

Plangeroß-Mandarfen, eine syngenetische, metamorphe Kieskonzentration in Paragesteinen des Ötztalkristallins; (Pitztal, Tirol)

von Franz Vavtar

Zusammenfassung

Aus variszisch-metamorphen Paragesteinen des mittelostalpinen Ötztalkristallins wird eine Pyrit-Magnetkies-Kupferkies-Konzentration im hintersten Pitztal südlich von Plangeroß beschrieben. Die quantitativ bescheidene Metallansammlung ist über mehrere Zehnermeter schicht- und schieferungskonkordant dem kaledonischen Paragesteinsverband lagerförmig zwischengeschaltet. Durch Brandenzonen ist der erzführende Bereich über mehrere hundert Meter nachgewiesen.

Erz- und Nebengestein wurden von den gleichen metamorphen Ereignissen und jungen mechanischen Deformationen überprägt. Im Zusammenhang damit treten lokale Metallumlagerungen und -mobilisationen im Zentimeterbereich auf.

Ein Zusammenhang mit dem im Liegenden der Erzkonzentration, prävariszisch eingedrungenen Granitoidkörper als Metallspender und somit epigenetische Vererzung ist nicht zu erkennen. Vielmehr ist an eine Metallherkunft aus dem kaledonischen, basischen Magmatismus und eine ursprünglich syngenetische Sulfidansammlung in kaledonischen Sedimenten zu denken.

Summary

Plangeroß-Mandarfen, a Syngenetic, Metamorphic Sulphide Concentration in Para-Rocks in the Oetztal-Crystalline (Pitz Valley, Tyrol)

A pyrite-pyrrhotite-chalkopyrite concentration is present in the Hercynian-metamorphic para-rocks of the Middle-East-Alpine Oetztal-Crystalline at the very end of the Pitz Valley south of Plangeroß. The quantitatively small metal concentration occurs layer- and schistosity-concordant as a bedlike intercalation over several tens of metres in the Caledonian pararock system. The ore-bearing section has been established over several hundred metres through rusty weathering zones.

The ore rock and the wall rock were overprinted by the same metamorphic events and young mechanical deformations. Local metal redepositions and mobilisations in the centimetre-domain occur in connexion with these events and deformations.

It is unlikely that the granitoid body which intruded into the footwall of the mineralisation in the pre-Hercynian era served as a metal donor and that an epigenetic mineralisation took place. The metal rather came from the Caledonian, basic magmatism and an originally syngenetic sulphide concentration in Caledonian sediments.

Einleitung

Während aus dem Kaunertal, im W-Rand des mittelostalpinen Ötztalkristallins, eine Reihe von Erzkonzentrationen bekannt und auch lagerstättenkundlich bearbeitet worden sind, scheinen die Ortho- und Paragesteine im acht Kilometer östlich verlaufenden Pitztal erzleer zu sein. Dieser Eindruck entsteht, wenn man die Lagerstättenkarte der Ostalpen bzw. Nordtirols von O. M. FRIEDRICH (1953) bzw. VOHRZYKA (1968) studiert.

Aber bereits STOTTER (1859) erwähnt alte Baue und Schurfversuche auf Schwefel- und Kupferkies am Geigenkamm im hintersten Pitztal. Eine zur damaligen Zeit schon verfallene Grube soll sich östlich von Plangeroß in der Gegend Weißmaurach — das ist südlich der Chemnitzer Hütte

— befunden haben. Dieses Vorkommen ist auch in der Karte des GEOGNOSTISCHEN VEREIN's (1849) vermerkt. Ein weiterer Schurfversuch soll um 1800 im Wassertal, südlich von Plangeroß, gemacht worden sein. Diese Kiesanreicherung wird auch von KLEBELSBERG (1935 und 1939), BADER (1952), LECHNER et al. (1964), SCHULZ und BRIGO (1977) und HADITSCH (1979) angeführt bzw. in den entsprechenden Lagerstättenkarten vermerkt. Durch geoelektrische Untersuchungen gelang es WÖBKING (1975) diese Vererzung zu identifizieren.

Aus dem Pitztal sind aber nicht nur südlich und südöstlich von Plangeroß erzführende Gesteine bekannt. WENHARDT (1935) führt einige weitere, kleine, Au- und Ag-hältige Kiesvorkommen im Pitztal an, davon zwei mit Hinweisen auf bergmännische Tätigkeit schon um 1850. Im einzelnen sind dies einige Erzmineralisationen am Kaunergrat südlich von Rietzenried, so etwa am Feuerstein in 2850 Meter Höhe ca. einen Kilometer südlich vom Krumpsee, dann einige Schurfstollen in 2600 Meter Höhe beim Krumpsee, weiters Kiesvererzungen beim Brechsee sowie am E-Gehänge des Großbaches südlich von Rietzenried in 1300 bis 1400 Meter Höhe. Außerdem noch zwei Vorkommen am Geigenkamm und zwar unterhalb der Schwarzenberg Alm und an den W-Hängen der Wildgratspitze, welches ident sein dürfte mit dem Zeichen für »Fe«, das in der geognostischen Karte von Tirol (1849) westlich vom Wildgrat bzw. südlich vom Schwendkopf am Oberlauf des Stoibenbaches eingezeichnet ist.

Schließlich ist in der Lagerstättenkarte von LECHNER et al. (1964) und in der Karte des GEOGNOSTISCHEN VEREIN's (1849) noch ein Kupferkiesvorkommen ca. 1,5 Kilometer westsüdwestlich von Jerzens bzw. 3,5 Kilometer südsüdöstlich von Wenns vermerkt.

Problemstellung

In der vorliegenden Studie wird versucht, das Kiesvorkommen bei Plangeroß-Mandarfen genetisch zu deuten und in die Entwicklungsgeschichte des mittelostalpinen Ötztalkristallins einzubauen. Diese Erzkonzentration im Pitztal steht nämlich in keinem Zusammenhang mit der alpidischen Überschiebungsbahn des Kristallins über dem Pennin am W-Rand des Ötztalkristallins und wurde — vielleicht auch deshalb — bis jetzt noch nie genauer untersucht. In der lagerstättenkundlichen Arbeit von VOHRZYKA (1968), die vom Thema her das gesamte Ötztalkristallin umfaßt, wird das Vorkommen von Plangeroß-Mandarfen nicht erwähnt, obwohl BADER (1952) an die geologische Bundesanstalt berichtet, daß es sich hier um einen zwei Meter mächtigen und 30 Meter langen Erzausbiß handelt, und die Ausbißzonen zwei Kilometer im Streichen verfolgt werden könne. Auch die weiteren Vorkommen im Pitztal, wie übrigens auch die im Ötztal, scheinen in der Studie von VOHRZYKA (1968) nicht auf. Hingegen werden sämtliche Vorkommen im Kaunertal als Lagerstätten bezeichnet, ganz im Gegensatz etwa zu früheren Bearbeitern.

Geologisch-petrographische Position

Das Vorkommen liegt im Wassertal, 1,6 Kilometer südlich von Plangeroß bzw. 1,3 Kilometer nördlich der Gabelung des Pitztals in das Taschachtal und das eigentliche Pitztal. Folgt man dem Wassertal, welches von E in die Pitze mündet, so quert man zunächst einen

Granit-Granodiorit- bis Tonalitgneis (HAMMER und SCHMIDEGG, 1932; PURTSCHELLER, 1971), welcher den Gipfel des Puikogels aufbaut. In diesem sauren bis intermediären Orthogestein sind keine sichtbaren Erzkonzentrationen oder irgendwelche Hinweise auf bergmännische Tätigkeit festzustellen. Auf solche trifft man erst in den Paragesteinen, welche im Hangenden dieses kaledonischen Granitoidkörpers anstehen; und zwar auf 2040 Meter Höhe im ersten, nach SE abzweigenden, Seitengraben des Wassertales. Dort wurde in einem phyllonitischen Schiefergneis ein drei Meter langer Schurfstollen nach ESE angeschlagen. Es wurde eine Brandzone, allerdings ohne auf eine Vererzung zu treffen, beschürft. Der Phyllonit ist durch eine starke Graphitführung grauschwarz bis schwarz gefärbt, streicht mit 85° E — W und fällt mit 60° steil nach S ein. Die Brandzone läßt sich im Gesteinsstreichen nach E und W einige hundert Meter weit verfolgen. 400 Meter östlich dieses Schurfversuches konnte auf der gleichen Höhe in einem weiteren, nach SE abzweigenden, kleinen Seitengraben, eine 30 Zentimeter mächtige und 10 Meter im Streichen ausgedehnte, schichtkonkordante Erzlinse festgestellt werden. Auch hier ist das Erzträggestein ein intensiv durchbewegter, E—W bis ENE-WSW streichender, steil bis mittelsteil nach S einfallender, phyllonitisierter, graphitischer Schiefergneis. Darin sind schichtkonkordant Quarzknuern und quarzitische Lagen eingeschaltet. Die Erzmineralisation tritt sowohl innerhalb solcher Quarzknuern und -lagen, als auch in glimmerreichen Partien auf. Auf der geologischen Karte von HAMMER und SCHMIDEGG (1932) befände sich dieses Vorkommen direkt an der südlichen Grenze des Tonalitgneises vom Puikogel zum Schiefergneis. Das von STOTTER (1859) erwähnte Vorkommen von Weißmaurach wäre an der Nordgrenze dieses Granitoidkörpers gelegen. Für dieses Vorkommen konnte ich allerdings keine Anzeichen finden.

Die erzführenden Gesteine sind variszisch unter Bedingungen der Amphibolitfazies zum letzten Mal metamorphosiert worden (PURTSCHELLER und SASSI, 1975; TOLLMANN, 1977; PIRKL, 1980). Diese Metamorphose führte zu der bekannten Mineralzonierung (PURTSCHELLER, 1971). Eine Randzone, die sogenannte Sillimanitzone mit geschätzten Temperaturen um 650° C, verläuft im hintersten Pitztal diskordant zur altvariszisch eingestufteten Schlingentektonik. Auch die Biotitabkühlungsalter aus dem Kaunertal und der Gegend von Mittelberg im Pitztal (THÖNI, 1980 u. 1981) ergeben einen letzten Metamorphoseakt, der älter ist als 270 Mill. Jahre und zeigen an, daß in diesem Kristallinabschnitt nachvariszisch keine Temperaturerhöhung auf mehr als 300° C erfolgt sein dürfte.

Durch- und auflichtmikroskopische Untersuchungen des Nebengesteins ergaben folgende gesteinsbildende Komponenten und Nebengesteinsbestandteile: Quarz, Muskovit, vorwiegend feinschuppig als Sericit auftretend, und Plagioklas sind die Hauptgemengteile. Etwas Kalifeldspat mit Perthitstrukturen, Chlorit, in der Hauptsache mit anomal braunen Interferenzfarben, Epidot und Titanit sind die Nebengemengteile. Die opaken Anteile im Nebengestein, sofern es nicht Minerale der eigentlichen Erzparagenese sind, wurden als Rutil, Anatas, Leukoxen und Graphit bestimmt.

Am Quarz fällt auf, daß, mit Ausnahme der sehr feinkörnigen Rekrystallisate und hypidiomorph-körnig umkristallisierten Aggregate, sämtliche Körner undulös auslöschen und auf eine intensive postkristalline, intragranulare Teilbewegung hinweisen. Außer den eben er-

wähnten Quarzgefügetypen sind noch gleichmäßigkörnige Lagen mit verzahnten Korngrenzen sowie größere in s-gelängte Quarze am Aufbau quarzitischer Teilbereiche beteiligt. Diese sind meist umgeben von rekrystallisierenden Kleinkörnern. Größere Quarze zeigen oft ein Interngefüge von Sericit und Graphit.

Die überwiegend xenoblastisch ausgebildeten Plagioklase (Albit und Oligoklas) sind gewöhnlich durch ein Sericit-Epidot-Zoisit-Gewebe getrübt und ebenso wie Quarz nicht über den ganzen Schlibfbereich homogen verteilt, sondern linsen- und lagenförmig auf glimmerreiche Feinlagen konzentriert.

Die Hellglimmer lassen bei der mikroskopischen Betrachtung eine intensive, postkristalline Deformation erkennen. Sie äußert sich in einer s-parallelen Regelung nach der Korngestalt und in einer teilweise sehr ausgeprägten Fältelung von Glimmerfeinlagen (Abb. 1). Jüngere Neubildungen sind selten. Durch eine allmähliche Zunahme des Glimmeranteiles auf Kosten von Quarz und Plagioklas entstehen millimeterdicke, zusammenhängende Sericitfeinlagen.

Graphit tritt sowohl um und in größeren, undulösen Quarzkörnern (Abb. 2) als auch in sericitreichen Feinlagen (Abb. 1) — dort vermehrt — auf. Solche graphitreichen Lagen zeichnen sich meist durch einen erhöhten Gehalt an Titanoxiden aus. Messungen des minimalen und maximalen relativen Reflexionsvermögens an solchen ausschließlich feinblättrigen bis feinschuppigerdigen, teilweise s-parallel eingeregelt und verbogenen Graphiten ergaben folgende Werte:

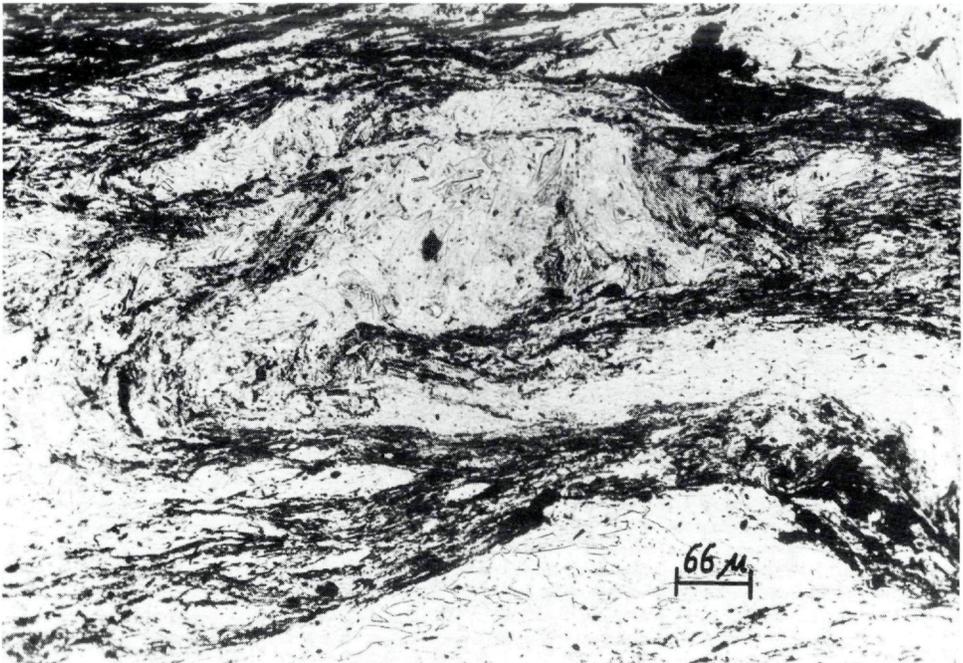


Abb. 1: Gefältelte Muskovit-Sericit-Feinschicht, die durch eine starke Graphitbeteiligung schwarz gefärbt ist. Die schwarzen Körner rechts oben und rechts unten sind Ti-Oxide. Dünnschliff, 1 Nicol.

460 nm	7,1—19,3%	7,2—18,9%	7,0—18,0%
500 nm	7,2—19,9%	7,4—19,9%	7,3—19,3%
540 nm	7,3—20,8%	7,3—20,7%	7,3—20,6%
580 nm	7,2—21,5%	7,2—21,6%	7,2—21,3%
620 nm	7,2—22,5%	7,3—22,3%	7,1—21,8%
660 nm	7,2—22,2%	7,2—21,9%	7,3—21,5%

Wie aus dem Diagramm 1 ersichtlich ist, stimmen die Dispersionskurven von α' und γ' , außer im langwelligen Bereich, mit den von PICOT und JOHAN (1977) angegebenen Werten sehr exakt überein und sind charakteristisch für vollwertige Graphite. Dieser Befund deckt sich mit den T-Bedingungen der variszischen Metamorphose dieses Kristallinabschnittes, da Graphit erst innerhalb der Amphibolitfazies ein zunehmend geordnetes Gitter aufweisen soll und kristallographisch gänzlich geordneter Graphit nicht unter 450° C sowie Drucken zwischen zwei und sechs Kilobar auftreten soll (LANDIS, 1971; DIESSEL u. OFFLER, 1975). Die Kornform, ebenso wie das lagig angereicherte Auftreten der Graphite in Glimmerfeinlagen des Nebengesteins, sind wohl als Hinweise darauf zu werten, daß hier variszisch metamorphe, vollständig graphitisierte Phytoklasten vorliegen, die in schwächer metamorphen Gesteinen der Grauwackenzone noch als Meta-Anthrazite, »Graphitoide« oder »Semigraphite« (frühere Bezeichnung »Schungit«) entwickelt sind.

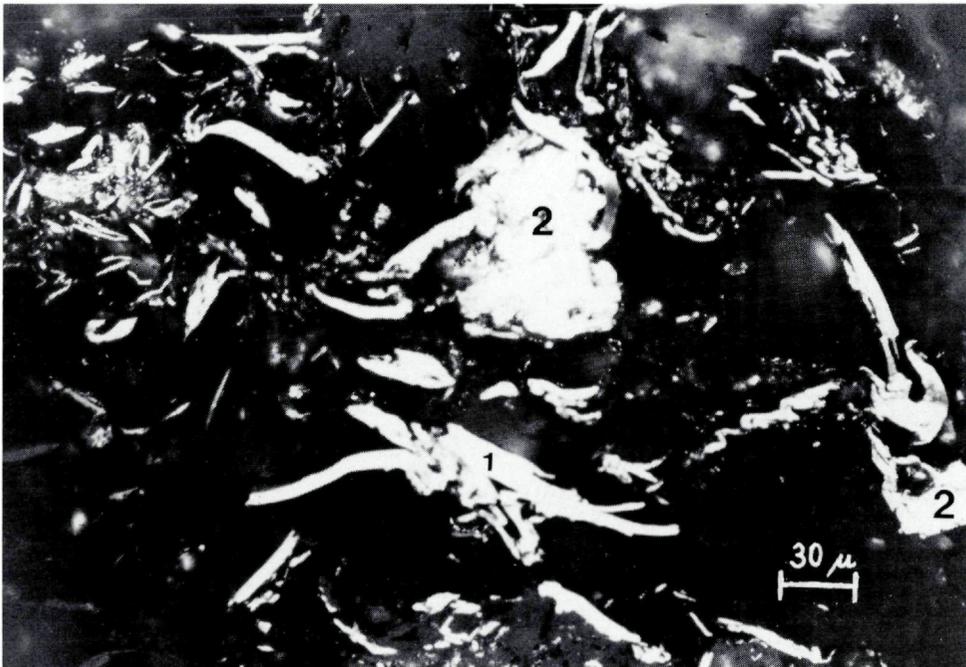


Abb. 2: In einem durch Innenreflexe wolkig-trüb aufgehellten, schwarzgrauen Quarzaggreat sind inter- und intragranular eine Reihe verbogener Graphitblättchen (1) und zwei Rutilaggregate (2) zu sehen. Polierter Ansschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.

Die mikroskopischen Untersuchungen des Nebengesteins ergeben einen für Paragesteine charakteristischen Wechsel des Stoffbestandes im Millimeter- bis Zentimeterbereich mit allmählichen aber auch, tektonisch bedingt, plötzlichen Übergängen von reinen quarzitischen Feinlagen über plagioklas- und muskovitreiche Lagen hin zu reinen Muskovit-Sericit-Abschnitten. Für diesen Feinlagenbau sind wohl primäre Ursachen in den kaledonischen Sedimentbauzonen anzunehmen. Zusätzlich zum Gefüge weist auch die starke Beteiligung graphitisierter Phytoklasten auf ein ehemaliges wohl sapropelitisches Sedimentgestein hin. Durch eine junge, möglicherweise alpidische, Phyllonitisierung kam es zu postkristallinen Deformationen des Mineralbestandes,

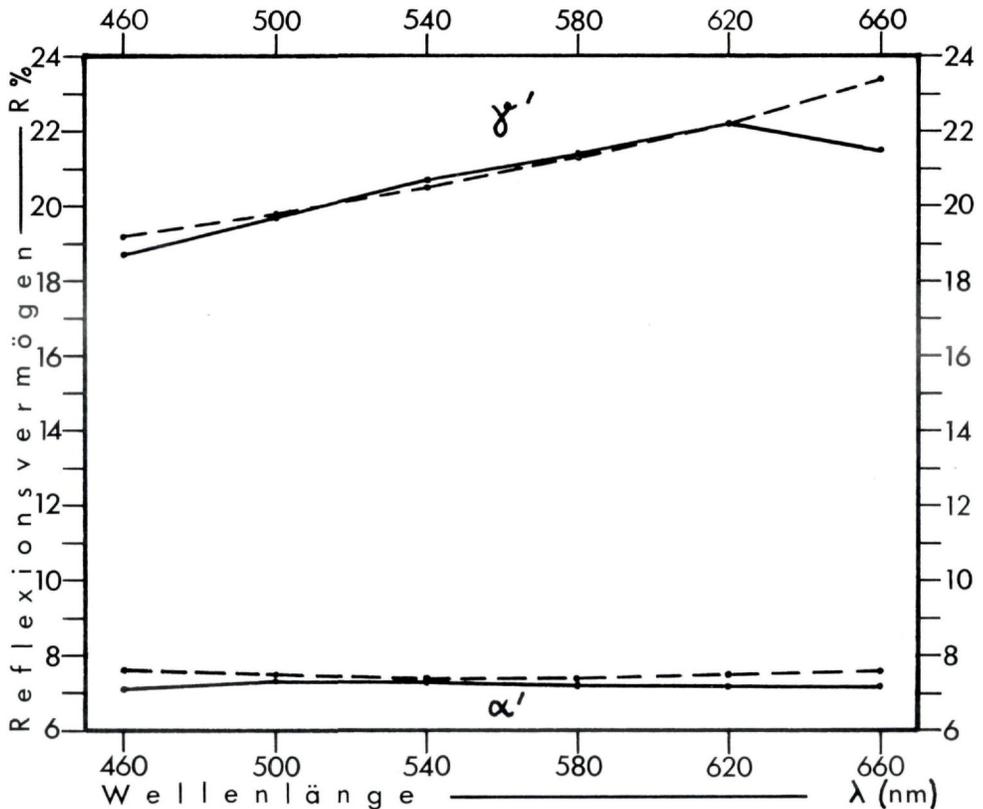


Diagramm 1: Graphitreflexion und -dispersionskurven (durchgezogen); gemittelt aus drei Meßreihen. Strichlierte Dispersionskurven nach Daten von PICOT und JOHAN (1977).

γ' = maximales relatives Reflexionsvermögen

α' = minimales relatives Reflexionsvermögen

Meßeinrichtung: Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer

Objektiv: Planachromat 50x/0,70

Meßfelddurchmesser: 1,3 μ

Standard: C 27

zur Fältelung und teilweisen Zerschering sowie Ineinanderstapelung der Feinlagen und somit zu einer Verwischung der Primärgefüge.

Erzparagenese

Die Erzparagenese setzt sich zum überwiegenden Teil zusammen aus Pyrit, Magnetkies und Kupferkies. Nur untergeordnete Bedeutung haben Kobaltglanz, Glaukodot und Markasit. Akzessorisch treten noch Bleiglanz und Zinkblende hinzu. An Sekundärmineralen fallen eigentlich nur Samtblende und Rubinlimer auf. Die mit dem Erz auftretenden Gangartminerale sind im wesentlichen die gleichen wie im Nebengestein. Am häufigsten ist Quarz vertreten. Es ergibt sich somit eine auffallende paragenetische Übereinstimmung mit den Kiesvorkommen Tschingl, Boden, Petersbach, Martinsbach, Falpetann und Schloßbach im Kaunertal (VAVTAR, 1981).

Außer hypidiomorphen Pyrit-Aggregaten treten vor allem idiomorphe, stark kataklastische Porphyroblasten mit isometrischem Habitus hervor. Diese sind jüngere, in bezug auf die Phyllo-nitisierung des Nebengesteins aber prädeformative Bildungen, da sie meist Nebengesteinskomponenten und Minerale der Erzparagenese als Einschlüsse führen und stark kataklastisch sind. Sämtliche Pyrite dieses Vorkommens sind leicht anisotrop. Diese schwach anomale Anisotropie des Pyrits hängt wohl mit einer starken tektonischen Beanspruchung und damit verbundenen Gitterdeformationen zusammen. Mit Ausnahme der sehr kleinen und der rekristallisierten Pyrite sind alle zerdrückt und zerbrochen. Die kataklastischen Risse sind mit Kupferkies und Magnetkies verheilt.

Magnetkies reagiert auf die starke mechanische Deformation, von welcher die gesamte Erzparagenese postkristallin erfaßt worden ist, mit Translation. Als Folge treten dann hauptsächlich in allotriomorph-grobkörnigen Magnetkiesaggregaten Zerknitterungslamellen auf, die zum Teil verbogen sind. Eine Einregelung mit der Translationsfläche in eine Vorzugsrichtung ist nicht zu erkennen, wohl aber ergibt sich manchmal eine Übereinstimmung mit der Richtung kataklastischer, annähernd paralleler Haarriß-Scharen in idoblastisch im Magnetkies gewachsenen Pyriten. Rekristallisierte Kleinkörner sind meist frei von Zerknitterungslamellen. Häufig erscheint Magnetkies sehr weitgehend umgewandelt in das sogenannte »graue Zwischenprodukt«, von welchem angenommen wird, daß es sich um einen Magnetkies mit deutlichem Schwefelüberschuß — bis zu einem Fe:S-Verhältnis von maximal 1:1,9 — handelt (SCHMITZ-WIECHOWSKI, 1973). Das »graue Zwischenprodukt« soll im Bereich atmosphärischer Verwitterung als eine Zwischenbildung entstehen (RAMDOHR, 1975), wird aber auch als retrograde Neubildung gedeutet (SCHMITZ, 1974). Da die auflichtmikroskopischen Befunde zeigen, daß nur der Magnetkies sehr stark, manchmal fast vollständig umgewandelt ist, der Kupferkies und Pyrit im gleichen Bildausschnitt keine Spur einer Oxidation erkennen lassen, ist hier wohl eher an eine retrograde Neubildung zu denken. Auch das Endprodukt dieser Umwandlung, ein sehr feinkörniges Markasit-Pyrit-Aggregat (RAMDOHR, 1975), ist oft festzustellen.

Größere Kupferkies-Körner zeigen manchmal die für kubischen Hochtemperatur-Kupferkies charakteristischen lanzettartigen, bikonkaven Umwandlungslamellen. Selten sind feine

Zinkblendekörper im Kupferkies eingelagert. Obwohl sie nicht die typische Sternchenform aufweisen, handelt es sich dabei sicher um ZnS-Entmischungen aus hochtemperiertem Kupferkies, da Zinkblende in der Paragenese nur als akzessorischer Bestandteil auftritt. Diese Entmischungsstrukturen sollen auf eine Bildungs- bzw. Umbildungstemperatur von etwa 500° C hinweisen (RAMDOHR, 1975). Der Kupferkies dieses Vorkommens läßt ebenso wie Pyrit und Magnetkies Rekristallisation erkennen, besonders schön dort, wo er mit gleichfalls rekristallisiertem Magnetkies Gefügebilder formt, die stark an myrmekitische Verwachsungen erinnern.

Kobaltglanz tritt nur untergeordnet in Erscheinung. Es sind durchwegs isometrische bis 20 Mikrometer große Idioblasten im Magnetkies und Gangquarz. Gelegentlich sind sie auch idiomorph körnig dem Phyrith aufgewachsen (Abb. 3). Die winzigen Kobaltkriställchen sind von kleinen, idiomorphen Pyriten nur sehr schwer zu unterscheiden. Die Diagnose wird zusätzlich noch erschwert, weil auch die Pyrite schwach anisotrop sind, und weil, wegen der Feinkörnigkeit des Kobaltglanzes, die typische Zwillingslamellierung fehlt. An vier isometrischen Kobaltglanzkörnern wurde die Reflexion bei sechs charakteristischen Wellenlängen gemessen. Folgende Werte wurden ermittelt:

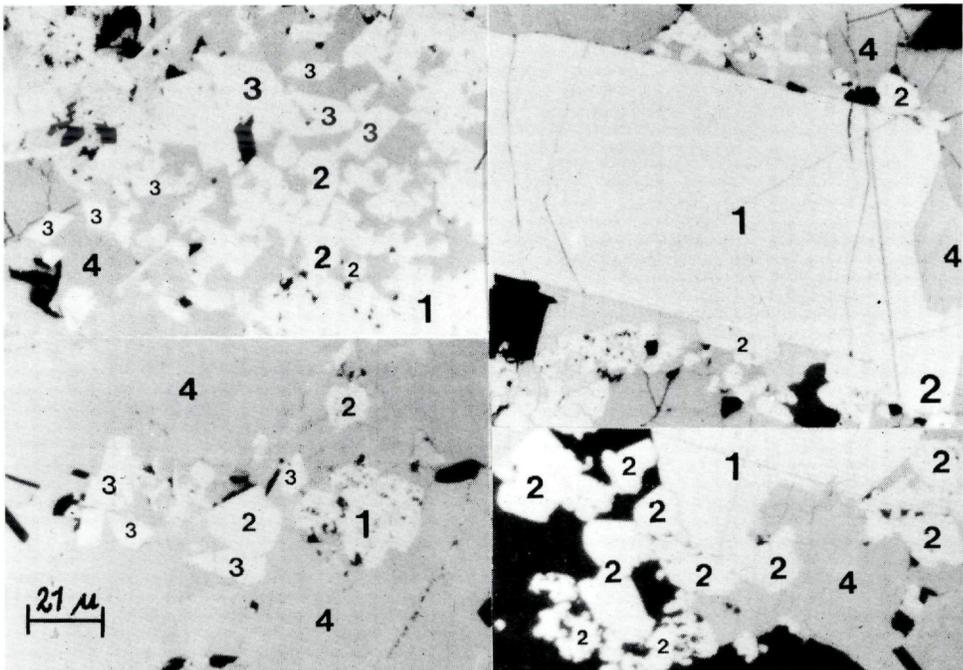


Abb. 3: In den beiden rechten Bildern sind einige Kobaltglanze (2) idiomorph einem Pyritidioblasten (1) aufgewachsen und andere in Quarz (schwarz) und Magnetkies (4) gewachsen.

Die beiden linken Bilder zeigen typische Kronquerschnitte von Glaukodot (3) und untergeordnet auch isometrischen Kobaltglanz (2) in einem grobkörnigen Magnetkiesaggregat (4). Magnetkies erscheint durch seinen Reflexionspleochroismus verschieden grau gefärbt.

Polierte Anschliffe, 1 Nicol.

460 nm	47,4%	47,4%	46,8%	48,7%
500 nm	48,8%	48,2%	48,8%	49,8%
540 nm	49,8%	49,8%	50,2%	51,2%
580 nm	51,0%	51,2%	51,0%	52,1%
620 nm	51,2%	51,2%	51,8%	52,6%
660 nm	52,6%	51,8%	52,6%	54,1%

Die, in den verschiedenen Wellenlängen, zwischen den einzelnen Körnern zu beobachtenden Reflexionsschwankungen liegen noch innerhalb eines apparativen Meßfehlers, der mit 1—2% angenommen werden kann (TARKIAN, 1981). Es kann also davon ausgegangen werden, daß die Kobaltglanze dieses Vorkommens chemisch etwa gleich zusammengesetzt sind. Diagramm 2 zeigt eine gute Übereinstimmung der Dispersionskurve mit der Vergleichskurve (PICOT und JOHAN, 1977) nur bis etwa 570 nm. Ab dieser Wellenlänge laufen die beiden Kurven deutlich auseinander. Das über 2% niedrigere Reflexionsvermögen (bei 620 nm und 660 nm) des Kobaltglanzes dieses Vorkommens dürfte mit einem erhöhten Fe-Gehalt zusammenhängen. Genaue chemische Analysen sind noch ausständig. Die Vicker's Härte liegt zwischen 1120 und 1314 kp/mm²

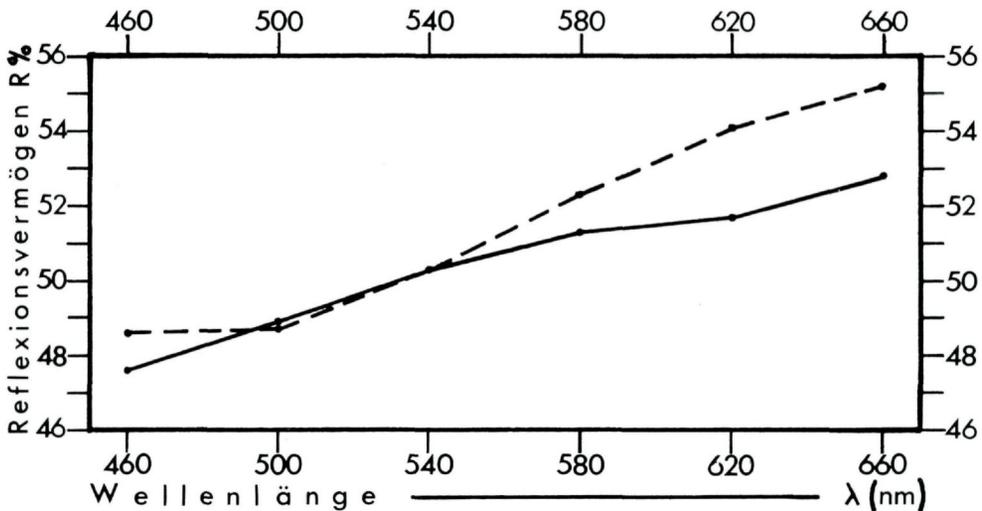


Diagramm 2: Kobaltglanzreflexion und -dispersionskurve (durchgezogen) gemittelt aus vier Meßreihen. Strichlierte Dispersionskurve nach Daten von PICOT und JOHAN (1977).

Meßeinrichtung: Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer
 Objektiv: Planachromat 50x/0,70
 Meßfelddurchmesser: 1,3μ
 Standard: WTIC 474253

und stimmt recht genau mit der Mikrohärtigkeit von Kobaltglanz (UYTENBOGAARDT und BURKE, 1971) überein. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich hier um einen Fe-schüssigen Kobaltglanz.

Vielfach gemeinsam mit Kobaltglanz treten heterometrische »Glaukodot«-Kriställchen mit rhombenförmigen und kurzstengeligen Querschnitten auf (Abb. 3). Sie sind im reflektierten Auflicht merklich weißer gefärbt als Kobaltglanz und Pyrit, stärker anisotrop als diese und erscheinen bei aufmerksamer Beobachtung in Öl leicht pleochroitisch. Es lag nahe an einen Mischkristall aus der Reihe Kobaltglanz (CoAsS) — Arsenkies (FeAsS) zu denken. Dem auflichtmikroskopischen Befund nach scheiden die beiden Endglieder aus. Arsenkies wäre viel deutlicher anisotrop. Es bleiben also nur Danait (ein Arsenkies mit 6—12% Co), Alloklas (Co, Fe) AsS mit Co:Fe etwa 3:1 und Glaukodot (Co, Fe) AsS mit Co:Fe bis 6:1 als mögliche Minerale über. Messungen der maximalen und minimalen relativen Reflexion an vier typischen Körnern brachten folgende Ergebnisse:

460 nm	49,4—49,9%	47,6—49,8%	47,6—48,6%	48,6—49,0%
500 nm	49,7—50,5%	49,4—50,4%	48,4—49,0%	49,4—49,7%
540 nm	50,2—50,9%	50,2—50,6%	49,8—50,4%	49,8—50,8%
580 nm	50,1—51,0%	50,6—51,2%	50,7—51,2%	49,8—51,2%
620 nm	50,4—50,8%	51,2—50,4%	51,6—52,0%	50,0—52,0%
660 nm	51,2—51,5%	51,8—51,0%	52,4—53,0%	50,6—52,4%

Die Reflexionswerte bestätigen den sehr schwachen Reflexionspleochroismus. Die Werte eines Kornes (zweite Meßreihe) zeigen den für Glaukodot im Gegensatz zu Alloklas charakteristischen

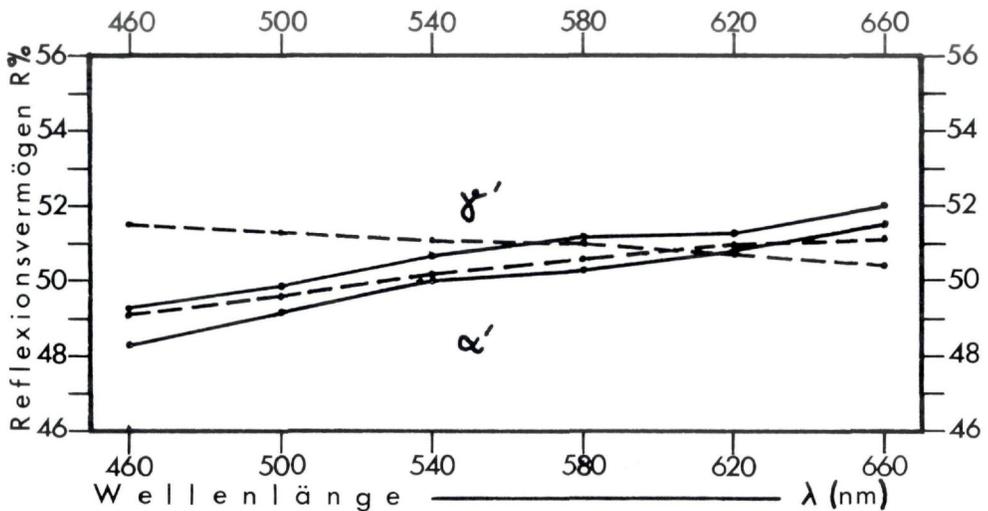


Diagramm 3: Glaukodotreflexion und -dispersionskurven (durchgezogen), gemittelt aus vier Meßreihen. Strichlierte Dispersionskurven nach Daten von PICOT und JOHAN (1977).

γ' = maximales relatives Reflexionsvermögen

α' = minimales relatives Reflexionsvermögen

Meßeinrichtung: Reichert-Univar-Mikrospektralphotometer

Objektiv: Planachromat 50x/0,70

Meßfelddurchmesser: 1,3 μ

Standard: WTic 474253

Umschlag des maximalen in das minimale Reflexionsvermögen zwischen 580 und 620 nm. Da die optische Orientierung der gemessenen Körner nicht bekannt ist, kann auch nichts darüber ausgesagt werden, ob tatsächlich die absoluten Werte gemessen wurden. Aus diesem Grund sind im Diagramm 3 — ebenso, wie im Diagramm 1 — auch die maximalen Werte mit γ' und die minimalen mit α' gekennzeichnet. Bei einem Vergleich der Dispersionskurven mit jenen, die sich aus den Glaukodot- und Alloklaswerten von PICOT und JOHAN (1977) ergeben — für Danait liegen meines Wissens keine Daten vor — ist mit Glaukodot die beste Übereinstimmung zu erzielen (Diagramm 3). Da nicht anzunehmen ist, daß der Glaukodot dieses Vorkommens genau das gleiche Co:Fe-Verhältnis aufweist, wie jener von PICOT und JOHAN (1977), ist es weiter nicht verwunderlich, wenn auch die Dispersionskurven nicht exakt übereinstimmen. Diese Gegenüberstellung der Reflexionsvermögen ist allerdings nur bedingt zulässig, da von den hier untersuchten Glaukodotkörnern noch keine genauen chemischen Analysen vorliegen und auch PICOT und JOHAN (1977) nur eine allgemeine Formel angeben. Die Vicker's Härte liegt mit 575 bis 927 kp/mm² deutlich unter der von Kobaltglanz. Auf Grund des mikroskopischen Befundes kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, daß hier Glaukodot, ein CoAsS-FeAsS Mischkristall vorliegt.

Markasit ist in dem sehr feinkörnigen Umwandlungsprodukt von Magnetkies nur an seinen extrem hohen Anisotropieeffekten zu erkennen.

Bleiglanz und Zinkblende spielen eine sehr bescheidene Rolle. So zeigen sich manchmal in kataklastischen Pyritporphyroblasten wenige Mikron große Bleiglanzeinschlüsse.

Die Sekundärminerale Nadeleisenerz und Rubinlimmer treten in der üblichen Form, als verwitterungsbedingte Verdränger, randlich um die Sulfide in Erscheinung.

Erzgefüge

Nach dem Geländebefund handelt es sich um eine lagige, schieferungsparallele Metallansammlung in metamorphen, phyllonitisierten Paragesteinen mit diskordanten Lösungumlagerungen im Zentimeterbereich innerhalb einer rund 30 Zentimeter mächtigen Erzlage. Für weitergehende, etwa im Meter- oder gar Zehnermeterbereich, diskordant zur Schieferung verlaufende Erzmobilisationen konnten keine Hinweise gefunden werden. Auch tritt die Vererzung nicht diffus, mehr oder weniger homogen verteilt im Nebengestein auf, sondern es liegt eindeutig eine lagerförmige Erzkonzentration vor, die auf mehrere hundert Meter im Streichen zu verfolgen ist.

Die mikroskopischen Gefügebilder weisen auf eine prämetamorphe Erzparagenese hin, welche postkristallin von den selben deformierenden Kräften erfaßt wurde, die im Nebengestein zur Phyllonitisierung geführt haben. Diese mechanische Beanspruchung äußert sich im Korngefüge in einer Translation und intragranularen Teilbewegung »weicherer« Erzminerale, sowie einer intensiven Katalase der härteren Pyritporphyroblasten. Weiters erfolgte durch diese Deformation teilweise eine streifige Auswalzung der Erzaggregate (Abb. 4), speziell dort, wo sie an glimmerreiche Feinlagen des Nebengesteins grenzen, oder innerhalb solcher konzentriert sind. Eine Folge dieser jungen Überprägung sind Erzmobilisationen und Metallumlagerungen im Kleinbereich und zwar in Form von Verheilungen kataklastischer Risse mit »plastischen« Sulfiden, von

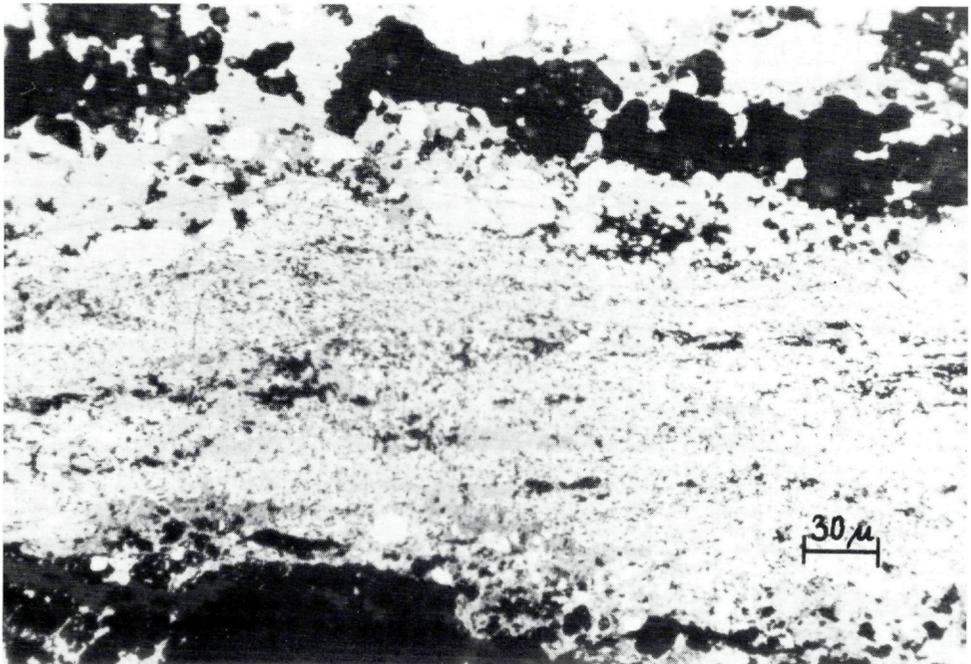


Abb. 4: Ein deutlich ausgewaltes Erzaggregat, bestehend aus weißen Pyritkörnern und gelängten verschiedenen grauen Magnetkiesaggregaten. In der oberen Bildhälfte sind zur schwarzen Gangart hin Rekristallisationen zu sehen. Polierter Anschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.

Rekristallisationen sowie von Migration der Erze — hauptsächlich Kupferkies — in die Intergranulare und in kataklastische Sprünge der Gangartminerale.

Die gesamte Erzparagenese liegt metamorph überprägt vor. Reliktstrukturen, wie kubischer Hochtemperatur-Kupferkies und Zinkblendeentmischungen, lassen erkennen, daß die gleichen Metamorphosebedingungen vorliegen, bei denen das umgebende Gestein variszisch unter Bedingungen der Amphibolitfazies metamorphosiert worden ist.

Durch diese mehrphasige metamorphe Überprägung, gemeinsam mit dem Nebengestein, wurde das Primärgefüge der Erzkonzentration beinahe vollständig verwischt. Nur in seltenen Fällen sind noch Hinweise auf feinlagig im Nebengestein verteilte Erze zu finden (Abb. 5).

Genese

Beim Versuch einer genetischen Erklärung der makroskopischen und mikroskopischen Befunde über Inhalt und Form der Vererzung sind einige geologische und petrogenetische Tatsachen zu berücksichtigen.

Dem heutigen Mineralbestand der Erzträgergesteine entsprechend sind sie als primär sandig-tonige Sedimente zu bezeichnen, wobei allerdings Lagen mit graphitisierten Phytoklasten, ehe-

mals wohl sapropelische Sedimente, sowie mit reichlich Titanoxiden auffallen. Die graphitischen Lagen sind für diese Vererzung als Leitschichten zu bezeichnen. Die sekundären Ti-Oxide könnten mittelbar mit einem basischen Vulkanismus zusammenhängen, der während der Sedimentation im Geosynklinalladium des kaledonischen Zyklus basische Magmatite und Tuffe gefördert hat. Von den darauffolgenden Orogen- und Metamorphosephasen wurden die Sedimente überprägt und zu den heute vorliegenden Paragesteinen umgeformt; zum letzten Mal nachweislich während der variszischen Metamorphose. Nachvariszisch soll im Bereich der Sulfidkonzentration keine Temperaturerhöhung über 300° C stattgefunden haben. Als jüngstes, möglicherweise alpidisches, tektonisches Ereignis ist eine intensive Phyllonitisierung verbunden mit einer teilweisen Rekrystallisation der erzführenden Paragesteine festzustellen. Als prävariszischer Akt wird die Intrusion des im Liegenden der Vererzung befindlichen, sauren bis intermediären Granitoidkörpers eingestuft.

In diesen graphitischen Paragesteinen tritt nun lagerförmig, über Zehnermeter zu verfolgen, eine Sulfidkonzentration auf. Rechnet man die Brandzonen dazu, kommt man auf eine lagige, schicht- und schieferungsparallele Erstreckung der Vererzung von mehreren hundert Metern. Dem Geländebefund nach sind nirgends im Nebengestein Anzeichen einer ausgedehnten diskor-

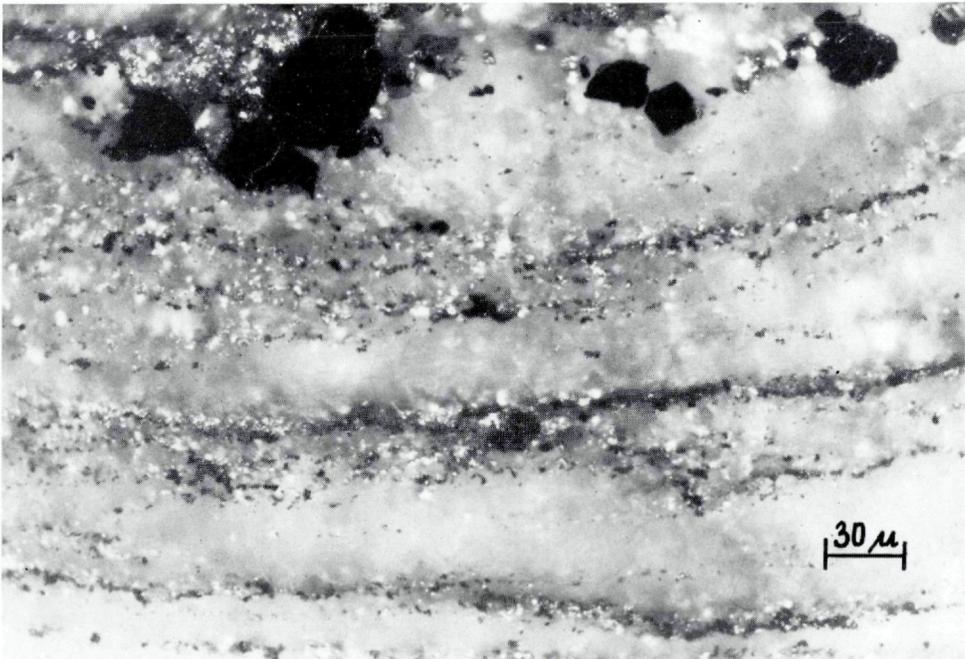


Abb. 5: Feinlagig angereicherte, kleine Pyritkörner (schwarz) in einem durch Innenreflexe milchig-weißen Quarzit. In diesen Feinlagen ist eine starke Beteiligung von Titanoxiden festzustellen, die wegen ihrer Innenreflexe sehr hell und weiß erscheinen. Am oberen Bildrand einige größere Pyritidioblasten (schwarz). Polierter Anschlag, Ölimmersion, Nicols gekreuzt.

danten oder diffus-homogenen Erzmineralisation festzustellen, die auf einen unmittelbaren oder mittelbaren Zusammenhang mit dem Granitoidkörper im Liegenden hinweisen könnten. Wohl aber gibt es genügend Beispiele für Mobilisationen und Stoffumlagerungen im Zentimeterbereich.

Der mikroskopische Gefügebefund der Vererzung läßt eindeutig erkennen, daß die Mineralkonzentration als primärer Bestandteil der umgebenden Metasedimente die gleichen metamorphen Prägungen und tektonischen Formungen aufweist, von denen auch das Erzträgergestein im Verlauf mehrerer petrogenetischer Akte erfaßt worden ist. Als jüngstes gefügeprägendes Ereignis tritt, wie im Nebengestein, eine intensive mechanische Durchbewegung mit teilweiser Rekristallisation auf. Weiters weisen Reliktstrukturen auf weit höhere Temperaturen als die nachvariszisch in diesem Kirstallinabschnitt möglichen 300° C hin.

Eine Herleitung der metallfördernden Lösungen aus dem Granitoidkörper scheint auf Grund der Geländebeobachtungen nicht gerechtfertigt. Dieser hat einen schon primär vorhandenen Metallinhalt der umgebenden Sedimentgesteine wohl nur thermisch beeinflusst, mobilisiert und nachkonzentriert (KLEMM, 1979). Für die Herkunft der Metalle ist viel eher ein Bezug zum basischen, kaledonischen Magmatismus gegeben, auf welchen die gehäuft auftretenden Titanoxide als Sekundärprodukte und die »Sapropelite« hinweisen.

Alle diese Überlegungen zusammengefaßt dürfte es sich beim Kiesvorkommen Plangeroß-Mandarfen mit großer Wahrscheinlichkeit um eine syngenetische, metamorphe Sulfid-erzkonzentration in kaledonischen Paragesteinen mit deutlichen Parallelen zu den Kiesanreicherungen im Kaunertal handeln.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Forschungsschwerpunktes der österreichischen Rektorenkonferenz S 21/01 (O. Schulz) durchgeführt.

Literaturverzeichnis

Bader, J.: Aktennotiz, Geol. B.-A. (nicht publ.) Wien 1952

Diessel, C. F. K., Offler, R.: Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. — N. Jhb. Miner., Mh., 1, S. 11—26, Stuttgart 1975.

Friedrich, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundsch., 7/8, S. 371-407, Klagenfurt 1953

Geognost.-Montanist. Verein v. Tirol u. Vorarlberg: Geognostische Karte von Tirol. 1849.

Haditsch, J. G.: Erze, feste Energierohstoffe, Industriemineralien, Steine und Erden. — Grundlagen der Rohstoffversorgung, 2, S. 5—45, Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Wien 1979.

Hammer, W., Schmidegg, O.: Geolog. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Sölden u. St. Leonhard 1:75.000, (Aufnahme: O. Schmidegg 1927—1931 u. W. Hammer 1930). — Geol. B.-A., Wien 1932.

Klebelsberg, R.: Geologie von Tirol. — Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.

Klebelsberg, R.: Nutzbare Bodenverhältnisse in Nordtirol. — Veröffentlichungen d. Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 19, S. 1—56, Innsbruck 1939.

Klemm, D. D.: Nachkonzentrationen schichtgebundener Vererzungen durch thermische Mobilisation. — Schriftreihe der GDMB, 33, S. 183—195, Clausthal-Zellerfeld 1979.

- Landis, C. A.*: Graphitization of Dispersed Carbonaceous Material in Metamorphic Rocks. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 30, S. 34—45, Springer-Verlag 1971.
- Lechner, K., Holzer, H., Ruttner, A., Grill, R.*: Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich 1:1.000.000. — *Geol. B.-A.* Wien 1964.
- Picot, P., Johan, Z.*: Atlas des Minéraux métalliques. — Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris 1977.
- Pirkel, H. R.*: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner), S. 334—347. In: *Der Geologische Aufbau Österreichs* — Springer-Verlag, Wien 1980.
- Purtscheller, F.*: Ötztaler und Stubai Alpen. — *Sammlung geolog. Führer*, 53, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart 1971.
- Purtscheller, F., Sassi, F.*: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 22, S. 175—189, Wien 1975.
- Ramdohr, P.*: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Akademie-Verlag, Berlin 1975.
- Schmitz, N.*: Die Blei-Zink-Erzlagerstätten des Pflerschtals (Zur Genese eines metamorphen schichtgebundenen Erzvorkommens aus den Ostalpen). — *Geol. Rundschau*, 63, S. 148—165, Stuttgart 1974.
- Schmitz-Wiechowski, A.*: Experimentelle Untersuchungen zu Frage der Metamorphose einiger ostalpiner Gesteine unter besonderer Berücksichtigung des Brenner-Mesozoikums. *Diss. RWTH-Aachen*, Aachen 1973.
- Schulz, O., Brigo, L.*: Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. — *Tirol-Atlas, Begleittexte IV*, Tiroler Heimat, Jb. für Geschichte und Volkskunde, S. 25—28 u. 39—40, Innsbruck 1977.
- Stotter, M.*: I. Die Ötztaler-Masse, II. Die Silvretta-Masse. — Veröffentlicht von A. Pichler in: *Beiträge zur Geognosie Tirols. Zeitschrift d. Ferdinandeum f. Tirol u. Vorarlberg*, 3, Wagner'sche Buchdruckerei, Innsbruck 1859.
- Tarkian, M.*: Zur Bestimmung und Anwendung von optischen Daten in der Erzmineralogie. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, S. 124—138, Stuttgart 1981.
- Thöni, M.*: Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, S. 139—165, Wien 1980.
- Thöni, M.*: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. — *Jb. Geol. B.-A.*, 124, S. 111—174, Wien 1981.
- Tollmann, A.*: *Geologie von Österreich, Band I, Die Zentralalpen.* — F. Deuticke, Wien 1977.
- Uytendogaardt, W., Burke, E. A. J.*: *Tables for microscopic Identification of Ore Minerals.* — Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York 1971.
- Vavtar, F.*: Syngenetische metamorphe Kiesanreicherungen in Paragneisen des Ötztal-Kristallins (Kaunertal, Tirol). — *Veröffentlichungen d. Museum Ferdinandeum in Innsbruck*, 61, S. 151—169, Innsbruck 1981.
- Vohryzka, K.*: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. — *Jb. Geol. B.-A.*, 111, S. 3—88, Wien 1968.
- Wenhardt, V.*: *Erzfunde im Pitztal des Lorenz Rimml in Rietzenried.* — *Amtsbericht 1202 d. Revierbergamtes Hall in Tirol, Berghauptmannschaft Innsbruck*, (nicht publ.) Innsbruck 1935.
- Wöbking, H.*: *Geophysikalische-geologische Untersuchungen der von der Fa. Meitinger/Reutte zum Kauf angebotenen Freischürfe im Pitztal/Tirol.* — *Amtsbericht 1662 der Berghauptmannschaft Innsbruck*, (nicht publ.) Innsbruck 1975.

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Ass. Dr. Franz Vavtar
 Institut für Mineralogie und Petrographie
 Abteilung Geochemie und Lagerstättenlehre
 Universität Innsbruck
 Universitätsstraße 4
 A-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: 1983

Band/Volume: [63](#)

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

Artikel/Article: [Plangeroß-Mandarfen, eine syngenetische metamorphe Kieskonzentration in Paragesteinen des Ötztalkristallins; \(Pitztal, Tirol\). 169-183](#)