Verh. Geol. B-A.	Jahrgang 1978	Heft 3	S. 499–528	Wien, Dezember 1979
Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben, Oct. 7–10, 1977)			S. 325–354	Wien, Dezember 1979

Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen

Von Werner Tufar*)

Mit 31 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte
1 : 50.000
Blätter 105, 106

Schlüsselwörter
Ostalpen
Altkristallin
Paläozoikum
Mesozoikum
Erzparagenesen
syngenetische Erzmineralisationen

Zusammenfassung

Die große Mehrheit der ostalpinen Vererzungen weist ein präalpidisches Alter auf und findet sich im Altkristallin und im Paläozoikum. Die Mineralvergesellschaftungen unterschiedlichster Erzmineralisationen in den Altkristallingebieten (Unterostalpin, Mittelostalpin), z. T. auch im Paläozoikum, zeichnen sich durch Mineralien aus, die hochtemperierte Bildungsbedingungen belegen und somit eine präalpidische Genese der betreffenden Vererzungen sicherstellen. Sowohl im Altkristallin wie im Paläozoikum sind syngenetische Erzmineralisationen weit verbreitet. Allgemein zeigen die präalpidischen Vererzungen starke tektonische Beanspruchung und liegen in metamorpher Form vor. Damit verbunden sind Mobilisationen des primären Stoffbestandes. Deutlich davon unterschieden sind die Vorkommen im ostalpinen Mesozoikum. Die komplexe Buntmetall-Vererzung vom Myrthengraben in der Semmering-Trias stellt einen neuen Typ von Sulfosalz-Vorkommen dar.

Abstract

The great majority of ore deposits in the Eastern Alps are of pre-Alpine age and occur in the „Altkristallin" (pre-Alpine metamorphosed crystalline complexes in the Lower Austro-Alpine Zone and Middle Austro-Alpine Zone) and in the Palaeozoic series. The mineral parageneses of quite different ore-mineralisations in the „Altkristallin", likewise under certain restrictions in the Palaeozoic series too, are showing distinctive minerals, which indicate formation at high temperature. From this it follows, that these deposits were formed in pre-Alpine time. Both, in the „Altkristallin", as well as in the Palaezoic series, syngenetic ore-mineralisations are common. In general, the deposits of pre-Alpine age show marked effects of tectonism and are metamorphosed. The occurrences in the Mesozoic of the Austro-Alpine Zone are in contrast to the above. The non-ferrous metal mineralization from Myrthengraben in the Mesozoic of the Semmering reflects a new type of sulfosalt-occurences.

Einführung

Die Ostalpen enthalten eine sehr große Anzahl von – meist kleinen – Vorkommen, insgesamt etwa 1500, von denen heute nur mehr einige Lagerstätten in Abbau stehen. Die Vorkommen der Ostalpen sind auf einige tektonische Großeinheiten beschränkt, nämlich auf das Pennin sowie auf das Unter-, Mittel- und Oberostalpin.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. W. Tufar, Universität Marburg, D 3551 Weimar – Wolfshausen, Tiergartenstraße 3.

Die Frage nach den Vorgängen, auf welche die zahlreichen Erzmineralisationen in den Ostalpen zurückzuführen sind, steht seit über 80 Jahren im Brennpunkt lagerstättenkundlicher Forschung und hat bis heute nicht an Aktualität verloren. Dabei gewann das Problem der altersmäßigen Einstufung der Vererzungen zunehmend an Bedeutung.

Bereits sehr früh wurde die bis heute vertretene Vorstellung konzipiert, daß von wenigen Ausnahmen abgesehen, die Erzführung der Ostalpen allein auf den alpidischen Zyklus zurückzuführen wäre (vgl. z. B. W. PETRASCHECK 1932, 1947, E. CLAR und O. FRIEDRICH 1933, E. CLAR 1947, 1953a, 1953b, 1965, O. FRIEDRICH 1937, 1942, 1953, 1962, 1968a, 1968b, H. MEIXNER 1953a, 1953b, W. E. PETRASCHECK 1955, 1963, 1966, 1972, H. F. HOLZER 1974).

Als nicht haltbar wurde dieses Konzept einer fast ausschließlich alpidischen Metallogenese der Ostalpen von R. SCHWINNER (1935, 1942a, 1942b, 1949a, 1949b, 1949c) abgelehnt. Dadurch wurde eine – bis heute anhaltende – fruchtbare Diskussion ausgelöst, wobei es u. a. auch zu einer sehr heftigen Kontroverse mit H. SCHNEIDERHÖHN (1942) kam. Verfocht H. SCHNEIDERHÖHN (1942) anfangs noch die Vorstellung einer alpidischen ostalpinen Metallogenese, so rückte er jedoch dann davon völlig ab (H. SCHNEIDERHÖHN 1952, 1953) und versuchte die Vererzung der Ostalpen auf eine Wiederbelebung einer älteren variszischen Primärvererzung zurückzuführen.

R. SCHWINNER (1946 bzw. 1949a, 1949b) gebührt auch die Priorität, auf Grund seiner Untersuchungen die syngenetisch-sedimentäre Anlage der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten vom Typus Bleiberg/Kreuth (Kärnten)–Mežica (Slowenien) erkannt und festgestellt zu haben, woraus sich eine bis heute unvermindert anhaltende Diskussion dieses Lagerstättentyps ergab.

Die alpidischen Schichtglieder der Ostalpen enthalten nur eine kleinere Anzahl von Vorkommen. Deren Alter steht somit als alpidisch fest.

In den beiden letzten Jahrzehnten wurde, wie dem umfangreichen Schrifttum zu entnehmen ist, bevorzugt die Erzführung des Mesozoikum diskutiert.

Die Hauptmenge der ostalpinen Vorkommen tritt jedoch in den weit verbreiteten präalpidischen Schichtgliedern, nämlich in den Altkristallin-Gebieten und im Paläozoikum auf.

Eine eingehende Untersuchung der Erzführung des Altkristallins und des Paläozoikums durch W. TUFAR (1963, 1965a, 1965b, 1966a, 1966b, 1968a, 1968c, 1968d, 1969a, 1969b, 1970, 1971a, 1971b, 1972a, 1972b, 1972c, 1974, 1975a, 1975b, 1977) zeigte, daß die Vorkommen bereits in voralpidischer Zeit angelegt wurden, eine metamorphe Überprägung in präalpidischer und in alpidischer Zeit nachweisen lassen und daß syngenetische Erzmineralisationen weit verbreitet sind.

Am Ergebnis, daß in den Ostalpen somit nur eine kleinere Anzahl von Lagerstätten ein alpidisches Alter aufweist, die bei weitem größere Zahl von Vorkommen aber auf eine präalpidische Anlage zurückzuführen ist, wobei syngenetische Erzmineralisationen weit verbreitet sind, kann heute ernsthaft nicht mehr gezweifelt werden.

Diese Erkenntnisse wurden mittlerweile auch durch die Ergebnisse von R. HÖLL und A. MAUCHER (1968, 1976), R. HÖLL (1970a, 1970b, 1971), L. LAHUSEN (1972), O. SCHULZ (1969, 1971, 1972a, 1972b) und anderen Forschern bestätigt. Die jüngst von H. F. HOLZER (1973) entwickelten Vorstellungen für eine alpidische Metallogenese der Ostalpen erweisen sich in ihren generellen Aussagen zur altersmäßigen Einstufung der ostalpinen Vererzung als nicht haltbar, berücksichtigen keineswegs die Vielzahl neuer Ergebnisse und unterschätzen außerdem die Beweiskraft von klassischen Untersuchungsmethoden.

Neuerdings von E. HELLNER (1973) und R. ALLMANN (1973) vorgetragene spekulative Vorstellungen zur ostalpinen Metallogenese waren bereits damals von W. TUFAR (1963, 1965a, 1965b, 1966a, 1966b, 1968a, 1968b, 1968c, 1968d, 1969b, 1970, 1971a, 1971b,

1972a, 1972b, 1972c, 1973) widerlegt. Dieser Befund wird durch die neuen Erkenntnisse voll bestätigt.

Zur tektonischen Beanspruchung und Metamorphose der präalpidischen Lagerstätten

Die präalpidischen Vorkommen treten vornehmlich in bzw. mit metamorph überprägten Karbonatsedimenten (Kalken, Dolomiten), Phylliten, Schiefern, Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, Hornblendeschiefern, Amphiboliten, Gneisen, Marmoren etc. auf, also in metamorph überprägten Serien sedimentären bzw. vulkanogen-sedimentären Ursprungs.

Bei den Lagerstätten im Paläozoikum scheinen die Verhältnisse etwas einfacher überschaubar zu sein, da dort im allgemeinen die tektonische Beanspruchung und die Metamorphose nicht in einem derartigen Grade zur Überprägung der Lagerstätten führten, wie sie ansonsten für die Vorkommen im Altkristallin typisch ist. Es finden sich aber auch in den Vererzungen der Altkristallin-Komplexe immer wieder Relikte, z. B. Erz-Nebengesteins-Gefüge, aus denen ersichtlich ist, daß dort ebenfalls häufig syngenetische Erzmineralisationen unterschiedlichsten Stoffbestandes vorliegen (vgl. Abb. 1–5).

Als ein Charakteristikum der stofflich sehr differenten präalpidischen Vererzungen, vor allem der des Altkristallins, ergibt sich, daß diese allgemein stark tektonische Beanspruchung aufweisen und als Folge davon in metamorpher Form vorliegen. Damit verbunden ist auch eine Verschieferung der Vorkommen. Eine eingehende Untersuchung läßt außerdem erkennen, daß es an den Vorkommen nicht nur in alpidischer, sondern bereits in präalpidischer Zeit zur regionalmetamorphen Überprägung kam, wobei eine mehrfache metamorphe Beanspruchung, Polymetamorphose, weit verbreitet ist. Die präalpidische Regionalmetamorphose bewirkte eine progressive Metamorphose der betreffenden Serien und der in diesen enthaltenen zahlreichen Vorkommen; auf sie geht die Ausbildung des Altkristallins zurück. Die alpidische Regionalmetamorphose dagegen führte zu einer Diaphthorese im Altkristallin und an den Vererzungen.

Die – auch mehrfache – tektonische Beanspruchung und Metamorphose ist selbst an Spatlagerstätten deutlich ausgebildet (W. TUFAR 1963, 1965b, 1968d, 1969a, 1970, 1972a, 1972c, 1974), eine Erscheinung, die nicht nur auf Siderit-Vorkommen beschränkt ist (vgl. Abb. 6–7).

Verbunden mit der tektonischen Beanspruchung und metamorphen Überprägung der Vorkommen sind Mobilisationen des ursprünglichen Stoffbestandes der Lagerstätten. Besonders leicht mobilisieren Sulfide und Karbonate (vgl. z. B. W. TUFAR 1968b, 1971a, 1972a). Sie können dann, primäre Verwachsungen vortäuschend, zu Fehlinterpretationen verleiten. Beispiele für auf Mobilisationen in jüngeren Phasen zurückgehende (Um-)Kristallisationen sind auch bei den Spatlagerstätten verbreitet. Hierher gehören u. a. das „. . . sideritisch vererzete Basiskonglomerat der Werfener Schiefer . . .“ am steirischen Erzberg oder in Hüttenberg (Kärnten) „. . . als sicherer Hohlraumabsatz . . .“ auftretende Kristalldrusen von Siderit, die im Schrifttum fälschlicherweise als primär und dann beweisend für eine junge, d. h. alpidische Entstehung dieser Vererzung angesehen werden.

Paragenetische Merkmale in Vorkommen aus dem Altkristallin

Die Mineralvergesellschaftungen unterschiedlichster Erzmineralisationen im unterostalpinen, wie im mittelostalpinen Altkristallin zeichnen sich immer wieder durch Mineralien aus, die hochtemperierte Bildungsbedingungen belegen. Sie stimmen überein mit denen, die sich aus dem präalpidischen Metamorphosegrad des jeweiligen Altkristallinteiles ergeben, in dem die Vorkommen auftreten und wurden in den betreffenden Erdkrustenteilen in alpidischer Zeit nicht erreicht. Ein Vergleich mit kalkalpinen Paragenesen oder den Mineralbil-

dungen bzw. Auswirkungen der alpidischen Regionalmetamorphose bzw. Diaphthorese in den jeweiligen Alpenteilen zeigten dies sofort auf. Dadurch wird bereits eine präalpidische Genese der Vererzungen sichergestellt.

Beispiele dafür sind das Auftreten von Granat (vgl. Abb. 4–5, 8–11, 14–16), Staurolith, anthophyllitischem Amphibol (vgl. Abb. 10), grüneritischem Amphibol (vgl. Abb. 11) oder Hochtemperatur-Kupferkies (vgl. Abb. 12). Dieser ist ebenfalls charakteristisch für zahlreiche, dem Stoffbestand nach sehr unterschiedliche Lagerstätten vom Alpen-Ostrand bis zum Alpen-Westrand und zeigt sich häufig mit gediegen Gold (Elektrum; vgl. Abb. 13) vergesellschaftet. Stellenweise tritt Hochtemperatur-Kupferkies auch im Paläozoikum (vgl. Abb. 12) auf, wo er sich ebenfalls mit gediegen Gold (Elektrum) finden kann.

Als häufiger Gemengteil kann in präalpidischen Erzparagenesen, sowohl im Altkristallin wie im Paläozoikum, Ilmenit beobachtet werden (vgl. W. TUFAR 1968a, 1968d, 1970, 1971a, 1974). Daneben kann stellenweise relativ reichlich auch Rutil auftreten. Von W. TUFAR (1970) wurde bereits darauf hingewiesen, daß die durch das Auftreten von Titanmineralien und Fuchsit angedeuteten relativ hohen Titan- und Chromgehalte in den betreffenden Serien einen Hinweis auf vulkanogenes Material im Ausgangsprodukt geben.

In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß von W. TUFAR (1968c, 1968e, 1970) im Gebiet um Vorau (Oststeiermark) mit Vererzungen stellenweise relativ häufig Chrom-Muskovit, Fuchsit, beobachtet wurde und außerdem dort erstmals eine weitere Glimmer-Varietät, nämlich Chrom-Biotit, nachgewiesen werden konnte.

Neuerdings wurde bei Vorau (Oststeiermark) als ein charakteristischer Gemengteil mit Granat und anthophyllitischem sowie cummingtonitischem Amphibol Chromit vorgefunden (vgl. Abb. 10, 14–16). Mit Chromit tritt dort in der primären Paragenese u. a. Magnetkies, Pentlandit und ein Co-Ni-Fe-As-S-Erz auf (vgl. Abb. 14–15). Der Pentlandit enthält etwas Co. Häufig kann Chromit bereits stark von Magnetit verdrängt sein und findet sich dann nur mehr in Relikten in diesem (vgl. Abb. 16).

Das für Chromit wohl etwas ungewöhnliche Auftreten in dieser Mineralvergesellschaftung liefert wertvolle Anhaltspunkte zur Klärung der Genese der betreffenden Vorkommen und ist darüber hinaus auch wichtig für zukünftige paläogeographische Überlegungen.

Charakteristisch für zahlreiche Erzparagenesen im Altkristallin, aber auch im Paläozoikum, ist nach W. TUFAR (1968c, 1970, 1971a, 1971b, 1972c, 1974, 1975b) das Vorliegen von Graphit und Molybdänglanz (vgl. Abb. 17). Beide Erze geben durch ihr Auftreten in diesen Vorkommen Hinweise auf euxinische Verhältnisse im ursprünglichen Sediment vor der präalpidischen Regionalmetamorphose und zeigen, daß die Mitwirkung syngenetischer und sedimentärer sowie biogener Prozesse bei der ostalpinen Metallogenese, sogar bei der Bildung von Spatlagerstätten, erheblich in Betracht zu ziehen ist.

Paragenetische Merkmale in Vorkommen aus dem Paläozoikum

Eine Reihe von Charakteristika, die bereits bei den Lagerstätten im Altkristallin angeführt wurden, können bis zu einem gewissen Grad auch bei den Vorkommen des Paläozoikums beobachtet werden. Dort erreichen die tektonische Beanspruchung und metamorphe Überprägung der Lagerstätten nicht den Grad, wie er für die Vererzungen im Altkristallin typisch ist. In den Vorkommen des Paläozoikums kam es ebenfalls zu Mobilisationen und Umkristallisationen, wie z. B. deutlich an Spatlagerstätten ersehen werden kann. Gerade bei diesen wird zu klären sein, wie weit in den betreffenden Vorkommen noch primäre Bildungen erhalten sind, die nicht durch jüngere Mobilisationen, welche die bekannten Erscheinungsformen der „Metasomatose" bewirkten, verwischt wurden.

Stellenweise können im Paläozoikum ebenfalls Mineralien nachgewiesen werden, die hochtemperierte Bildungsbedingungen belegen, wie z. B. Hochtemperatur-Kupferkies in

der Gurktaler Decke (vgl. Abb. 12). Dort weist Hochtemperatur-Kupferkies obendrein Entmischung der typischen Zinkblende-Sternchen (vgl. Abb. 12) auf, ein weiteres Kennzeichen für hochtemperierte Bildungsbedingungen. Daraus können die Temperaturen ersehen werden (vgl. W. TUFAR 1966b, 1969a, 1971, 1974), die in diesem Teil des Paläozoikums während der progressiven metamorphen Überprägung erreicht wurden.

Auffällig ist auch bei den paläozoischen Vorkommen ein häufiges Auftreten von Graphit.

Aus dem geologischen Verband und Erz-Nebengesteins-Gefügen ist öfters bereits deutlich ersichtlich, daß syngenetische Erzmineralisationen im Paläozoikum weit verbreitet sind. Besonders instruktive Beispiele für syngenetische, schicht- und zeitgebundene Erzmineralisationen stellen nach W. TUFAR (1965a, 1972b, 1974, 1977) die polymetallische Sulfid-Vererzung von Meiselding (Kärnten) (vgl. Abb. 18) in der Gurktaler Decke oder die zahlreichen Blei-Zink-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums (Steiermark) (vgl. Abb. 19) dar.

Die Blei-Zink-Lagerstätten im Paläozoikum von Graz zeichnen sich stellenweise durch reichlich beibrechenden Baryt (vgl. Abb. 19) aus.

Mit der Erzführung kann nach W. TUFAR (1975b) öfters Fuchsit beobachtet werden, ein für die genetische Deutung wichtiger Befund. Als Chrom-Lieferant für diesen Glimmer darf dort ebenfalls Chromit (vgl. Abb. 20) angesehen werden, der sich nach W. TUFAR (1977) als ein Charakteristikum sogar in dieser syntenetischen Bleiglanz-Zinkblende-Baryt-Mineralisation findet, und zwar wieder in Magnetit.

Die Strontium-Gehalte der Baryte dieser Lagerstätten (vgl. Abb. 21, nach W. TUFAR, in Druck) sind nach W. TUFAR (1965a, 1972b) typisch für syngenetische Mineralisationen, niedrig und entsprechen dem Typus Meggen a. d. Lenne bzw. Rammelsberg im Harz. Dagegen sprechen die vergleichsweise relativ hohen Strontium-Konzentrationen der Baryte von Brixlegg (Tirol) in der Nördlichen Grauwackenzone eindeutig für eine hydrothermale Gangvererzung im devonischen Schwazer Dolomit.

Deutliche Übereinstimmung zeigen ferner die Calcium-Gehalte (vgl. Abb. 21, nach W. TUFAR, in Druck) der Baryte aus den Blei-Zink-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums. Die Steigung der Abhängigkeit des Strontium-Gehaltes vom Calcium-Gehalt verläuft für die Baryte des Grazer Paläozoikums sehr flach, dagegen für die Gangbaryte von Brixlegg (Tirol) sehr steil.

In den Baryten der Blei-Zink-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums lassen sich nach W. TUFAR (in Druck) Flüssigkeits-Einschlüsse (vgl. Abb. 22) nachweisen, die ebenfalls Aussagen über die Bildungstemperaturen dieser Erzmineralisationen ermöglichen. Als Homogenisierungs-Temperatur S wurden Werte um 230° C ermittelt. Daraus kann gefolgert werden, daß diese Werte der Temperatur S entsprechen, die während der metamorphen Überprägung des Grazer Paläozoikums, bzw. im Bereich dieser Lagerstätten, geherrscht haben. Dadurch wird auch verständlich, warum in diesen Vorkommen Hochtemperatur-Kupferkies nicht nachgewiesen werden konnte. Dieses Erz setzt wesentlich höhere Temperaturen für seine Bildung voraus, nämlich oberhalb zirka 550° C (vgl. W. TUFAR 1969a, 1974).

Als barytbildende Lösungen (vgl. Tabelle 1, nach W. TUFAR, in Druck) können, wie die Analyse von Flüssigkeits-Einschlüssen aus Baryten der Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums ergab, Chlorid-Hydrogencarbonat-Lösungen von Alkali- und Erdalkalimetallen angesehen werden.

Bis zu einem gewissen Grade vergleichbare Ergebnisse (vgl. Tabelle 1, nach W. TUFAR, in Druck) lieferte die Analyse von Flüssigkeits-Einschlüssen in Magnesiten aus der Lagerstätte von Radenthein (Kärnten).

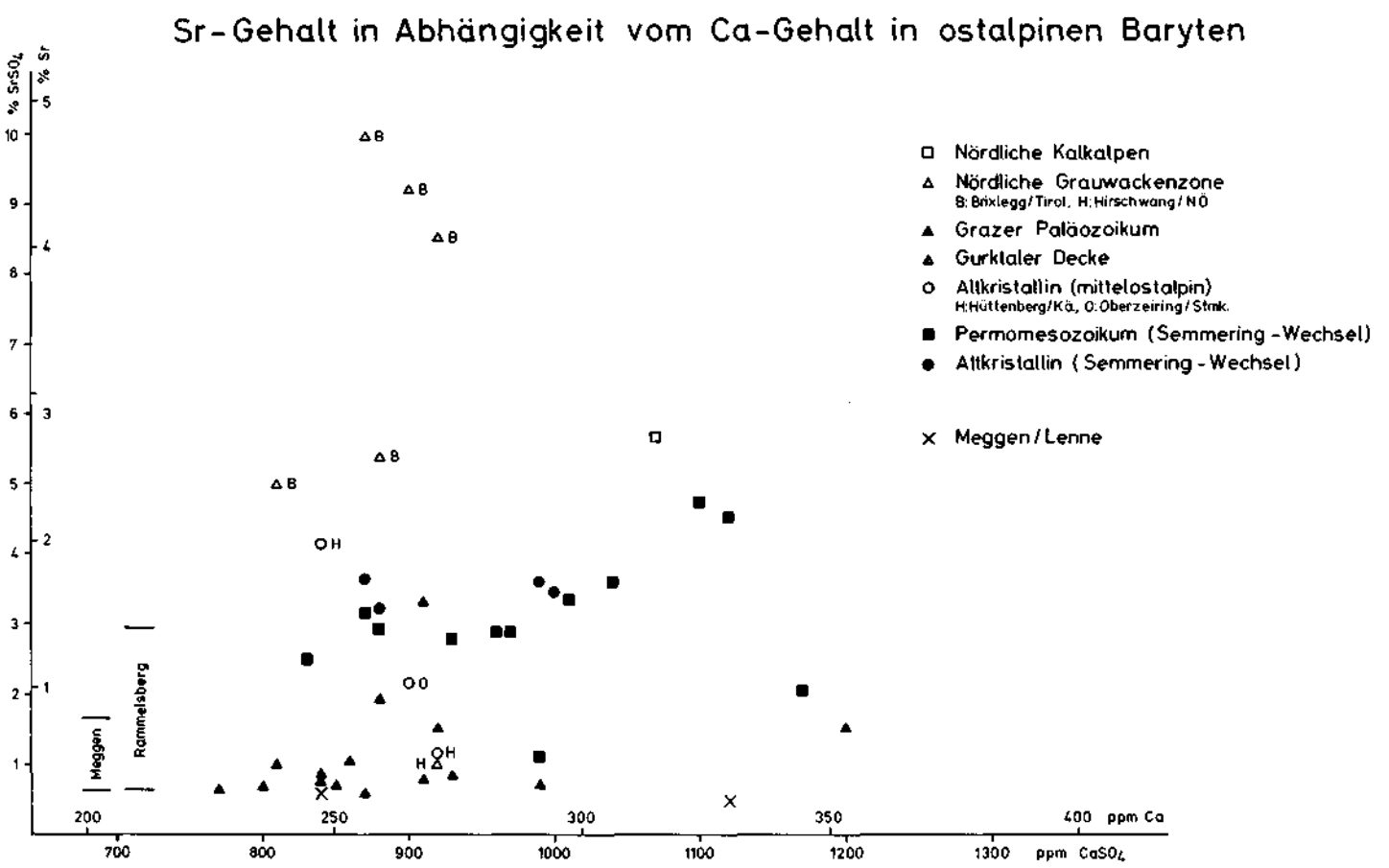
Sr-Gehalt in Abhängigkeit vom Ca-Gehalt in ostalpinen Baryten
% SrSO4
% Sr
Nördliche Kalkalpen
Nördliche Grauwackenzone
B: Brixlegg/Tirol, H: Hirschwang/NÖ
Grazer Paläozoikum
Gurktaler Decke
Altkristallin (mittelostalpin)
H: Hüttenberg/Kä, O: Oberzeiring/Stmk.
Permomesozoikum (Semmering-Wechsel)
Altkristallin (Semmering-Wechsel)
Meggen/Lenne
Meggen
Rammelsberg
ppm Ca
ppm CaSO4

Abb. 21

Paragenetische Merkmale in Vorkommen aus der Trias

Die Anlage der für die kalkalpine Trias typischen, an das Anis, Ladin und Karn gebundenen Blei-Zink-Mineralisationen vom Typus Bleiberg/Kreuth (Kärnten) – Mežica (Slowenien) wurde bereits vor drei Jahrzehnten von R. SCHWINNER (1949a, 1949b) als syngenetisch-sedimentäre Vererzungen klargestellt. Diese damals grundlegende Erkenntnis hatten auch nachfolgende Untersuchungen zahlreicher Autoren zum Ergebnis.

Wie dem umfangreichen Schrifttum zu entnehmen ist, könnte der Eindruck entstehen, daß die Trias durch praktisch monomineralische Bleiglanz-Zinkblende/Schalenblende-Lagerstätten gekennzeichnet wird.

Bleiglanz und Zinkblende, vergesellschaftet mit Baryt, treten auch im Anis-Ladin-Dolomit der Semmering-Trias auf (vgl. W. TUFAR 1963).

Im Myrthengraben am Semmering (Niederösterreich) enthält die karnische Stufe der Semmering-Trias eine Gipslagerstätte, die sich durch eine überaus komplexe eisenarme Buntmetall-Mineralisation (Cu, As, Pb, Zn, S, ferner u. a. Sb, Sn, Se, U) auszeichnet. In dieser können Blei und Zink teilweise in den Hintergrund treten und Kupfer sowie Arsen überwiegen. Hauptgemengteile der Erzparagenese bilden Enargit, Tennantit, Wurtzit/Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit, Luzonit und Jordanit.

Als charakteristische Gangarten weist diese Mineralisation neben Dolomit, Gips und Anhydrit interessanterweise auch Magnesit (vgl. Abb. 23) auf.

Tabelle 1: **Chemische Zusammensetzung von Flüssigkeits-Einschlüssen in Baryten vom Arzwaldgraben/Waldstein, Grazer Paläozoikum (Steiermark) und in Magnesiten von Radenthein (Kärnten)**
(in ppm; wäßrige Auszüge, bezogen auf 100 g Probe)

	Arzwaldgraben/Waldstein					Radenthein		
	GP 1	GP 2	GP 3	GP 4	GP 5	RAD 1	RAD 2	RAD 3
Na^+	1,75	3,8	4,6	9,8	3,8	18	38	27
K^+	0,35	0,95	0,8	0,75	0,46	5	5,5	4,2
Mg^{2+}	1,75	1,3	1,7	2,2	2,5	63	58	47,2
Ca^{2+}	2,05	20	17	8,3	5	1,9	2,3	1,7
Sr^{2+}	1,7	0,5	0,7	1,2	1,6	–	0,06	0,07
Fe^{2+}	–	–	–	2,8	–	–	–	–
Mn^{2+}	0,13	–	–	0,13	0,06	–	–	–
Ni^{2+}	0,12	–	–	–	–	–	–	–
Zn^{2+}	2,05	–	–	0,13	0,49	–	–	–
Cl^-	19	20,5	22	27	23	94	58	80
HCO_3^-	24,4	23,2	24,4	12,2	18,3	60	48	48
K/Na	0,20	0,25	0,17	0,08	0,12	0,28	0,15	0,16
Na/Cl	0,09	0,19	0,21	0,36	0,17	0,19	0,66	0,34

Stellenweise kann relativ reichlich Epsomit auftreten. Von den sekundären Erzbildungen sei hier nur ein Uranmineral, Andersonit (W. TUFAR 1967), angeführt.

Die Bildungstemperatur dieser komplexen eisenarmen Buntmetall-Mineralisation war niedrig und dürfte sogar unter 100° C gelegen haben. Diese Aussage erlauben primäre Gips-Einschlüsse, die sich in Enargit- und Tennantit-Xenoblasten (sieben) sowie in Pyrit-Idioblasten (sieben) (vgl. Abb. 24) finden. Unterstrichen wird dieses Ergebnis außerdem durch den Nachweis von Bravoit (vgl. Abb. 25), der als primäre Bildung, zusammen mit Luzonit, im Tennantit beobachtet werden kann.

Typisch für diese Erzmineralisation sind weiters randliche Verdrängungsräume von Jordanit um Bleiglanz (vgl. Abb. 26–28), in denen Jordanit seinerseits von Seligmannit verdrängt werden kann.

Daneben weist diese Vererzung noch eine Reihe weiterer Charakteristika auf, die keineswegs allgemein sind, wie z. B. idiomorph nach (0001) entwickelte kleine Kristalle von Wurtzit, idiomorph ausgebildeten Luzonit (vgl. Abb. 25), schwach anisotropen Bleiglanz (vgl. Abb. 27), oder ein stellenweise auftretendes, zum Teil idiomorph ausgebildetes Erz (vgl. Abb. 28).

Dieses weist etwa fahlerzähnliches Reflexionsvermögen und schwache Anisotropie-Effekte auf. Erste Mikrosonden-Untersuchungen zeigten, daß ein Cu-Zn-Sn-Sulfid vorliegt. Messungen des Reflexionsvermögens im Bereich von 436 nm bis 624 nm ergaben, im Vergleich mit SiC als Standard, in Luft Werte von 23,3 bis 24,3%, in Ölimmersion Werte von 10,1 bis 10,5%. Es könnte sich bei diesem Mineral eventuell um Kösterit (Cu_2ZnSnS_4) handeln.

Der Nachweis eines Zinnminerales ist bereits insofern bemerkenswert, als die Abwesenheit von Zinn als ein Charakteristikum der ostalpinen Metallogenese gilt.

Ebenso interessant wie die Mineralvergesellschaftung vom Myrthengraben sind die in dieser Vererzung auftretenden typischen Gefüge.

Nach P. RAMDOHR (1975) sind weltweit von Engargit keine myrmekitischen Verwachsungen bekannt. Im Myrthengraben wurde von W. TUFAR (1966c) der Nachweis erbracht, daß dort Enargit Myrmekite bildet. Mittlerweise ließ sich in dieser Erzmineralisation sogar eine Reihe verschiedener, sehr feinkörnig ausgebildeter Myrmekite von Enargit beobachten. Es liegen vor myrmekitische Verwachsungen von Enargit mit Jordanit (vgl. Abb. 29) und Seligmannit, Enargit mit Verwitterungsbildungen nach Jordanit und Seligmannit (vgl. Abb. 29), Enargit mit Wurtzit (vgl. Abb. 30), Enargit mit Antimonit (vgl. Abb. 30–31), Enargit mit Verwitterungsbildung nach Antimonit (vgl. Abb. 30) sowie von Enargit mit einem Erz, das mittleres Reflexionsvermögen und blaugraue Farbe aufweist.

Charakteristisch für dieses Mineral (vgl. Abb. 31) sind ein starker Reflexionspleochroismus, starke Anisotropie-Effekte und das Auftreten von Innenreflexen. Das Reflexionsvermögen bei 548 nm schwankt – als Maß für den Reflexionspleochroismus – in Luft von 18,6 bis 28,2%, in Ölimmersion von 7,0 bis 12,8%.

Diese sehr auffallenden optischen Eigenschaften sind vergleichbar denen, die P. RAMDOHR (1975) für den von B. G. WEISSBERG (1965) aus Nevada beschriebenen Getchellit ($AsSbS_3$) angibt. Dennoch liegt im Myrthengraben nicht Getchellit vor, sondern, wie erste Mikrosonden-Untersuchungen ergaben, eine neue As-S-Phase, in der Arsen nur zu einem geringen Teil durch Antimon ersetzt ist.

Die sehr komplexe eisenarme Buntmetall-Mineralisation vom Myrthengraben stellt sowohl in bezug auf die vorliegende Paragenese, als auch auf die dort auftretenden Verwachsungen einen – über die Ostalpen hinausgehend – neuen Typ von Sulfosalz-Vorkommen dar.

Schlußbemerkungen

Zahlreiche weitere Ergebnisse könnten noch angeführt werden, um die bisherigen Ausführungen zu unterstreichen. Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß eine eingehende Untersuchung ostalpiner Erzmineralisationen auch bei jahrzehntelangen Bemühungen immer wieder neue Erkenntnisse zur Klärung der ostalpinen Metallogenese liefert und sogar mineralogische Besonderheiten gefunden werden, für die bisher weltweit keine Parallelen bekannt sind.

Für die freundliche Bereitstellung der Arbeitsmöglichkeiten zur Durchführung der elektronenoptischen und elementanalytischen Untersuchungen inkl. EDV danke ich herzlichst dem Strahlenzentrum der Justus Liebig-Universität Gießen, besonders den Herren Prof. Dr. E. L. SATTLER und Dr. G. DÖLL.

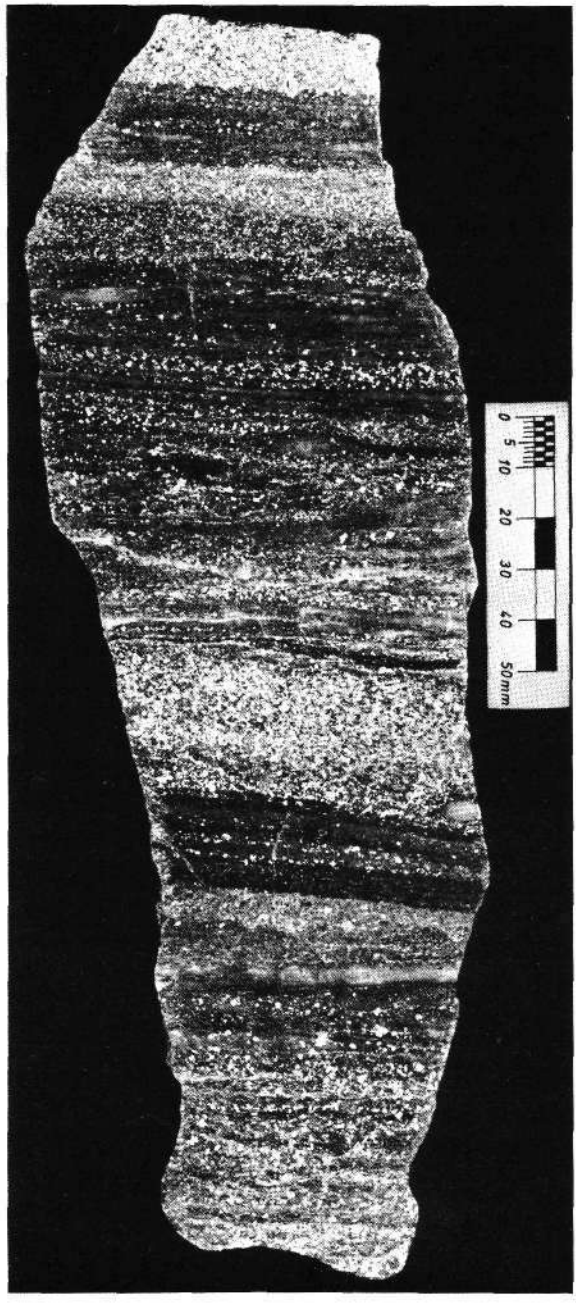

Abb. 1: Silberloch bei Ratten (Oststeiermark).
Ausschnitt aus metamorph überprägter Wechselfolge von konkordanten Erz- und Nebengesteinslagen mit Schrägschichtung. Die Erzlagen sind zumeist durch idioblastischen Pyrit (lichtgrau) gegenüber den Nebengesteinslagen (dunkelgrau; z. T. jedoch auch Zinkblende und Bleiglanz) gekennzeichnet.

Abb. 2: Moosburg (Kärnten).
Ausschnitt aus Wechselfolge von konkordanten hellen Marmor- und dunklen Erzlagen.

Abb. 3: Moosburg (Kärnten).
Voralpidisch gefaltete Wechselfolge von konkordanten hellen Marmor- und dunklen Erzlagen mit deutlich erkennbarer Faltenachse (von rechts oben nach links unten verlaufend).

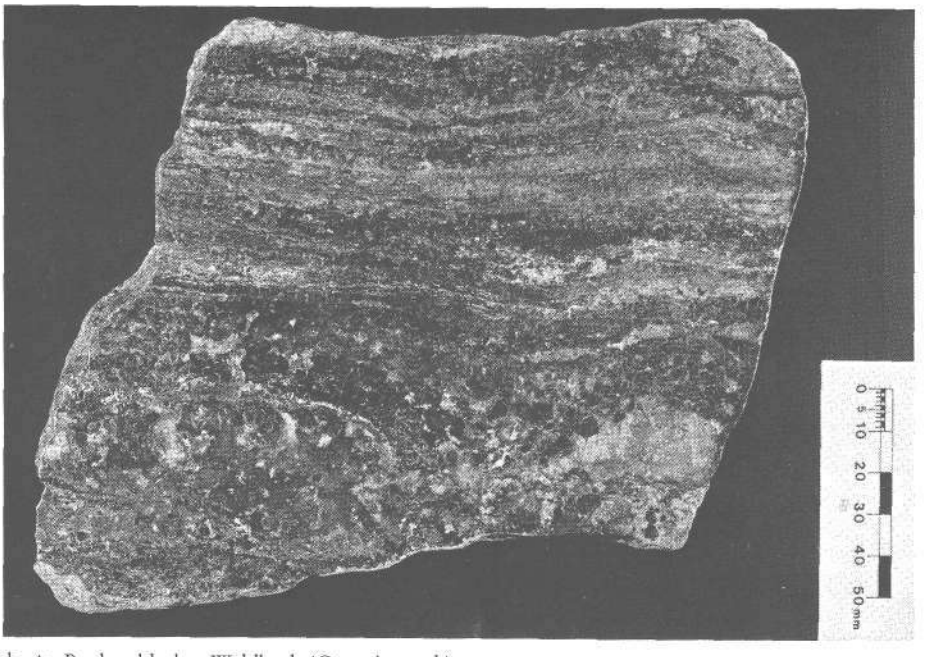

Abb. 4: Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark).
Ausschnitt aus konkordanter Granatfelslage in „s" etwa waagrecht verlaufend) mit reichlich Einschlüssen von älterem Siderit (z. B. linke untere Bildhälfte). Stellenweise sind größere Kristalle von Granat (schwarz), örtlich im Siderit, erkennbar.

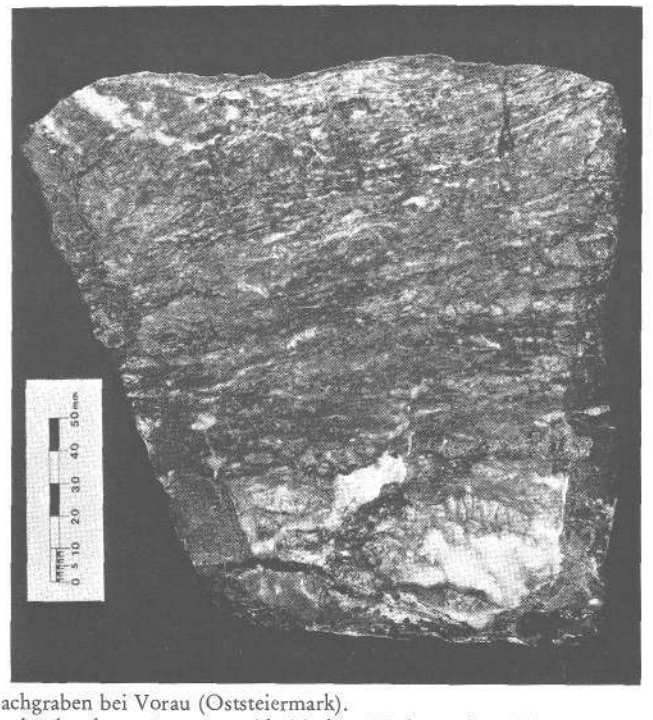

Abb. 5: Dörflerbachgraben bei Vorau (Oststeiermark).
Detail aus konkordanter Lage von sideritischem Karbonat in „s" (etwa waagrecht verlaufend) mit z. T. reichlich aufgesproßtem Granat (zumeist schwarz; stellenweise sind Kristalle erkennbar, z. B. an der Hangend- und liegendgrenze, am Kontakt zum Nebengestein, einem Granatglimmerschiefer). Gering mächtige Lagen von Granatglimmerschiefer (schwarz) treten vereinzelt auch im sideritischen Karbonat auf.

Abb. 6: Dörflerbachgraben bei Vorau (Oststeiermark).
Magnetkies aus Lage von Granat mit sideritischem Karbonat weist als Folge der starken tektonischen Beanspruchung deutliche postkristalline Deformation auf, die durch das undulöse Auslöschen und die ausgeprägte Drucklamellierung bzw. die auf Translation zurückgehenden Zerknitterungslamellen abgebildet wird.
Anschliff, Vergr.: 75 ×, Polarisatoren +.

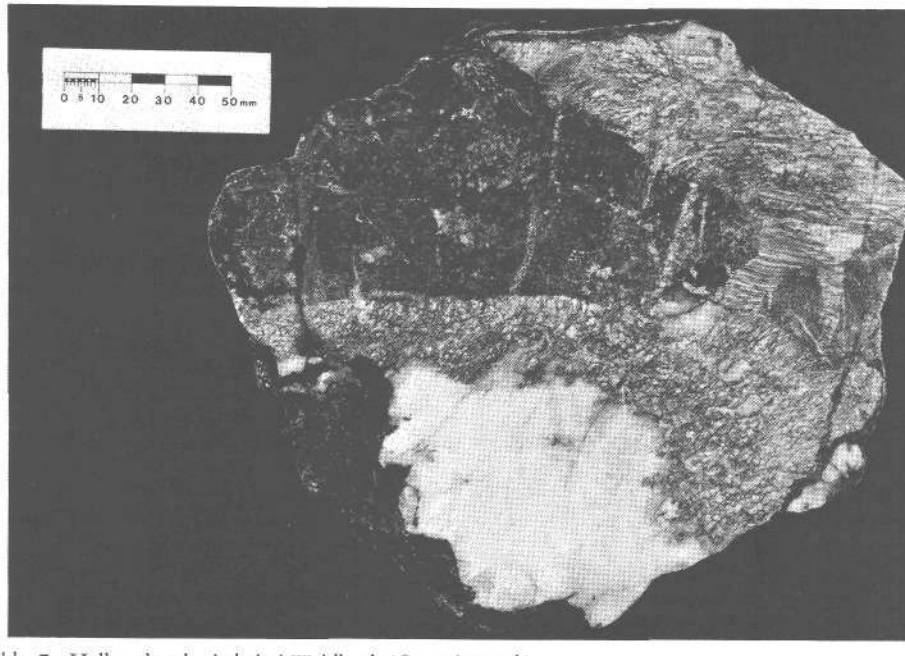

Abb. 7: Hallwachsschmiede bei Waldbach (Oststeiermark).
Tektonisch stark beanspruchter, zerbrochener Mesitinspat-Körper (dunkelgrau bis mittelgrau; in oberer Bildhälfte verlaufend, gegen rechts etwas ausdünnend) wird von Braunspat (lichtmittelgrau) verheilt, der um und zwischen den einzelnen Bruchstücken des Mesitinspat-Körpers die typischen Erscheinungsformen des Wachstums im Druckschatten aufweist. In der unteren Hälfte dieses „tektonischen Gerölles" ist randlich am Quarz (weiß) reichlich Nebengestein (schwarz) zu erkennen.

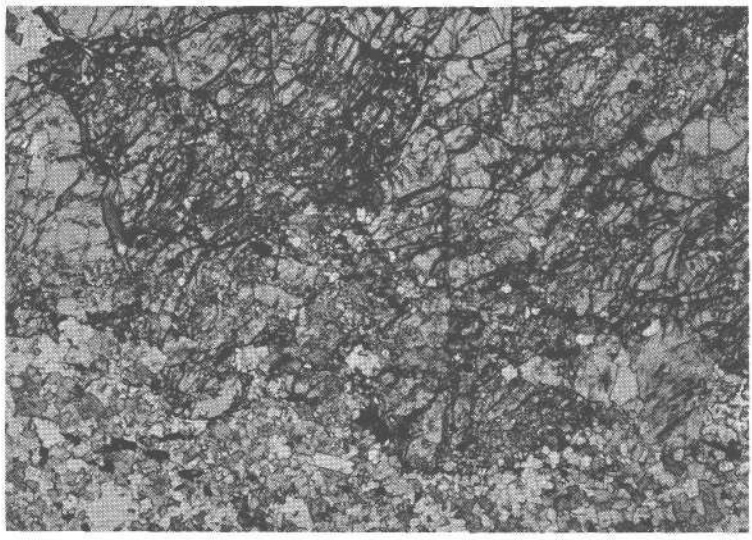

Abb. 8a: 1 Polarisator,

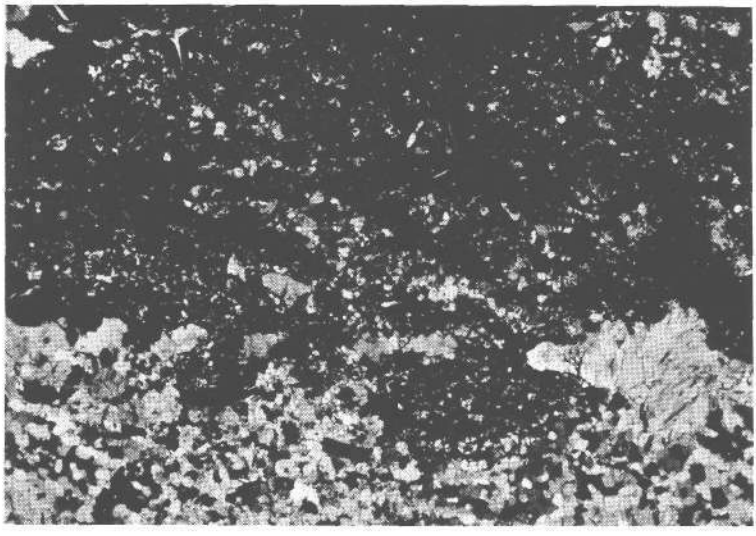

Abb. 8b: Polarisatoren +.

Abb. 8: Dörflerbachgraben bei Vorau (Oststeiermark).
Granat sprießt verdrängend in Lage von rekristallisiertem sideritischem Karbonat (unterer Bildrand), darin etwas Erz und Sericit und enthält reichlich als Verdrängungsreste Einschlußzüge („si") von sideritischem Karbonat. Entlang Rissen und Korngrenzen zeigt Granat als Folge der Diaphthorese beginnende Verdrängung durch Chlorit.
Dünnschliff, Vergr.: 12×,

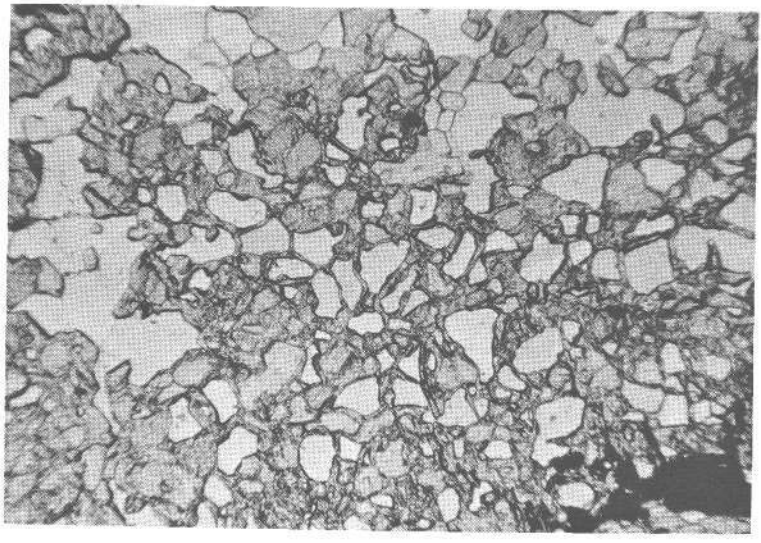

Abb. 9a: 1 Polarisator,

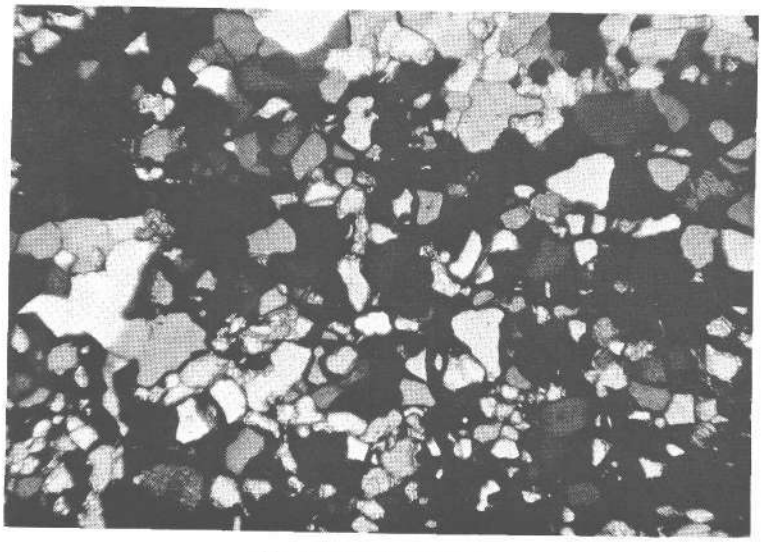

Abb. 9b: Polarisatoren +.

Abb. 9: Dörflerbachgraben bei Vorau (Oststeiermark).
Granat verdrängt sideritisches Karbonat und Quarz entlang den Korngrenzen und bildet um beide Mineralien Intergranularfilme („Matrix").
Dünnschliff, Vergr.: 35 ×,

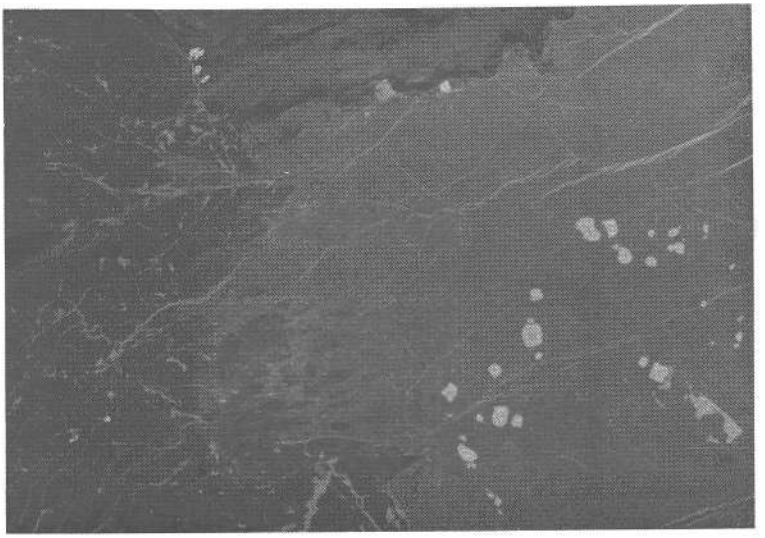

Abb. 10: Fuchs in Gstanach, Vorau (Oststeiermark).
Verwachsung von anthophyllitischem und cummingtonitischem Amphibol (beide dunkelgrau; stellenweise ist deutlich idiomorphe Ausbildung erkennbar) mit Granat (mittelgrau), der Einschlüsse von Magnetit (lichtgrau) enthält. Magnetit weist jeweils im Zentrum als Relikt Chromit (etwas dünkler als Magnetit, in Abb. kaum zu unterscheiden) auf. Risse in den Gangarten werden von Nadeleisenerz (lichtmittelgrau) ausgefüllt und dadurch auch die Spaltbarkeit der Amphibole verdeutlicht.
Anschliff, Vergr.: 40×.

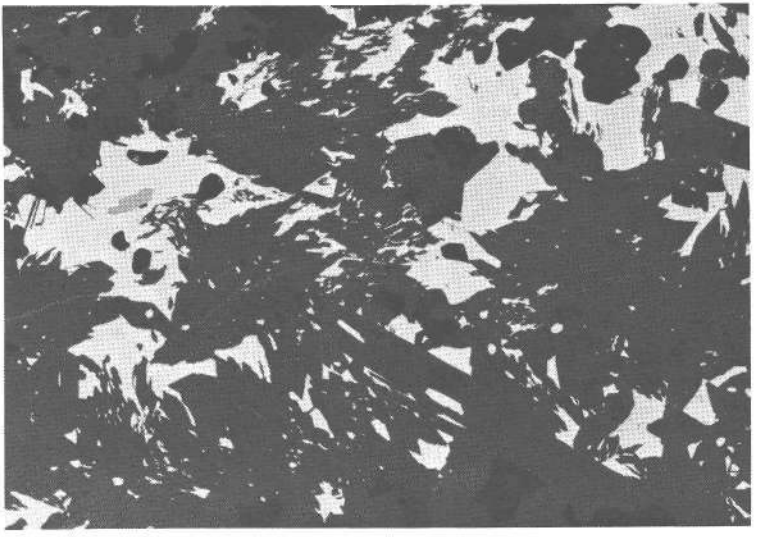

Abb. 11: Moosburg (Kärnten).
Gruneritischer Amphibol (dunkelgrau) sprießt idioblastisch in Bleiglanz (lichtgrau, fast weiß). Randlich findet sich etwas Granat (dunkelgrau, Spur heller als gruneritischer Amphibol; z. B. linke obere Bildecke) und stellenweise Quarz (fast schwarz). In Bleiglanz tritt außerdem Ilmenit (mittelgrau) auf.
Anschliff, Vergr.: 75×.

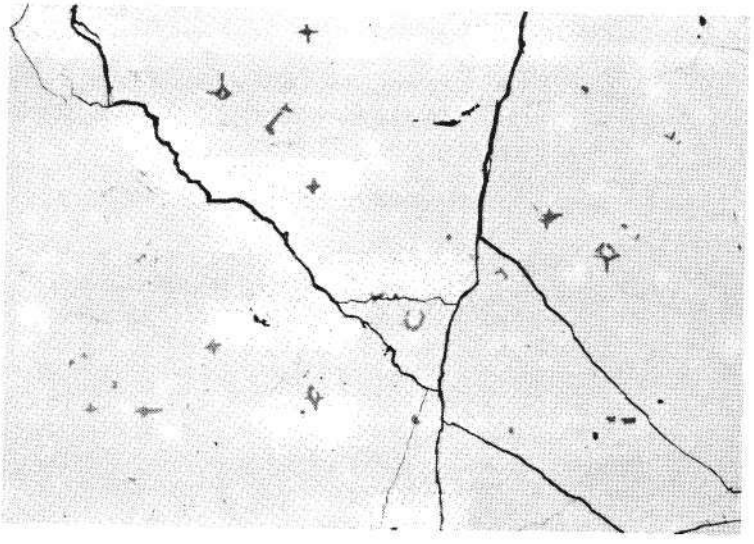

Abb. 12a: 1 Polarisator,

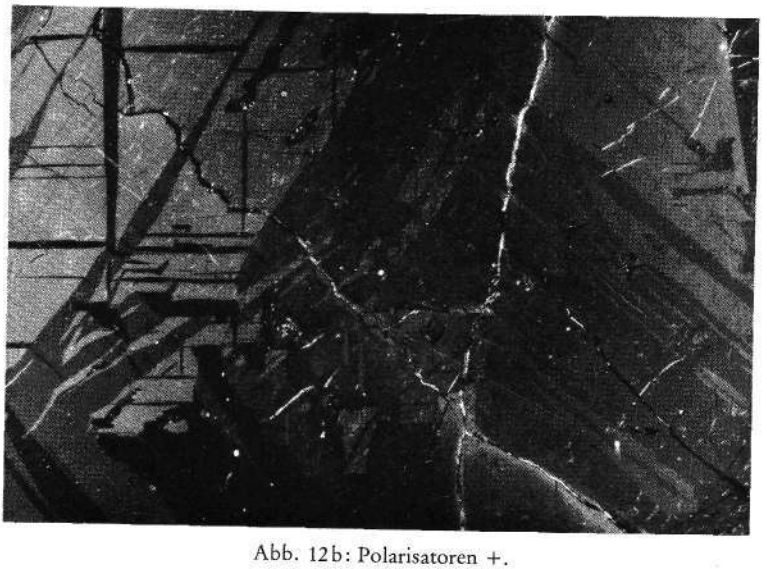

Abb. 12b: Polarisatoren +.

Abb. 12: Meiselding (Kärnten).
Abb. 12a: Kupferkies (lichtgrau; Hochtemperatur-Kupferkies) weist Entmischung feiner, deutlich verzweigter Zinkblende-Sternchen (dunkelgrau) auf. Daneben treten im Kupferkies feine „Spritzer" von Magnetkies (etwas dunkler als Kupferkies, in Abb. kaum unterscheidbar) auf.
Abb. 12b: Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 12a. Kupferkies zeigt die typischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen der Hochtemperaturform.
Anschliff, Vergr.: 75 ×,

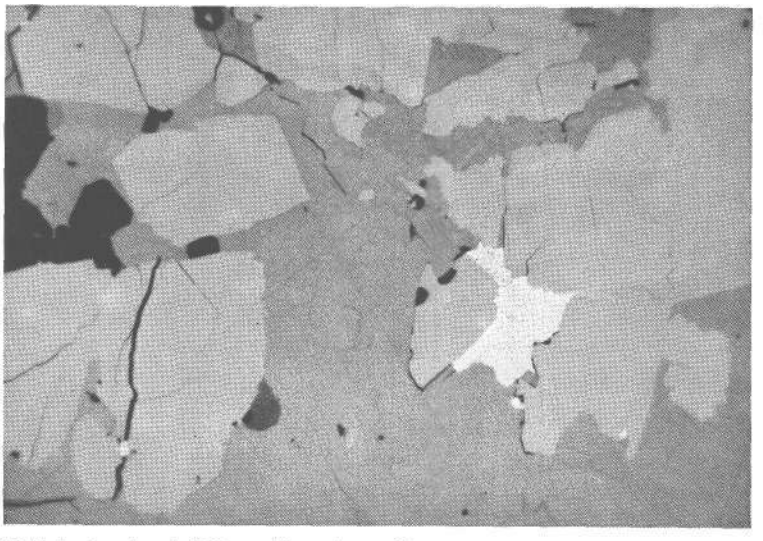

Abb. 13: Dörflerbachgraben bei Vorau (Oststeiermark).
Gediegen Gold (Elektrum; fast weiß) in Verwachsung mit Kupferkies (mittelgrau; Hochtemperatur-Kupferkies) und teilweise idiomorph ausgebildetem Arsenkies (lichtmittelgrau in etwas unterschiedlichen Tönen – Reflexionspleochroismus). Daneben tritt etwas Magnetkies (dunkelgrau) und Gangart (schwarz) auf.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375×.

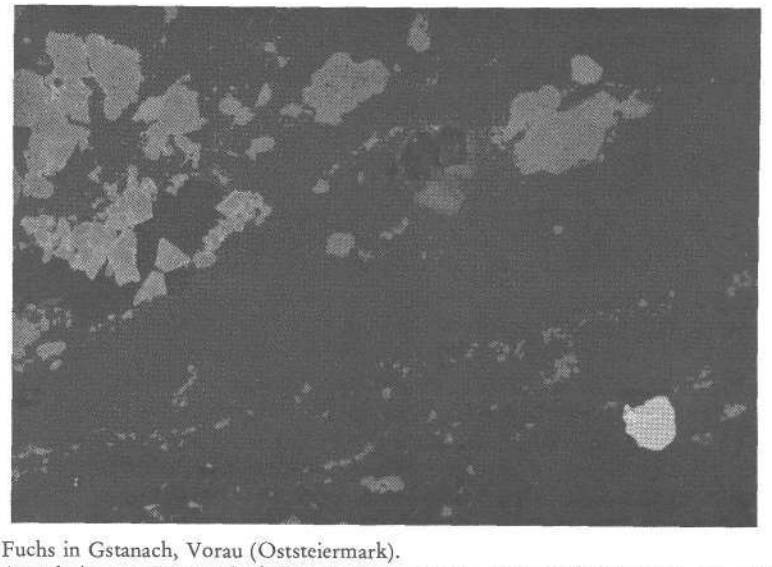

Abb. 14: Fuchs in Gstanach, Vorau (Oststeiermark).
Ausschnitt aus Granat (dunkelgrau) mit Zügen von Chromit (mittelgrau), der randlich Umwandlungssäume von Magnetit (etwas lichter mittelgrau) aufweisen kann. Im Granat findet sich als Relikt ein Körnchen von Magnetkies (lichtgrau), das Einschlüsse von zwei helleren Erzen (fast weiß; vergl. Abb. 15) enthält.
Anschliff, Vergr.: 150×.

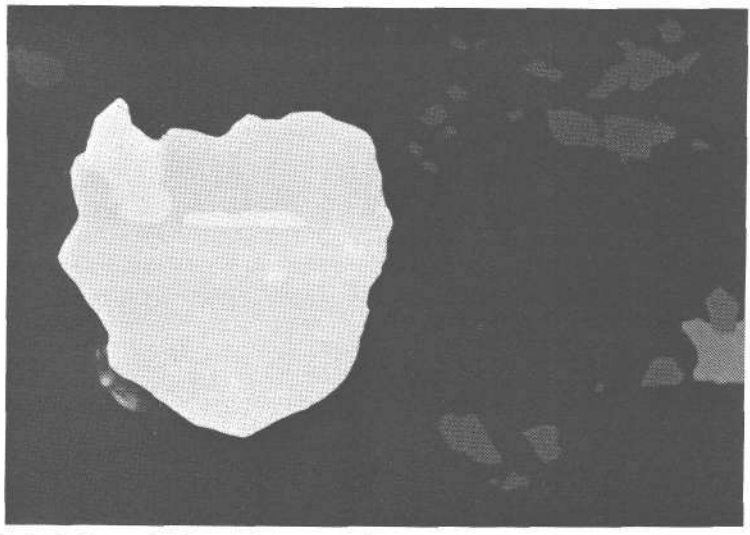

Abb. 15: Fuchs in Gstanach, Vorau (Oststeiermark).
Detail aus Abb. 14 mit Magnetkies (lichtgrau) und Chromit (dunkelgrau) in Granat (schwarz, teilweise durch Innenreflexe etwas aufgehellt). Im Magnetkies ist neben einer etwas größeren und zwei winzigen Pentlandit-Flammen (fast weiß) außerdem ein weiteres Erz (ebenfalls fast weiß; links oben, an Granat grenzend), ein Co-Ni-Fe-As-S-Mineral, zu erkennen. In Granat, mit Chromit verwachsen, tritt an einer Stelle Ilmenit (mittelgrau; rechter Bildrand) auf.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

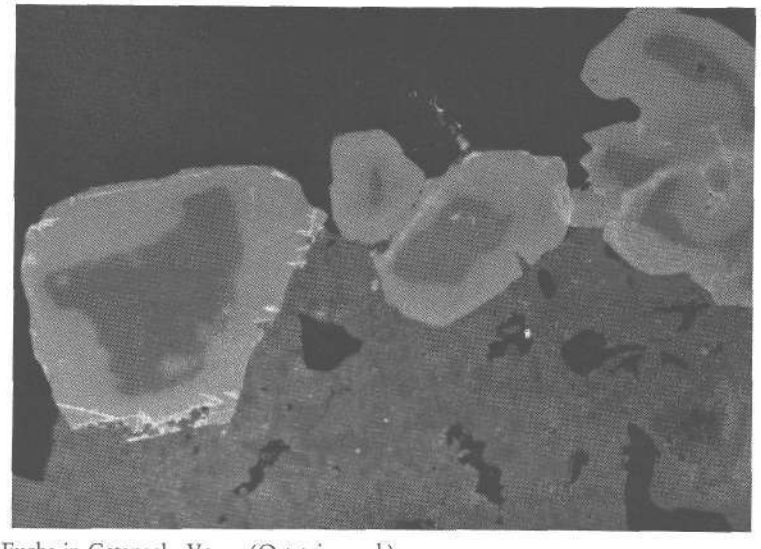

Abb. 16: Fuchs in Gstanach, Vorau (Oststeiermark).
Relikte von Chromit (dunkelgrau) in Magnetit (mittelgrau), der seinerseits beginnende Verdrängung durch Eisenglanz (lichtgrau; Martitisierung!) zeigt. Neben Gangart (schwarz) wird eine größere Partie von Nadeleisenerz (dunkelgrau, verschiedene Töne – Reflexionspleochroismus) eingenommen.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375 ×.

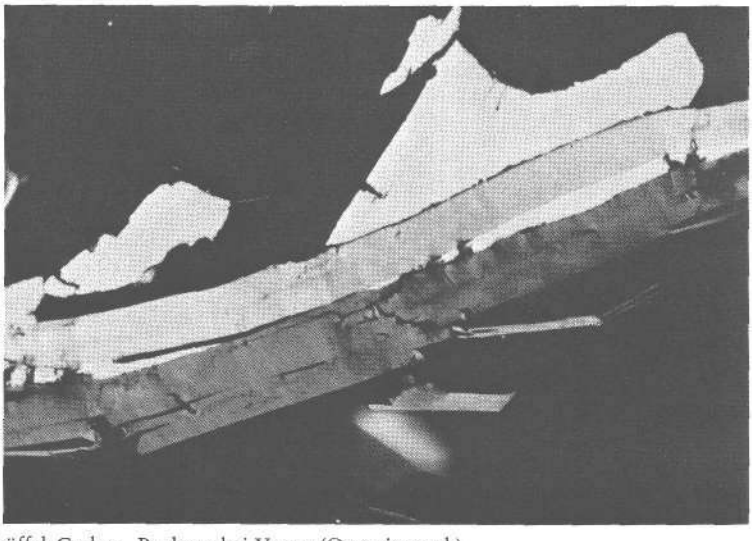

Abb. 17: Löffel-Graben, Puchegg bei Vorau (Oststeiermark).
Idiomorph nach {0001} entwickelte Tafel von Graphit (mittelgrau bis schwarz – Reflexionspleochroismus) sowie Tafel von Molybdänglanz (lichtgrau bis fast weiß – Reflexionspleochroismus) mit Magnetkies (fast weiß) in Gangart (schwarz, durch Innenreflexe etwas aufgehellt). Graphit läßt Translation nach der Basis erkennen.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000×.

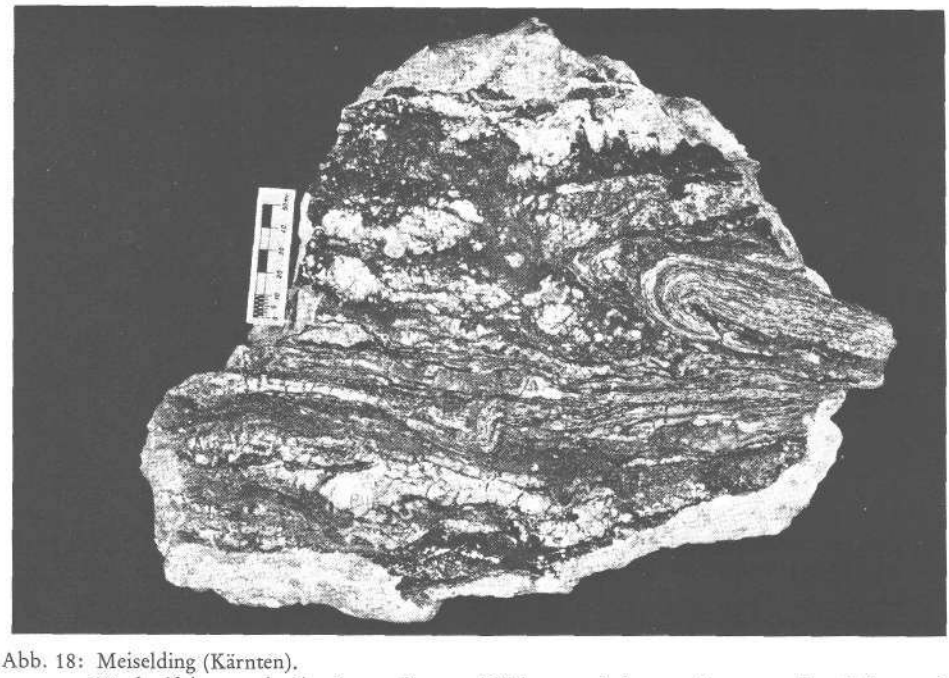

Abb. 18: Meiselding (Kärnten).
Wechselfolge von konkordanten Erz- und Nebengesteinslagen zeigt ausgeprägte Faltenstrukturen; stellenweise ist Breccierung ausgebildet.

Abb. 19: Arzwaldgraben, Waldstein (Steiermark).
Metamorph überprägter syngenetischer Baryt mit deutlich lagiger Textur. In den dunklen Lagen dieser Wechselfolge findet sich z. T. reichlich Erz („Pigment"; Bleiglanz, Zinkblende etc.), stellenweise liegen auch gering mächtige Nebengesteinslagen vor.

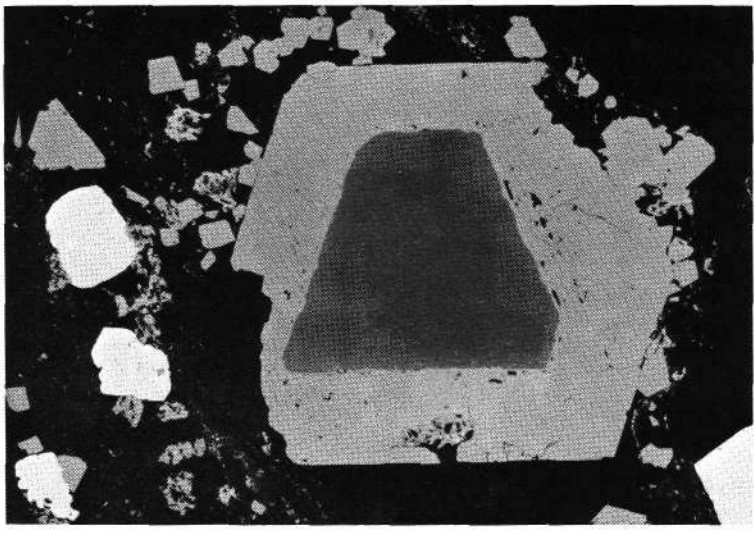

Abb. 20: Arzwaldgraben, Waldstein (Steiermark).
Idiomorph begrenzter Einschluß von Chromit (dunkelgrau) in idioblastischem Magnetit (mittelgrau) vergleichbarer Kristallform. In Gangart (fast schwarz) finden sich neben kleinen Idioblasten von Magnetit (z. T. mit Chromit-Einschlüssen – oberer Bildrand) und Pyrit-Idioblasten (fast weiß; z. T. mit Magnetit-Einschlüssen) Züge von feinkörnigem Rutil (ebenfalls mittelgrau), der auch randlich in Magnetit (untere Bildhälfte) auftritt.
Anschliff, Vergr.: 150×.

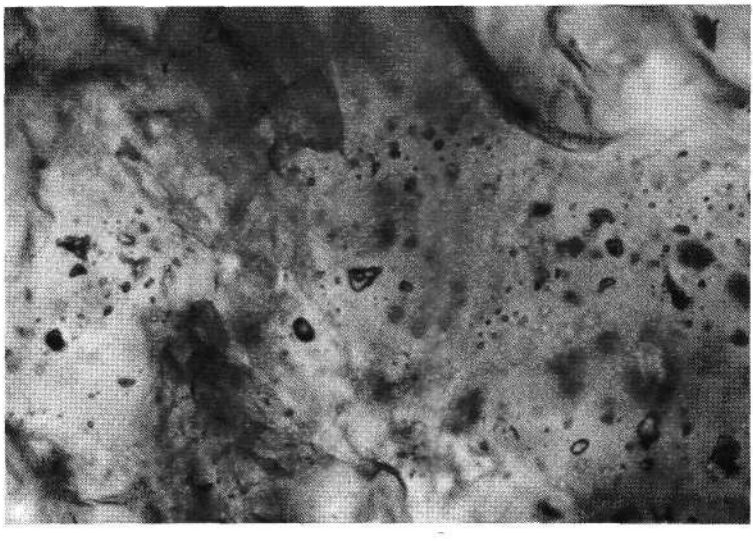

Abb. 22: Arzwaldgraben, Waldstein (Steiermark).
Ausschnitt aus Baryt mit isoliertem zweiphasigen Flüssigkeits-Einschluß (Lösung und Gasblase – Bildmitte), der gesäumt wird von überwiegend einphasigen Einschlüssen.
Polierter Dickschliff, Vergr.: 470×.

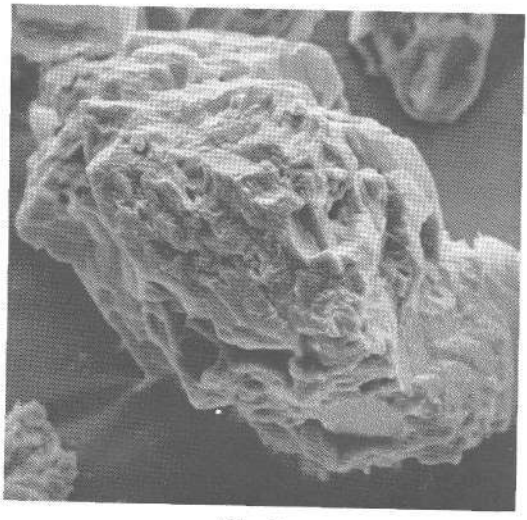

Abb. 23 a

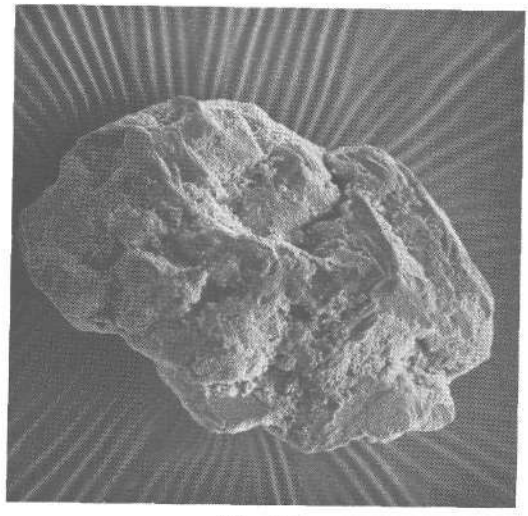

Abb. 23 b

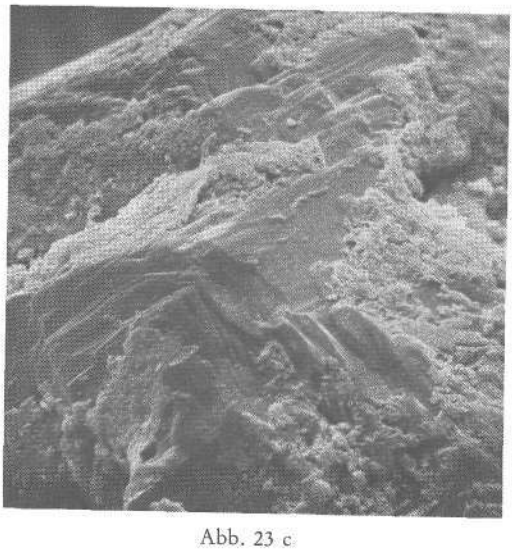

Abb. 23 c

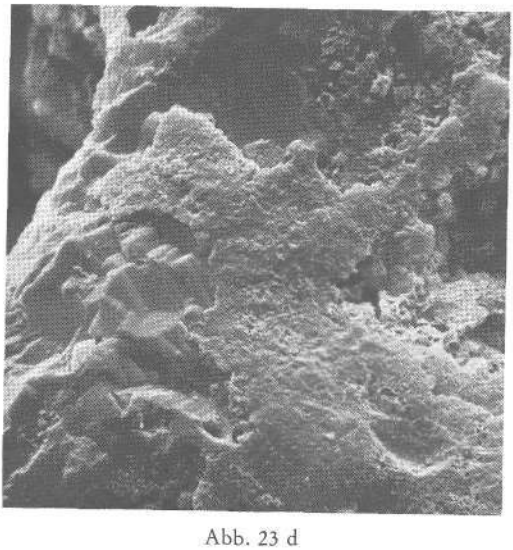

Abb. 23 d

Abb. 23: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Kristall-Aggregate von Magnesit, die z. T. dünnste Überzüge (Abb. 23 b–d) aufweisen. Deutlich hat Magnesit in den Aggregaten Kristallflächen ausgebildet und läßt ausgeprägte rhomboedrische Entwicklung erkennen.
(Abb. 23 c–d: Detail aus Magnesit-Aggregat in Abb. 23 b).
Vergr.: Abb. 23 a: 690 ×,
Abb. 23 b: 250 ×,
Abb. 23 c: 780 ×,
Abb. 23 d: 1600 ×.

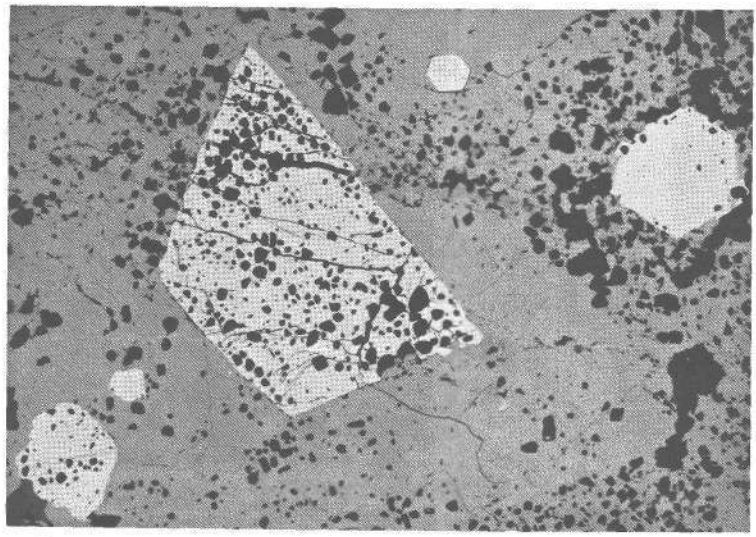

Abb. 24: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Idioblastensiebe von Pyrit (lichtgrau, fast weiß) in Xenoblastensieben von Tennantit (mittelgrau), der auch feine Züge von Luzonit (Spur dunkler als Tennantit, obere Bildhälfte, in Abb. kaum unterscheidbar) aufweist. Pyrit und Tennantit enthalten reichlich primäre Einschlüsse von Gips und Dolomit (beide schwarz).
Anschliff, Vergr.: 150×.

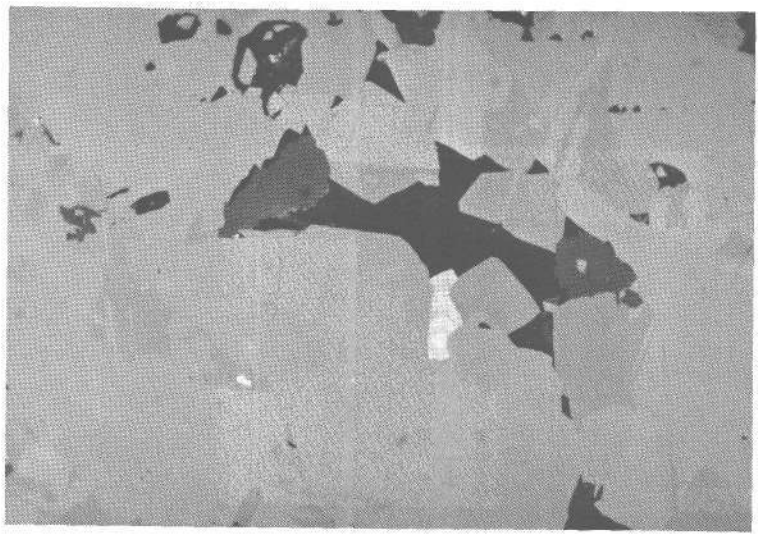

Abb. 25: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Stellenweise idiomorph ausgebildeter Luzonit (mittelgrau, verschiedene Töne – Reflexionspleorchroismus, z. T. dadurch Verzwilligung ersichtlich) umgibt Tennantit (ebenfalls mittelgrau; größere, einheitliche Körner; z. T. idiomorphe Entwicklung erkennbar) und ist außerdem mit Bravoit (lichtgrau bis fast weiß), Wurtzit (dunkelgrau) und Gangart (schwarz) verwachsen.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000×.

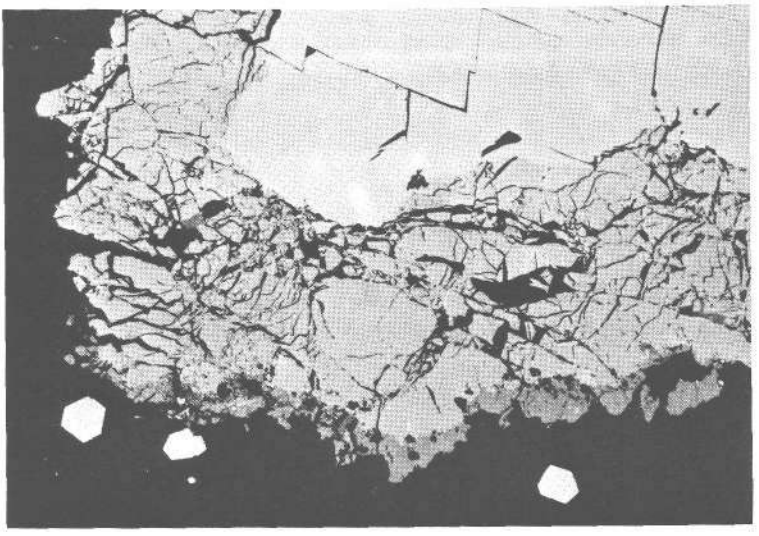

Abb. 26: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Um Bleiglanz (lichtgrau) randlicher Verdrängungssaum von Jordanit (dunkler lichtgrau; durch Reflexionspleochroismus feinlamellare Verzwilligung unterhalb Bildmitte ganz schwach ersichtlich), der seinerseits randlich durch Seligmannit (mittelgrau) verdrängt wird. Die Erze, vor allem Jordanit, weisen postkristalline Deformation auf, die u. a. zu Brucherscheinungen führte. Die Verheilung der Bruchstücke erfolgte durch mobilisierte Gangart (Gips, Dolomit; beide schwarz), daneben wird Jordanit auch durch ein wenig Lzonit (ebenfalls mittelgrau; rechter Bildrand) verkittet. In der Gangart findet sich idioblastischer Pyrit (fast weiß).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 75 ×.

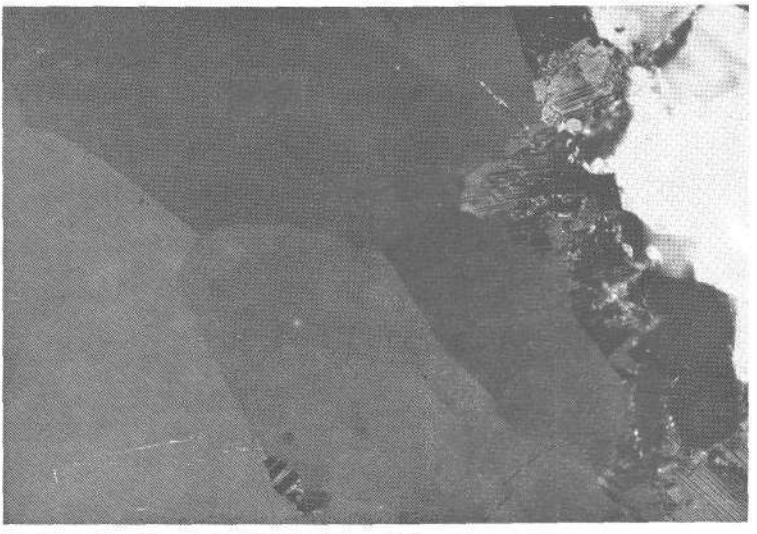

Abb. 27: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Rekristallisierter Bleiglanz (durch schwache Anisotropieeffekte sind die Kornformen zu erkennen!), der randlich, gegen Wurtzit (gänzlich durch Innenreflexe aufgehellt – rechter Bildrand!) Verdrängungssaum von vorherrschend Jordanit aufweist. Dieser zeigt deutlich feinlamellare Verzwilligung und als Folge der postkristallinen Deformation, undulöses Auslöschen sowie stellenweise verbogene Zwillingslamellen.
Anschliff, Vergr.: 150 ×, Polyrisatoren +.

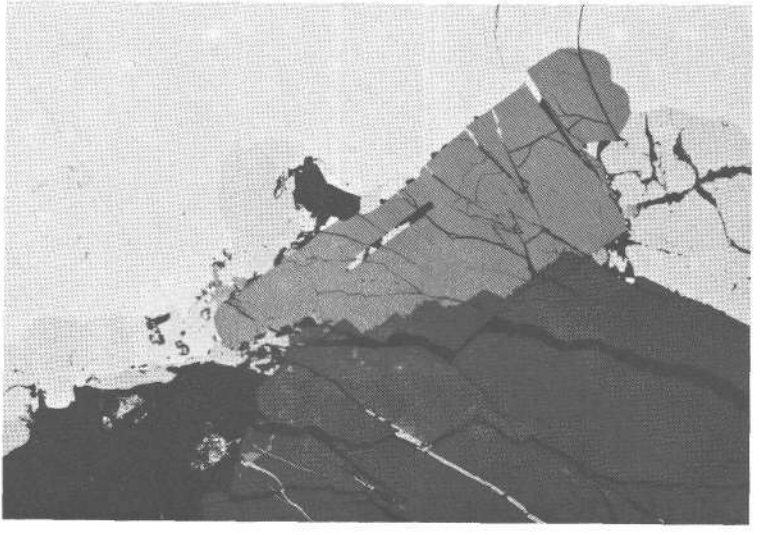

Abb. 28: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Randlich, gegen Wurtzit (dunkelgrau; Innenreflexe) und Gangart (Gips, Dolomit; beide schwarz, z. T. durch Innenreflexe etwas aufgehellt) weist Bleiglanz (lichtgrau) einen Verdrängungssaum von Jordanit (dunkler lichtgrau; durch Reflexionspleochroismus ist stellenweise feinlamellare Verzwilligung ganz schwach ersichtlich) auf, der seinerseits von Seligmannit (etwas dunkler als Jordanit; linke untere Bildhälfte gegen Gangart) verdrängt wird. Zwischen Wurtzit und Bleiglanz findet sich außerdem ein teilweise idiomorph ausgebildetes Erz (mittelgrau), ein Cu-Zn-Sn-Sulfid. Stellenweise tritt in Jordanit etwas Luzonit (licht mittelgrau) auf. Risse in den Erzen werden vorherrschend durch mobilisierte Gangart, daneben auch durch Seligmannig und Luzonit verheilt.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 150 ×.

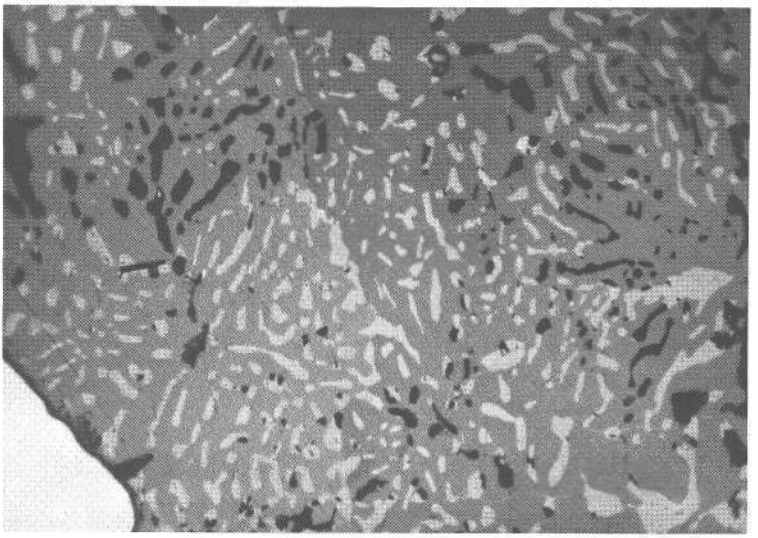

Abb. 29: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Myrmekit von Engargit (mittelgrau) mit Jordanit (lichtgrau) und mit ein wenig Seligmannit (etwas dunkler als Jordanit, in Abb. kaum unterscheidbar) sowie von Enargit mit Verwitterungsbildungen (schwarz) nach Jordanit und Seligmannit. Randlich findet sich etwas Pyrit (fast weiß).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000×.

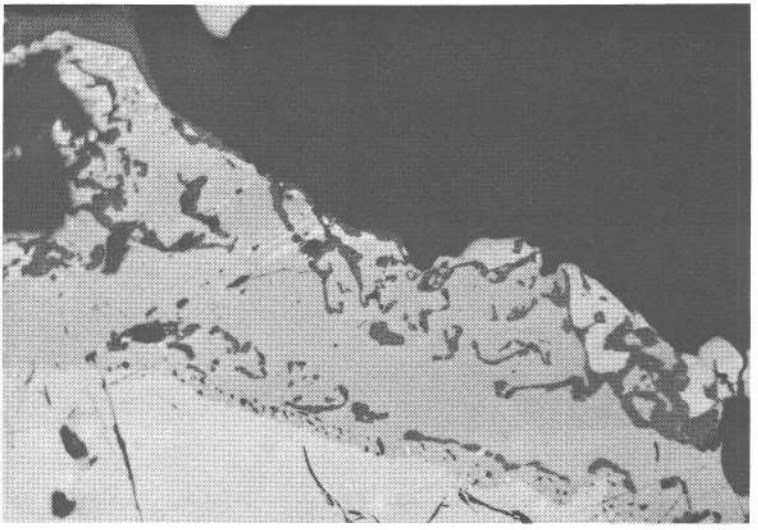

Abb. 30: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Um Tennantit (lichtmittelgrau), darin feine Züge von Luzonit (mittelgrau, linker Bildrand) Saum von Enargit (mittelgrau) gegen Gangart (Gips, Dolomit, beide schwarz, z. T. durch Innenreflexe etwas aufgehellt). Enargit bildet myrmekitische Verwachsungen mit Wurtzit (dunkelgrau) sowie mit feinstem Antimonit (fast weiß, randlich gegen Tennantit) und mit Verwitterungsbildung (schwarz) nach Antimonit.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375×.

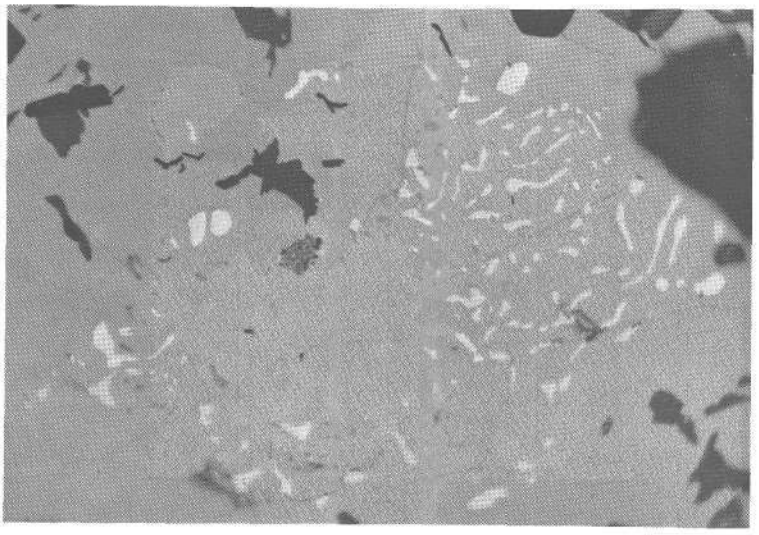

Abb. 31 a

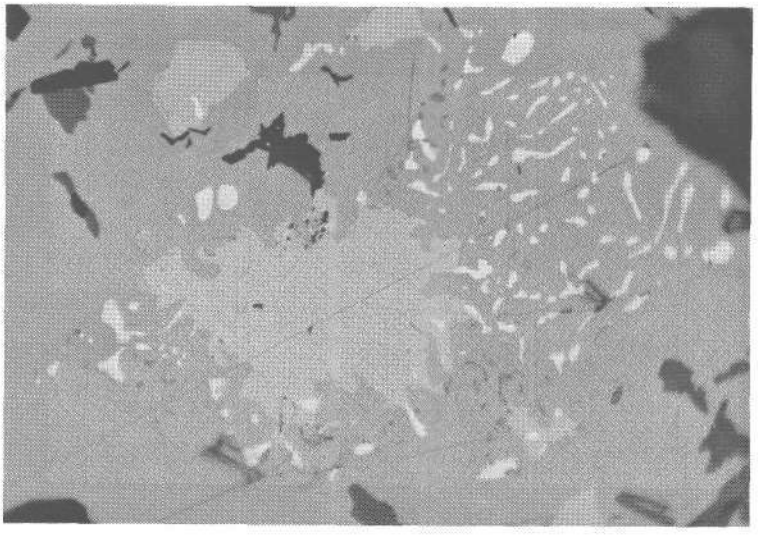

Abb. 31 b

Abb. 31: Myrthengraben/Semmering (Niederösterreich).
Ausschnitt aus Enargit (mittelgrau; Reflexionspleochroismus deutlich am Kontrast zu Tennantit in Abb. 31 a und b ersichtlich) mit Tennantit (lichtmittelgrau), Wurtzit (dunkelgrau) und Gangart (schwarz, z. T. durch Innenreflexe etwas aufgehellt). Enargit weist feine Myrmekite mit Antimonit (lichtgrau) sowie mit einer neuen As-S-Phase (lichtmittelgrau bis dunkelgrau – starker Reflexionspleochroismus, z. B. Korn links von Bildmitte an Grenze zu Enargit in Tennantit; Innenreflexe) auf.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000×.

Literatur

ALLMANN, R.: Gutachterliche Stellungnahme zu Beiträgen über die Vererzung der Ostalpen. – Marburg/Lahn 1973.

CLAR, E. und FRIEDRICH, O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. – Z. f. prakt. Geol. 41. 73–79, Halle (Saale) 1933.

CLAR, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1945, 1–12, 29–37, Wien 1947.

CLAR, E.: Geologische Bergleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 1953, Radenthein 1953 a.

CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., 42, 107–127, Stuttgart 1953 b.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft G, 11–35, Wien 1965. = Zeitschrift deutsch. geol. Ges., Bd. 116, Jg. 1964, 2. Teil, 267–291, Hannover 1965.

FRIEDRICH, O. M.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Besprochen an der Vererzung des Tauern-Ostrandes. – Z. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, 85, 241–253, Berlin 1937.

FRIEDRICH, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Berg- u. Hüttenm. Mh. 90, 131–136, Wien 1942.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 1953, 371–407, Radenthein 1953.

FRIEDRICH, O. M.: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. – Der Karinthin, Folge 45/46, 210–228, Klagenfurt 1962.

FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Der Karinthin, Folge 58, 6–17, Klagenfurt 1968 a.

FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv f. Lagerstättenf. in d. Ostalpen 8, 1–136, Leoben 1968 b.

HELLNER, E.: Gutachterliche Stellungnahme zu Beiträgen über die Vererzung der Ostalpen. – Marburg/Lahn 1973.

HÖLL, R. und MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Mathem.-Naturwiss. Kl., Jg. 1967, 1–11, München 1968.

HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1970, 201–224, Stuttgart 1970 a.

HÖLL, R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chemie der Erde, 28, 185–203, Jena 1970 b.

HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. – Erzmetall, 24, 273–282, Stuttgart 1971.

HÖLL, R. und A. MAUCHER: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alpe. – In: K. H. WOLF: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 5, 1–36, Amsterdam 1976.

HOLZER, H. F.: Argumente und Beispiele für alpidisch-metallogenetische Vorgänge in den Ostalpen. – Referatheft der 63. Jahrestagung der Geolog. Vereinigung, 12–13, Salzburg – Freilassing (Obb.), 1973.

LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – Mineral. Deposita 7, 31–60, Berlin 1972.

MEIXNER, H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 1953, 434–444, Radenthein 1953 a.

MEIXNER, H.: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnesit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. – Radex-Rdsch. 1953, 445–458, Radenthein 1953 b.

PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 141, 195–242, Wien 1932.

PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. – Jb. Geol. B.-A. 90, (1945), 129–149, Wien 1947.

PETRASCHECK, W. E.: Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 164, 109–130, Wien 1955.

PETRASCHECK, W. E.: Die alpin-mediterrane Metallogenese. – Geol. Rdsch. 53, 376–389, Stuttgart 1963.

PETRASCHECK, W. E.: die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 175, 57–74, Wien 1966.
PETRASCHECK, W. E.: Beziehungen zwischen kryptokristallinem und spätigem Magnesit. – Radex-Rdsch. 1972, 339–350, Radenthein 1972.
RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. – 4. Auflage. – Berlin 1975.
SCHNEIDERHÖHN, H.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Entgegnung an Herrn R. Schwinner, Graz. – Z. Deutsch. Geol. Ges. 94, 175–179, 1942.
SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. – N. Jb. Min. Mh. 1952, 47–89, Stuttgart 1952.
SCHNEIDERHÖHN, H.: Fortschritte in der Erkenntnis sekundär-hydrothermaler und regenerierter Lagerstätten. – N. Jb. Min. Mh. 1953, 223–237, Stuttgart 1953.
SCHULZ, O.: Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). – Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Jg. 1968, 113–139, München 1969.
SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 15, 232–247, Wien 1971.
SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwakkenzone, Österreich. – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 17, 1–18, Wien 1972a.
SCHULZ, O.: Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisation und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg (Tirol). – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 18, 114–128, Wien 1972b.
SCHWINNER, R.: Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpen. – Mineralog. u. Petr. Mitt. N. F. Bd. 46, 56–72, Leipzig 1935.
SCHWINNER, R.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Z. Deutsch. Geol. Ges. 94, 169–175, 1942a.
SCHWINNER, R.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Z. Deutsch. Geol. Ges., 94, 180–183, 1942b.
SCHWINNER, R.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose als Einheit? – Verh. Geol. B.-A., 1946, 52–61, Wien 1949a.
SCHWINNER, R.: Die Blei-Lagerstätten im Lichte der Isotopenforschung. – Verh. Geol. Bundesanst. 1947, 132–134, Wien 1949b.
SCHWINNER, R.: Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Berg- u. Hüttenm. Mh. 94, 134–143, Wien 1949c.
TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Jg. 1963, H. 1, 1–60, Graz 1963.
TUFAR, W.: Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. – Tschermaks min. u. petr. Mitt. 3. F., B. 9, 242–251, Wien 1965a.
TUFAR, W.: Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft G, 256–264, Wien 1965. – Zeitschrift deutsch. geol. Ges., Bd. 116, 2. Teil, 512–520, Hannover 1965b.
TUFAR, W.: Die Vererzung vom Sieggrabener Kogel (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A. 1966, 55–69, Wien 1966a.
TUFAR, W.: Das Kupfervorkommen von Eichbüchl bei Wiener Neustadt (Niederösterreich). – N. Jb. Min. Abh. 105, 203–210, Stuttgart 1966b.
TUFAR, W.: Bemerkenswerte Myrmekite aus Erzvorkommen vom Alpen-Ostrand. – N. Jb. Min. Mh. 1966, 246–252, Stuttgart 1966c.
TUFAR, W.: Andersonit, ein neuer Uranmineralfund aus Österreich. – N. Jb. Min. Abh. 106, 191–199, Stuttgart 1967.
TUFAR, W.: Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. – Freiberger Forschungshefte, C 230, 275–294, Leipzig 1968a.
TUFAR, W.: Die Kupferlagerstätte von Trattenbach (Niederösterreich). – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 12, 140–181, Wien 1968b.
TUFAR, W.: Fuchsit vom Puchegg bei Vorau (Oststeiermark). – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 12, 182–203, Wien 1968c.
TUFAR, W.: Die Eisenerzlagerstätte vom Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 12, 350–391, Wien 1968d.

TUFAR, W.: Chrom-Biotit – eine Glimmervarietät. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Jg. 1968, H. 1, 1–5 (261–265), Graz 1968e.
TUFAR, W.: Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 177, 1–20, Wien 1969a.
TUFAR, W.: Die Erzvergesellschaftung des Semmering- und Wechselgebietes. – Mitt. Österr. Mineralog. Ges., Nr. 121 – Tschermaks min. u. petr. Mitt., 3. F. 13, 313–320, Wien 1969b.
TUFAR, W.: Neue Vererzungen aus der Steiermark. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Jg. 1970, H. 1/2, 27–37 (201–211), Graz 1970.
TUFAR, W.: Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Min. Mh./1971, 183–192, Stuttgart 1971a.
TUFAR, W.: Syngenetische präalpidische Lagerstätten aus den Ostalpen. – Fortschr. Miner., 49, Beiheft 1, 122–123, Stuttgart 1971b.
TUFAR, W.: Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). – Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Jg. 1972, H. 1, 1–54 (101–154), Graz 1972a.
TUFAR, W.: Zur Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Jg. 1972, H. 2, 64–75 (256–267), Graz 1972b.
TUFAR, W.: Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. – Geol. Transactions and Reports, 15 = Proceedings of the 2nd International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, 221–235, Ljubljana 1972c.
TUFAR, W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Referatheft der 63. Jahrestagung der Geolog. Vereinigung, 27–28, Salzburg – Freilassing (Obb.) 1973.
TUFAR, W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch. 63, 105–124, Stuttgart 1974.
TUFAR, W.: Beiträge zur Mineralogie, Petrographie und Genese der Vererzung der Ostalpen. – Habilitationsschrift Universität Gießen 1975a.
TUFAR, W.: Die Blei-Zink-Lagerstätten im Grazer Paläozoikum (Steiermark). – Fortschr. Miner. 53, Beiheft 1, I–II, 81, Stuttgart 1975b.
TUFAR, W.: Die Evolution der Lagerstätten. – Gießener Geol. Schriften 12, (Festschrift Prof. Weyl) 382–428, Gießen 1977.
TUFAR, W.: Calcium-Gehalte in ostalpinen Baryten. – In Druck.
TUFAR, W.: Flüssigkeitseinschlüsse in Baryten aus dem Grazer Paläozoikum (Steiermark) und in Magnesiten von Radenthein (Kärnten). – (In Druck.)
WEISSBERG, B. G.: Getchellite, $AsSbS_3$, a new mineral from Humboldt Country, Nevada. – The American Mineralogist, 50, Nr. 11–12, 1817–1826, Washington D. C., 1965.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1978

Band/Volume: 1978

Autor(en)/Author(s): Tufar Werner

Artikel/Article: Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen 499-528