer See (70)

Vom Schurfbergbau am „Krumpsee“ und beim Brechsee im Pitztal (WENHARDT, 1935), wo um das Jahr 1850 Gold- und Silber-hältige Kiese gewonnen worden sein sollen, konnten nur mehr Pyrit-führende Fallstücke oberhalb des Brechsees und

Kiesspuren in einem auf 2600 m ü.d.M. am Krummen See anstehenden Amphibolit gefunden werden.

Schwarzenbergalm (71)

Bei Bichl im Pitztal, unterhalb der Schwarzenbergalm hat WENHARDT (1935) eine Arsenkies-Pyrit-Bleiglanz-Anreicherung beschrieben. Analysen von Erzproben dieses Vorkommens sollen bis 103 ppm Ag und 5-23 ppm Au erbracht haben.

Weißmaurach (72)

Im Weißmaurachkar soll nach Pyrit und Kupferkies (STOTTER, 1859) geschürft worden sein. In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ist an dieser Stelle ein aufgelassenes Fe-Cu-Bergwerk eingetragen.

Plangeross (73)

Im innersten Pitztal, S von Plangeross, ist in 2040 m Höhe ein 3 m langer Schurfstollen und 400 m östlich davon auf gleicher Höhe anstehende Erzmineralisation festzustellen.

- Erzmineralparagenese
Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, (Arsenkies, Kobaltglanz, Glaukodot, Markasit, ± Bleiglanz, ± Zinkblende).
- Lagerart
Quarz.
- Nebengestein
Ein E-W-streichender, steil nach S einfallender, graphitischer Schiefergneis (Qz teilweise rekristallisiert, Sc, Mu, Plag, Rut, ± Ant, ± Tit, ± Kfsp, ± Chl, ± Ep).
- Erzgefüge
Eine lagige, s-parallele, 30 cm mächtige Metallansammlung, die durch Brandenzonen auf mehrere hundert Meter im Streichen zu verfolgen ist. Erz und Nebengestein wurden von den gleichen metamorphen und mechanischen Ereignissen erfaßt. α-β-Umwandlungslamellierungen und Zinkblendeentmischungen im Kupferkies weisen auf präalpidische T-Bedingungen hin. Die Erzminerale, insbesondere Magnetkies, wurden s-parallell ausgewalzt, zeigen intragranulare Teilbewegungen und teilweise intensive Kataklase sowie Rekristallisationsbildungen. Eine Folge der metamorphen Überprägung sind lokal begrenzte, diskordante Lösungsumlagerungen (VAVTAR, 1983).

Grubigkarle (74)

In der streichenden Verlängerung der Vorkommen 72 und 73 ist in der Alpenvereinskarte, Blatt Ötzaler Alpen, Kaunergrat Geigenkamm, 1:25.000, am E-Abhang des Puitkogls eine Lokalität „Knappenloch“ verzeichnet.

Mittagskogel (76)

Zwischen Zwieselstein und Obergurgl Pyritimprägnationen in graphitischem Schiefer (STOTTER, 1859).

Winkle (77)

In einer Felswand ESE über der Kapelle Winkle, SE von Huppen im Ötztal, Malachit (Kupferkies) S eines kleinen Wasserfalles (REITHOFER, nicht publ. Bericht Geol. B.-A.).

Lehnbach (135)

In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ist NW von Längenfeld im Ötztal auf der orographisch linken Seite des Lehnbachs ein Bergwerkszeichen ohne Angabe der Erzart eingetragen.

Umhausen (78)

SERGES (1765) weist auf Kieserze zu Umhausen im Ötztal hin. In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) sind E von Umhausen zwei aufgelassene Fe-Bergbaue verzeichnet. STOTTER (1859) erwähnt an der Mündung des Hairlach Baches ins Ötztal die Lokalitäten „Ochsenbübel“, „Glockenstall“ und „Sattel Hügel“, wo Pyrit in graphitischen Schiefern aufgeschlossen worden sein soll. Heute sind noch drei Stollen oberhalb des Steppsteiges und einer am sogenannten „Bischofsplatz“ an der Straße nach Niederthai bekannt.

Fundusalm (79)

STOTTER (1859) beschreibt einen Schurfversuch N der „Alpe Fundes“. In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ist W von Umhausen, auf der orographisch linken Seite des Fundusbaches ein Cu-Bergbauzeichen.

Habichen (80)

Alte Gruben und Kupferkiesspuren am Pirchsteinhof bei Habichen im Ötztal (STOTTER, 1859).

Haderlehn (81)

SW von Haderlehn befinden sich am Karbach zwischen 1120 m und 1230 m Höhe vier kleinere Stollen, deren längster von LADURNER & SCHULZ (1969) vermessen und geologisch aufgenommen worden ist.

 Erzmineralparagenese

Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, (Zinkblende, Bleiglanz, ±Fahlerz, ±Mackinawit, ±Digenit, ±Gold, ±Markasit).

 Lager- bzw. Gangart:

Quarz und Spuren von Karbonat.

 Nebengestein

Ein Biotit-Plagioklas-Paragneis mit undulösem lokal rekristallisiertem Qu, Plag, Kfsp, Bi, Mu, Rut, ±Ga, ±Zir, ±Ap. Opake Anteile sind Magnetit und Ilmenit.

 Erzgefüge

Deformationsbreccie mit selektiver Kataklase und Mylonitisierung von Pyrit, Rekrystallisationserscheinungen und metamorphe Stoffmobilisationen, die postdeformativ lokale Lösungsumlagerungen zur Folge hatten. Hochtemperatur-Kupferkiesrelikte und Zinkblendeentmischungen weisen auf variszische T-Bedingungen hin.

Holzberg (82)

W von Sautens im Ötztal befinden sich auf 1510 m ü.d.M., SE unterhalb des Holzberges, zwei noch befahrbare Stollen, die auf rund 20 m einen erzführenden Quarzit im Streichen ausrichten.

 Erzmineralparagenese

Kupferkies, Zinkblende (Bleiglanz, Covellin, ±Pyrit, ±Magnetkies, ±Digenit).

 Lagerart

Undulöser Quarz und kataklastischer Granat.

 Nebengestein

Die Quarzitlager werden von einer wenige Zentimeter dicken Amphibolitlage (grüne Hbl, Prx, Qz, Ilm, Rut, ±Ant, ±Ga) begleitet und treten s-parallel in einem E-W-streichenden, steil nach S einfallenden, granatreichen Biotitschiefer bis Biotitquarzit (Qz, Bi, Ga, ±Chl) auf.

 Erzgefüge

Schichtparallele, etwa 14 m im Einfallen der Schichten verfolgbare Erzanreicherung, die feinschichtig in insgesamt 30 cm mächtigen quarzitischen Lagen des Begleitgestein auftritt. Erzminerale und Lagerarten scheinen intensiv mechanisch beansprucht und bei hohen Temperaturen (α - β -Umwandlungslamellen im Kupferkies und Magnetkies- sowie Kupferkiesentmischungen in der Zinkblende) metamorphosiert worden zu sein.

Stufenreich (83)

STOTTER (1859, S. 42) beschreibt aus dem äußeren Ötztal „im Stuefreich ober dem Weiler Au“ alte Gruben und Kupferkiesspuren.

Wörgetal (84)

WSW von Kühtai befinden sich im hintersten Wörgetal in einer Höhe von 2450 m am Wörgetal-Schartl teilweise verbrochene Stollen und 100 Meter tiefer ein Scheideplatz mit Resten verfallener Knappenhütten. Hier war nach SRBIK (1929) im 15. und 16. Jahrhundert ein ausgedehnter und bedeutender Bergbau.

 Erzmineralparagenese

Arsenkies, Pyrit, Zinkblende, Kupferkies (Magnetkies, Markasit, ±Bleiglanz, ±Fahlerz, ±Cubanit, ±Mackinawit, ±Gold, ±Digenit, ±Covellin).

 Lagerart

Quarz und wenig Calcit.

 Nebengestein

Ein WNW-ESE-streichender steil nach S einfallender Biotitplagioklasgneis (Qz, Plag, Bi, Mu, ±Chl, ±Ilm, ±Rut, ±Tit, ±Ap, ±Zir, ±Tur).

 Erzgefüge

Die Metallisation tritt feinlagig angereichert in einem 2–3 m mächtigen Quarzitlager auf. Hochtemperaturphasen bei Kupferkies (oleanderblattförmige Umwandlungslamellen) und hochtemperiert gebildete Zinkblende (Magnetkiesentmischungen), belegen variszische Metamorphosebedingungen. Pyrit und Arsenkies sind stark kataklastisch. Erzminerale, Lagerart und Nebengestein lassen die gleichen metamorphen und mechanischen Überprägungen erkennen (VAVTAR, 1979a).

Gamskogel (85)

Einige Meter E des Gamskoglgrates treten Kiesmineralisationen auf (pers. Mitt. P. GSTREIN).

Pfaffenhofen (86)

Zwischen Riez und Ranggen soll an mehr als 15 Stellen Kupferkies, Fahlerz und Bleiglanz abgebaut worden sein. Von STOTTER (1859, S. 55) werden die Lokalitäten „am Warterbach, in der Arzgrube, am Mittereck zwischen dem Klaus- und Bläbache bei Pfaffenhofen und im Rüsteln und Rehstollen des Oberhofnerberges“ aufgezählt. In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) sind südlich von Pfaffenhofen drei aufgelassene Cu-Bergbaue eingezeichnet.

Flaurlinger Alm (87)

Bei der Flaurlinger Alm „unter den Pferchten“ soll Kupferkies, Fahlerz und Bleiglanz geschürft worden sein (STOTTER, 1859).

Lisens (88)

ISSER (1888) weist auf einen Schurfbau auf Kupferkies und Pyrit bei der „Alpe Lisens im Sellrain“ hin.

Scheibbach (89)

Im Sellraintal sollen am Scheibbach, an der Grieser Nordseite innerhalb Rothenbrunn und im Urfertal Abbau auf Kupferkies und Pyrit bestanden haben (STOTTER, 1859).

Schwabenhof (90)

Die zwei verbrochenen Stollen, welche auf 970 m Höhe N vom Gehöft Brandögg, direkt oberhalb eines Steiges in einem quarzitischen Glimmerschiefer angeschlagen sind, dürften mit dem aufgelassenen Cu-Abbau, welcher in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) NE Sellrain eingetragen ist, übereinstimmen.

Knappenhof (91)

Schon SPERGES (1765, S. 177) beschreibt eine Kupfererzgrube „zu Axums nicht weit von Innspruck“. Nach SRBIK (1929) erfolgte eine erste Belehnung um 1628. Das hier am Osterberg bei Axams bis 1811 gewonnene Kupferkies-Pyrit-Erz soll in Brixlegg verhüttet worden sein. Heute weist auf diesen Bergbau nur mehr eine stark bewachsene Halde 100 m W des sogenannten „Knappenhofes“ hin.

 Erzmineralparagenese

Kupferkies, Magnetkies, Pyrit (Arsenkies, Zinkblende, Markasit, ±Bleiglanz, ±Mackinawit, ±Wismut, ±Bravotit).

 Lager- bzw. Gangart

Quarz und Apatit

 Nebengestein

Apatitreiche Quarzite (Qz, Ap, Sc, Mu, ±Ga, ±Rut, ±Ant). Bei den opaken Nebengesteinsbestandteilen handelt es sich um Graphit. Der weitgehend zu einem gleichmäßig körnigen, pflasterförmigen Aggregat rekristallisierte Quarz ist bisweilen undulös. Bei den untersuchten Apatiten handelt es sich um mehr oder weniger reine Ca-Phosphate ohne nachweisbare F- und Sr-Gehalte, jedoch mit Spuren von



Abb. 6.
apatitstengel mit Kupferkieseinlagerungen parallel den Spaltbarkeiten nach (0001) und (1011) bzw. (1010).
Polierter Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,1 mm.



Abb. 7.
Durch gesetzmäßige Sulfidverteilung zonar gebauter Apatit, senkrecht zur c-Achse geschnitten.
Polierter Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Ölimmersion, Nicols +, Marke = 0,01 mm.

Seltenen Erden. Sie lassen oft spaltbarkeitsparallel Kupferkieseinlagerungen erkennen (Abb. 6) und zeigen manchmal einen Zonarbau mit Cu-Fe-Sulfid-reichen Kernen (Abb. 7). Der hohe Apatitgehalt ebenso wie Graphit liefern Hinweise auf eine Para-Abstammung des Nebengesteins.

○ Erzgefüge

Erzbutzen und -nester. Hochtemperatur-Kupferkies ist hier besonders schön entwickelt und in zahlreichen Körnern erhalten geblieben (Abb. 8, 9, 10, 11, 12). Die Ansicht von KELLY & CLARK (1975), daß es sich bei den „linseatic or spindle-shaped twins“ um jüngste, durch thermische Schrumpfung entstandene Bildungen und nicht um α - β -Umwandlungslamellierungen handelt mag im speziell untersuchten Fall stimmen, trifft jedoch für dieses Vorkommen nicht zu. Als jüngste Bildungen sind hier eindeutig feinlamellare, polysynthetische bisweilen verbogene Druckzwillinge zu bestimmen, die unbeeinflußt von Umwandlungs- und Wachstumslamellen auftreten, ja diese häufig überprägen und, wie in Abb. 9 sehr deutlich zu sehen ist, auch translativ zerscheren und zu optischer Umorientierung des Kupferkieses innerhalb der Lamellenscharen führen (Abb. 8, 9, 10, 11, 12). Da sich Wachstums- und Umwandlungslamellen gegenseitig stören und blockieren

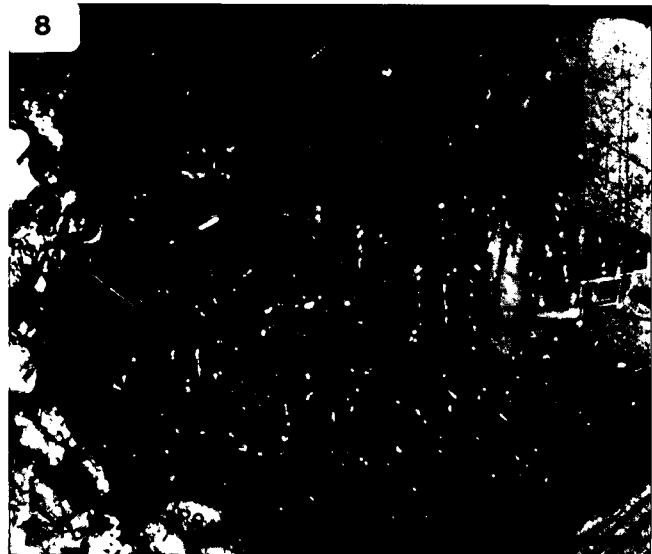


Abb. 8.
Zwei Kupferkieskörner mit schön ausgebildeten oleanderblatt- bis lanzettförmigen α - β -Umwandlungslamellen nach zwei Richtungen sind gesetzmäßig miteinander verwachsen. Die dünne Wachstumslamelle rechts unten scheint eine ältere Umwandlungslamelle zu überprägen (Pfeil). Feine Mackinawitflitter erscheinen wegen ihrer extrem hohen Anisotropieeffekte weiß.
Polierter Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Po = Magnetkies mit Verwitterungszerfall, Nicols +, Marke = 0,1 mm.



Abb. 9.
Helle, lanzettförmige Umwandlungslamellen werden entlang feinlamellarer, dunkler Druckzwillinglamellen gleichmäßig zerschert; dabei erfolgt eine optische Umorientierung im Kupferkies, die sich darin äußert, daß aus grauen Abschnitten schwarzgraue und aus weißgrauen hellgraue werden. Innerhalb der Drucklamellen treten vereinzelt weiße (sehr hohe Anisotropieeffekte) Mackinawitflitter auf. Am rechten Bildrand sind feinlamellar-verschränkte, helle Wachstumslamellen zu erkennen, welche die Umwandlungslamellen sowohl blockieren als auch überprägen.
Polierter Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Nicols +, Marke = 0,1 mm.

(Abb. 9) liegt der Schluß nahe, daß es sich um gleichzeitige bis gleichaktige Bildungen handelt. Auf jeden Fall gehören sie einem älteren Formungsakt an als die Druckzwillinge, von denen sie überprägt werden.

Gleichorientiert mit bzw. innerhalb von Druckzwillinglamellen sowie parallel zur Spaltbarkeit von Kupferkies (Abb. 10, 11) sind massenhaft feinste Mackinawitflitterchen zu beobachten. Energiedispersive Röntgenmikroanalysen zeigen, daß Mackinawit ($Fe_{1+x}S$) $Ni \pm Co$ enthält.

10



Abb. 10.

Eine im Anschliff selten zu beobachtende Spaltbarkeit (parallel zu den Bildrändern) von Kupferkies mit lanzenförmigen Umwandlungslamellen. Diese werden überprägt von polysynthetischen Drucklamellen (Pfeile). Die Mackinawiteinlagerungen (weiß) folgen der Richtung der Spaltbarkeit. Zinkblende erscheint dunkelgrau.

Poliert Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Nicol +, Marke = 0,1 mm.

12

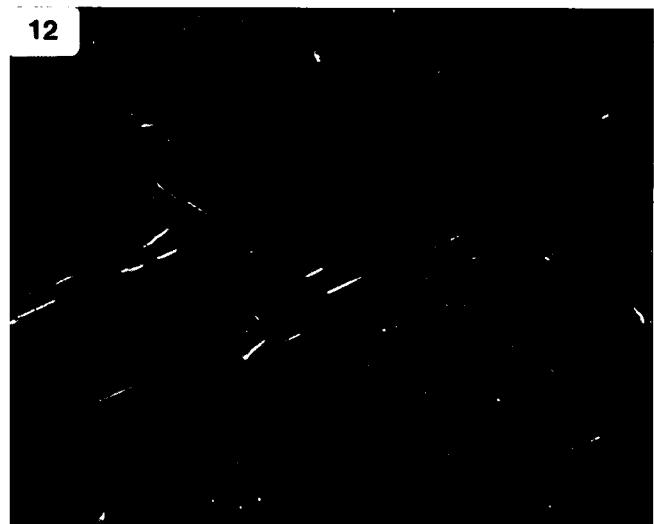


Abb. 12.

Dunkle, von links nach rechts verlaufende Umwandlungslamellen werden von polysynthetischen, feinlamellaren Druckzwillingslamellen mit Mackinawit (weiß) überprägt. Oben ist ein Zinkblendetsternchen (schwarz) zu erkennen.
Poliert Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Nicol +, Marke = 0,1 mm.

Im Hochtemperatur-Kupferkies sind sehr zahlreich Zinkblendetsternchen festzustellen (Abb. 13, 14), die manchmal um Quarz-Skelettkristalle gewachsen sind. Form, Ausbildung und Anordnung dieser ZnS-Sternchen werden vom Kupferkiesgitter diktiert. Die Sternchen ein und desselben Kupferkieskornes sind demnach auch gleichorientiert (Abb. 13). Kristallisationsvorgänge, bei denen der wachsende Kristall der Löslichkeit des schwindenden Gitters folgt, sind im Sinne von SANDER (1950) als mobilkonturierte Kristallisationen zu bezeichnen. Im Kupferkies dieses Vorkommens tritt weiters noch ein in Farb- und Reflexionseindruck dem Bravoi ähnliches jedoch Ag-hältiges, isotropes Fe-Ni-Sulfid auf. Mit sehr großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich dabei um

11



Abb. 11.

In drei Kupferkieskörnern mit Umwandlungslamellen treten feinlamellare, polysynthetische und verbogene Druckzwillingslamellen auf, an denen die älteren Umwandlungslamellen zerschert werden. Magnetkies ist vollständig verwittert (schwarz). Quarz ist durch Innenreflexe milchig weiß aufgehellt.

Poliert Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Nicol +, Marke = 0,1 mm.

13



Abb. 13.

Zahlreiche, verschieden große Zinkblendetsternchen, die gleich orientiert im Kupferkies auftreten.
Poliert Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Ölimmersion, Nicol ||, Marke = 0,1 mm.

Ag-Pentlandit, der nach MANDZIUK & SCOTT (1977) unter 455°C stabil ist.

Senderstal (92)

An der Westflanke des Senderstales sind in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) zwei aufgelassene Bergbaue ohne Angabe der Erzparagenese vermerkt.

Galler (97)

In einem Graben, oberhalb der Gehöfte Galler im Oberbergtal, soll sich ein verfallener Stollen im Altkristallin befinden (mündl. Mitt. H. LEUTELT).

Egesengrat (98)

Hornblendeschiefer (grüne Hbl, Prx, Qz, Cc, Ilm, Rut, ±Ant, ±Tit, ±Chl) des Egesengrates, NW der Dresdner Hütte im Mutterbergtal, enthalten lagig angereichert eine Hochtemperaturparagenese bestehend aus Magnetkies mit Pentlanditmischungen, Pyrit, Kupferkies mit Hochtemperatur-Umwandlungslamellierung, Pentlandit, (Zinkblende, Markasit, ±Bleiglanz).

14



Abb. 14.
Schön entwickeltes und verzweigtes Zinkblendesternchen, orientiert zum Kupferkiesgitter gewachsen. Mck = Mackinawit.
Polierter Anschliff, Knappenhof (Nr. 91).
Olimmersion, Nicols ||, Marke = 0,01 mm.

Peiljoch (99)

S der Mutterbergalm im Mutterbergtal ist in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) eine Cu-Mineralisation dargestellt. STOTTER (1859) beschreibt von dieser Stelle Kupferkies und Disthen.

Aperer Pfaff (100)

KLEBELSBERG (1939) weist auf angeblich goldhaltige Kiese mit Bleiglanz, Zinkblende und Fahlerz am Aperen Pfaff NW des Zuckerhüts hin.

Glücksgrat (101)

SE von Volderau im Unterbergtal befindet sich in 2450 m Höhe auf der E-Flanke des Glücksgrates ein kurzer Schurfstollen in einer erzführenden Hornblendeschieferlinse, die stoffkonkordant in NW-SE-streichendem, saigerem Biotitpla-

gioklasgneis auftritt. Unterhalb dieses Schurfs, im Talboden der sogenannten Mischbachgrube, sind noch verfallene Knappenhütten mit einem Scheideplatz zu sehen.

○ Erzmineralparagenese

Kupferkies, Bornit, Zinkblende, (Bleiglanz, Wismut, Hexastannit, Zinnkies, Idait, Kupferglanz, Digenit, Covellin, ±Pyrit, ±Magnetkies, ±Markasit, ±Cubanit, ±Mackinawit, ±Fahlerz, ±Mawsonit, ±Wittichenit, ±Wismutglanz, ±Magnetit, ±Hämatit, ±Maghemit, ±Gold, ±Molybdänglanz, ±Scheelit). Die Existenz von Wittichenit und Hexastannit wurde durch Mikrosondenuntersuchungen und Reflexionsmessungen (Diagramm 5, 6) bestätigt.

○ Lagerart

Quarz, Calcit, Granat und Epidot-Zoisit.

○ Nebengestein

Im Anstehenden ein Hornblendeschiefer (grüne Hbl, Ep, Zoi, Klzoi, Ga, ±Plag, ±Bi, ±Chl, ±Qz, ±Cc) und im Kuttmaterial auch Kalksilikatfelsen (diopsidreicher Prx, Ga, ±Cc, ±Qz, ±grüne Hbl, ±Ep, ±Klzoi).

○ Erzgefüge

Makroskopisch kommt insbesondere die Gebundenheit an den Hornblendeschiefer bzw. an Kalksilikatfelsen klar zum Ausdruck. Lokal sind auch Stoffmobilisationen in den umgebenden Biotitplagioklasgneis hinein festzustellen. Auflichtmikroskopische Untersuchungen ergeben eine Hochtemperaturparagenese (Kupferkies mit Umwandlungslamellierung und Zinkblendeentmischungen) mit wahrscheinlich variszisch retrograden (Zinnkies, Cubanit und Mackinawit) bis alpidisch prograden (Bornit, Wittichenit, Hexastannit, Mawsonit und Magnetit) metamorphen Mineralneubildungen (VAVTAR, 1986).

Klamperberggrube (102)

SE von Krößbach im Unterbergtal, etwa im Bereich der inneren Klamperberggrube, ist in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) eine Cu-Mineralisation eingetragen.

Alfairalm (114)

SE vom Habicht, im Bereich der Alfairalm im Gschnitztal, wird in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) auf einen aufgelassenen Fe-Bergbau hingewiesen.

Laponisalm (115)

SW der Laponisalm im Gschnitztal beschreibt STOTTER (1859) einen Schurfversuch auf Magnetkies und Bleiglanz. Dieser Schurfbergbau ist ident mit dem aufgelassenen Fe-

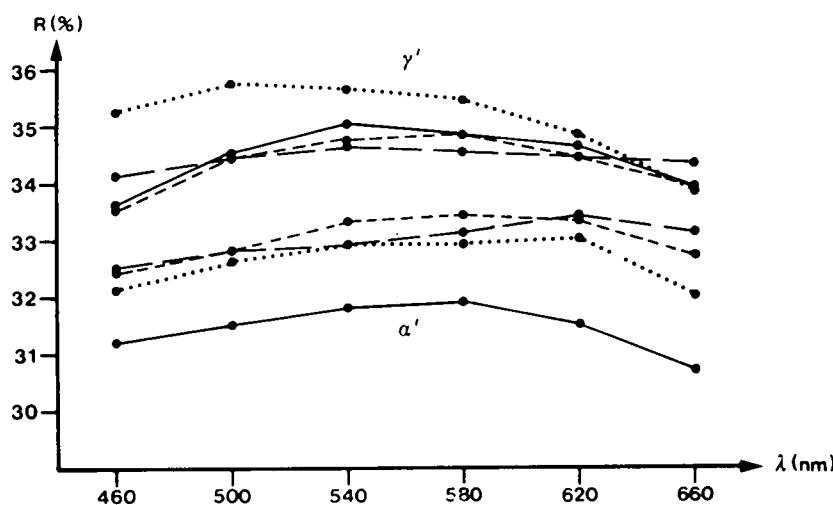


Diagramm 5.
Reflexionskurven und -werte von 4 Wittichenitkörnern.
 α' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 20x/0,40.
Meßfelddurchmesser: 0,005 mm.
Standard: Carborund C27.

460nm	33,6 - 31,2 %	34,1 - 32,5 %	33,5 - 32,4 %	35,2 - 32,1 %
500nm	34,5 - 31,5 %	34,4 - 32,8 %	34,4 - 32,8 %	35,7 - 32,6 %
540nm	35,0 - 31,8 %	34,6 - 32,9 %	34,7 - 33,3 %	35,6 - 32,9 %
580nm	34,8 - 31,9 %	34,5 - 33,1 %	34,8 - 33,4 %	35,4 - 32,9 %
620nm	34,6 - 31,5 %	34,4 - 33,4 %	34,4 - 33,3 %	34,8 - 33,0 %
660nm	33,9 - 30,7 %	34,3 - 33,2 %	33,9 - 32,7 %	34,3 - 32,0 %

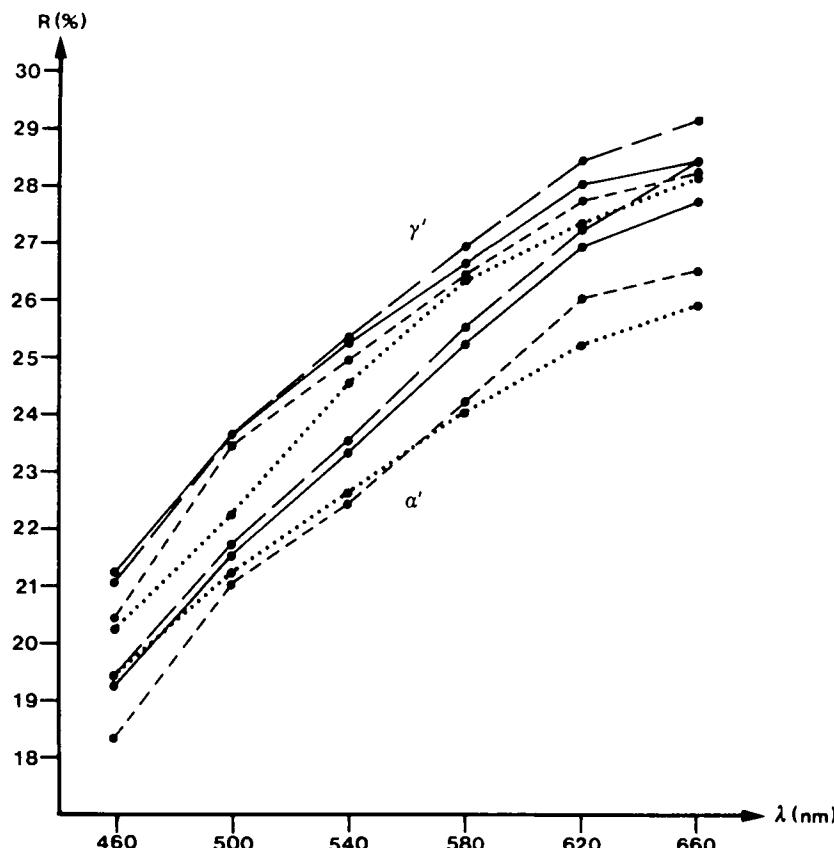


Diagramm 6.
Reflexionskurven und -werte von 4 Hexastannitkörnern.
 α' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 20x/0,40.
Meßfelddurchmesser: 0,005 mm.
Standard: Carborund C27.

460nm	19,2 - 21,2 %	19,4 - 21,0 %	18,3 - 20,4 %	19,4 - 20,2 %
500nm	21,5 - 23,6 %	21,7 - 23,6 %	21,0 - 23,4 %	21,2 - 22,2 %
540nm	23,3 - 25,2 %	23,5 - 25,3 %	22,4 - 24,9 %	22,6 - 24,5 %
580nm	25,2 - 26,6 %	25,5 - 26,9 %	24,2 - 26,4 %	24,0 - 26,3 %
620nm	26,9 - 28,0 %	27,2 - 28,4 %	26,0 - 27,7 %	25,2 - 27,3 %
660nm	27,7 - 28,4 %	28,4 - 29,1 %	26,4 - 28,2 %	25,9 - 28,1 %

Bergbau, welcher in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) in dieser Gegend vermerkt ist.

Schnabel (116)

Am sogenannten „Schnabel“ an der S-Flanke des Pitztales, wo sich in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ein Zeichen für einen aufgelassenen Fe-Bergbau befindet, sollen nach STOTTER (1859) dieselben Erze wie beim Vorkommen 115 beschürft worden sein.

5.3. Zn-Pb-Sulfidvorkommen

Hauptgemengteile der Zn-Pb-Paragenesen sind Zinkblende, Bleiglanz, \pm Kupferkies, \pm Pyrit, \pm Magnetkies in wechselndem Verhältnis (Beilage 3). Als Nebenbestandteile bzw. akzessorische Beimengungen konnten noch Markasit, Arsenkies, Fahlerz, Freibergerit, Pyrargyrit, Boulangerit, Jamesonit, Bournonit, Ullmannit und Kobaltglanz bestimmt werden.

St. Christoph (Brunnenköpfe) (1)

W von St. Christoph sind in ca. 1950 m ü.d.M., N vom Peischlkopf auf rund 1 km E-W- und maximal 300 m N-S-Ausdehnung etwa 20 teilweise oder vollständig verbrochene Stollen sowie zahlreiche Halden, eines ausgedehnten Bergaugebietes zu verfolgen, welches schon um 1464 bekannt gewesen sein soll (SRBIK, 1929). STOTTER (1859) beschreibt Schurfversu-

che am Peischlkopf, jedoch auf Eisenglanzgänge, die auch in der Geognostischen Karte von Tirol (1849) vermerkt sind. Nach MUTSCHLECHNER (1956) war dieser Bergbau zuletzt von 1925 bis 1927 nochmals für kurze Zeit in Betrieb. E von St. Christoph konnte ALWASHE (1974) eine stratiforme Pb-Metallisation nachweisen, die mit dem Vorkommen W von St. Christoph genetisch zusammenhängen dürfte.

- Erzmineralparagenese
Zinkblende, Bleiglanz (Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Ilmenit, Rutil, Anatas, \pm Arsenkies, \pm Fahlerz, \pm Markasit, \pm Covellin, \pm Magnetit, \pm Graphit).
- Gang- und Lagerart
Quarz und wenig Calcit als Gangartminerale. Außerdem noch etwas Granat in der Lagerart.
- Nebengestein
Teilweise mylonitisierter Feldspatknotengneis (Plag, Qz, Bi, Ga, Sc, Chl, \pm Mu, \pm Zir, \pm Ap, \pm Tit) der Phyllitgneiszone. Der poikiloblastische Plagioklas ist saussurritisiert. Biotit ist vielfach zu Chlorit umgewandelt und löscht ebenso wie Quarz und Calcit aus. Granat ist getrübt und stark kataklastisch. Auf den E-W-streichenden, sehr steil nach N und S einfallenden bis saigeren Schieferungsflächen sind im Zentimeterbereich Fältelungssachsen abgebildet, die vorwiegend flach nach W und untergeordnet auch steil nach E abtauchen. Die statistische Aus-

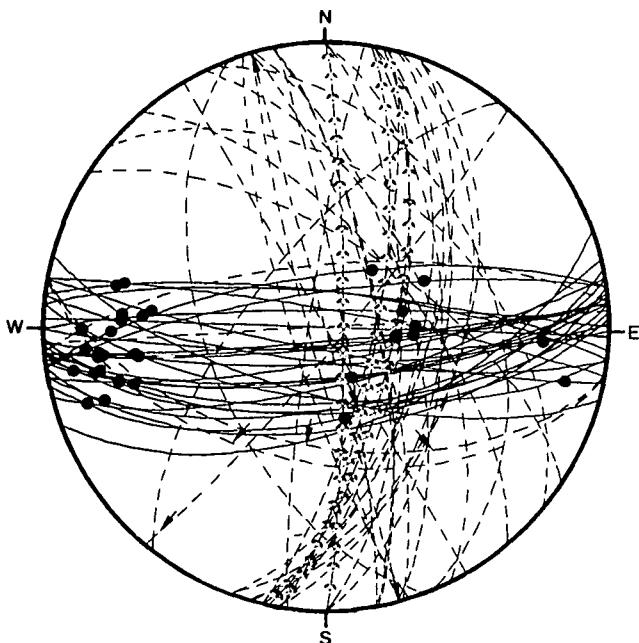


Diagramm 7.
Gefügediagramm; Feldspatknotengneis des Silvrettakristallins.
Durchgezogene Großkreise = s-Flächen; strichlierte Großkreise = Klüfte;
× = Erzmineralisation; → = Harnische; ● = B-Achsen.

mungsakt zuzurechnen. Es sind dies E-W-streichende hOl-Scherflächen mit steil nach S gerichteten Rutschstreifen, und sehr steil einfallende bis saigere, NNE-SSW bis NNW-SSE streichende Reißklüfte in ac-Lage zu den flach nach WNW bis WSW einschiebenden B-Achsen. Die NNE-SSW-streichenden ac-Klüfte sind auch erzführend. Zur Klärung der lagerstättengenetisch wichtigen Frage, ob hier ein alpidischer Formungsplan vorliegt, wurden aus den nördlich der Arlbergpaßstraße zwischen Rauz und Stuben anstehenden Partnachsichten Gefügedaten aufgenommen und statistisch ausgewertet (Diagramm 8). Auf den WSW-ENE-streichenden, mittelsteil bis steil nach S bzw N einfallenden Schichtflächen treten mehr oder weniger horizontale, WSW-ENE bzw. flach nach ENE abtauchende alpidische B-Achsen des Kalkalpenbereiches und in ac-Lage dazu NW-SE-streichende, steil nach SW einfallende Klüfte auf. Solche Kluftflächen sind auch im Phyllitgneis entwickelt, jedoch nicht vererzt. Es ergeben sich somit keine Hinweise auf genetische Beziehungen der gangförmigen Zn-Pb-Mineralisationen von St. Christoph zu alpidischen ac-Klüften.

15

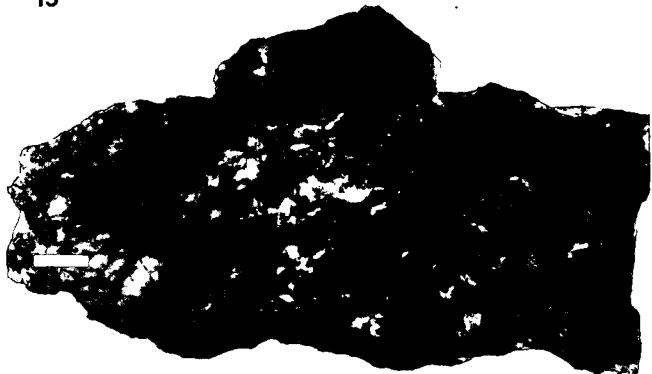


Abb. 15.
s-parallel zerscherte Zinkblendegängchen, diskordant im Lagenbau des Feldspatknotengneises.
Großanschliff, St. Christoph (Nr. 1)

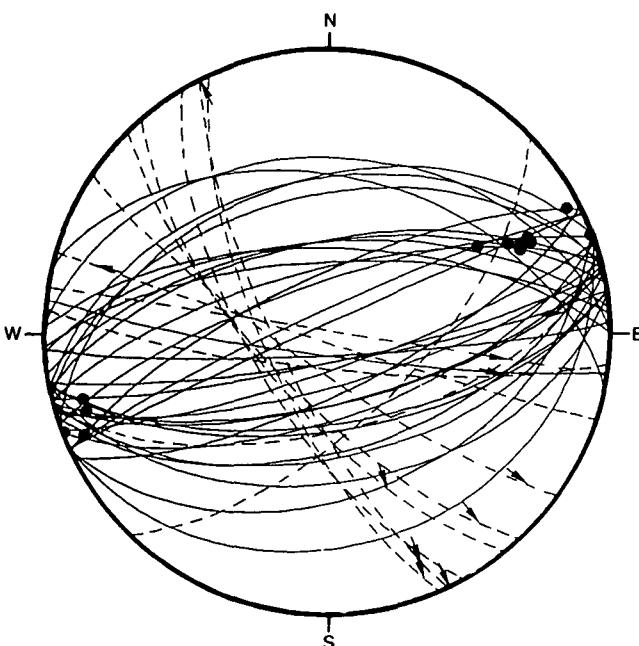


Diagramm 8.
Gefügediagramm; Partnachsichten der Nördlichen Kalkalpen.
Symbole wie in Diagramm 7.

wertung (Diagramm 7) ergibt eine mit etwa 20° nach WNW-W-WSW einschiebende B-Achsenhauptrichtung, welche mit der allgemeinen Achsenlage in diesem Abschnitt des Silvrettakristallins erwartungsgemäß übereinstimmt. Die mit ca. 70° nach ENE fallenden Achsen entsprechen einer B'⊥B-Achsenrichtung und können somit als gleichaktige Bildungen gedeutet werden. Auch ein Großteil der zahlreichen Kluftflächen nimmt im Gefügediagramm wohldefinierte Lagen ein und ist dem gleichen For-



Abb. 16.
Kataklastische Zinkblende, tw. mit gekrümmten Gleitzwillingslamellen. Die Zwillingsgleitung wird an der abgestuften Intergranulare deutlich sichtbar.
Polierter Anschliff, St. Christoph (Nr. 1).
Nicol +, Marke = 0,1 mm.

○ Erzgefüge

Eigenetische, diskordant zur Schieferung und zum stofflichen Verband des Nebengesteins verlaufende Vererzungen bilden die dominierenden Gefügebilder. Wie in Abb. 15 zu sehen ist, können solche Erzgänge von jüngeren s-parallelen Zerscherungen erfaßt worden sein. Die hochtemperiert gebildete Zinkblende (reichlich FeS-Entmischungen) in den Gängen ist mechanisch intensiv beansprucht, was zur Ausbildung lamellarer, bisweilen gekrümmter Gleitzwillinge (Abb. 16) und Kataklase geführt hat. Neben diskordanter Vererzung konnten auch den stofflichen Inhomogenitätsflächen des Nebengesteins konkordant zwischengeschaltete, gemeinsam mit diesem flachwellig verbogene Erzmineralfeinlagen festgestellt werden (Abb. 17). Im Gegensatz zur diskordanten Erzmineralparagenese treten hier

17



Abb. 17.

Drei wellig verbogene, dunkle Erzfeinlagen, schicht- und schieferungskonkordant im Feldspatknotengneis.
Großanschiff, St. Christoph (Nr. 1).

reichlich Ilmenit, Rutil, Anatas, Graphit und kataklastischer Granat auf, der manchmal Sulfide als \pm führt. Es ergeben sich eindeutige Parallelen zur Cu-Fe-Mineralisation St. Christoph (1). Erz- und Nebengesteinsfeinlagen sind gemeinsam intensiv mechanisch beansprucht worden. Eine Auswahl solcher metamorpher Gefüge, die unter Einwirkung gerichteten Druckes entstanden sind, ist in Abb. 18 zu sehen. Sie sprechen eindeutig gegen eine postdeformative Vererzung und weisen darauf hin, daß es sich bei den feinschichtigen Erzkonzentrationen um den primären, prämetamorphen Metallinhalt handelt.

Knappen Tal (37)

Zwei Kilometer ENE von Nauders befinden sich auf 2100 m ü.d.M. im Knappen Tal – einem nach SE verlaufenden Seitengraben des Gamor Baches – verfallene Stollen und Haldenrest eines im Jahre 1807 (MUTSCHLECHNER, 1956) angelegten, jedoch erfolglosen Untersuchungsbaues.

○ Erzmineralparagenese

Zinkblende, Bleiglanz (Magnetkies, Pyrit, Kupferkies, \pm Markasit, \pm Fahlerz, \pm Arsenkies, \pm Covellin).

○ Lagerart

Calcit, Flußspat und Quarz. Flußspat- und Calcitgroßkörner, diese meist undulös und mit verbogenen Zwillingslamellen, sind zu s-parallelen, linsigen Körpern ausgewalzt und umgeben von feinkörnig-rekristallisierten Kornaggregaten (Abb. 19).

○ Nebengestein

Mylonitisierter, NNE-SSW-streichender, flach nach E einfallender Gneis (Sc, Quz, sericitisierte Feldspäte, Chl, Rut, Ant, \pm Mu, \pm Ep, \pm Bi und Graphit) im Hangenden einer tektonisch eingeschuppten Trias-dolomitlinse (HAMMER, 1915). Der Graphit tritt so-

18



Abb. 18.

Symmetriologisch mit dem Nebengestein (grau) durchbewegtes Zn-Pb-Erzmineralaggregat. Zinkblende (weißgrau) umfließt einen linsig ausgewalzten Nebengesteinshärtling, der primär von Sulfiden durchstäubt ist. In der Bildmitte ist ein Stauchwirbel zu erkennen. Zinkblende mit feinlaminaren, s-parallel eingeregelten Nebengesteinsanteilen (untere Bildhälfte) ist zerbrochen, die Sprünge sind mit Gangartmineralien verheilt. Bleiglanz erscheint weiß.

Poliertter Anschiff, St. Christoph (Nr. 1).

Nicols ||, Marke = 1,0 mm.

19



Abb. 19.
Gefälteltes Zinkblendeerz. Zinkblende als einziges Erzmineral erscheint weiß. Große, zwillingslamellierte Calcit- (licht- bis hellgrau) und Flußpatkörner (dunkel- bis schwarzgrau) sind streifig ausgewalzt, mitgefaltet und randlich rekristallisiert.
Polierter Anschliff, Knappen Tal (Nr. 37).
Nicol's ||, Marke = 1,0 mm.

20

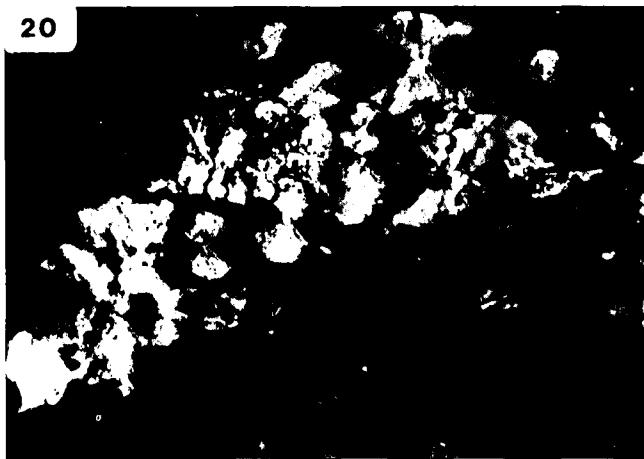


Abb. 20.
Kugelige, radialstrahlige Graphitaggregate mit Bleiglanz (weiß) und Anatase (lichtgrau).
Polierter Anschliff, Knappen Tal (Nr. 37).
Nicol's ||, Marke = 0,1 mm.

wohl mit tafeligem Habitus auf, als auch in Form radialstrahliger, zu kugeligen Aggregaten (Abb. 20) angeordneter Blättchen. Nach RAMDOHR (1975) handelt es sich dabei um Hochtemperaturbildungen. Auch PAGEL (1975) beschreibt aus der Pb-Zn-Lagerstätte Schneeberg „Kugelgraphite“ und deutet sie als jüngere Bildungen im Gegensatz zu tafelig ausgebildeten primären Graphiten.

○ Erzgefüge

Aus den Makro- und Mikrogefügen (Abb. 19) läßt sich ableiten, daß Erz und Erzträgergestein gleichzeitig mit der selben Intensität deformiert worden

sind. Sehr selten sind nicht oder nur schwach deformierte Parallelgefüge (Abb. 21) zu beobachten, bei denen es sich um Primärstrukturen handeln könnte. Die Zinkblende führt reichlich FeS-Entmischungen und weist damit auf hochtemperierte Bildungsbedingungen hin, die mit den T-Bedingungen

21



Abb. 21.
Inhomogen-feinlagig verteilte Zinkblende (grauweiß) in einem sericitisierten Gneis. Feine Zerrklüftchen sind mit Calcit verheitet.
Polierter Anschliff, Knappen Tal (Nr. 37).
Nicol's ||, Marke = 1,0 mm.

der variszischen Metamorphose des Nebengesteins übereinstimmen.

Arsangsbach (39)

STOTTER (1859) erwähnt vom Zelletsbach – ident mit dem Arsangsbach – einen Schurfversuch auf Bleiglanz und Pyrit.

Kompatsch (41)

In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) ist E von Kompatsch eine Bleiglanzmineralisation eingetragen. Hier soll mit einem Stollen 1800 m ü.d.M. ein Schurfversuch auf Bleiglanz und Fahlerz im quarzitischen Paragneis erfolgt sein (SENGER, 1840; STOTTER, 1859; MATTHIAS, 1961).

Knappenkar (42)

Auf dem Weg vom Mataunboden im Saletztal auf den Großen Schafkopf (2998 m) trifft man im Bereich des sogenannten Knappenkares in einer Höhe von 2750 m ü.d.M. auf ausgedehnte Halden, verbrochene Stollen und Reste von Knappenhütten. Das hier gewonnene Erz soll in der Umgebung der Nauderer Skihütte eingeschmolzen worden sein (MUTSCHLECHNER, 1956).

○ Erzmineralparagenese

Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz (Pyrit, ± Magnetkies, ± Fahlerz, ± Arsenkies, ± Covellin).

○ Lagerart

Quarz, Calcit, Fe-Dolomit ($n_w = 1,686-1,715$). Auch der Calcit dieses Vorkommens ist Fe-hälig (Blaufärbung durch Kaliumhexacyanoferratlösung). Seine Brechungsindizes für n_w schwanken zwischen 1,568 und 1,666. Sämtliche Lagerartminerale sind mechanisch stark beansprucht. Große, linsenförmige Calcitkristalle löschen undulös aus, sind teilweise zwillingslamelliert und werden von einem feinkörnigen, granoblastischen Rekristallisationsaggregat umgeben (Abb. 22).

○ Nebengestein

Der im Nahbereich dieses Vorkommens anstehende, NE-SW-streichende und mehr oder weniger saiger stehende Schiefergneis, dem s-parallel Biotitschieferlagen zwischengeschaltet sind, lässt keine Erzmineralisation erkennen. Bei den erzführenden Haldenstücken handelt es sich um phyllonisierten Schiefergneis (Qz, Sc, ± Chl, ± Plag [serizitisiert], ± Rut, ± Ant) mit etwas Graphit. Quarz ist undulös und teilweise rekristallisiert.

22



Abb. 22.

Mikrobild aus dem Zinkblendeophyllonit der Abb. 23, in dem die starke Durchbewegung und weitgehende Rekristallisation von Calcit (licht- bis schwärzlich grau) sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Zinkblende erscheint weiß bis grau-weiß.

Poliertes Poliertes Anschliff, Knappenkar (Nr. 42). Nicols x, Marke = 1,0 mm.

○ Erzgefüge

Die Zinkblende ist gemeinsam mit den Lagerartmineralen und dem Nebengestein extrem durchbewegt und gefältelt, so daß die Bezeichnung Zinkblendeophyllonit (Abb. 23) berechtigt ist. Der Kupferkies, welcher bisweilen auch in s-parallelen Erzfeinlagen angereichert sein kann, in denen Zinkblende mengenmäßig zurücktritt, liefert mit oleanderblattförmigen α - β -Umwandlungslamellen Hinweise auf variszische Metamorphosebedingungen. In der Zinkblende fehlen jedoch die für andere Zn-Vorkommen im Stubai-Ötztal- und Silvrettakristallin typischen FeS-Entmischungen. Auf diesen Umstand wird später noch eingegangen.

23



Abb. 23.
Zinkblendeophyllonit.
Großanschliff, Knappenkar (Nr. 42).

Arzkopf (43)

Am W-Hang des Nauderer Tscheytales sind NE vom Arzkopf (2787 m) in 2550 m ü.d.M. ausgedehnte Halden, verfallene Stollen und Reste von Knappenhütten zu finden. In der Geognostischen Karte von Tirol (1849) wird auf einen aufgelassenen Fahlerzbergbau hingewiesen und STOTTER (1895) erwähnt Schurfversuche auf Fahlerz und Kupferkies bei der Schafalpe. Die Verhüttung dieser Pb-reichen Erze, die angeblich bis 0,6 % Ag enthalten haben sollen, erfolgte in Pfunds (MUTSCHLECHNER, 1956).

○ Erzmineralparagenese

Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit (Zinkblende, ± Fahlerz, ± Boulangerit, ± Bouronit, ± Magnetkies, ± Marmatit, ± Covellin).

○ Gangart

Quarz, grobspätiger Dolomit bis Ankerit ($n_w = 1,755-1,815$) und mengenmäßig stark zurücktretend auch etwas Calcit. Die Gangartminerale sind stark deformiert, löschen undulös aus oder sind rekristallisiert.

○ Nebengestein

Phyllonitisierter, NE-SW-streichender, mit 50°–60° nach NW einfallender Schiefergneis (Qz, Sc, Plag [saussuritisiert], Mu, Rut, Ant, ± Chl, ± Bi [chloritisiert] und Graphit) mit s-konkordanten Biotitschieferlagen.

○ Erzgefüge

Der zu großen Aggregaten sammelkristallisierte Bleiglanz hat sowohl Nebengesteinsanteile als auch Minerale der Erzparagenese eingeschlossen: trop-

fenförmig und tafelig ausgebildeten Boulangerit, der manchmal als Folge einer postkristallinen, mechanischen Beanspruchung undulös auslöscht; idiomorphe nicht katastatische, isogenetische Pyritkriställchen, die ihrerseits Bleiglanz sogar zonar umwachsen haben; unregelmäßig geformte Erzmineralaggregate, die aus Kupferkies-Boulangerit-Myrmekiten mit Zinkblende, Fahlerz und Bournonit bestehen. Der relikthaft erhaltene Hochtemperatur-Kupferkies weist auf hohe, mit der variszischen Metamorphose des Nebengesteins übereinstimmende, T-Bedingungen hin.

Tscheyjoch (45)

E von Nauders am SW-Abhang zwischen Tscheyjoch (2600 m) und Gueser Kopf (2740 m), sind auf 2550 m ü.d.M. eine Halde mit einem verbrochenen Stollen und Reste einer Knappenhütte zu finden.

- Erzmineralparagenese
Bleiglanz, Zinkblende (Kupferkies, Pyrit, Magnetkies, ±Fahlerz, ±Covellin).
- Gangart
Quarz, grobspätiger Fe-Dolomit bis Ankerit ($n_w = 1,686-1,715$) und sehr wenig Calcit.
- Nebengestein
Rutil-, Anatas- und Graphit-reicher Schiefergneis, der dem Nebengestein der Vorkommen 42 und 43 entspricht, gleichfalls NE-SW streicht, jedoch steil nach NW einfällt. Außer tafelig ausgebildetem, s-parallel eingeregeltem und postkristallin deformiertem Graphit konnten hier auch wieder kugelige Graphitaggregate beobachtet werden.

Erzgefüge

Das Nebengestein und die Gangart wird intergranular und entlang von katastatischen Rissen oder die Karbonate auch entlang ihrer Spaltbarkeit durch Bleiglanz „verdrängt“. Zinkblende, die auf mechanische Beanspruchung weniger plastisch reagiert als Bleiglanz ist weitgehend zerbrochen und rekristallisiert. Die Korngrenzen dieser Rekristallisationsaggregate werden von submikroskopisch feinen, an die Intergranulare ausgewanderten Magnetkieskriställchen verdeutlicht. Häufig ist die Zinkblende auch verwachsen mit unregelmäßig geformten lappigen Kupferkies-Magnetkies-Aggregaten, bei denen es sich um sammelkristallisierte Entmischungen handeln könnte. Der Kupferkies weist dort, wo er als „selbständiges“ Mineral auftritt, mit lanzettförmigen α - β -Umwandlungslamellen auf hohe Umbildungstemperaturen hin, die mit den T-Bedingungen der variszischen Metamorphose übereinstimmen und postvariszisch nicht nachgewiesen sind.

Sattelalpe (49)

W von der Sattelalpe im Pfundser Tscheytal befindet sich auf 1835 m Höhe orographisch links vom Rauchtalbachl ein verbrochener Stollen mit einer stark bewachsenen Halde. STOTTER (1859) beschreibt einen Schurfversuch auf „Bleiglanz mit Kupferkies im Rauchthal“.

- Erzmineralparagenese
Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Magnetkies, Arsenkies (Kupferkies, ±Markasit).
- Lagerart
Quarz, Calcit und Flußpat sind deformiert und mechanisch stark beansprucht. An größeren Quarzen und Calciten ist Undulation festzustellen. Bisweilen

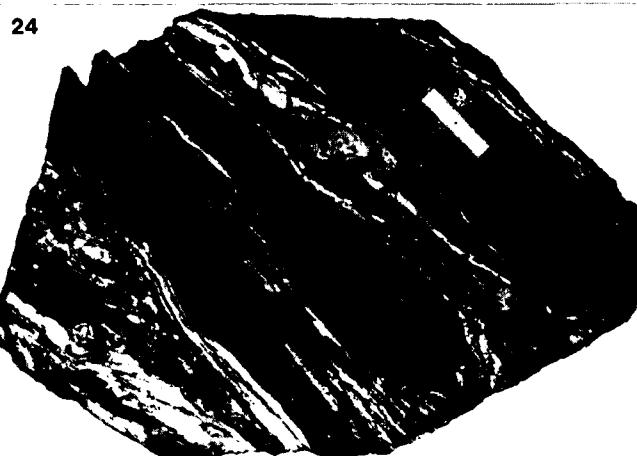


Abb. 24.

Stark durchbewegtes Erz mit Scherfaltenbildung und Schaftnerverdickung. Calcit und Flußpat sind grauweiß bis weiß, Quarz licht- bis hellgrau und Erzminerale grau bis schwarz gefärbt.
Großanschiff, Sattelalpe (Nr. 49).

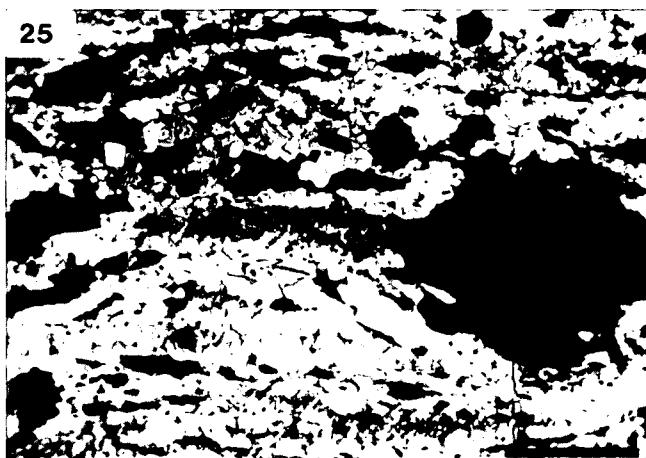


Abb. 25.

Postdeformativ rekristallisiertes granoblastisches Magnetkiesaggregat mit 120°-Tripelpunkten. Magnetkies (graumweiß) ist teilweise entlang der Spaltbarkeit umgewandelt zu „grauem Zwischenprodukt“. Pyrit erscheint weiß, Zinkblende grau und Gangart schwarz.
Polierter Anschiff, Sattelalpe (Nr. 49).
Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,1 mm.

sind im nicht rekristallisierten Calcit Translationslamellen (Zwillingsleitung in „e“) festzustellen, wobei der Zergleitungsbeitrag an der stufenförmigen Konturierung einzelner Lamellen bzw. Lamellenscharen zu erkennen ist. Auch gekrümmte Zwillingslamellen als Folge nicht affiner Zerscherungen können beobachtet werden. Quarz und vor allem Flußpat bilden mit rekristallisierten, in „s“ gelängten Kleinkörnern ein geregeltes Gefüge ab.

- Nebengestein
Mylonitischer, retrograd umgewandelter Schiefergneis (Qz, Sc, Plag, ±Rut, ±Ant, ±Mu und Graphit).
- Erzgefüge
Wie in der Abbildung 24 deutlich zu erkennen ist, sind die Erze enorm stark durchbewegt und zerstört. Auch im Mikrogefüge sind die Folgen dieser mechanischen Beanspruchung – ausgenommen in postdeformativen Rekristallisationsaggregaten (Abb. 25) – überall deutlich sichtbar. Sogenannte harte Erzminerale (Pyrit, Arsenkies und untergeord-

26

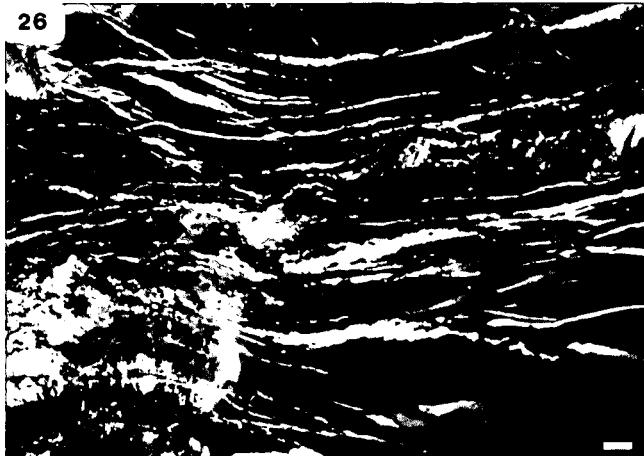


Abb. 26.

Undulöser Magnetkies mit gekrümmten Zerknitterungslamellen und beginnender Rekristallisation.
Polierter Anschliff, Sattelalpe (Nr. 49).
Ölimmersion, Nicols +, Marke = 0,1 mm.

27



Abb. 27.

Feinlagiges, verschiefertes Zinkblendeerz mit runden bis ovalen Pyrit- (weiß), Quarz- und Calcitkörnern (grau). Flußspat erscheint dunkelgrau.
Polierter Anschliff, Sattelalpe (Nr. 49).
Nicols ||, Marke = 1,0 mm.

net auch Zinkblende) sind rupturell deformiert. Magnetkies, welcher nicht rekristallisiert ist, löscht meist undulös aus und reagierte auf postkristalline Korndeformationen mit der Bildung gekrümmter Druckzwillinglamellen (Abb. 26), die bisweilen auch in Zinkblende zu sehen sind. Mitunter sind die Erze feinlagig angereichert (Abb. 27). Die Paralleltexturen biegen um linsig ausgewalzte Gangart- und Nebengesteinsaggregate sowie um kataklastische Härtlinie herum, es entstehen Druckschatten und Stauchungswirbel (Abb. 28). Dies sind alles Beispiele, die eindeutig gegen eine postkinematische Platznahme der Sulfide sprechen. Die massenhaft zu beobachtenden Magnetkiesentmischungen in der

Zinkblende und die allerdings seltner feststellbaren α - β -Umwandlungslamellen im Kupferkies belegen eine Hochtemperaturparagenese, welche den im Nebengestein nachgewiesenen variszischen Metamorphosebedingungen entspricht. Wie in der Abbildung 29 zum Ausdruck kommt, sind die aus der Zinkblende entmischten Magnetkieskörper zu s-parallelén Schnüren, die gleich wie die Drucklamellen im selbständigen Magnetkies (Abb. 26) flachwellig verbogen sind, geordnet und lassen erkennen, daß eine bereits entmischte Zinkblende bei Temperaturen deformed wurde, die für eine neuerliche Mischkristallbildung nicht hoch genug waren.

28

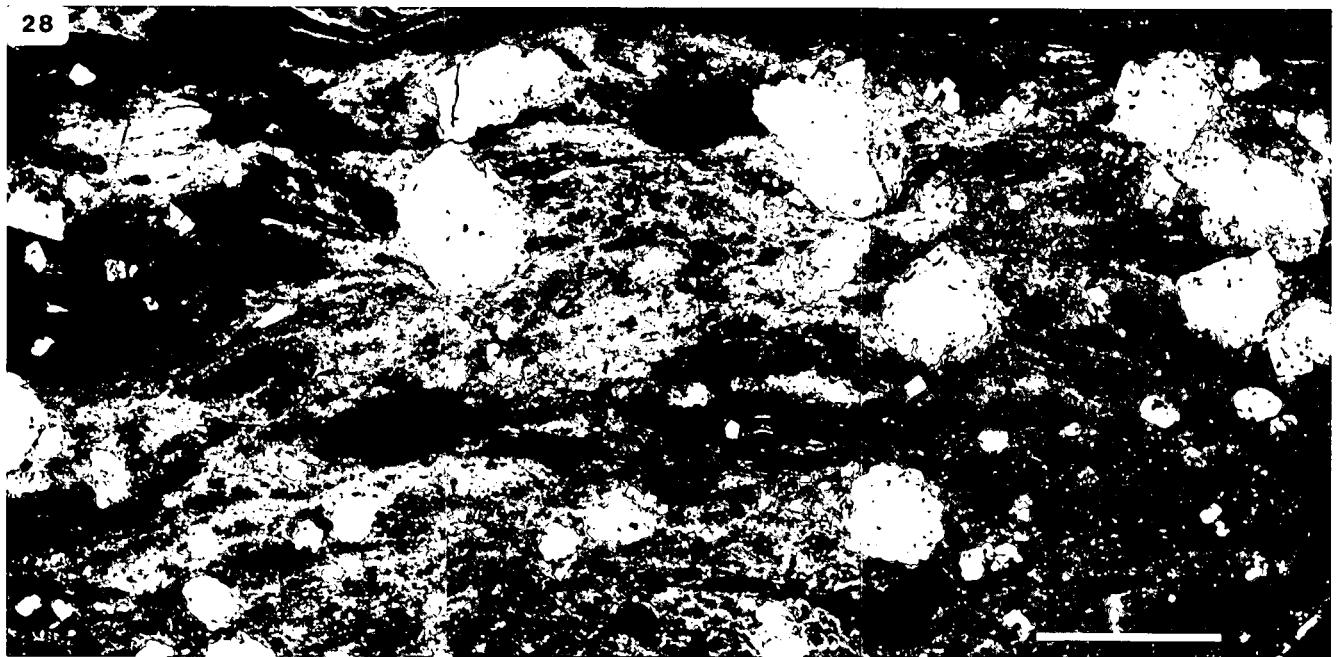


Abb. 28.

Um kataklastische Pyritporphyroblasten mit einem Porphyroblastensieb schmiegen sich teilbeweglichere Erz- und Nebengesteinskomponenten mit gekrümmten Gefügen druckschattenbildend an. Oberhalb der Marke ist ein Stauchwirbel zu sehen.
Polierter Anschliff, Sattelalpe (Nr. 49).
Nicols ||, Marke = 1,0 mm.

29

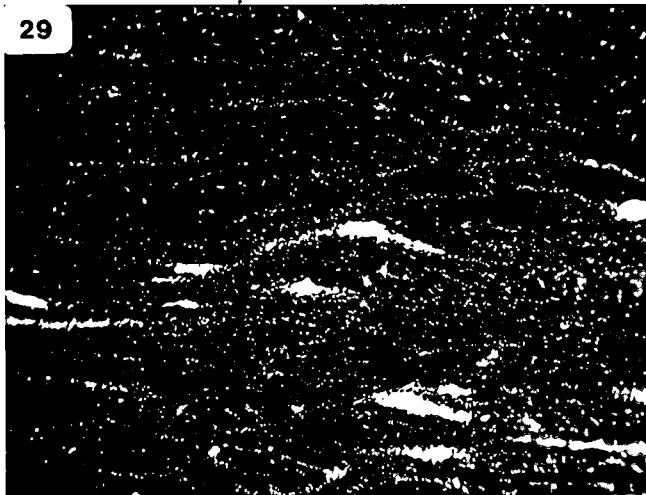


Abb. 29.
Postkristallin deformierte Zinkblende, durch Innenreflexe aufgehellt. Die entmischten Magnetkieskörper (weiß) sind zu flachwellig verbogenen „Perlschnüren“ angeordnet.
Polierter Anschliff, Sattelalpe (Nr. 49).
Ölimmersion, Nicols x, Marke = 0,1 mm.

30

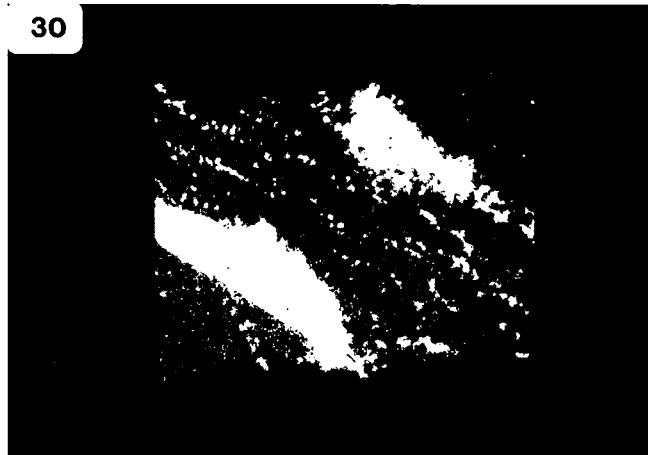


Abb. 30.
Verteilungsaufnahme von Eisen (Fe K_α) der Zinkblende von Abb. 29.

○ Erzgefüge

Hochtemperierte Erzimprägnation in einem etwa 2 m mächtigen, pegmatitischen Quarzlagergang.

Tösens (54)

Vom früher einmal bedeutenden und ausgedehnten Bergbaugebiet 9 km SE der Ortschaft Tösens im Oberinntal sind noch eine Reihe von Stollen, Halden und verfallene Knappenhäuser im Platzer und Bergler Tal sowie die eindrucksvolle Ruine der Erzaufbereitung im Platzer Tal erhalten. Nach MUTSCHLECHNER (1956) erfolgte ein erste Belehnung schon im Jahre 1539. Bis ins Jahr 1610 wurde im Bergler Tal silberreicher Bleiglanz gewonnen. Dann wurden, vermutlich wegen des Vordringens der Gletscher die Arbeiten eingestellt. Erst im Jahre 1888 wurde der Bergbau erfolgreich gewältigt und war bis 1910 in Betrieb. Von 1896 bis 1904 wurden insgesamt 600 Tonnen Bleiglanzkonzentrat mit durchschnittlich 1100 ppm Ag gefördert (MUTSCHLECH-

31

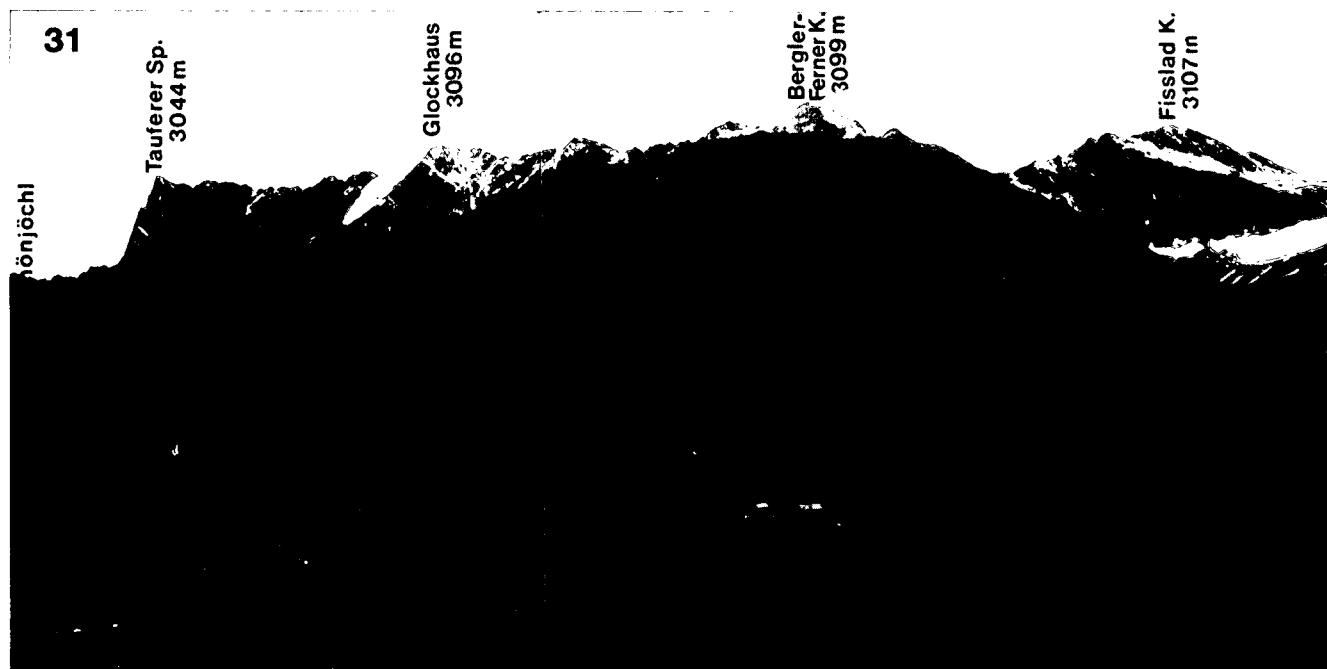


Abb. 31.
Bergbau Tösens.
+ = Granitgneis, Δ = Diabas.

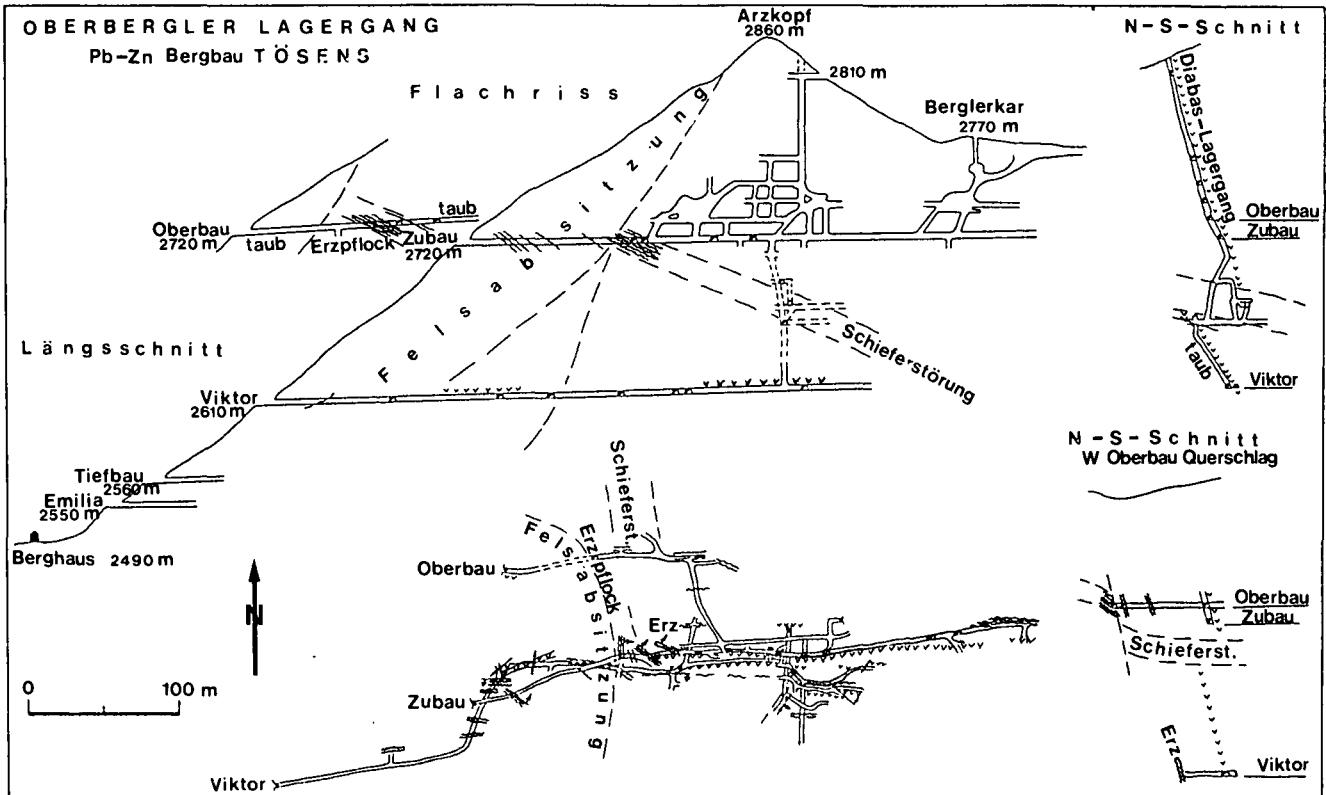


Abb. 32.
Grubenplan vom Oberbergler Lagergang, modifiziert nach HIESSLEITNER & CLAR (1950).

NER, 1956). 1923 und 1924 unternahm die Gewerkschaft Rotenstein einen erfolglosen Versuch, den Bergbau wiederzubeleben. 1950 wurde von der Bleiberger Bergwerks-Union der Bergbau provisorisch instand gesetzt, und die untertägigen Ausfahrungen sowie ober-tätige Erzausbisse von HIESSLEITNER & CLAR aufgenommen und kartiert. Die gewinnbaren Vorräte wurden auf 1,5 Mio. Tonnen geschätzt (MUTSCHLECHNER, 1956). Im Sommer 1952 wurden die Arbeiten jedoch endgültig eingestellt.

Von der vertallenen Erzaufbereitung führt am E-Hang des Platzer Tales ein Steig zu den Knappenhütten (2490 m). Darüber folgen bis knapp unterhalb des Arz-

kopfes zahlreiche Einbauten (Abb. 31, 32). Im Bergler Kar sind noch zwei verfallene Schachtanlagen zu finden. Mit diesen untertägigen Ausfahrungen wurde die Erzmineralisation des sogenannten „Oberbergler Ganges“ ausgerichtet, die obertätig am W-Abhang zwischen Glockhaus (3101 m) und Bergler-Ferner Kopf (3099 m) an mehreren Stellen noch ausbeißt. In der streichenden Verlängerung nach W befindet sich das Vorkommen am Hochjoch (Nr. 51). Somit ergibt sich eine E-W-Erstreckung des „Oberbergler Ganges“ von rund 3,5 km. 400 m nördlich von diesem trifft man in 2610 m ü.d.M. im Bergler Tal auf zwei verfallene Stollen mit Halden. Hier wurden Zn-Pb-Erze des sogenann-

33



Abb. 33.
Pyrargyrit (hellgrau) mit Lichtätzung entlang von Schleifkratzern ist umgeben von nicht zerkratzten Freibergitkörnern (= 4, 5; Diagramm 10). Bleiglanz (grau-weiß) ist zerkratzt. Quarz erscheint schwarz.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54). Öllimmersion, Nicols ||, Marke = 0,01 mm.

34

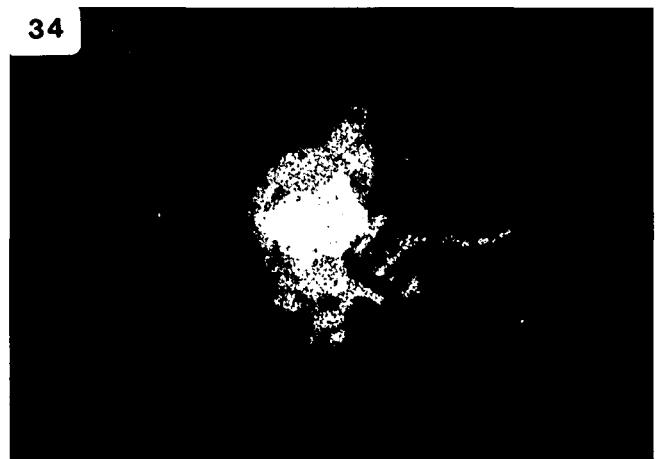


Abb. 34.
Silberverteilung (Ag K_a) im Erzmineralaggregat der Abb. 33. Bleiglanz erscheint silberfrei.

35

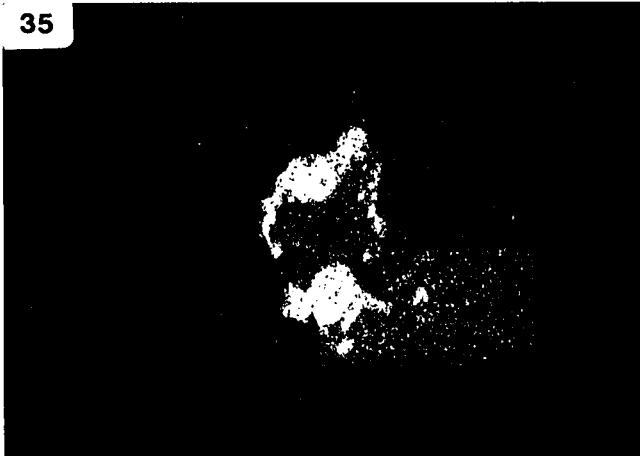


Abb. 35.
Konzentrations-Verteilungsaufnahme von Kupfer (Cu K_α) im Erzmineralaggregat der Abb. 33.

ten „Unterbergler Ganges“ abgebaut. Vom Platzer Tal aus wurde ein erfolgloser Versuch unternommen, mit dem „Schönjöchl“-Stollen diese Metallanreicherung aufzuschließen, die sich nach E durch die Vorkommen Tauferer Spitz (Nr. 55), Sudleskopf (Nr. 56) und Versetz (Nr. 57) noch etwa 6 km weit verfolgen lässt.

○ Erzmineralparagenese

Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit, Kupferkies (Arsenkies,

36

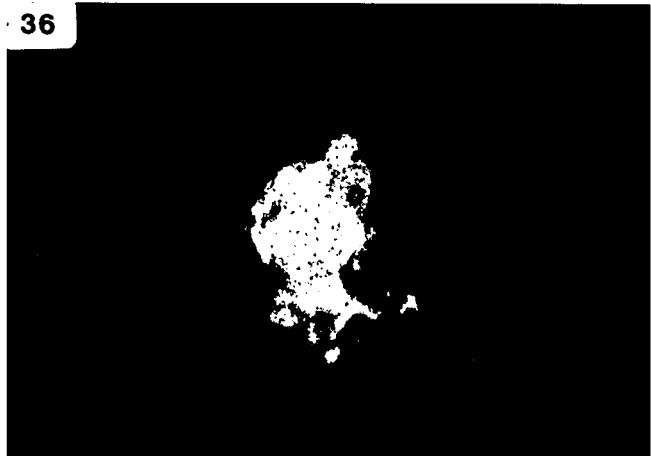


Abb. 36.
Verteilungsaufnahme von Antimon (Sb K_α) im Erzmineralaggregat der Abb. 33. Der Sb-Gehalt im Pyrargyrit und Freiberger ist etwa gleich hoch.

Magnetkies, \pm Fahlerz, \pm Boulangerit, \pm Jamesonit, \pm Bournonit, \pm Pyrargyrit, \pm Markasit, \pm Ullmannit, \pm Kobaltglanz, \pm Covellin, \pm Digenit). FRIEDRICH (1953) beschreibt noch Antimonit und Gudmundit. Obwohl der Bleiglanz von Tösens zum Teil sehr hohe Ag-Gehalte (bis 5000 ppm nach HIESSLEITNER & CLAR, 1950, bzw. bis 1 % nach SCHROLL, 1954) aufweist, konnte bis jetzt kein selbständiges Silbermi-

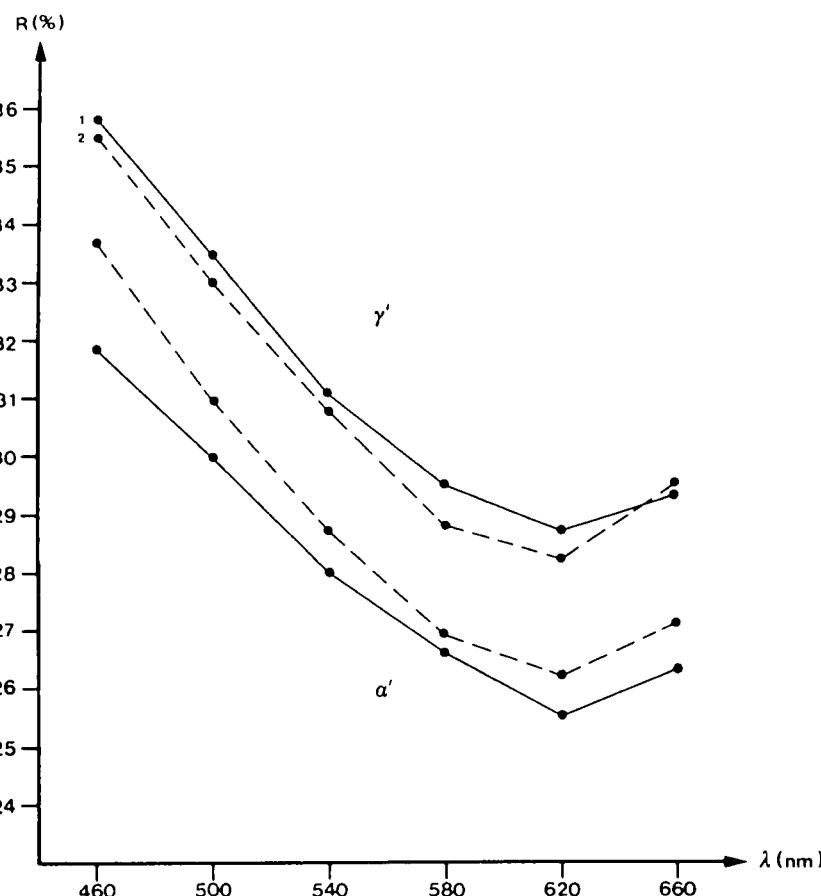


Diagramm 9.
Reflexionskurven und -werte von Rotgürtigerz.
 α' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.
2 = Korn der Abb. 33.
Reichert-Univar-Mikrospektrophotometer.
Objektiv: Planachromat 50x/0,70.
Meßfelddurchmesser: 0,008 mm.
Standard: WTiC.

460 nm	35,8-31,9%	35,5-33,7%
500 nm	33,5-30,0%	33,0-31,0%
540 nm	31,1-28,0%	30,8-28,7%
580 nm	29,5-26,6%	28,8-26,9%
620 nm	28,7-25,5%	28,2-26,2%
660 nm	29,3-26,3%	29,5-27,1%

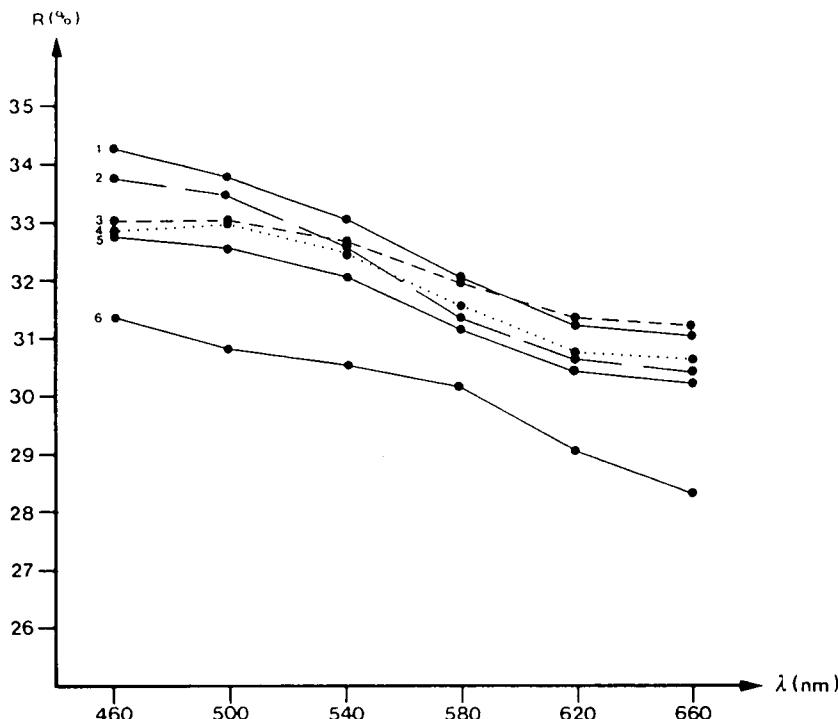


Diagramm 10.
Reflexionskurven und -werte von Ag-reichen Sb-Fahlerzen.
1–5 = Freibergerit; 4,5 = Freibergerit der Abb. 33; 6 = Ag-hältiger Tetraedrit.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 50x/0,70.
Meßfelddurchmesser: 0,008 mm.
Standard: WTiC.

460 nm	34,2%	33,7%	33,0%	32,8%	32,7%	31,3%
500 nm	33,7%	33,4%	33,0%	32,9%	32,5%	30,8%
540 nm	33,0%	32,5%	32,6%	32,4%	32,0%	30,5%
580 nm	32,0%	31,3%	31,9%	31,5%	31,1%	30,1%
620 nm	31,2%	30,6%	31,3%	30,7%	30,4%	29,0%
660 nm	31,0%	30,4%	31,2%	30,6%	30,2%	28,3%

neral nachgewiesen werden, so wie dies FÖRSTER (1963), BRIGO (1965) und PAGEL (1975) in der paragenetisch vergleichbaren Zn-Pb-Lagerstätte Schneeberg, Südtirol, möglich war. Im Rahmen ausgedehnter auflichtmikroskopischer Studien fielen je-

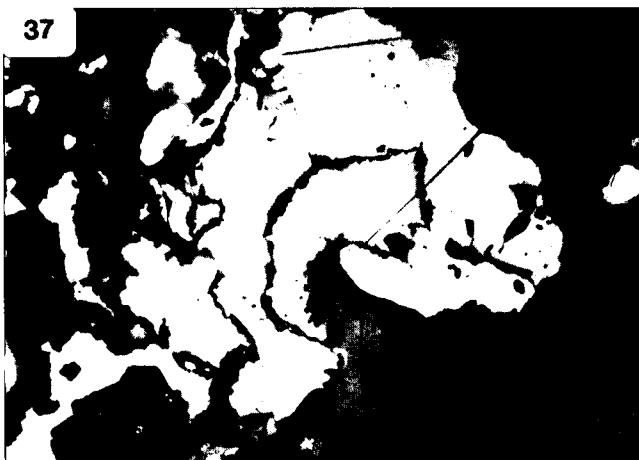


Abb. 37.
Konzentrisch-schalige Erzaggregate. Die Kerne bestehen aus Kupferkies (graumeliert bzw. schwarz in Abb. 38). Daraan schließt ein dunklerer, dünner Bleiglanzaum (lichtgrau bzw. weiß in Abb. 38) an. Nach außen folgt Freibergerit (grau), welcher von einem breiten Boulangeritring umgeben ist. Im Boulangerit, der auf Grund unterschiedlicher optischer Orientierung der einzelnen Körner auch verschiedene Farbschattierungen von grau bis weiß aufweist, fällt ein zwillingsslamelliertes Jamesonitkorn in dem hier gerade grauen Boulangeritfeld auf. Die quarzitische Gangart ist durch Innenreflexe aufgehellt. Polierter Anschliff, Tönsens (Nr. 54). Nicols x, Marke = 0,01 mm.



Abb. 38.
In dieser BSE-Aufnahme kommen die verschiedenen Mineralphasen der Abb. 37 sehr gut zur Geltung. Am hellsten erscheint Bleiglanz, graumeliert Boulangerit und etwas dunkler als dieser Jamesonit. Freibergerit ist grau und der zentrale Kupferkies schwarz.

doch einzelne mit Bleiglanz, Fahlerz und Kupferkies auftretende Körner durch ihre blutroten Innenreflexe sowie ihre blaugraue Reflexionsfarbe auf (Abb. 33). Die Reflexionswerte und die daraus sich ergebenden Kurven (Diagramm 9) stimmen mit den Referenzspektren für Pyrargyrit (PICOT & JOHAN, 1977; TARKIAN, 1981; CRIDDLE & STANLEY, 1986) überein. Energiedispersive Röntgenmikroanalysen ergeben die Elemente Ag, Sb und S (Abb. 34, 35, 36). Neben dem eher selten vertretenen Pyrargyrit ist vor allem Sb-Fahlerz als Silberträger verbreitet (Abb. 33 bis

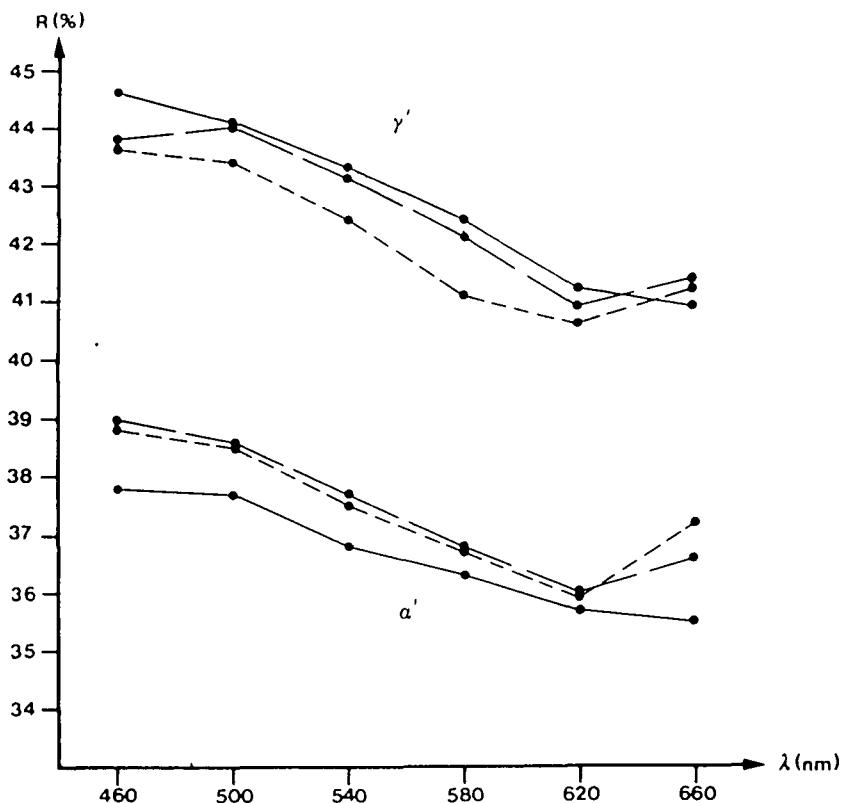


Diagramm 11.
Reflexionskurven und -werte von 4 Boulangeritkörnern.
 α' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 50x/0,70.
Meßfelddurchmesser: 0,0008 mm.
Standard: WTiC.

460 nm	39,0 - 43,8 %	38,8 - 43,6 %	37,8 - 44,6 %
500 nm	38,6 - 44,0 %	38,5 - 43,4 %	37,7 - 44,1 %
540 nm	37,7 - 43,1 %	37,5 - 42,4 %	36,8 - 43,3 %
580 nm	36,8 - 42,1 %	36,7 - 41,1 %	36,3 - 42,4 %
620 nm	36,0 - 40,9 %	35,9 - 40,6 %	35,7 - 41,2 %
660 nm	36,6 - 41,4 %	37,2 - 41,2 %	35,5 - 40,9 %

39). Bisweilen liegen die Ag-Gehalte über 20 %. Im Diagramm 10 ist der Verlauf einiger spektralen Reflexionsfunktionen von Ag-reichem Tetraedrit dargestellt, der in Übereinstimmung mit den Daten von CRIDDLE & STANLEY (1986) auf Grund seines hohen Reflexionsvermögens als Freibergerit zu bezeichnen ist.

Bei den häufig zu beobachtenden PbSb-Sulfosalzen, die entweder in Bleiglanz oder Gangartmineralen eingewachsen sind, oder gemeinsam mit bzw.



Abb. 39.
Silber-Verteilungsaufnahme (Ag K_α) im Erz der Ab. 37. Silber ist nur im Freibergerit, jedoch nicht im Bleiglanz nachzuweisen.

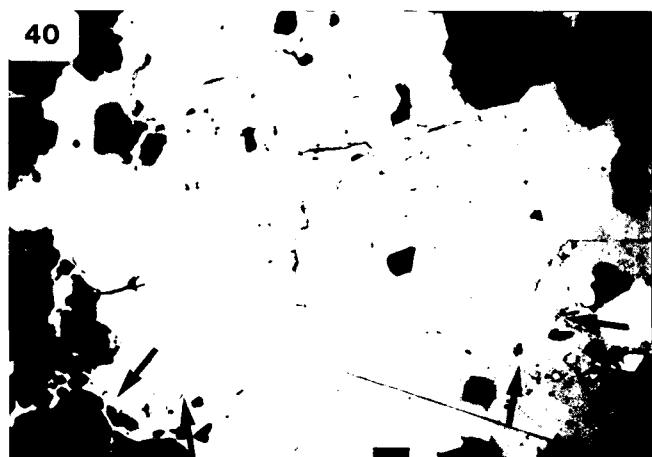


Abb. 40.
Ein großes Ullmannitkorn (weißgrau) mit angedeuteter kubischer Spaltbarkeit wird entlang von kataklastischen Sprüngen durch Bleiglanz (lichtgrau) „verdrängt“. Die Pfeile weisen auf Kobaltglanzkristallchen hin. Idiomorphe Quarze erscheinen schwarz.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,01 mm.

um Tetraedrit bis Freibergerit auftreten, handelt es sich um Boulangerit (Abb. 37, Diagramm 11). Bisweilen ist in solchen Boulangeritaggregaten auch Jamesonit an der für ihn typischen Zwillingslamellierung parallel der Längserstreckung der Kristalle zu erkennen (Abb. 37). Bournonit tritt mengenmäßig gegenüber Boulangerit zurück und wurde meist dort

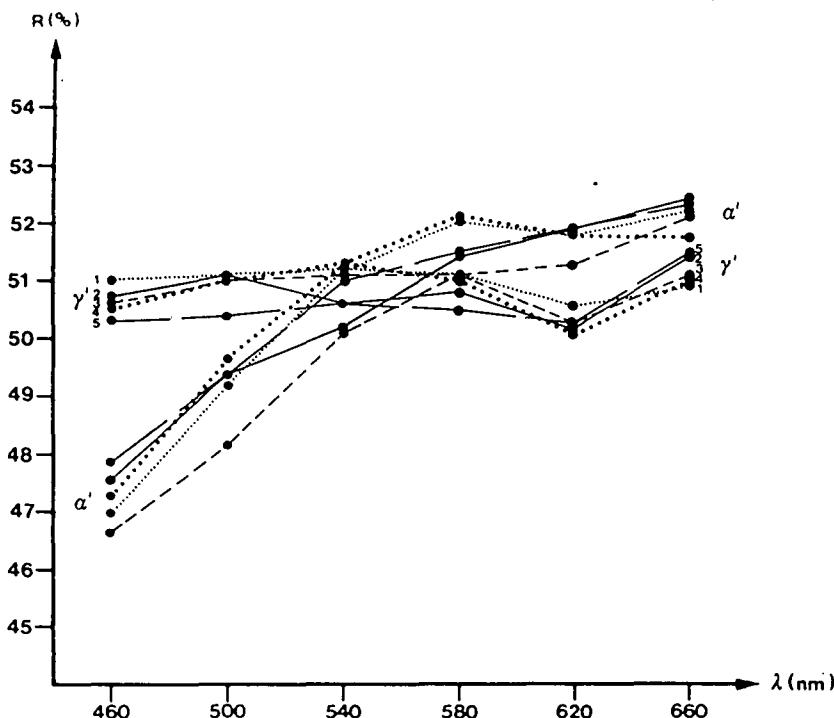


Diagramm 12.
Reflexionskurven und -werte von Arsenkies.
 a' = minimales RV %; γ' = maximales RV %.
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 50x/0,70.
Meßfelddurchmesser: 0,008 mm.
Standard: Carborund WTIC.

460 nm	¹ 47,4-51,0%	² 47,6-50,7%	³ 46,7-50,6%	⁴ 47,3-50,5%	⁵ 47,9-50,3%
500 nm	49,2-51,1%	49,4-51,1%	48,2-51,0%	49,7-51,0%	49,4-50,4%
540 nm	51,2-51,2%	50,2-50,6%	50,1-51,1%	51,3-51,3%	51,0-50,6%
580 nm	52,0-51,1%	51,4-50,8%	51,1-51,1%	52,1-51,0%	51,5-50,5%
620 nm	51,7-50,5%	51,8-50,1%	51,2-50,2%	51,7-50,0%	51,8-50,2%
660 nm	52,1-50,8%	52,3-51,3%	52,0-51,0%	51,7-50,9%	52,2-51,4%

beobachtet, wo PbSb-Sulfosalze mit Kupferkies verwachsen sind.

Gudmundit, die dem Arsenkies entsprechende Antimonverbindung, wurde von FRIEDRICH (1953) und MATTHIAS (1961) als spurenhafte Beimengung beschrieben, konnte von mir nicht nachgewiesen wer-

den. Bei sämtlichen, dem mikroskopischen Befund nach in Frage kommenden Körnern handelt es sich sowohl nach ihrem Reflexionsvermögen (Diagramm 12) als auch ihrem Mineralchemismus nach um Arsenkies.

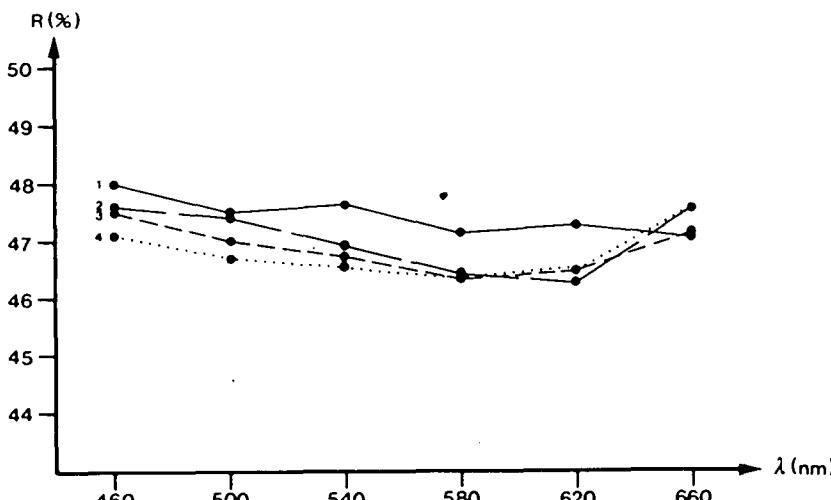


Diagramm 13.
Reflexionskurven und -werte von 4 Ullmannitkörnern.
1 = Ullmannit-Großkorn ($Ni_3S_2 + Co$) der Abb. 40;
2-4 = Ullmannit (Ni_3S_2) myrmekitisch mit Kupferkies verwachsen (Abb. 44).
Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer.
Objektiv: Planachromat 20x/0,40.
Meßfelddurchmesser: 0,003 mm.
Standard: WTIC.

460 nm	¹ 48,0 %	² 47,6 %	³ 47,5 %	⁴ 47,1 %
500 nm	47,5 %	47,4 %	47,0 %	46,7 %
540 nm	47,6 %	46,9 %	46,7 %	46,5 %
580 nm	47,1 %	46,4 %	46,3 %	46,3 %
620 nm	47,2 %	46,2 %	46,4 %	46,4 %
660 nm	47,0 %	47,5 %	47,1 %	47,5 %

41

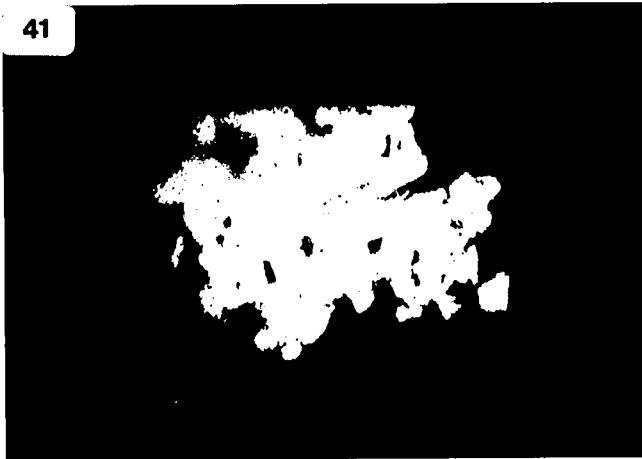


Abb. 41.
Antimonverteilung ($Sb\ K_{\alpha}$) im Erzmineralaggregat der Abb. 40.

42

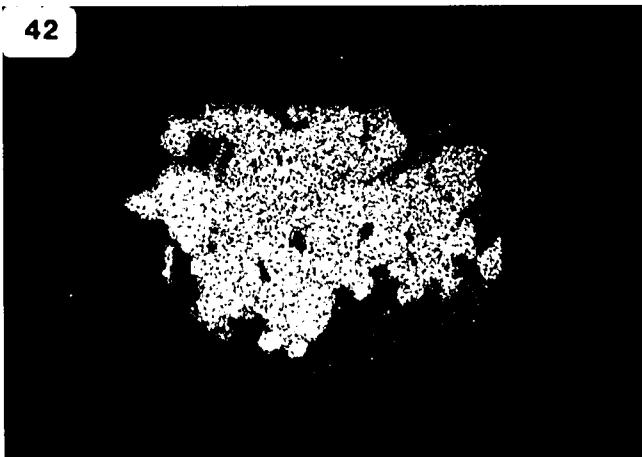


Abb. 42.
Verteilungsaufnahme von Nickel ($Ni\ K_{\alpha}$) im Erzmineralaggregat der Abb. 40.
Nickel ist inhomogen im Ullmannit verteilt.

43

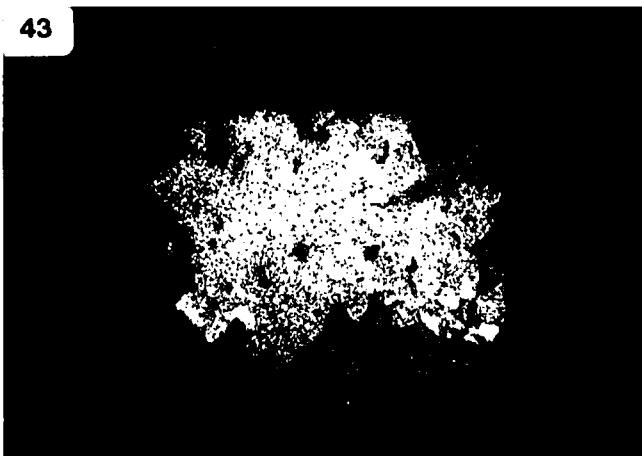


Abb. 43.
Konzentrations-Verteilungsaufnahme von Kobalt ($Co\ K_{\alpha}$) im Erzmineralaggregat der Abb. 40. Der Co-Gehalt hängt indirekt proportional von der Ni-Konzentration ab. In dieser Abbildung kommen auch die winzigen Kobaltglanz (Pfeile in Abb. 40) deutlich zur Geltung.

44



Abb. 44.
Ullmannit (graueweiß) mit Spaltrissen ist myrmekitisch mit Kupferkies (lichtgrau) und Zinkblende (dunkelgrau) verwachsen.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Nicolis ||, Marke = 0,1 mm.

An bis jetzt in der Erzparagenese von Tösens noch nicht bekannten Erzmineralen konnten außer Pyrargyrit und Freibergit noch Ullmannit und Kobaltglanz bestimmt werden. Ullmannit tritt als akzessorische Beimengung vereinzelt in bleiglanzreichen Abschnitten meist gemeinsam mit Kupferkies auf (Abb. 40 bis 44). Seine Vickershärte liegt bei einer Prüfkraft von 25 p zwischen 542 und 597 kp/mm². An größeren Körnern ist eine kubische Spaltbarkeit nach (100) deutlich ausgebildet. Da Ullmannit und Linneit bekanntlich nur sehr schwer auseinanderzuhalten sind, könnte es sich bei den von MATTHIAS (1961) als fraglich beschriebenen Linneiten tatsächlich um Ullmannit handeln. Durch Reflexionsmessungen war es mir möglich, Linneit mit Sicherheit auszuschließen und Ullmannit zu bestätigen. Im Diagramm 13 sind einige ausgewählte spektrale Reflexionskurven dargestellt, mit dem für Ullmannit typischen Verlauf; nämlich einer leichten Abnahme vom kurzwelligen zum langwelligen Bereich des reflektierten Lichtes und ab 620 nm wieder einem merkbaren Anstieg des Reflexionsvermögens. Bei den Mineralen der Linneitgruppe nimmt hingegen das Reflexionsvermögen von 460 nm bis 660 nm stetig zu (PICOT & JOHAN, 1977). Energiedispersive Röntgenmikroanalysen ergaben, daß Nickel bis zu ca. 30 % durch Kobalt ersetzt sein kann, wobei Ni und Co nicht homogen, sondern deutlich inhomogen im Ullmannit verteilt sind (Abb. 42, 43). Myrmekitisch mit Kupferkies verwachsener Ullmannit (Abb. 44) scheint hingegen Co-frei zu sein. Im Zuge dieser Untersuchungen wurden auch Fe-hältige Kobaltglanzkristallchen (Abb. 40, 43) nachgewiesen. Es handelt sich dabei um winzige isometrische, harte und isotrop erscheinende Körnchen, die gemeinsam mit Ullmannit auftreten.

○ Lagerart

Quarz, Fe-hältiger Dolomit bis Ankerit ($n_w = 1,686-1,720$) und mengenmäßig zurücktretend auch etwas Calcit. Sämtliche Lagerartminerale sind kräftig mechanisch beansprucht worden und zeigen da-

her häufig Undulation oder Rekristallisationsbildungen.

○ Nebengestein

Diaphthoritischer, grünlich-grauer Schiefergneis (Qz, Sc, Mu, \pm Plag, \pm Bi, \pm Chl, \pm Tur, \pm Monazit). Im Monazit ist der Gehalt an „Seltenen Erden“ dia- doch ersetzt durch Calcium, Thorium (Abb. 46) und Uran. Strahlungsbedingt kommt es in den Nachbar- mineralen zu Gitterstörungen und Ausbildung pleo- chroitischer Höfe (Abb. 45). Auffallend ist ein relativ hoher Rutil-, Anatas- und Graphitanteil im Schie- fergneis. Graphit tritt sowohl in tafeligen Kornfor- men (Abb. 51) als auch in kugeligen bzw. feinschuppigen (Abb. 54) Kornaggregaten auf. An die erzführenden Paragneise schließen im Norden und Süden strukturkonkordante zweiglimmige Augen- und Flasergneise und Muskovitgranitgneise an.

Den Para- und Orthogneisserien sind konkordant Diabaslagergänge und -linsen eingelagert (Abb. 31, 32). Der primäre Mineralbestand der dunkelgrünen, mittelkörnigen bis dichten und nicht geschiefer- ten Diabase ist weitgehend umgewandelt und zersetzt.

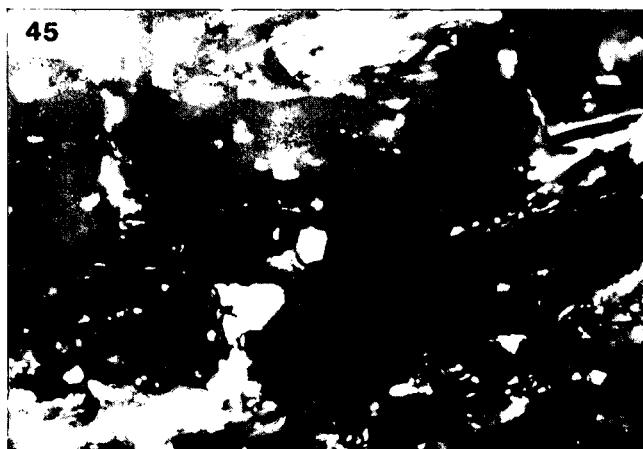


Abb. 45.
Zwei durch Innenreflexe teilweise aufgehelle Monazitkristalle sind umgeben von dunklen, pleochroitischen Höfen. Zinkblende ist weißgrau bzw. auf Grund ihrer Innenreflexe weiß aufgehellt. Quarz und Glimmertafeln sind hellgrau.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,01 mm.

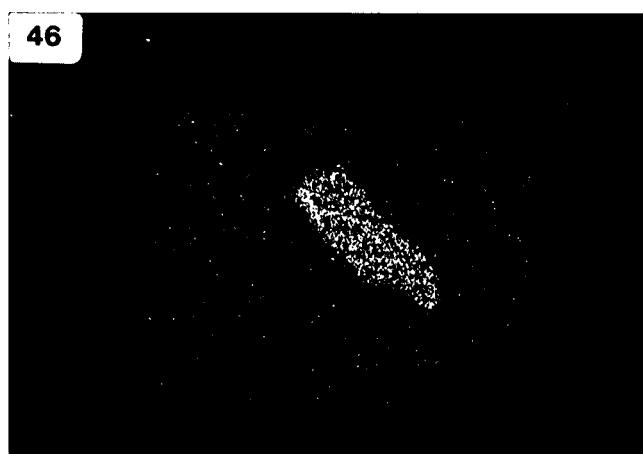


Abb. 46.
Verteilungsaufnahme von Thorium (Th K α) im rechten Monazitkorn der Abb. 45.



Abb. 47.
Hochtemperatur-Kupferkies mit lanzettförmigen Umwandlungslamellen. Der rechte Bildabschnitt wird von einem Kupferkieskorn eingenommen, in dem polysynthetische, tw. gekrümmte Druckwillingslamellen zu erkennen sind.
Quarz ist durch Innenreflexe aufgehellt.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Nicols +, Marke = 0,1 mm.

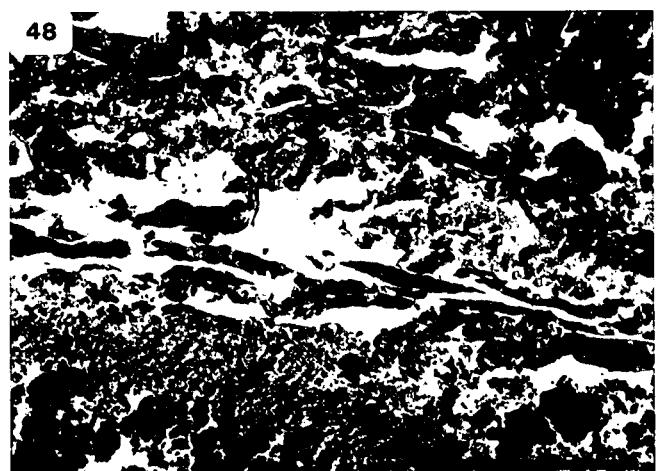


Abb. 48.
Erzmylonit mit Bleiglanz (weiß) und vorwiegend aus Quarz bestehenden Nebengesteinskomponenten (grau). Bleiglanz erfährt bei der Deformation eine stetige Teilbewegung, die zur Bildung von sogenanntem „Bleischweif“ führt. Auch die Nebengesteinsanteile sind in Bereichen intensiver mechanischer Beanspruchung durch postkristalline, translative Korndeformation ausgewalzt zu gelängten, linsenförmigen Kornaggregaten.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Nicols ||, Marke = 1,0 mm.

Die Paragenese besteht jetzt aus Epidot-Zoisit, Cal- cit, Palgioklas, Sericit, Biotit, Chlorit, Quarz, Titanit, körnigem Rutil und tafeligem „Leukoxen“, der sich unter dem Auflichtmikroskop als ein feinkörniges Rutil-Anatas-Mineralgemenge erweist. Die opaken Anteile wurden als Pyrit und untergeordnet auch Markasit bestimmt. Ilmenit konnte nicht festgestellt werden, was sich mit den Beobachtungen von RAMMLMAIR (1980) deckt. Vereinzelt auftretende Augitporphyroblasten sind zur Gänze pseudomorph umgewandelt zu farblosem Aktinolith. Bisweilen noch erhaltene Plagioklasleisten zeigen einen saus-

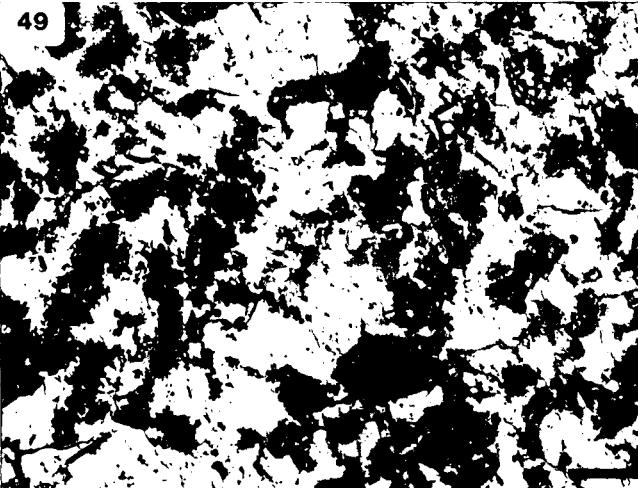


Abb. 49.
Erzbreccie mit Zinkblende (weißgrau) und erzführenden Nebengesteinsbruchstücken (grau). Vereinzelt sind verbogene Glimmerblättchen zu sehen. Pyritdioblasten erscheinen weiß. Zinkblende reagiert auf die postkristalline, mechanische Beanspruchung ebenso wie die harten Nebengesteinskomponenten mit rupturer Korndeformation.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Nicol's ||, Marke = 1,0 mm.

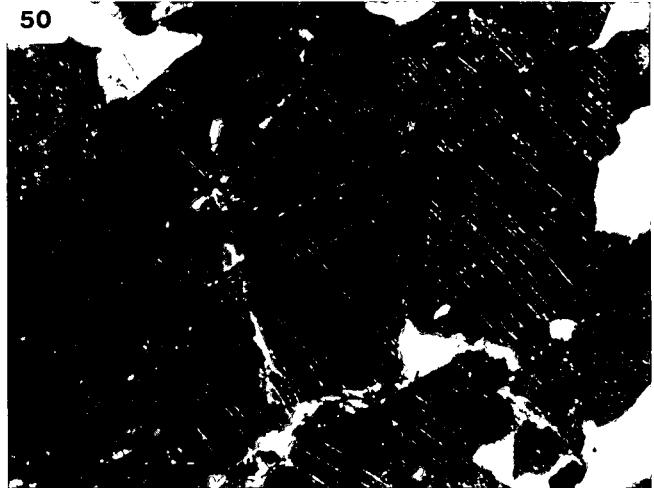


Abb. 50.
Kataklastisches Zinkblendegroßkorn mit feinsten, prädeformativen FeS-Entmischungen entlang von Druckzwillingslamellen, an denen Translationsverbiegungen zu erkennen sind. Eine Zwillingsgleitung und schwache Verschiebungen entlang von rechts oben von nach links unten verlaufenden Zwillingslamellen kommt deutlich zum Ausdruck. Kupferkies ist lichtgrau gefärbt und Quarz erscheint wegen seiner Innenreflexe weiß.
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Ölimmersion, Nicol's +, Marke = 0,1 mm.

suritisierten Kern, der umgeben ist von einem klaren, unversehrten Saum aus vermutlich metamorph neu gebildetem Albit (RAMMLAIR, 1980). Jene Diabaslinse, die dem erzführenden Paragneis zwischengeschaltet sind, können mitunter entlang von Zerrfugen wegsamkeitsbedingt vererzt sein.

○ Erzgefüge

Im Großen gesehen handelt es sich hier um stratiforme Metallkonzentrationen in zwei räumlich getrennten Erzhorizonten des Paragneises, die rund 4 km E der mittelsteil nach SE einfallenden Überschiebungsfäche von Kristallin auf Bündner Schie-

fer des Engadiner Fensters entfernt und über mehrere Kilometer durch Ausbisse und Stolleneinbauten zu verfolgen sind. Sie treten konkordant im stofflichen Verbande der E-W-streichenden, steil nach S einfallenden Schiefergneisserie auf und sind deshalb richtig als Lagergänge zu bezeichnen, worauf schon KALLAB (1938) hingewiesen hat. Die linsenförmigen Erzkörper können eine Mächtigkeit bis maximal 3 m (HIESSLEITNER & CLAR, 1950) erreichen. Die Minerale dieser Hochtemperaturparagenese (Abb. 47) sind sehr stark deformiert und reagieren auf mechanische Beanspruchungen in unterschied-

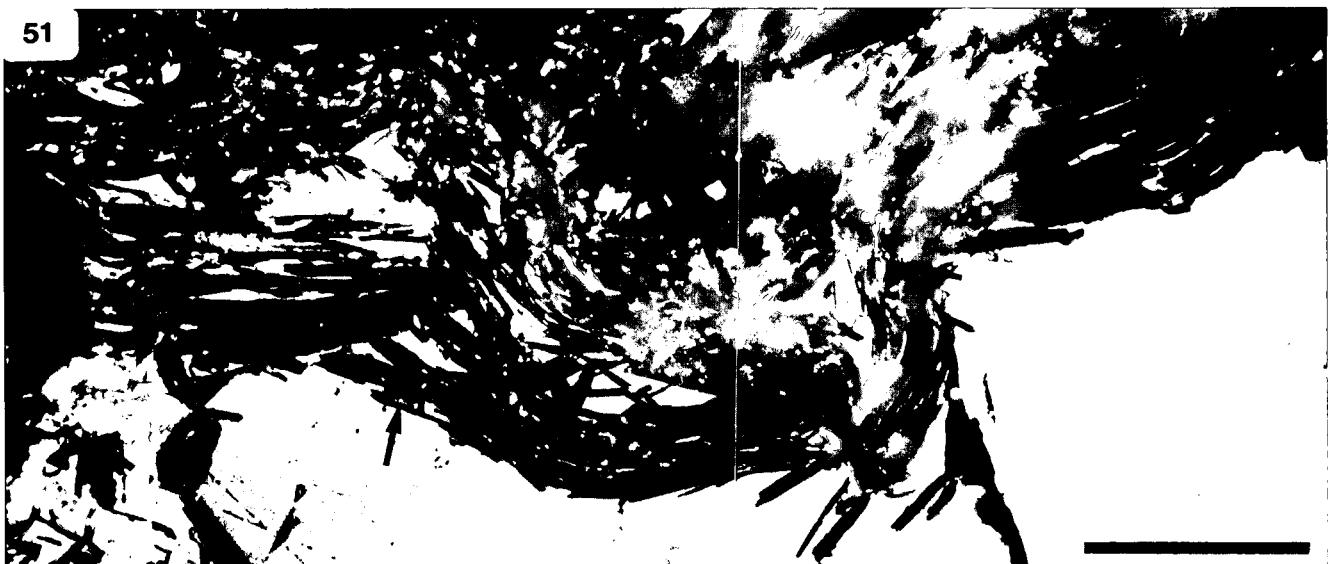


Abb. 51.
Hellglimmertafeln (dunkelgrau) und Graphitblättchen (Pfeile) schmiegen sich durch para- bis postkristalline Korndeformation an kataklastische Zinkblende (hellgrau), in der feinsten FeS-Entmischungen (weiß) festzustellen sind. Im Kornaggregat links unten erscheint Anatase (weiß) auf Grund seiner weißen Innenreflexe heller als Rutil (grauweiß).
Polierter Anschliff, Tösens (Nr. 54).
Ölimmersion, Nicol's ||, Marke = 0,1 mm.



Abb. 52 und 53.

Diese Helleglimmer(dunkelgrau)-Zinkblende(weiß bzw. hellgrau)-Korngefüge sind nicht eindeutig zu interpretieren. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um ehemals feinschichtige Tonmineral- und Zinkblendedlagen, bei deren Durchbewegung sich die Zinkblende als mobilere Phase an Stellen günstiger Raumbedingungen durch syntektonische Kristallisationsbewegungen abgesetzt hat = „teilweise – mittelbare Umformung“ (SANDER, 1950).

Polierte Anschlüsse, Tösens (Nr. 54).

Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,1 mm.

licher Art und Weise. Während „plastischer“ Blei-glanz zu sogenanntem „Bleischweif“ (Abb. 48) ausgewalzt und der in ihm eingebettete Boulangerit un-dulös wurde, reagierten Pyrit, Arsenkies und Zink-blende, die ihren FeS-Gehalt bereits entmischt hat, mit Kataklase (Abb. 49, 50). Um katastatische Zinkblendekörper schmiegen sich Helleglimmer- und Graphittafeln und übernehmen die rupturell bedingten ZnS-Konturen (Abb. 51). Die Glimmer sind post-kristallin, parallel der Spaltbarkeit aufgeblättert, die Spaltblättchen geknickt und gebogen. Bisweilen ist auch ein völliges Zerreissen einzelner Tafeln zu beobachten.

Ob es sich bei den ZnS-Lagen zwischen den Glimmern (Abb. 52, 53) um Zinkblende handelt, welche noch in ihrer ursprünglichen Position zu ehemaligen



Abb. 54.

Zinkblende (lichtgrau) mit Magnetkiesentmischungen (weiß) wird von postdeformativ über das ZnS-FeS-Gefüge gesproßten Helleglimmertafeln (dunkelgrau) verdrängt. Die porphyroblastisch in Zinkblende gewachsenen Helleglimmer übernehmen dabei die Magnetkieskörner als si. Links oben in der Abbildung sind feinschuppige Graphitaggregate zu sehen.

Polierte Anschliff, Tösens (Nr. 54).

Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,1 mm.



Abb. 55.

Rekristallisiertes Zinkblendeaggregat mit den typischen 120°-Tripelpunkten. Die Intergranulare ist durch beginnende Oxidation verdeutlicht.

Poliert Anschliff, Tösens (Nr. 54).

Ölimmersion, Nicols ||, Marke = 0,1 mm.

Tonmineralen liegt, oder ob „Kristallisationen als mittelbare Teilbewegung tektonischer Deformation“ (SANDER, 1950, S. 302) vorliegen, es sich also um synkinematisch mobilisierte, in Hohlräume umgela-gerte Erzminerale handelt, ist nicht zu klären. Auf jeden Fall sind lokale Stoffwanderungen an Hand von Verdrängungsgefügen nachzuweisen. So wach-sen Helleglimmertafeln in Zinkblendekörper hinein und übernehmen deren Entmischungen als Relikt-gefüge (Abb. 54). Aber auch Erzminerale dringen mobilkonturiert kristallisierend in Nebengesteins-komponenten ein. Die Sulfide, vor allem Kupferkies und Blei-glanz, aber auch Zinkblende (Abb. 55), sind schließlich ebenso wie die Lagerartminerale zu gra-noblastischen Kornaggregaten rekristallisiert. Von diesen Beobachtungen abweichende Gefüge liefern

die Erzgängchen im Diabas, wo wandständige Kristallisationen von Spaltenwänden und Fragmentoberflächen des tektonisierten Nebengesteins aus die Regel sind und vielfach eine Ausscheidungsabfolge festzustellen ist. Es sind dies charakteristische Beispiele für eine postdeformative Erzanlage rung.

Aus dem Mikrogefüge ergibt sich in recht eindeutiger Weise, daß die hochtemperierte Erzmineralparagenese zum prädeformativen Gesteinsbestand gerechnet werden muß, und daß Erz und Erzträgergestein gemeinsam, postkristallin überprägt und mylonitisiert worden sind. In Verbindung damit erfolgte auch eine gleichartige lokal begrenzte Umlagerung des gesamten Stoffbestandes und sekundäre Mobilisation des primären Metallinhaltes in diskordante Positionen im Diabas.

Tauferer Spitz (55)

Nach ISSER (1888) soll in den Jahren 1550 bis 1630 am E-Abhang der Tauferer Spitz (3044 m) in einer Höhe von 2680 m ü.d.M. Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit gewonnen worden sein. Von diesem Vorkommen war nur ein Fallstück zu finden, welches Zinkblende mit Magnetkiesentmischungen, Bleiglanz, Pyrit und Kupferkies sowie Fe-Dolomit und Quarz als Gangart enthält.

Sudleskopf (56)

Am W-Hang des Kaunertales S vom Sudleskopf (2522 m) trifft man in 2500 m ü.d.M. auf zwei verbrochene Stollen mit Halden und Reste einer Knappen hütte. MUTSCHLECHNER (1956) weist darauf hin, daß im Jahre 1703 unter den Erzvorräten der Hütte in Brixlegg auch 30 Zentner Bleierz vom Kreuzjöchl = Sudleskopf waren.

- Erzmineralparagenese

Bleiglanz, Pyrit (Kupferkies, ± Arsenkies, ± Magnetkies, ± Zinkblende, ± Boulangerit, ± Fahlerz, ± Bour nonit, ± Markasit, ± Covellin).

- Lagerart

Quarz, Fe-schüssiger Dolomit bis Ankerit ($n_w = 1,686-1,715$) und wenig Calcit. Sofern die Gangartminerale nicht rekristallisiert sind, lassen sie undlöse Auslöschen erkennen.

- Nebengestein

Phyllonitisierter Schiefergneis mit Qz, Sc, Mu, Plag (sericitisiert), Ant, Rut, ± Chl, ± Ap und Graphit; dieser auch in Form kugeliger Aggregate.

- Erzgefüge

Stratiforme imprägnationsartige Erzführung.

Versetz (57)

Aus dem Amphibolitsteinbruch bei Versetz im Kaunertal, N der Einmündung des Rostizbaches in die Fagge, wird ein Bleiglanz, Magnetkies, Kupferkies und Calcit führender, E-W-streichender, steil S-fallender und 10–20 cm mächtiger Erzgang beschrieben (MATTHIAS, 1960).

Heiligkreuz (75)

REITHOFER (nicht publ. Bericht, Geol. B.-A.) weist auf eine Bleiglanz-Pyrit-Mineralisation mit hohen Ag-Gehalten im Tieflimbach SE von Heiligkreuz im Venter Tal hin. Die Erzmineralisation soll an einen Quarzgang gebunden sein und mit einem ca. 12 m langen Stollen beschürt worden sein.

5.4. Geochemische Daten der Erze

5.4.1. Edelmetallgehalte

Viele Cu-Fe-Mineralisationen im Stubai-, Ötztal- und Silvretakristallin wurden wohl wegen vermuteter und

bei einigen Vorkommen tatsächlich nachgewiesener bzw. vorhandener Edelmetallgehalte beschürt. Auch bei den Zn-Pb-Vorkommen stellte der bekannt hohe Ag-Gehalt im Bleiglanz ein sicherlich erwünschtes Nebenprodukt bei der Verhüttung dar. Aus bisher vorliegenden Analysen (KRAUS, 1916; WENHARDT, 1935; MUTSCHLECHNER, 1956) geht hervor, daß in Erzmineralaggregaten folgender Cu-Fe-Paragenesen teilweise sogar beträchtliche hohe Au- und Ag-Anomalien auftreten:

- Serneskopf (Nr. 53): 10 ppm Au und bis 350 ppm Ag
- Tschingl (Nr. 58): Ag-hältiger Pyrit
- Martinsbach (Nr. 62): 2,5 ppm Au und 5,7 ppm Ag
- Wildgrat (Nr. 68): 2 ppm Au
- Krummer See (Nr. 70): 1 ppm Au
- Schwarzenbergalm (Nr. 71): 5–23 ppm Au und 103 ppm Ag
- Glückssrat (Nr. 101): Au-Spuren und 80 ppm Ag

Einige Derberzproben konnten bei ANALYTICAL LABORATORIES Ltd. in Vancouver analysiert werden (für die Vermittlung danke ich Herrn D. J. KNOPF). Dabei ergaben sich bei einigen Vorkommen deutlich über dem Clarkewert von 0,00X ppm liegende Au-Anomalien (Tabelle 1). Die vorliegenden älteren Goldanalysen wurden hiebei nur im Falle Serneskopf (Nr. 53) bestätigt, während die Werte der anderen Vorkommen deutlich niedriger ausfielen. Das hängt wohl mit der Problematik der Goldanalytik zusammen. Bei den auflichtmikroskopischen Untersuchungen im Rahmen dieser Studie konnte bei allen Vorkommen mit erhöhten Goldgehalten – ausgenommen Tschingl (Nr. 58) – auch ged. Gold als Einschluß sowohl im Arsenkies als auch im Pyrit festgestellt werden (Beilage 3). Die auffällige Au-As-Korrelation (Tabelle 1) bestätigt nur eine seit altersher bekannte Tatsache, daß nämlich Arsen ein sogenanntes „Pfadfinderlement“ von Gold darstellt und weist auf eine Arsenkies-Gold-Paragenese hin, ähnlich wie sie von SCHULZ & WENGER (1980) aus altpaläozoischen Quarzphylliten der Goldlagerstätte Zell am Ziller (Zillertal) beschrieben wird.

Auch einige Zinkblende-, Bleiglanz- und Arsenkieskonzentrate von Zn-Pb-Paragenesen wurden auf Gold analysiert. Dabei ergaben Zinkblenden von Tösens (Nr. 54) 380–7120 ppb und Bleiglanze desselben Vorkommens 440–610 ppb Au. Hingegen waren im Arsenkieskonzentrat von Tösens lediglich 80 ppb Au nachzuweisen. Im Bleiglanz vom Sudleskopf (Nr. 56) wurden 90–240 ppb und im Arsenkies 170 ppb Au analytisch festgestellt. Als Mineraleinschluß konnte Gold in den Zn-Pb-Paragenesen allerdings nie beobachtet werden.

Die Ag-Gehalte liegen bei allen untersuchten Derberzproben zum Teil beträchtlich über dem Clarkewert von 0,0X ppm. Jedoch tritt Silber ebenso wie Gold fast ausschließlich als submikroskopische Beimengung in den Sulfiden auf. Nur im Zn-Pb-Vorkommen Tösens (Nr. 54) konnten mit Pyrargyrit und Freibergerit auch eigene Silberminerale mikroskopisch nachgewiesen werden.

Besonders auffällig (Tabelle 1) sind die hohen Wolframgehalte in der Cu-Fe-Paragenese vom Serneskopf (Nr. 53). Dort ist die Sulfidmineralisation an Calcitmarm gebunden, in dem Wolfram als feinschichtige Scheelitmineralisation, die mittelbar mit dem ordovizisch-silurischen magmatischen Geschehen zusammenhängen dürfte, auch mikroskopisch nachgewiesen werden konnte (VAVTAR, 1985).

Tabelle 1
Spurenelementgehalte von Cu-Fe-Derberzproben [ppm].
Die Goldgehalte sind in ppb angegeben.

	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	As	Sb	W	Au
Mutzköpfe (Nr. 40)	28.063	176	1	34,8	29	11	416	82	2	65
Serneskopf (Nr. 53)	13.708	426	41	21,6	2	875	27.229	34	542	11.200
Tschingl (Nr. 58)	470	18	5	0,1	49	166	1.377	2	2	470
Boden (Nr. 60)	26.571	30	195	22,3	55	263	43	2	2	20
Boden (Nr. 60)	9.328	17	69	8,8	83	496	8	2	2	5
Petersbach (Nr. 61)	20.333	12	287	12,4	30	225	121	2	2	5
Martinsbach (Nr. 62)	219	20	9	0,2	8	263	22	2	2	10
Martinsbach (Nr. 62)	36	6	20	0,1	31	455	286	11	2	5
Falpetan (Nr. 63)	10.504	16	33	14,2	12	13	20	2	2	5
Falpetan (Nr. 53)	10.978	6	47	10,6	30	16	6	2	2	10
Löchl (Nr. 65)	625	4	21	0,6	6	11	22	2	2	10
Brechsee (Nr. 70)	212	13	34	0,3	9	99	130	2	2	20
Plangeross (Nr. 73)	23.873	113	1	2,6	460	947	2.595	2	2	230
Haderlehn (Nr. 81)	7.227	3.812	3.930	2,2	3	11	19	2	2	5
Wörgetal (Nr. 84)	3.109	518	627	7,7	8	12	16.459	21	2	365
Knappenhof (Nr. 91)	16.863	39	73	6,1	143	40	608	2	2	60

5.4.2. Weitere Spurenelementgehalte

Von den zu analysierenden Zinkblende- und Bleiglanzproben wurden Waschkonzentrate hergestellt und diese in geschlossenen Teflonbomben mit oxidierender 60 % HNO₃ bei 200°C drei Stunden aufgeschlossen. Unlösliche Rückstände konnten röntgenographisch als Quarz und Plagioklas bestimmt werden. Bei den PbS-Waschkonzentraten wurden zusätzlich zu den geschlossenen Aufschläßen noch offene in siedender HNO₃ gemacht, um eine Ausfällung der Elemente Sb und Bi mit dem schwerlöslichen PbSO₄ zu vermeiden.

Die Messung erfolgte mit einem SP-9 PYE UNICAM/PHILIPS Atomabsorptionsspektrometer durch Dr. R. TESSADRI am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck. Einige Proben wurden auch am Geotechnischen Institut Arsenal in Wien von Herrn J. TERLUNEN analysiert, darunter auch die Au-Gehalte einiger Zn-Pb-Paragenesen.

Die Daten sind in den Tabellen 2 für Zinkblende und 3 für Bleiglanz dargestellt, wobei nicht publizierte Analysen von KRAINER & TESSADRI über das Vorkommen St.

Christoph (Nr. 1) dankenswerter Weise mitberücksichtigt werden konnten.

Kennzeichnend für die analysierten Zinkblenden (Tabelle 2) sind sehr hohe Fe-, hohe Cd- sowie deutliche Mn- und Co-Gehalte. Abgesehen von Cadmium handelt es sich um hochthermale Spurenelemente bzw. Spurenelementkonzentrationen, wobei Co-Gehalte typisch für magmatogene Blendevorkommen (SCHROLL, 1950) sein sollen. Weitere Hochtemperatorelemente sind Zinn und Indium, die bisweilen in erhöhte Konzentration nachzuweisen sind aber auch fast fehlen können, wie die sehr niedrigen In-Gehalte der Zinkblenden von St. Christoph (Nr. 1) belegen. Wenn man jedoch in Betracht zieht, wieviel Faktoren die Ausscheidung von Spurenelementen beeinflussen, sind solche Konzentrationsschwankungen zwischen den Blenden einzelner Vorkommen nicht überzubewerten.

Erwähnenswert sind die deutlichen Hg-Gehalte und die nur in wenigen Proben festzustellenden Tl- und Ge-Gehalte als Beispiele für mittel- bis tiefthermale Spurenelementkonzentrationen (SCHROLL, 1976).

Tabelle 2
Spurenelementgehalte von Zinkblenden [ppm]. Fe in Gew.-%.
n.b. = nicht bestimmt; Ø¹ = Mittelwerte aus 6 Analysen; Ø² = Mittelwerte aus 15 Analysen.

	Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	In	Mn	Ni	Sb	Sn	Tl	
Tösens (Nr. 54).	min.	77	4	12	1950	460	180	5,1%	n.b.	1	47	25	40	5	150	34	0
	max.	350	16	16	3910	780	9600	6,9%		38	200	100	820	120	670	250	0
	Ø¹	160	10	15	2920	630	2430	6,0%		14	120	48	250	40	380	120	0
St. Christoph (Nr. 1)	min.	<3	5	<3	1390	84	59	5,0%	5	<1	120	<1	140	47	5	83	0
	max.	120	74	45	2610	360	560	6,7%	290	8	280	7	440		160		38
	Ø²	28	32	16	1740	220	220	5,6%	47	<5	190	3	290		40		6
Knappen Tal (Nr. 37)	95	28	13	2060	40	40	6,3%	n.b.	<1	29	6	440	5	76	39	0	
Knappenkar (Nr. 42)	230	22	110	1800	49	310	3,3%	n.b.	<1	23	340	290	33	410	330	2	
Tscheyjoch (Nr. 45)	106	320	16	2370	430	360	5,7%	n.b.	1	28	24	3040	300	750	12	0	

Tabelle 3
Spurenelementgehalte von Bleiglanzen [ppm]. Zwei Fe-Werte und ein Sb-Wert in Gew.-%.
 \emptyset = Mittelwerte aus jeweils 3 Analysen.

	Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Hg	In	Mn	Ni	Sb	Sn
Tösens (Nr. 54)	min.	1010	1	7	16	5	120	1870	1	5	39	5	3280 0
	max.	1630	370	8	230	110	990	1 %	34	18	71	58	7560 36
	\emptyset	1410	130	8	90	46	480	4370	12	10	52	32	5040 12
St. Christoph (Nr. 1)	min.	1040	3	19	25	5	<10	870	6	3	<10	8	1570 0
	max.	1330	34		170		24	5680			27		1,6 %
	\emptyset	1230	20		74		8<15	2830			<20		8190
Sudleskopf (Nr. 56)	min.	965	3	5	18	5	20	1400	1	6	8	5	14 0
	max.	1530	33		150	24	2400	1,3 %	17		92	46	1390
	\emptyset	1180	15		67	13	830		10		39	22	570
Knappen Tal (Nr. 37)	910	24	10	170	5	640	9540	1	8	40	5	1190	0
Knappenkar (Nr. 42)	1230	7	190	180	5	1950	4450	1	17	70	5	2280	32
Arzkopf (Nr. 43)	600	14	12	72	16	540	3200	1	10	12	32	960	0
Tscheyjoch (Nr. 45)	1260	3	330	16	5	1460	7568	1	8	985	5	3550	0
Sattelalpe (Nr. 49)	710	1983	12	40	5	40	8256	1	8	8	5	870	4

In den Zinkblenden sämtlicher Vorkommen ist Eisen als Magnetkies entmischt. Eine Ausnahme bildet die Zinkblende vom Knappenkar (Nr. 42). Obwohl auch diese Blende relativ erhöhte Fe-Gehalte (3,3 %) aufweist, konnten keine FeS-Entmischungen beobachtet werden. Dieser Umstand mag wohl mit sogenannten Stabilisatorelementen (RAMDOHR, 1975) zusammenhängen. Die Zinkblende dieses Vorkommens weicht durch ein Sn/Fe-Verhältnis von 1/100 deutlich von den übrigen Blenden, in denen dieses Verhältnis bei etwa 1/600 liegt, ab. Hier könnten sich also die relativ hohen Sn-Gehalte stabilisierend auf die Fe-reiche Zinkblende ausgewirkt haben.

Auch in den Bleiglazzen (Tabelle 3) konnte analytisch eine reichhaltige Spurenelementparagenese nachgewiesen werden, in der die hohen Sb- und Ag-Konzentrationen am signifikantesten sind. Als Spurenelemente hochthermaler Bleiglazze werden von SCHROLL (1976) außer Antimon und Silber auch noch Wismut mit Gehalten über 1000 ppm angeführt. Da die Bi-Gehalte der analysierten Bleiglazze deutlich darunter liegen, sind wohl eher mittel- bis tiefthermale Ausscheidungsbedingungen anzunehmen. Diese könnte man auch aus den Sb/Ag-, Sb/Bi- und Bi/Ag-Verhältnissen ableiten. Wohl um zufällige, mit Zinkblende verunreinigungen zusammenhängende Anomalien handelt es sich bei den Sn- bzw. In-Gehalten von 36 ppm bzw. 18 ppm in einer Bleiglazzenprobe von Tösens (Nr. 54), ebenso auch bei den Sn- bzw. In-Gehalten von 32 ppm bzw. 17 ppm im Bleiglazzen vom Knappenkar (Nr. 42).

Ein Vergleich mit den von SCHROLL (1950, 1951, 1954) semiquantitativ ermittelten Spurenelementgehalten an Zinkblenden und Bleiglazzen von Tösens und St-Christoph ergibt keine qualitativen jedoch bisweilen deutliche quantitative Divergenzen; etwa betreffend die Sb- und Ag-Konzentrationen in den Bleiglazzen von Tösens oder in den Cd-Gehalten der Zinkblenden desselben Vorkommens.

5.4.3. Schwefelisotope

Die massenspektrometrischen Untersuchungen über die Zusammensetzung des Sulfidschwefels wurden von

Dr. E. PAK, Institut für Radiumforschung und Kernphysik, Wien, durchgeführt. Die in den Diagrammen 14 und 15 getrennt für die Zn-Pb- und Cu-Fe-Paragenesen angegebenen Schwefelisotopenverhältnisse sind auf den Cañon Diablo Troilitstandard mit $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22,21 = \delta^{34}\text{S} = 0\text{ ‰}$ bezogen und werden als $\delta^{34}\text{S}$ -Abweichung in ‰ dargestellt.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in Zinkblenden der einzelnen Zn-Pb-Paragenesen weisen eine geringe Streubreite von nur 4,9 ‰ auf und liegen in dem Intervall zwischen -1,0 und +3,9 ‰ . Ihr Mittelwert weicht mit +1,7 ‰ nur wenig von Null ab. Das gleiche Bild, jedoch mit etwas „leichterem“ Schwefel, liefern auch die Bleiglazze, deren $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen -2,7 und +1,1 ‰ streuen, eine Variationsspanne von 3,8 ‰ und einen Mittelwert von -0,7 ‰ aufweisen. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Mineralpaare Bleiglazze und Zinkblende (1, 37, 42, 54 in Diagramm 14) bzw. deren Mittelwerte weisen für die Anreicherung des schweren Schwefelisotopes ^{34}S die normale Reihenfolge mit Zinkblende > Bleiglazze auf (SCHROLL, 1976).

Innerhalb eines sehr engen Bereiches von nur 1,8 ‰ liegen die positiven $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von Pyriten aus Zn-Pb-Paragenesen. Die Pyrite von Tösens (Nr. 54) passen jedoch nicht in das Schema koexistierender Sulfide mit $\delta^{34}\text{S}$ Pyrit > $\delta^{34}\text{S}$ Zinkblende > $\delta^{34}\text{S}$ Kupferkies > $\delta^{34}\text{S}$ Bleiglazze. Dies war auch nicht zu erwarten, da nur aus isoliert im Nebengestein auftretenden, mit der Zn-Pb-Metallisation nicht isogenetischen Pyritkonkretionen FeS_2 -Proben zu gewinnen waren. Das Gleiche gilt auch für den Pyrit vom Sudleskopf (Nr. 56).

Bei den Pyriten der verschiedenen Cu-Fe-Paragenesen (Diagramm 15) finden sich auch negative $\delta^{34}\text{S}$ -Werte, wobei ein Wert mit -5,9 ‰ auffällt. Es handelt sich dabei um Pyrit aus „erzfreiem“ Nebengestein von Martinsbach (Nr. 62). Beschränkt man sich auf die mit den Cu-Fe-Metallisationen unmittelbar vergesellschafteten Pyriten, so liegen ihre $\delta^{34}\text{S}$ -Werte innerhalb von 9,2 ‰ und zwar zwischen -2,4 und +6,8 ‰ und ergeben einen nahe bei Null liegenden Mittelwert von +2,8 ‰ . Die Schwefelisotopenverhältnisse in Kupferkiesen liefern nur positive $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen 0,5 ‰ und 5,7

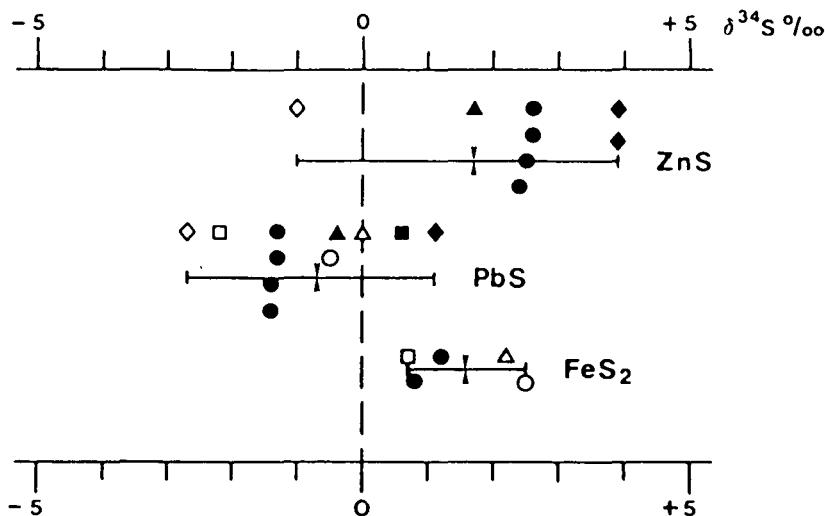


Diagramm 14.
Sulfid-Schwefelisotopenzusammensetzung einiger Zn-Pb-Paragenesen.

Symbole: ♦ = St. Christoph (1), ◊ = KnappenTal (37),
 ▲ = Knappenkar (42), △ = Arzkopf (43), ■ = Tscheyjoch (45),
 □ = Sattelalpe (49), ● = Tösens (54), ○ = Sudleskopf (56).
 ! = Mittelwerte.

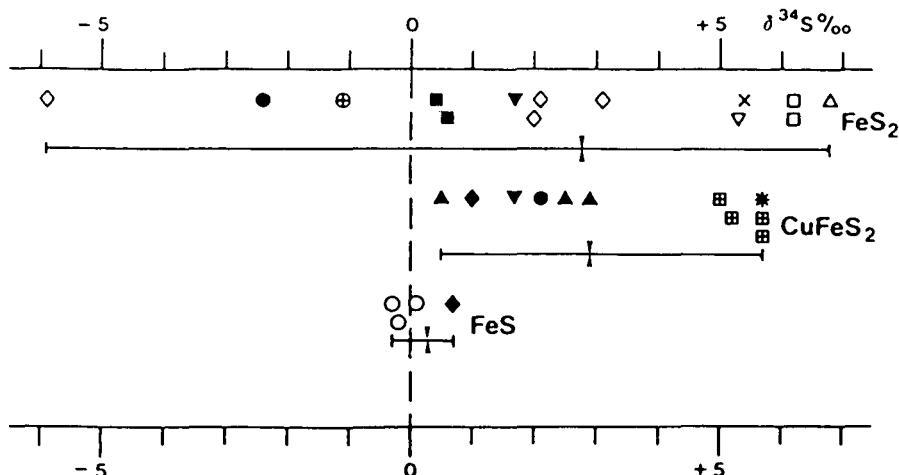


Diagramm 15.
Sulfid-Schwefelisotopenzusammensetzung einiger Cu-Fe-Paragenesen.

Symbole: * = Mutzköpfe (40), X = Arzkarkopf (44),
 ● = Tschingl (58), O = Boden (60), ♦ = Petersbach (61),
 ◊ = Martinsbach (62), ▲ = Falpetan (63), △ = Krummer See (70),
 ▽ = Plangeross (73), ▽ = Haderlehn (81), ■ = Wörgetal (84),
 □ = Knappenhof (91), ⊕ = Egesengrat (98), ▨ = Glücksgrat (101).
 ! = Mittelwerte.

%oo bzw. einen Mittelwert von +2,9 %oo. Um Null, und zwar von -0,3 bis +0,7 %oo pendeln hingegen die δ³⁴S-Werte von Magnetkies (Diagramm 15).

Als gemeinsame und auffällige Kennzeichnung der Sulfide sind die geringen Streubreiten bzw. relativ homogene δ³⁴S-Werte sowie nahe dem Troilitstandard von δ³⁴S = 0 %oo liegende Mittelwerte hervorzuheben. Die gemessene Schwefelisotopenverteilung der Sulfide gilt im allgemeinen als charakteristisch für magmatogenen Schwefel mit vorwiegend hydrothermaler Metallzufuhr. Allerdings muß eine metamorphe Homogenisierung der Schwefelisotope in Betracht gezogen werden.

Ähnliche Isotopenverhältnisse erwähnt PAGEL (1975) von der Pb-Zn-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol sowie SCHROLL & PAK (1983) sowohl vom Pb-Zn-Vorkommen Ramingstein im mittelostalpinen Altkristallin der polymetamorphen Wölzer Serie als auch vom Zn-Pb-Vorkommen Umberg im Mittelostalpin der Ossiacher

Tauern. Vergleichbare Sulfid-Werte sind auch von typisch stratiformen Kieslagerstätten alter Schilde (z. B. Mt. Isa und Broken Hill/Australien, Sulitjelma/Norwegen) und alpidischer Orogenie (Kuroko/Japan) sowie von präkambrischen, stratiformen Pb-Zn-Lagerstätten (Süd-Liao Ning/China) bekannt (NIELSEN, 1974; QI SHENG, 1985).

6. Diskussion der Ergebnisse

6.1. Mineralparagenetische und stoffliche Charakteristik

Die Erzbergbaue, -schürfe und -vorkommen im Nordtiroler Anteil des Stubai-Ötztal-Silvretta-Kristallins las-

sen sich nach ihren mineralogischen Hauptgemengteilen in zwei Paragenesenkomplexe (Beilage 3) einteilen: in polymetallische Cu-Fe-Sulfidparagenesen und in polymetallische Zn-Pb-Sulfidparagenesen.

Abgesehen von den Cu-Fe-Mineralisationen Zappenhof (Nr. 11), Pians (Nr. 12), Galpeins (Nr. 13), St. Georgen (Nr. 14), Kellerle (Nr. 15), Zanbach (Nr. 18) und Pfaffenhofen (Nr. 86), die in postkaledonischen bzw. variszischen, sandig-tonigen Metasedimenten auftreten und genetisch den stratiformen, prämetamorphen Metallisationen der „Glimmerschiefer-Formation“ und „Phyllit-Formation“ (BRIGO & OMENETTO, 1979) im Kristallin der ostalpinen Einheiten Südtirols gleichzustellen sind, ergibt sich eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der regionalen Verteilung der zwei Paragenesentypen (Beilage 2). Diese hängt sowohl von der lithofaziellen Kennzeichnung der mittelbar benachbarten Nebengesteinsserien als auch vom geochemischen Charakter der Hauptelemente in den Erzkonzentrationen ab. Erzträgergesteine sind in allen Fällen Paragesteine.

Wegen des basaltophilen Charakters von Kupfer und Eisen sind Cu-Fe-Metallisationen vor allem auf den zentralen und nördlichen, amphibolitreichen Kristallanteil beschränkt. Auf Grund des als intermediär bis schwach basaltophil geltenden Zinks war hier nur in den Vorkommen Holzberg (Nr. 82), Wörgetal (Nr. 84) und Glückssgrat (Nr. 101) auch Zinkblende neben Kupferkies und Pyrit als Hauptgemengteil der Erzparagenesen nachzuweisen, während Bleiglanz wegen des granitophilen Charakters von Blei in diesen Paragenesen nur als akzessorische Beimengung bestimmt werden konnte. Pb-Zn-reiche Vorkommen treten hingegen in Paragneisen südlicher Abschnitte des Stubai-Ötzalkristallins im Verband mit Muskovitgranit- und Augengneisen auf.

Aus dieser inhomogenen Raumverteilung lässt sich ein mittelbarer Zusammenhang der Metallogenese mit dem prävariszischen magmatischen Geschehen ableiten. Diese altersmäßige Einstufung widerspricht jedoch älteren Auffassungen (HAMMER, 1915, 1923; HIESSLEITNER, 1954; MATTHIAS, 1961). Sie sehen am Beispiel der Zn-Pb-Lagerstätte Tösens (Nr. 54), wo Teile des bleiglanzreichen Oberbergler Lagerganges im Liegenden und Abschnitte des zinkblendereichen Unterbergler Lagerganges im Hangenden von Diabasen begleitet werden, einen ursächlichen Zusammenhang zwischen der Bildung der Diabase und der Metallogenese. RUPPRECHT (1948) und VOHRYZKA (1968) vertreten hingegen die Auffassung, daß zwischen den Diabasen und den Erzlagergängen kein genetischer Zusammenhang bestünde und glauben, daß die „Vererzung“ jünger sei als die Diabasintrusion, da die Diabase von feinen vererzten Klüften durchsetzt sind. Die im folgenden noch zu diskutierenden Erzgefüge weisen jedoch darauf hin, daß die Diabase rein zufällig auch in erzführenden Kristallbereichen auftreten und keinen genetischen Zusammenhang mit der Metallisation erkennen lassen.

Für sämtliche Nebengesteinsvergesellschaftungen kennzeichnend ist das Auftreten von Ti-Mineralen (Beilage 3), bisweilen feinschichtig mit anderen Erzmineralen wechselleiternd (VAVTAR, 1979b: Abb. 5; VAVTAR, 1981: Abb. 4). Die dominierenden Minerale Rutil und Anatas konnten vereinzelt als skelettförmige Zerfalls-umwandlungen aus Ilmenit bestimmt werden. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Titananreicherungen um metavulkanitische bis metattuffitische Feinlagen, ähnlich den sogenannten „Falbenschiefern“ in altpaläo-

zoischen, horizontgebundenen Kupferkiesvererzungen der Nordtiroler Grauwackenzeone (SCHULZ, 1972).

Ein weiteres Kennzeichen dieser prävariszischen Erzmineralisationen bilden vor allem charakteristische Leitschichten in den Nebengesteinsvergesellschaftungen. Beinahe sämtliche Vorkommen werden begleitet von graphitreichen Feinlagen (VAVTAR, 1983: Abb. 1, 2), die auf sedimentär-biogene Prozesse hinweisen. Der vorwiegend tafelig ausgebildete Graphit ist gestaltlich s-parallel eingeregelt und postkristallin deformiert. Durchwegs handelt es sich um vollwertigen, d. h. kristallographisch geordneten Graphit, bestätigt durch das für ihn signifikante Reflexionsvermögen. Dies liegt demnach höher als das bei dem als Metaanthrazit oder Semigraphit vorliegenden Graphitoid in schwächer metamorphen Gesteinsserien der Grauwackenzeone feststellbare Reflexionsvermögen. Nach DIESSEL & OFFLER (1975) liegen die für eine Bildung echter Graphite notwendigen P-T-Bedingungen bei 2–6 kb und über 450°C.

Die Vergesellschaftung der Erzkonzentrationen mit Metavulkaniten und die Schwefelisotopenverhältnisse machen eine magmatogene Stoffherkunft in Form von hydrothermalen Lösungen wahrscheinlich. Schon HEGEMANN (1960) weist auf die Möglichkeit einer magmatogenen, extrusiv-sedimentären Entstehung der Blei-Zinklagerstätten im Alt-kristallin hin.

Auch wenn eine metamorphe Homogenisierung der Schwefelisotope für die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte nahe bei Null verantwortlich sein dürfte, sind nach SCHROLL (1976) Rückschlüsse auf den Ausgangszustand der Schwefelisotopenverhältnisse auch nach deren metamorphen Überprägung nicht ganz unmöglich. Aus der Abfolge $\delta^{34}\text{S}_{\text{ZnS}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}}$ (Diagramm 14) ist abzuleiten, daß zwischen „koexistenten“, d. h. im thermodynamischen Gleichgewicht gebildeten Mineralen ein Isotopen-Gleichgewicht erreicht worden ist. Soweit eine Aussage über die Gleichgewichtstemperaturen überhaupt angebracht ist, bietet sich dafür das ZnS-PbS-Paar vom Kappennkar (Nr. 42) an, wo die Bedingungen für eine sinnvolle Isotopen-Thermometrie (OHMOTO & RYE, 1979) am ehesten erfüllt werden. Hier konnte eine mikroskopisch kontrollierte Berührungsparagenese, von der angenommen werden darf, daß sie einen Gleichgewichts- bzw. keinen Ungleichgewichtszustand widerspiegelt, analysiert werden. Auch war es möglich, sehr reine ZnS- bzw. PbS-Proben zu gewinnen. Ob jedoch nachträglich ein Isotopenaustausch zwischen den Sulfidphasen oder Sulfid- und Fluidphasen stattgefunden hat, oder ob es sich noch um ursprüngliche sogenannte „eingefrorene Isotopenverhältnisse“ handelt, ist nicht zu klären. Nach OHMOTO & RYE (1979) würde die Annahme einer Gleichgewichtsfaktionierung für $\Delta_{\text{ZnS-PbS}} \approx 21$ eine Temperatur von etwa 330°C erforderlich machen. Der Temperaturbereich der Erzausscheidung aus möglicherweise extrusiv-hydrothermalen Lösungen würde somit deutlich unter den durch Hochtemperatur-Kupferkies belegten Metamorphosetemperaturen liegen. Diese Interpretationen sind allerdings nur als Diskussionsbeiträge und nach dem derzeitigen Erkenntnisstand (OHMOTO & RYE, 1979) keineswegs als zwingend anzusehen; bestätigen jedoch eine von LADURNER & SCHULZ (1967, S. 107) geäußerte Auffassung, daß es sich beim Vorkommen von Haderlehn (Nr. 81) „um eine ursprünglich mäßig temperierte, hydrothermale Mineralparagenese mit metamorpher Überprägung handelt“.

Eingehende auflichtmikroskopische Studien – durch Mikrosondenuntersuchungen gestützt und bestätigt – weisen darauf hin, daß die Erzmineralparagenesen, vor allem was ihre akzessorischen Gemengteile betrifft, viel komplexer zusammengesetzt sind, als das von früheren Bearbeitern angenommen worden ist (siehe Beilage 3). Das immer wiederkehrende Argument einer paragenetischen Verwandtschaft mit angeblich sicher datierbaren „alpidischen“ Lagerstätten hält einer genaueren Überprüfung nicht stand. Nicht nur, daß man für alpidisches Alter keine schlüssigen Beweise anbieten kann, wurden oft nur an Hand einer oder zweier Polituren die Erzparagenesen von Vorkommen bestimmt. Daraus eine detaillierte Parageneseneinteilung abzuleiten (MATTHIAS, 1961) ist nicht zielführend, weil rein zufällig. So gesehen ist es auch erklärbar, daß FRIEDRICH (1953) die Zn-Pb-Lagerstätten Schneeberg und des Pflerschtales in Südtirol den „heißhydrothermale Cu-Ag-FeAs- usw. Lagerstätten“, die Zn-Pb-Vorkommen E bzw. S Pfunds im Oberinntal den „Kupfer-Silberlagerstätten (+FeCO₃) Mitterberg-Schwaz“ und die Cu-Fe-Kiesvorkommen im Kaunertal den „Pb-Zn-Vorkommen in Nichtkalkgesteinen“ zuordnet.

Eine exakte, über die Haupt- und Nebengemengteile hinausgehende paragenetische Charakteristik ist gerade für metamorphosierte Metallanreicherungen von entscheidender Bedeutung. Nur durch den Nachweis meist relikthaft erhalten Hochtemperaturphasen, zerfallener Mischkristallbildungen und struktureller sowie mineralogischer Veränderungen sind Aussagen bezüglich der metamorphen Zusammenhänge von Erz- und Nebengesteinsparagenesen möglich und auch gerechtfertigt. Nur so lassen sich in den Sulfiden die für die jeweiligen Metamorphosephasen zutreffenden P-T-Bedingungen rekonstruieren.

Im Zuge dieser Untersuchungen gelang der Nachweis von Hochtemperatur-Kupferkies, von Zinkblende-, Zinnkies-, Cubanit- und Mackinawitentmischungen im Kupferkies, von Pentlanditentmischungen im Magnetkies sowie massenhaft auftretender inter- und intragranularer Magnetkiesentmischungen aus Fe-reicher Zinkblende. Weiters konnte eine Reihe bis jetzt aus den Cu-Fe-Paragenesen nicht bekannter Cu-, Fe-, Co-, Ni-, Pb-, Bi-, Sn- und Mo-Sulfide bzw. -Sulfosalze (Bournonit, Kobaltglanz, Glaukodot, Gersdorffit, Pentlandit, Ag-Pentlandit, Wismutglanz, Wittichenit, Kobellit, Zinnkies, Hexastannit, Mawsonit, Mackinawit, Cubanit, Molybdänglanz), Scheelit, ged. Wismut und ged. Gold bestimmt werden. In den Zn-Pb-Paragenesen wurde erstmals auch Ullmannit, Gersdorffit, Kobaltglanz, Pyrargyrit und Freibergerit nachgewiesen.

Bisweilen werden die, in den einzelnen Vorkommen unterschiedlich stark vertretenen, akzessorischen Beimengungen wohl auf lateral-sekretionäre Beeinflussungen durch das Nebengestein und auf Mobilisationen im Zuge mehrmaliger, metamorpher Überprägungen des gesamten Stoffbestandes zurückzuführen sein. So ergibt eine Gegenüberstellung der Cu-Fe-Paragenesen vom Serneskopf (Nr. 53) und von Falpetan (Nr. 63) – in beiden Fällen handelt es sich um erzführende Calcitmarmore (VAVTAR, 1981, 1983) – deutliche Hinweise auf eine von der lithofaziellen Ausbildung der unmittelbar benachbarten, erzmineralfreien Gesteinsserien abhängige paragenetische Beeinflussungen der Primärparagenesen. Diese äußert sich im Vorkommen vom Serneskopf durch erhöhte Bi- und W-Konzentrationen (VAVTAR, 1985: Abb. 7) und wird als mittelbare Folge

des ordovizisch-silurischen, sauren Plutonismus gedeutet, der im unmittelbaren Nahbereich von Falpetan nicht nachzuweisen ist.

Eine von den übrigen Cu-Fe-Mineralisationen völlig divergierende Erzparagenese tritt im Egesengrat (Nr. 98) im Verband mit der Biotit-Amphibolitgneisserie der Pfaffengruppe (HAMMER, 1932) auf. Dort stellt Pentlandit, der sonst nur noch als Entmischung im Magnetkies von Tschingl (Nr. 58) zu beobachten war (VAVTAR, 1979b: Abb. 2), einen charakteristischen Hauptgemengteil dar. Diese im Stubai-Ötztalkristallin bis jetzt einzigartige Nickel-Magnetkiesparagenese vom Egesengrat ist meines Erachtens als liquid-magmatisches Differentiat jetzt metamorpher vormals basischer Magmatite zu deuten.

Es war nicht das Ziel dieser vor allem auf gefügekundlichen Gesteins- und Mineraldiagnosen basierenden Arbeit, statistisch-geochemische Parameter und Gesetzmäßigkeiten zu erstellen. Dazu würde schon die Zahl der Analysen nicht ausreichen. Allerdings sind einzelne Details als Ergänzung und Bestätigung der im Folgenden noch zu diskutierenden Gefügebefunde durchaus hervorzuheben.

Ganz allgemein fällt auf, daß die untersuchten Bleiglanze und Zinkblenden der verschiedenen Vorkommen eine qualitativ umfangreiche Spurenelementparagenese aufweisen, und daß die Zn-Pb-Mineralisationen nicht nur durch ihre Haupt- und Nebengemengteile miteinander genetisch in Beziehung zu bringen sind, sondern auch in ihren Bleiglanz- und Zinkblende-Mikroparagenesen eine weitestgehende Übereinstimmung erkennen lassen. Charakteristische Spurenelemente wie Kobalt, Quecksilber, Indium und Zinn in Zinkblende bzw. Silber, Wismut und Antimon im Bleiglanz, die auf variszische ja möglicherweise sogar präkambrische Metallisationsepochen hinweisen (LEITMEIER, 1953; SCHROLL, 1955) sind teilweise in erhöhten Konzentrationen nachzuweisen.

Die Zn-Pb-Mineralisationen (Tabelle 2, 3) sind gekennzeichnet durch eine für metamorphosierte Erzkonzentrationen typische, anomale Spurenelementparagenese (HABERLANDT & SCHROLL, 1954), welche sowohl hoch- als auch mittelthermale Elemente führt und sich dadurch von den kalkalpinen Pb-Zn-Paragenesen deutlich unterscheidet. Für die Bleiglanze der einzelnen Vorkommen sind hohe Ag- und erhöhte Sb-Gehalte typisch; dies gilt auch für Zn-Pb-Erzanreicherungen, in denen eigene Silber- und Antimonsulfide mikroskopisch nicht zu bestimmen waren. So konnte etwa im Vorkommen Sattelalpe (Nr. 49) weder Tetraedrit noch sonst ein Sb-Mineral in den Anschliffen festgestellt werden, und doch beträgt der Sb-Gehalt im Bleiglanz rund 900 ppm (Tabelle 3).

6.2. Tektogenetische und metamorphe Charakteristik

Die frühere genetische Deutung und altersmäßige Einstufung dieser Sulfidanreicherungen als der „alpidischen Metallogenese“ zuzurechnende Vererzungen beruhte unter anderem auch auf der Vorstellung einer Metallkonzentration am Rande der Kristallinmasse, nämlich am tektonischen Kontakt zu jungen (tertiären) Überschiebungsfächlen. Diese sind mit ihren zugehörigen Mylonitzonen als Zufuhr- und Zirkulationswege

epigenetischer Metallösungen gedeutet worden. Beltrhopore, also wegsamkeitsbedingte Stofftransporte, ausgehend von solchen Inhomogenitätszonen, wurden für die Lagerform der „Vererzungen“ verantwortlich gemacht. So schließt etwa VOHRYZKA (1968) aus der „Konkordanz“ und Nähe der lagerförmigen Zn-Pb-Anreicherung Knappen Tal (Nr. 37) zu „postmesozoischen Scherflächen“ auf ein „alpidisches“ Alter des „Imprägnationslagers“. Die extreme „tektonische Beanspruchung“ (Abb. 23) führt er auf „sekundäre Bewegungen an ebenderselben Schubfläche“ zurück.

Dem ist entgegenzuhalten, daß gerade die Randbereiche des Kristallins von den Forschern bevorzugt behandelt wurden, während die zentralen Teile des Kristallins lagerstättenkundlich kaum bearbeitet wurden. So sind in den Lagerstättenkarten von FRIEDRICH (1953) und VOHRYZKA (1968) aus dem W-Abschnitt des Ötzalkristallins auch noch Spuren einer Suchtätigkeit als Lagerstätten vermerkt, jedoch die Vorkommen aus dem Inneren als weniger wichtig kaum berücksichtigt. Daß in den Randbereichen des Stubai-Ötzalkristallins vermehrt Spuren bergmännischer Suchtätigkeit festzustellen sind, hängt wohl auch mit der Vergletscherung der zentralen Bereiche gerade zu jener Zeit, als der Bergbau in Tirol seine Blütezeit erlebte, zusammen. KLEBELSBERG (1949) erwähnt bedeutende Gletschervorstöße in den Alpen um 1600, 1820 und 1850.

Wie der Beilage 2 zu entnehmen ist, ist die Behauptung, daß die zentralen Teile des Kristallins – abgesehen von ein bis zwei unbedeutenden Erzvorkommen – „erzleer“ seien, nicht länger aufrecht zu erhalten, denn auch von dort sind schon seit langem zahlreiche Erzreicherungen bekannt und teilweise sogar beschürft worden. Sofern man überhaupt auf eine räumlich inhomogene Verteilung der einzelnen Erzvorkommen hinweisen möchte, fällt auf, daß sie annähernd in E-W-verlaufenden „Lagerstättenzügen“, konkordant zu den E-W-gerichteten variszischen Strukturelementen des Nebengesteins und diskordant zu NE-SW-streichenden postmesozoischen Überschiebungs- und tektonischen Trennflächen gereiht sind. Ein solcher, rund 10 km langer Lagerstättenzug verläuft südlich vom Nedertal parallel zu diesem, quert bei Ötz das Ötztal und wird durch die Cu-Fe-Vorkommen Holzberg (Nr. 82), Haderlehn (Nr. 81), Stufenreich (Nr. 83), Habichen (Nr. 80) und Wörgetal (Nr. 84) markiert. Ein weiterer ist auf eine Länge von etwa 14 km vom Pfundser Tal bis ins Kauental zu verfolgen und wird durch die Zn-Pb-Vorkommen Sattelalpe (Nr. 49), Verjunsalpe (Nr. 50), Hochjoch (Nr. 51), Tösens (Nr. 54), Tauferer Spitz (Nr. 55), Sudleskopf (Nr. 56) und Versetz (Nr. 57) repräsentiert. Dieser Lagerstättenzug wird im W durch die Überschiebung von Ötzalkristallin auf penninische Einheiten des Engadiner Fensters abgeschnitten. Wenn diese tektonische Trennfläche der Zufuhrweg für die Metallösungen gewesen sein soll, dann gibt es keine einleuchtende Erklärung dafür, warum nur das Kristallin „vererzt“ worden wäre. Ein regionaler Zusammenhang der letztgenannten Vorkommen im Westen mit dem etwa gleich langen Lagerstättenzug des Pferschtals im Osten – nach SCHMITZ (1974) prämetamorphe, synsedimentäre Metallisationen – ist wegen des steilachsigen variszischen Schlingenbaues nicht zu erwarten, aber altersmäßig und genetisch grundsätzlich anzunehmen.

Dort, wo eine Beurteilung der lagerförmigen Erzverbreitung einzelner Vorkommen auf Grund der Aufschlußverhältnisse möglich war, etwa bei den Cu-Fe-

Vorkommen Plangeross (Nr. 73) im Pitztal (VAVTAR, 1983), Boden (Nr. 60) im Kaunertal (VAVTAR, 1980) und Mutzköpfe (Nr. 40) südlich von Nauders oder bei der Zn-Pb-Lagerstätte Tösens (Nr. 54) im Bergler und Platzer Tal, konnten durch Erzausbisse, Brandenzenen und Stolleneinbauten schichtparallele Ausdehnungen von mehreren Zehnermetern bis zu einigen hundert Metern nachgewiesen werden. Das sind Größenordnungen, die mit wegsamkeitsbedingten, metasomatischen Lösungsvorgängen in silikatischen Gesteinen nicht mehr zu erklären sind. Bei den Vorkommen Tösens und Mutzköpfe treten die lager- bis lagergangförmigen Erzreicherungen, sogar in zwei voneinander getrennten Horizonten auf.

Würde es sich bei diesen über weite Strecken lagerförmig und konkordant im Schichtverband der Metasedimentabfolgen auftretenden Stoffkonzentrationen nicht um Metallanreicherungen handeln, wäre man eher geneigt, gleich wie bei der altersmäßigen Einstufung der Metabasite, den logischen Schluß einer Gleichzeitigkeit der Bildung zu ziehen. Da es sich hier jedoch um ein lagerstättengenetisches Problem handelt, steht man einfachen Erklärungen von vornherein kritisch gegenüber, und dürfen mit Recht allein aus der Lagerform und Konkordanz keine voreiligen genetischen Schlußfolgerungen abgeleitet werden, sondern es sind solche Interpretationen durch weitere Einzelheiten in den Makro- und Mikrogefügen zu untermauern.

Ausgeprägte, diskordante Gangbildungen, wie sie uns etwa von den spätalpidisch angelegten Gold-Quarz-Gängen in den Hohen Tauern der Zentralalpen mit mindestens 1000 m Teufenerstreckung bekannt sind (HITZENBERGER, 1980; VAVTAR, 1982) konnten bis jetzt nicht festgestellt werden. Eine Ausnahme stellen die diskordanten, gangförmigen Zn- ± Pb-Vererzungen von St. Christoph (Nr. 1) dar. Bei diesen Erzgängen mit einer nachweisbaren Teufenerstreckung im Meterzehner-Bereich handelt es sich allerdings nicht um alpidische ac-Klüfte, was von verschiedenen Seiten behauptet wurde, sondern um Kluftlagen, die einem älteren Formungsakt zuzuschreiben sind (Diagramm 7, 8). Ihre Mineralfüllung wurde nicht nur von kluftparallelen, jüngeren Bewegungen überprägt, sondern, was für die altersmäßige Einstufung von Bedeutung ist, auch von s-parallel Zerscherungen erfaßt (Abb. 15). Ausgedehnte Umlagerungen des primären, prämetamorphen Metallinhaltes von St. Christoph (Abb. 17) im Zusammenhang mit der in diesem Bereich in Grünschieferfazies nachgewiesenen, kretazischen Metamorphose (AMANN, 1985) sind auf Grund der hochtemperierten Erzparagenese in den ac-Klüften auszuschließen. Die gangförmige Hochtemperaturparagenese von St. Christoph wird als variszisch metamorphe Vererzung von Reißklüften in ac-Lage zu voralpidischen B-Achsen interpretiert. Die Auffassung von MATTHIAS (1961) und VOHRYZKA (1968), daß es sich hier um eine epigenetische Vererzung alpidischer ac-Klüfte handelt, konnte nicht bestätigt werden.

Die im Aufschluß und bei der Übersichtsbetrachtung dominierende Lagerform der Erzreicherungen läßt sich auch im Handstück- und Mikrobereich nachweisen, wenngleich gesagt werden muß, daß es sich hierbei um Einzelfälle handelt. Aber sehr eindrucksvolle Beispiele für schicht- und schieferungsparallele Metallisationen im Handstückbereich sind in den Cu-Fe-Vorkommen St. Christoph (Abb. 1), Rendelalpe, Falpetan (VAVTAR, 1981; Abb. 3) und Serneskopf (VAVTAR, 1985;

Abb. 10), sowie in den Zn-Pb-Vorkommen St. Christoph (Abb. 17), Knappenkar (Abb. 23) und Sattelalpe (Abb. 24) gegeben. Hier treten an den Erzfeinlagen die gleichen tektonischen Verformungen auf, wie sie im Nebengestein festzustellen sind. Sie reichen von flachwälligen Verbiegungen (Abb. 17) über ausgeprägte Faltenstrukturen (Abb. 24) bis zu extremen Feinfältelungen (Abb. 23), für welche die Bezeichnung Erzphyllonit angebracht ist. Angesichts solch aussagekräftiger Erzgefüge (etwa Abb. 23, 24) kann nicht von einer postkinetischen Platznahme der Erze gesprochen werden. Es ist unverständlich, wie MATTHIAS (1961) und VOHRYZKA (1968) zur Auffassung gelangen konnten, daß lediglich „kleinere sekundäre Bewegungen“ zur Kataklase der Erzminerale geführt hätten, Erz und Nebengestein hinsichtlich der Intensität der mechanischen Durchbewegung jedoch nicht übereinstimmen würden.

Im Zuge der kräftigen tektonischen Beanspruchung wurden die Primärgefüge verwischt, sodaß selbstverständlich Strukturen, die eine primäre Anreicherung widerspiegeln, fehlen. Auch kolloidale Gefüge, etwa vom Typus Schalenblende oder Melnikovitpyrit, die in kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten relativ häufig auftreten, konnten nicht nachgewiesen werden. Es fehlen auch charakteristische Sedimentationsstrukturen etwa in Form geopetaler Gefüge. Wenn man jedoch bedenkt, daß die Silikate und Oxide in den umgebenden, hochgradig metamorphen Paragesteinsserien nur mehr gelegentlich sedimentäre Strukturen etwa in Form einer mehr oder weniger deutlichen Gradierung (PURTSCHELLER, 1971) zeigen und daß die Sulfide der Erzlagen den Silikaten und auch Oxiden in puncto Reaktionsbereitschaft, Rekristallisationsfähigkeit und -geschwindigkeit sowie Plastizität und Translationsvermögen weit überlegen sind, ist nicht anzunehmen, daß primäre Sedimentationsgefüge nachzuweisen sind. Jedoch gibt es Anzeichen dafür, daß der Metallinhalt mitunter noch in den ursprünglichen Positionen erhalten geblieben ist. Mögliche Hinweise darauf liefern uns jene mikroskopischen Gefügebilder, in denen relikte Erzfeinlagen in stoffkonkordanter Abfolge einen feinschichtigen Lagenbau von Erz- und Lagerartparagenesen erkennen lassen. Beispiele dafür sind sowohl in den Cu-Fe-Paragenesen Mutzköpfe (Abb. 3), Tschingl (VAVTAR, 1979b: Abb. 1, 3; VAVTAR, 1981: Abb. 4, 5), Boden (VAVTAR, 1980: Abb. 3) und Plangeross (VAVTAR, 1983: Abb. 5), als auch in den Zn-Pb-Paragenesen der Vorkommen Knappen Tal (Abb. 21), Knappenkar (Abb. 22) und Sattelalpe (Abb. 27) zu finden. Daß es sich dabei tatsächlich um primäre, präalpidische Metallkonzentrationen handelt und nicht um belteropore selektiv-metasomatische Vererzungen, erkennt man auch daran, daß etwa in den Cu-Fe- und Zn-Pb-Vorkommen von St. Christoph (Nr. 1) Granat, der aus alpidisch metamorphen Paragenesen nicht nachgewiesen ist (AMANN, 1985), die Erzminerale als Interngefüge eingeschlossen hat.

An Hand diverser Mikrobilder (Abb. 19; VAVTAR, 1979b: Abb. 1, 3, 4, 5, 6; VAVTAR, 1980: Abb. 3, VAVTAR, 1981: Abb. 4, 5) läßt sich nachweisen, daß die im Kleinstbereich manchmal noch konservierten und von der Metamorphose nicht zur Gänze verwischten, ursprünglichen Metallanreicherungen häufig eine dem Erzträgergestein symmetriekonstante Überprägung erkennen lassen. In diesen Gefügen stimmen die Koordinaten von Erz- und Lagerart-Teilgefüge überein, d. h. gleiche Fältelungssachse (b), gleiche Einengungsrichtung (a) und somit auch gleiches (c). Im Sinne von SAN-

DER (1950) liegen hier demnach „homotrope Teilgefüge“ vor, welche eine syngenetische, prämetamorphe Anlage der die jeweiligen Teilgefüge aufbauenden Komponenten belegen. Eine Besonderheit zeigt sich im Vorkommen vom Knappen Tal (Abb. 19), wo ein älteres homotropes Teilgefüge von einer nicht symmetriegemäßen schiefen Relativbewegung überprägt wurde, auf welche bevorzugt die Zinkblende reagiert hat. Da diese Zn-Pb-Paragenese unmittelbar an einer jungen tektonischen Linie liegt, könnte die nachträgliche Prägung mit tertiären Bewegungen zusammenhängen. Daraus ergibt sich jedoch wieder, daß die Anlage der Erze präkinetisch in Bezug auf die alpidische Tektonik erfolgt sein muß.

Der überwiegende Teil der im mikroskopischen Bereich feststellbaren Erzgefüge besteht aus sogenannten „monoklinen Bewegungsbildern“ (RAMDOHR, 1975). Sie sind die Folge von s-parallelen Bewegungen unter gerichtetem Druck und ohne wesentliche Temperaturerhöhung an einem prädeformativen, feinschichtig wechselleiternden Erz- und Nebengesteinsbestand. Dabei kam es unter anderem zur Ausbildung von Fließstrukturen weicher Erz- und Nebengesteinsminerale bzw. zum Anschmiegen der primären Paralleltexturen um Porphyroblasten und Nebengesteinshärtlinge, die mitunter präkinematische Sulfiddurchstäubungen als Interngefüge erkennen lassen. Es entstanden Stauchfalten und -wirbel sowie Druckschatten in den toten Räumen teilweise rotierter Porphyroblasten (vgl. Abb. 18, 27, 28). Weiters erfolgte im Zuge dieser mechanischen Deformationen verschiedentlich eine Regelung nach der Korngestalt von heterometrischen Erz- und Nebengesteinsanteilen parallel zu den Ebenen maximaler Relativbewegungen. Einige ausgewählte Beispiele dafür sind: Abb. 3, 18, 22, 26 oder Abb. 4, 5 (VAVTAR, 1979b), Abb. 7, 8 (VAVTAR, 1980), Abb. 4, 5 (VAVTAR, 1985). Der Grad der Deformation hängt vom unterschiedlichen Festigkeitsverhalten der mineralischen Komponenten ab. So entstehen im Magnetkies s-parallele Translationslamellen, während Pyrit- und Arsenkiesporphyroblasten rotieren und s-parallel zerbrechen. Die genetische Interpretation dieser deskriptiv erfaßten Gefügemerkmale ergibt – wiederum im Sinne von SANDER – „homotaktische Teilgefüge“. Das besagt, daß die Gefügekoordinaten der jeweiligen Mineralteilgefüge zwar nicht übereinstimmen müssen, aber auch keine Erniedrigung der Gesamtsymmetrie nachweisbar ist. Die Symmetrieelemente der hier vorliegenden Erz- und Lagerart-Teilgefüge widersprechen sich nämlich nicht. Ihre Prägung ist aber nicht zwingend als zeitgleicher Formungsakt zu deuten, da die Möglichkeit nicht auszuschließen ist, daß „gleiche Pläne nach langen Zeiten symmetriekonstant wieder erwachsen können“ (SANDER, 1950, S. 84). Jedoch handelt es sich auch bei den homotaktischen Teilgefügen um prätektonische Metallisationen, und sind metasomatische Vererzungen auszuschließen, weil nicht anzunehmen ist, daß durch Abbildungskristallisationen deformierte Kristallgitter übernommen werden. Eine Tatsache, die von SCHULZ et al. (1986) im Zusammenhang mit der Sideritlagerstätte Hüttenberg in Kärnten besonders betont wird. In all jenen Fällen, in denen durch postdeformative Kristallisationen ein Lagenbau abgebildet wird (Abb. 23, 26; VAVTAR, 1985: Abb. 5), handelt es sich um völlig intakte Kristalle, die weder Undulation noch irgendwelche Translationslamellen erkennen lassen.

Intragranulare Deformationserscheinungen wie gekrümmte Druckzwillingslamellen im Kupferkies und Magnetkies (Abb. 9, 11, 26, 47; VAVTAR, 1980: Abb. 8; VAVTAR, 1985: Abb. 3), Zwillingsgleitungen in Zinkblenden und Kupferkies – erkennbar an abgestuften Intergranularen (Abb. 16, 50) und versetzten, älteren Umwandlungslamellen (Abb. 9, 10, 12) – oder zu perlchnurartigen, s-parallelen Gebilden ausgewalzte FeS-Entmischungen in Zinkblenden (Abb. 29) sind die Folgen von para- bis postkristallinen Durchbewegungen. Bei den Magnetkiesentmischungen handelt es sich also nicht um postkinematische Bildungen aus Fe-reichen, im Zuge jüngster Bewegungen entstandenen Zinkblenden (MATTHIAS, 1961; VOHRYZKA, 1968). Aus den ZnS-FeS-Korngefügen ist ersichtlich, daß Fe-reiche Zinkblende samt ihren Magnetkiesentmischungen deformiert worden ist. Es gibt auch keine Anhaltspunkte für eine mit mechanischer Beanspruchung zusammenhängende starke Erwärmung der Erzparagenesen. Vielmehr sind aus dem Auftreten von Mackinawitflitterchen innerhalb von Druckzwillingslamellen im Kupferkies Deformationstemperaturen von maximal 200°C abzuleiten. RAMDOHR (1975) weist darauf hin, daß alle an weichen und plastischen Sulfiden noch feststellbaren Beanspruchungen auf schwach epizonal-metamorphe Deformationen zurückzuführen sind.

Kataklastisch und brecciert erscheinen hingegen Pyrit und Arsenkies (VAVTAR, 1979a: Abb. 2; VAVTAR, 1985: Abb. 6) sowie natürlich auch harte Nebengesteinsanteile. Die weichen Erzminerale sind in Risse und Sprünge hineingepräßt. Sie scheinen die breccierten Komponenten zu „verdrängen“. VOKES (1971) bezeichnet diesen Vorgang als „plastisches Fließen“. Diese vermeintlichen Verdrängungen haben zu irrtümlichen genetischen Interpretationen geführt. Es wurden jedoch nicht mylonitische Paragneiszonen durch junge (kretazische) Metallösungen infiltriert und wegsamkeitsbedingt vererzt, sondern Erz und Erzträgergestein sind gemeinsam brecciert und mitunter mylonitisiert worden.

In diesen para- bis postkristallin entstandenen Erzbreccien sind die wechselseitigen Beeinflussungen von Erz- und Nebengesteinskomponenten recht kompliziert und nicht eindeutig klarbar. Neben Beispielen für Sulfide als „Verdränger“ von Nebengesteinsbruchstücken ist auch der umgekehrte Fall zu beobachten (Abb. 54). Sicher ist jedoch, daß diese epigenetischen Gefüge nicht als Folge einer „jüngeren Vererzung“ zu erklären sind, sondern daß es sich dabei um einen prätektonischen Stoffbestand handelt, auch was die Erze betrifft.

Als Reaktion auf latente Gitterbeanspruchung sind Rekristallisationen der Sulfide und der Lager- bzw. Gangartminerale, bisweilen auch von Quarz allgemeinwählig (Abb. 5, 22, 25, 26, 55; VAVTAR, 1980: Abb. 7). Verbunden damit sind sowohl stoffliche Verschiebungen – rekristallisierte Kornaggregate sind frei von Entmischungen – als auch Strukturveränderungen zu granoblastischen Pflasterstrukturen mit geraden kaum verzahnten Intergranularen, die in monomineralischen Rekristallisationsaggregaten 120°-Tripelpunkte (LAWRENCE, 1973) bilden (Abb. 5, 25, 55).

Obwohl mehrdeutige, epigenetische Makro- und Mikrogefüge vorherrschen, sind doch immer wieder discrete, eindeutige Einzelheiten nachzuweisen, auf Grund derer eine gleichaktige und gleichförmige mechanische Formung der Erz-, Lagerart- und Nebengesteinskomponenten angenommen werden muß. Sie sind mit Sicherheit keine Folge „jüngster“ Bewegungen, sondern

bestätigen vielmehr die sich aus den Geländebeobachtungen anbietende Schlußfolgerung einer gleichzeitigen Bildung der Metasedimente mit ihren lagerförmigen Metallinhalten.

Wenn die Annahme syngenetischer Metallkonzentrationen, welche sich aus der Diskussion der deskriptiven Erzgefügemerkmale anbietet, stimmt, dann muß auch eine Korrelation der metamorphen Charakteristik zwischen Erz und Erzträgergestein erkennbar sein. Aus den polymetamorphen Nebengesteinsparagenesen sind, wie einleitend schon ausführlich beschrieben worden ist, drei metamorphe Ereignisse abzuleiten: ein relikthaft belegtes prävariszisches Hochdruckgeschehen mit eklogitfazieller Überprägung bei 690°C und ≥ 14 kb im Bereich des Stubai-Ötzalkristallins (MILLER in HOINKES et al., 1982) bzw. 650°–750°C und 15–22 kb im Silvrettakristallin (MAGGETTI & GALETTI, 1984). Nach der Schlingentektikone führte eine variszische, amphibolitfazielle Regionalmetamorphose mit ca. 670°C und mindestens 4 kb im Hochtemperaturbereich zu einer teilweisen Anatexis (HOINKES et al., 1972, 1982). Schließlich eine alpalidische Regionalmetamorphose, die im südwestlichen Schneeberger Zug und dem im Südosten anschließenden Altkristallin mit $>600^\circ\text{C}$ und >6 kb (HOINKES, 1986) amphibolitfazielle Bedingungen erreicht hat. Nach N und NW nimmt die Intensität dieser kretazischen Metamorphose ab, und westlich der Chloritoidzone (THÖNI, 1981) hat postvariszisch keine Temperaturerhöhung über 350°C stattgefunden (Abb. 56). Auch im Silvrettakristallin sind alpidische Temperaturen über 350°C auf einen schmalen, dem Rand zum Unterengadiner Fenster parallel verlaufenden Streifen beschränkt.

Experimentell bekannt gewordene Umwandlungs- und Inversionstemperaturen von instabilen Mischkristallen können uns wertvolle Hinweise liefern, welchen Metamorphosebedingungen die Erzminerale ausgesetzt waren. Da jedoch diese experimentellen Daten nicht ohne weiteres auf natürliche Bedingungen umgelegt werden können und Hochtemperaturphasen aus uns nicht ersichtlichen Gründen dort, wo sie zu erwarten wären, auch fehlen können, ist ihr Nichtvorkommen nicht gleichbedeutend mit niedrigthermaler Bildung bzw. metamorpher Überprägung (RAMDOHR, 1975).

Sehr zahlreich sind die Beispiele für ehemaligen Hochtemperatur-Kupferkies mit der charakteristischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellierung (Abb. 8 bis 12; VAVTAR, 1979a: Abb. 3, 4; VAVTAR, 1985: Abb. 2). TUFAR (1981) weist darauf hin, daß Hochtemperatur-Kupferkies typisch sei für die polymetamorphen Erzparagenesen im Altkristallin und teilweise auch im Paläozoikum der Ostalpen. Experimentell konnte nachgewiesen werden, daß im reinen Cu-Fe-S-System der tetragonale β -Kupferkies bis $547^\circ \pm 5^\circ\text{C}$ (YUND & KULLERUD, 1966) bzw. bis 557° (BARTON, 1973) beständig ist und dann übergeht in eine kubische α -Phase mit Metallüberschuß + Pyrit (CRAIG, 1982). Der Inversionspunkt von α - zu β -Kupferkies wird jedoch mit zunehmendem Druck erniedrigt und zwar um $4/1$ kb (YUND & KULLERUD, 1966). Würde man die im Südosten des Altkristallins erreichten P-Bedingungen der kretazischen Metamorphose ohne Einschränkung auch für den NW-Abschnitt annehmen, so müßten für die Bildung von Hochtemperatur-Kupferkies als Folge dieser Metamorphose immer noch Temperaturen $>500^\circ\text{C}$ nachzuweisen sein. Um jedoch die Bildung von Hochtemperatur-Kupferkies in der Stilpnometanzone

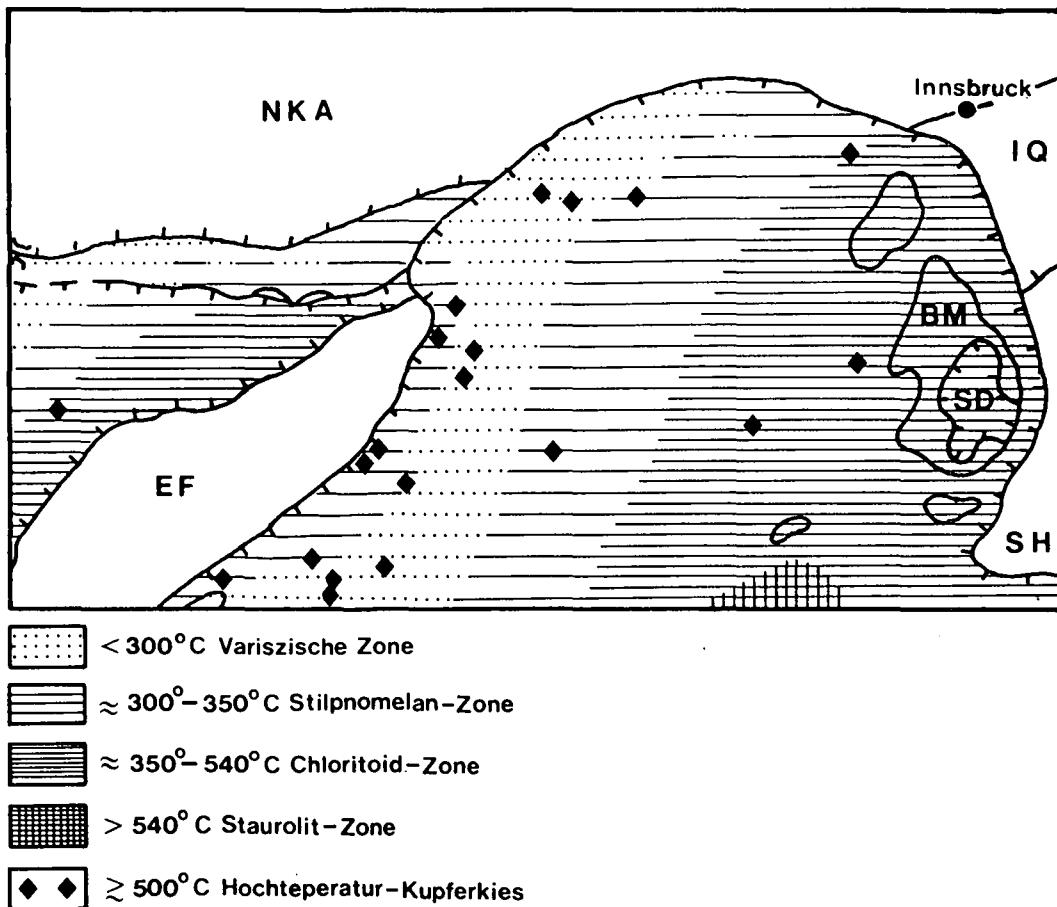


Abb. 56.

Temperaturzonierung der kretazischen Metamorphose nach THÖNI (1981), ergänzt durch variszische Hochtemperatur-Erzparagenesen.
BM = Brenner-Mesozoikum; EF = Engadiner Fenster; IQ = Innsbrucker Quarzphyllit; NKA = Nördliche Kalkalpen; SD = Steinacher Decke; SH = Schieferhülle.

(Abb. 56) als kretazisch-metamorphes Ereignis zu erklären, wären schon Drücke von 50 kb notwendig.

Eine weitere hochtemperierte Bildung stellen die sternchenförmigen Entmischungen von Zinkblende aus Kupferkies dar. Sie sind jedoch nicht immer so schön ausgebildet wie im Vorkommen Knappenhof (Abb. 13, 14). Hier konnte auch auf Grund der mobilkonturierten Kristallisation dieser ZnS-Sternchen ihre Entstehung eindeutig nach dem Zerfall von Hochtemperatur-Kupferkies eingestuft werden. Nach RAMDOHR (1975) treten Zinkblendedesternchen nur in Lagerstätten hoher Bildungstemperaturen und zwar bei 500°C auf. MOH (1975) konnte belegen, daß die α - β -Umwandlungstemperatur von Kupferkies, wenn er mit Zinkblende koexistiert, auf $500^\circ\text{C} \pm 10^\circ\text{C}$ gesenkt wird, und α -Kupferkies ca. 4 Gew.-% ZnS, hingegen β -Kupferkies nur etwa 1,25 Gew.-% ZnS lösen kann.

Nicht nur Gefügerelikte im Kupferkies, sondern auch massenhaft auftretende Magnetkiesentmischungen in Zinkblenden weisen auf katazonale Bildungsbedingungen hin. Diese versuchten MATTHIAS (1961) und VOHRYZKA (1968) als unmittelbare Folge junger, postkristalliner Bewegungen zu erklären. Gegen eine solche Interpretation sprechen allerdings sowohl die Korngefügebefunde an Zinkblenden (Abb. 29, 50) als auch die immer wieder gemachten Beobachtungen, daß im Nahbereich der angeblich „jungen“ hochtemperierte Erzparagenesen das Nebengestein lediglich retrograde Mineralneubildungen aufweist. Es ist wohl nicht anzunehmen, daß

eine nachträgliche Erwärmung von $>500^\circ\text{C}$ nur auf die Erzfeinlagen beschränkt geblieben wäre.

Da der Einbau von FeS in das ZnS-Gitter mit einer Volumensvergrößerung verbunden ist, der Fe-Gehalt also auch druckabhängig ist, würden sich Zinkblenden im Gleichgewicht mit hexagonalem Magnetkies und Pyrit für eine Druckbestimmung anbieten (BARTON & TOULMIN, 1966; SCOTT & BARNES, 1971; SCOTT, 1973). Jedoch war die Anwendung dieses Geobarometers, welches im temperaturabhängigen Bereich ($>500^\circ\text{C}$) des Systems Cu-Fe-Zn-S als $P = 42,3 - 32,1 \log \text{mol-}\% \text{ FeS}$ (HUTCHISON & SCOTT, 1981) ausgedrückt werden kann, aus verschiedenen Gründen nicht sinnvoll. Bis jetzt war nur im Vorkommen Sattelalpe (Nr. 49) Zinkblende koexistierend mit Magnetkies und Pyrit festzustellen. Allerdings ist der Magnetkies dieses Vorkommens weitgehend rekristallisiert (Abb. 25, 26) und vermutlich durch Zufuhr fluider Phasen umgewandelt und zerfallen zu einem sogenannten grauen Zwischenprodukt bzw. zu Pyrit \pm Markasit. SCHMITZ & WIECHOWSKI (1973) konnten an Magnetkiesen des Pflerschtals belegen, daß dieses graue Zwischenprodukt eine Verwitterungsabfolge des hexagonalen Magnetkies mit einem Fe : S-Verhältnis zwischen 1 : 1 und 1 : 1,92 darstellt. Außerdem ist der Fe-Gehalt der Zinkblende fast vollständig entmischt zu Magnetkies. Durch diese nachträglich im Tieftemperaturbereich stattgefundenen Gleichgewichtseinstellungen kam es zur Erniedrigung des Fe-Gehaltes in den Zinkblenden. Es würden sich somit hö-

here, von den Druckverhältnissen im Nebengestein stark divergierende, falsche P-Bedingungen ergeben. Auch BROWN et al. (1978), BOCTOR (1980) und HUTCHISON & SCOTT (1981) weisen darauf hin, daß die Anwendung dieses, in der Theorie sehr schönen Geobarometers, bei Erzparagenesen mit Tieftemperaturreaktionen problematisch ist. RAMDOHR (1975, S. 85) bemerkte bezüglich einer angestrebten Unterteilung der Erzmetamorphose in Tiefenstufen: „Läßt man für die Erzminerale dieselben Tiefenstufen wie für die Silikatminerale gelten, so ist es in vielen Fällen das einfachste, die Silikatminerale selbst als Indikatoren zu benutzen.“

In der Cu-Fe-Paragenese vom Glücksgrat (Nr. 101) sind besonders signifikante Beispiele für metamorphe Stoffumlagerungen und Mineralneubildungen gegeben, die sowohl mit den altpaläischen als auch mit den variszischen Metamorphosebedingungen des Nebengesteins sehr gut korrelierbar sind. So sind etwa die Zinnkiesentmischungen im Kupferkies, die auf Temperaturen über 460°C (BERNHARD, 1972; MOH, 1975) hinweisen sowie auch Cubanit und Mackinawit auf Grund ihrer Mikrogefüge (VAVTAR, 1986: Abb. 3, 4, 5) als variszisch-metamorphe Neubildungen aus einer Sn- und Biführenden, hochtemperierte Erzparagenese einzustufen. Als Mineralneubildungen im Zuge der altpaläischen Metamorphose, ohne Stoffzufuhr von außen, werden hingegen Bornit, Hexastannit, Mawsonit, Magnetit und Wittichenit, dieser als Reaktionsbildung zwischen Bornit und Wismut angesehen (VAVTAR, 1986: Abb. 8, 9). Der dabei entstandene Hochtemperatur-Bornit ist retrograd zerfallen zu lamellarem Kupferkies, Kupferglanz und Idait (VAVTAR, 1986: Abb. 6, 7). Nach BRETT (1963) sind daraus Temperaturen zwischen 190° und 210°C abzuleiten.

Auch Cubanit, ein wichtiges Mineral metamorpher Lagerstätten, konnte in zwei Vorkommen nachgewiesen werden: am Glücksgrat (Nr. 101) sowohl als lamellare Entmischung im Kupferkies, als auch als eigenes Mineral und im Wörgetal (Nr. 84) nur als Entmischung in Kupferkieströpfchen, die in Pyrit- und Arsenkiesporphyroblasten siebartig eingeschlossen sind. Auf diese Weise war der Cubanit vor einem weiteren Zerfall zu Magnetkies geschützt und ist zum Unterschied von den anderen Paragenesen erhalten geblieben. Das heißt aber, daß die Porphyroblastenbildung vor der Cubanientmischung anzusetzen ist. CABRI et al. (1973) weisen auf 205 ± 5°C als obere Stabilitätsgrenze für Cubanit im System Cu-Fe-S hin, während RAMDOHR (1975) als wahrscheinlichstes Entmischungsintervall 250–300°C angibt.

Aus dem bevorzugten Auftreten des Mackinawit innerhalb von Druckzwillingslamellen bzw. aus einer den Lamellenscharen parallel verlaufenden Orientierung von Mackinawitflitterchen (Abb. 8, 9, 10, 12) kann der Schluß gezogen werden, daß die Deformationstemperaturen um 200°C gelegen haben dürften. CLARK & CLARK (1968) weisen darauf hin, daß für einen Mackinawit ($Fe_{1+x}S$) die obere Stabilitätsgrenze mit $135^\circ \pm 5^\circ C$ anzunehmen ist. Wenn jedoch Nickel ± Kobalt beigelegt sind, was im Vorkommen Knappenhof (Nr. 91) der Fall ist, dann ist Mackinawit bis 200°C stabil (KUCHA, 1981).

Im folgenden werden einige Reaktionsgleichungen, die sich aus den mikroskopischen Befunden ergeben, nach ihren Bildungstemperaturen gereiht dargestellt. Unter den Hochtemperaturmodifikationen auf der linken Seite der Gleichungen wird der kubische Hochtem-

peratur-Kupferkies als „intermediate solid solution“ angegeben:

1) Pyrit + intermediate s.s. $FeS_2 + (Cu,Fe)_{1+x}S$	$547 \pm 5^\circ C$	Kupferkies $CuFeS_2$
2) Pyrit + intermediate s.s. $FeS_2 + (Cu,Fe)_{1+x}S$	$532 \pm 10^\circ C$	Kupferkies + Hoch-Bornit $CuFeS_2$ + $(Cu_2S)_{5+x} (Fe_2S_3)_{1-x}$
3) intermediate s.s. $(Cu,Fe,Zn)_{1+x}S$	$500 \pm 10^\circ C$	Kupferkies + Zinkblende $CuFeS_2 + (Zn,Fe)S$
4) intermediate s.s. $(Cu,Fe,Sn)_{1+x}S$	$462 \pm 4^\circ C$	Kupferkies + Zinnkies $CuFeS_2 + Cu_2FeSnS_4$
5) Stannoidit + Bornit + Kupferkies + (Pyrit?) $Cu_8Fe_3Sn_2S_{12}$ + $Cu_5FeS_4 + CuFeS_2$ + FeS_2	$390^\circ C$	Mawsonit $Cu_6Fe_2SnS_8$
6) intermediate s.s. + Pyrit $(Cu,Fe)_{1+x}S + FeS_2$	$334 \pm 17^\circ C$	Magnetkies + Kupferkies $Fe_{1-x}S + CuFeS_2$
7) intermediate s.s. $(Cu, Fe)_{1+x}S$	$205 \pm 5^\circ C$	Cubanit $CuFe_2S_3$
8) Hoch-Bornit $(Cu_2S)_{5 \pm x} (Fe_2S_3)_{1 \pm x}$	$200 \pm 10^\circ C$	Bornit + hex. Kupferglanz $Cu_5FeS_4 + Cu_2S$
9) Hoch-Bornit $(Cu_2S)_{5 \pm x} (Fe_2S_3)_{1 \pm x}$	$195 \pm 5^\circ C$	Bornit + Kupferkies $Cu_5FeS_4 + CuFeS_2$

1, 6 = YUND & KULLERUD (1966); 2 = BARTON (1973); 3, 4 = MOH (1975); 5 = LEE et al. (1975); 7 = CABRI et al. (1973); 8, 9 = BRETT (1963).

Stellt man nun die Temperaturverteilung der altpaläischen Metamorphose der regionalen Verbreitung der Hochtemperatur-Erzparagenesen gegenüber (Abb. 56), so ergibt sich folgendes Bild: Erzmineralphasen, die auf hochtemperierte Bildungsbedingungen hinweisen, treten auch in Kristallinabschnitten auf, in denen die entsprechenden Temperaturen postvariszisch bei weitem nicht mehr erreicht worden sind. Sie belegen somit eine präpaläische Genese der betreffenden Metallisationen.

Aus den angeführten Kennzeichnungen kann weiters geschlossen werden, daß die Erzparagenesen variszisch, sehr wahrscheinlich auch prävariszisch metamorph überprägt worden sind und zwar unter P-T-Bedingungen, die im Nebengestein zu einer teilweisen Aufschmelzung geführt haben. Daher sind selbstverständlich auch bei den sulfidischen Erzmineralen metamorphe Stoffumlagerungen sehr wahrscheinlich. Nach VOKES (1971) sind während einer Regionalmetamorphose Stoffwanderung im Millimeter- bis Meterbereich zu erwarten. Fraglich sind jedoch metamorphe Umlagerungen über Entfernung von mehreren Kilometern, zumal auch die Frage nach der Art des Stofftransports nicht eindeutig geklärt ist. Jedoch ist anzunehmen, daß neben mechanischen Teilbewegungen, wozu auch das sogenannte plastische Fließen (Verkittung kataklastischer Minerale durch weiche Sulfide, Anreicherungen in Druckschatten, Abwandern der Sulfide ins Faltenknie) und Verschleppungen entlang von hOI-Scherflächen (VAVTAR, 1980) zu rechnen sind, auch chemische Teilbewegungen erfolgten, wie im Mikrobereich aus myrmekitischen Verwachsungen (Abb. 44) zu erkennen ist. SCHULZ & FUCHS (1983) weisen darauf hin, daß schon in frühdiagenetischen Stadien chemische Stoff-

bewegungen möglich sind. So darf wohl auch mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß bei Metamorphosebedingungen, die im silikatischen Erzträgergestein zu teilweiser Anatexis geführt haben können, auch die Sulfide zumindest partiell aufgelöst und durch hydrotogene Lösungen umgelagert worden sind. Auf diese Weise ließe sich auch die Bildung und scharfe Konturierung von stratiformen Lagergängen und disjunkten Gangfüllungen erklären.

6.3. Genetisch analoge ostalpine Erzparagenesen

Aus dem polymetamorphen Altkristallin und Paläozökum des ostalpinen Grundgebirges ist eine große Anzahl nach Erzparagenese und -gefuge vergleichbarer Kies- und Blei-Zink-Vorkommen meist geringer Extensität bekannt. So etwa Kieslager in phyllonitischen Randzonen des Schwazer Augengneises (WENGER, 1979, 1983) nördlich des Tauernfensters, oder südlich davon in Glimmerschiefern und Paragneisen des Defreggengebirges sowie in der Thurntaler Phyllitzone (NEINAVAEI, 1979; GHASSEMI, 1980; FUCHS, 1980, 1981, 1982; NEINAVAEI et al., 1983). Auch aus Biotit-Muskovit-Granatglimmerschiefern der polymetamorphen Serie des Lungauwerden von TUFAR (1971) und BAUER (1981) schichtparallele Pb-Zn-Anreicherungen bei Ramingstein beschrieben. Schließlich sei noch auf die Fe-Cu-Vorkommen im Mittel- und Unterostalpinen Altkristallin des Alpenostrandes (TUFAR, 1966, 1968, 1969) hingewiesen.

Diese schichtig-lagerförmigen, stratiformen Sulfidanhäufungen stimmen im Durchbewegungs- und Metamorphosegrad mit den sie umgebenden Gesteinsserien weitgehend überein und werden auf Grund dieser nebengesteinskonformen Tektogenese und metamorphen Entwicklung als syngenetische submarine Bildungen mit extrusiver oder hydrothermaler Metallzufuhr angesehen. Wie bei den Erzvorkommen des Stubai-Ötztales und Silvrettakristallins weisen auch hier hochtemperierte gebildete, relikthaft erhaltene Mineralphasen auf Umbildungsbedingungen hin, die in den betreffenden Gebieten in alpidischer Zeit nicht mehr erreicht worden sind. Ebenso sind Mobilisationen des primären Lagerstätteninhaltes als Folge tektonischer und metamorpher Überprägungen verbreitet.

Dem Vererzungstyp nach sind diese Metallisationen im kristallinen Grundgebirge des Ostalpins vergleichbar mit den als schichtgebunden submarin-exhalativ erkannten Lagerstätten des „erweiterten Lahn-Dill-Typ“ (TUFAR, 1981).

7. Genetische Schlüssefolgerungen

Die im Rahmen der vorliegenden Studie erarbeiteten Merkmale betreffend die stoffliche Zusammensetzung, den Mineralbestand und das tektonisch-metamorphe Gefüge der polymetamorphen, sulfidischen Erzkonzentrationen sind:

- Stratiforme, stoffkonkordante, bisweilen sogar feinschichtig wechselseitige Erz- und Lagerartparagenesen, mit relikthaft erhaltenen, von den Metamorphosephasen noch nicht zur Gänze verwischten Primärgefügen.

- Erzminerale als si im präalpidisch gebildeten Granat.
- Symmetrologische Übereinstimmung hinsichtlich Faltung, Schieferung und Zerscherung in den Makro- und Mikroteilgefügen von Erz und Erzträgergesteinen mit Ausbildung homotroper und homotaktischer Teilgefüge.
- Gleichartige Breccierung und Mylonitisierung der Erz- und Nebengesteinsmineralparagenesen sowie para- bis postkristalline Korndeformationen an Erz-, Lagerart- und Nebengesteinskomponenten.
- Eine für metamorphosierte Erzkonzentrationen typische, anomale Spurenlementparagenese mit hoch- und tiefthermalen Elementen in Zinkblenden und Bleiglanzen.
- Diskordant zur Temperaturzonierung der alpidischen Metamorphose des Nebengesteins verlaufende, hochtemperierte Erzmineralparagenesen, die mit den Bedingungen der kaledonischen und der variszischen Metamorphose übereinstimmen.
- Vergleichbar mit der teilweisen Anatexis im Nebengestein erfolgte Stoffumlagerungen und Mobilisationen des Erzinhaltes mit Bildung von Lagergängen, die jedoch eine räumliche Gebundenheit an ihre Primärposition erkennen lassen.
- Fehlen ausgedehnter, diskordanter Gangbildungen mit Kristallisationsabfolgen.
- Charakteristische Leitschichten im Nahbereich der Metallisationen; z. B. Metavulkanite und Ti-reiche Feinschichten, erhöhter Graphitgehalt als Hinweis auf sedimentär-biogene Prozesse.
- Schwefelisotopenverhältnisse, die eine magmatogene Stoffherkunft sehr wahrscheinlich machen.

Diese Befunde, sind „z. T. schon für sich, vor allem aber in gemeinsamer Betrachtung zur genetischen Identifizierung synsedimentär angelegter, metamorphosierter Lagerstätten in Betracht zu ziehen“ (SCHULZ, 1986, S. 261). Auch wenn es sich bei den aufgezählten Charakteristika um Einzelbefunde handelt, geht aus ihnen hervor, daß die für die Metallanreicherungen in den polymetamorphen, präkambrischen bis kambrischen Gesteinsserien des Stubai-Ötztales und Silvrettakristallins die Interpretation als alpidisch-epigenetische Vererzung nicht mehr länger aufrecht zu erhalten ist. Vielmehr hat auch für diese Erzvorkommen jenes genetische Konzept zu gelten, welches TUFAR (1971b, 1974, 1979, 1980, 1981) an Hand mineralparagenetischer und gefügekundlicher Studien an Fe-Cu- und Zn-Pb-Vorkommen in präalpidischen Gesteinsserien des Alpenostrandes entwickelt hat: daß nämlich die Metallkonzentrationen, ebenso wie die umgebenden Gesteinsserien auf Grund übereinstimmender Gefüge und Strukturen präalpidischen Ursprungs sein müssen.

Nach dem derzeitigen Wissensstand betreffend das alpidische und variszische Geschehen handelt es sich bei den polymetamorphen Kies-Kupfer- und Blei-Zink-Erzanreicherungen um prävariszische, syngenetische Bildungen mit extrusiver oder hydrothermaler Metallzufuhr im Zusammenhang mit prävariszischen magmatischen Zyklen. Stoffumlagerungen im Zuge der variszischen und alpidischen Orogenese- und Metamorphosephasen führten zu einer weitgehenden Verschleierung der ursprünglichen Strukturen und zur Bildung mehrdeutiger Erzgefüge, auf Grund derer es zu Fehlinterpretationen der Metallogenese gekommen ist.

Bei der Interpretation der prävariszischen Ereignisse bestehen noch beträchtliche Unsicherheiten insbesondere, was die lithostratigraphische Gliederung der

hochmetamorphen, prävariszischen Orthogesteinsserien betrifft. Somit sind auch Aussagen über die mit dem prävariszischen Geschehen unmittelbar zusammenhängende Metallogenese doch noch etwas spekulativ. Das gilt vor allem auch für plattentektonische Überlegungen (HÖLL & MAUCHER, 1976; HÖLL, 1977; HÖLL et al., 1978; POHL, 1984). Jedoch wäre eine kaledonische Metallogenese im Zusammenhang mit magmatischen Ereignissen als Folge einer Subduktion ozeanischer Kruste unter den europäischen Kontinent (FRISCH et al., 1984; TOLLMANN, 1986) durchaus vorstellbar.

Wenn auch den Erzvorkommen im Stubai-Ötztal-Silvrettakristallin auf Nordtiroler Boden heute keine wirtschaftliche Bedeutung mehr zukommt, so ist der Nachweis syngenetischer Metallisationen in präkambrischen bis kambrischen Gesteinsserien insofern von lagerstättengenetischer Bedeutung, als sie als Bezugsquellen für jüngere metallogenetische Prozesse in Betracht zu ziehen sind. Dies vor allem im Hinblick auf die Erwägungen über metallogenetische Vererbung ausgelöst durch Anatexis, Palingenese oder thermische Mobilisation alter Metallinhalte mit Verschleppung in jüngere Gesteinsserien (PETRASCHECK, 1968, 1974, 1983; ROUThIER et al., 1973; BRIGO & OMENETTO, 1979; TU FAR, 1981; PETRASCHECK & POHL, 1982).

Literatur

- ALWASHE, A. M.: Die Anwendung geochemischer Prospektionsmethoden im Bereich der Buntmetallvererzungen im Kristallin E und W von St. Christoph/Arlberg (Vorarlberg/Tirol). – Dipl.-Arb. Univ. Berlin, Berlin 1974.
- AMANN, A.: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. – Diss. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1985.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck. 1:75.000. Mit Erläuterungen, 88 S. – Wien (Geol. B.-A.) 1924.
- BARTON, P. B. Jr.: Solid solutions in System Cu-Fe-S Part I: The Cu-S and CuFe-S Joins. – Econ. Geol., **68**, 455–465, 1973.
- BARTON, P. B. Jr. & TOULMIN, P.: Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. – Econ. Geol., **61**, 815–849, 1966.
- BAUER, J. K.: Pb-Zn-Vererzung im polymetamorphen Kristallin des Lungau und der „Ossiacher Tauern“. – Diss. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1981.
- BELOV, A. A.: The main development states and epochs of tectonic activity in the Mediterranean Alpine folded area in Paleozoic. – IGCP No. 5, Newsletter, **3**, 28–34, Padova 1981.
- BERNHARD, H. J.: Untersuchungen im pseudobinären System Stannin-Kupferkies. – N. Jb. Min. Mh., **12**, 553–556, Stuttgart 1972.
- BOCTOR, N. Z.: Sphalerite geobarometry in Bodenmais ore, Bavaria. – American Mineralogist, **65**, 1031–1037, 1980.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**, 1, 87–112, Stuttgart 1979.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data. – Mem. Soc. Geol. It., **12**, 549–571, Padova 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: New petrographic and radiometric data on the Oetztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps). – N. Jb. Min. Mh., **2**, 75–87, Stuttgart 1980.
- BRETT, P. R.: Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exsolution textures and reaction rates in ores. 1963. – In: BARNES (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. – 1979.
- BRIGO, L.: Il giacimento a Pb-Zn di S. Martino di Monteneve in Alto Adige. – Economia Trentina, 5–6, 63–117, Trento 1965.
- BRIGO, L. & OMENETTO, P.: Metallogenesis of the Italian Alps. – Verh. Geol. B.-A., 249–266, Wien 1979.
- BROWN, P. E., ESSENE, E. J. & KELLY, W. C.: Sphalerite geobarometry in the Balmat-Edwards district, New York. – American Mineralogist, **63**, 250–257, 1978.
- CABRI, L. J., HALL, S. R., SZYMANSKI, J. T. & STEWART, J. M.: On the transformation of cubanite. 1973. – In: BARNES (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. – 1979.
- CLAR, E.: Schneeberg in Tirol, einige Beobachtungen zur Kennzeichnung des Lagerstättentypus. – Centrbl. Min. A., 104–124, Stuttgart 1931.
- CLARK, A. H. & CLARK, A. M.: Electron microprobe analysis of mackinawite from the Ylöjärvi deposit, Finland. – N. Jb. Min. Mh., 259–268, 1968.
- COLBERTALDO, D. Di: Corso giacimenti minerali. – Bd. 1, CEDAM, 320 S., Padova 1957.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 1978/1979, 343–378, Wien 1980.
- CRAIG, J. R.: The Cu-Fe-S System. – In: RIBBE (Ed.): Sulfide Mineralogy. – 4. Auflage, 64–76, (Mineralogical Society of America) 1982.
- CRIDDLE, A. J. & STANLEY, C. J.: The Quantitative Data File for Ore Minerals of the Commission on Ore Microscopy of the International Mineralogical Association. – British Museum, London 1986.
- DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: New radiometric data on the Alpine thermal history in the Ötztal-Merano area (Eastern Alps). – Mem. Sci. Geol., **35**, 319–325, Padova 1982.
- DIessel, C. F. K. & OFFLER, R.: Change in physical properties of calcified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. – N. Jb. Min. Mh., **1**, 11–26, Stuttgart 1975.
- DIETRICH, H.: Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoiiks (Stubai Alps, Tirol). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **31**, 235–257, Wien 1983.
- FÖRSTER, H. G.: Die Blei-Zink-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol. – Diss. Inst. f. Min. u. Lagerstättenkunde TH Aachen, 126 S., Aachen 1963.
- FÖRSTER, H. G.: Ein Beitrag zur Geologie des Lagerstätten-Bezirks Schneeberg-Gossensaß in Südtirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 227–233, Stuttgart 1966.
- FÖRSTER, H. G. & SCHMITZ, N.: Die Blei-Zinklagerstätte Pfiersch in Südtirol. Ein Mittelalterlicher Bergbau im Wiederaufschluß. – Erzmetall, **25**, 57–64, Stuttgart 1972.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rundsch. **7/8**, 371–407, Radenthein 1953.
- FRIEDRICH, O. M.: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. – Der Karinthin, **45/46**, 210–228, Knappenberg 1962.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv f. Lagerst.forsch.Ostalpen, **8**, 136 S., Leoben 1968.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.: Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin. – Fortschr. Mineral., **62**, Beih. 1, 67–68, 1984.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, 1, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRIZZO, P.: Pre-metamorphic paleozoic Mineralisations in the Austroalpine and South-Alpine Basements of the Eastern Alps. Relationships between Paleogeodynamics, Stratigraphy and metallogenesis. – IGCP No. 5 Newsletter, **5**, 41–48, Padova 1983.
- FRIZZO, P., MILLS, J. & VISONA, D.: Ore Petrology and Metamorphic History of Zn-Pb Ores, Monteneve, Tyrol, N. Italy. – Mineral. Deposita, **17**, 333–347, 1982.

- FUCHS, H. W.: Vorläufige Mitteilung über eine Magnetkies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Lienzer Schloßberges. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **2**, 23–27, Wien 1980.
- FUCHS, H. W.: Eine metamorphe, alpidisch mobilisierte Kies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Defereggengebirges (Osttirol). – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **61**, 13–24, Innsbruck 1981.
- FUCHS, H. W.: Magnetkies- und Scheelit-Anreicherungen in den „Alten Gneisen“ des Lienzer Schloßberges (Osttirol). – Arch.f.Lagerst.forsch., Geol. B.-A., **2**, 67–70, Wien 1982.
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. – Innsbruck (Wagner'sche K. K. Universitätsbuchhandlung) 1913.
- GEONOSTISCHER VEREIN F. TIROL U. VORARLBERG: Geognostische Karte von Tirol; Verzeichnis über die von den Comissären des Vereins aufgefundenen benutzbaren Mineral-Produkte. – Handschrift F. B. 5021, Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1849.
- GHASSEMI, B.: Über Erzvorkommen im Defereggengebirge, in der Lasörling- und Schobergruppe. – Diss. Univ. Innsbruck 1980.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – Earth Plan. Sci. Lett., **1**, 139–147, 1966.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Diss. Univ. Bern, 1–166, München 1969.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektонik im Silvretta-Ötzalkristallin auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Fortschr. Mineral., **59**, 1, 54–56, Stuttgart 1981.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – Contr. Mineral. Petrol., **20**, 34–56, Berlin 1968.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Lithostratigrafia, tectonica e petrologia negli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**, 1–57, Padova 1972.
- HABERLANDT, H. & SCHROLL, E.: Über den Wert oder Unwert der Spurelement-Analyse für Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese. – Tschermaks Min. Petr., Mitt., **5**, 110–122, Wien 1954.
- HADITSCH, J. G.: Lagerstättenkarte der Kobalt-Nickel-, Blei-Zink-, Wolfram-Molybdän- und Quecksilber-Erze in Österreich. – In: Grundlagen der Rohstoffversorgung, **2**, Wien (Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie) 1979.
- HAMMER, W.: Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündner Schiefer des Oberinntales. – Zeitschrift d. Ferdinandeums, III, **59**, 65–94, Innsbruck 1915.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **68**, 205–258, Wien 1918.
- HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders, 1:75.000. Mit Erläuterungen 62 S. – Wien (Geol. B.-A.) 1923.
- HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. 1:75.000. Mit Erläuterungen, 58 S. – Wien (Geol. B.-A.) 1929.
- HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Sölden und St. Leonhard. 1:75.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- HARRE, W. H., KREUZER, H., LENZ, P., MÜLLER, P., WENDT, J. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötzalkristallins (Ostalpen). – Geol. Jb., **86**, 797–826, Hannover 1968.
- HEGEMANN, F.: Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. II. Teil: Blei-Zinkerzlagerstätten. – Erzmetall, **13**, 3, 1–11, Stuttgart 1960.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**, 211–239, 1982.
- HENRY, N. F. M.: IMA/COM Quantitative Data File. – London 1977.
- HIESSLEITNER, G.: Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischen-mineralogisch eingedrungenen Eruptivgesteinen. – Erzmetall, **7**, 321–330, 1954.
- HIESSLEITNER, G. & CLAR, E.: Der Blei-Silberbergbau Tösens. – Nicht publ. Gutachten, Klagenfurt 1950.
- HITZENBERGER, H.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen der Tauerngoldgänge im Gebiet Gastein – Rauris. – Diss. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1980.
- HÖLL, R.: Early Paleozoic Deposits of the Sb-, W-, Hg-Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. – In: KLEMM & SCHNEIDER (Ed.): Time- and Strata-Bound Ore Deposits. – 169–198, Berlin – Heidelberg (Springer Verlag) 1977.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – Handbook of Strata Bound and Stratiform Ore Deposits, **5**, 1–36, Amsterdam 1976.
- HÖLL, R., LOESCHKE, J., MAUCHER, A. & SCHMIDT, K.: Early Paleozoic Geodynamics in the Eastern and Southern Alps. – In: CLOSS et al. (Ed.): Alps, Apennines, Hellenides. – 124–127, Stuttgart 1978.
- HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **15**, 56–70, Wien 1971.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen and Hydrogen Isotope Study of the Polymetamorphic Area of the Northern Ötzal-Stubai Alps (Tyrol). – Contrib. Mineral. Petrol., **67**, 305–315, Berlin 1978.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **58**, 483–488, Innsbruck 1970.
- HOINKES, G.: Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeleriger Zwischenlagen des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötzaler Alpen, Südtirol). – N. Jb. Min. Abh., **131**, 272–303, 1978.
- HOINKES, G.: Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneeberger-Zuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötzaler Alpen). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **28**, 31–54, Wien 1981.
- HOINKES, G.: Cretaceous metamorphism of metacarbonates in the Austroalpine Schneeberg complex, Tirol. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **63**, 95–114, 1983.
- HOINKES, G.: Coaline metamorphism of the Austroalpine Schneeberg-complex and the adjacent Öztal crystalline basement (summary). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **66**, 1/2, 135–138, Zürich 1986.
- HOINKES, G. & PURTSCHELLER, F.: Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneeberger Zug, Ötzaler Alpen, Tirol. – N. Jb. Min. Mh., **10**, 467–476, 1976.
- HOINKES, G. & THÖNI, M.: Neue geochronologische und geothermobarometrische Daten zum Ablauf und zur Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ötzalkristallin. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), **4**, 73–83, Leoben 1983.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötzaler Alpen, Tirol). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **18**, 292–311, Wien 1972.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSARDI, R.: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötzaler Masse, Schneeberg Zug, Brenner Mesozoikum). – Geol. Paläont. Mitt., **12**, 5, 95–113, Innsbruck 1982.
- OUTEN, L.: Die Erzlagerstätten des Pferschtals in Südtirol. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 339–349, Wien 1930.
- HUTCHISON, M. N. & SCOTT, S. D.: Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S System. – Econ. Geol., **76**, 143–153, 1981.
- ISSER, M.: Die Montanwerke und Schurfbäume Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. – Berg- und Hüttenm. Jb., **36**, 226–324, Wien 1888.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENKE, E. & WÜTHRICH, H.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **41/2**, 255–272, 1961.

- KALLAB, O.: Über eine Befahrung des Blei- und Zinkbergbaues Tössens bei Landeck in Tirol, in der Zeit vom 13.–16. Juli 1938. – Nicht publ. Amtsbericht, Klagenfurt 1938.
- KARL, F.: Bericht über geol.-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Val de Fieres 1960/61. – Unveröff. Manuskript. Metallgesellschaft Frankfurt, 48 S., Frankfurt 1961.
- KELLY, W. C. & CLARK, R. B.: Sulfide Deformation Studies: III. Experimental Deformation of chalcopyrite to 2,00 Bars and 500°C. – *Econ. Geol.*, **70**, 3, 431–453, 1975.
- KLEBELSBERG, R.: Nutzbare Bodenvorkommen in Nordtirol. – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **19**, 1–56, Innsbruck 1939.
- KLEBELSBERG, R.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band II, 408–1028, Wien (Springer Verlag) 1949.
- KLINGLER, F.: Tagebuch über die geogn.-mont. Untersuchung des Oberinntales im Jahre 1842. – Handschrift F. B. 5018, Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1842.
- KLIX, V.: Lagerungsverband und tektonische Prägung der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien). – Diss. d. Freien Univ. Berlin, 165 S., Berlin 1974.
- KRAUS, M.: Über einige alpine Erzlagerstätten. – Bergbau u. Hütte, **12**, 208–210, 1916.
- KRECZY, L.: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. – Diss. Univ. Wien 1981.
- KUCHA, H.: Electron Diffraction and Microprobe Study of Ni-Co-rich Mackinawite from Krzemianka, NE Poland. – *Chem. Erde*, **40**, 235–240, 1981.
- LADURNER, J. & SCHULZ, O.: Der ehemalige Bergbau von Haderlehen (Ötztal). – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **49**, 101–108, Innsbruck 1969.
- LAWRENCE, L. J.: Polymetamorphic of the Sulfide Ores of Broken Hill, N. S. W., Australia. – *Mineral. Deposita*, **8**, 211–236, Berlin 1973.
- LECHNER, K., HOLZER, H., RUTTNER, A. & GRILL, K.: Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich. 1:1.000.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- LEE, M. S., TAKENOUCHI, S. & IMAI, H.: Syntheses of stannoidite and mawsonite and their genesis in ore deposits. – *Econ. Geol.*, **59**, 834–843, 1975.
- LEITMEIER, H.: Orogenese und Vererzung im Raume der Ostalpen. – Kober-Festschrift, 228–254, 1953.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – N. Jb. Miner. Abh., **119**, 20–56, 1973.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – *Geol. Rdsch.*, **64**, 62–74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Kaledonisch-eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich zum rezenten Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Position: eine Arbeitshypothese. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **128**, 185–208, 1977.
- MAGGETTI, M. & GALETI, G.: Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **64**, 423–450, 1984.
- MANDZIUM, Z. L. & SCOTT, S. D.: Synthesis, stability and phase relations of argentian Pentlandit from the Kauraishi mine, Iwate Prefecture, Japan. – *Can. Miner.*, **15**, 349–364, 1977.
- MÄTTIAS, E. P.: Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – *Berg- und Hüttenm. Mh.*, **106**, 1, 1–13, 2, 45–55, 1961.
- MILLER, C.: Petrology of some Eclogites and Metagabbros of the Ötztal Alps, Tirol, Austria. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 42–56, Berlin 1970.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brennermetasoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – *Ecol. Geol. Helv.*, **60**, 537–541, Basel 1967.
- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.: Geochemistry of Amphibolites from the Ötztal-Stubai Complex (Northern Tyrol, Austria). – *Chemical Geology*, **51**, 103–113, Amsterdam 1985.
- MOH, G. H.: Tin-containing Mineral Systems. Part II: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system. – *Chem. Erde*, **34**, 1–61, 1975.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 171–174, Wien 1972.
- MUTSCHLECHNER, G.: Erzvorkommen und Bergbau im Bezirk Landeck. – *Schlern-Schriften*, **133**, 15–37, Innsbruck 1956.
- NEINAVAE, H.: Schichtgebundene Metallanreicherungen in den Schieferhüllen und in der Matreier Zone Osttirols. – *Diss. Univ. Innsbruck* 1979.
- NEINAVAE, H., GHASSEMI, B. & FUCHS, H. W.: Die Erzvorkommen Osttirols. – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **63**, 69–113, Innsbruck 1983.
- NIELSEN, H.: Isotopic compositon of the major contributors to atmospheric sulfur. – *Tellus*, **26**, 213–221, 1974.
- NOWOTNY, A.: Bericht 1976 über Aufnahmen im Kristallinanteil auf Blatt 117, Zirl. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1977.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 43–53, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 35–48, Wien – New York (Springer Verlag) 1980.
- OHMOTO, H. & RYE, O. R.: Isotopes of sulfur and carbon. – In: BARNES (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits*, 509–567, 2. Aufl., New York 1979.
- OMENETTO, P. & BRIGO, L.: Metallogenesis nel quadro Dell'Orogeno Ercinico delle Alpi (con Particolare Riguardo al Verbano Italiano). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **13/1**, 339–362, 1974.
- PAGEL, H.: Zur Erzführung und Chemie in den neuerschlossenen Teilen der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N. Italien). – Diss. d. Freien Univ. Berlin, 166 S., Berlin 1975.
- PASTEELS, P.: Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **44**, 519–541, 1964.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G. & MEZZA CASA, G.: New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. – *N. Jb. Min. Abh.*, **137/2**, 162–183, Stuttgart 1979.
- PETRASCHECK, W. E.: Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. – *Mineral. Deposita*, **3**, 56–65, Berlin 1968.
- PETRASCHECK, W. E.: Die Herkunft der Erzmetalle. – *Schriftenreihe Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **1**, 174–183, Wien 1974.
- PETRASCHECK, W. E.: Mobilisation of Ores in the Alpine Mediterranean Area. – *Schriftenreihe d. Erdw. Komm.*, **6**, Wien 1983.
- PETRASCHECK, W. E. & POHL, W.: Lagerstättenlehre. – 341 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1982.
- PICOT, P. & JOHAN, Z.: *Atlas des Mineraux métalliques*. – Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris 1977.
- PIRKL, H. R.: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 332–347, Wien – New York (Springer) 1980.
- POHL, W.: Metallogenetic evolution of the East Alpine Paleozoic basement. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 131–147, Stuttgart 1984.
- PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai Altkristallins. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **13**, 35–54, Wien 1969.
- PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubai Alpen. – Sammlung Geol. Führer, **53**, 1–111, Berlin – Stuttgart (Borntraeger) 1971.
- PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubai Alpen. – Sammlung Geol. Führer, **53**, 2. Aufl., 1–128, Berlin – Stuttgart (Borntraeger) 1978.
- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D.: Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **29**, 205–221, 1981.

- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **22**, 175–199, Wien 1975.
- PURTSCHELLER, F., HOINKES, G., DIETRICH, H., RAMMLMAIR, D. & TESSADRI, R.: T-Bedingungen der alpidischen Metamorphose im Ostalpin westlich der Tauern. – *Fortschr. Mineral.*, **95**, 1, 161–162, 1981.
- QUISHENG, Z.: Geology and Metallogeny of the Early Precambrian in China. – Project 91 International Geological Collaboration Programme National Working Group of China, 1985.
- RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. – 4. Aufl., 1277 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1975.
- RAMMLMAIR, D.: Petrographie der Diabase der Ötztaler-Stubaier-Masse. – *Diss. Univ. Innsbruck*, Innsbruck 1980.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Verwallgruppe I. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 305–330, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Verwallgruppe II. – *Jb. Geol. B.-A.*, **85**, 225–258, Wien 1935.
- REITHOFER, O.: Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gamapadelztal im Rhätikon. I. – *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 195–206, Wien 1937.
- ROCKENSHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. – Die frühlpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), **4**, 223–227, Leoben 1983.
- RUPPRECHT, F.: Das Blei- und Zinkerz-Vorkommen von Töns. – Nicht publizierter Bericht, Imst 1948.
- ROUTHIER, P., BROUDER, P., FLEISCHER, R., MACQUAR, J. C., PAVILLON, M. J., ROGER, G. & ROUVIER, H.: Some Major Concepts of Metallogeny (Consanguinity, Heritage, Province), illustrated by Examples. – *Mineral. Deposita*, **8**, 237–258, Berlin 1973.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. – 325 S., Wien (Springer) 1930.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Teil I. – 215 S., Wien (Springer Verlag) 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Teil II. – 409 S., Wien (Springer Verlag) 1950.
- SANDER, C.: Tagebuch der geogn.-mont. Bereisung eines Teiles des Oberinntales im Jahre 1840. – Handschrift F. B. 5016, Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1840.
- SANDER, C.: Tagebuch über die geogn.-mont. Untersuchung des Oberinntales im Jahre 1841. – Handschrift F. B. 5017, Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1841.
- SARDAGND, B.: Der nördlichste Theil Tyrols oder der Schwatzer Kreis nach Peter Anich mit mehreren wesentlichen Verbesserungen. – Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1795.
- SASSI, F. P. & SCHMIDT, K.: The "Caledonian" event in the Eastern Alps: Guide-lines for its Geodynamic interpretation. – *IGCP No. 5 Newsletter*, **4**, 78–81, Padova 1982.
- SASSI, F. P., SCHÖNLAUB, H. P. & ZANFERRARI, A.: The Pre-Variscan History of the Eastern Alps. – *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **3**, 261–277, 1978.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Some considerations on the south-Alpine basement of the Eastern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 609–624, 1974.
- SATIR, M.: Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötzalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, Padova 1975.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralen des südlichen Ötzalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 394–410, Stuttgart 1976.
- SCHARBERT, S. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Variszikum und Prävariszikum. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 4–20, Wien – New York (Springer-Verlag) 1980.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **5/6**, 83–95, Wien 1933.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, 115–149, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stefansbrücke. – *Verh. Geol. B.-A.*, **35**–138, Wien 1953.
- SCHMIDEGG, O.: Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **4**, 125–137, Wien 1954.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Masse und ihre Umgebung. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1**, 27–47, Wien 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, Sonderheft G, 199–213, Wien 1965.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**, 121–141, Hannover 1977.
- SCHMIDT, K. & SÖLLNER, F.: Proposals for the "Caledonian Event" in Central and Southern Europe, with special reference to the Eastern Alps. – *IGCP No. 5 Newsletter*, **4**, Padova 1982.
- SCHMIDT, K. & SÖLLNER, F.: Towards a Geodynamic Concept of the "Caledonian Event" in Central- and SW-Europe. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/3**, 251–268, Wien 1983.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötzalkristallins und des Schneebergerzuges. – *Eclogae Geol. Helv.*, **60**, 529–536, Basel 1967.
- SCHMITZ, N.: Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschtales. Zur Genese eines metamorphen schichtgebundenen Erzvorkommens aus den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **63/1**, 148–165, Stuttgart 1974.
- SCHMITZ-WIECHOWSKI, A.: Experimentelle Untersuchungen zur Frage der Metamorphose einiger ostalpiner Gesteine unter besonderer Berücksichtigung des Brenner-Mesozoiiks. – *Diss. RWTH Aachen* 1973.
- SCHROLL, E.: Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Zinkblenden. – *Sitzung d. math.-nat. Kl.*, 21–25, Wien 1950.
- SCHROLL, E.: Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Bleiglanze. – *Sitzung d. math.-nat. Kl.*, 6–12, Wien 1951.
- SCHROLL, E.: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze, Teil I. – *Mitt. Österr. Min. Gesellschaft*, **3**, 83 S., 1954.
- SCHROLL, E.: Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **5**, 3, 183–208, Wien 1955.
- SCHROLL, E.: Analytische Geochemie. Band II. Grundlagen und Anwendung. – 374 S., Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag) 1976.
- SCHROLL, E. & PAK, E.: Sulfur Isotope Investigation of Ore Mineralizations of the Eastern Alps. – In: SCHNEIDER (Ed.): *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*, 169–175, Berlin – Heidelberg (Springer) 1983.
- SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **17**, 1–18, Wien 1972.
- SCHULZ, O.: Mineralische Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. 1:300.000. – *Tirol-Atlas*, 5. Lieferung Innsbruck (Universitätsverlag Wagner) 1977.
- SCHULZ, O.: Beiträge zur Metallogenese in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 237–264, Wien 1979.
- SCHULZ, O.: Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **7**, 257–287, Wien 1986.
- SCHULZ, O. & BRIGO, L.: Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. – *Tiroler Heimat*, Jb. f. Geschichte u. Volkskunde, **41**, 25–38, Innsbruck 1977.
- SCHULZ, O. & FUCHS, H. W.: Gefügebeispiele für Erzmobilisationen in nichtmetamorphen und metamorphen Lagerstätten, Schriftenreihe d. Erdwissenschaftl. Kommissionen, **6**, 53–63, Wien 1983.

- SCHULZ, O. & WENGER, H.: Die Goldlagerstätte Zell am Ziller (Tirol). – Eine lagerstättenkundliche Betrachtung. – Jb. Geol. B.-A., **123**/1, 113–142, Wien 1980.
- SCHULZ, O., SCHROLL, E., DIEBER, K. & FUCHS, H.: Zur Frage der Sideritgenese der Lagerstätten um Hüttenberg in Kärnten. – Carinthia II, **176**, 96, 479–512, Klagenfurt 1986.
- SCOTT, S. D.: Experimental Calibration of the Sphalerite geobarometer. – Econ. Geol., **68**, 466–474, 1973.
- SCOTT, S. D. & BARNES, H. L.: Sphalerite geothermometry and geobarometry. – Econ. Geol., **66**, 653–669, 1971.
- SENGER, W.: Summarischer Bericht über seine geogn.-mont. Reise im Jahre 1840. – Handschrift F. B. 5015, Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1840.
- SOLLNER, F. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und U/Pb-Datierungen am Winnebach-Migmatit (Ötztaler Alpen, Österreich). – Fortschr. Mineral., **59**, 188, Stuttgart 1981.
- SOLLNER, F., SCHMIDT, K., BAUMANN, A. & TAUBERHANSEN, B.: Zur Altersstellung des Winnebach-Migmatits im Ötztal (Ostalpen). – Verh. Geol. B.-A., **2**, 95–106, Wien 1982.
- SPERGES, J.: Tyrolische Bergwerksgeschichte. – 1765.
- SPIESS, R.: Kristallingeologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon (Vorarlberg). – Diss. Univ. Wien 1985.
- SRBIK, R.: Bergbau in Tirol und Vorarlberg. – Bericht d. naturwissenschaftl.-medizin. Vereins, **41**, 1–277, Innsbruck 1929.
- STOTTER, M.: I. Die Ötztaler Masse, II. Die Silvretta Masse. Veröffentlicht von A. PICHLER in: Beiträge zur Geognosie Tirols. – Zeitschrift d. Ferdinandeums f. Tirol und Vorarlberg, **3**, 136 S., Innsbruck 1859.
- TARKIAN, M.: Zur Bestimmung und Anwendung von optischen Daten in der Erzmineralogie. – N. Jb. Min. Abh., **142**/2, 124–138, Stuttgart 1981.
- THÖNI, M.: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 247–275, Wien 1980a.
- THÖNI, M.: Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit based on K/Ar Age Determinations. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71**/**72**, 139–165, Wien 1980b.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age Determinations on Micas. – Jb. Geol. B.-A., 111–174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 17–34, Wien 1982.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I, die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Franz Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Molzanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 1–91, Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band III, Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Franz Deuticke) 1986.
- TORRICELLI, G.: Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz-Gruppe. – Jber. Naturf. Ges. Graubünden, **85**, 8–82, Chur 1956.
- TRÜMPY, R.: Zur Geologie des Unterengadins. – Ergebni. Wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark, **12**, 71–87, Chur 1972.
- TRÜMPY, R.: The Engadine Line: A Sinistral Wrench Fault in the Central Alps. – Mem. Geol. Soc. China, **2**, 1–12, 1977.
- TUFAR, W.: Die Vererzung vom Sieggrabener Kogel (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., 1/2, 55–66, Wien 1966.
- TUFAR, W.: Die Kupferlagerstätte Trattenbach (Niederösterreich). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **12**, 2/3, 140–181, Wien 1968.
- TUFAR, W.: Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen am Alpenostrand. – Sitzungsber. Österr. Akad. wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **177**, 1–20, Wien 1969.
- TUFAR, W.: Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Min. Mh., **4**, 183–192, Stuttgart 1971a.
- TUFAR, W.: Syngenetic präalpidische Lagerstätten aus den Ostalpen. – Fortschr. Mineral., **49**/1, 122–123, Stuttgart 1971b.
- TUFAR, W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **63**/1, 105–124, Stuttgart 1974.
- TUFAR, W.: Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **3**, 499–528, Wien 1979.
- TUFAR, W.: Ore Mineralization from the Eastern Alps, Austria, as a strata-bound-syngenetic formation of pre-alpine and alpine age. – Proceedings 5th IAGOD Symp., 513–544, Stuttgart 1980.
- TUFAR, W.: Die Vererzung der Ostalpen und Vergleiche mit Typokalitäten anderer Orogenegebiete. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74**/**75**, 265–306, Wien 1981.
- UYTBENBOOGARDT, W. & BURKE, E. A. J.: Tables for microscopic Identification of Ore Minerals. – 430 S., Amsterdam – London – New York (Elsevier Publishing Company) 1971.
- VAVTAR, F.: Ein polymetallisches Erzlager in Paragneisen des Wörgetals (Ötztaler Kristallin). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **26**, 175–185, Wien 1979a.
- VAVTAR, F.: Syngenetic, metamorphic Erzgefüge der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl bei Feichten im Kaunertal (Ötztalkristallin). – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **59**, 151–163, Innsbruck 1979b.
- VAVTAR, F.: Boden eine metamorphe syngenetische Fe-Cu-Anreicherung in Paragneisen des Ötztal-Kristallins; Kaunerthal, Tirol – Berg- u. Hüttenm. Mh., **125**/4, 194–200, Wien 1980.
- VAVTAR, F.: Syngenetische metamorphe Kiesanreicherungen in Paragneisen des Ötztal-Kristallins (Kaunertal, Tirol). – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **61**, 151–169, Innsbruck 1981.
- VAVTAR, F.: Topomineralische Gold-Quarz-Gänge des Sigratz-Pochart-Erzwies-Revieres (Gastein, Hohe Tauern). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 143–148, Wien 1982.
- VAVTAR, F.: Plangeröß-Mandarfen, eine syngenetische, metamorphe Kieskonzentration in Paragesteinen des Ötztalkristallins; (Pitztal, Tirol). – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **63**, 169–183, Innsbruck 1983.
- VAVTAR, F.: Serneskopf und Rauher Kopf – zwei metamorphe Kieskonzentrationen im Ötztalkristallin (Platzer Tal, Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch., Geol. B.-A., **6**, 101–108, Wien 1985.
- VAVTAR, F.: Das Zinn-Kupfer-Erzvorkommen am Glücksgrat (Stubai-Kristallin). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **35**/4, 287–298, Wien 1986.
- VOHRYZKA, K.: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 3–88, Wien 1968.
- VOKES, F. M.: Some Aspects of the Regional metamorphic Mobilization of Preexisting Sulfide Deposits. – Mineral. Deposita, **6**, 122–129, Berlin (Springer Verlag) 1971.
- WENGER, H.: Diskordante und konkordante Kupferkies- und Eisenspatvererzungen im Bereich des Kaunzalm-Hochlegers im Öxetal (Tuxer Voralpen). – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **59**, 85–98, Innsbruck 1979.
- WENGER, H.: Die Eisenkarbonat-Kupferkiesvererzungen im Raum Schwaz, Tirol. – Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum, **63**, 185–200, Innsbruck 1983.
- WENHARDT, V.: Erzfunde im Pitztal des Lorenz Rimml in Rietzenried. – Amtsber. 1202 d. Revierbergamtes Hall in Tirol, BHM Innsbruck (nicht publ.), Innsbruck 1935.
- WERTHMAN, E.: Die Blei-Zink-Lagerstätten Hochgleirsch (Nördliche Kalkalpen) und Obernberg (Brennermesozökum). Ein Vergleich. – Dissertation nicht publ. Universität Innsbruck, Innsbruck 1966.
- WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, M.: Die Tiroler Erzbergbaue 1301–1665. – Innsbruck 1903.
- YUND, R. A. & KULLERUD, G.: Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. – Journal of Petrology, **7**/3, 454–488, 1966.

Manuscript received by the editor June 1, 1987.