

Erzmikroskopische und mineralchemische Untersuchungen der Erzvorkommen Zinkwand – Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming

Von HERBERT W. FUCHS*)

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 127

Steiermark
Ostalpine Lagerstätten
Niedere Tauern
Mittelostalpinen Kristallin
Ni-Co-Lagerstätten
Alpidische Erzmobilisation

Inhalt

Zusammenfassung	33
Abstract	33
1. Einleitung	34
2. Topographische Lage und Bergbaugeschichte	34
3. Geologisch-tektonischer Überblick	34
4. Gesteinstypen des Arbeitsgebietes	35
5. Lagerstättentypen	37
6. „Branden“ = „Kiesfahlbänder“ = „Schwarzschiefer“	37
7. Erzgangspalten	38
8. Mineralbestand und Gefüge	39
8.1. Derberze in den Scharungszonen	39
8.2. Karbonatische Erzgänge	40
9. Geochemische Daten	40
10. Genetische Betrachtungen	41
Literatur	44

Zusammenfassung

Das Gebiet der alten Bergbaue Obertal – Zinkwand – Vötternspitze liegt im mittelostalpinen Kristallin der Schladminger Tauern. Während die verschiedenen paragenetischen Typen von Lagererzen heute als metamorphe, ursächlich aber sedimentäre Metallericherungen erklärt werden, gibt es mit dem Auftreten von Ni-Co-Erzen eine mineralogisch und gefügemäßig aus der Reihe fallende Lagerstätte: Im tektonisch überschobenen mittelostalpinen Kristallin werden km-weit verfolgbare Fe-Sulfid-reiche Phyllitlager (Branden, Kiesfahlbänder) von Zerrklufscharen geschnitten, wobei, beschränkt nur auf den Scharungsbereich, eine Ni-Co-Derberzanreicherung auffällt. Der durchwegs sehr feinkörnigen, nachkristallin mitsamt den Begleitgesteinen verformten einfachen Lagererzparagenese steht also eine mineralogisch umfangreiche, postdeformativ grobkristalline Paragenese in den lokalen Erzspalten als offensichtlich jünger gegenüber. Schon nach älteren Auffassungen wird diese bankungsgebundene Gangvererzung als alpidisch bezeichnet und ein Zusammenhang zwischen Vererzung und Zerrüttungszonen für wahrscheinlich gehalten, verursacht durch die regionale Überschiebung des Kristallins auf das unterostalpine Mesozoikum.

Diese Auffassungen hinsichtlich des relativ jungen, alpidischen Alters der Mineralisation können nunmehr zwar bestätigt werden, jedoch ist ein Zusammenhang mit der Überschiebungsfläche nicht glaubhaft zu machen. Einzige diskutable Erklärung bleibt eine alpidische Mobilisation aus einer präexistensten Metallvoranreicherung, nämlich in den Graphit- und Fe-Sulfid-reichen Phylliten („Branden“). Betreffend die Ursachen der Mobilisation kann man an die alpidischen Metamorphoseereignisse und tektonischen Beanspruchungen denken. Die Ni-Co-Derberze der Schladminger Tauern im Bereich der Zinkwand und der Vötternspitze sind demnach am besten als syn- bis postorogen aus einem primär schichtig vorliegenden Metallbestand gebildet zu erklären.

Abstract

The old Obertal-Zinkwand-Vöttern mines are located in the Middle East Alpine crystalline of the Schladminger Tauern (Styria). At present the various paragenetic types of layered ores are considered to be metamorphic but primarily sedimentary enrichments, the occurrence of Ni-Co-ores however indicates a deposit of entirely different mineralogy and texture:

Fe-sulfide-rich phyllitic beds („Branden“, „black shales“) can be traced over several kilometers in the tectonically overthrust Middle East Alpine crystalline. They are intersected by tension joints: an enrichment of rough Ni-Co-ore can be ob-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HERBERT W. FUCHS, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abt. Lagerstättenlehre, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

served only in the crossings. That means, that besides a fine-grained postcrystalline deformed layered association of ore-minerals exists mineralogically extensive, coarse-crystalline paragenesis in the local fissure veins, which is obviously much younger.

Earlier interpretations characterise these vein ores in the banking structures as Alpidic. A connection between mineralization and fractured zones caused by the regional overthrusting of the crystalline over the Lower East Alpine Mesozoic is considered to be probable.

These views on the comparatively young alpidic age of the mineralization can now be confirmed. However, a connection with the overthrust plane could not be explained satisfactorily. The only acceptable explanation could be an Alpidic mobilization out of a pre-existent enrichment of metals, this is in the graphite- and Fe-sulfide-rich phyllites. Metamorphic events and tectonic strains may be regarded as possible causes of mobilization. Therefore, the Ni-Co rough ores in the region of Zinkwand-Vöttern can be considered as synorogenic to postorogenic, formed from a primarily imbedded metalliferous deposition.

1. Einleitung

Die Genese vieler Lagerstätten in metamorphen Sedimenten ist noch umstritten. Auch bei den mineralparagenetisch und topologisch verschiedenen Erzvorkommen im Gebiet der Schladminger Tauern ist bis jetzt die Genese noch nicht unumstritten klar. Besonders die Ni-Co-Lagerstätten der Zinkwand und der Vötternspitze wurden bisher zwar oft aus wirtschaftlicher Sicht betrachtet, im wissenschaftlichen Schrifttum aber kommt nur den Arbeiten von O. M. FRIEDRICH (1933a, b, c, 1959, 1967, 1969, 1975a, b) besondere Bedeutung zu; auch wenn darin hauptsächlich die Aufnahme noch offener und begehrter alter Grubenbaue sowie Angaben zur Lage und Form der Halden im Vordergrund stehen. Seine lagerstättengenetischen Betrachtungen erfolgten vor allem in Anlehnung auf die von ihm seinerzeit vertretene Theorie zur jungalpidischen Metallogene. Hingegen sind erzmikroskopische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen, die auch die Lagerstättenumgebung erfassen, dazu auch die sogenannten Brandenzonen, bisher wenig durchgeführt worden und sollen somit durch die vorliegende Arbeit ergänzt werden.

Mein Dank gilt dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, der die Ausführung der Arbeiten im Rahmen des Forschungsschwerpunktes S 21/01 der ÖRK unterstützte.

2. Topographische Lage und Bergbaugeschichte

Diese Ni-Co-Lagerstätten liegen in der Obersteiermark, maximal 14 km südlich von Schladming im hintersten Obertal, im Bereich des Grenzkammes der Steiermark zum Salzburger Lungau. Die Höhenlage der zum Teil heute noch offenen Stollen und Einbaue reicht an der Südseite (Lungau) von 2210 m über N. N. bis 2265 m, an der Nordseite im Zinkwandgebiet von 1870 m über N. N. bis 2230 m (Gipfel Zinkwand 2442 m über N.N.), im Vötterngebiet von 2146 m über N.N. bis 2270 m (Vötternspitze 2524 m über N.N.).

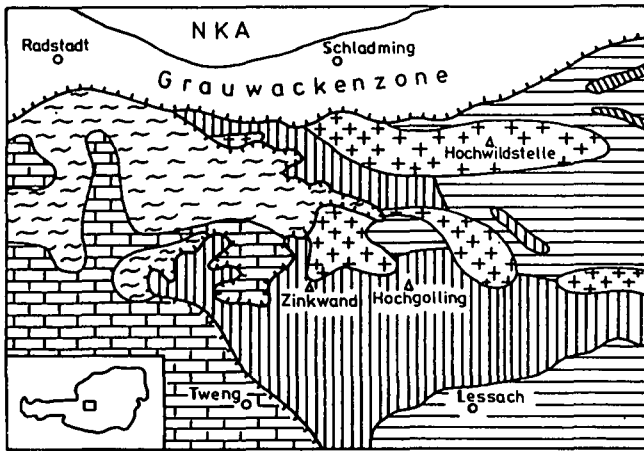
Die wirtschaftliche Entwicklung der gesamten Region Schladming wurde durch den schon seit dem Mittelalter umfangreichen Bergbau begünstigt, der meist in der Almregion und zum Teil über der Waldgrenze umging und ein wirtschaftliches Zentrum erforderte. Nach HIESSLEITNER (1929) und MUTSCHLECHNER (1967) sind drei Bergbauperioden unterscheidbar: am ältesten ist der Silber-Kupfer-(Blei)-Abbau, der von der Erstennung im Jahr 1307 bis ins 17./18. Jh. anhielt; gefördert wurden silberhältiges Fahlerz, Kupferkies und silberhaltiger Bleiglanz. Dann entwickelte sich ein Kobaltbergbau vom Anfang des 17. Jh. bis etwa 1820, wobei man in dieser frühen Co-Bergbauperiode noch keine Verwendung für die Ni-haltigen Schlacken (bis 60 % Ni) kannte. Und schließlich der Nickelbergbau, der in der 1. Hälfte des 19. Jh. durch R. v. Gersdorff in Angriff genommen wurde und so das Bergbaugeschehen in der Region Schladming neu belebte. In dieser letzten Betriebsperiode, in der die Erzvorkommen Zinkwand und Vötternspitze erst richtig beachtet wurden, hat man Fahlerz und diverse Kiese, vor allem Arsenkies, kaum mehr verwertet. Die Scheidung der Erze erfolgte damals in „Nickelglanz“ und „Nickelkies“ zur Herstellung von Neusilber sowie zur Gewinnung von Farbenkoba.

Die Bergbautätigkeiten wurden etwa um 1880 eingestellt. Der Versuch einer Wiederbelebung des Bergbaubereiches von Schladming wurde wegen der Nickelknappheit im 1. Weltkrieg und kurz danach gemacht. Es erfolgte aber nur eine Gewältigung verschiedener alter Gruben, ein Abbau kam nicht mehr zustande. Die Lagerstätten der Zinkwand waren nämlich in den früheren Betriebsperioden fast vollständig ausgebaut worden, die des Vöttern hingegen waren bis zu einer tektonischen Störung hin verfolgt worden, die man aber nicht mehr erfolgreich auszurichten verstand.

3. Geologisch-tektonischer Überblick

Das Schladminger „Altkristallin“ wird zur mittelostalpinen Einheit gezählt. In seinen tiefen Anteilen dominieren mittel- bis feinkörnige o-Gneise, Migmatite und p-Gneise, darüber folgen wieder feinkörnige Paragneise, Amphibolite sowie eine Metavulkanitserie, deren Chemismus nach SCHEDL (1981) Rhyolithen bis Rhodaziten entspricht. Besonders für den Amphibolitkomplex ist Erzführung typisch (silberreiche Blei-Zink-Lagerstätten, Kupferkies-Fahlerzvorkommen, Fe-Kiesvorkommen), während die Gneise arm an Vererzungen sind (HÜBEL, 1984).

Das Altkristallin taucht im Osten sehr flach unter die ebenfalls mittelostalpinen Glimmerschiefer der Wölzer Tauern ab. Im Norden ist die tektonische Situation durch die Überlagerung durch die Ennstaler Phyllite der Grauwackenzone charakterisiert (TOLLMANN, 1977). In diesem Grenzbereich findet sich ein schmaler Zug von geröllführenden Sericitquarziten, für den MATURA (1976) wegen seiner deutlichen Gebundenheit an diese recht kompliziert gebaute Grenzzone den Verdacht auf das Vorliegen eines Basiskonglomerates andeutet. Dem im Westen anschließenden unterostalpinen Mesozoikum ist das Schladminger Kristallin aufgeschoben. Die tektonische Grenzfläche wird als flach bis mittelsteil gegen Osten einfallend angegeben; sie sei stark verfaltet und verschuppt. Scherbewegungen sollen noch in den



OBEROSTALPIN

NKA Nördliche Kalkalpen

Grauwackenzone

MITTELOSTALPIN

o-Gneis

p-Gneis

Glimmerschiefer

Marmore

UNTEROSTALPIN

Quarzphyllit und Begleiter

Mesozoikum

Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte (nach A. TOLLMANN).

hängenden feinkörnigen Paragneisen zur Bildung von Schuppen und Spänen geführt und zur bereichsweisen Mylonitisierung und Diaphthorese nicht nur an der Überschiebungsbahn, sondern auch im Inneren des Schladminger Kristallins beigetragen haben. Biotitgneise seien dadurch zu chloritreichen Gneisen, Sericit-Chloritgneisen und Epidot-Chloritgneisen umgewandelt worden. An solche Störungszonen seien meist auch Vererzungen gebunden, die dann nach TOLLMANN (1977) durch den Einfluß der Verwitterung als „Brandschiefer“ deutlich in Erscheinung treten. SCHEDL (1981) kann aber durch seine Untersuchungen in diesem westlichsten Randbereich des Schladminger Altkristallins keine Hinweise auf einen großtektonischen Überschiebungshorizont finden, er kommt vielmehr zur Auffassung einer transgressiven Abfolge über dem unterostalpinen Radstädter Quarzphyllit und beobachtet auch nur geringmächtige Phyllonitisierung im Kontaktbereich.

Aus den bisher vorliegenden Altersdatierungen (SASSI et al., 1978; SCHARBERT, 1981; SLAPANSKY, 1981) ergibt sich ein voralpidischer, mehrphasiger Magmatismus (Granitgneise, quarzführender Dioritgneis, Pegmatitfolge), die Prägung der Gesteine des Daches erfolgte durch eine wahrscheinlich variszische Metamorphose in Almandin-Amphibolit-Fazies; aber auch die alpidische Metamorphose hat diese Gesteine noch erfaßt und teils Mineralneubildungen, teils starke retrograd metamorphe Umprägungen des Kristallins verursacht.

4. Gesteinstypen des Arbeitsgebietes

Während Paragneise durch massige, dunkle Biotitgneise (Hauptgemengteile Quarz, Oligoklas, Biotit, Granat) vertreten sind, umfaßt die metamorphe Sedimentabfolge auch Quarzite und Sericitquarzite, dazu kommen schichtig angeordnete, ursprünglich hornblende-reiche Gesteine, die durch Diaphthorese zu chloritreichen Schiefern, Sericit-Chlorit-Schiefern und Epidot-Chlorit-Schiefern umgewandelt sind. Vor allem an solchen Grünschiefern ist häufig Feinfältelung beobachtbar und einmeßbar, wobei die b-Lineation flach nach ESE einfällt.

Dominierend im Arbeitsgebiet sind aber die ebenfalls zum Dach des eigentlichen Schladminger Kerns zählenden Gesteine der Metavulkanitserie, nämlich Plagioklasgneise und Amphibolite, wobei sowohl normaler Amphibolit als auch die Varietäten Granat-, Biotit-, Plagioklasamphibolit oder auch Zoisit-Epidot-Chlorit-Amphibolit vorkommen. Sie werden auf Grund der Haupt- und Spurenelementuntersuchungen von SCHEDL (1981) auf einen bimodalen Vulkanismus zurückgeführt. Auch Übergänge zu Hornblendegneis sind häufig. Als Altersstellung dieser Metavulkanite wird entsprechend Serienvergleichen ein kaledonisches Ereignis vermutet.

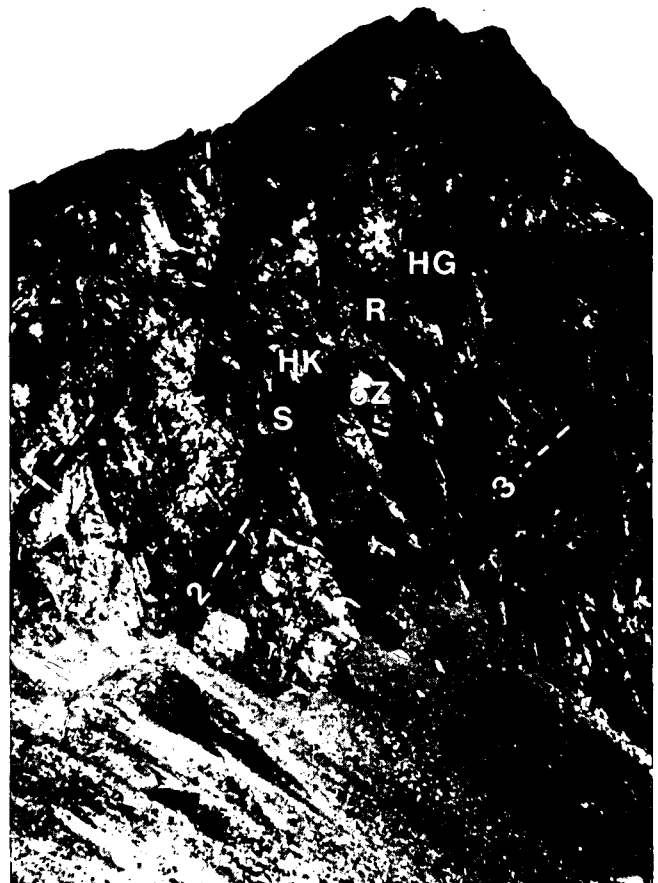


Abb. 2.
Zinkwand-Südseite.

1 = Hangendbrande; 2 = Hauptbrande; 3 = Liegendbrande; S = Schmiedstollen (unterer Zinkwandstollen, Mutterkirchentstollen); oZ = oberer Zinkwandstollen; HK = Himmelskönigin-Stollen; R = Rosa-Stollen; HG = Heiliggeist-Stollen; SK = Silberkluff.



Abb. 3.

Zinkwand-Nordseite.

1 = Hangendbrande; 2 = Hauptbrande; F = Fund-Stollen; M = Michaeli-Stollen; Mi = Mitter-Stollen; MK = Mutterkirchentäl-Stollen; HK = Himmelskönigin-Stollen; Fr = Franziski-Stollen; SK = Silberkluff.

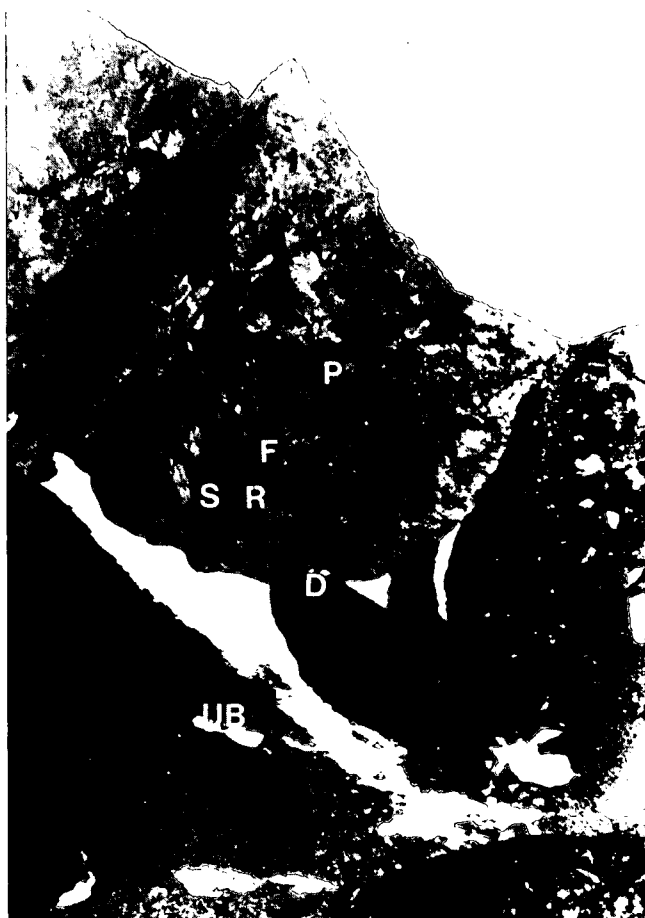


Abb. 4.

Vötternspitze.

UB = Unterbau-Stollen; D = Dippmann-Stollen; R = Rudolf-Stollen; S = Schmiede; F = Floriani-Stollen; P = Peter- und Paul-Stollen.

Besonders auffallend sind aber die im gesamten Großraum der Zinkwand und der Vötternspitze auftretenden und weithin durch ihre rotbraune rostige Verwitterung erkennbaren und räumlich weit verfolgbar „Brandenzonen“. Es handelt sich dabei um quarzphyllitische Gesteine mit oberflächlich rostigem Aussehen, die im Schladminger Kristallin über große horizontale Bereiche innerhalb der Metavulkanit-Serie mehrfach auftreten, eine stoffkonkordante Lage einhalten und gemeinsame tektonische Verformung zeigen. Sie reichen im E bis zum Hochgolling, im N bis zur Rotmandlspitze, im S bis zum Wildsee und zum Teufelskirchspitz. Der Zusammenhang dieser Fe-Kies-reichen metamorphen Schichtbänke im Gesteinsverband mit dem Auftreten der Ni-Co-Vererzungen ist auffällig und schon seit den frühen Abbauperioden bekannt.

Der in der österreichischen Bergbausprache seit altersher gebräuchliche Ausdruck „Brande“ bedeutet: flächig ausgedehntes, phyllitisches oder schieferiges Gestein mit vorwiegend Eisensulfiden, eventuell auch Kupferkies, welche oberflächennah durch limonitische Verwitterung auffällig hervortreten. Im vorliegenden Falle handelt es sich um stoffkonkordante Schichtbänke, für die als Synonym auch der Terminus „Kiesfahlband“ verwendet werden kann.

Die vormetamorphe, ursächlich sedimentäre Herkunft wird auch durch feinschichtigen Lagenbau noch bestä-

tigt, so daß es wundern muß, wenn FRIEDRICH (1967) bei der Beschreibung etwa der Neualpner Brande (= Hauptbrande) eine epigenetisch-hydrothermale Herkunft an fließend verformten Bewegungszonen annimmt (ein Schurf liegt östlich etwas unter der Neualmhütte). Freilich sind Liegend- und Hangendbegrenzung der Branden oft als Harnischflächen ausgebildet, was einfach infolge mechanischer Inhomogenität an den Grenzflächen zu erklären ist. Seltener sind auch „Zwischenblätter“ vorhanden. Es sind aber nur geringfügige Verschiebungsbeträge nachweisbar. Ursache für diese Zergleitungen scheint mir eher die im Vergleich zum Nebengestein große Dünnschiefrigkeit der Branden infolge des Sericitgehaltes zu sein, die einen bevorzugten Bewegungshorizont ergibt.

Die Branden führen reichlich Quarz, z. T. in Form von Quarzlinsen, und eisenreiches, ankeritisches Karbonat. Der häufige Graphitgehalt dieser kiesreichen Metamorphite bringt auch die Bezeichnung „Schwarzschiefer“ mit sich. SCHÖNLAUB (1979) hat diese „Schwarzschiefer“ mit ähnlichen, aber fossilführenden Gesteinsfolgen des ostalpinen Paläozoikums verglichen und nimmt als Entstehungszeit Silur an.

Diese gesamte Gesteinsfolge besteht im Untersuchungsbereich aus einem ziemlich flach nach N einfallenden Schichtpaket, das nur wenig gestört ist. So ist eine ununterbrochene Aufschlußverbindung zwischen

den Bauen der Vötternspitze und der Zinkwand vorhanden, was für die Klärung bergbaulicher Fragen schon immer von großer Bedeutung war. Nur die Störung der Vötternscharte, die eine Aufschleppung an einer steilstehenden Trennfläche gebracht hat, sowie der Vötternspitz-Verwurf, der die Schichtfolge scharf abschneidet, sind nach HIESSLEITNER (1929) im tektonischen Geschehen für diese Lagerstätten von Bedeutung. Die dadurch entstandene Vermutung, Zinkwand- und Vöttern-Hauptbrande seien identisch, wird allerdings von einigen Autoren bestritten. Diese nehmen nämlich an, daß die Vöttern-Hauptbrande schon ursprünglich etwa 300 m höher im Schichtpaket gelegen war.

Daß die variszische Metamorphose, die diese Gesteine entsprechend ihrer altpaläozoischen Altersstellung voll erfaßt haben mußte, in den Schwarzschiefern nur wenig Biotit und keinen Granat entstehen ließ, bildet einen Widerspruch zum umgebenden metamorphen Kristallin, ist aber nach SCHEDL (1981) im feinkörnigen, graphitischen Ausgangsmaterial zu suchen, das sich für kennzeichnende Mineralneubildungen offenbar wenig eignete.

5. Lagerstättentypen

Lagerstättenkundliche Untersuchungen, die auch auf erzmikroskopische Beobachtungen aufgebaut waren, wurden vor allem von FRIEDRICH (1933a, b, c, 1959, 1967, 1969, 1975a) durchgeführt. Während des 2. Weltkrieges erfolgten neue Bergbauaufschlüsse durch die Gewaltigung einiger alter Einbaue. Die erreichbaren Daten aus dieser Zeit haben FRIEDRICH und seine Mitarbeiter durch Erstellung von Karten, Grubenplänen und ausführliches Festhalten von Beobachtungen an diesen heute nicht mehr zugänglichen Aufschlüssen dokumentiert. Außerdem wurden in der damaligen Zeit große Teile der Schladminger Lagerstättenareale geologisch kartiert (SCHMIDEGG, 1936, 1937, 1938; FORMANEK, 1964; FORMANEK, KOLLMANN & MEDWENITSCH, 1962; MEDWENITSCH, 1960, 1962; SCHEINER, 1960; SCHMIED, 1963; VORYZKA, 1957). Zuletzt hat SCHEDL (1981) einen Teil des Gebietes bearbeitet.

Die in den Schladminger Tauern auftretenden Lagerstätten gehören verschiedenen Typen an. Diese unterscheiden sich sowohl in der Erzparagenese als auch in der Form der Erzkörper. So unterscheidet FRIEDRICH (1933 bis 1975) flächig ausgebildete Silber- und Bleierz-Lagerstätten (Eiskar, Bromriese, Kreuteralm-Patzenkar, Eschach-, Sag- und Duisitzalm), linsig-schlierig angeordnete Kiesvorkommen vom Typ der „alpinen Kieslager“, weiters die an Zerrüttungszonen bzw. an die Schieferung des Nebengesteins gebundenen Kupfererze (Krombach, untere, mittlere und obere Gigglerbaue, letztere bereits mit Ni-Co-Gehalten) sowie die eigentliche Ni-Co-Bi-(Ag-)Paragenese des Zinkwand-Vötterngebietes im Scharungsbereich von s-diskordanten Gängen mit graphitischen kiesreichen Quarzphyllitlagern.

Mit seiner umfangreichen Paragenese bietet dieser letztgenannte Lagerstättentyp ein abwechslungsreiches Untersuchungsmaterial, aber auch die Möglichkeit, die Frage nach dem Ausmaß der Veränderung und stofflichen Umsetzungen der syngenetisch-sedimentären Metallinhalte dieser kiesreichen Quarzphyllitlager

(„Branden“) mit Annäherung an die Ni-Co-Erz-führenden Scharungen genauer zu verfolgen, besonders im Zusammenhang auch mit der geochemischen Metallverteilung.

Daher wurde besonderer Wert darauf gelegt, Erzproben zur Bearbeitung nur aus dem Anstehenden zu gewinnen, was im Bereich Zinkwand durch die Begehrbarkeit des Elisabeth-Schurfstollens, des Ignatzi-Stollens, Franciski-Stollens sowie vor allem des Himmelskönigin-Stollens (von dem aus auch der Bereich Zinkwand-Süd und weitere höher und tiefer gelegene Niveaus erreichbar sind) gelang. Im Bereich Vötternspitze stehen Dippmann-Stollen, Rudolphhorizont und Peter- und Paul-Stollen noch teilweise offen. Und auch die oberen Gigglerbaue bieten noch direkte Entnahmemöglichkeit. Die Brandenlager selbst sind ebenfalls in weiten Bereichen direkt beprobbar.

6. „Branden“ = „Kiesfahlbänder“ = „Schwarzschiefer“

(Graphitführende, Fe-Sulfid-reiche Quarzphyllite)

Diese kiesreichen Schichtbänke lenken allein schon durch die im Geländeaufschluß weithin sichtbare Limonitverwitterung als Metallträger die Aufmerksamkeit auf sich. Sie treten in mehreren Horizonten der Gesteinsabfolge in Erscheinung. Ihre Mächtigkeiten schwanken vom Dezimeter- bis Meterbereich, im Maximum sind sie 6 m mächtig.

Der Mineralbestand umfaßt als Hauptgemengteile Quarz, Sericit, Pyrit, Magnetkies, Chlorit, Eisenkarbonate wie Ankerit, und als auffallenden Nebengemengteil Graphit. Im Verwitterungsbereich bewirken die aus den Fe-führenden Primärmineralen hervorgegangenen Eisenhydroxide Lepidokrokot und Samtblende die namentgebende Rostfarbe der Branden.

Der reichlich vorhandene Quarz ist z. T. in Form von stoffparallelen Linsen angereichert. Starke Graphitpigmentierung fällt auf („Schwarzschiefer“). Die Anordnung der Eisensulfide und Ankerite ist teils lagig, teils homogen. Das Gefüge des Gesteins im kleinen und im großen ist durch feinschichtig-stofflichen Lagenbau mit schiefrig-phyllonitischer Durchbewegung typisierbar.

Das mineralogische und geochemische Interesse an diesen Fe-Sulfid-Lagern wächst mit dem Gehalt an Übergemengteilen an weiteren Erzmineralen, schon im Hinblick auf ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. Und hier ist außer Pyrit und Magnetkies, die zum Hauptmineralbestand zählen, regional Markasit, mit oft idiomorphen Einzelkristallen anzuführen, während Arsenkies, Rutil und Anatas zu den regelmäßigen Begleitern zählen. Spärlich hingegen treten Kupferkies, Bleiglanz und Fahlerz im mikroskopischen Befund in Erscheinung; sie bilden z. B. Zwickelfüllungen in anderen Erzmineralaggregaten. Im Hinblick auf die außergewöhnlichen Metallgehalte der Lagerstätte Zinkwand-Vöttern ist hier auch die Existenz von Millerit in Kupferkies bemerkenswert, wenn mir dieser Nachweis auch nur an einer Lokalität mehrere Zehnermeter entfernt von einer Scharungsfläche mit einem Erzgang gelang. Millerit ist hier allerdings nur angedeutet in der für ihn typischen nadeligen Gestalt ausgebildet, z.T. aber xenomorphkörnig. Ebenso von mineralparagenetischer Bedeutung ist das gar nicht seltene Auftreten von Bravoit. Er ist durch den typischen,



Abb. 5.
Intensiv gefalteter, erzführender Schwarzschiefer zeigt eine Wechselfolge von dunklem, graphitreichem Quarzphyllit, hellem karbonatführendem Quarzphyllit und Erzlagen. Zusätzliche Erznester und -butzen.
Himmelskönigin-Stollen (Zinkwand-Nord).
Anschliff, Raster 1 cm.



Abb. 6.
Schwarzschiefer mit noch gut erhaltenem Lagenbau trotz starker Vererbung (Ni-Co-Paragenese).
Himmelskönigin-Stollen (Zinkwand-Nord).
Anschliff, Raster 1 cm.

hier ausgeprägten Zonarbau gut identifizierbar. Schon FRIEDRICH (1933) hat Bravoit aus der Neualm-Brande beschrieben.

Alle genannten Minerale der „Kiesfahlbänder“ zeigen hauptsächlich feinschichtigen Lagenbau, der bezeichnenderweise von mechanischen Verformungen betroffen wurde. So besteht der Eindruck gemeinsamer Faltung, Fältelung und Zerschering, was für die genetische Beurteilung der Gefüge mitentscheidend ist.

Da die eigentliche, makroskopisch bekannte Ni-Co-Vererbung auffällig im Bereich der Schnittflächen von Kieslagern mit transversal durchsetzenden Klüften in Erscheinung tritt, ist die Erzmineralparagenese der „Branden“ von grundlegender Bedeutung. Vor allem ist zu klären: erfolgte die Zulieferung von Erzlösungen durch die Gänge in das Kieslager und entstand ein Lagergang, oder haben wir es mit der Mobilisation eines ursprünglichen Metallbestandes im Kieslager zu tun und in der Folge mit einer s-diskordanten Gangerzbildung?

Wenn auch eine Diskussion der Genese erst im Abschnitt 10 erfolgt, so sei vorweggenommen, daß die

schichtige Erzmineralparagenese durchaus in einem sedimentären, reduzierenden Milieu entstanden zu sein scheint. Daß keine relikten Pyritframboide als Zeugen vererzter Bakterien oder keine Gelstrukturen mehr zu finden sind, läßt so wie die Teilnahme von Magnetkies in den kiesreichen Lagern auf die Folgen der Regionalmetamorphose schließen, die immerhin das Stadium der Almandin-Amphibolitfazies erreicht haben muß.

Von Bedeutung ist ferner die Beobachtung, daß manchmal auch weitab in mehreren Zehnermetern Entfernung von den Scharungen, durch das Auftreten von Annabergit und Erythrin auf primäre Anwesenheit von Nickel und Kobalt, sei es als eigene Erzminerale oder als Spurenmetalle in anderen Mineralen, zu schließen ist. Ein mikroskopischer Nachweis von primären Ni-Co-Mineralen gelang in diesem Fall allerdings nicht.

7. Erzgangspalten

Schon die ältesten Bergbauperioden auf diese Ni-Co-Erze lassen erkennen, daß das charakteristische Auftreten der Vererzungen an Kreuzungszonen von diskordanten karbonatischen Gängen mit den s-parallelen kiesreichen Lagern, den „Branden“, bekannt war, und HIESLEITNER (1929) kann diese Tatsache durch seine umfangreichen Beobachtungen nur voll bestätigen. Eine Fortsetzung in größere Teufe haben diese Vererzungen aber nicht. Die unterschiedlich, maximal bis 4 m breiten Gänge sind allerdings nicht immer einfache Gangspalten, sondern es handelt sich häufig um Gangschwärme, die transversal die „Branden“ durchsetzen.

Die Gänge verlaufen angenähert mit E-W-Streichen bei einem Einfallen von 55–80°S. Sie stehen somit fast rechtwinklig auf das kiesreiche Lager und auf die gesamte stoffliche Gesteinsabfolge. Die Erzgangscharen sind, bezogen auf die hier dominierende Faltenachse, als ac-Klüfte zu bezeichnen. Bezüglich des räumlichen Verhältnisses von Erzspalten zum Kiesfahlband ist erwähnenswert, daß weder die Brandenlager, die ja wie erwähnt häufig Bewegungshorizonte waren, die diskordanten Gänge verwerfen, aber daß auch keine scharfe Durchtrennung des Kieslagers ersichtlich ist. Das kann nur durch gleichzeitige Kristallisation des Erzes im Spaltensystem und im Lager erklärt werden. Derartige Erzgefüge des Scharungsbereiches setzen sich apophysenartig-lateral oder lagergangartig einige Meter in das Kiesfahlband hinein fort, was schon TUNNER (1841) beschreibt; maximal wurde eine Reichweite von 30 m beobachtet. Die Erze bestehen aus meist unregelmäßig angeordneten butzen- und nesterförmigen Ni-Co-Mineralaggregaten von 5 bis 10 cm Durchmesser in karbonatischer Gangart.

Generell treten in diesem offensichtlich jungen, wirtschaftlich interessant gewesenen Erz folgende Erz- und Gangartminerale auf: Arsenkies, Rotnickelkies, Safflorit, Skutterudit (Chloanthit-Speiskobalt-Mischungsreihe), Rammelsbergit, Pararammelsbergit, Gersdorffit, Kobaltglanz, sowie mengenmäßig zurücktretend Löllingit, ged. Arsen, Fahlerz (Tennantit, Tetradrit), ged. Wismut und Wismutglanz, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz. Pyrit und Magnetkies sind nur vereinzelt nachweisbar. Gangartminerale sind Ankerit, Fe-Karbonate bis zu Sideroplesit, Calcit und Quarz.

Diese überaus reiche Mineralvergesellschaftung verdient hinsichtlich Korngefüge und räumlicher Verteilung als Erzkörper näher untersucht zu werden.

Obwohl die Erzgangspalten im Liegenden der Scharungszone manchmal über mehrere 100 m, im Hangenden im Meterzehnerbereich verfolgt werden können, ist die Teufenerstreckung der Ni-Co-Vererzung in ihnen außerordentlich gering und beträgt kaum einige Meter mehr als die Mächtigkeit des durchschnittenen Brandenlagers. Das Erz ist außerdem heterogen zusammengesetzt. So fällt auf, daß die unter der Kiesbank gelegenen Gangabschnitte einerseits Arsenkiesanhäufung ohne große Teufenerstreckung aufweisen und andererseits in den meisten Gängen auch Fahlerzföhrung vorhanden ist. Hingegen sind die über der Kiesbank gelegenen Teile der Gänge, mit der einzigen Ausnahme der Fahlerzföhrnden „Silberklüft“ im Zinkwandgebiet, erzleer, ja sie föhren z. T. nicht einmal mehr Karbonat und sind nur mehr als nicht mineralisierte, geschlossene Reißklüfte zu bezeichnen.

Im einzelnen ist erwähnenswert: die Fe-Sulfid-reiche Schichtbank der „Vöttern-Hauptbrande“ ist in ihren wahrscheinlichen Fortsetzungen bis nördlich der Keinprechtthütte verfolgbar. In ihr waren drei Gangscharungen bekannt: Rudolfischarung, Florianischarung, Peter und Paul-Scharung. Die „Zinkwand-Brande“ ist auf der Lungauer Seite besonders deutlich aufgeschlossen, läßt sich aber auch auf der N-Seite weit verfolgen und ist aller Wahrscheinlichkeit nach mit der „Neualpner Brande“ identisch. Sie wird im Hangenden und Liegenden von geringmächtigen zusätzlichen Schwarzschieferhorizonten begleitet.

8. Mineralbestand und Gefüge

Um die vielfältigen Mineralparagenesen unter dem Mikroskop exakt zu diagnostizieren, wurde häufig auf zusätzliche Mikrohärtprüfung und Mikrospektralphotometrie bezuggenommen. Dazu wurden vor allem die optischen Daten von PICOT & JOHAN (1977) sowie von UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) herangezogen.

Entsprechend der Aufgabenstellung dieser Arbeit wurde die mineralogische Erfassung von Verwitterungsbildungen im allgemeinen vernachlässigt. Das häufige Auftreten von Nickelblüte und Kobaltblüte war allerdings als auffälliges Anzeichen für das Auftreten interessanter Ni-Co-Paragenesen von großem Wert.

Drei zeitlich und genetisch unterscheidbare Erzparagenesen wurden untersucht:

- Die älteste, nämlich synd sedimentäre Paragenese der Branden (sie wurde schon in Kapitel 6 behandelt).
- Die Ni-Co-Vererzung in den Scharungsbereichen zwischen den Branden und diskordanten, jüngeren Zerrklüften mit ihrer sehr umfangreichen und komplizierten Paragenese von Ni-Co-Arseniden, Sulfiden und einigen gediegenen Metallen.
- Die zeitlich gleichaltrigen Paragenesen aus diesen Klüften im Liegenden und Hangenden der Scharungsflächen.

8.1. Derberze in den Scharungszonen

Hauptmineral ist Rotnickelkies (NiAs ; alte Lit.: Kupfernickel), der schon makroskopisch durch Glanz

und hellkupferrote Farbe leicht kenntlich ist. Er bildet grobkörnige Aggregate von oft beachtlicher Größe: z. B. Haldenstücke mit mehreren kg Derberz von der Halde des Mutter-Kirchentäl-Stollens und des Mitterstollens. Nach alten Berichten stand in der Scharung Brande/„Neualpner Gang“ Rotnickelkies mehrere dm-mächtig an, er erschien dann fast dicht. Rotnickelkies verläuft oft in Schnüren verwachsen parallel zum s der Branden und umschließt dabei Quarz- und Calcitaggregate. Unter dem Mikroskop zeigen sich allotriomorph-körnige Strukturen mit sehr verschiedener Korngröße; häufig sind auch eisblumenartig aussehende divergent-strahlige Aggregate. Besonders in diesen Partien ist er stets mit Safflorit (CoAs_2) vergesellschaftet, da dieser ähnliche nadelig-quirförmige Kristallentwicklung zeigt. Verdrängungen durch arsenreichere Vertreter des Systems Ni-Co-As sind häufig zu beobachten. Rotnickelkies wird aber auch häufig von Arsenkies verdrängt, und im Gangabschnitt unterhalb der Scharungskreuze oft schon auf kurze Distanz völlig von Arsenkies abgelöst. Subparallele Verwachsungen mit Rammelsbergit werden als Hinweis für rasche Stoffzufuhr gedeutet (KÜHN, 1968). Auch Vergesellschaftung mit Wismutmineralen tritt auf. Skelettartige Rotnickelkieskörner werden aber auch von Safflorit umwachsen und verdrängt, während der Safflorit selbst nie verdrängt erscheint.

Die in der älteren Literatur als „Weißnickelkies“ bezeichneten Erze erwiesen sich unter dem Mikroskop größtenteils als Minerale der Skutterudit-Mischreihe (mit den Endgliedern Chloanthit NiAs_3 und Speiskobalt = Smaltin = Skutterudit CoAs_3). Ätzungen zeigen, daß durchwegs Zonarbau vorliegt, der aber nach RAMDOHR (1975) nicht unbedingt auf wechselnden Chemismus der einzelnen Schichten hindeuten muß, da auch reine Co- oder Ni-Endglieder diesen Zonarbau zeigen. Die Ursachen sind noch nicht gedeutet und es wurden auch hier keine detaillierten Untersuchungen darüber durchgeführt. Chloanthit und Speiskobalt bilden auch oft noch außerhalb des Safflorits eine weitere Zone um Rotnickelkies.

Rammelsbergit (NiAs_2) ist ebenfalls ein hier häufig auftretendes Erzmineral und stellt einen wichtigen Teil der in der älteren Literatur als „Weißnickelkiese“ bezeichneten Paragenese dar. Er bildet meist derbe, verzahnte Aggregate, die vor allem durch die typische feinlamellare Zwillingsbildung identifizierbar sind. Außerdem bildet er dünne Krusten um Rotnickelkies. Pararammelsbergit (NiAs_2) ist häufig im Rotnickelkies eingewachsen, verdrängt aber auch in typischer Weise Chloanthit und fällt durch sein besonders hohes Reflexionsvermögen auf.

Häufig beobachtbar ist außerdem grobkristalliner Gersdorffit (NiAsS), der oft mit Rammelsbergit verwachsen ist. Zonenbau ist an ihm schon ohne Ätzung durch Farbunterschiede und Härteunterschiede erkennbar. Gersdorffit ist offenbar jünger gebildet als die karbonatischen Gangartminerale: er verdrängt nämlich diese entlang von Haarrissen.

Kobaltglanz (Glanz kobalt, Cobaltit, CoAsS) mit den typisch idiomorphen, scharfen Kristallformen ist nur selten zu beobachten; häufig, aber dennoch mengenmäßig ganz unbedeutend ist das Auftreten von Wismut: gediegen Wismut sowie Wismutglanz (Bi_2S_3) werden manchmal von Safflorit umhüllt, sind oft auch im Gersdorffit sowie im Rotnickelkies zu finden, treten aber auch ganz selbständig als winzige Aggregate mit myrmekitischer Verwachsung auf.

Überall im Bereich der Gangscharungen mit den Branden, besonders aber in deren tieferen Anteilen vertreten sind Arsenkies (FeAsS) und seltener Löllingit (FeAs_2). Während dieser nur in einzelnen, meist gut idiomorphen Kriställchen angetroffen wird, bildet Arsenkies grobkristalline derbe Massen. Durch die dem Arsenkies typische Sprödigkeit bildeten sich häufig Sprünge, wodurch sich eine große Zahl von scheinbaren Verdrängungsbildern durch andere Minerale ergibt. Aber auch orientierte Verwachsung mit Safflorit kann beobachtet werden sowie orientierte Verdrängung von Rotnickelkies durch Arsenkies. Arsenkies in vollkommen idiomorpher Ausbildung findet sich auch in den quarzreichen Partien der Scharungen, die sich besonders weit in die Brandenlager hineinziehen: in diesen Fällen konnte durch chemische Analysen festgestellt werden, daß es sich nicht mehr um Arsenkies, sondern entsprechend dem Fe-Co-Verhältnis von etwa 2:1 bereits um Danait (Kobalt-Arsenkies mit bis 12 % Co) handeln muß, da Verwachsungen mit anderen Co-Mineralen nicht identifizierbar waren. Für Glaukodot ($[\text{Co,Fe}]_{\text{AsS}}$) ist der vorliegende Co-Gehalt noch zu gering.

Ohne ableitbare Regel treten weitere, aber mengenmäßig unbedeutende Minerale in dieser Paragenese auf: Kupferkies, Zinkblende, Magnetkies, Bleiglanz und Fahlerze (Tennantit und Tetraedrit). In einem Fall wurde Millerit als Einschluß in Kupferkies bestimmt. Pyrit ist nur vereinzelt nachweisbar.

Zuletzt ist noch das Vorhandensein von gediegen Arsen zu erwähnen, das schon in makroskopisch typisch identifizierbaren Aggregaten („Scherbenkobalt“) im Haldenmaterial zu finden ist. Diese konzentrischen Strukturen zeigen sich auch im polierten Anschliff, lassen in ihrer Wechselbeziehung zu den anderen Mineralen aber auf keine eindeutige Altersfolge schließen.

Zu dieser Erzmineralparagenese treten dann noch die Gangartminerale, wie sie auch in den karbonatischen Gängen abseits der Scharungen zu beobachten sind.

8.2. Karbonatische Erzgänge

Wie erwähnt, sind die in Bezug auf die Reicherzzone der Scharungen liegenden und hangenden Anteile der Gänge fast erzleer. Als Gangartminerale dominieren Ankerit und Fe-Karbonate bis zu Sideroplesit, teilweise ist Calcit und seltener Quarz vertreten. Spektralphotometrische Messungen bringen das Ergebnis, daß innerhalb einzelner Fe-Karbonatkörner das Reflexionsvermögen oft deutlich zunimmt, woraus auf Mischkristalle bis zu Sideroplesit geschlossen werden kann. Makroskopisch fällt mit der Gangart verwachsen meist nur Fahlerz auf; unter dem Mikroskop ist nachweisbar, daß das Fahlerz kataklastischen Pyrit, Zinkblende, Arsenkies und Magnetkies enthält und auch verdrängt.

Etwas stärker vertreten sind diese Erzminerale in den unter den Scharungsflächen liegenden Gangteilen, hier tritt manchmal auch Kupferkies und Bleiglanz in kleinen Mengen hinzu, während die höher liegenden Gangteile nur ausnahmsweise Erzminerale führen (siehe Kapitel 7) und teilweise sogar nur mehr als nicht mineralisierte Reißklüfte aufscheinen.

9. Geochemische Daten

Während Untersuchungen mit orientierendem Charakter an einzelnen Mineralen und Mineralparagenesen nur gemacht wurden, um einen gewissen Überblick über die Verteilung der Elemente Ni und Co zu erhalten, führten systematische Analysen dazu, verschieden Ni-Co-haltige Gesteinspartien abzugrenzen und ganze Gesteinsgruppen dementsprechend zu klassifizieren. Untersuchungsziel dabei war, Kenntnisse über die mögliche Herkunft der Elemente Ni und Co zu erhalten.

Die Proben wurden nach teilweiser Detailkartierung und genauer Aufnahme oft im Dezimeterbereich entnommen, um geochemische Veränderungen von Gesteinen bei Annäherung an die Scharungsflächen bzw. die unterschiedlichen Gehalte von „Branden“ und Nebengestein exakt erfassen zu können.

Um repräsentative Proben zu erhalten, wurden entsprechend den von VOLBORTH (1969) aufgestellten Beziehungen zwischen Korngröße und Mindestmenge einer Gesteinsprobe Probengrößen von knapp einem Kilogramm gewählt, die dann nach dem Brechen und Mahlen auf die entsprechende Probengröße von etwa 10 g händisch geviertelt wurden.

Die analytischen Bestimmungen übernahm teilweise die Bundes-Versuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien, zum Teil wurden sie an der Universität Innsbruck durchgeführt, wobei die Messungen mit einem Atomabsorptionsspektrophotometer mit Graphitküvettenzusatz in Flammtechnik ausgeführt wurden.

In Tabelle 1 sind die Ergebnisse der geochemischen Analysen von einzelnen Erzmineralen und Erzen (mit verwachsenen, nicht trennbaren Mineralfraktionen) aufgelistet.

Tabelle 2 zeigt die Ergebnisse der Ni- und Co-Bestimmungen aus den Gesteinsproben. Dabei wird deutlich sichtbar, daß entsprechend den Verteilungsmaxima dieser Elemente die Gesteinstypen gut charakterisiert sind:

So enthält die Gruppe der Gneise recht konstante Werte unter 75 ppm Ni und 22 ppm Co, was mit einem Mittelwert von 56 ppm Ni und 13 ppm Co dem normalen Untergrundwert der meisten Paragesteine im Arbeitsgebiet entsprechen dürfte. Dieser Mittelwert ist höher als der in der Literatur angegebene durchschnittliche Gehalt in derartigen Gesteinstypen (RÖSLER-LANGE, 1976; MAURITSCH, 1981, 1983).

Ein deutliches Häufigkeitsmaximum bilden die Werte von 130–168 ppm Ni und 30–52 ppm Co der Grünsteins- und Amphibolitproben. Diese Werte (Mittelwert 146 ppm Ni und 41 ppm Co) sind zwar signifikant, aber in Hinblick auf eine Mobilisation für eine Lagerstättenbildung wohl nur zu unwesentlich erhöht gegenüber den im vorigen Absatz genannten. Ein deutlicher Unterschied der Gehalte entsprechend der räumlichen Entfernung solcher Gesteinslagen zu den „Branden“ ergab sich nicht.

Ein drittes Häufigkeitsmaximum stellen Gehalte von 300–600 ppm Ni und 100–230 ppm Co in den „Branden“ selbst dar (Mittelwert 394 ppm Ni und 150 ppm Co). Partien, die wie erwähnt zwar keine Ni-Co-Paragenese im polierten Anschliff erkennen ließen, aber durch Bildung sekundärer Ni-Co-Minerale bei der Verwitterung auffallen, zeigen weit darüber hinausreichende Werte, obwohl alle Proben in mindestens 40 m Entfernung von den reich vererzten Scharungsflächen entnommen wurden. Andererseits sind in einzelnen Partien

Tabelle 1
Erzminerale und Derberze (Mineralverwachsungen).
 Zahlen ohne %-Angabe: ppm.

	Ni	Co	Fe	As	S	Cu	Sb	Ag	Pb	Zn
Rotnickelkies	41,9 %	760	2,1 %	51,3 %	4,2 %	100	270	12	10	123
	30,2 %	2,9 %	4,2 %	39,8 %	12,6 %	180	246	19	2	145
	15,7 %	4,3 %	8,1 %	53,9 %	15,7 %	135	6480	52	2	105
Speiskobalt – Chloanthit	7260	17,3 %	1,7 %	72,3 %	1,8 %	18	67	12	2	220
	6,9 %	11,4 %	3,2 %	74,4 %	3350	22	55	8	10	124
Rammelsbergit + Safflorit	25,3 %	3,1 %	1780	70,8 %	5120	74	1440	53	2	128
	18,4 %	5,7 %	1530	68,3 %	2,2 %	158	4270	25	2	70
Arsenkies (z.T. mit Löllingit)	890	1,1 %	26,8 %	56,0 %	12,2 %	124	2,2 %	110	2	580
	194	4,0 %	29,3 %	45,2 %	22,4 %	255	5510	16	2	290
	670	3,3 %	32,6 %	49,3 %	14,1 %	52	8750	192	10	216
Danait	720	11,3 %	23,7 %	52,8 %	10,4 %	380	9140	24	2	425
Erzparagenesen aus den Scharungen	27,3 %	2,1 %	14,9 %	36,8 %	16,4 %	174	5440	550	260	1330
	19,8 %	3,4 %	11,1 %	45,2 %	18,5 %	45	2110	16	82	1840
	34,7 %	4680	9,9 %	43,6 %	11,2 %	5170	2760	460	12	520
	26,5 %	6,8 %	1,1 %	44,6 %	19,3 %	2710	4140	290	2	212
Fahlerze	3,0 %	7220	9,8 %	18,3 %	24,0 %	26,4 %	12,3 %	4130	2	1740
	2,7 %	1,3 %	10,6 %	16,4 %	27,2 %	30,4 %	7,2 %	3350	4	2680
	4,2 %	4590	12,2 %	24,1 %	25,6 %	19,3 %	5,8 %	6120	6	1480
	2100	2680	8,9 %	14,3 %	26,4 %	17,9 %	28,7 %	4570	2	2,2 %
Kupferkies	2050	1110	29,4 %	9250	33,8 %	32,7 %	1100	18	2	10
	780	220	31,5 %	8140	29,7 %	34,5 %	308	25	2	145
Pyrit	2900	1740	47,0 %	130	51,9 %	1660	92	16	2	535
	1,4 %	1200	45,2 %	408	53,6 %	5500	15	112	2	294
	2300	870	45,4 %	188	50,1 %	750	56	14	160	200
Magnetkies	188	40	58,6 %	68	39,4 %	110	290	28	2	14
	3,6 %	620	55,7 %	760	37,8 %	2300	390	20	2	73
	2,4 %	1560	58,1 %	485	39,3 %	1820	346	16	2	145

auch wesentlich geringere Gehalte anzutreffen, so daß sich für die Gesamtmenge der Proben aus den „Branden“ kein einheitliches Häufigkeitsmaximum ergibt; insgesamt stellen aber die „Branden“ ein deutlich erkennbares Reservoir für die Elemente Nickel und Kobalt dar.

Hingegen sind die karbonatisch gefüllten Gangspalten abseits der Scharungsflächen (Entfernung mindestens 30 m) sehr arm an Ni und Co, obwohl die darin auftretenden Fahlerze für sich allein betrachtet Gehalte bis in den Prozentbereich aufweisen (Tabelle 1). Die Gesamtmenge dieser Fahlerze im Vergleich zum karbonatischen Gangmaterial ist aber doch verschwindend gering.

10. Genetische Betrachtungen

Die beiden Schwermetalle Ni und Co mit ihrem variablen geochemischen Charakter sind auf Grund ihrer geochemischen Verwandtschaft auf vielen natürlichen Schauplätzen gemeinsam zu finden. Im magmatischen Geschehen zeigt sich Ni allerdings schon im liquidmagmatischen Stadium lagerstättenbildend (Nickelmagnet-

kieslagerstätten Typus Sudbury), und tritt auch in Verbindung mit ultrabasischen Vulkaniten submarin in Form von Ni-Sulfidlagerstätten in Erscheinung (in Greenstone Belts). Für Stoffbilanzen in den Magmatiten ist die Erkenntnis wichtig, daß Ni^{2+} an Stelle von Mg^{2+} in Mineralgittern Platz findet und daß auch Diadochiebeziehungen von Ni^{2+} und Fe^{2+} sowie Ni^{2+} und Co^{2+} bestehen. Dadurch lassen sich Ni-Gehalte z. B. in Pyrit, Magnetkies und vielen gesteinsbildenden Silikaten erklären.

Das seltenere Co zeigt vor allem starke Diadochiebeziehungen zu Fe^{2+} . Sowohl für Ni als auch für Co liegen die Höchstwerte in Magmatiten im ultrabasischen Abschnitt, von wo für beide ein kontinuierlicher Abfall mit zunehmender Azidität des Magmas bekannt ist.

In der magmatischen Restkristallisation aber ist in Verbindung mit den fluiden Phasen sowohl für Ni als auch für Co wieder eine wichtige Ausscheidungsstation gegeben. Im Rahmen der hydrothermalen Erzausscheidungen sind Elementparagenesen mit besonders auffallenden Ni- und Co-Gehalten seit langem bekannt und fanden schon bei SCHNEIDERHÖHN (z. B. 1962) in der Lagerstättensystematik als „Ag-Co-Ni-Bi-U-Formationen“ Erwähnung. SCHNEIDERHÖHN ordnete gerade die Schladminger Erze (S. 153) dem Typus „Dobschau“

Tabelle 2
Ni-Co-Gehalte aller untersuchten Gesteinsproben.
Angaben in ppm.

Gesteinstyp	Proben-Nr.	Ni	Co
Biotitgneise Plagioklasgneise	RM 1	68	19
	RM 2	59	12
	RM 3	18	8
	KH 1	75	22
	KH 2	68	16
	KH 3	75	12
	VK 1	63	10
	VK 2	28	6
Quarzite Serizitquarzite	RM 4	2	—
	RM 5	2	—
	VK 3	8	—
	VK 4	6	—
	KH 4	2	2
Grüngesteine Amphibolite	RM 6	162	32
	RM 7	158	45
	RM 8	136	52
	VK 5	96	6
	VK 6	130	30
	VK 7	146	38
	VK 8	86	8
	KH 5	168	46
	KH 6	75	4
	MK 1	132	48
„Branden“ ohne sichtbare Vererzung	MK 2	142	40
	RM 9	365	88
	RM 10	740	194
	RM 11	580	232
	RM 12	395	124
	VK 9	470	176
	VK 10	132	28
	VK 11	340	82
	VK 12	82	18
	VK 13	90	38
	VK 14	310	124
	KH 7	345	220
	KH 8	1560	255
	KH 9	105	16
	KH 10	176	34
	KH 11	86	4
	MK 3	395	126
	MC 1	645	210
	MC 2	205	122
	MC 3	172	24
Erzgangspalten abseits der Scharungsflächen	HK 1	1460	132
	HK 2	405	98
	ZN 1	18	—
	ZN 2	11	—
	ZN 3	62	4
	ZS 1	6	—
	ZS 2	8	—
	ZS 3	12	—
	ZS 4	24	2

(„karbonspätig-quarzige kupferführende Kobalt-Nickelerzgänge“) zu. Die auf Grund dieser Zuordnung und einer Meldung über den Nachweis von Urangelhalten in der Region Zinkwand – Vöttern durch COPPENS & AVIAS (1956) angeregte Uran-Prospektion hat sich dann aber als negativ erwiesen.

Weiters ist mit Wismut noch ein charakteristisches Element der Metall- und Mineralparagenese, wenn auch nur in geringem Ausmaß, mitenthalten. Das ausgesprochen chalkophile Metall bevorzugt außer der selbstständigen Bildung von Mineralen auf Grund der Diadochiebeziehungen auch Gitterpositionen in Cu- und Pb-Sulfiden. In Magmatiten zeigt sich mit zunehmender Azidität der Schmelze eine Zunahme des Bi-Gehaltes, doch wird erst in der Restkristallisation vom heißen bis in den mesothermalen Bereich die Kristallisation von Bi-Mineralen interessant. Auf diese Weise ist Bi auch in

marin-hydrothermalen Bildungsstadien zusammen mit Fe, As, Ni, Co ein für die Paragenese durchaus typisches Element.

Während allgemein die Vorstellungen über die ostalpine Metallogenese lange Zeit durch die Ansichten von W. PETRASCHECK (1927, 1928, 1947), CLAR (1953), FRIEDRICH (1953, 1962, 1968) und W. E. PETRASCHECK (1966, 1974) bestimmt wurden, habe sich durch die Forschungen von HEGEMANN (1948, 1957), MAUCHER (zusammenfassend 1965), HÖLL & MAUCHER (1976) sowie SCHULZ (1972, zusammenfassend 1974, 1979 und 1986) immer mehr Beweise für eine voralpidische, in auffallend vielen Fällen altpaläozoische, hydrothermal-sedimentäre Lagerstättenbildung erbringen lassen. FRIEDRICH (1975, 1979) hat seine früheren Ansichten über die meisten der Schladminger Lagerstätten in diesem Sinne selbst revidiert, hält aber für die Ni-Co-Lagerstätte Zinkwand – Vöttern an seiner Auffassung einer epigenetischen Entstehung durch Metallzufuhr in Zusammenhang mit den alpidischen Deckenschüben fest. SCHEDL (1981) entwickelt plattentektonische Modellvorstellungen für diese Lagerstätten im Sinne von BADHAN (1976), der eine deutliche Häufung von Ag-Ni-Co-As-Lagerstätten in Kontinentalrandbereichen feststellt. Während diese Vorstellungen aber einen sauren Vulkanismus zugrundelegen, der im Bereich der Schladminger Tauern mit seinen Abkömmlingen ja auch stark vertreten ist, stellen HALLS & STUMPFL (1972) eine auf basischem Vulkanismus beruhende Metallanreicherung zur Diskussion. Basische Effusiva treten ebenfalls in Form von Amphiboliten und Hornblendechloritischiefern in Erscheinung.

Die räumliche Verteilung bzw. Anordnung der Schladminger Ni-Co-Vererzungen ist ziemlich klar zu beschreiben: Zerrklüfte kreuzen die Fe-Sulfid-reichen, oft graphitpigmentierten Quarzphyllitlagen („Branden“, „Kiesfahlbänder“, „Schwarzschiefer“), und im Scharungsbereich dieser ungefähr rechtwinkelig aneinandertretenden Flächen ist die beste Erzführung entwickelt.

Diese transversal im Gesteinsverband verlaufenden Erzgangspalten sind somit hinsichtlich ihrer Mineralisation auffallend horizontgebunden, eben an den Nahbereich der Brandenlager. Denn die Spaltenmineralisation führt im Liegenden der Branden höchstens auf ganz wenige Meter Teufe Erz, vor allem aber keine Ni-Co-Paragenese, und keilt im Hangenden häufig recht rasch aus. Die Metallkonzentration mit einer außerordentlichen Vielzahl verschiedener Erzminerale mit As, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Ag, Hg, Bi und Ti nimmt nur in Annäherung an die Fe-reichen Quarzphyllitlager plötzlich zu, um lagergangförmig in schichtparallelen Verlauf überzugehen, aber nach spätestens wenigen Zehnermetern auch innerhalb der Brandenlager wieder auszukeilen.

Aus diesen Befunden ergibt sich überzeugend die epigenetische Anlage dieser Hauptvererzung, womit sich in diesem Punkt völlige Übereinstimmung von meiner Auffassung und der von FRIEDRICH (1979) ergibt. FRIEDRICH bezeichnete die Vererzung als relativ jung, alpidisch. Hinweise auf eine hydrothermale Stoffzufuhr im Zusammenhang mit einer alpidischen Deckenüberschiebung sind aber nicht glaubhaft zu machen, wie dies FRIEDRICH (1979) annimmt. Denn daß die Gangspalten außerhalb der Scharungszonen fast erzleer sind, spricht deutlich gegen eine derartige Deutung der Metallzufuhr. Die Vorstellung, daß über mehrere 100 m durch das Gestein hindurch Metalle transportiert wor-

den sind, ohne daß irgendein Rest der Erzparagenese in Klüften zurückgeblieben wäre, bis dann in einem geeigneten Milieu (Brandenschiefer) eine vollständige Ausfällung dieser Metalle stattgefunden hat, ist jedenfalls sehr unwahrscheinlich. Und da außerdem nach dem letzten Stand der Forschung das Auftreten großtektonischer Bewegungshorizonte im Umkreis der Ni-Co-Vererzungen Zinkwand-Vöttern nicht verifiziert werden konnte, ist die Erzzufuhr als Folge einer solchen Aufschiebungstektonik abzulehnen. Ich halte daher die Diskussion um eine andere Metallherkunft für zielführender.

Gerade die Gebundenheit der Vererzung an den Lagerbereich der Kiesfahlbänder kann nicht zufällig sein und verlangt nach einer sinnvollen Deutung. In dieser Sicht ist der Metallinhalt der Branden qualitativ und quantitativ von Interesse. Zwar bieten nicht polymetallische Erzlagen eine einfache Erklärung für chemische Stoffumsätze an, aber unter den Haupt- und Nebengemengteilen der Kiesfahlbänder befinden sich Erzminerale, die auch als Spurenmetallträger zu beachten sind.

Da kommen zunächst schon Pyrit und Magnetkies als Träger von diadoch eingebauten Ni- und Co-Spuren in Betracht. Aber auch Markasit, Kupferkies und Arsenkies sind, wenn auch geringer, von Bedeutung. Als Ni- und Co-Träger sind ferner die gesteinsbildenden Minerale Calcit und andere Karbonate, Biotit, Pyroxene und Amphibole beachtenswert. Insbesondere der im primären Verband der Branden enthaltene Nickelpyrit (= Braivoit) muß Beachtung finden. Eine bescheidene Voranreicherung von Wismut wäre infolge von Diadochiebeziehungen zu As und Pb durch den Gehalt von Sulfiden im Kiesfahlbänd möglich.

Somit ergibt sich auf Grund des bescheidenen Erzmineralgehaltes der auffälligen „Brandenlager“, aber auch in einigen gesteinsbildenden Mineralen ein gewisser, überdurchschnittlicher Metallinhalt, der zwar nicht als Lagerstätte, aber als bemerkenswerte Vorkonzentration zu beachten ist. Dazu kommt noch oder oft bedeutende Graphitgehalt der Branden. Diese Kohlenstoffanreicherung könnte auf biogene Stoffe zurückgeführt werden und man könnte an ursprünglich in einem durch Hydrothermen vergifteten Milieu erfolgte Anreicherung von Biodetritus denken. Gerade solche „Schwarzschiefer“ begünstigen durch ihre ursprüngliche organische Substanz, wie allgemein Gehalte an zahlreichen Metallen beweisen, ebenfalls eine Voranreicherung im sedimentären Stadium. Ob die Metalle dabei aus aszendenden, durch magmatische Herde in Gang gebrachten Konvektionsströmen in Form hydrothermalen und hydatogener Lösungen abstammen bzw. durch plattentektonische Subduktionsvorgänge freigesetzt worden sind, soll hier nicht näher diskutiert werden.

Die zusammenfassende Arbeit von KÜHN (1968) erörtert aber auch die Hinweise darauf, daß in stagnierenden Meeresbecken mit starken reduzierenden Bedingungen eine Sulfidfällung mit Ni und Co durchaus bedeutend sein kann. Beide Elemente sind dann an das Fe-Sulfid gebunden, entweder als isomorphe Beimengung oder sie treten als selbstständiges Sulfidmineral darin auf. So zeigen sedimentäre Pyrite in sapropelartigen Substanzen immer Gehalte an Ni und Co (im Verhältnis 10:1). Wichtig und von sammelndem Einfluß ist auch die mögliche Adsorption von Ni und Co schon im Meer an verschiedene Kolloide und Tonminerale, wes-

halb diese beiden Elemente in marinen Sedimenten immer stark angereichert sind.

Die geochemischen Analysen des Gesteins (Branden) bzw. der Erzmineralkonzentrate aus den Branden und Erzspalten war infolge sehr streuender Ergebnisse nicht aussagekräftig. Doch könnten derartig verschiedene Metallspurengehalte mit einem teilweisen Auswandern im Zuge einer metamorphen Mobilisation zusammenhängen. Jedenfalls aber impliziert die Form, der Verlauf, die geringe Ausdehnung, der Mineralbestand und das Gefüge der Lagergänge und der damit zusammenhängenden diskordanten vererzten Gangspalten die Vorstellung von Stoffmobilisationen.

Die Ursache derselben ist allerdings nicht so klar glaubhaft zu machen. Aber fluide Phasen, Wärme und Druck sind für die Auslösung von thermischer Mobilisation, und Klüfte als Vorzeichnung von Wegsamkeiten bekannt und haben ja im Zuge verschiedener Perioden der alpidischen Metamorphose andernorts zu belteroporen Mineralsprossungen in Schieferungsflächen und Kristallisationen in alpinen Klüften geführt.

In der Beziehung der Brandenschiefer zum Nebengestein habe ich bereits auf die tektonisch gestörten Kontakte hingewiesen. Solche Grenzzonen scheinen schon für geringe tektonische Einflüsse mechanisch besonders anfällig, es müssen demnach keineswegs stärkere Dislokationen erfolgt sein, um Wegsamkeiten für Mobilisationen hervorzurufen. Mikroskopische Befunde machen dies auf Grund gut ausgebildeter, rekristallisierter Erzminerale und Kristallisationen in feinen Reißklüften in den Branden wahrscheinlich. Es handelt sich um Kristallisate mit Ankerit, Quarz und Erzmineralen.

Die in den Brandenschiefern nur in der Größenordnung von Spurenelementen enthaltenen Metalle wurden offenbar nach ihrer Wanderung in besonders geeignetem Milieu, also etwa an den Schnittlinien mit den Karbonat-führenden Gangspalten, in Form grobkristalliner Erzkörper wieder abgesetzt. Diese Spaltenfüllungen sind hier aber jünger als die primäre Erzbildung und dürfen nicht als Zufuhrwege aufgefaßt werden.

Daß sich in den primären Kieslagern im Gebiet der Schladminger Tauern nicht durchwegs überdurchschnittliche Ni-Co-Voranreicherungen geochemisch nachweisen lassen bzw. sehr unterschiedliche Gehalte vorzuliegen scheinen, ist bei der großen flächenmäßigen Verbreitung dieser Gesteine im Verhältnis zur Ausdehnung der vererzten Scharungslinie kein Widerspruch: HIESSLEITNER (1929) errechnete ja aus dem heute im wesentlichen ausgeerzten Vorkommen Zinkwand-Vöttern nur eine Gesamtausbeute von 80 bis maximal 140 t Ni-Metall aus allen Betriebsperioden! Daß innerhalb der Schwarzschiefer die Metalle nicht gleichmäßig verteilt sind, sondern Erz- und Spurenelementärmere Zonen auftreten können, mag Ursache für die manchmal fehlende Vererzung an Scharungsflächen sein.

Ähnliche geologische Körper mit gering ausgedehnten diskordanten Erzgängen im Schnittbereich von schichtigen Vorkonzentrationen kennt man u. a. vom permischen Kupferschiefer und den „Kobaltrücken“ Mitteldeutschlands, wo die Ni-Co-Erzführung in den das Kupferschieferflöz durchsetzenden Gängen nicht weiter als etwa 6 m darunter und 2 m darüber reicht; sowie in den präkambrischen Abfolgen von Ontario/Kanada mit den Ganglagerstätten von Cobalt.

Somit ergibt sich für die Ni-Co-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern als wahrscheinliche Entstehungsursache die Mobilisation eines Altstoffbestandes, der in graphitpigmentierten, kiesreichen Phylliten („Branden“, „Kiesfahlbänder“, „Schwarzschiefer“) diskret, aber z.T. nachweisbar vorangereicht war. Motor dieser weitreichenden Mobilisationen waren die alpidischen Metamorphoseereignisse sowie die alpidische tektonische Beanspruchung und Nachbewegung der Brandenlager. Die Ni-Co-Derberze der Schladminger Tauern im Bereich der Zinkwand und der Vötternspitze sind demnach syn- bis postorogen aus primär vorhandenem Stoffbestand gebildet worden.

Literatur

- BADHAM, J. P. N.: Orogenesis and metallogenesis with reference to the silver-nickel, cobalt arsenide ore association. – In: STRONG, D. C. (Ed.): *Metallogeny and plate tectonics*, Geol. Ass. Can., Spec. Pap., **14**, 559–572, 1976.
- CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **42**, 107–127, Stuttgart 1953.
- COPPENS, R. & AVIAS, J.: Über das wahrscheinliche Vorhandensein eines uranhaltigen Vorkommens im Gebiete von Neualm (Schladminger Tauern, Österreich). – Bericht Berghauptmannschaft Leoben, Zl. 475/57, Leoben 1956.
- FORMANEK, H.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14** (1963), 9–80, Wien 1964.
- FORMANEK, H., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 27–53, Wien 1962.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand Vöttern in den Schladminger Tauern. – Berg- u. hüttenm. Jb., **81**, 1–14, Leoben 1933a.
- FRIEDRICH, O. M.: Über Kupfererzlagertstätten der Schladminger Tauern. – Berg- u. hüttenm. Jb., **81**, 54–61, Leoben 1933b.
- FRIEDRICH, O. M.: Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagertstätten in den Schladminger Tauern. – Berg- u. hüttenm. Jb., **81**, 84–99, Leoben 1933c.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagertstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 371–407, Radenthein 1953.
- FRIEDRICH, O. M.: Erzminerale der Steiermark. – Veröff. Min. Abt. Joanneum Graz, 58 S., Graz 1959.
- FRIEDRICH, O. M.: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. – Der Karinthin, **45/46**, 210–228, Knappenberg 1962.
- FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagertstätten bei Schladming; 1. Teil. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **5**, 80–130, Leoben 1967.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **8**, 136 S., Leoben 1968.
- FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagertstätten bei Schladming; 2. Teil. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **9**, 107–130, Leoben 1969.
- FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagertstätten bei Schladming; 3. Teil. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 29–63, Leoben 1975a.
- FRIEDRICH, O. M.: Kurzbericht über die Vererzung der Schladminger Tauern. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 117–127, Leoben 1975b.
- FRIEDRICH, O. M.: Lagerstätten in den Schladminger Tauern. – Berg- u. hüttenm. Mh., **124**, 609–611, Wien 1979.
- HALLS, C. & STUMPF, E. F.: The five element ore association in critical appraisal of the geological environments in which it occurs, theories effecting its origin. – 24th Int. Geol. Congress, Proceed., Sect. 4, p. 540, Leoben 1972.
- HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner, vulkanischer Stoffzufuhr. – Fortschr. Min., **27**, 54–55, Stuttgart 1948.
- HEGEMANN, F.: Über die „alpine Metallogenese“. – Fortschr. Min., **35**, 122–127, Stuttgart 1957.
- HIESLEITNER, G.: Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. – Berg- u. hüttenm. Jb., **77**, 104–123, Wien 1929.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: WOLF, K. H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, 1–36, Amsterdam (Elsevier Scient. Publ. Comp.) 1976.
- HÜBEL, G.: Zusammenfassende Auswertung der systematischen lagerstättenkundlichen Untersuchungen in den westlichen Niederen Tauern, Steiermark. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 49–54, Wien 1984.
- KÜHN, K.: Zur Geochemie von Nickel und Kobalt. – GSF-Bericht T 13 der Ges. f. Strahlenforschung m.b.H. München, 225 S., Clausthal – Zellerfeld 1968.
- MATURA, A.: Bericht über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127, Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1976.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiburger Forsch. Hefte, **C 186**, 173–188, Freiberg 1965.
- MAURITSCH, H. J.: Erkundung von Mineralisierungszonen im Bereich der Schladminger Tauern (Planai-Gebiet). – Unveröff. Bericht, Montanuniv. Leoben, Leoben 1981.
- MAURITSCH, H. J.: Geophysikalische Mineralprospektion, südliche Schladminger Tauern. – Unveröff. Bericht, Montanuniv. Leoben, Leoben 1983.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126/4). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126/4) und Flachau (126/3). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1962.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über den Bergbau im Lungau. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskunde, **107**, 129–168, Salzburg 1967.
- PETRASCHECK, W.: Das Alter alpiner Erze. – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 108–109, Wien 1927.
- PETRASCHECK, W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. – C. R. 14. Session Congr. Geol. Int., **3/1926**, 1243–1253, Madrid 1928.
- PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. – Jb. Geol. B.-A., **90/1945**, 129–149, Wien 1947.
- PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **175**, 57–74, Wien 1966.
- PETRASCHECK, W. E.: Die Herkunft der Erzmateriale. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **1**, 174–183, Wien 1974.
- PICOT, P. & JOHAN, Z.: Atlas des minéraux métalliques. – Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, Nr. 90, 403 S., Paris (Editions du B.R.G.M.) 1977.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 1089 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1975.
- RÖSLER, H. J. & LANGE, H.: Geochemische Tabellen. – 2. Aufl., 674 S., Stuttgart (Enke-Verlag) 1976.
- SASSI, F. P., SCHÖNLAUB, H. P. & ZANFERRARI, A.: The Pre-variscan history of the Eastern Alps. – Ergebnisse des IGCP bis 1976, 261–277, Wien 1978.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud. Österr., **27**, 173–188, Wien 1981.
- SCHEDL, A.: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1981.
- SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **11**, 169–195, Wien 1960.
- SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt „Radstadt“ (5051). – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 59–63, **1937**, 50–52, **1938**, 45–47, Wien 1936, 1937, 1938.

- SCHMIED, H.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie der westlichen Schladminger Tauern. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 134 S., Wien 1963.
- SLAPANSKY, P.: Mehrphasige Deformation und Metamorphose im Permoskyth der nördlichen Radstädter Tauern. – Hochschulschwerpunkt S 15, Jahresbericht 1980, 20a–d, Wien 1981.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten; Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. – 4. Aufl., 371 S., Stuttgart (Verlag G. Fischer) 1962.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHULZ, O.: Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der Nordtiroler Grauwackenzone. – 2nd. ISMIDA (Bled 1971). – Geologija, **15**, 125–140, Ljubljana 1972.
- SCHULZ, O.: Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **63**, 93–104, Stuttgart 1974.
- 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.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich; Band I. – 766 S., Wien (Franz Deuticke) 1977.
- TUNNER, P.: Die Zinkwand im Gränzgebirge von Steiermark und Salzburg bei Schladming. – Jb. Stmk. Lehranstalt Vordernberg, **1**, 220–224, Graz 1842.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E. A. J.: Tables for microscopic identification of ore minerals. – Amsterdam – London – Paris (Elsevier) 1971.
- VOLBORTH, A.: Elemental Analysis in Geochemistry. Methods in Geochemistry and Geophysics 8. – Amsterdam (Elsevier) 1969.
- VORYZKA, K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **8**, 1–42, 95–102, Wien 1957.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. Februar 1987.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: [9](#)

Autor(en)/Author(s): Fuchs Herbert W.

Artikel/Article: [Erzmikroskopische und mineralchemische Untersuchungen der Erzvorkommen Zinkwand - Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming 33-45](#)