Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich) Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten

Von Werner Tufar, Marburg/Lahn

Zusammenfassung

Kurz vor dem Abbruch ins Tertiär des Wiener Beckens liegt in der Grobgneisserie des unterostalpinen Altkristallins die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten. Diese zeichnet sich mineralparagenetisch durch einen mannigfaltigen Mineralinhalt aus. Besonders charakteristisch sind der als ein Hauptgemengteil auftretende Magnetit, von den Nebengemengteilen Pyrit und Kupferkies und von den Akzessorien Magnetkies und Wismutglanz sowie Spuren von gediegen Gold. Die Lagerstätte stellt eine präalpidische Bildung dar, wurde tektonisch stark beansprucht und durchbewegt und liegt heute in umgeprägter, metamorpher Form vor. Anschließend wird durch eine Neuuntersuchung der Eisenspat-Lagerstätte von Pitten die Problematik der bisherigen Auffassung der ostalpinen Spatlagerstätten und damit der Vererzung der Ostalpen dargelegt.

Summary

The siderite deposit of Pitten, Lower Austria, is situated in the „Grobgneisserie", a pre-Alpine crystalline complex of the Lower Austro-Alpine Zone, in the immediate vicinity of the fault zone bordering the Tertiary basin of Vienna. Its mineral paragenetic character is expressed by a diverse mineral content. Magnetite, which is a dominant component, additional components pyrite and chalcopyrite, and accessory pyrrhotite and bismutite, as well as traces of gold are particularly characteristic for this siderite deposit. The deposit represents a pre-Alpine formation, shows marked effects of tectonism and is metamorphosed. In closing, re-investigation of the Pitten siderite deposit suggests that the previous concepts, firstly of the siderite-magnesite deposits in the Eastern Alps, and secondly of the metallogenesis of the Eastern Alps, in general, cannot be accepted.

Einführung

Bei der Erörterung des Problems der ostalpinen Vererzung nehmen die Spatlagerstätten schon seit langem eine besondere Stellung ein. In einer großen Anzahl von Arbeiten wird der Mineralinhalt, die Genese und das Alter der Spatlagerstätten behandelt. Wie den Veröffentlichungen von E. Clar (4—7), O. M. Friedrich (16—28), H. Meixner (41), W. Petrascheck (44—46) und W. E. Petrascheck (47—49) zu entnehmen ist, werden diese Lagerstätten als typisches Glied der „alpidischen Metallogenese", somit als „jung" eingestuft.

Es wird außerdem eine Zusammengehörigkeit zwischen den als höher temperiert (tektonisch tiefer) aufgefaßten Magnesit-Vorkommen und den dagegen als tiefer temperiert (tektonisch höher) angesehenen Siderit-Lagerstätten unterstrichen.

Dieser Zonarbau in der Anordnung der Lagerstätten wird nach W. Petrascheck (45) durch die Tiefenlage und nicht durch das stratigraphische Niveau bedingt.

In diesem Zusammenhang ist wichtig, daß W. JOHANNES (39) auf Grund seiner experimentellen Untersuchungen diese enge genetische Verwandschaft von Siderit- und Magnesit-Lagerstätten in den Ostalpen und somit den Zonarbau in der Anordnung der Lagerstätten bestätigen zu können glaubt.

Die vergleichenden Lagerstättenstudien von W. PETRASCHECK (45) über die Magnesite und Siderite der Alpen ziehen sich, wie dem Schrifttum zu entnehmen ist, als roter Faden durch eine große Anzahl von Veröffentlichungen, die das Problem der ostalpinen Metallogenese behandeln.

In jener Arbeit wird von W. PETRASCHECK (45) besonders auch auf die Siderit-Lagerstätte von Pitten in Niederösterreich eingegangen und diese als ein Beweis für seine Schlußfolgerungen angeführt.

Die Untersuchungen von Lagerstätten des Alpen-Ostrandes durch W. TUFAR (63, 65, 67—68, 72—79) zeigten auch an den Eisenspat-Lagerstätten, daß die bisherige Auffassung einer nur „jungen", d. h. alpidischen Metallogenese zumindest für die Vererzungen des Alpen-Ostrandes nicht zutrifft.

Die solcherart aufgezeigte Problematik machte die Neuuntersuchung der Lagerstätte von Pitten notwendig. Im folgenden soll daher über diese Neubearbeitung berichtet und darüber hinaus die Aspekte angedeutet werden, die sich daraus in regionaler Sicht ergeben.

In Niederösterreich und in der Steiermark treten südlich des Zuges von Eisenspat-Lagerstätten in der höheren Norischen Decke und des Zuges von Magnesit-Lagerstätten in der tieferen Veitscher Decke der oberostalpinen Grauwackenzone noch weitere Lagerstätten von Siderit auf. Diese finden sich im tektonisch tieferen Unterostalpin, und zwar sowohl im Semmering-Mesozoikum wie im präalpidischen Altkristallin.

Im nördlichen Teil des Rosaliengebirges, knapp vor dem Abbruch in das Tertiär des Wiener Beckens, liegt die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten.

Als topographische Grundlage für die Geländearbeiten diente die Österreichische Karte 1 : 50.000, Blatt 106, Aspang.

Schon makroskopisch auffallend ist im Vergleich zu benachbarten Eisenspat-Lagerstätten für diese Siderit-Vererzung das Auftreten von Magnetit. Dieser kann stellenweise sehr reichlich beibrechen und dann bis zu 20—30% der Vererzung und darüber ausmachen.

Die Eisenerze von Pitten wurden mit kleineren Unterbrechungen durch mehrere Jahrhunderte hindurch abgebaut. Ein Grund dafür dürfte der relativ hohe Mangangehalt im Eisenspat gewesen sein.

Zum ersten Abbau der Pittener Erze kam es nach A. SIGMUND (58) bereits im 17. Jahrhundert, als die in Brauneisen übergeführten Ausbisse der Siderit-Vererzung die Aufmerksamkeit von Bergleuten auf sich lenkten. Die Erlaubnis, bei Pitten einen Hochofen zu erbauen, stammt aus dem Jahre 1787.

Zum Erliegen kam der Bergbau 1945 in den Wirren der letzten Kriegstage, als, durch Stromausfall bedingt, die Wasserhaltung in der Grube nicht mehr unter Kontrolle gehalten werden konnte. Seit damals stehen die unter dem Georgi-Stollen liegenden Schächte und Strecken unter Wasser.

Geologischer Überblick und Form der Lagerstätte

Die Siderit-Lagerstätte von Pitten liegt in der Grobgneisserie des unterostalpinen Altkristallins. Bei der Grobgneisserie handelt es sich um eine Kristallinserie vormesozoischen Alters, die alpidisch diaphthoritisiert (Chloritisierung) wurde.

Das namengebende und charakteristische Gestein dieser Serie bilden Granite, die in umgeprägter Form, nämlich als „Grobgneise" vorliegen. Für diese Granite nimmt H. Wieseneder (83—84) karbones Alter an und deutet sie als anatektisch entstanden. Diese anatektischen Granite intrudierten in eine phyllitische Schieferhülle und wurden während der alpidischen Orogenese und der damit verbundenen Metamorphose in die Grobgneise umgebildet.

Beim „Pittener Augengneis", der sich schon makroskopisch durch seine Mikroklin-Augen auszeichnet, handelt es sich um einen Teil des „Kirchberger" oder „Eselsberg-Granites".

Ebenfalls zum Unterostalpin gehört eine komplette Trias-Serie, das „Semmering-Mesozoikum", beginnend mit dem permoskythischen Semmering-Quarzit, darüber Rauhwacken, Kalke und Dolomite; die Obertrias ist karpathisch („Bunter Keuper") entwickelt. Das Semmering-Mesozoikum läßt eine schwache Metamorphose erkennen und stellt die relativ autochthone Sedimentbedeckung des unterlagernden unterostalpinen Altkristallins dar.

Unter der Grobgneisserie liegt als tiefste Einheit dieses Gebietes eine weitere Kristallinserie, die Wechselserie. Sie bildet innerhalb des überlagernden Unterostalpins ein Fenster, das Wechselfenster. In der Umgebung von Pitten findet sich in der Grobgneisserie ein kleines Fenster bei Scheiblingkirchen (vergl. G. Fuchs [29]). Nach A. Tollmann (61) werden die dort anstehenden Gesteine zur Wechselserie gezählt.

Als ein wesentlicher Unterschied zwischen der Grobgneisserie und der Wechselserie wird in den Arbeiten von P. Faupl (11—13) und W. Vetters (80) der Gegensatz der Metamorphose unterstrichen: Während die Grobgneisserie rückschreitende Metamorphose aufweist, zeigt die Wechselserie im Nordteil nur Merkmale einer progressiven Metamorphose.

Die geologische Aufnahme des Bergbaugebietes von Pitten führte O. Schmidegg (54) durch. Diese Untersuchungen beschränken sich auf Obertageaufnahmen. Eine dazugehörige, unveröffentlichte geologische Manuskriptkarte wurde von G. Fuchs (29) in seine tektonischen Untersuchungen des Rosaliengebirges eingebaut. Ein Grubenplan des Eisenerzbergbaues Pitten findet sich bei K. A. Redlich (51).

Aus den Karten von H. Mohr (42) und W. Tufar (76) ist die Einfügung der Lagerstätte in den geologischen Rahmen des Alpen-Ostrandes ersichtlich.

Von den Untersuchungen, die sich mit geologischen Problemen dieses Gebietes befassen, sei auch auf die Arbeiten von Ch. Exner (10) und A. G. Riedmüller (52) hingewiesen.

Die Vererzung von Pitten dürfte an die Grenze von Augengneis und Glimmerschiefer gebunden sein, die beide vererzt sind. Nach K. A. Redlich (51) und der Lagerstättenkartei der Geologischen Bundesanstalt (30) wird vorwiegend ein Glimmerschiefer vererzt, während aus Arbeiten von J. Czjzek (9) und L. Waagen (81) hervorgeht, daß hauptsächlich der Pittener Augengneis das Nebengestein der Lagerstätte bildet.

Wie den Untersuchungen von J. Czjzek (9), A. v. Morlot (43), L. Waagen (81), K. A. Redlich (51), A. Sigmund (58) sowie aus der Lagerstättenkartei der Geologischen Bundesanstalt (30) außerdem zusammenfassend zu entnehmen ist, handelt es sich der Form der Lagerstätte nach um zwei Lagergänge (Hauptgang und Liegendgang), die etwa O—W (OSO—WNW) streichen und im oberen Teil der Lagerstätte steil N fallen. Die Lagergänge sind im Streichen tektonisch ausgewalzt und in einzelne Gangtrümer zerlegt, die dann nur durch taube

Lettenklüfte miteinander verbunden sind. Die Gangmächtigkeit betrug in den oberen Aufschlüssen 2—3 Meter, nimmt aber gegen die Teufe ab.

K. A. Redlich (51) weist darauf hin, daß die Gänge zwar im allgemeinen der Schichtung folgen, also Lagergänge darstellen, jedoch öfters den Glimmerschiefer verqueren und an einzelnen Stellen im Hangenden sogar den Kalk (= Semmering-Mesozoikum) berühren. Hier anzuschließen ist auch die Beschreibung von A. v. Morlot (43), nach der sich das mit dem Erz auftretende Gneislager (= Pittener Augengneis) zwischen dem Gabrieli- und dem Georgi-Stollen so vollständig verdrückt, daß das Erz an einem Punkt unmittelbar zwischen dem Dolomit (des Semmering-Mesozoikums) und dem Glimmerschiefer (des Altkristallins) liegt.

Den Untersuchungen ist nicht zu entnehmen, ob diese Lagerungsverhältnisse nur tektonisch bedingt sind. In den hier angeführten Arbeiten sowie in den verfügbaren Berichten über die letzte Betriebszeit des Bergbaues finden sich keine Hinweise dafür, daß die im Altkristallin liegenden Lagergänge in Pitten in das Semmering-Mesozoikum hineingehen und dieses somit primär vererzen würden. Auf die sich schon daraus für die altersmäßige Einstufung der Vererzung ergebenden Aspekte wird noch eingegangen.

Nach W. Petrascheck (45) dagegen verschneidet das Erz deutlich die Schieferung und tritt somit gangförmig auf. Er verweist außerdem auf dünne Apophysen von Erz im Nebengestein und darauf, daß der das Erz in der Grube begleitende Sericitschiefer aus dem Orthogneis entstanden wäre.

Auf die Lagerstätte von Pitten wird in einer Reihe von Arbeiten eingegangen. Ein besonderes Augenmerk legt W. Petrascheck (45) auf die Pittener Vererzung bei seinen vergleichenden Lagerstättenstudien über die Magnesite und Siderite der Alpen. Die erste mineralparagenetische Untersuchung der Lagerstätte führte W. Tufar (63) durch.

Das Nebengestein der Vererzung

In den Untersuchungen, die sich mit der Lagerstätte von Pitten befassen, wird entweder Augengneis oder Glimmerschiefer als Nebengestein der Vererzung angegeben.

Die vorliegenden Proben lassen als Nebengestein sowohl den Pittener Augengneis, in einer kleineren Anzahl aber auch Glimmerschiefer nachweisen.

Mehrfach ist zu erkennen, daß geringmächtige (einige Millimeter bis Zentimeter) „Gängchen", die ebenfalls tektonische Beanspruchung aufweisen und in „s" liegen, im Nebengestein auftreten.

Augengneis

Sämtliche untersuchten Proben des Pittener Augengneises aus der Vererzung zeigen tektonische Beanspruchung und lassen eine Schieferung erkennen, die u. a. durch Lagen von Hellglimmer in „s" abgebildet wird.

Schon makroskopisch fallen die bis über einen Zentimeter großen Mikroklin-Augen des Pittener Augengneises auf, die als Tektonoklasten vorliegen. Einzelne Teilkörner von Mikroklin können randlich miteinander verschweißt sein und täuschen dann teilweise Verzwilligung nach dem Karlsbader-Gesetz vor. Die zerbrochenen Mikroklin-Körner löschen öfters stark undulös aus und werden von Quarz, mobilisiertem sideritischem Karbonat, Sericithäcksel und Plagioklas (Albit) verheilt.

Randlich bildet Mikroklin auch Myrmekite mit Quarz. Perthitische Strukturen sind ebenfalls vorhanden, und zwar bis zu schwer oder kaum mehr auflösbaren Mikroperthiten.

Die Zwillingsgitterung der Mikrokline ist meist flau oder nur ganz schwach bis kaum noch erkennbar ausgebildet, und nur stellenweise kann in diesen Körnern bzw. Bruchstücken von Mikroklin auch eine deutliche Zwillingsgitterung auftreten. Man gewinnt bei diesen Körnern den Eindruck, daß die Zwillingsgitterung von einem Druckpunkt („Keimpunkt") vom Rande her ausgeht und dort durch mechanische Beanspruchung ausgelöst wurde.

Diese hier typischen Erscheinungsformen von Mikroklin dürften aber in den Grobgneisen der Grobgneisserie nicht allgemein verbreitet sein, denn H. Wieseneder (83) führt aus, daß die Zwillingsgitterung der Mikrokline durchwegs scharf ausgeprägt ist.

Mehrfach ist zu beobachten, wie Mikroklin-Körner, vom Rande ausgehend, von Schachbrettalbit verdrängt werden.

Als Einschlüsse enthält der Mikroklin stellenweise Plagioklas (Albit), der schwache Fülle aufweist, außerdem sideritisches Karbonat, und zwar in Form von Rhomboedern. Das Vorhandensein dieser Kristalle als Einschlüsse im Mikroklin stellt einen wichtigen Hinweis für die altersmäßige Einstufung der Vererzung dar.

Plagioklas tritt mengenmäßig gegen den Mikroklin zurück. Es handelt sich um Albit mit bis zu einigen Prozent An-Gehalt. Auch dieses Mineral zeigt tektonische Beanspruchung und löscht als Folge davon teilweise stark undulös aus, außerdem kommt es zu Brucherscheinungen. Gefüllte Plagioklase treten auf; stellenweise sind die Albite sehr stark sericitisiert. Verzwilligung kann nach dem Albit-Gesetz beobachtet werden, auch noch in stark sericitisierten Körnern.

Auf die Verdrängung von Mikroklin durch Schachbrettalbit wurde bereits hingewiesen. Vollständig von Schachbrettalbit eingenommene Körner von Mikroklin, z. B. in Lagen von zerriebenem Muskowit mit Quarz und in diesen auch „Härtlinge" bildend, lassen ebenfalls postkristalline Deformation erkennen. Als Folge davon löschen diese Körner undulös aus und können Brucherscheinungen aufweisen.

Die starke tektonische Beanspruchung führte auch am Muskowit und Quarz zur postkristallinen Deformation. Der zerriebene Muskowit findet sich häufig aufgearbeitet und in Form von Sericit-Lagen, meist begleitet von etwas Quarz und den anderen genannten Mineralien.

Beim Quarz kommt es dementsprechend zur Zerpressung und Zerscherung der Körner, die auch zur Ausbildung der typischen „Mörtelstruktur" bzw. dem „Quarzpflaster" führen. Damit verbunden ist außerdem eine Einregelung in „s" und Rekristallisation von Quarz.

Untergeordnet kann stellenweise Chlorit auftreten. Er findet sich dann meist in Verbindung mit Sericitflasern in „s". Daneben füllt er, teilweise begleitet von mobilisiertem sideritischem Karbonat, „ac-Risse" aus.

An einigen Körnern von zerbrochenem Mikroklin, aber auch an solchen von Albit, konnte kaolinische Trübung beobachtet werden.

Glimmerschiefer

Ebenso wie der Augengneis zeigt auch der mit der Vererzung in Verbindung stehende Glimmerschiefer des Altkristallins starke tektonische Beanspruchung, verbunden mit Deformation der auftretenden Komponenten. In den vorliegen-

den Proben handelt es sich um einen stark tektonisierten Glimmerschiefer bis Quarzphyllit bzw. Glimmerquarzit.

Die Schieferung wird deutlich durch Lagen von Hellglimmer und Quarz abgebildet. Am Quarz und Muskowit führte die tektonische Beanspruchung und postkristalline Deformation zu Erscheinungsformen, die durchaus vergleichbar sind mit jenen, die bereits beim Augengneis beschrieben wurden. Chlorit tritt auch in diesem Glimmerschiefer in Verwachsungen auf, wie sie bereits beim Augengneis angeführt wurden.

Nach W. PETRASCHECK (45) wäre der Sericitschiefer, welcher das Erz in der Grube begleitet, aus dem Orthogneis (= Pittener Augengneis) entstanden. Diese Schlußfolgerung kann am vorliegenden Material nicht bestätigt werden.

Semmering-Mesozoikum

In den noch befahrbaren Stollen (z. B. Georgi-Stollen; Stollen östl. Pitten) sind Gesteine des Semmering-Mesozoikums aufgeschlossen. Es handelt sich um Dolomite, die teilweise relativ hohe Gehalte an Calcit nachweisen lassen. Rauhwackenbildung kann häufig beobachtet werden. Partien mit Sericitschiefer enthalten als Hauptbestandteil auch Chlorit.

Örtlich treten Limonitanflüge auf, z. B. in Verbindung mit jungen Klüften. Eine primäre Verbindung mit der Siderit-Vererzung von Pitten besteht aber nicht.

Limonitische und eisenschüssige Semmering-Kalke erwähnt auch W. PETRASCHECK (45) von Pitten und hält es für unwahrscheinlich, daß diese Gesteine mit der Siderit-Vererzung in Verbindung stehen.

Eine Vererzung konnte hier im Semmering-Mesozoikum nicht nachgewiesen werden; auch nicht auf Vergleichsbegehungen ober Tage im Bereich der Lagerstätte.

Schichtglieder des Semmering-Mesozoikums sind somit nicht als Nebengestein i. e. S. dieser Lagerstätte zu bezeichnen.

Die Mineralparagenese der Lagerstätte

Die Lagerstätte von Pitten setzt sich aus einer größeren Anzahl von Mineralien, sowohl Gangarten wie Erzen, zusammen und zeichnet sich durch diesen Mineralartenreichtum gegenüber vergleichbaren Vererzungen dieses Gebietes aus.

Die Bildung der Erze und der Gangarten erfolgte während mehrerer Perioden, wobei neben ascendenten Bildungen auch descendente Neubildungen in Erscheinung treten.

Die Vererzung wurde tektonisch stark beansprucht und durchbewegt. Handstücke aus der Lagerstätte weisen, öfters schon makroskopisch erkennbar, einen Lagenbau und Schieferung auf, die dem Gangstreichen entsprechen; dies vor allem in den Partien mit merklichen Gehalten an Quarz.

Wie an den Erzproben mit Kontakt zum Nebengestein zu ersehen ist, folgt das Gangstreichen der Schieferung des Nebengesteins. Dies zeigen auch kleine, nur mm- bis cm-mächtige Erzgängchen im Pittener Augengneis.

Nach den vorliegenden Proben handelt es sich bei den Siderit-Gängen von Pitten somit um Lagergänge.

Am Kontakt von Nebengestein zur Vererzung ist tektonische Beanspruchung und Durchbewegung ebenfalls zu erkennen. In einiger Entfernung von dieser

Grenze findet sich das Nebengestein öfters noch vererzt. Es sind dann darin Lagen von Erz bis zu kleinen Lagergängen vorhanden. Sie weisen im tektonischen Beanspruchungsgrad die gleichen Erscheinungen auf wie die zentrale Vererzung. Auf Grund der nachträglichen Durchbewegung ist es meist nur schwer zu entscheiden, ob hier teilweise die Gangartpartien vererzte Reste des Nebengesteins im Lagergang darstellen.

Der Mineralbestand an Gangarten ist teilweise sehr ähnlich bis entsprechend dem des Nebengesteins, steht also mit diesem in enger Verbindung.

Mengenmäßig herrscht unter den Erzen sideritisches Karbonat vor, gefolgt von Magnetit. Sulfide (Pyrit, auch Kupferkies) können stellenweise reichlich auftreten. Unter den Gangarten überwiegt Quarz, danach folgt Hellglimmer, Sericit bzw. Muskowit.

Gangarten

Quarz

Dieses Mineral tritt in mehreren Generationen in der Lagerstätte auf. Reste der ältesten Quarz-Generation finden sich dort, wo das begleitende sideritische Karbonat durch „Abpolsterung" einen gewissen Schutz gegen spätere tektonische Beanspruchung und Durchbewegung bot.

In den relativ großen und teilweise verzahnten Körnern bis Lagen von Quarz sind noch primäre Verwachsungen mit anderen Mineralien, z. B. mit Plagioklas und sideritischem Karbonat, erhalten. Sie haben beide Kristallflächen gegen Quarz ausgebildet. Daneben finden sich auch rundliche Quarzkörner im Karbonat, und zwar im Sinne von B. SANDER (53) als „Quarz in Karbonat"-Gefüge. Meist aber liegt Quarz stark postkristallin deformiert in zerpreßter und zerscherter Form und eingeregelt in die Schieferung vor, wobei es zur Rekristallisation der Kleinkörner von Quarz zwischen den Lamellen dieses Minerales kommt. Stellenweise ist überhaupt nur ein „Quarzpflaster" vorhanden.

Jüngere Generationen dieses Minerales, mengenmäßig zurücktretend, sprießen im Druckschatten von Magnetit oder Pyrit-Porphyroblasten, verheilen zerbrochene Erze, auch Karbonat und Gangarten (z. B. Schachbrettalbit) sowie Klüfte. Quarz findet sich auch untergeordnet xenoblastisch im Karbonat, dieses dann reichlich einschließend. Orientierte Verdrängungen von sideritischem Karbonat durch Quarz können ebenfalls beobachtet werden. Als Einschlüsse finden sich außerdem Erz und Plagioklas im Quarz.

Muskowit-Sericit

Muskowit tritt in verschiedenen Korngrößen auf, wurde ebenfalls postkristallin stark deformiert, zerrieben und aufgearbeitet. Meist liegt Sericit vor, der dann Lagen und Stränge in der Schieferung bildet. Sofern sich in diesen Lagen Körner bis Reste von Mikroklin und Schachbrettalbit sowie Plagioklas finden, können diese Verdrängung durch den Sericit aufweisen.

Muskowit-Scheiter sind untergeordnet mit altem Quarz und in Partien mit vorwiegend Karbonat enthalten. Als Neubildung tritt Muskowit bzw. Sericit in Spaltrissen größerer zerbrochener Karbonat-Körner und im Druckschatten an Erzkörnern auf. Im sideritischen Karbonat finden sich außerdem Rosetten von Sericit, die teilweise von Chlorit begleitet werden.

Örtlich wird Muskowit, orientiert nach {001}, von Chlorit verdrängt, der daneben Verdrängungssäume um Muskowit-Tafeln bilden kann.

Plagioklas

Als Relikt der ursprünglichen Bildung findet sich Plagioklas, mit Quarz verwachsen und gegen diesen auch Kristallflächen ausbildend, in geschützten Zonen im sideritischen Karbonat erhalten. Durch postkristalline Deformation können diese Plagioklas-Körner undulös auslöschen, aber auch zerbrochen sein. Entlang Spaltrissen und Bruchstellen wird der Plagioklas durch Quarz, sideritisches Karbonat, Chlorit und als Seltenheit durch Biotit verheilt.

Im sideritischen Karbonat sind öfters kleinere Körner von Plagioklas eingesprengt, die idiomorphe Ausbildung aufweisen. Einschlüsse von Quarz, Karbonat, Sericit und Erz können in dieser Plagioklas-Generation reichlich auftreten; es liegen dann stellenweise „Idioblastensiebe" von Plagioklas vor. Örtlich kann idiomorpher Plagioklas als Einschluß in Erz beobachtet werden.

Sericitisierung von Plagioklas ist meist in sericitreichen Partien ausgebildet. Eine schwache Fülle, die aus Sericit besteht, ist stellenweise vorhanden.

In den untersuchten Körnern von Plagioklas lag Albit mit bis zu einigen Prozenten An-Gehalt vor. Verzwilligung konnte nach dem Karlsbad- und Albit-Gesetz sowie nach dem Albit-Karlsbader-Komplexgesetz beobachtet werden. Häufiger ist der Plagioklas aber unverzwillingt. Wie den reliktisch in älteren Quarzpartien mit sideritischem Karbonat erhaltenen Plagioklas-Körnern zu entnehmen ist, tritt auch eine Druckzwillingslamellierung nach dem Albit-Gesetz auf.

Schachbrettalbit

Randlich, in der Nähe zum Kontakt mit dem Nebengestein (Augengneis) findet sich in der Vererzung bisweilen Schachbrettalbit. Meist liegt er in rundlichen Körnern in Strängen von Sericit-Zerreibsel und Quarz, welche aus aufgearbeitetem Muskowit und Quarz hervorgingen. Der Schachbrettalbit kann ebenfalls Sericitisierung aufweisen und zeigt häufig starke postkristalline Deformation, die sich in undulösem Auslöschen und Brucherscheinungen äußert. Die Verheilung der Bruchstücke erfolgt durch Sericit, Quarz sowie durch mobilisiertes sideritisches Karbonat.

Mikroklin

Im Erz eingesprengt finden sich vereinzelt kleinere Körner von Mikroklin, die scharfe Zwillingsgitterung aufweisen. Sie sind meist einschlußfrei, untergeordnet enthalten sie aber Einschlüsse von Quarz und Kristalle von sideritischem Karbonat.

An der Grenze zum Augengneis treten in der Vererzung Tektonoklasten von Mikroklin auf, die nur flaue Zwillingsgitterung aufweisen. Diese stark postkristallin deformierten Körner von Mikroklin entsprechen denen des Augengneises und weisen daher die gleichen Erscheinungen und Umbildungen bis zur Schachbrettalbitisierung auf, wie sie einleitend beim Augengneis beschrieben wurden. Als Einschlüsse enthalten die Mikroklin-Tektonoklasten auch hier Kristalle von sideritischem Karbonat (vgl. Abb. 1).

Auf Grund der Übereinstimmung dürfte es sich bei diesen Partien um vererzte Teile des Nebengesteins handeln, die bei der späteren tektonischen Beanspruchung durchbewegt, d. h. mit dem angrenzenden Lagergang verformt und in diesen einbezogen bzw. in diesen aufgearbeitet wurden.

Biotit

Eine Besonderheit der Lagerstätte bildet der nur vereinzelt anzutreffende Biotit. Er zeichnet sich durch eine intensiv dunkelgrüne Farbe aus.

Selten tritt er etwas reichlicher auf. Er ist dann grobblättrig entwickelt und bildet Lagen in der Schieferung. Postkristalline Deformation ist deutlich ausgebildet, sie führt bis zum Bruch der Biotit-Tafeln.

Chlorit kann sich neben Biotit finden, bildet aber eigene Aggregate. Dennoch ließ sich als Seltenheit im Chlorit als Verdrängungsrest grüner Biotit nachweisen.

Grüner Biotit verheilt zerbrochenen Plagioklas, sideritisches Karbonat und andere Erze, bildet auch die Matrix in „Erz-Breccien" (hauptsächlich zerbrochener Magnetit) und findet sich außerdem im Druckschatten angelagert an Erzkörner. In allen diesen Verwachsungen kann Biotit von Chlorit begleitet werden und zeigt auch Verdrängung durch diesen.

Selten enthält der grüne Biotit Einschlüsse. Diese werden von Erz gebildet, darunter auch sideritisches Karbonat, sowie von Zirkon.

Chlorit

Ebenfalls als Nebengemengteil, aber wesentlich häufiger als Biotit, tritt Chlorit auf. Er findet sich sowohl in zerriebenen Sericit-Quarz-Lagen als auch in karbonatreichen Partien.

Er kann in Zügen in der Schieferung und auf Kluftfugen parallel zu „s" beobachtet werden, füllt aber auch Klüfte senkrecht auf die Schieferung („ac-Risse") aus, wobei er teilweise „Quer-Chlorite" vortäuscht. In diesen Kluftfüllungen wird er öfters von mobilisiertem sideritischem Karbonat und Quarz begleitet.

Chlorit kristallisiert häufig im Druckschatten von Erzkörnern, verheilt zerbrochene Gangarten und Erze, wobei er außerdem als Bindemittel in den vorwiegend aus Magnetit bestehenden „Erz-Breccien" auftritt. Entlang Bruchstellen und Spaltrissen dringt Chlorit verkittend in Plagioklas ein. In diesen Verwachsungen kann sich mit dem Chlorit der für Pitten typische grüne Biotit als Verdrängungsrest finden.

Selten kann beobachtet werden, wie Chlorit orientiert nach der Basis {001} verdrängend in Muskowit eindringt oder um diesen einen Verdrängungssaum bildet.

Mehrfach sind eigene Felder bzw. „Nester", z. B. im sideritischen Karbonat, mit blättrigen Aggregaten von Chlorit erfüllt. Chlorit ist in diesen feinkörniger entwickelt gegenüber seinen Körnern, die im öfters angrenzenden Druckschatten von Erzkörnern kristallisierten. Diese Chlorit-Ansammlungen treten meist örtlich getrennt von Biotitlagen auf, und nur selten ist Biotit als Verdrängungsrest in diesem Chlorit enthalten.

Optisch konnte Prochlorit bestimmt werden. Anomale Interferenzfarben wurden nicht beobachtet. Im Vergleich scheint der benachbarte grüne Biotit eisenreicher zu sein.

Altersmäßig stellt Chlorit auf Grund seiner Verwachsungen eine junge Bildung in der Lagerstätte dar, weist aber selbst noch postkristalline Deformation auf.

Akzessorien

Titanit, Rutil, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf. Um Zirkoneinschlüsse in grünem Biotit und Chlorit sind pleochroitische Höfe ausgebildet.

„Siderit"

Mengenmäßig herrscht sideritisches Karbonat in der Vererzung vor und tritt in mehreren Generationen auf.

Zu den ältesten Erzbildungen in der Lagerstätte gehört die erste Generation dieses Karbonates, welche, wie an den Relikten ablesbar, grobkörnig ausgebildet ist. Durch die tektonische Beanspruchung und Durchbewegung weisen diese Körner starke postkristalline Deformation auf, die zum undulösen Auslöschen und zur Druckzwillingsbildung, nach $\{01\bar{1}2\}$, führte. Diese Druckzwillingslamellen können verbogen sein. Außerdem kam es zur Bildung von „Fadenporen" im Sinne von B. SANDER (53) sowie zum Bruch und zur Zerreibung der einzelnen Körner.

Die feinkörnige, zerriebene Grundmasse zeigt Rekristallisation und enthält eingebettet die Reste der zerbrochenen größeren Karbonatkörner, deren längliche Relikte besonders deutlich Einregelung in die Schieferung aufweisen (vgl. Abb. 2).

Abb. 1: Ausschnitt aus mit Quarz etc. verheiltem Mikroklin-Tektonoklast. Dieser weist etwas flaue Zwillingsgitterung sowie undulöses Auslöschen auf und schließt Kristalle von sideritischem Karbonat (Bildmitte, rechte obere Bildhälfte) ein. Dünnschliff, Vergr.: 70×, Polarisatoren +

In Verwachsungen mit der ältesten Quarzgeneration, die gelegentlich im Karbonat, geschützt durch „Abpolsterung", erhalten sein kann, lassen sich am sideritischen Karbonat Kristallflächen gegen den Quarz beobachten.

Einen wichtigen Hinweis für die altersmäßige Einstufung der Lagerstätte geben Kristalle des sideritischen Karbonates. Sie finden sich im Mikroklin (vgl. Abb. 1) eingeschlossen, sowohl in dem der Gangart als auch in den Tektonoklasten des Pittener Augengneises, wo dieser an die Vererzung angrenzt.

In diesem Zusammenhang sei auf „Augen" von sideritischem Karbonat hingewiesen. Diese sind ähnlich denen des Mikroklins im Pittener Augengneis sowie zerriebenen und gerundeten größeren Körnern der alten Quarzgeneration. Es

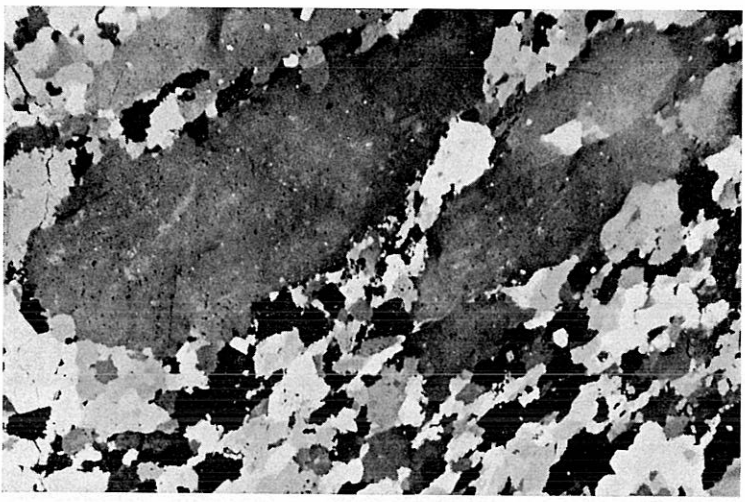

Abb. 2: Eingebettet in feinkörnigem, rekristallisiertem sideritischem Karbonat liegen Reste des zerbrochenen, grobkörnigen alten Eisenspates (undulöses Auslöschen!) und weisen wie das Rekristallisat Einregelung (links unten nach rechts oben) auf.
Vergr.: 85×, Polarisatoren +

handelt sich bei diesen „Augen" um größere gerundete Körner bis zu Aggregaten von sideritischem Karbonat, die sich in der Nähe der Vererzung im Glimmerschiefer wie im Augengneis finden und deutlich von der Schieferung umflossen werden. Teilweise dürfte es sich bei diesen Bildungen um ehemalige Karbonatlagen im Nebengestein handeln, welche bei der tektonischen Beanspruchung und Durchbewegung ausgewalzt und zerlegt wurden, dabei als „Härtlinge" teilweise rotierten und von der Schieferung umflossen wurden.

Bedingt durch die altersmäßige Stellung, kommt es an dieser Karbonatgeneration zu einer Reihe von Verdrängungen und Umbildungen. Im sideritischen Karbonat sprießt Magnetit und verdrängt dieses. Obwohl er in der Abfolge eine jüngere Bildung darstellt, werden seine Porphyroblasten stellenweise durch eine nachfolgende Beanspruchung und Durchbewegung in reliktisch erhaltene größere Körner von sideritischem Karbonat hineingedrückt und diese um die Kristalle von Magnetit herumgebogen und postkristallin stark deformiert (vgl. Abb. 3). Dies wird an den Körnern von sideritischem Karbonat durch undulöses Auslöschen und Druckzwillingslamellierung abgebildet.

Verdrängung zeigt das sideritische Karbonat durch Quarz, teilweise orientiert nach $\{10\bar{1}1\}$, durch Sulfide (z. B. Kupferkies, Pyrit) usw. Untergeordnet werden Spaltrisse und Bruchstellen von Chlorit und Muskowit verheilt. Als weiterer Verdränger tritt Ankerit auf.

Die jüngeren Generationen des sideritischen Karbonates stellen, wie deutlich erkennbar ist, Mobilisationen der ursprünglichen Bildung dar.

Es liegen dabei seltener intergranulare Verwachsungen um andere Mineralien vor. Häufiger kommt es zur Verheilung von zerbrochenen Gangarten und Erzen (Magnetit, Pyrit usw., Matrix in „Erz-Breccie"), zur Kristallisation im Druckschatten von größeren Erzkörnern und, begleitet von Quarz und Chlorit,

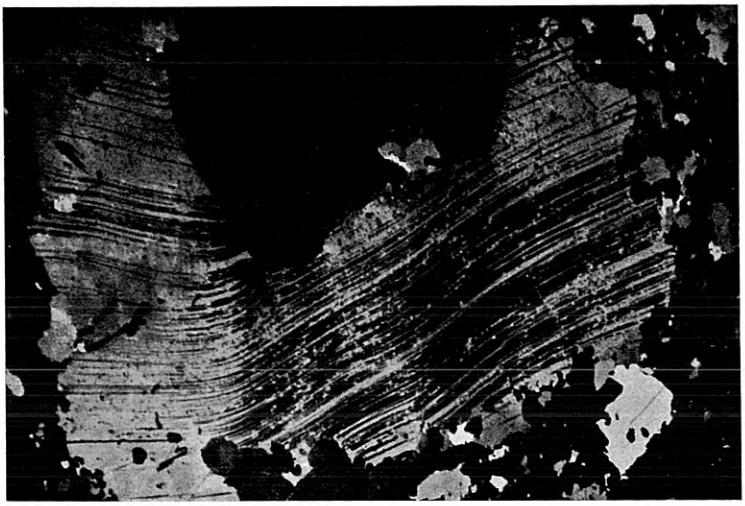

Abb. 3: Ausschnitt aus Rekristallisat von sideritischem Karbonat mit Rest eines größeren alten Eisenspatkornes. Dieses zeigt starke postkristalline Deformation und wurde, wie aus der starken Druckzwillingslamellierung und dem undulösen Auslöschen ersichtlich ist, um Idioblasten von Magnetit (dunkelgrau, oberhalb Bildmitte) gebogen und deformiert.
Vergr.: 85×, Polarisatoren +

auch zur Ausfüllung von Rissen senkrecht auf die Schieferung. Daneben verheilt mobilisiertes sideritisches Karbonat Risse und Bruchstellen in den Körnern der ältesten Generation dieses Karbonates.

In der Nachbarschaft der Vererzung werden Risse im Nebengestein (Augengneis und Glimmerschiefer) ebenfalls durch mobilisiertes sideritisches Karbonat ausgefüllt und zerbrochene Gangarten, z. B. Tektonoklasten von Mikroklin, von diesem Karbonat verheilt.

Über die chemische Zusammensetzung des sideritischen Karbonates gibt eine Analyse des Erzes in K. A. Redlich (51) Bescheid. Diese und auch die folgenden Analysen wurden mineralogisch in das entsprechende Karbonat der Mischkristallreihe $FeCO_3$ — $MgCO_3$ — $MnCO_3$ umgerechnet. Dabei wurde jeweils der Gehalt an $CaCO_3$ als „Calcit" ausgeschieden.

Unlöslich	7,76%	
$FeCO_3$	52,94%	78,97%
$MnCO_3$	9,56%	14,26%
$CaCO_3$	1,10%	
$MgCO_3$	4,54%	6,77%
Fe_3O_4 (Magnetit)	22,75%	
Cu	0,14%	
FeS_2	0,92%	
H_2O	0,61%	
	100,32%	

Umgerechnet auf 100%

Weitere chemische Analysen des sideritischen Karbonates wurden von W. Tufar (63) durchgeführt und hatten folgendes Ergebnis:

Pitten 52		Umgerechnet auf 100%
$CaCO_3$	1,73%	
$MgCO_3$	7,64%	10,47%
$FeCO_3$	55,49%	76,00%
Fe_2O_3	5,45%	
$MnCO_3$	9,88%	13,53%
Unlöslich	20,02%	
	100,21%	

Pitten 58		Umgerechnet auf 100%
$CaCO_3$	1,89%	
$MgCO_3$	5,77%	6,75%
$FeCO_3$	70,74%	82,73%
Fe_2O_3	8,36%	
$MnCO_3$	9,00%	10,52%
Unlöslich	10,45%	
	106,21%	

Pitten 61		Umgerechnet auf 100%
$CaCO_3$	1,72%	
$MgCO_3$	10,08%	11,70%
$FeCO_3$	65,57%	76,14%
Fe_2O_3	7,21%	
$MnCO_3$	10,47%	12,16%
Unlöslich	5,13%	
	100,18%	

Wie aus den chemischen Analysen zu entnehmen ist, handelt es sich beim sideritischen Karbonat teilweise um einen Mg-reichen Eisenspat. Für diesen könnte man nach WINCHELL (in H. MEIXNER [41] sowie W. TUFAR [64]) auch den Namen „Sideroplesit" verwenden. Die mehr oder weniger willkürlich gezogene Grenze zwischen „Siderit" und „Sideroplesit" läge dann bei 10 Mol. % $MgCO_3$.

Im Vergleich mit anderen ostalpinen Eisenspäten weist das sideritische Karbonat von Pitten extrem hohe Mangangehalte auf.

Ankerit

Als weiteres Karbonat tritt in der Lagerstätte Ankerit auf, und zwar als Neben- bis Übergemengteil. Örtlich kann er reichlicher beibrechen und nimmt dann eigene Felder in der Vererzung ein oder bildet kleine Gängchen in dieser. Stellenweise kann eine Verbindung zwischen diesen Feldern als Apophysen der Gängchen nachgewiesen werden.

Ankerit verdrängt, orientiert nach $\{10\bar{1}1\}$, sideritisches Karbonat (vgl. Abb. 4). Daneben bildet er idiomorphe Einsprenglinge (vgl. Abb. 5), häufig mit und im mobilisierten Kupferkies. Die Einsprenglinge sind teilweise skelettförmig entwickelt, enthalten öfters reichlich Erzeinschlüsse und bilden dann Idioblastensiebe und können, ebenfalls orientiert nach $\{10\bar{1}1\}$, in sideritisches Karbonat sprießen.

Ankerit kristallisiert außerdem im Druckschatten von Erzkörnern und verheilt zerbrochene Erze, auch sideritisches Karbonat sowie Gangarten.

Abb. 4: Reliktisches größeres Korn von sideritischem Karbonat weist Druckzwillingslamellierung auf und wurde, orientiert nach $\{10\bar{1}1\}$, von Ankerit verdrängt. Dünnschliff, Vergr.: 40×

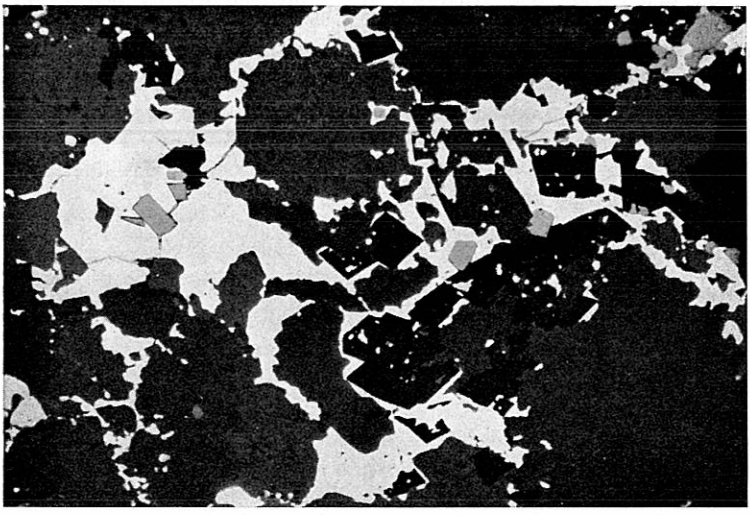

Abb. 5: Mobilisierter Kupferkies (fast weiß) wandert entlang Korngrenzen verdrängend in sideritisches Karbonat (dunkelgrau; Reflexionspleochroismus) ein. Mit Kupferkies finden sich neugesproßte Idioblasten bzw. Idioblastensiebe von Magnetit (lichtgrau) und Ankerit (etwas dunkler als Eisenspat). Ankerit verdrängt sideritisches Karbonat, orientiert nach $\{10\bar{1}1\}$.
Vergr.: 85×

Kleine Gängchen von Ankerit durchziehen stellenweise die Vererzung, sowohl in der Schieferung wie auch quer bis senkrecht auf diese. In diesen Gängchen ist er relativ grobkörnig ausgebildet und weist auch Kristallflächen auf. Er kann in diesen Bildungen von anderen Erzen, die mobilisiert wurden, begleitet werden, z. B. von Kupferkies und Wismutglanz. Örtlich tritt mit Ankerit Eisenglanz, tafelig nach {0001} entwickelt, auf.

Aus dem Auftreten von Ankerit (Gangfüllung, Verdrängung von sideritischem Karbonat) ergibt sich für diesen eine junge Stellung innerhalb der Altersabfolge. Dennoch ist am Ankerit tektonische Beanspruchung nachweisbar und führte an diesem stellenweise zur postkristallinen Deformation. Sie äußert sich im undulösen Auslöschen und in der Bildung von Druckzwillingslamellen.

Die chemische Analyse einer Probe von Ankerit ergab 21,78 Gew. % $FeCO_3$ und zeigt nach der Definition von ANGEL-SCHOKLITSCH (in H. MEIXNER [41] sowie W. TUFAR [64]) einen eisenärmeren Ankerit an der Grenze zum Braunspat.

Magnetit

Einen charakteristischen Gemengteil der Vererzung bildet Magnetit. Er sprießt porphyroblastisch im sideritischen Karbonat, stellt nach diesem das zweithäufigste Erz in der Lagerstätte dar, kann stellenweise bis 30% der Vererzung, örtlich auch mehr, ausmachen und bildet öfters die Schieferung ab. Besonders deutlich ist dies ausgeprägt, wenn längliche Magnetit-Xenoblasten in die Schieferung eingeregelt sind.

Magnetit tritt ebenfalls in mehreren Generationen in der Lagerstätte auf. Die älteste Magnetitgeneration sprießt zu einem großen Teil in Form der für die Lagerstätte typischen Porphyroblasten im sideritischen Karbonat. Die Ausbildung dieser Porphyroblasten ist sowohl in bezug auf die Größe wie auf die Form unterschiedlich. Stellenweise wird das sideritische Karbonat von kleinen Magnetitkristallen durchstäubt. Als Kristallform herrscht das Oktaeder vor.

Bedingt durch seine große Kristallisationsfreudigkeit, bildet Magnetit vorwiegend Idioblasten bis Idioblastensiebe (vgl. Abb. 6), meist nach {111}, aber auch Xenoblasten und Xenoblastensiebe. Vielfach liegen Aggregate dieser Ausbildungsformen vor (vgl. Abb. 7). Die älteren Einschlüsse („Fülle") dieser „Magnetitsiebe" bilden vorwiegend Gangartkörner (hauptsächlich Quarz) und gerundete Verdrängungsreste von sideritischem Karbonat, daneben noch andere Erze (Sulfide).

Die jeweilige Kornform der Magnetit-Porphyroblasten hängt sehr von den begleitenden Gangarten und Erzen ab. Sideritisches Karbonat und dessen Rekristallisat wird meist vollständig bis auf gerundete Reste verdrängt, während ein Ansteigen von Gangart in der Vererzung, hauptsächlich liegt dann Quarz vor, eine starke „Fülle" der Magnetit-Porphyroblasten bewirken kann.

Ein Vorherrschen von Quarz-Gangart führt dazu, daß die Magnetit-Porphyroblasten zur Ausbildung von Kristallskeletten (vgl. Abb. 8) neigen. In diesen Bildungen („Magnetitsiebe"; Kristallskelette), die auf seine hohe Kristallisationsfreudigkeit zurückgehen, täuscht Magnetit sehr oft Verdrängung durch die eingeschlossenen Mineralien vor.

Magnetit bildet sich nicht nur aus sideritischem Karbonat, sondern entsteht auch durch Verdrängung von Sulfiden.

Stellenweise enthält er noch kleine tropfenförmige bis rundliche Verdrängungsreste von Magnetkies.

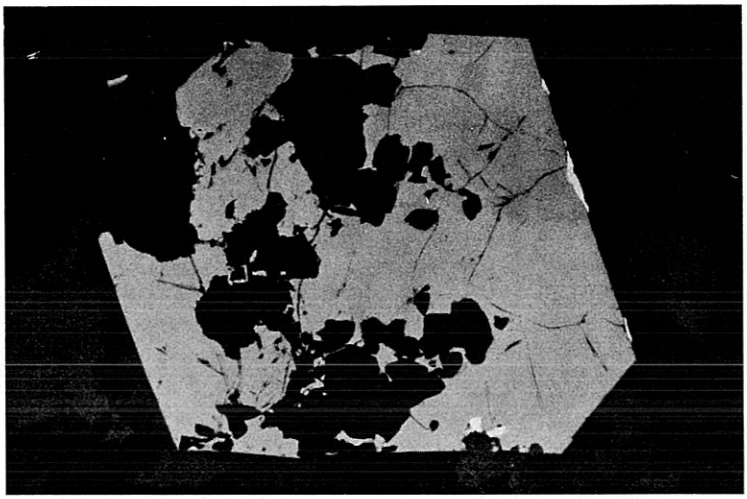

Abb. 6: Idioblastensieb von Magnetit (mittelgrau), in rekristallisierter Grundmasse von sideritischem Karbonat und Quarz-Gangart (beide dunkelgrau, verschiedene Tönungen), zeigt randlich beginnende Martitisierung (lichtgrau) und täuscht Verdrängung durch sideritisches Karbonat und Quarz-Gangart vor.
Vergr.: 85×

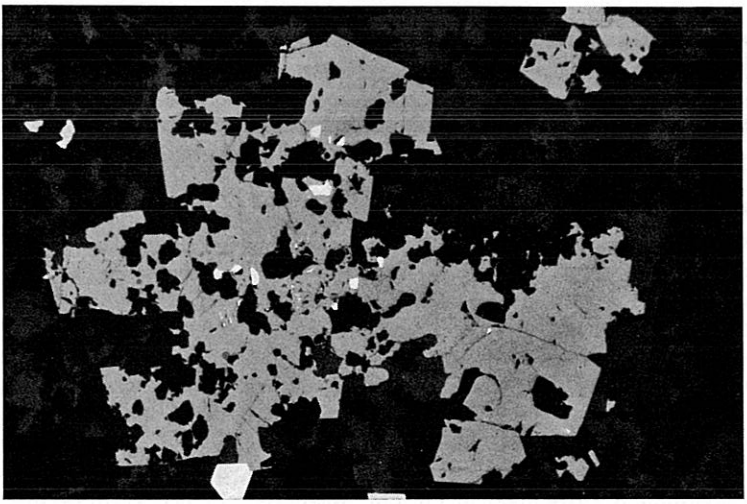

Abb. 7: Aggregat von idioblastisch gesproßtem Magnetit (mittelgrau) schließt reichlich Körner des rekristallisierten Grundgewebes (sideritisches Karbonat, Quarz-Gangart; dunkelgrau in verschiedenen Tönungen) ein und täuscht auch hier Verdrängung durch dieses vor. Pyrit (fast weiß) findet sich als Verdrängungsrest im Magnetit, randlich an diesem und im Grundgewebe.
Vergr.: 85×

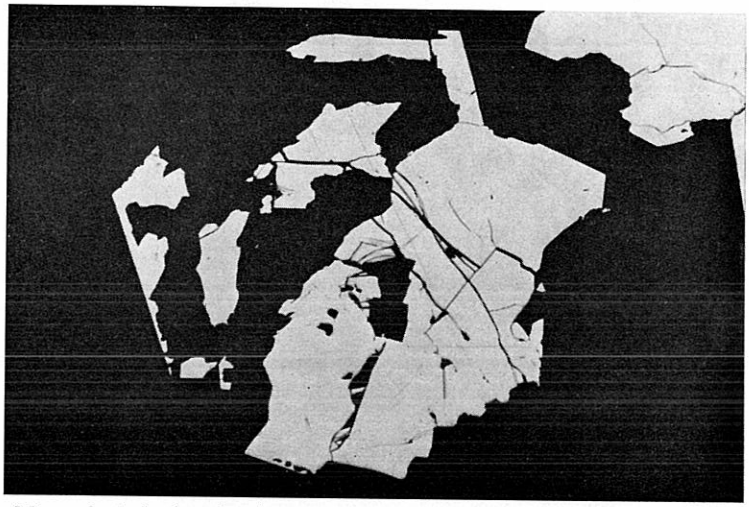

Abb. 8: Magnetit (mittelgrau), als Kristallskelett gesproßt, täuscht Verdrängung durch Quarz (schwarz) vor. Jüngere Risse im Magnetit werden von mobilisiertem Quarz ausgeheilt.
Ölimmersion, Vergr.: 130×

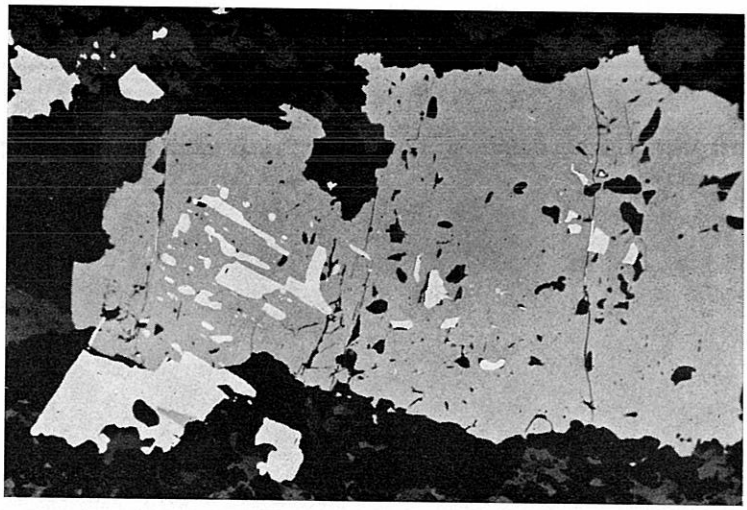

Abb. 9: In der Schieferung (waagrecht) eingeregelter Xenoblast von Magnetit (mittelgrau) enthält Verdrängungsreste des angrenzenden Pyrits (fast weiß), außerdem solche des Grundgewebes (Quarz und sideritisches Karbonat; dunkelgrau bis fast schwarz) sowie etwas Kupferkies (ebenfalls fast weiß). Dieser weist entlang eines jüngeren Risses im Magnetit beginnende, schwache Mobilisation (rechte Bildhälfte) auf.
Vergr.: 85×

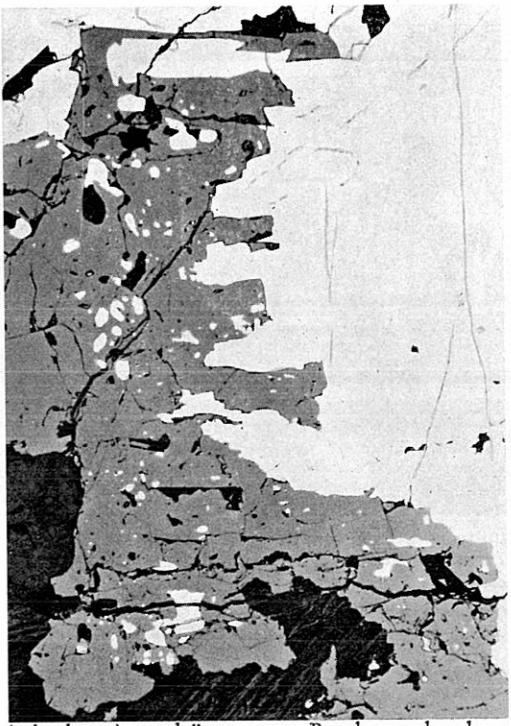

Abb. 10: Magnetit (mittelgrau) verdrängt, vom Rand ausgehend, orientiert Pyrit (fast weiß). Körner von sideritischem Karbonat (fast schwarz, linke untere Bildecke) lassen Druckzwillingslamellen erkennen und werden entlang diesen von Nadeleisenerz (dunkelgrau) verdrängt.
Vergr.: 85×

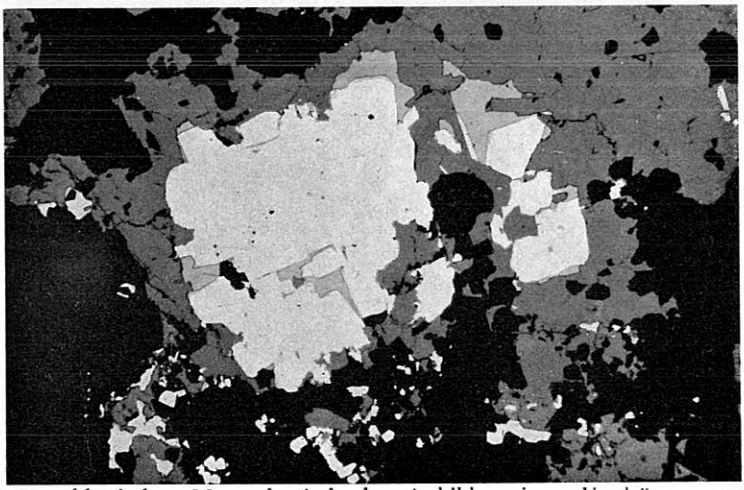

Abb. 11: Xenoblastischer Magnetit (mittelgrau) bildet einen Verdrängungssaum um ursprüngliche Verwachsung von idioblastischem Pyrit (fast weiß) mit Kupferkies (lichtgrau) und enthält diese jetzt als Einschlüsse. Rekristallisiertes Grundgewebe (schwarz) bildet ebenfalls Verdrängungsreste im Magnetit.
Vergr.: 85×

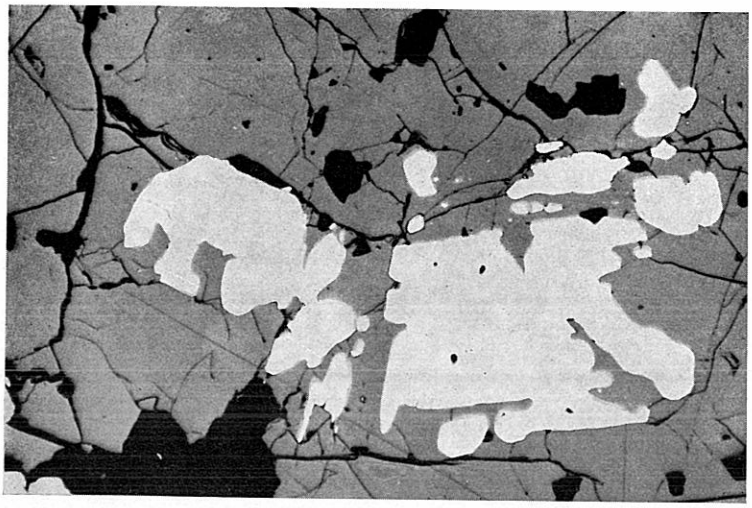

Abb. 12: Ausschnitt aus zerbrochenem Magnetit (mittelgrau), der Verdrängungsreste von Pyrit (fast weiß) aufweist. Pyrit zeigt teilweise orientierte Verdrängung durch Magnetit. Letzterer enthält außerdem Einschlüsse von sideritischem Karbonat und Gangart (beide schwarz) und wird entlang Rissen von diesen ausgeheilt.
Ölimmersion, Vergr.: 130×

Häufig wird Pyrit von Magnetit verdrängt (vgl. Abb. 9). Mehrfach ist zu beobachten, wie Pyrit, von den Korngrenzen ausgehend, randlich von Magnetit aufgezehrt wird. Teilweise dringt dieser orientiert verdrängend in den Pyrit ein (vgl. Abb. 10). Die Verdrängungssäume von Magnetit können den Pyrit auch vollständig umgeben (vgl. Abb. 11). Durch Fortschreiten dieses Vorganges sind öfters nur mehr kleine Verdrängungsreste von Pyrit im Magnetit enthalten (vgl. Abb. 12). Diese können auch orientiert im Magnetit eingelagert sein.

Die Verdrängungsreste von Pyrit im umgebenden Magnetit können zu myrmekitischen Verwachsungen führen bzw. Myrmekiten sehr ähnlich werden (vgl. Abb. 13—14).

Diese Verwachsungen sind deutlich von den bekannten Myrmekiten von Pyrit und Magnetit unterscheidbar, welche sich meist durch descendente Einwirkung auf Magnetkies aus diesem bilden können (vgl. P. RAMDOHR [50], W. TUFAR [69]). Als Seltenheit sind solche Verwachsungen auch in der Pittener Lagerstätte im Anfangsstadium in kleinen Magnetkiesresten im Magnetit zu beobachten.

Kupferkies ist ebenfalls vielfach als Einschluß und Verdrängungsrest im Magnetit enthalten, oft begleitet von Pyrit. Stellenweise können die Magnetit-Porphyroblasten die beiden Sulfide reichlich als ältere Einschlüsse („Fülle") aufweisen. Diese können zonar, z. B. im Zentrum der Porphyroblasten, auftreten. Relativ häufig enthält Magnetit, orientiert nach {111}, Verdrängungsreste von Kupferkies tafelig eingelagert (vgl. Abb. 15 und 16).

Magnetit sprießt öfters idioblastisch in Kupferkies, auch noch in dessen Rekristallisaten und mobilisierten jüngeren Generationen. Dann liegen vielfach ebenfalls Idioblastensiebe vor, die reichlich Kupferkies als Einschluß enthalten

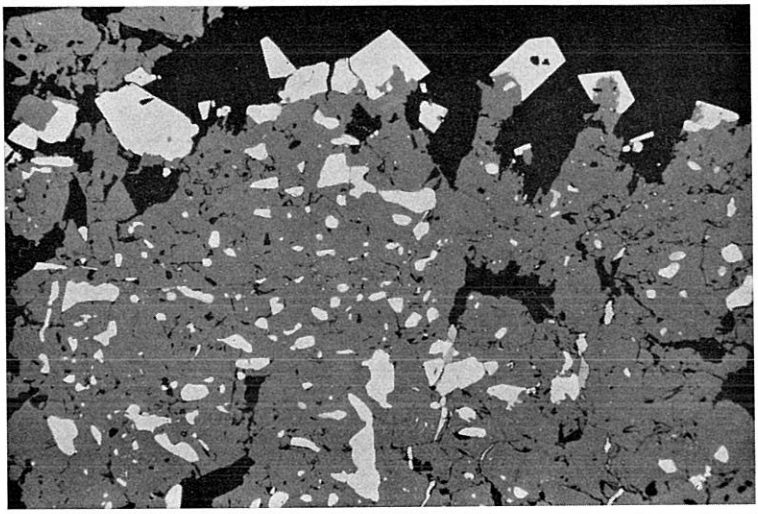

Abb. 13: Xenoblastischer Magnetit (mittelgrau) sprießt verdrängend in Pyritkristalle (lichtgrau) in Quarz-Gangart (schwarz) und schließt letztere ebenfalls ein. Magnetit enthält reichlich Verdrängungsreste von Pyrit und kann mit diesen teilweise myrmekitische bis Myrmekiten sehr ähnliche Verwachsungen ergeben. Jüngere Risse im Magnetit (rechte untere Bildhälfte) werden von mobilisiertem Kupferkies und Wismutglanz (beide etwas dunkler als Pyrit und in Abb. nicht weiter unterscheidbar) verheilt.
Vergr.: 85×

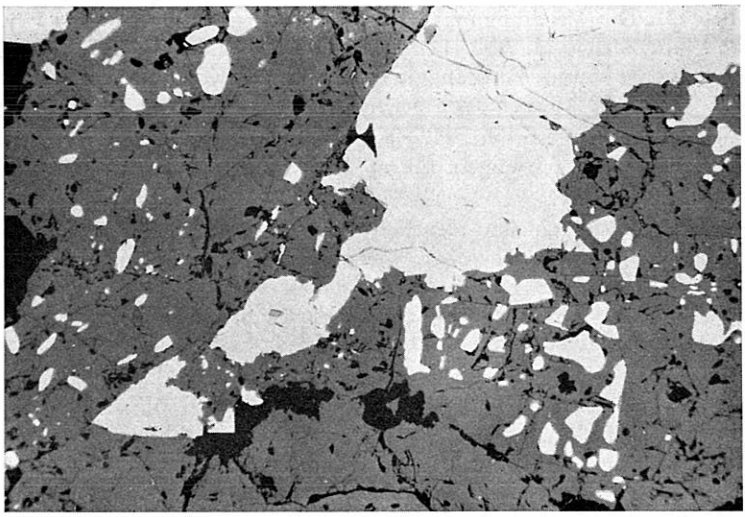

Abb. 14: Ausschnitt aus Magnetit (mittelgrau), der Verdrängungsreste von Pyrit (lichtgrau) aufweist und mit diesen stellenweise myrmekitische bis myrmekitähnliche Verwachsungen bildet. Magnetit enthält außerdem Einschlüsse von Gangart und sideritischem Karbonat (beide schwarz). Im Pyrit findet sich eine Spur Kupferkies (mittelgrau; links unterhalb Bildmitte).
Vergr.: 85×

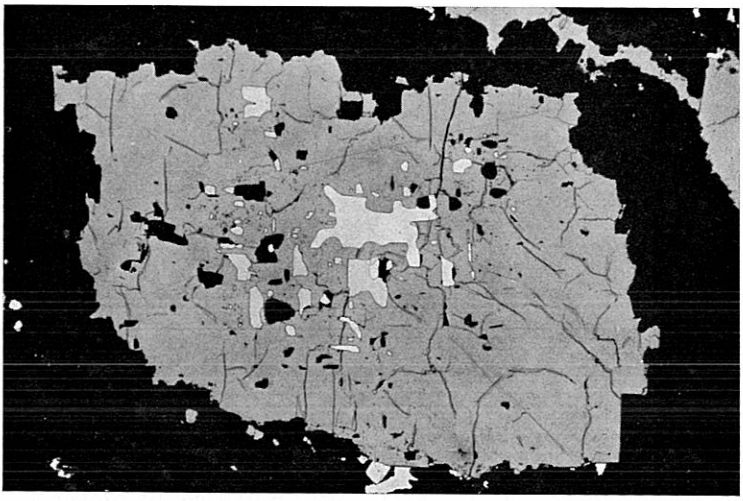

Abb. 15: Magnetit-Porphyroblast(ensieb) (mittelgrau), in Grundgewebe (dunkelgrau bis schwarz) von sideritischem Karbonat und Gangart, zeigt deutlich Spaltbarkeit, nach {111}, und enthält als Verdrängungsreste Körner des Grundgewebes sowie Kupferkies (lichtgrau). Dieser kann teilweise, nach {111}, dem Magnetit in Tafeln eingelagert sein. Diese erscheinen, je nach Schnittlage, häufig als „Leisten", eine Richtung liegt etwa flächenhaft in der Anschliffebene. Mit Kupferkies tritt etwas Pyrit (fast weiß; Bildmitte, randlich am Magnetit — unterer Bildrand) auf.
Vergr.: 85×

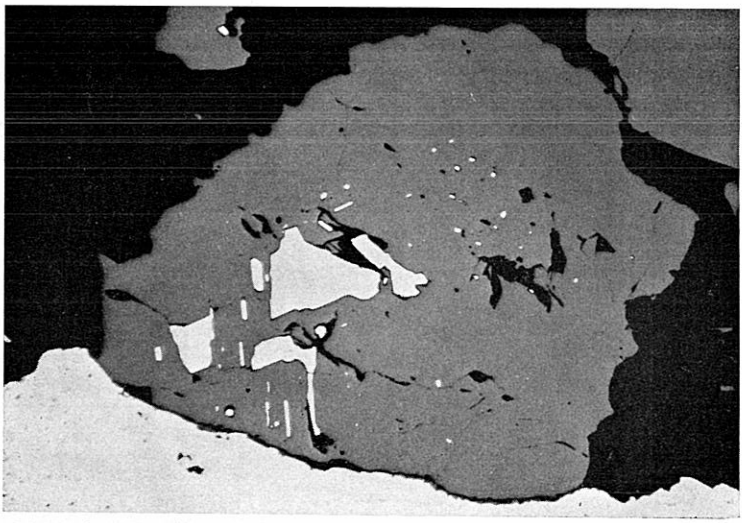

Abb. 16: Magnetit (mittelgrau), in Grundgewebe (schwarz) von sideritischem Karbonat und Gangart, grenzt randlich an Kupferkies (lichtgrau) und enthält, nach {111}, Verdrängungsrelikte von Kupferkies in Tafeln. Drei Richtungen dieser Kupferkiestafeln erscheinen wieder als „Leisten", die 4. Richtung liegt etwa flächenhaft in der Anschliffebene.
Ölimmersion, Vergr.: 200×

(vgl. Abb. 17). Dieser kann teilweise wieder orientiert dem Magnetit eingelagert sein.

Als ältere Einschlüsse können im Magnetit ferner Wismutglanz und Bornit, letzterer meist in Verbindung mit Kupferkies, beobachtet werden.

Tektonische Beanspruchung und Durchbewegung ist am Magnetit ebenfalls deutlich erkennbar. Es kommt als Folge davon zur Bruchbildung, welche in magnetitreichen Partien zur Bildung von „Magnetit-Breccien" führen kann (vgl. Abb. 18).

Einen wichtigen Hinweis für die altersmäßige Einstufung dieses Vorganges gibt die Beobachtung, daß kataklastische Magnetit-Körner und diese „Magnetit-Breccien" nicht nur von mobilisierten Erzen (hauptsächlich sideritisches Karbonat, aber auch Kupferkies und Wismutglanz) und Quarz, sondern auch von Chlorit und von dem für die Lagerstätte typischen grünen Biotit verheilt werden.

Deutlich zeigt Magnetit, besonders in den kataklastischen Körnern, eine Spaltbarkeit, nach {111} (vgl. Abb. 19). Es liegt hier aber keine Schleifspaltbarkeit, die nach P. RAMDOHR (50) in einigen Vorkommen deutlich ausgebildet ist, sondern eine echte Spaltbarkeit vor. Dies wird durch die nachfolgende Verkittung und teilweise Verdrängung durch andere Mineralien, wie z. B. mobilisiertes sideritisches Karbonat und mobilisierten Kupferkies, belegt.

In den kataklastischen Partien kommt es zur Rekristallisation von Magnetit, wobei Übergänge von den „Magnetit-Breccien" bis zu den körnigen Rekristallisaten von Magnetit (vgl. Abb. 20) vorhanden sind. Diese können außerdem Einregelung in die Schieferung aufweisen. In den Magnetit-Rekristallisaten kann sich um die einzelnen Körner stellenweise ein Intergranularfilm von mobilisiertem sideritischem Karbonat oder mobilisiertem Kupferkies finden. In diesen Verwachsungen bildet Magnetit manchmal Kristallflächen gegen den intergranularen Kupferkies (vgl. Abb. 21).

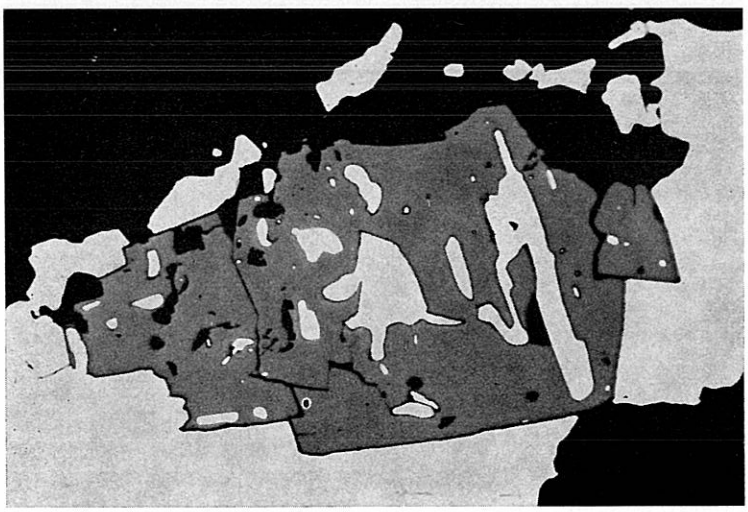

Abb. 17: In sideritischem Karbonat (schwarz) und Kupferkies (weiß) sprießt Magnetit (mittelgrau) idioblastisch und enthält beide Erze, Kupferkies teilweise orientiert und reichlicher, als Einschlüsse.
Ölimmersion, Vergr.: 200×

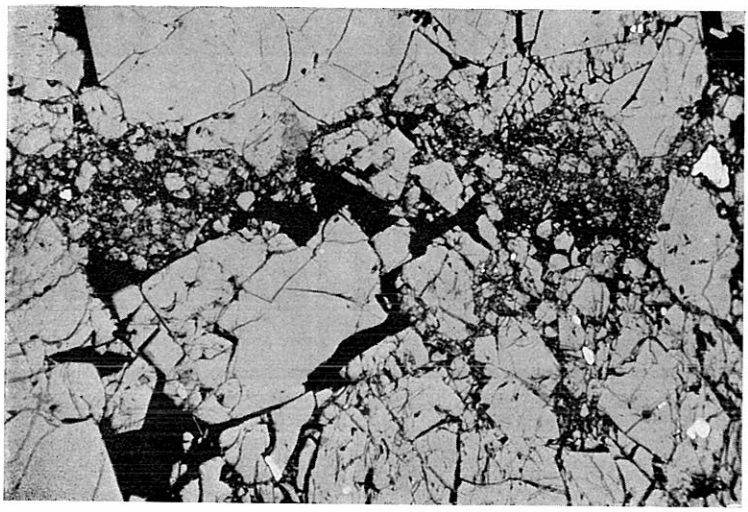

Abb. 18: Ausschnitt aus zerbrochenem kataklastischem Magnetit (mittelgrau; „Magnetit-Breccie"), der von mobilisiertem sideritischem Karbonat und Gangart (beide schwarz) verheilt wird. Mit Magnetit findet sich etwas Pyrit (fast weiß). Vergr.: 85×

Abb. 19: Magnetit-Porphyroblast (mittelgrau), in sideritischem Karbonat und Gangart (beide schwarz), zeigt ausgezeichnet Spaltbarkeit, nach {111}. Entlang den Spaltrissen dringt mobilisierter Kupferkies (lichtgrau) verdrängend ein und verdeutlicht dadurch noch die Spaltbarkeit von Magnetit.
Vergr.: 85×

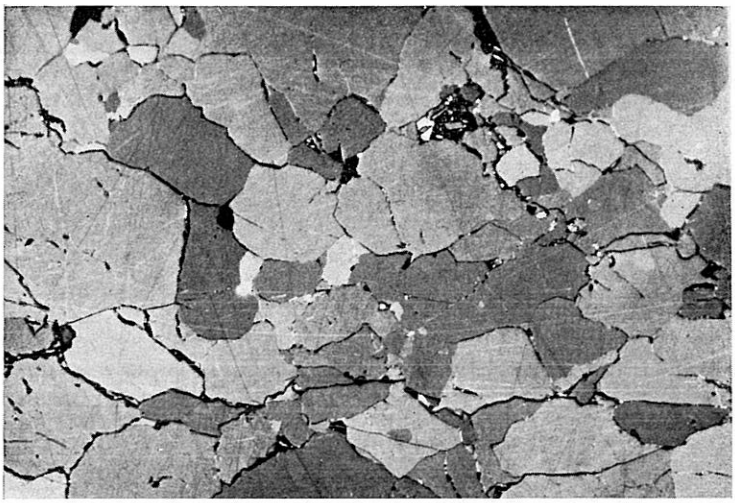

Abb. 20: Ausschnitt aus körnigem Rekristallisat von Magnetit, der deutlich Anisotropieeffekte aufweist und dadurch jeweils die Kornform erkennen läßt. Kleine Einschlüsse von sideritischem Karbonat können durch Innenreflexe aufgehellt erscheinen.
Vergr.: 85×, Polarisatoren +

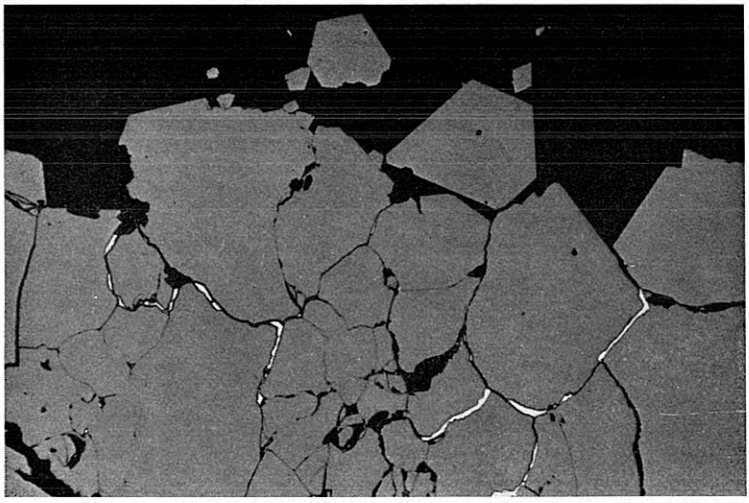

Abb. 21: Ausschnitt aus Rekristallisat von Magnetit (mittelgrau), der teilweise Kristallflächen gegen das angrenzende sideritische Karbonat (schwarz) aufweist. Stellenweise findet sich ein Intergranularfilm von Kupferkies um Magnetitkörner, die gegen den Kupferkies Kristallflächen (rechte untere Bildhälfte) ausgebildet haben können.
Vergr.: 85×

Die Teile von Magnetit-Porphyroblasten, welche nicht geschützt in sideritischem Karbonat eingebettet liegen, sondern in Bewegungsbahnen hineinragen, können vollkommen zerrieben und aufgemahlen werden. Auch hier kommt es zur Rekristallisation von Magnetit, der sich teilweise an die noch erhaltenen Relikte anlagert und die Bewegungsbahnen ausfüllt.

Diese Magnetit-Körner sind sowohl xenoblastisch wie idioblastisch ausgebildet, meist kleinkörnig und enthalten Verdrängungsreste von Pyrit und anderen Erzen sowie auch Täfelchen von den für diese Zonen charakteristischen Gangarten, nämlich Chlorit und Sericit-Muskowit.

In diesen Bewegungsbahnen können außerdem größere Magnetit-Körner abgerollt werden, wobei es zur Aufmahlung randlicher Partien kommt, die anschließend, reichlich Chlorit und Sericit-Muskowit einschließend, idioblastisch rekristallisieren können.

Mit der Kristallisation von Eisenglanz in der Lagerstätte ist eine Verdrängung von Magnetit durch den Eisenglanz verbunden. Diese Martitisierung ist nur schwach entwickelt (vgl. Abb. 6 und 22).

In einer späteren Phase wird der Eisenglanz seinerseits von Magnetit verdrängt und pseudomorphosiert; es kommt zur Bildung von „Muschketoffit" (vgl. Abb. 24).

Eine junge Phase führt am Magnetit wieder zur Kataklase, wobei ebenfalls „Magnetit-Breccien" entstehen.

Eisenglanz

Als Neben- und Übergemengteil ist Eisenglanz örtlich in der Vererzung zu beobachten, untergeordnet auch etwas reichlicher. Er ist tafelig, nach {0001}, entwickelt (vgl. Abb. 22 und 24).

Eisenglanz kann stellenweise in geringmächtigen, in der Schieferung liegenden Erzgängchen im Pittener Augengneis angereichert sein. Daneben tritt er öfters zusammen mit Ankerit auf und füllt mit diesem auch jüngere Klüfte aus, welche senkrecht auf die Schieferung streichen.

Wo Eisenglanz mit Magnetit in Kontakt tritt, lagern sich die Eisenglanz-Tafeln um die älteren Kristalle von Magnetit an (vgl. Abb. 22). Dabei kommt es außerdem zu einer Verdrängung von Magnetit durch Eisenglanz. Diese Martitisierung ist nur schwach ausgebildet und kann stellenweise am Magnetit beobachtet werden, ohne daß daneben Eisenglanz-Tafeln selbständig in der Vererzung auftreten (vgl. Abb. 6).

Entlang Bruchstellen im Magnetit können, diesen verkittend, Tafeln von Eisenglanz eingelagert sein. Solche Tafeln säumen außerdem Pyrit und sideritisches Karbonat, sprießen in andere Mineralien, z. B. in Pyrit und in Kupferkies, und können zusammen mit mobilisierten Erzen (z. B. Wismutglanz) kristallisieren (vgl. Abb. 34).

Stellenweise ist im Eisenglanz Entmischung von Rutil zu beobachten (vgl. Abb. 23). Größere Körner dieses Minerales, welche Druckzwillingslamellierung aufweisen und im Eisenglanz eingelagert sind, können Verdrängung durch diesen entlang Druckzwillingslamellen zeigen (vgl. Abb. 23).

Am Eisenglanz können Druckzwillingslamellen, nach $\{10\bar{1}1\}$, auftreten und gehen auf tektonische Beanspruchung zurück.

In einer späteren Phase kommt es zur Bildung von „Muschketoffit", der Verdrängung von Eisenglanz durch jüngeren Magnetit (vgl. Abb. 24). Dieser kann stellenweise Eisenglanz in dessen Tafeln vollständig pseudomorphosieren.

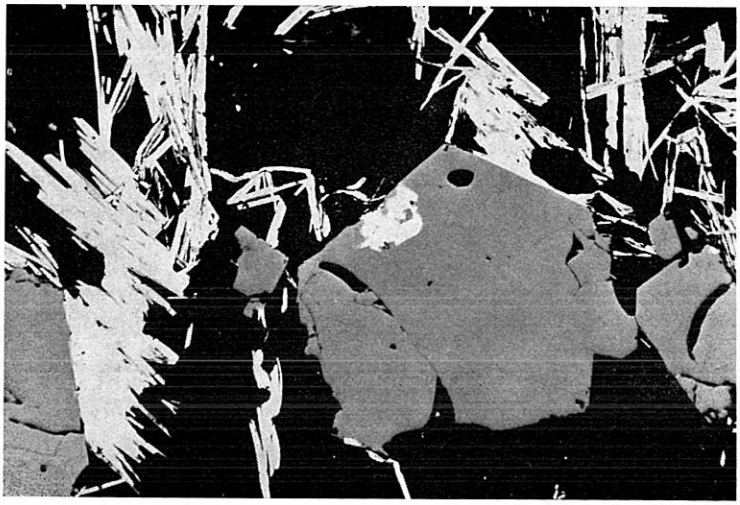

Abb. 22: Um idioblastischen Magnetit (mittelgrau), in sideritischem Karbonat und Gangart (beide schwarz), lagert sich idiomorph, nach {0001}, entwickelter Eisenglanz (fast weiß) an. Magnetit zeigt beginnende schwache Verdrängung („Martitisierung") durch Eisenglanz (Bildmitte; Eisenglanztafel in Magnetit liegt etwa parallel zur Anschliffebene).
Ölimmersion, Vergr.: 130×

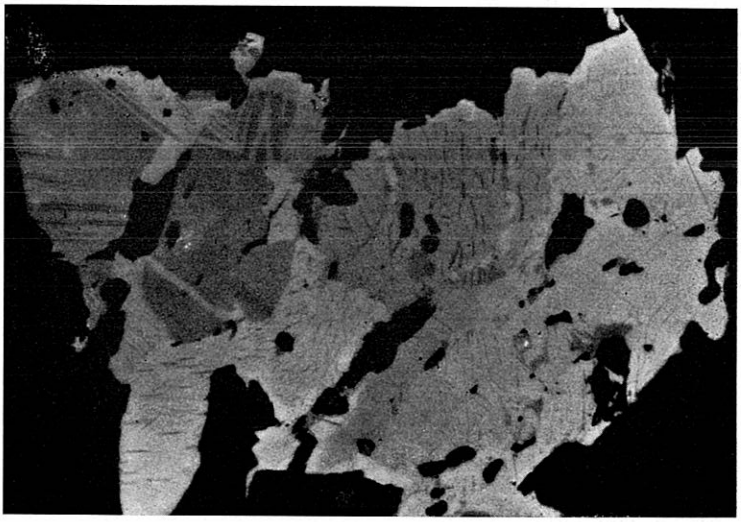

Abb. 23: Eisenglanz (lichtgrau bis mittelgrau; Reflexionspleochroismus läßt einzelne Körner erkennen), in Gangart und sideritischem Karbonat (beide schwarz), weist feine Entmischung von Rutil (dunkelgrau) auf. Größere Rutilkörner (mittelgrau bis dunkelgrau — Reflexionspleochroismus; linke obere Bildhälfte), teilweise eingeschlossen von Eisenglanz, weisen Druckzwillingslamellen auf, entlang denen Verdrängung durch den umgebenden Eisenglanz auftreten kann.
Ölimmersion, Vergr.: 750×

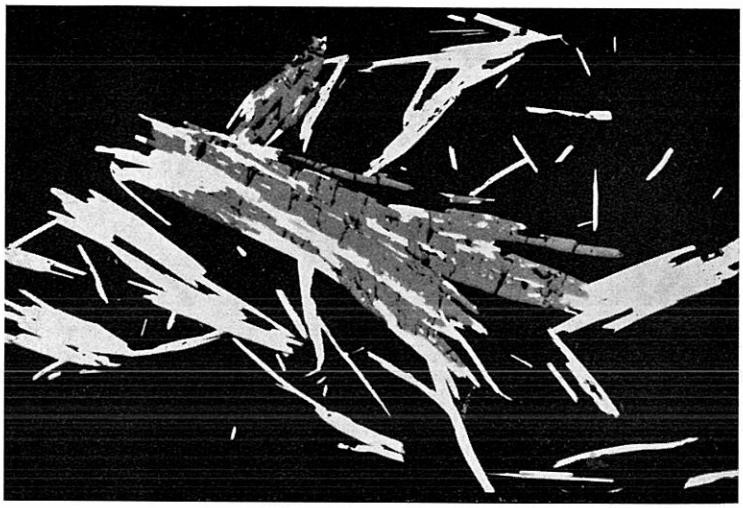

Abb. 24: Idiomorph, nach {0001}, in Grundgewebe (schwarz), entwickelter Eisenglanz (fast weiß) zeigt Verdrängung und Pseudomorphosierung durch Magnetit (mittelgrau; „Muschketoffit"). Ölimmersion, Vergr.: 130×

Ilmenit

Als Seltenheit konnte in einigen Proben Ilmenit nachgewiesen werden. Er liegt meist in länglichen Körnern vor, die Ausbildung, nach {0001}, angedeutet haben können. Untergeordnet sind Kristallskelette von Ilmenit zu beobachten.

Ilmenit findet sich als Einschluß im Magnetit oder randlich mit diesem verwachsen, häufiger aber in Gangart-Partien. Dort tritt Ilmenit mit Biotit sowie mit Chlorit auf und bildet auch Einschlüsse in den beiden Mineralien. Meist zeigt Ilmenit Verdrängung durch Rutil.

Rutil

Ebenfalls nur akzessorisch — wie bereits bei den Gangarten erwähnt — tritt Rutil in der Lagerstätte auf. Kleine Körner dieses Minerales finden sich hin und wieder in der Gangart. Selten bilden sie in dieser kleine Züge, z. B. in Verbindung mit Chlorit in Kluftfugen.

Sofern Ilmenit in der Vererzung angetroffen wird, weist er meist Verdrängung durch Rutil auf. Rutil in Verwachsungen mit Magnetit geht öfters ebenfalls auf Verdrängung von Ilmenit zurück.

Als feine Entmischung treten Nadeln von Rutil im Eisenglanz auf (vgl. Abb. 23). Dieser kann daneben größere Körner von Rutil enthalten, die Druckzwillingslamellen aufweisen und entlang diesen von Eisenglanz verdrängt werden.

Pyrit

Als häufigstes sulfidisches Erz in der Lagerstätte stellt Pyrit einen Nebengemengteil dar, kann sich aber in einigen Proben angereichert finden und bildet dann einen Hauptgemengteil.

Pyrit kommt in der Vererzung ebenfalls in mehreren Generationen vor. Die älteste Pyritgeneration ist vorwiegend idioblastisch ausgebildet und liegt in

gröberen Körnern bis Aggregaten vor. Ein Vorherrschen von Quarz-Gangart kann auch am Pyrit die Ausbildung von Kristallflächen hemmen.

Häufig ist er mit Kupferkies verwachsen, mit dem öfters etwas Wismutglanz auftritt. In den Verwachsungen mit Kupferkies und Wismutglanz täuscht Pyrit eine ältere Bildung in der Abfolge vor, da er auf Grund seiner großen Kristallisationsfreudigkeit Kristallflächen ausbildet, während sich die beiden anderen Erze in den dazwischenliegenden Zwickeln finden und obendrein in einer späteren Phase entlang jüngeren Rissen im Pyrit mobilisiert werden können (vgl. Abb. 11 und 25). Die aufmerksame Untersuchung zeigt aber, daß Pyrit auch idioblastisch in seine Einschlüsse von Kupferkies und Wismutglanz hineinsprießt.

Alter Kupferkies wird stellenweise stark durchsprießt von idioblastischem Pyrit, dessen Aggregate lokal idioblastisch-skelettförmig den Kupferkies durchdringen. Diese Bildungen können zu feinen myrmekitischen Verwachsungen von Pyrit mit Kupferkies führen (vgl. Abb. 26). Diese Myrmekite lassen auch an die Möglichkeit denken, daß hier ein Zerfall von Cubanit oder Chalkopyrrhotin vorliegt, doch konnten beide Mineralien in keiner der vorliegenden Proben nachgewiesen werden.

Einschlüsse von Gangart und sideritischem Karbonat, welches sich stellenweise mit Kupferkies in Zwickeln finden kann, sind nicht häufig in diesem Pyrit zu beobachten. Ebenfalls selten enthält er kleine Einschlüsse von Magnetkies sowie Bornit, der sich meist zusammen mit Kupferkies im Pyrit findet. Kleine Kupferkieseinschlüsse können Mackinawit und gediegen Gold (vgl. Abb. 36) enthalten.

Häufig wird Pyrit, worauf bereits hingewiesen wurde, von Magnetit verdrängt (vgl. Abb. 9—14). In der Lagerstätte können sämtliche Übergangsstufen von einem Verdrängungssaum von Magnetit um Pyrit bis zu kleinen Relikten von Pyrit in Magnetit beobachtet werden.

Durch die tektonische Beanspruchung kommt es auch am Pyrit, der in größeren Körnern bei der Durchbewegung der Vererzung einen „Härtling" darstellen kann, zur postkristallinen Deformation. Diese führt zu Bruchercheinungen, wobei stellenweise eine Spaltbarkeit, nach {100}, gut zu beobachten ist. Sie wird durch die nachfolgende Verkittung der Spaltrisse mit mobilisierten Erzen (z. B. Kupferkies, Wismutglanz, sideritisches Karbonat) verdeutlicht. Bei gekreuzten Polarisatoren kann durch die Anisotropie außerdem die Zerpressung einzelner Körner von Pyrit in verbogene Lamellen beobachtet werden.

Zerbrochener Pyrit wird weiters von Gangarten verheilt, hauptsächlich von Quarz, aber auch durch Chlorit und grünen Biotit.

Die Kristallisation der jüngeren Pyritgenerationen geht auf Mobilisations-, Rekristallisations- und Umbildungsvorgänge zurück. Auffallend unter den jüngeren Bildungen von Pyrit sind lockere Porphyroblasten dieses Erzes. Diese sind oft einschlußreich und stellen dann lockere „Porphyroblastensiebe" dar (vgl. Abb. 27—29). Je nach ihrer Ausbildung liegen Einzelkörner bis Aggregate von Idioblastensieben oder Xenoblastensieben vor.

Stellenweise können die Einschlüsse zonar in den Porphyroblasten auftreten, z. B. randlich, und liegen, wie besonders an den Körnern von sideritischem Karbonat ersichtlich ist, teilweise noch als eckige Bruchstücke („brecciös") im Pyrit vor. Örtlich ist Pyrit von kleinen Einschlüssen durchstäubt.

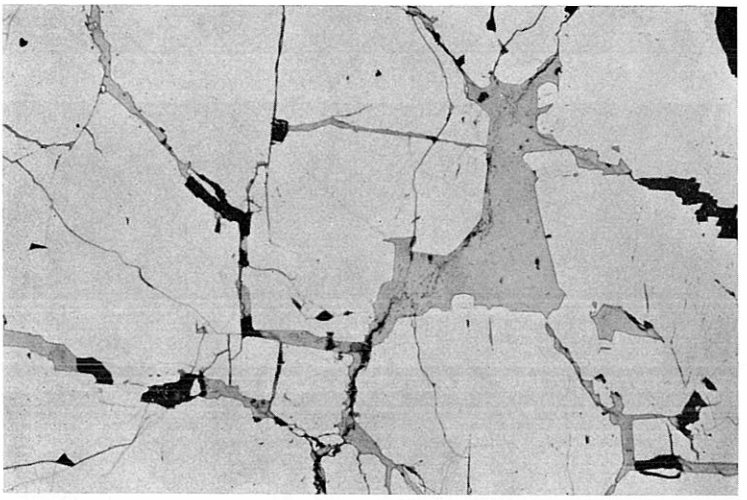

Abb. 25: Ausschnitt aus Pyrit (lichtgrau), der in Zwickeln Wismutglanz (mittelgrau, Reflexionspleochroismus) einschließt. Pyrit sprießt idioblastisch in seine Einschlüsse von Wismutglanz und hat deutlich Kristallflächen gegen diesen ausgebildet. Im Pyrit kommt es entlang Spaltrissen, nach {100}, zur Mobilisation von Wismutglanz. Sideritisches Karbonat (schwarz) füllt teilweise ebenfalls Zwickel im Pyrit und zeigt auch Mobilisation entlang dessen Spaltrissen, die es dann zusammen mit Wismutglanz ausheilen kann.
Vergr.: 85×

Abb. 26: Detail aus idioblastisch-skelettförmigem Pyrit (lichtgrau) in Kupferkies (mittelgrau) mit feiner myrmekitischer Verwachsung beider Erze.
Ölimmersion, Vergr.: 750×

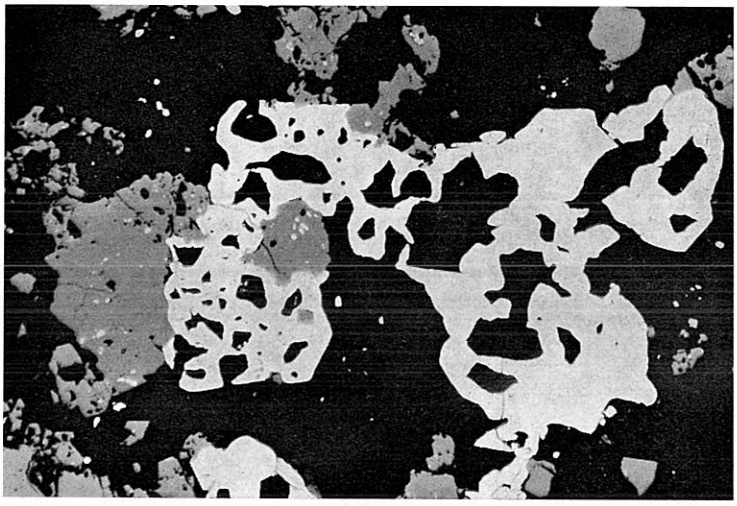

Abb. 27

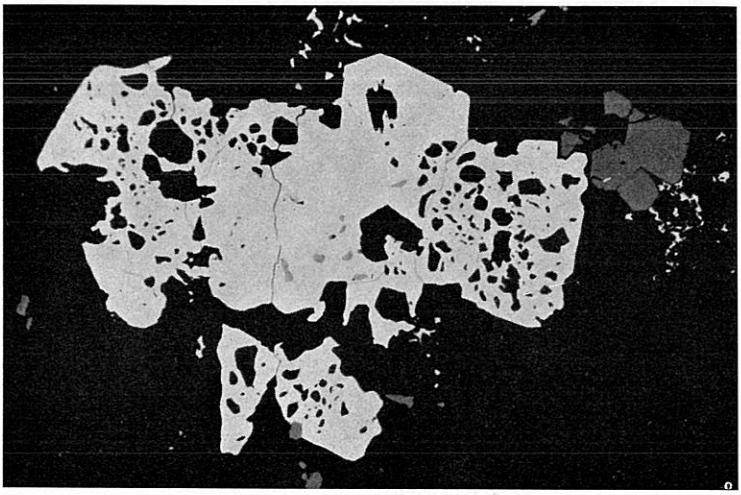

Abb. 28

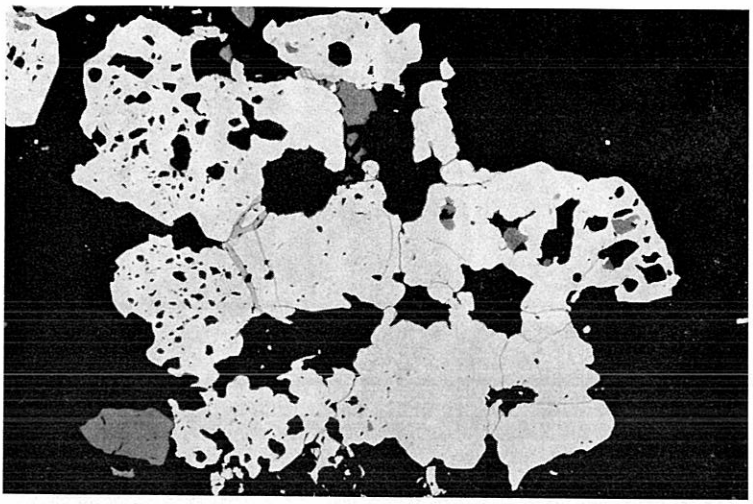

Abb. 29

Abb. 27—29: Lockere Porphyroblasten(siebe) von Pyrit (Abb. 27: fast weiß; Abb. 28 und 29: lichtgrau) in Grundmasse von sideritischem Karbonat und Gangart (beide schwarz). Pyrit kann Kristallflächen aufweisen und schließt, teilweise zonar, reichlich Körner des Grundgewebes und Magnetit (Abb. 27: mittelgrau; Abb. 28—29: dunkelgrau) sowie Kupferkies (etwas dunkler als Pyrit: Abb. 28) ein („Fülle"). Risse in den lockeren Pyrit-Porphyroblasten(sieben) werden von mobilisiertem Kupferkies (Abb. 29) verheilt. Magnetit (Abb. 27) enthält als Verdrängungsreste Pyrit und Körner des Grundgewebes.
Abb. 27: Ölimmersion, Vergr.: 130×
Abb. 28—29: Vergr.: 85×

Die Einschlüsse („Fülle") bestehen vorwiegend aus sideritischem Karbonat, daneben öfters etwas Magnetit und Quarz-Gangart. Außerdem enthält dieser Pyrit häufig einige Körner von Kupferkies (vgl. Abb. 28) und manchmal auch Wismutglanz eingeschlossen. Stellenweise sprießt Pyrit idioblastisch mit und in mobilisiertem Kupferkies und Wismutglanz und kann in diesen Kristallskelette bilden (vgl. Abb. 34).

In Pyrit erhaltene kleine Einschlüsse von Magnetkies lassen erkennen, daß dieser bei der Bildung der lockeren Porphyroblasten verdrängt wurde.

Körner von altem Pyrit können randlich in diese Porphyroblasten übergehen, welche die Umgebung durchsprießen und meist einschlußreich sind.

Stellenweise kann beobachtet werden, wie ein Pyritkristall von einem Pyritidioblastensieb in anderer Orientierung umwachsen wird (vgl. Abb. 30 bis 31).

Abgesehen von den Einschlüssen seiner lockeren Porphyroblasten dringt Pyrit stellenweise entlang Rissen in Magnetit ein und verheilt diesen. Dabei kann es zu Verdrängungserscheinungen kommen. Örtlich wird Pyrit entlang Rissen des Magnetits mobilisiert und verkittet diesen.

Verdrängungen der jüngeren Pyritbildungen lassen sich ebenfalls nachweisen. Stellenweise ist eine schwache Verdrängung durch Magnetit an den Porphyroblasten zu beobachten (vgl. Abb. 30—31). In diesen treten unregelmäßige Risse auf, in die mobilisierter Kupferkies eindringen kann und dann den Pyrit ebenfalls ausheilt und verdrängt (vgl. Abb. 29).

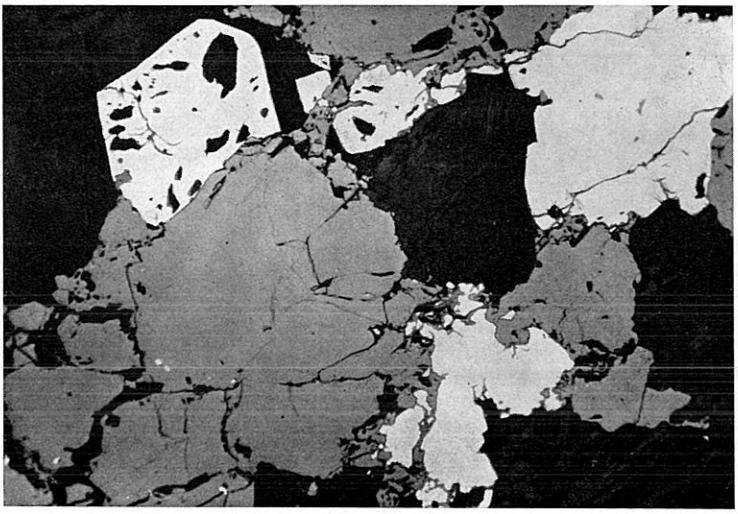

Abb. 30: Im sideritischen Karbonat (dunkelgrau bis schwarz), das stellenweise Druckzwillingslamellen aufweist und entlang diesen von Nadeleisenerz (heller dunkelgrau) verdrängt wird, finden sich neben zerbrochenem Magnetit (mittelgrau) Reste von altem Pyrit (lichtgrau, fast weiß) sowie, deutlich davon unterschieden, jüngerer einschlußreicher Pyrit („Idioblastensieb", linke obere Bildhälfte). Verdrängungsreste von Magnetkies (lichtgrau) sind sowohl im Pyrit (rechte obere Bildhälfte) wie im Magnetit (linke untere Bildhälfte) erhalten. Randlich dringt Magnetit in beide Pyritgenerationen verdrängend ein.
Vergr.: 85×

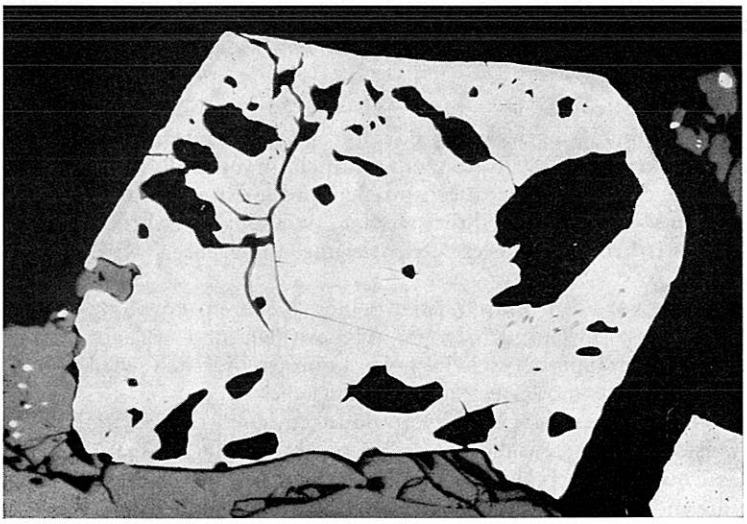

Abb. 31 a

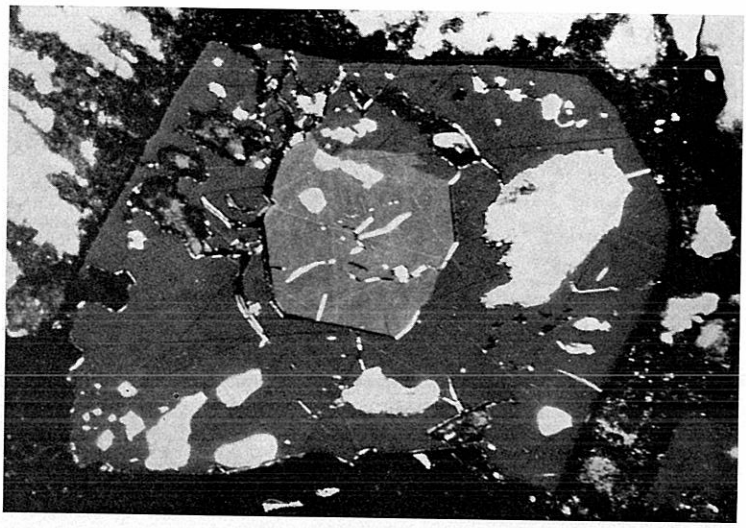

Abb. 31 b

Abb. 31: Ausschnitt aus Abb. 30 (linke obere Bildhälfte) mit Pyrit-Idioblastensieb (weiß) in sideritischem Karbonat (schwarz, in Abb. 31 b durch Innenreflexe teilweise aufgehellt) und randlich Magnetit (mittelgrau). Dieser enthält Verdrängungsreste von Magnetkies (lichtgrau; linker unterer Bildrand) und dringt vom Rand verdrängend in Pyrit ein. Durch die Anisotropieeffekte von Pyrit ist ersichtlich, daß ein Pyritkristall das Zentrum des Pyrit-Idioblastensiebes bildet und von letzterem, in anderer Orientierung und reichlich sideritisches Karbonat einschließend, umwachsen wird.
Ölimmersion, Vergr.: 255×
Abb. 31 a: 1 Polarisator
Abb. 31 b: Polarisatoren +

Kupferkies

Ein für die Vererzung charakteristisches Erz stellt der als Neben- bis Übergemengteil beibrechende Kupferkies dar. Örtlich kann er reichlicher auftreten und einen Hauptgemengteil ausmachen.

Die älteste Kupferkiesgeneration ist stellenweise noch in Relikten erhalten und läßt dann die typischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen von Hochtemperatur-Kupferkies beobachten (vgl. Abb. 32).

Kupferkies erscheint öfters porös und zeigt dann feine Löcher, teilweise zonar angeordnet, die ebenmäßige, meist quadratische Umrisse aufweisen. Diese Hohlräume enthielten vielleicht Flüssigkeitseinschlüsse („Mutterlauge") oder Körner bzw. Kristalle eines vermutlich kubischen Minerales, das in keiner Probe mehr nachgewiesen werden konnte.

In reliktisch erhaltenen Verwachsungen von altem Quarz mit Kupferkies kann dieser in seinen Kornaggregaten auch Kristallflächen gegen Quarz ausgebildet haben.

Kupferkies nimmt öfters kleinere Felder ein, die stellenweise reichlich von idioblastischem bis skelettförmigem Pyrit durchsprießt sein können. Dieser ist mit Kupferkies außerdem in feinen Myrmekiten (vgl. Abb. 26) verwachsen. Mit dem idioblastischen Pyrit tritt im Kupferkies gediegen Gold auf.

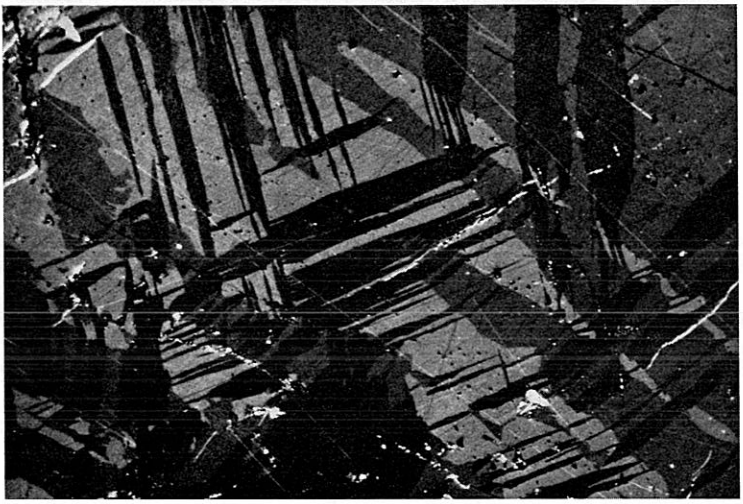

Abb. 32 a

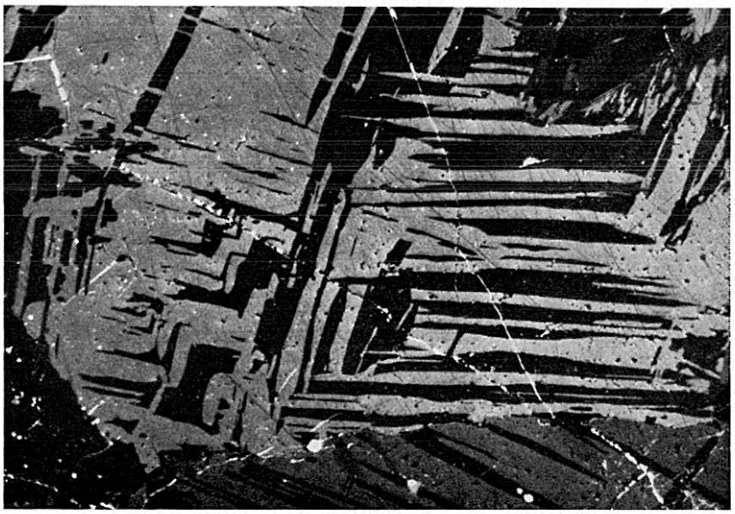

Abb. 32 b

Abb. 32: Ausschnitt aus Kupferkies mit oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen der Hochtemperaturform. Stellenweise (Abb. 32 a) ist polysynthetische Verzwilligung zu beobachten.
Vergr.: 85×, Polarisatoren +

Mit und im Kupferkies findet sich häufig etwas Wismutglanz, der von Emplektit begleitet werden kann (vgl. Abb. 33 und 35). Im sideritischen Karbonat eingesprengt, lag in einer Probe Kupferkies und Wismutglanz myrmekitisch verwachsen vor.

Etwas Kupferkies findet sich fast immer mit altem Pyrit, entweder randlich, in Zwickeln oder in Einschlüssen (vgl. Abb. 11). Da Pyrit kristallisationsfreudiger ist, täuscht er in diesen Verwachsungen, wie bereits hingewiesen wurde, in der Abfolge gegenüber Kupferkies und anderen Mineralien eine ältere Stellung vor.

Wo in diesem Pyrit in Einschlüssen und Zwickeln Kupferkies auftritt, kann es zwischen beiden Erzen wieder zur Ausbildung feiner myrmekitischer Verwachsungen kommen.

In diesen Einschlüssen und Zwickeln des Pyrits kann mit Kupferkies manchmal Wismutglanz und selten etwas Bornit beobachtet werden. Gediegen Gold ließ sich ebenfalls im Kupferkies dieser Einschlüsse nachweisen. Stellenweise kann in diesen Einschlüssen neben Kupferkies Magnetkies vorliegen sowie im Kupferkies Mackinawit entmischt sein.

Kupferkies kann örtlich gedrehte Einschlußzüge in Pyrit bilden, ein wichtiger Hinweis dafür, daß diese Pyritkörner bei ihrer Bildung rotierten.

Häufig findet sich Kupferkies, auch in jüngeren Generationen, mit Magnetit verwachsen. Ähnlich wie Pyrit, täuscht der kristallisationsfreudigere Magnetit ebenfalls gegenüber Kupferkies in der Abfolge eine ältere Bildung vor. Magnetit sproßt idioblastisch in und mit Kupferkies und enthält diesen, auch in Zonen, in denen Kupferkies in der Vererzung zurücktritt, öfters reichlich in Einschlüssen bzw. Verdrängungsresten (vgl. Abb. 17). Diese können tafelig dem Magnetit, nach {111}, eingelagert sein (vgl. Abb. 15—16).

Rekristallisation und Mobilisation von Kupferkies führen zur Bildung jüngerer Generationen dieses Erzes. Diese weisen nur die Verzwilligung von tetragonalem Kupferkies auf.

Kupferkies verheilt dann zerbrochenen Magnetit und Pyrit. Mehrfach ist zu erkennen, wie ältere Einschlüsse von Kupferkies entlang Rissen im Pyrit und Magnetit mobilisiert werden (vgl. Abb. 9). Kupferkies dringt ferner in Magnetit entlang Spaltrissen, nach {111}, ein und verdeutlicht dadurch die echte Spaltbarkeit jenes Erzes (vgl. Abb. 19).

Fallweise wird Kupferkies von mobilisiertem Wismutglanz begleitet.

Als Intergranularfilm findet sich Kupferkies in Rekristallisaten von Magnetit, wobei dieser wieder als kristallisationsfreudigeres Mineral Kristallflächen gegen Kupferkies ausgebildet haben kann (vgl. Abb. 21).

Mobilisierter Kupferkies durchzieht weiters stellenweise, entlang Korngrenzen vordringend, sideritisches Karbonat und schließt dieses dann ein. Mit und im Kupferkies können Idioblasten bis Idioblastensiebe von Magnetit und Ankerit auftreten (vgl. Abb. 5). Risse in lockeren Porphyroblasten von Pyrit werden ebenfalls von Kupferkies ausgeheilt (vgl. Abb. 29).

Kupferkies kann seinerseits als Einschluß in Idioblasten von Magnetit, Pyrit und Ankerit sowie in den lockeren Porphyroblasten von Pyrit beobachtet werden (vgl. Abb. 5 und 28).

Lokal auftretende junge Zertrümmerung von Kupferkies-Aggregaten führt zur Bildung von Breccien, in denen er beginnende Rekristallisation erkennen läßt.

Magnetkies

Akzessorisch tritt Magnetkies in der Vererzung auf. Er findet sich in kleinen Einschlüssen im Magnetit und im Pyrit (vgl. Abb. 30), und zwar sowohl in dessen frühen Bildungen wie in den jüngeren lockeren Porphyroblasten.

Ausgesprochen selten ließen sich kleine Körner von Magnetkies im sideritischen Karbonat nachweisen.

Kleine Einschlüsse von Magnetkies können stellenweise reichlich im Magnetit vorhanden sein und zonar, z. B. randlich, auftreten. Sofern Pyrit angrenzt und Körner von Magnetit enthält, kann dieser gegenüber Pyrit wesentlich mehr Einschlüsse von Magnetkies aufweisen.

Ein Teil der Magnetkies-Einschlüsse im Magnetit ist meist bereits in Pyrit übergeführt.

Die in Pyrit und Magnetit als Verdrängungsreste erhaltenen Einschlüsse von Magnetkies lassen erkennen, daß dieser ursprünglich wesentlich häufiger in der Lagerstätte auftrat, nämlich als Nebengemengteil.

Einschlüsse von Magnetkies in altem Pyrit sind manchmal mit etwas Kupferkies verwachsen. In Kupferkieseinschlüssen dieses Pyrites kann sich daneben noch ein jüngerer Magnetkies finden, der durch Verdrängung von Mackinawit entstand.

Wismutglanz

Einen Übergemengteil der Vererzung bildet Wismutglanz und stellt nach seinem Auftreten in vielen der untersuchten Proben ein charakteristisches Erz der Lagerstätte dar.

Vorwiegend findet er sich mit altem Kupferkies verwachsen und in diesem als Einschluß und weist dann oft gegen Kupferkies einen Reaktionssaum von Emplektit auf (vgl. Abb. 33 und 35).

Abb. 33: Im Kupferkies (lichtgrau) und im sideritischen Karbonat (schwarz) findet sich Wismutglanz (fast weiß bis licht-dunkelgrau; Reflexionspleochroismus!), der um einige Körner einen dünnen Saum von Emplektit (dunkelgrau) aufweist. Ölimmersion, Vergr.: 150×

Ebenfalls oft zusammen mit Kupferkies tritt Wismutglanz in Zwickeln des kristallisationsfreudigeren alten Pyrites auf (vgl. Abb. 25). Dieser täuscht dadurch in der Abfolge ein höheres Alter vor und läßt Wismutglanz sowie Kupferkies jünger erscheinen. Wismutglanz kann ferner in Einschlüssen im jüngeren Magnetit vorliegen.

In einer Probe konnte, eingesprengt in sideritisches Karbonat, Wismutglanz und Kupferkies in myrmekitischer Verwachsung beobachtet werden.

Wismutglanz wird ebenfalls mobilisiert. Er heilt dann Risse im Pyrit und Magnetit aus (vgl. Abb. 25 und 34) und wird häufig von mobilisiertem Kupferkies begleitet.

Mit mobilisiertem Wismutglanz sprießt junger, idioblastischer Pyrit, entweder in Idioblasten bis Idioblastensieben oder in Kristallskeletten, ferner Eisenglanz. Dieser bildet als kristallisationsfreudigeres Erz Kristallaggregate, in denen Wismutglanz die Zwickel füllt (vgl. Abb. 34).

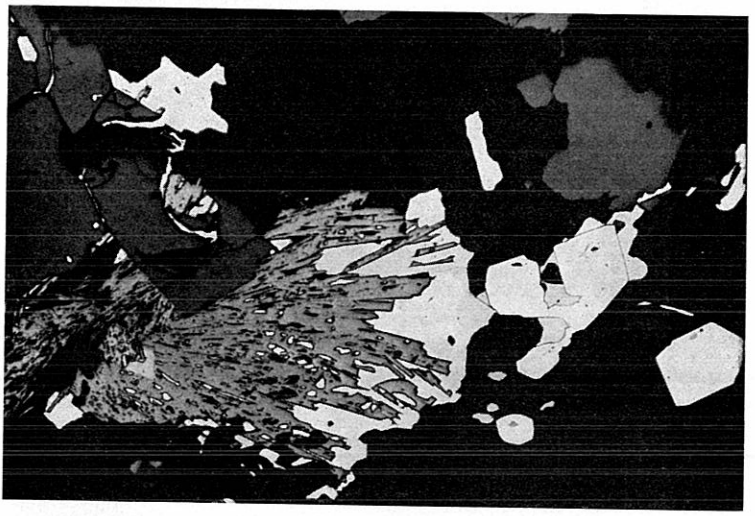

Abb. 34: Mobilisierter Wismutglanz (lichtgrau, fast weiß; Reflexionspleochroismus) verheilt zerbrochenen Magnetit (dunkelgrau) und kristallisierte gleichzeitig mit Eisenglanz (mittelgrau). Dieser lagert sich an Magnetit an und schließt Wismutglanz in Zwickeln ein. Mit Wismutglanz und im sideritischen Karbonat (schwarz) findet sich idioblastischer Pyrit (fast weiß), auch als Kristallskelett entwickelt.
Ölimmersion, Vergr.: 285×

Emplektit

Nur in Verbindung mit Wismutglanz, vorwiegend in Partien von altem Kupferkies, konnte Emplektit beobachtet werden.

Er bildet Reaktionssäume um Wismutglanz, und zwar öfters gegen Kupferkies (vgl. Abb. 33 und 35). Untergeordnet wurden Säume gegen Magnetit und teilweise gegen sideritisches Karbonat angetroffen.

Kleine Körner von Wismutglanz können stark von Emplektit verdrängt sein. Mehrfach kommt es, von diesen Säumen ausgehend, zu einer beginnenden schwachen Verdrängung von Kupferkies durch Emplektit.

Abb. 35 a

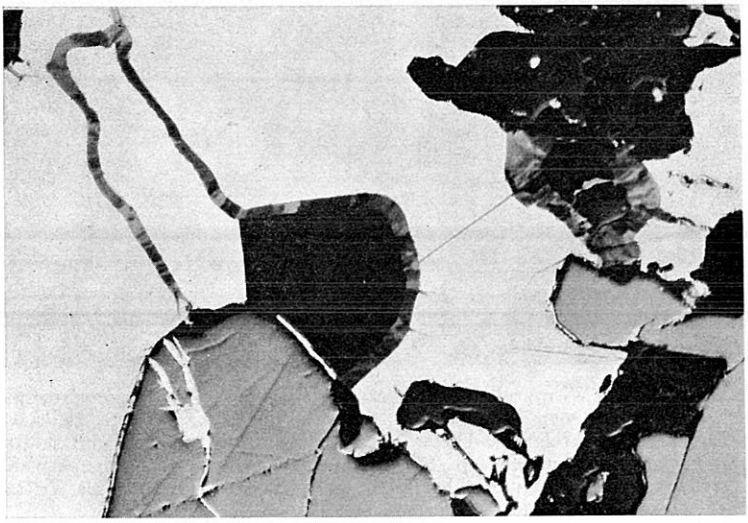

Abb. 35 b

Abb. 35: Ausschnitt aus Kupferkies (lichtgrau) mit idioblastischem Pyrit (fast weiß), der randlich stellenweise Verdrängungssäume von Magnetit (fast schwarz), darin etwas sideritisches Karbonat (schwarz), aufweist. Im Kupferkies finden sich Körner von Wismutglanz (lichtgrau, heller als Kupferkies, bis mittelgrau; Reflexionspleochroismus!), der gegen Kupferkies von Emplektit (dunkelgrau; ganz schwacher Reflexionspleochroismus beobachtbar) gesäumt wird. Letzterer dringt stellenweise, von den Säumen ausgehend, verdrängend in Kupferkies vor. In Abb. 35 b sind deutlich die Anisotropieeffekte von Wismutglanz und Emplektit und dadurch der Aufbau seiner Säume um Wismutglanz zu erkennen. Ölimmersion, Vergr.: 650×
Abb. 35 a: 1 Polarisator
Abb. 35 b: Polarisatoren +

Bornit

In einigen Proben konnten Spuren von Bornit nachgewiesen werden. Er kann als Einschluß, meist zusammen mit Kupferkies, in altem Pyrit sowie in Magnetit erhalten sein. Untergeordnet findet sich Bornit mit etwas Quarz-Gangart in sideritischem Karbonat.

Arsenkies

Idioblasten von Arsenkies ließen sich in einer Probe beobachten. Sie treten in rekristallisiertem Kupferkies, teilweise randlich gegen die Gangart und in dieser auf und enthalten Kupferkies und etwas Magnetkies in Einschlüssen. Arsenkies zeigt Brucherscheinungen und wird von mobilisiertem Kupferkies sowie Gangart verheilt.

Mackinawit

Kupferkies kann Entmischungskörperchen von Mackinawit in Einschlüssen und Zwickeln von altem Pyrit sowie in dessen idioblastischen bis skelettförmi-

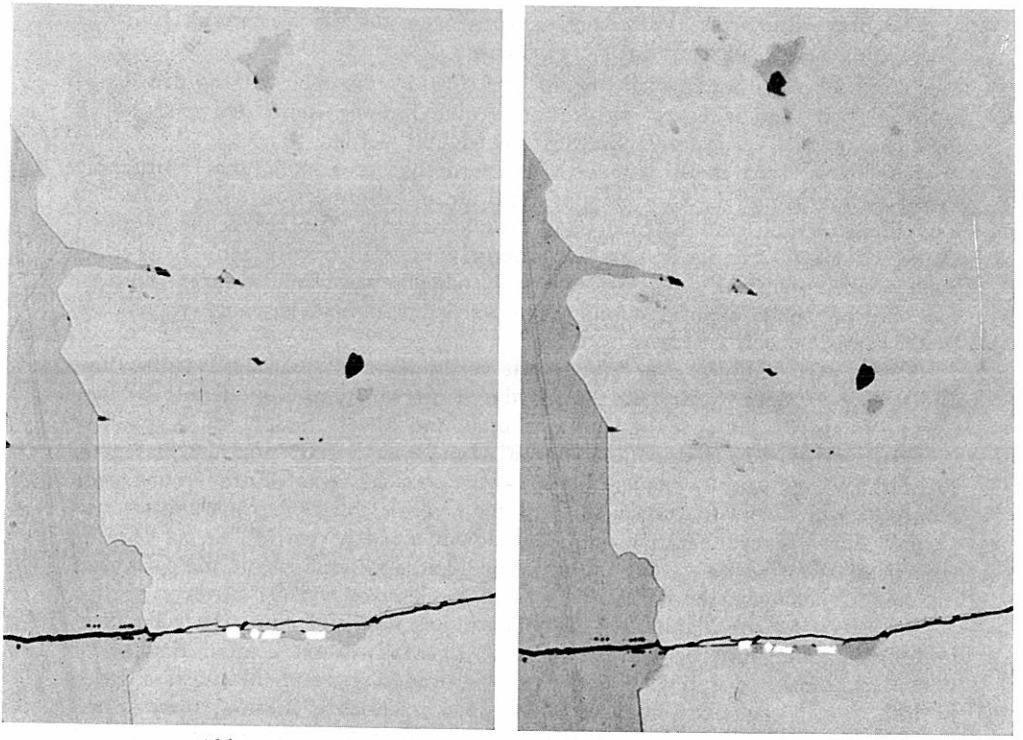

Abb. 36 a

Abb. 36 b

Abb. 36: Detail aus Kupferkies (mittelgrau) mit idioblastischem Pyrit (lichtgrau). Dieser enthält Einschlüsse von sideritischem Karbonat (schwarz) und Kupferkies, mit dem sich gediegen Gold (weiß) sowie Mackinawit (in der Mitte etwas unterhalb oberem Bildrand; Reflexionspleochroismus: lichtgrau, Spur dunkler als Kupferkies in Abb. 36 a — schwarz in Abb. 36 b) findet. Wie der Kupferkieseinschluß mit gediegen Gold im Pyrit zeigt, steht der junge Riß, welcher Kupferkies und Pyrit durchsetzt, mit der Kristallisation des Goldes in keinem Zusammenhang.
Ölimmersion, Vergr.: 700×

gen Aggregaten im alten Kupferkies aufweisen (vgl. Abb. 36). Vereinzelt liegen Kupferkies und Mackinawit in feinen Myrmekiten verwachsen vor.

Stellenweise kommt es zur Verdrängung von Mackinawit durch Magnetkies und dadurch zur Bildung einer jüngeren Generation dieses Erzes.

Gold

Spuren von gediegen Gold konnten mehrfach in Proben aus der Lagerstätte beobachtet werden und zeigen, daß dieses Erz ebenfalls zu den charakteristischen Gemengteilen der Vererzung zu stellen ist. Aus der Farbe im Anschliff ist ein gewisser Silbergehalt des Goldes („Elektrum") ablesbar.

In den vorliegenden Proben findet sich gediegen Gold, meist in mehreren kleinen Körnern, vorwiegend im alten Kupferkies in Verbindung mit idioblastischen bis skelettförmigen Aggregaten der frühen Pyritbildung (vgl. Abbildung 36). Untergeordnet tritt gediegen Gold mit Kupferkies in Einschlüssen und Zwickeln von größeren alten Pyritkörnern auf.

Sekundäre Bildungen

Die Einwirkung von Verwitterungsvorgängen auf die Vererzung führt zu Umbildungen, wie sie typisch für die primären Erze sind.

Sideritisches Karbonat wird sowohl nach $\{10\bar{1}1\}$ wie auch entlang den Korngrenzen von Nadeleisenerz verdrängt. Rubinglimmer kann teilweise neben Nadeleisenerz als Verdränger von Pyrit beobachtet werden.

Kupferkies wird meist von Covellin verdrängt und manchmal vollständig von diesem gesäumt. Es handelt sich dabei um in Ölimmersion „blaubleibenden Covellin". Örtlich sind Körner oder Einschlüsse von Kupferkies im Magnetit und im Pyrit vollständig in Covellin übergeführt. Stellenweise kann Kupferkies auch von Kupferglanz und beide durch Neodigenit verdrängt werden. Kupferkies und sämtliche dieser Neubildungen werden von Nadeleisenerz aufgezehrt. Lokal kann Malachit auftreten.

Bornit wird teilweise von Neodigenit verdrängt und gesäumt. Darüber hinaus kommt es, nach {100}, im Bornit durch descendenten Einfluß zur Bildung einer „Vorstufe", die anschließend von Idait und dieser wieder von Kupferkies verdrängt wird. Als Endprodukt liegen dann feine Tafeln von descendentem Kupferkies im Bornit, nach {100}, vor, welche eine Entmischung von Kupferkies in Bornit vortäuschen. Durchaus vergleichbare Umbildungserscheinungen durch descendenten Einfluß auf Bornit wurden von W. Tufar (70, 73) eingehend beim Nachweis der Bildung von Idait über eine „Vorstufe" aus Bornit von der benachbarten Kupferlagerstätte von Trattenbach beschrieben.

Selten konnte in Magnetkieseinschlüssen im Magnetit eine schwache Neubildung von Magnetit beobachtet werden. Ebenfalls selten zeigten Einschlüsse von Magnetkies in Kupferkies und Pyrit Verdrängung durch Markasit. Hierbei könnte es sich vielleicht noch um eine spät ascendente Bildung dieses Erzes handeln. Die am Magnetkies in der Verwitterungszone von Lagerstätten oft auftretende Verdrängung durch „Vogelaugenpyrit" und „Zellenpyrit" (vergleiche W. Tufar [71, 75]) konnte in keiner Probe aus der Lagerstätte von Pitten nachgewiesen werden.

Eine sehr verwitterte und in Limonit übergeführte Erzprobe zeigte teilweise starke Verdrängung von Magnetit durch Eisenglanz. Diese Martitisierung (vgl. Abb. 37—38) ist sehr fein ausgebildet und dadurch deutlich von der primären Martitisierung unterschieden, welche im Gefolge der ascendenten Kristallisation von Eisenglanz in der Lagerstätte auftritt.

Abb. 37: In poröser Grundmasse von hauptsächlich Brauneisen (dunkelgrau bis schwarz) ist als Relikt ein feines Netzwerk von Eisenglanztafeln (lichtgrau) erhalten, das ein ehemaliges Kristallaggregat von Magnetit (mittelgrau), nach {111}, von Korngrenzen und Rissen ausgehend, verdrängte („Martit") und dieses deutlich abformt. Magnetit ist bis auf einige Reste bereits herausgelöst.
Vergr.: 85×

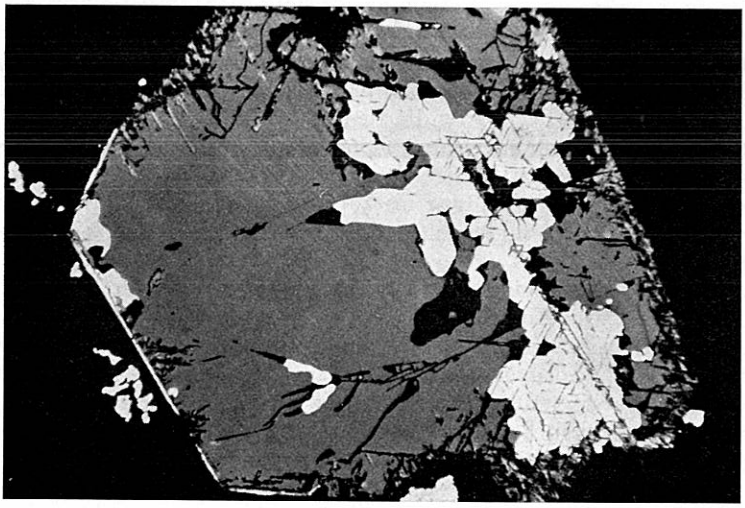

Abb. 38: Idiomorpher Magnetit (mittelgrau) in poröser Grundmasse von hauptsächlich Brauneisen (dunkelgrau bis schwarz) wird, nach {111}, von Eisenglanz (lichtgrau) verdrängt. In einer späteren Phase dringt gediegen Kupfer (weiß) — wie aus den Eisenglanztafeln („Martit"), nach {111}, des ursprünglichen Magnetits, jetzt eingebettet in gediegen Kupfer, ersichtlich ist — verdrängend in Magnetit ein und säumt diesen teilweise.
Ölimmersion, Vergr.: 130×

Gegen die nachfolgende Verdrängung durch Limonit zeigt sich Eisenglanz widerstandsfähiger als Magnetit. Dieser kann stellenweise nur noch in Resten vorhanden oder vollständig von Brauneisen verdrängt oder überhaupt herausgelöst sein. Die feinen Eisenglanztafeln des Martites sind meist noch erhalten und lassen erkennen, daß hier ursprünglich ein Kornaggregat von Magnetit vorlag, welches, von Korngrenzen und Rissen ausgehend, zuerst martitisiert und dann von Limonit verdrängt wurde.

Als Neubildung tritt in diesen Verwachsungen außerdem gediegen Kupfer auf (vgl. Abb. 38). Dieses säumt Magnetit und verdrängt ihn entlang Rissen. Stellenweise können im gediegen Kupfer als Relikte noch die Eisenglanztafeln des Martites, nach {111}, des ursprünglichen Magnetites nachgewiesen werden (vgl. Abb. 38). Daraus ist ersichtlich, daß bei der Verdrängung durch gediegen Kupfer Eisenglanz widerstandsfähiger war als Magnetit und die Kristallisation von gediegen Kupfer erst nach der Martitisierung des Magnetites erfolgte.

Betrachtungen zur Genese der Lagerstätte

Die Eisenlagerstätte von Pitten zeigt, wie an den Gangarten und an den Erzen erkennbar ist, mehrfache tektonische Beanspruchung und Durchbewegung, wobei es auch zur Verschieferung kam. Es fanden dabei mehrmals Umkristallisationen, Umbildungen und Mobilisationen statt. Heute liegt die Lagerstätte in umgeprägter, metamorpher Form vor. Die Metamorphose des Altbestandes der Vererzung führte zu Neubildungen, wie der Sprossung von Magnetit im sideritischen Karbonat.

Der Altbestand wird zu einem großen Teil von sideritischem Karbonat gebildet. Mit diesem finden sich etwas Quarz, Muskowit, Plagioklas sowie Mikroklin, der in Körnern in der Vererzung Kristalle von sideritischem Karbonat als Einschluß enthält. Darüber hinaus sind — ebenfalls für die altersmäßige Einstufung des Karbonates wichtig — Kristalle von sideritischem Karbonat als Einschlüsse im Mikroklin des Pittener Augengneises zu beobachten, und zwar in den der Vererzung benachbarten Partien.

Ein für den Altbestand charakteristisches Erz bildet ferner Magnetkies. Dieser lag ursprünglich wesentlich häufiger vor, nämlich als Nebengemengteil, wurde aber bei nachfolgenden Vorgängen bis auf Relikte in Pyrit und Magnetit und wenige kleine Körner im sideritischen Karbonat verdrängt und tritt demgemäß jetzt nur als akzessorischer Gemengteil der Vererzung in Erscheinung.

Ebenfalls zum Altbestand der Vererzung gehört eine für die Lagerstätte charakteristische Cu-Bi-Au-Mineralisation mit Kupferkies, Wismutglanz, gediegen Gold und Bornit. Mit diesen Erzen tritt eine alte Pyritgeneration in idioblastischen bis skelettförmigen Aggregaten auf, die aber bereits Magnetkies als Einschluß bzw. Verdrängungsrest enthält und auch in Kupferkies hineinsprießt.

Für die altersmäßige Einstufung dieser Mineralisation ist wichtig, daß sich Kupferkies in Verwachsungen mit Magnetkies oder mit Bornit findet, in keiner Probe aber eine Verwachsung von Bornit mit Magnetkies nachgewiesen werden konnte. Dies ist ein Hinweis dafür, daß die Kristallisation von Magnetkies nicht gleichzeitig mit der von Bornit erfolgte.

Aus physikalisch-chemischen Gründen ist dies verständlich, da Bornit auf einen gewissen „Eisenunterschuß" hinweist. Die „Antipathie" von Bornit gegen Magnetkies unterstrich bereits G. Gilbert (31). Gegen die gleichzeitige Bildung von Bornit und Magnetkies sprechen auch die experimentellen Untersuchungen,

welche L. A. Taylor und G. Kullerud (60) im System Cu-Fe-S-O durchführten. Sie stellten damit Irrtümer in den von R. A. Yund und G. Kullerud (87) 1966 gemachten Angaben richtig.

Aussagen über die Bildungstemperaturen ermöglicht der Kupferkies in diesen alten Bildungen. Er läßt noch die charakteristischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen von Hochtemperatur-Kupferkies nachweisen und ergibt somit eine hohe Bildungstemperatur.

In den Untersuchungen von J. E. Hiller und K. Probsthain (33) wird als Umwandlungstemperatur von tetragonalem Kupferkies in eine Hochtemperatur-Mischkristallphase 550° C angegeben. Der Umwandlungspunkt tetragonaler Kupferkies — kubischer Hochtemperatur-Kupferkies betrug in den Experimenten von R. A. Yund und G. Kullerud (86—87) für synthetischen Kupferkies 547° C ± 5° C, während sich synthetischer tetragonaler Kupferkies im Gleichgewicht mit Cubanit bei annähernd 480° C in die kubische Modifikation umwandelte.

Da Kupferkies in der Natur nicht ganz stöchiometrisch zusammengesetzt ist, eine Beobachtung, welche auch die Untersuchung von E.-D. Franz (14) bestätigte, wird man daher bei natürlichen Hochtemperatur-Kupferkiesen ein Umwandlungsintervall vorliegen haben.

Kupferkies weist ferner stellenweise Entmischung von Mackinawit auf. Dieses Mineral ist, wie P. Ramdohr (50) zu entnehmen ist und damals noch als Valleriit bezeichnet, charakteristisch für hochtemperierte Kupferkiese. Die Entmischung von Mackinawit im Kupferkies erfolgt allerdings bei relativ niedrigen Temperaturen. Als obere Stabilitätsgrenze von Mackinawit, unmittelbar von seinem Nickel- und Kobaltgehalt beeinflußt, geben A. H. Clark (8) sowie S. Takeno und A. H. Clark (59) etwa 135° C an.

Eine starke tektonische Beanspruchung und Durchbewegung der Lagerstätte führten in dieser zur Metamorphose. Als Folge davon kommt es zur Sprossung von Magnetit im und aus sideritischem Karbonat. Außerdem wird Magnetkies, Kupferkies und alter Pyrit von Magnetit verdrängt.

Es kommt zum Bruch und im Anschluß daran zur Rekristallisation des kataklastischen sideritischen Karbonates. Daneben findet u. a. eine Zerreibung von Muskowit und Quarz statt.

Eine spätere tektonische Beanspruchung mit Durchbewegung der Lagerstätte führt auch am Magnetit zum Bruch, wobei dieses Erz in einer anschließenden Phase ebenfalls rekristallisiert.

Wie bereits erwähnt wurde, zeichnet sich der in der Lagerstätte auftretende Biotit durch eine auffallend grüne Farbe aus. Für die altersmäßige Einstufung der Vererzung ist wichtig, daß Biotit kataklastisches Erz (Magnetit, Pyrit) verheilt.

Nach W. E. Tröger (62) kennzeichnen grüne Biotite die Gesteine der Epizone, teilweise auch noch die (Para-)Amphibolite der Mesozone. E. Hellner und R. Euler (32) wiesen bei ihren experimentellen Untersuchungen an natürlichen Biotiten auch auf eine mit steigender Temperatur zunehmende olivgrüne Verfärbung dieses Minerales hin.

Jünger als Biotit ist Chlorit, der meist eigene Felder einnimmt, aber mehrfach erkennbar Biotit verdrängt, eine Erscheinung, die auch in den Ausheilungen von kataklastischem Erz beobachtet werden kann. Daneben verdrängt Chlorit Muskowit.

In den jüngeren Phasen der Lagerstättenbildung kommt es ebenfalls zur tektonischen Beanspruchung und Durchbewegung. Umbildungen und Umkristallisationen sowie Mobilisationen, z. B. von sideritischem Karbonat, Kupferkies und sogar von Wismutglanz, treten in der Vererzung auf. Hierher zu stellen sind die lockeren Porphyroblasten von Pyrit, welche teilweise auf Mobilisierung von altem Pyrit und Verdrängung von Magnetkies zurückgehen.

Ebenfalls einer jungen Mineralisationsphase gehört die Bildung von Eisenglanz und Ankerit in der Lagerstätte an. Es kommt dabei einerseits zu einer Martitisierung des Magnetites, anderseits zu einer orientierten Verdrängung von sideritischem Karbonat durch Ankerit.

Magnetit wird auch in den jüngeren Mineralisationsphasen gebildet. Als ältere Einschlüsse enthält er u. a. Sericit und Chlorit, darüber hinaus ist eine schwache Verdrängung von lockeren Pyritporphyroblasten durch Magnetit sowie die Bildung von Muschketoffit zu beobachten.

Zusammenfassend ergibt sich, daß in der Lagerstätte mehrere voneinander unabhängige Phasen nachweisbar sind. Es kam dabei mehrmals zur tektonischen Beanspruchung und Durchbewegung der Vererzung, die als Folge davon in umgeprägter, metamorpher Form vorliegt.

Die altersmäßige Einstufung der im Altkristallin liegenden Lagerstätte, bzw. der einzelnen mineralbildenden Phasen, ergibt sich aus den jeweils auftretenden Mineralien und deren Bildungsbedingungen in Gegenüberstellung mit den Auswirkungen der alpidischen Orogenese bzw. Metamorphose in diesem Gebiet.

Die alpidische Regionalmetamorphose erreichte in diesem Raum nach H. Wieseneder (83—84) den Grad der „Chlorit-Muskowit-Subfazies" der Grünschieferfazies, wie aus den Neubildungen im schwach metamorphen Semmering-Mesozoikum geschlossen wird. In der voralpidischen Grobgneisserie führte die alpidische Metamorphose zur Diaphthorese, die sich in einer Chloritisierung, z. B. von Granat und Biotit, äußert.

Das Auftreten von Hochtemperatur-Kupferkies im Altbestand der Vererzung macht Bildungstemperaturen einer Größenordnung notwendig, wie sie von der alpidischen Orogenese bzw. Metamorphose in diesem Gebiet praktisch nicht erreicht wurden und schließt daher eine alpidische Anlage der Lagerstätte aus. In dieses Bild fügen sich auch die Kristalle von sideritischem Karbonat als Einschlüsse in Mikroklin-Körnern des Pittener Augengneises.

Eine starke tektonische Beanspruchung und Durchbewegung führten zur Metamorphose der Lagerstätte und bewirkten in dieser die Sprossung von Magnetit, welcher einen der für diese Vererzung charakteristischen Gemengteile darstellt.

Die zeitliche Einstufung dieses Vorganges und somit dieser Magnetitgeneration ermöglicht die Beobachtung, daß kataklastischer Magnetit von Biotit ausgeheilt wird. Da die Biotitbildung in der Grobgneisserie voralpidisch erfolgte, wurde die Lagerstätte von Pitten somit bereits in präalpidischer Zeit metamorphosiert.

Die in diesem Gebiet als Folge der alpidischen Orogenese und ihrer Metamorphose auftretende Diaphthorese bzw. Chloritisierung der Grobgneisserie ist auch in Pitten ausgebildet und führte zu einer neuerlichen Metamorphose der Lagerstätte.

In alpidischer Zeit kommt es in der Lagerstätte wieder zu Umbildungen, Umkristallisationen sowie zu Mobilisationen und Neubildungen.

Hierher zu stellen sind u. a. die Mobilisierung von sideritischem Karbonat, Kupferkies und Wismutglanz, die Kristallisation von Chlorit, welche auch zur Verdrängung von Biotit und Muskowit führt, die Schachbrett-Albitisierung, das Auftreten von Eisenglanz und Ankerit, die Bildung der lockeren Pyrit-Porphyroblasten sowie jüngere Generationen von Magnetit.

Regionaler Ausblick

Die Lagerstätte von Pitten zeichnet sich durch eine polymetallische Vererzung aus. Neben vorherrschend Fe sind Gehalte an Mn, Cu, Bi und Au charakteristisch.

Die Neuuntersuchung der Vererzung ließ nicht nur einen vielfältigen Mineralinhalt erkennen, was sowohl Gangarten wie Erze anbelangt, sondern zeigte auch, daß diese Lagerstätte mehrmals stark tektonisch beansprucht und durchbewegt wurde und als Folge davon heute in umgeprägter, metamorpher Form vorliegt. Zur Metamorphosierung der Vererzung kam es sowohl in präalpidischer wie in alpidischer Zeit.

Die Lagerstätte zeichnet sich durch einen für ostalpine Siderit-Vererzungen ungewöhnlichen Mineralinhalt aus, sowohl in bezug auf Gangarten wie Erze. Dadurch ist ein Vergleich mit anderen ostalpinen Siderit-Lagerstätten nach den bisherigen Beschreibungen kaum durchzuführen.

Das Ergebnis eines präalpidischen Alters der Lagerstätte von Pitten wird noch durch die Beobachtung unterstrichen, daß die Vererzung nur in der Grobgneisserie des Altkristallins auftritt. Während die relativ autochthone Sedimentdecke des Semmering-Mesozoikums auf dem unterostalpinen Altkristallin an anderen Stellen Eisenspat-Lagerstätten enthält, ist die Semmering-Trias gerade im Gebiet von Pitten nicht vererzt.

Ein Vergleich der Vererzung von Pitten mit sicher alpidischen Erzparagenesen dieses Gebietes ist außerdem nicht durchführbar. In Pitten liegen Bildungstemperaturen vor, wie sie nach den Untersuchungen von W. Tufar (76) in diesem Teil der Ostalpen in alpidischen Lagerstätten nicht erreicht werden.

Eine Gegenüberstellung kann nur mit einigen hochtemperierten Lagerstätten dieses Gebietes versucht werden, welche nach W. Tufar (76) ebenfalls präalpidisches Alter aufweisen.

Das benachbarte Kupfer-Vorkommen von Eichbüchl enthält nach W. Tufar (67) zwar Verwitterungsreste nach einem Karbonat, vermutlich Siderit, führt aber vorwiegend Kupferkies, der noch die typischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen von Hochtemperatur-Kupferkies aufweist. Daneben tritt etwas Arsenkies, außerdem Magnetkies und Magnetit auf.

Bei der Lagerstätte vom Buchwald ober Waldbach handelt es sich nach W. Tufar (75) um eine präalpidische Eisenspat-Vererzung, die ebenfalls Hochtemperatur-Kupferkies enthält. Als ein charakteristischer Gemengteil tritt in dieser Lagerstätte Granat auf, der Siderit verdrängt. Die Bildung von Granat geht auf eine präalpidische Regionalmetamorphose zurück und ermöglicht schon dadurch eine altersmäßige Einstufung dieser Lagerstätte. Diese enthält, ebenfalls als Folge einer Metamorphose, Magnetit-Porphyroblasten im Siderit. Biotit tritt auch in dieser Lagerstätte auf. Seine Bildung, ursprünglich als alpidisch angenommen, erfolgte aber, wie durch regionalen Vergleich in den Gesteinen dieses Teiles des unterostalpinen Altkristallins zu ersehen ist, bereits in voralpidischer Zeit. Die in alpidischer Zeit auftretende Diaphthorese im unter-

ostalpinen Altkristallin ist in der Lagerstätte vom Buchwald ober Waldbach ebenfalls nachzuweisen und führte in dieser zur Chloritisierung.

Die Paragenese Siderit-Granat stellt einen eigenen Typ ostalpiner Spatlagerstätten dar. Neuerdings konnten von W. TUFAR (78) Lagen von sideritischem Karbonat, welches ebenfalls von Granat verdrängt wird, in einer Glimmerschiefer-Serie im Kristallin NW von Vorau in der Oststeiermark aufgefunden werden. Diese präalpidische Vererzung zeigt ebenfalls alpidische Diaphthorese und zeichnet sich — wie auch andere Vorkommen dieses Gebietes — außerdem durch das Auftreten von Graphit und Molybdänglanz als charakteristische Gemengteile der Paragenese aus. Graphit und Molybdänglanz sind für die genetische Deutung dieser Lagerstätten wichtig und erlauben Rückschlüsse auf euxinische Verhältnisse im ursprünglichen Sediment vor der präalpidischen Regionalmetamorphose.

Der Vergleich mit Lagerstätten dieses Gebietes zeigt, daß diese, obwohl ebenfalls präalpidische Bildungen, nicht mit der Lagerstätte von Pitten paragenetisch parallelisiert werden können. Es ist ferner ersichtlich, daß genetisch verschiedene Typen von Eisenspat-Lagerstätten vorliegen, ein Ergebnis, welches für die zukünftige Betrachtung der ostalpinen Spatlagerstätten und darüber hinaus der gesamten ostalpinen Metallogenese wichtig ist.

Gerade die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten verdeutlicht, bedingt durch ihre Paragenese und tektonische Stellung, bei der Gegenüberstellung der Ergebnisse dieser Neuuntersuchung mit der bisherigen Ansicht über die Einstufung dieser Vererzung die Problematik der bisherigen Auffassung der ostalpinen Metallogenese, wie sie in den Arbeiten von E. CLAR (4—7), O. M. FRIEDRICH (16—28), H. MEIXNER (40—41), W. PETRASCHECK (44—46), W. E. PETRASCHECK (47—49) und anderen Forschern dargestellt wird.

Bei vielen Untersuchungen, welche sich mit der Vererzung der Ostalpen und besonders mit deren Siderit- und Magnesit-Lagerstätten beschäftigen, lassen sich die vergleichenden Lagerstättenstudien an Magnesiten und Sideriten der Alpen von W. PETRASCHECK (45) als Leitmotiv verfolgen. In diesen Untersuchungen kommt W. PETRASCHECK (45) zum Schluß, daß die ostalpinen Magnesite und Siderite eine einheitliche und genetisch zusammengehörige Gruppe darstellen, gleichgültig, ob sie in Gestalt von metasomatischen oder gangförmigen Lagerstätten auftreten. Besonders wichtig ist seine Anschauung, daß die Magnesite und Siderite in den Alpen zonar angeordnet seien, wobei die zonare Anordnung durch die Tiefenlage und nicht durch das stratigraphische Niveau bedingt werde. Er stuft die Lagerstätten selbst innerhalb des alpidischen Zyklus als jung ein, da sie posttektonisch wären und nur Spuren germanotyper Tektonik erkennen ließen; sie zeigten ihr Primärgefüge, und es wird daher eine Rekristallisation oder Metamorphose von Lagerstätten ausgeschlossen. Nur gelegentlich soll eine lokale Mylonitisierung vorkommen.

Auch auf die Lagerstätte von Pitten wird in jener Lagerstättenstudie von W. PETRASCHECK (45) als Beispiel für diese Auffassung mehrmals hingewiesen. Dabei wird u. a. der Eisenglanz in Pitten descendent erklärt und für die Magnetitbildung allerdings eine Dislokationsmetamorphose eingeräumt. Nach der von H. G. F. WINKLER (85) für Dislokationsmetamorphose gegebenen Definition entspräche diese einer Mylonitisierung, welche nach W. PETRASCHECK (45) gelegentlich in den jungen Lagerstätten zu beobachten wäre.

Später unterteilt W. PETRASCHECK (46) in eine „altalpine Metallogenese" und in eine intensivere, jüngere „alpine Metallogenese". Das Alter der „alpinen

Metallogenese" wäre savisch bis steirisch, für die „altalpine Metallogenese" käme pyrenäisch in Betracht.

E. CLAR (4—7) schließt sich bei seinen Untersuchungen der ostalpinen Metallogenese den Auffassungen von W. PETRASCHECK (44—46) an und begründet eine einheitliche alpidische Vererzung der Ostalpen mit der räumlichen Zonengliederung und dem alpidischen Alter, da die Lagerstätten jünger als die Haupttektonik seien.

Vor kurzem behandelte E. CLAR (7) ausführlich das Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen und verwies dabei darauf, daß dieses Bewegungsbild die Zonenanordnung der alpidischen Metallogenese bestätige. Dabei führt er als Beweis das Gebiet an, in dem die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten liegt. Der Herd für den nach E. CLAR (7) ascendent-epigenetischen Anteil der spätorogenen und in bezug auf die tektonischen Strukturen post- bis parakinematischen Vererzung läge nach dieser Anschauung im Mobilisationsbereich der metamorphen Tiefenachse des Gebirges, wobei sich die Mobilisation in der Oberkreide und im Alttertiär vollzogen hätte. Das heutige Nebeneinander der metallogenetischen Zonen wird auf ein Zergleiten in jüngerer Phase aus einer ursprünglich vertikalen Folge während der Lage über dem Herdgebiet abgeleitet. Der bestechendste Hinweis auf diesen Vorgang wäre nach E. CLAR (7) die schon von W. PETRASCHECK stark hervorgehobene Verdoppelung der Sideritzonen: In Nordkärnten und im Wechselabschnitt stehe der reichen Sideritzone der nach Norden abgeglittenen Grauwackenzone parallel dazu eine südlichere Sideritzone im tektonisch tiefer liegenden und zurückgebliebenen Kristallin (mit relativ autochthoner Sedimentdecke) gegenüber. Wenn man die beiden gedanklich übereinander anordne, entspräche dies im Mittelabschnitt auch einer Abfolge ihrer Bildungstemperatur.

W. E. PETRASCHECK (47—48) betont ebenfalls für die zu seiner westkarpatisch-alpinen Erzprovinz zu stellenden Lagerstätten der Ostalpen in der Anordnung den großzügigen Zonarbau mit symmetrisch abnehmender Bildungstemperatur von einem Tiefenherdbereich unter den Zentralalpen sowie das junge Bildungsalter der Lagerstätten. Dies wäre nach diesen Untersuchungen vorwiegend tertiär, zum Teil auch noch oberkretazisch.

Neuerdings weicht W. PETRASCHECK (49) von diesem Schema etwas ab und verteilt die ostalpine Vererzung, für die er auch weiterhin nur ein alpidisches Alter gelten läßt, zeitlich auf die gesamte Dauer der Evolution der Ostalpen, vom alpidischen Geosynklinalstadium bis in das spätorogene tonalitische Intrusionsstadium. Was den bisher unterstrichenen Zonarbau anbelangt, so hätten die mehrphasigen Deckenschübe und die auf den periadriatischen Tonalitplutonismus zurückgehende spätorogene Gold- und Siderit-Vererzung im zentralen Alpenkern das scheinbare Bild einer einheitlichen symmetrisch-zonaren Vererzung geschaffen.

Ohne neue Untersuchungen und ohne die vorgebrachten Belege für das präalpidische Alter widerlegt zu haben, schreibt W. E. PETRASCHECK (49) den Erzlagerstätten des Semmering- und Wechselgebietes ein alpidisches Alter zu, nämlich „... jünger als die alpidische Metamorphose und Schieferung der Nebengesteine ..."

Nach Untersuchungen von H. MEIXNER (40) zeichnen sich die Lagerstätten des Eisenspatzuges vom Semmering über den steirischen Erzberg bis zur Teltschen bei Aussee durch das Fehlen von Bi-Mineralien aus. Dem ist entgegenzuhalten, daß Wismutglanz ein charakteristisches Erz in der Eisenspat-Lager-

stätte von Pitten darstellt. Darüber hinaus tritt nach W. TUFAR (66) gediegen Wismut, Wismutglanz, Emplektit und (?) Aikinit-Patrinit im Eisenspat der Knappenkeusche bei Steinhaus/Semmering auf.

Zu erwähnen ist, daß O. M. FRIEDRICH (27) die Lagerstätte von Pitten — wie überhaupt sämtliche, altersmäßig wie genetisch noch so unterschiedlichen Lagerstätten des Alpen-Ostrandes —, ohne nähere Untersuchungen durchzuführen, als einheitlich alpidisch einstuft. Bereits 1962 hatte O. M. FRIEDRICH (23) unterstrichen, daß in diesem Gebiet „... kein Siderit bekannt ist, der durchbewegt und nachher rekristallisierte ..."

In diesem Zusammenhang muß kurz auf die von O. M. FRIEDRICH (27) neu aufgestellte Gruppe der „Lagerstätten des Geosynklinalstadiums" des alpidischen Zyklus, in die z. B. die Magnesite und Siderite der Grauwackenzone zu stellen wären, eingegangen werden. Die Anlage von Lagerstätten dieser Gruppe soll, um ein präalpidisches Alter dieser Vererzungen auszuschließen, bereits im Perm beginnen und wird auf unbewiesene, hypothetische Risse bis in das Sima oder tiefer zurückgeführt.

Abgesehen davon, daß nach R. BRINKMANN (3) im östlichen Mittelmeergebiet bereits im Oberkarbon die Restgeosynklinale der variszischen Ära in die Stammgeosynklinale der alpidischen umgeformt wird, stellen Lagerstätten des Geosynklinalstadiums weltweit charakteristische Bildungen dar und setzen — wie schon der Name sagt — eine Geosynklinale zu ihrer Entstehung voraus. Ohne hier näher darauf einzugehen, ob die weltweit charakteristischen „Geosynklinallagerstätten" in den von O. M. FRIEDRICH (27) angeführten Vorkommen vorliegen, kann zur Diskussion gestellt werden, ob hypothetische, unbewiesene Risse bis in das Sima oder noch tiefer und „Geosynklinallagerstätten" in den Ostalpen sich zu einer Zeit bilden konnten, in der noch kein „Geosynklinalstadium" vorlag. Die Werfener Schichten schließen sich innig an die permischen Bildungen an. Von Absenkung geosynklinalen Ausmaßes und geosynklinaler Fazies kann bei ihnen noch nicht gesprochen werden; diese setzen erst im Anis, ganz ausgeprägt erst im Ladin ein.

An dieser Stelle soll darauf hingewiesen werden, daß man auch für die vielen Lagerstätten der paläozoischen Grauwackenzone ein alpidisches Alter postuliert. Diese Lagerstätten sind auf die Grauwackenzone beschränkt und gehen nicht in die überlagernden mesozoischen Nördlichen Kalkalpen hinein, eine Erscheinung, welche man mit der abdichtenden Wirkung der Werfener Schichten als Stauhorizont bzw. Permeabilitätsgrenze gegen die Nördlichen Kalkalpen erklärt. Geht man von der Annahme im Sinne von O. M. FRIEDRICH (27) aus, daß „Geosynklinallagerstätten" bereits im Perm gebildet wurden, so erhebt sich die Frage, wieso man bisher als Beweis für ein alpidisches Alter dieser Lagerstätten die Werfener Schichten („abdichtender Stauhorizont" bzw. „Permeabilitätsgrenze") heranzog: Die Ablagerung der Werfener Schichten erfolgte bekanntlich nicht im Perm, sondern erst in der skythischen Stufe der Trias.

Aus den hier angeführten Arbeiten läßt sich am Beispiel der Eisenspat-Lagerstätte von Pitten bereits ersehen, daß in diesen Untersuchungen die Einstufung von Lagerstätten teilweise ungenügend begründet erfolgte. Nur dadurch konnte eine heute in umgeprägter, metamorpher Form vorliegende präalpidische Eisenspat-Lagerstätte als alpidisch und jünger als die Haupttektonik der Ostalpen etc. beschrieben werden. Dabei handelt es sich nicht um einen Einzelfall.

Wie die Untersuchungen von W. TUFAR (75—76) zeigen, liegen am Alpen-Ostrand noch weitere metamorphe präalpidische Lagerstätten vor.

Dies veranschaulicht, welche Aussagekraft den Schlußfolgerungen in diesen zusammenfassenden Arbeiten über die ostalpinen Spatlagerstätten bzw. über die gesamte ostalpine Metallogenese zukommt. Genetisch unterschiedliche Bildungen wurden, wie bei den Untersuchungen von Spatlagerstätten zu ersehen ist, nicht erkannt oder beachtet. Es ist außerdem für eine Parallelisierung nicht unwesentlich, ob Karbonate in metasomatischen Stöcken vorliegen oder ob die Platznahme in bunt zusammengesetzten Ganglagerstätten erfolgte.

Bei einer Betrachtung der ostalpinen Spatlagerstätten muß aber andererseits darauf verwiesen werden, daß F. ANGEL und F. TROJER (1—2) nach eingehenden Studien für einen Teil der ostalpinen Spatmagnesite eine variszische Metasomatose von paläozoischen Kalksteinen des Silur bis Karbon annehmen. Ebenfalls ein präalpidisches Alter folgern R. HÖLL und A. MAUCHER (34) sowie H. WENGER (82) für die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux.

Abschließend sei am Beispiel der Eisenspat-Lagerstätte von Pitten noch die auf W. PETRASCHECK (45) zurückgehende Auffassung einer zonaren Anordnung der Siderit- und Magnesit-Lagerstätten und somit deren genetische Verknüpfung beleuchtet. Die „Blutsverwandtschaft" der ostalpinen Siderit- und Magnesit-Lagerstätten glaubt auch H. MEIXNER (41) bewiesen zu haben.

Die als höher temperiert (tektonisch tiefer) aufgefaßten Magnesit-Vorkommen und die dagegen als tiefer temperiert (tektonisch höher) angesehenen Siderit-Lagerstätten zeigen in bezug auf die oberostalpine Norische Decke (= Obere Grauwacken-Decke) und die oberostalpine Veitscher Decke (= Untere Grauwacken-Decke) eine Niveaubeständigkeit bzw. eine Schichtgebundenheit: Die Siderite vererzen das kalkige Altpaläozoikum der Oberen Grauwacken-Decke, während die Magnesit-Lagerstätten im Karbon der Unteren Grauwacken-Decke liegen. Das Auftreten dieser Lagerstätten läßt durch die Niveaubeständigkeit auch daran denken, daß hier „schichtgebundene" voralpidische Mineralisationen vorliegen könnten.

Geht man über die Siderite der Oberen Grauwacken-Decke in die tektonisch höheren, ebenfalls oberostalpinen, Nördlichen Kalkalpen, so finden sich dort in der Trias sowohl Magnesit wie Siderit.

Umgekehrt treten unter den Magnesiten der Unteren Grauwacken-Decke, unter dem Oberostalpin, tektonisch tiefer, ebenfalls Siderit und Magnesit auf, und zwar sowohl im Mittelostalpin wie im Unterostalpin, abgesehen von Karbonspäten in Lagerstätten des Pennins.

Aus diesem mehrmaligen Wechsel bzw. Nebeneinander und Übereinander von Magnesit und Siderit folgt, daß eine zonare Anordnung verbunden mit einer einheitlichen Spatvererzung in den Ostalpen nicht vorliegt.

Die Eisenspat-Lagerstätte von Pitten liegt im unterostalpinen Altkristallin, somit tektonisch tiefer als die Magnesite der oberostalpinen Unteren Grauwacken-Decke. Die Neuuntersuchung erbrachte außerdem Bildungstemperaturen, die wesentlich höher sind als diejenigen, welche man für die gegenüber Sideriten höher temperierten Magnesite annimmt.

Ferner sei darauf hingewiesen, daß die Deutung der Magnesite der Nördlichen Kalkalpen, wie den Arbeiten von E. SCHROLL (55) oder W. SIEGL (56—57) zu entnehmen ist, ebenfalls umstritten ist, wenngleich O. M. FRIEDRICH (24) auch diese Magnesite als eindeutige Glieder der alpidischen Vererzung der

Ostalpen einstuft und eine Verbindung mit den Magnesiten sowie Eisenspäten in tieferen Stockwerken sieht.

Als Widerlegung einer sedimentären oder salinaren Deutung dieser Magnesite der Nördlichen Kalkalpen führt O. M. FRIEDRICH (24) recht beträchtliche Temperaturen bei der „Vererzung" an. Diese schließt er aus Kupferkiesentmischung in Zinkblende sowie aus Kupferkiesentmischung in Bornit in der Lagerstätte Diegrub.

Diese Beweise sind aber nicht haltbar. Kupferkiesentmischung in Zinkblende ist als geologisches Thermometer nicht zu gebrauchen. Die angeführte Kupferkiesentmischung in Bornit stellt, wie aus Abb. 18 und Abb. 19 in der Veröffentlichung von O. M. FRIEDRICH (24) ersichtlich ist, keine Entmischung dar. Vielmehr liegt eine descendente Umwandlung von Bornit vor: Beide Abbildungen zeigen die für unter Verwitterungsbedingungen zerfallende Bornite typische „Sprungkrankheit" bzw. ein „Craquelée" und außerdem deutlich, daß Bornit, nach {100}, von einer „Vorstufe", diese von Idait und dieser wieder feinspindelig von Kupferkies verdrängt wurde. Eine eingehende Darstellung dieses Vorganges mit den entsprechenden Abbildungen gibt W. TUFAR (70, 73) am Beispiel von Bornit aus der Kupferlagerstätte von Trattenbach. Außerdem finden sich vergleichbare Abbildungen mit den entsprechenden Beschreibungen bei G. FRENZEL (15) in seiner Arbeit über Idait.

Zum Thema der Magnesit-Lagerstätten sei noch darauf verwiesen, daß Bornit und andere Kupfererze nicht nur hydrothermaler Entstehung sind, sondern auch als sekundäre Bildungen auftreten.

Wie bereits kurz erläutert wurde, zeigt eine von W. TUFAR (78) im Kristallin NW von Vorau in der Oststeiermark aufgefundene präalpidische Vererzung sideritisches Karbonat, das von Granat verdrängt wird, und weist als weitere charakteristische Gemengteile Graphit und Molybdänglanz auf. Diese beiden Mineralien treten außerdem in anderen Vererzungen dieses Gebietes auf und lassen erkennen, daß die Mitwirkung syngenetischer, sedimentärer und biogener Prozesse bei der ostalpinen Metallogenese, sogar bei der Bildung von Spatlagerstätten, doch nicht ganz von der Hand zu weisen ist.

Für die Betrachtung der ostalpinen Siderit- und Magnesit-Lagerstätten sind weiters die experimentellen Untersuchungen von W. JOHANNES (35—39) von Interesse. Auf Grund seiner Ergebnisse glaubt W. JOHANNES (39) die nach W. PETRASCHECK (44—46), H. MEIXNER (41) und anderen Forschern bestehenden genetischen Zusammenhänge der ostalpinen Magnesit- und Siderit-Lagerstätten bestätigen zu können.

Diese experimentellen Untersuchungen beweisen zwar die Möglichkeit, daß bei einem Temperaturgefälle Siderit und Magnesit bei der Metasomatose aus einer Lösung gebildet werden können, widerlegen aber dadurch, daß die, wie eingangs dargelegt, in den verschiedenen tektonischen Stockwerken — und somit Tiefenlagen — der Ostalpen auftretenden Siderite und Magnesite einer gemeinsamen Bildung angehören können.

Die Neuuntersuchung der Eisenspat-Lagerstätte von Pitten zeigte, daß an Stelle einer bisher als typisch „jung", d. h. alpidisch und als tektonisch nicht beansprucht angesehenen Vererzung eine metamorphe präalpidische Lagerstätte vorliegt. Der Vergleich ihrer Paragenese mit anderen Vererzungen dieses Gebietes machte die Widersprüche deutlich, welche der bisherigen und vielfach als gesichert dargestellten Auffassung über die ostalpinen Siderit-Magnesit-Lager-

stätten und darüber hinaus der über die gesamte Metallogenese der Ostalpen anhaften.

Andererseits läßt diese Besprechung erkennen, daß die ostalpinen Spatlagerstätten keine zusammengehörige und einheitliche Gruppe darstellen. Sie zeigen — wie überhaupt die Lagerstätten der Ostalpen — unterschiedliche Entstehung und wurden sowohl in alpidischer wie in präalpidischer Zeit gebildet.

Der Versuch, die Ergebnisse der Neubearbeitung der Eisenspat-Lagerstätte von Pitten mit der bisherigen Auffassung über die ostalpine Metallogenese in Einklang zu bringen, zeigt die Unmöglichkeit solchen Vorhabens auf und verdeutlicht, daß ein Festhalten an der bisherigen Auffassung über die Vererzung der Ostalpen nicht mehr vertretbar ist. Ein Umdenken ist nötig, auch um den Preis, eine während Jahrzehnten vertretene Auffassung aufgeben zu müssen.

Herrn Prof. Dr. E. Hellner (Marburg/Lahn) danke ich für sein Interesse und die stete Förderung meiner Untersuchungen. Für wertvolle Aussprache gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. P. Ramdohr (Heidelberg). Herrn Professor Dr. F. Angel (Graz) sei für manchen wertvollen Hinweis und für freundliche Diskussion gedankt. Herrn Prof. Dr. K. Gripp (Lübeck) danke ich für wertvolle Anregungen. Herrn Dipl.-Ing. Dr. E. Krajicek und Herrn Dr. A. Alker (beide Graz) sei für die bereitwillige Überlassung von Probematerial gedankt. Herrn W. Münster (Stolberg) danke ich, daß er mir wieder mit Rat und Tat bei der Anfertigung der Anschliffe zur Seite stand. Herrn L. Tampier und Herrn W. Ponweiser (beide Pitten) gilt mein Dank für manchen wichtigen Hinweis und für die Ermöglichung der Grubenbefahrung. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die Bereitstellung einer Sachbeihilfe gedankt.

Literaturverzeichnis

(1) Angel, F., und F. Trojer: Der Ablauf der Spatmagnesit-Metasomatose. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 315—334, 1953.
(2) Angel, F., und F. Trojer: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. — Radex-Rdsch., H. 2, 374—392, 1955.
(3) Brinkmann, R.: Abriß der Geologie, Bd. 2: Historische Geologie. — Stuttgart 1966.
(4) Clar, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1945, H. 1—12, 29—37, Wien 1947.
(5) Clar, E.: Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 408—416, 1953.
(6) Clar, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rdsch., Bd. 42, 107—127, Stuttgart 1953.
(7) Clar, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft G, 11—35, Wien, Oktober 1965. — Zeitschrift deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, Bd. 116, 2. Teil, 267—291, Hannover, Oktober 1965.
(8) Clark, A. H.: Some comments on the composition and stability relations of mackinawite. — N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1966, H. 10, 300—304, Stuttgart, Oktober 1966.
(9) Czjzek, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. — Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 5, 465—529, Wien 1854.
(10) Exner, Ch.: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels (Kartenblätter 105 und 106). — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, H. 3, 206—208, Wien 1958.
(11) Faupl, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich—Steiermark (Wechselgebiet). — Diss. Univ. Wien, 1967.
(12) Faupl, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich—Steiermark (Wechselgebiet). — Anz. mathemat.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1967, Nr. 14, 412—418, Wien 1967.

(13) Faupl, P.: Geologische Studien an den kristallinen Schiefern des südlichen Wechselgebietes im Raume von Bruck a. d. Lafnitz, Steiermark. — Anz. mathemat.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1969, Nr. 5, 101—104, Wien 1969.
(14) Franz, E.-D.: Stöchiometrischer Kupferkies, stabilisiert durch Substitution von Schwefel durch Selen. — N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1971, H. 1, 11—18, Stuttgart, Januar 1971.
(15) Frenzel, G.: Idait und „blaubleibender Covellin". — N. Jb. Miner. Abh., Bd. 93, H. 1, 87—132, Stuttgart, Mai 1959.
(16) Friedrich, O. M.: Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Vererzung. — Zeitschrift deutsch. geol. Ges., Bd. 89, H. 5, 281—283, 1937.
(17) Friedrich, O. M.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Zeitschrift f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, Bd. 85, 241—253, Berlin 1937.
(18) Friedrich, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Bd. 90, H. 9, 131—136, Wien 1942.
(19) Friedrich, O. M.: Zur Genese ostalpiner Spatmagnesit- und Talklagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 7, 281—298, 1951.
(20) Friedrich, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 371—407, 1953.
(21) Friedrich, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten. — Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Jg. 103, H. 12, 244, 1958.
(22) Friedrich, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 1, 393—420, 1959.
(23) Friedrich, O. M.: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. — Der Karinthin, Folge 45/46, 210—228, 8. Mai 1962.
(24) Friedrich, O. M.: Zur Genesis des Magnesites vom Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal. — Radex-Rdsch., H. 2, 421—432, 1963.
(25) Friedrich, O. M.: Die Genese des Magnesits — der heutige Stand der Erkenntnisse. — Erzmetall, Bd. 20, H. 11, 538—540, 1967.
(26) Friedrich, O. M., und Mitarbeiter: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 2, 113—126, 1968.
(27) Friedrich, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Bd. 8, 1—136, Selbstverlag O. M. Friedrich, Leoben 1968.
(28) Friedrich, O. M.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten, IV. Teil — Radex-Rdsch., H. 3, 550—562, 1969.
(29) Fuchs, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ., Bgld.). — Jb. Geol. Bundesanst. Wien, Bd. 105, 19—37, Wien, Juni 1962.
(30) Geologische Bundesanstalt Wien: Lagerstättenkartei, unveröffentlicht.
(31) Gilbert, G.: The antipathy of bornite and pyrrhotite. — Econ. Geol., Bd. 20, 364—370, 1925.
(32) Hellner, E., und R. Euler: Hydrothermale und röntgenographische Untersuchungen an gesteinsbildenden Mineralien — I. Über ein geologisches Thermometer auf Grund von Untersuchungen an Biotiten. — Geochim. et Cosmochim. Acta, Bd. 12, 47—56, London 1957.
(33) Hiller, J. E., und K. Probsthain: Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies. — Zeitschrift f. Kristall., Bd. 108, 108—129, 1956.
(34) Höll, R., und A. Maucher: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. — Sitzungsber. Bayerische Akad. Wiss., Mathem.-Naturw. Kl., Jg. 1967, 1—11, München 1968.
(35) Johannes, W.: Experimentelle Magnesitbildung aus Dolomit + $MgCl_2$. — Contr. Mineral. and Petrol., Bd. 13, 51—58, 1966.
(36) Johannes, W.: Experimentelle Sideritbildung aus Calcit + $FeCl_2$. — Contr. Mineral. and Petrol., Bd. 17, 155—164, 1968.
(37) Johannes, W.: Siderit-Magnesit-Mischkristallbildung im System Mg^{2+} — Fe^{2+} — CO_3^{2-} — Cl_2^{2-} — H_2O. — Contr. Mineral. and Petrol., Bd. 21, 311—318, 1969.
(38) Johannes, W.: An experimental investigation of the system MgO — SiO_2 — H_2O — CO_2. — Amer. Journ. of Science, Bd. 267, 1083—1104, November 1969.
(39) Johannes, W.: Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. — N. Jb. Miner. Abh., Bd. 113, H. 3, 274—325, Stuttgart, Oktober 1970.
(40) Meixner, H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 434—444, 1953.

(41) MEIXNER, H.: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnesit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 445—458, 1953.
(42) MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Denkschr. k. k. Akad. Wiss. in Wien, Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 88, 633—652, Wien 1912.
(43) MORLOT, A. v.: Über die Rauchwacke und die Eisenerzlagerstätte bei Pitten. — W. Haidingers Berichte, Bd. 8, 81—100, Wien 1851.
(44) PETRASCHECK, W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. — C. R. 14. Congrès Géol. Int. Madrid, 1—13, Madrid 1926.
(45) PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. — Sitzungsber. Akad. Wiss. in Wien, Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 141, H. 3/4, 195—242, Wien 1932.
(46) PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. — Jb. Geol. Bundesanst. Wien, J. 1945, Bd. 90, 129—149, Wien 1947.
(47) PETRASCHECK, W. E.: Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 164, H. 3, 109—130, Wien 1955.
(48) PETRASCHECK, W. E.: Die alpin-mediterrane Metallogenese. — Geol. Rdsch., Bd. 53, 376—389, Stuttgart 1963.
(49) PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 175, H. 1—3, 57—74, Wien 1966.
(50) RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. — Berlin 1960.
(51) REDLICH, K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. — Wien, Berlin und Düsseldorf 1931.
(52) RIEDMÜLLER, A. G.: Zur Geologie des NW-Teiles der Buckligen Welt. — Diss. Univ. Wien, 1967.
(53) SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, 2. Teil: Die Korngefüge. — Wien 1950.
(54) SCHMIDEGG, O.: Bericht über die Geologische Aufnahme des Bergbaugebietes von Pitten. Blatt Neunkirchen—Aspang (4956). — Verh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung, Jg. 1939, H. 1—3, 80—81, Wien, Jänner, Februar, März 1939.
(55) SCHROLL, E.: Über das Vorkommen von Magnesit in alpinen Salzlagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 5, 704—707, 1961.
(56) SIEGL, W.: Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie Ellmau in Tirol. — Radex-Rdsch., H. 3, 178—191, 1964.
(57) SIEGL, W.: Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). — Mineral. Deposita, Bd. 4, 225—233, 1969.
(58) SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. — Wien 1937.
(59) TAKENO, S. und A. H. CLARK: Observations on Tetragonal (Fe, Ni, Co)$_{1+X}$ S, Mackinawite. — Journal of Science of the Hiroshima University, Serie C, Bd. 5, Nr. 3, 287—293, Hiroshima, Mai 1967.
(60) TAYLOR, L. A. und G. KULLERUD: Mineral Assemblages in the Cu-Fe-S-O-System. — Carnegie Inst. Wash., Year Book 69, 315—318, 1971.
(61) TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud. Wien, Bd. 10, 1—62, Wien 1959.
(62) TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 2, Textband, Stuttgart 1967.
(63) TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. — Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 1, 1—60, Graz 1963.
(64) TUFAR, W.: Differentialthermoanalytische Untersuchungen an Karbonaten des Wechselgebietes. — Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 1, 23—39, Graz 1965.
(65) TUFAR, W.: Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft G, 256—264, Wien, Oktober 1965. — Zeitschrift deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, Bd. 116, 2. Teil, 512—520, Hannover, Oktober 1965.
(66) TUFAR, W.: Neue Wismutmineralfunde und ein neuer Goldfund aus der Steiermark. — Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 2, 67—72, Graz 1965.
(67) TUFAR, W.: Das Kupfervorkommen von Eichbüchl bei Wiener Neustadt (Niederösterreich). — N. Jb. Miner. Abh., Bd. 105, H. 2, 203—210, Stuttgart, August 1966.

(68) TUFAR, W.: Die Vererzung vom Sieggrabener Kogel (Burgenland). — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1966, H. 1/2, 55—69, Wien 1966.
(69) TUFAR, W.: Eine interessante Verdrängung von Siderit durch Sulfide im Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). — Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Prof.-Angel-Festschrift, H. 1/2, 104—112, Graz 1967.
(70) TUFAR, W.: Der Bornit von Trattenbach (Niederösterreich). — N. Jb. Miner. Abh., Bd. 106, H. 3, 334—351, Stuttgart, Mai 1967.
(71) TUFAR, W.: Die Kupfervererzung vom Gaskasjavri in Troms (Norwegen). — Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 12, H. 1, 61—99, Wien 1967.
(72) TUFAR, W.: Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. — Freiberger Forschungshefte, C 230 Mineralogie — Lagerstättenlehre: Probleme der Paragenese von Mineralen, Elementen und Isotopen, Teil I, Breithaupt-Kolloquium 1966 in Freiberg, 275—294, Leipzig 1968.
(73) TUFAR, W.: Die Kupferlagerstätte von Trattenbach (Niederösterreich). — Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 12, H. 2/3, 140—181, Wien 1968.
(74) TUFAR, W.: Fuchsit vom Puchegg bei Vorau (Oststeiermark). — Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 12, H. 2/3, 182—203, Wien 1968.
(75) TUFAR, W.: Die Eisenerzlagerstätte vom Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). — Tschermaks min. u. petr. Mitt., Bd. 12, H. 4, 350—391, Wien 1968.
(76) TUFAR, W.: Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpen-Ostrand. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 177, H. 1—3, 1—20, Wien 1969.
(77) TUFAR, W.: Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich) — Eine metamorphe Sideritlagerstätte aus den Ostalpen. — Fortschr. Miner., Bd. 48, Beiheft 1, 95—96, Stuttgart, August 1970.
(78) TUFAR, W.: Neue Vererzungen aus der Steiermark. — Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, H. 1/2, 27—37 (201—211), Graz 1970.
(79) TUFAR, W.: Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. — In Druck.
(80) VETTERS, W.: Zur Geologie des westlichen Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel. — Diss. Univ. Wien, 1968.
(81) WAAGEN, L.: Gutachten über die Aussichten des Eisenerzbergbaues in Pitten, NÖ. — Unveröffentlichtes Gutachten, Lagerstättenkartei, Institut für Mineralogie und Gesteinskunde, Montanistische Hochschule Leoben.
(82) WENGER, H.: Achsenverteilungsanalyse am feinkörnigen Magnesit der Tuxer Lagerstätte. — Radex-Rdsch., H. 2, 447—452, 1971.
(83) WIESENEDER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. — Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt, H. 1, 1—30, Graz 1961.
(84) WIESENEDER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. — Geol. Rdsch., Bd. 52, 238—246, Stuttgart 1962.
(85) WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Berlin, Heidelberg, New York 1967.
(86) YUND, R. A., und G. KULLERUD: The System Cu-Fe-S. — Carnegie Inst. Wash., Year Book 60, 180—181, 1961.
(87) YUND, R. A., und G. KULLERUD: Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. — Journal of Petrology, Bd. 7, Nr. 3, 454—488, Oktober 1966.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Werner TUFAR, Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität,
Mineralogie, Kristallographie und Petrologie
Deutschhausstraße 10, D-3550 Marburg/Lahn

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum

Jahr/Year: 1972

Band/Volume: 1_1972

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

Artikel/Article: Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich) Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten 1-54