© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Syngenetische, metamorphe Erzgefüge der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl bei Feichten im Kaunertal (Ötztalkristallin)

Von Franz Vavtar Innsbruck

Zusammenfassung:

Aus den Untersuchungen der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl läßt sich etwa folgender genetischer Ablauf bezüglich Anreicherung, Kristallisationen und Deformationen für diese Erzkonzentration rekonstruieren:
Mäßig temperierte hydrothermale Stoffzufuhr als Abkömmling eines basischen Magmatismus führte zu einer ersten prämetamorphen, synsedimentären, stoffkonkordanten Erzkonzentration. Nachfolgende orogene Ereignisse und Metamorphosen (? kaledonisch bis variszisch) haben einerseits die gesamte Gesteinsabfolge tektonisch geformt, andererseits zu parametamorphen Stoffmobilisationen mit zum Teil diskordanten Vererzungen und zur Bildung der Hochtemperaturparagenese geführt. Die alpidische Orogenese und Metamorphose war noch Anlaß für Umkristallisationen und vielleicht auch unbedeutende Stoffumlagerungen, während nachalpidisch nur noch jüngste Bewegungen entlang schon bestehender Inhomogenitätsflächen erfolgt sind.

Problemstellung:

Das Vorkommen Tschingl gehört zu einer Reihe heute wirtschaftlich unbedeutender Kies- und Kupfervererzungen im Westrand des Ötztaler Kristallins. Nachdem von *Ladurner* und *Schulz* (1969) sowie von *Vavtar* (1979) im Innern des Kristallins bei zwei untersuchten Lagerstätten (Haderlehen bei Sautens und Wörgetal SW Kühtai) syngenetische, metamorphe Erzgefüge nachgewiesen werden konnten, sollen auch die Erzkonzentrationen im Westrand des Kristallins auf solche Gefügebilder hin untersucht werden. Das Vorkommen Tschingl wurde deshalb ausgewählt, weil hier, obwohl nur Haldenmaterial für die Untersuchung zur Verfügung stand, schon makroskopisch schöne Beispiele für oben erwähnte Erzgefüge zu sehen sind. Außerdem wurde dieses Vorkommen zwar von vielen Forschern erwähnt, aber weder gefügekundlich noch minerogenetisch genauer untersucht.

Einleitung:

Das Pyrit-Arsenkies-Kupferkies-Kobaltglanz-Magnetkies-Vorkommen Tschingl, rund einen Kilometer SE der Ortschaft Feichten am orographisch rechten Gehänge des Kaunertales, stand im 17. und 18. Jahrhundert im Abbau. Gefördert wurden silberhältiger Pyrit und Kupferkies. Die Verhüttung der Erze erfolgte in Brixlegg (*Mutschlechner,* 1956).
Der Bergbau liegt in Paragesteinen, die hier SE—NW streichen und mittelsteil nach Süden einfallen. Im Anstehenden konnte, abgesehen von einzelnen Pyritbutzen in quarzgefüllten

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Reißklüften, keine auffallende Mineralisation festgestellt werden. Im südlichen Nahbereich der Lagerstätte sind den Paragesteinen mehrere Amphibolitzüge zwischengeschaltet. Von den zahlreichen Stollen, die *Mutschlechner* (1956) erwähnt, ist noch einer befahrbar. Dieser ist 1520 Meter ü. d. M. nach SE angeschlagen, hat bei etwa 150 Meter eine Abzweigung nach SW, die verbrochen ist, und endet nach rund 500 Meter. Dieser Stollen durchörtert nur taubes Gestein ohne Erzspuren. Vermutlich wollte man damit die Lagerstätte unterfahren. Auf etwa demselben Niveau befindet sich ein alter Scheideplatz mit Resten ehemaliger Bergwerksanlagen und einer ausgedehnten Halde. Von dieser stammen auch die untersuchten Proben.
Die Erzanreicherungen im Westrand des Ötztaler Kristallins stimmen, abgesehen vom Mengenverhältnis der Erzminerale, in ihrer Paragenese weitgehend überein. Sie werden von *O. M. Friedrich* (1953), *Matthias* (1961) und *Vohryzka* (1968) in das Schema einer alpinen Metallogenese eingeordnet, wobei die hydrothermale Stoffzufuhr nach der alpidischen Überschiebung der mittelostalpinen Ortho- und Paragesteine des Ötztalkristallins auf penninische Bündner Schiefer entlang der Überschiebungsbahn in Mylonitzonen hinein erfolgt sein soll. Die Vererzung wäre nach diesen Vorstellungen ins Alttertiär zu stellen. Auch *Hammer* (1914) erwähnt im Westrand des Kristallins eine posttektonische Vererzungsphase in Mylonitzonen entlang einer tektonischen Störung. Er rechnet aber das Vorkommen Tschingl nicht ausdrücklich zu diesem Vererzungstyp.
Außer von den schon zitierten Autoren wird dieses Erzvorkommen noch von *Senger* (1840), *Klingler* (1842), *Ampferer* und *Hammer (1924)* und *Klebelsberg* (1939) erwähnt.
Die Lagerstätten im Westrand des Ötztalkristallins haben aber neben ihrer paragenetischen Übereinstimmung und ihrem Auftreten in der Nähe der alpidischen Überschiebungsbahn noch einiges gemeinsam, was bis jetzt weniger beachtet wurde, für ihre genetische Deutung aber wichtig ist. Einmal sind aus dem Nahbereich fast aller dieser Erzkonzentrationen stoffkonkordante Amphibolitzwischenschaltungen bekannt. Zum anderen Mal sind bis auf vier Ausnahmen diese Vorkommen an Paragesteine gebunden (*Schulz* und *Brigo,* 1977). Weiters treten die Erzanreicherungen hier in einem Gebiet auf, welches den innersten Abschnitt einer unter Bedingungen der Amphibolitfazies ausgebildeten, vermutlich kaledonischen »Wärmebeule« darstellt. Petrographische Untersuchungen weisen auf den schwach druckbetonten Bereich der Amphibolitfazies hin (*Purtscheller,* 1969). Für eine alpidische Metamorphose, die aber nur in den mesozoischen Auflagerungen im E des Ötztalkristallins nachgewiesen ist, werden vom gleichen Autor auf Grund petrologischer Überlegungen Temperaturen von 350 bis maximal 400 Grad angegeben.

Makroskopischer Befund:

Die untersuchten Haldenstücke zeigen großteils Gefügemerkmale von S-Tektoniten mit teilweiser B-Achsenfeinlineation auf den s-Flächen und damit Übergänge zu B-Tektoniten. Eine rhythmische Wechsellagerung bis in den Millimeterbereich kommt zwischen quarzreichen, ehemals sandigen und glimmerreichen, vormals tonigen Lagen sehr deutlich zum Ausdruck. Dieser Gesteinsabfolge sind stoffparallele Erzfeinschichten zwischengeschaltet, die eine gemeinsame tektonische Durchbewegung von Begleitgestein und Erzfeinlagen erkennen lassen.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Diese äußert sich vorwiegend in den glimmerreichen, untergeordnet aber auch in den quarzitischen Feinlagen, in Form einer stetigen Verbiegung bis zu intensiver Feinfältelung. Neben dieser bruchlosen Verformung der Feinschichten sind aber auch noch rupturelle Deformationen an Mikroscherflächen und Reißklüften zu erkennen. Die Reißklüfte sind mit hellem, grobkörnigem Quarz verheilt, in dem verschiedentlich Erzbutzen bis größere -nester eingeschlossen sind. Die Mächtigkeit der erzführenden, schichtparallelen Lagen geht über den Zentimeterbereich nicht hinaus. Bedenkt man aber, daß es sich hier um Proben aus einer Taubhalde handelt, so ist anzunehmen, daß die Vererzung im Anstehenden doch mächtiger ist.
Besonders auffallend sind millimeterdünne, eigentümlich gelbliche Lagen, die an die in der Nordtiroler Grauwackenzone bekannten sogenannten »Falbenschiefer« erinnern und dort von *Schulz* (1972) als Rutil-reiche Gesteine identifiziert wurden.
Häufig rostige Überzüge auf den Schieferungsflächen sind auf die Verwitterung von Biotit, Pyrit und Magnetkies zurückzuführen.
Den makroskopischen Merkmalen nach handelt es sich bei den erzführenden Gesteinen um Glimmerquarzite bis Quarzglimmerschiefer mit Übergängen zu Phylliten.

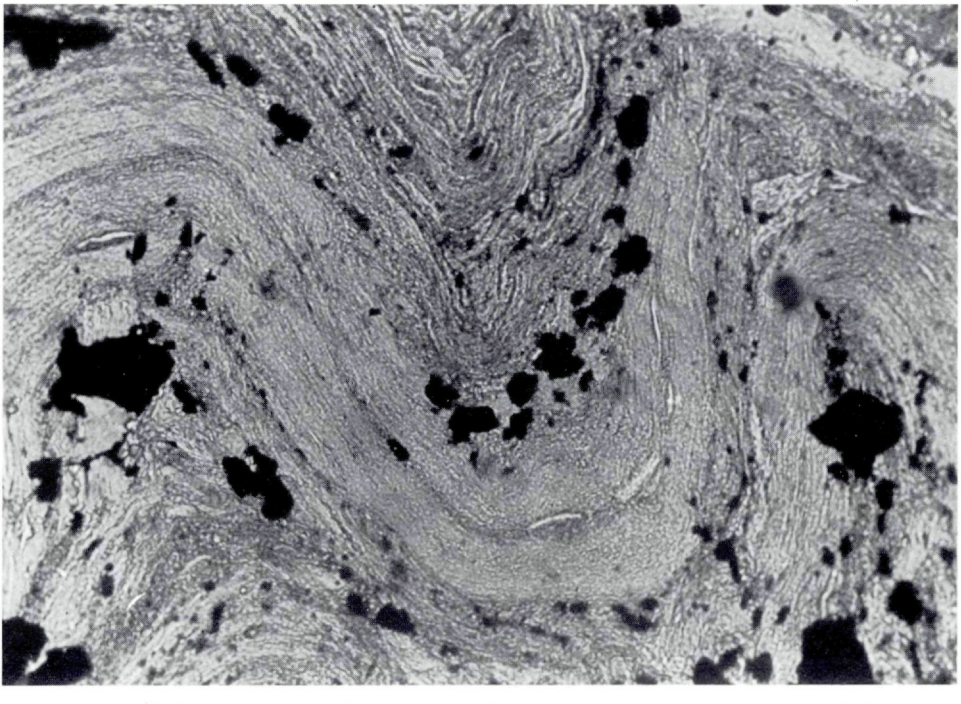

Abb. 1: Dünnschliff, Nicol —; natürliche Größe des Bildausschnittes 1,44 x 0,94 mm. Gefältelte Quarz-Sericit-Muskovit-Erzfeinschichten. Präkinematische in s eingeregelte Muskovittäfelchen vom unteren Faltenknie nach rechts oben ziehend. Die opaken Vertreter der Erzparagenese machen die Feinfältelung deutlich mit.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Nebengestein:

Die mikroskopischen Untersuchungen dieser Glimmerquarzite bis Quarzglimmerschiefer ergeben folgenden Mineralbestand:
Hauptgemengteile sind Quarz, Muskovit und Sericit. Plagioklas, Biotit, Staurolith und Chlorit bilden die Nebengemengteile. Als Akzessorien treten noch Apatit, Zirkon, Titanit und Erz auf. Die opaken Anteile konnten im Auflicht als Rutil, Anatas, Leukoxen sowie mengenmäßig ganz untergeordnet Ilmenit bestimmt werden.

Quarz läßt unter dem Mikroskop zwei unterschiedliche Teilgefüge erkennen. Beim ersten handelt es sich um millimeterdünne Lagen, bestehend aus feinkörnigem granoblastischem Quarz mit verzahnten Korngrenzen und durchwegs undulöser Auslöschung. In diesem rekristallisierten Gefüge sind stellenweise wesentlich größere, längliche Quarzkörner und -aggregate festzustellen. Diese liegen mit ihrer Längsachse parallel zur Schieferung, sind zum Teil gefaltet und zeigen ebenfalls starke undulöse Auslöschung. Vielfach wird an diesen zu länglichen Formen ausgewalzten Quarzen eine Mylonitisierung zu einem feinkörnigen Aggregat deutlich. Die starke undulöse Auslöschung aller Quarze weist auf intragranulare Teilbewegungen im Zusammenhang mit einer starken tektonischen Durchbewegung hin. Diese äußert sich gelegentlich auch in einer Fältelung der Quarzfeinlagen (Abb. 1). Meist aber kam es zu einer Mikrozerscherung der schlechtteilbeweglichen Quarzlagen. Dieses Teilgefüge wird also von Quarzen gebildet, die von einer postkristallinen Deformation erfaßt wurden und unter Beibehaltung des primären Lagenbaues rekristallisiert sind.
Das zweite Teilgefüge besteht aus gröberkristallinen, meist wandständig in Reißklüften oder kleinen Hohlräumen, also in diskordanten Positionen gewachsenen Quarzkristallen. Diese zeigen durchwegs glatte Korngrenzen. Der Kern solcher Kluft- und Hohlraumfüllungen kann aus Erz bestehen. Auch diese jüngeren, sekundär gebildeten Quarze zeigen zum Teil noch undulöse Auslöschung als Folge jüngster Bewegungen entlang schon bestehender Inhomogenitätsflächen.
Muskovit weist ebenso wie Quarz überwiegend auf eine präkinematische Entstehung hin. Subparallel zur Schieferung ausgerichtete Glimmerblättchen, die zum Teil verbogen sind, Einregelung einzelner Blättchen in achsiale Gefüge (Abb. 1) und undulöse Auslöschung sind Beweise für eine postkristallin erfolgte Durchbewegung des Muskovits. Daneben sind auch postkinematisch gewachsene Muskovitkristalle, sogenannte Querglimmer, festzustellen. Aber auch diese zeigen undulöse Auslöschung und weisen auf jüngste mechanische Beanspruchung hin.

Sericit kann in einzelnen Lagen den Muskovit vollständig ersetzen. In den Sericitfeinschichten ist, ebenso wie in den muskovitreichen Lagen, die Feinlineation infolge der guten Teilbeweglichkeit der Glimmer besonders deutlich abgebildet. Ursache der Sericitbildung ist eine mehr oder minder starke retrograde Überprägung des erzführenden Bereiches. Vereinzelt sind noch Plagioklas- und Staurolith-Reste zu sehen.

Chlorit tritt untergeordnet in serícit- und titanreichen Zwischenlagen auf. Es handelt sich um gelblichgrüne, schwach pleochroitische, filzige Aggregate mit anomalen, schwach braunen In-

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

terferenzfarben. Chlorit ist diaphtoritisch aus dunklen Komponenten entstanden. Biotit ist manchmal noch als Verdrängungsrelikt zu beobachten.

Rutil, Anatas, Titanit, Leukoxen und Ilmenit treten feinschichtig innerhalb der Glimmerlagen bald stärker, bald schwächer auf. Dieser lagenweise stark gesteigerte Titangehalt ist als Ursache für die Gelbfärbung dieser Bereiche festzustellen. Die titanreichen Lagen bilden durch ihre auffallende Farbe die Feinlineation sowohl makroskopisch wie auch mikroskopisch besonders deutlich ab. Diese feinkörnigen Titanminerale sind wohl als Umwandlungen von Ilmenit zu betrachten und dürften, wie die Chlorite zeigen, hydrothermal-magmatischer Herkunft sein.

Die mikroskopischen Untersuchungen des Nebengesteins zeigen, daß sämtliche am Aufbau des inhomogenen Parallelgefüges beteiligten Komponenten von einer tektonischen Durchbewegung postkristallin erfaßt wurden. Diese Durchbewegung äußert sich in einer schwachen Verbiegung der Feinlagen, einer zunehmenden Feinfältelung höher teilbeweglicher Bereiche mit Ausbildung achsialer Gefügeelemente (Abb. 1) sowie ruptureller Deformationen an Mikroscherflächen.

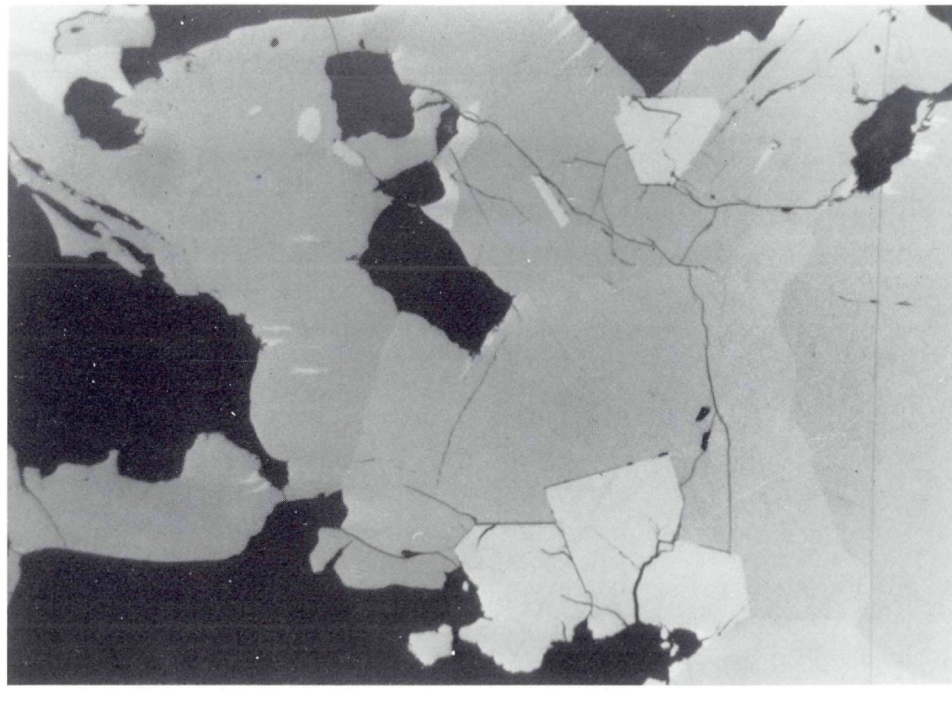

Abb. 2: Pol. Anschliff, 1 Nicol; natürliche Größe des Bildausschnittes 0,27 x 0,18 mm. Magnetkies (lichtgrau bis grau) mit idiomorphem Kobaltglanz (weiß) und Pentlanditflammen (grauweiß), die meist ausgehend von den Kornrändern den Magnetkies entmischen. An der linken oberen Bildecke und im anschließenden Magnetkieskorn ist xenomorpher Kupferkies (weiß bis grauweiß) zu erkennen. Die Gangart ist Quarz (schwarz). Die verschiedenen Grautöne des Magnetkieses sind bedingt durch den Reflexionspleochroisums.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die Glimmerquarzite bis Quarzglimmerschiefer weisen je nach dem Grad der Durchbewegung und der Diaphtorese alle Übergänge zu Phylliten auf.

Erzparagenese:

In den vorliegenden Proben bilden Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Kobaltglanz und Magnetkies die Primärerze. Dabei kann jeweils eines der Erzminerale, ausgenommen der mengenmäßig etwas zurücktretende Magnetkies, vorherrschen. Als Akzessorien sind zur Primärparagenese noch Zinkblende, Mackinawit und Pentlandit zu rechnen. Sekundäre Bildungen hingegen sind Covellin, Digenit, Markasit und limonitische Substanzen. Ausschließliches Gangartmineral ist Quarz.

Pyrit kommt einmal feinschichtig angereichert mit xenomorphen bis idiomorphen Formen vor und hat zum Teil die übrigen Primärerze eingeschlossen. Daneben ist Pyrit inter- und intragranular im Quarzmylonit festzustellen. Weiters bildet Pyrit gemeinsam mit Quarz und den Primärerzen auch Füllungen von Reißklüften und kleinen Drusen.

Auf tektonische Beanspruchung reagierte der spröde Pyrit mit Kataklase. Die kataklastischen

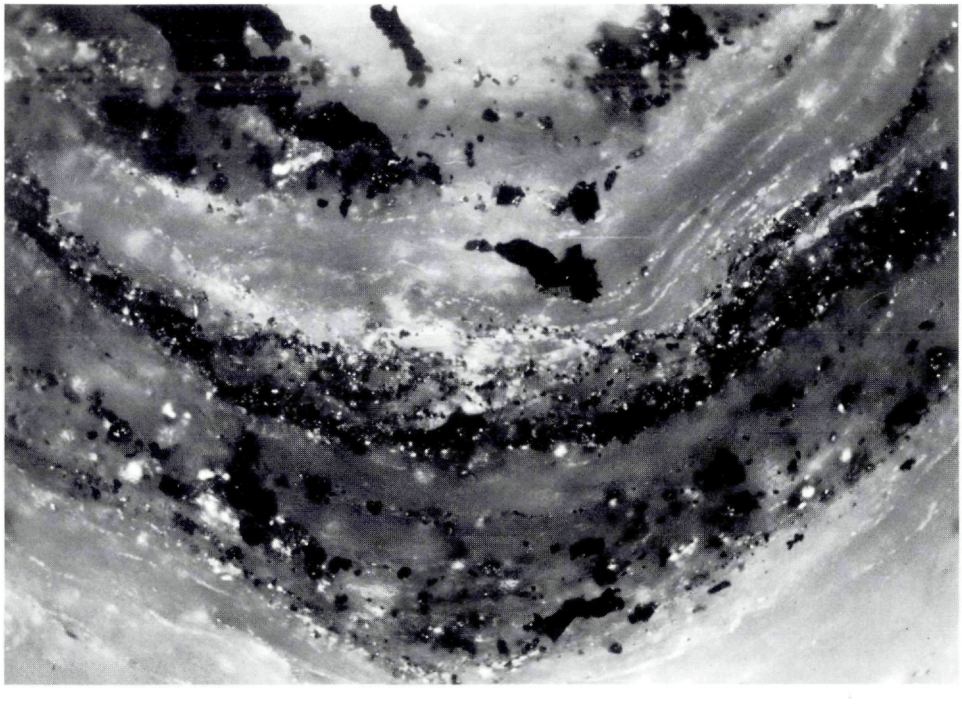

Abb. 3: Pol. Anschliff, Nicols +; natürliche Größe des Bildausschnittes 1,28 x 0,84 mm. Feinschichtige Abfolge von Quarz (lichtgrau bis grau), Ti-reichen Lagen (Rutil, Anatas, Leukoxen, weiß bis grauweiß durch Innenreflexe) und lagig angereicherten opaken Erzen (schwarz). Die gesamte primäre Abfolge ist postkristallin schwachwellig verbogen.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Risse und Fugen sind zum überwiegenden Teil mit Quarz, oft auch mit Kupferkies verheilt, wobei beide Minerale den Pyrit verdrängen können. Die an vielen Pyriten zu beobachtende schwache Anisotropie könnte neben einem erhöhten Arsengehalt (*Ramdohr,* 1975) auch die Folge einer bruchlosen Deformation mit intragranularer Teilbewegung sein. Die starke tektonische Durchbewegung, die den gesamten Bereich erfaßt hat, zeigt sich nämlich auch in den Pyritaggregaten: zum Teil in einer Auswalzung der Aggregate zu ellipitischen Formen, die deutlich in die durch Glimmer- und Rutilfeinlagen abgebildete Schieferungsfläche eingeregelt sind; weiters auch in einer in einzelnen Teilbereichen schön abgebildeten Feinfältelung der pyritreichen Erzfeinlagen (Abb. 4 und 6).

Arsenkies bildet neben xenomorphkörnigen Aggregaten überwiegend idiomorphe Kristalle. Wie vorher erwähnt, kann Arsenkies ebenso wie die übrigen Primärerze in einzelnen Feinlagen das dominierende Erzmineral sein. Neben einer mehr oder weniger deutlichen Kataklase kommt beim Arsenkies auf Grund seines säuligen Wachstums die postkristalline Durchbewegung besonders gut zum Ausdruck. Die Kristalle liegen dann mit ihrer Stengelachse parallel zur Schieferung.

In den Großanschliffen fallen arsenreiche Bereiche durch weiße Ausblühungen auf, die schon nach wenigen Tagen entstehen können. Es dürfte sich um Arsenblüte als Oxydationsmineral von As-Mineralen handeln.

Kupferkies ist nur in xenomorphkörnigen Aggregaten zu beobachten. Er ist sowohl in Form von in der Schieferung ausgewalzten Körnern (Abb. 4) als auch als Zwickelfüllung im Quarzmylonit festzustellen. Neben oder gemeinsam mit den anderen Mineralen der Paragenese tritt Kupferkies auch als Gangfüllung in zu Reißklüften modifizierten Mikroscherfugen, sowie untergeordnet auch in echten Reißklüften auf. Er dringt auch in Haarrisse von Pyrit und Arsenkies ein und verdrängt diese zum Teil. Meist ist der Kupferkies der Erzfeinlagen randlich mit Magnetkies verwachsen. Feinste Einschlüsse desselben sind auch im Kupferkies zu beobachten.

Kupferkies liefert eindeutige Beweise dafür, daß er selbst, ebenso wie die mit ihm gleichzeitig entstandenen Minerale der Primärparagenese, hochtemperiert gebildet, viel mehr hochthermal-metamorph mobilisiert vorliegt. So zeigt Kupferkies sehr oft charakteristische oleanderblattförmige Umbildungslamellen eines ehemaligen kubischen Hochtemperaturkupferkieses. Daneben fallen dem aufmerksamen Beobachter auch Zinkblendeentmischungen und Mackinawiteinschlüsse im Kupferkies auf. Cubanitlamellen, wie sie von *Vavtar* (1979) vom Vorkommen Wörgetal beschrieben werden, konnten trotz intensiver Suche bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden. Für die genetische Deutung und zeitliche Einordnung des in Klüften ausgeschiedenen Kupferkieses ist die Beobachtung wichtig, daß dieser, ebenso wie der in den Feinlagen angereicherte Kupferkies, lanzettförmige Umbildungslamellen eines Hochtemperaturkupferkieses aufweist.

Kupferkies als relativ weiches Mineral reagierte auf die tektonische Beanspruchung mit bruchlosem Zergleiten. Als Ausnahmeerscheinung kann aber auch kataklastischer Kupferkies in Klüften festgestellt werden. Diese Kataklase ist den gleichen deformierenden Ereignissen zuzuordnen, die auch zur undulösen Auslöschung der Kluftquarze geführt hat.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Zinkblende findet sich vereinzelt in Form kleinster xenomorpher Einschlüsse im Kupferkies. Da in der Paragenese trotz genauester Untersuchung nirgends freie Zinkblende festgestellt werden konnte, dürfte es sich hier um sichere Entmischungen im Kupferkies und nicht um Verwachsungen mit diesem handeln. Somit wird ein weiterer Beweis für dessen hochthermale Bildungs- beziehungsweise Umbildungsbedingungen geliefert.
Mackinawit kann in Form feinster Flitter und Körnchen im Kupferkies beobachtet werden. Seine Bildungstemperatur von 200 bis 250 Grad weist auf keine Hochtemperaturparagenese hin, sondern kann auch im Zuge der retrograden Überprägung aufgetreten sein.
Kobaltglanz war bis jetzt aus dieser Paragenese noch nicht bekannt. Seine Diagnose war dort, wo er Pyrit und Arsenkies umwächst, auf Grund seiner deutlich verschiedenen Reflexionsfarbe sowie seiner im einen Vergleich stärkeren, im anderen Vergleich schwächeren Anisotropieeffekte recht einfach. Schwieriger war die Diagnose der stets idiomorphen Kriställchen ohne diese Vergleichsminerale. In solchen Fällen brachte die Messung des Reflexionsvermögens mit dem Mikrospektralphotometer am *Reichert Univar*-Mikroskop die Bestätigung, daß Kobaltglanz vorliegt. Größere Kobaltglanzkristalle (Abb. 2) zeigen Anzeichen einer

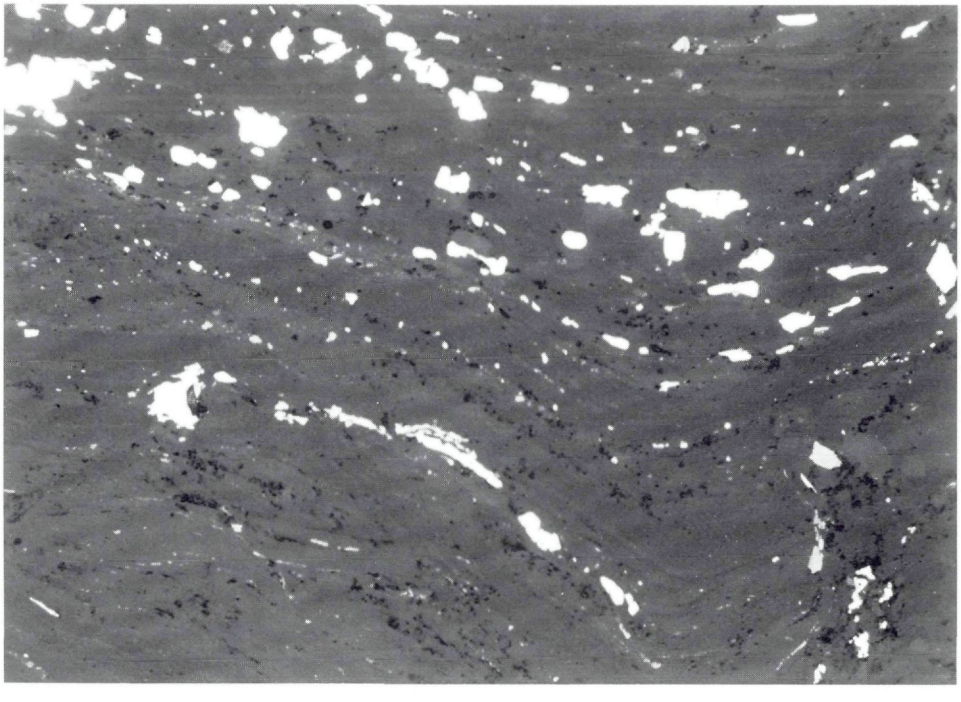

Abb. 4: Pol. Anschliff, 1 Nicol; natürliche Größe des Bildausschnittes 1,28 x 0,84 mm. Teilfalte im erzführenden Glimmerquarzit. Glimmerreiche Abschnitte sind grau, quarzitische Bereiche dunkelgrau. Die Erzminerale (weiß) in den einzelnen Feinlagen zeigen schieferungsparallele Auswalzung. Die langgezogenen Aggregate in der Bildmitte bestehen aus Kupferkies. Bei den lichtgrauen winzigen und größeren Körnern handelt es sich um Titanminerale.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

schwachen Kataklase. In einzelnen Fällen sind recht deutliche Verdrängungen von Kobaltglanz durch Kupferkies zu sehen.

Magnetkies bildet xenomorphe Aggregate, aber auch idiomorphe tafelige Kristalle und tritt mengenmäßig in der Paragenese etwas zurück. Die idiomorphen Magnetkiestäfelchen zeigen, ähnlich wie die Glimmerblättchen, eine deutliche schieferungsparallele Einregelung. Der xenomorphkörnige Magnetkies ist sowohl in den stoffkonkordanten Erzfeinlagen als auch in diskordanten Klüftchen gemeinsam mit dem Kupferkies festzustellen. Mit diesem bildet er vorwiegend gemeinsame Korngrenzen. Vereinzelt sind auch kleinste Magnetkieskörner im Kupferkies zu beobachten. In seltenen Fällen sind diese zu perlschnurartigen Ketten angeordnet. Die Möglichkeit, daß es sich dabei um umgewandelte Cubanitlamellen handelt, ist nicht ganz auszuschließen, da aus der Entmischungsreihe im Kupferkies von Hochtemperaturkupferkies über Zinkblendesternchen, weiter über Cubanitlamellen zu Mackinawit in der Paragenese bis auf die Cubanitmischung alle Formen festgestellt werden konnten.

Pentladit tritt vereinzelt im Magnetkies auf. Er bildet meist von den Korngrenzen ausge-

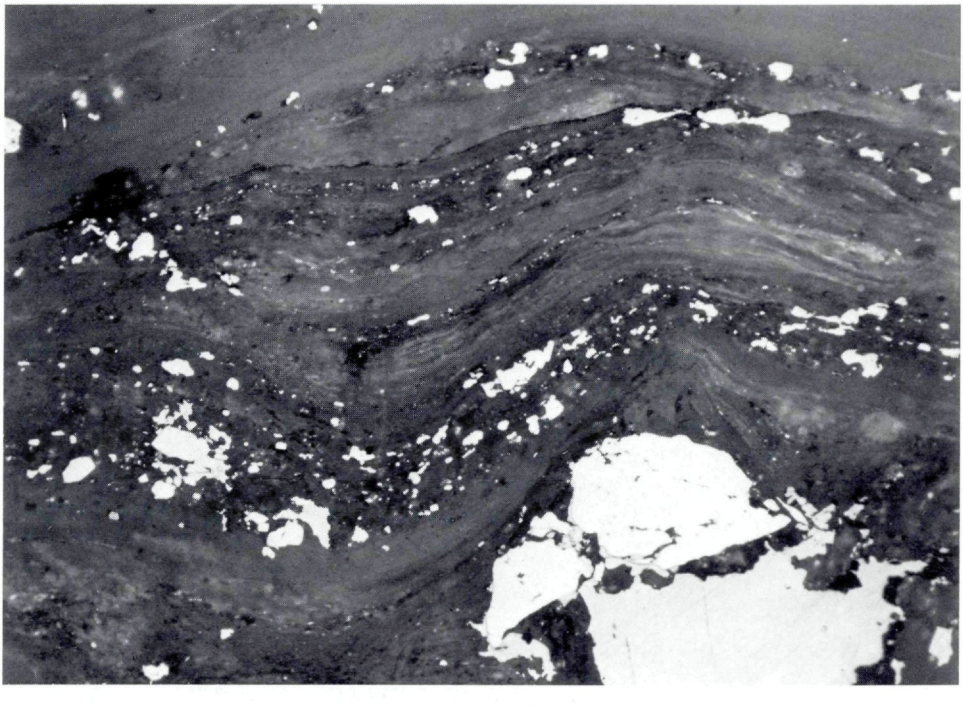

Abb. 5: Pol. Anschliff, Nicols x; natürliche Größe des Bildausschnittes 2,42 x 1,60 mm. Ein grobkörniges Aggregat von Pyrit (weiß) und Kupferkies (grauweiß) ist Anlaß für die Bildung einer Stauchfalte im umgebenden feinschichtigen Bereich. Die Erzfeinschichten (weiß), Ti-reichen Abschnitte (lichtgrau) und Quarzlagen (grau) fließen schieferungsbedingt um das grobkörnige Erzaggregat. In der oberen Bildhälfte wird durch eine nicht vererzte Mikroscherfläche ein weiteres feinschichtiges Teilgefüge abgetrennt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

hend flammenförmige Gebilde im Magnetkies. Es dürfte sich auch hier aus demselben Grund wie bei der Zinkblende um Entmischungen und nicht um Verwachsungen handeln.

Durch deszendente Prozesse kommt es zu verschiedenen Umwandlungserscheinungen in Kupferkies, Magnetkies und Pyrit.
Kupferkies ist manchmal randlich umgewandelt in einen Digenit- und Covellinsaum. Digenit kann aber auch fehlen.
Besonders stark und häufig sind die Umwandlungen des Magnetkieses. Dabei bildet sich, ausgehend von Korngrenzen und Rissen nach (0001), über ein graues »Zwischenprodukt« ein feinkörniger Markasit- und Pyritfilz. Pyrit und Markasit können dann noch weiter umgewandelt sein zu Limonit.

Erzgefüge:

Es lassen sich zwei verschiedene Teilgefüge unterscheiden.
1. Stoff- und schieferungskonkordante Erzfeinschichten, bestehend aus allen Primärerzen. Diese Feinlagen zeigen deutliche Anzeichen einer postkristallinen Durchbewegung gemeinsam

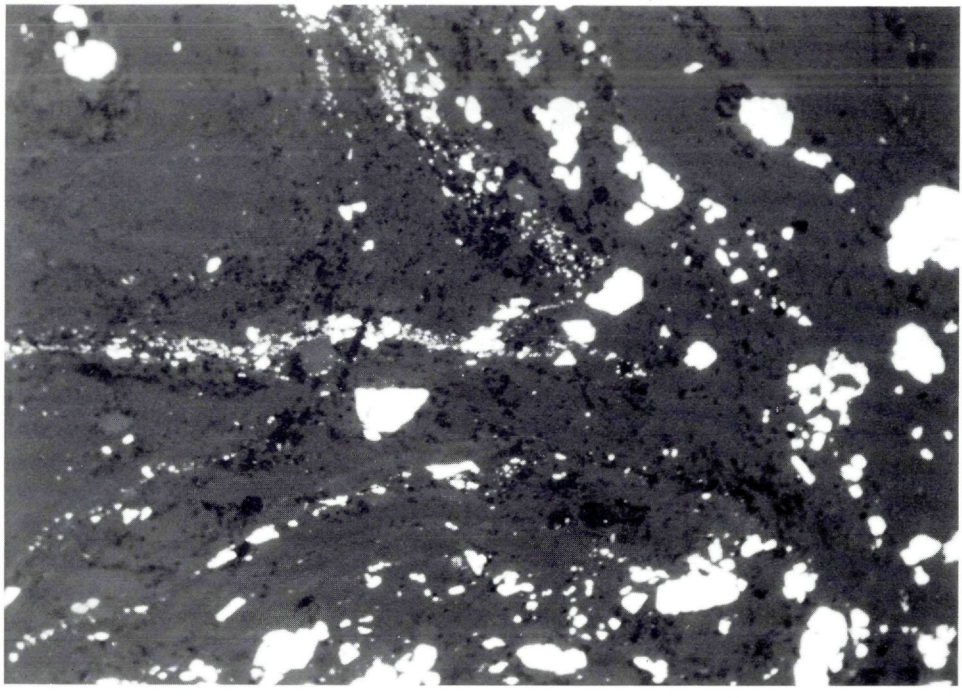

Abb. 6: Pol. Anschliff, 1 Nicol; natürliche Größe des Bildausschnittes 2,42 x 1,60 mm. Gefältelte Erzfeinlagen. Diese bestehen hier vorwiegend aus Pyrit und Arsenkies (weiß). Die mikrokristallinen Körper der obersten Erzfeinschicht sind Kobaltglanz (weiß). Die transparenten Minerale des Nebengesteins sind grau gefärbt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

mit dem Nebengestein. Die tektonische Formung äußert sich in einer flachwelligen Verbiegung des gesamten Stoffbestandes (Abb. 3). Eine zunehmende Verschieferung führte zu einer Auswalzung mancher Erzaggregate in s (Abb. 4) sowie zu gestaltlicher Einordnung stengeliger Erzkristalle in die Schieferungsflächen, wie das bei Arsenkies zu beobachten ist. Im Zuge der Zergleitung kommt es durch mechanische Inhomogenitäten zu unterschiedlichen Verformungen: so kommt es an größeren widerstandsfähigen Aggregaten in den weicheren, angrenzenden Feinlagen zur Ausbildung von Stauchfalten sowie zu einem Umfließen dieser Hindernisse (Abb. 5). Die Erzfeinlagen machen aber auch die Feinfältelung mit (Abb. 1 und 6).

2. Diskordante Vererzung in Mikroscherflächen, Reißklüften und kleinen Hohlräumen. Nebengestein und Erzfeinlagen werden von einer Reihe zum Teil engständiger Mikroverwerfer zerschert und verlagert. Dabei kann synkinematisch aus den Erzfeinlagen Material mechanisch eingeschleppt werden (Abb. 7). Solche Mikroverwerfer können aber auch zu Reißklüftchen modifiziert sein. Ihre Verheilung erfolgt dann postkinematisch durch chemische Stoffumlagerungen. Auch in echten Reißklüften und kleinen Drusen können Erze beobachtet wer-

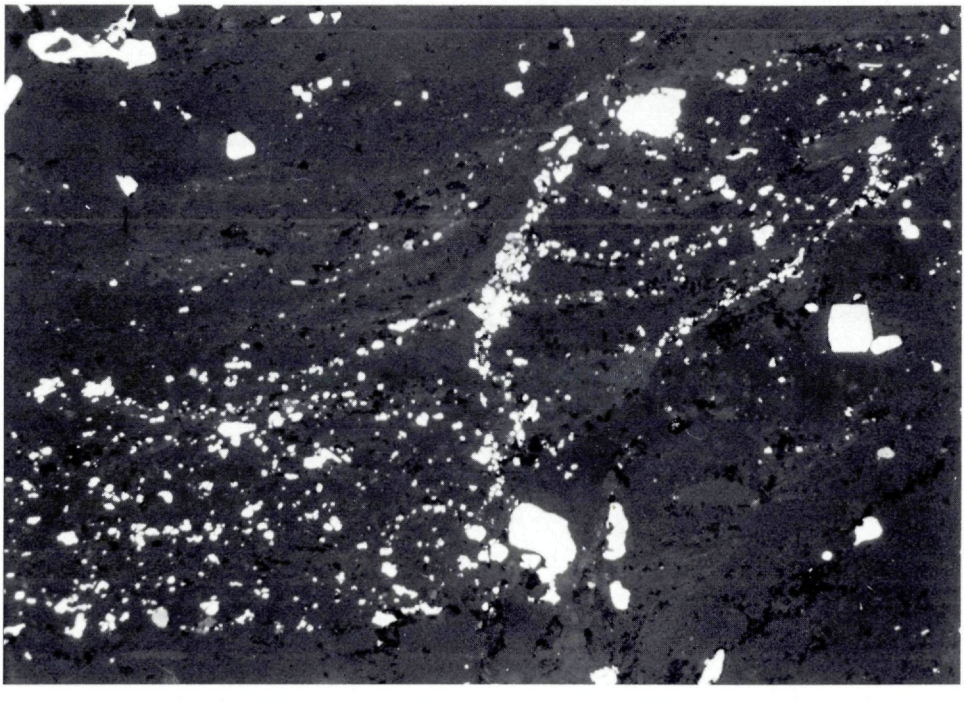

Abb. 7: Pol. Anschliff, 1 Nicol; natürliche Größe des Bildausschnittes 1,28 x 0,84 mm. Eine Pyrit-, Arsenkies- und Kobaltglanz-führende Erzschichte wird durch einen Mikroverwerfer verstellt. Die Erzminerale der Feinlage sind in den Verwerfer eingeschleppt. In der Erzfeinschicht sind vereinzelt Titanminerale (lichtgrau) zu erkennen. Das Nebengestein erscheint grau bis dunkelgrau.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

den. Sofern nun in diesen Kluftverheilungen und Hohlraumfüllungen auch Kupferkies auftritt, zeigt dieser, ebenso wie der der Feinlagen oleanderblattförmige Umwandlungslamellen eines Hochtemperaturkupferkieses. Sämtliche Klufterze zeigen auch Kataklase als Folge jüngster Bewegungen.

Genetische Deutung:

Nach meinen Beobachtungen ist das Kies- und Kupfervorkommen Tschingl eine ursprünglich synsedimentäre Erzanreicherung in sandig-tonigen Sedimenten. Sämtliche nachkristallinen Verformungen von Nebengestein und Erzfeinlagen weisen auf einen ursprünglich schon gemeinsamen synsedimentären Stoffbestand hin.

Die Erklärung dieser stoffkonkordanten Erzkonzentration durch nachalpidisch entlang der alpidischen Überschiebungsbahn empor gedrungene hochtemperierte Hydrothermen, die, ausgehend von den Klüften, die Glimmerquarzite bis Quarzglimmerschiefer vererzt haben sollen, ist sehr schwer vorstellbar und im Mikrogefüge durch nichts zu belegen.

Die hier aufgezeigten Befunde sprechen vielmehr dafür, daß die Erze, ausgehend von den prämetarmorphen Feinlagen, in die Klüfte zum Teil mechanisch, zum Teil durch chemische Stoffumlagerungen hineingelangt sind. Diese parametamorphen Stoffmobilisationen können aber nur voralpidisch, im Zuge einer (?) kaledonischen oder einer variszischen Metamorphose erfolgt sein, da die Temperaturen der alpidischen Metamorphose — sofern sie in diesem Bereich überhaupt zur Auswirkung kam — mit maximal 400 Grad nicht hoch genug waren, um Hochtemperaturkupferkies zu bilden. Wenn also die parametamorphen Kluftverheilungen (?) kaledonisch bis variszisch stattgefunden haben, dann muß auch die Anlage der Klüfte in den gleichen Zeitraum gestellt werden.

Die Stoffzufuhr erfolgte vermutlich durch mäßig temperierte Hydrothermen in einem mittelbaren Zusammenhang mit einem basischen Vulkanismus. Dieser ist einerseits belegt durch mehrfache deckenförmige Amphiboliteinschaltungen im südlichen Nahbereich der Lagerstätte sowie andererseits durch die titanreichen Feinschichten im erzführenden Bereich. Der feinkörnige Rutil stammt wahrscheinlich von umgewandelten Ilmeniten oder Titanomagnetiten. Bei den Chloriten handelt es sich zum Teil wenigstens um umgewandeltes pyroklastisches Material. Es dürfte sich also bei den titanreichen Lagen um Metatuffe handeln.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Forschungsschwerpunktes Nr. 26 »Ostalpine Erzlagerstätten« *(O. Schulz)* der österreichischen Rektorenkonferenz durchgeführt.

Literaturangabe:

Ampferer, O., *Hammer,* W. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck. — Geol. B.—A., 1—88.

Friedrich, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., 7/8, 371—407.

Hammer W. (1914): Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündner Schiefer des Oberinntales. — Zeitschrift des Ferdinandeums, III, 59, 65—94.

Klebelsberg, R. (1939): Nutzbare Bodenvorkommnisse in Nordtirol. — Veröffentlichung des Museums Ferdinandeum in Innsbruck, 19, 1—56.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Klingler, F. (1842): Tagebuch über die geogn.-mont. Untersuchungen des Oberinntales im Jahre 1842. — Handschrift F. B. 5018 im Museum Ferdinandeum in Innsbruck.

Ladurner, J., *Schulz,* O. (1969): Der ehemalige Bergbau von Haderlehen (Ötztal). — Veröffentlichung des Museums Ferdinandeum in Innsbruck, 49, 101—108.

Matthias, E.P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 106, 1, 1—13, und 3, 45—55.

Mutschlechner, G. (1956): Erzvorkommen und Bergbaue im Bezirk Landeck. — Schlern-Schriften, Univ.-Verlag Innsbruck, 133, 15—37.

Purtscheller, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 13, 35—54.

Ramdohr, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Akademie-Verlag, Berlin.

Schulz, O. (1972): Horizontgebundene paläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 15, 232—247.

Schulz, O., *Brigo,* L. (1977): Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol, — Tirol-Atlas, Begleittexte IV, Tiroler Heimat, Jhb. für Geschichte und Volkskunde, 25—38 und 39—40.

Senger, W. (1840): Summarischer Bericht über seine geogn.-mont. Reise im Jahre 1840. — Handschrift F.B. 5015 im Museum Ferdinandeum in Innsbruck.

Vavtar, F. (1979): Ein polymetallisches Erzlager in Paragneisen des Wörgetales (Ötztaler Kristallin). — Tschermaks Min. Petr. Mitt. (im Druck).

Vohryzka, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. — Jhb. Geol. B.—A., 111, 3—38.

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Ass. Dr. Franz Vavtar
Institut für Mineralogie und Petrographie
Universitätsstraße 4
6020 Innsbruck

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum

Jahr/Year: 1979

Band/Volume: 59

Autor(en)/Author(s): Vavtar Franz

Artikel/Article: Syngenetische, metamorphe Erzgefüge der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl bei Feichten im Kaunertal (Ötztalkristallin). 151-163