

## Anlagerungs- und Korngefüge als Merkmale für sedimentär-metamorphe Genese der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg

Von OSKAR SCHULZ & FRANZ VAVTAR\*)

Mit 15 Abbildungen und 15 Diagrammen

Steiermark  
Eisenerzer Alpen  
Grauwackenzone  
Steirischer Erzberg  
Gefüge  
Sideritgenese

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 101

### Inhalt

Zusammenfassung .....	215
Abstract .....	215
1. Zielsetzung .....	216
2. Einleitung .....	216
3. Relikte Anlagerungsgefüge .....	216
3.1. „Schiefererz“ .....	217
3.2. „Tigererz“ .....	221
4. Allgemeine Gefügebeobachtungen .....	221
5. Siderit-Tektonitregelung .....	222
5.1. Besprechung der Korngefügeanalyse .....	225
6. Genetische Deutung der Befunde .....	227
Dank .....	230
Literatur .....	230

### Zusammenfassung

In schiefrig-phyllitischem Sideriterz des Steirischen Erzberges sind räumlich beschränkt relikte sedimentäre Erzgefüge erhalten. Lutitisch-mikrokristalline Ankerit- und Sideritfeinschichten im Lagererzkörper stellen ein sehr frühes, synsedimentär-diagenetisches Kristallisat dar, überliefern aber das ursächliche Anlagerungsgefüge extern-sedimentärer Bauzonen. Dazu gehören als typisch sedimentär: der Korngrößenwechsel in der laminierten Abfolge, Schräg- und Kreuzschichtung mit diskordanten Grenzflächen in polarer und geopetaler Anordnung. Subaquatische Faltungen können in seltenen Fällen vermutet, aber wegen der auch postdiagenetisch-tektonischen Verfaltung des hochteilbeweglichen Sericit-, Quarz-, (Chlorit- und Grafit-) führenden Erzes nicht exakt bewiesen werden.

Zeitlich mehraktige, durch Diagenese und Metamorphose ausgelöste Sammelkristallisationen, belegt durch Verdrängung von Siderit durch Siderit, führten zu Sideritmarmor, dessen Korngefüge typische Tektonitregelung (*e* Sid. 0112 || *s*, *c* in gespaltene[m] Gürtel *ac*) aufweist. Diese postkristalline intragranulare Korndeformation kann durch variszische und alpidische Verformungen verursacht worden sein.

Die isochemischen Umkristallisationen und alle metasomatischen Stoffaustauschprozesse erzeugten im gefügeanalytisch untersuchten schichtigen devonischen Erztyp Sekundärkristallisate, welche die primären extern-sedimentären Sideritanlagerungsgefüge sehr weitgehend zerstört haben. Die Siderittektonite sind als (Grafit-Chlorit)-Sericit-Quarz-führender Sideritmarmor zu bezeichnen.

### Apposition and Grain Fabrics as Characteristics of the Sedimentary-Metamorphic Genesis of the Siderite Deposit "Styrian Erzberg"

#### Abstract

Relict sedimentary ore-fabrics restricted in space are preserved in a schistic-phyllitic siderite-ore of the Styrian Erzberg. Lutitic-microcrystalline ankerite and siderite fine-layers in the bed-ore body represent a very early synsedimentary-diagenetic crystallisate but reflect the causal apposition fabric of external-sedimentary formation zones. Typically sedimentary features are: the grain-size change in the laminated sequence, cross-bedding with discordant boundary surfaces in polar and geopetal

\*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. OSKAR SCHULZ, Univ.-Doz. Dr. FRANZ VAVTAR, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abteilung Geochemie und Lagerstättenlehre, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

arrangement. Subaquatic foldings can be presumed in rare cases; however, they cannot be proved in detail due to the also post-diagenetic-tectonic folding of the sericite-, quartz-(chlorite- and graphite-)bearing ore, which displays high componental mobility.

Multi-Phase collective crystallisations, which were caused by diagenesis and metamorphosis and which are proved by the replacement of siderite by siderite, led to siderite marble, whose grain fabric displays the typical tectonite orientation ( $e \parallel 0112 \parallel s, c$  in split girdle  $ac$ ). This post-crystalline intragranular corn deformation may have been caused by Variscian and Alpidian deformations.

The isochemical recrystallisations and all metasomatic processes of material interchange produced secondary crystallisations in the bedded Devonian ore type, whose fabric has been analysed. These secondary crystallisations have largely destroyed the primary external-sedimentary siderite apposition fabrics. The siderite tectonites have to be classified as (graphite-chlorite)-sericite-quartz-bearing siderite marble.

## 1. Zielsetzung

Zu der immer noch mit gewisser Unsicherheit geführten Diskussion über die Genese der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg versuchen wir über die Gefügeforschung zu einer Stellungnahme zu gelangen. Offenbar seltene, durch die Metamorphose nicht zu stark verwischte Reliktgefüge bieten sich als Vorgängerstadien der heute vorherrschenden grobkristallinen Spatgefüge für eine sedimentologische Beurteilung an.

Außerdem versuchen wir im Sideritzerz Tektonitgefüge nachzuweisen und ihre Aussagekraft für abgelaufene tektonische Verformungen im Kornbereich zu nutzen. Durch diese im Entwicklungsstand der Erzgefüge unterschiedlichen Stationen sollte eine durch Merkmale gestützte genetische Erklärung der schichtigen Fe-Anreicherungen möglich sein.

## 2. Einleitung

Infolge der mehrdeutigen Grobkörnigkeit dieser Eisenerze und dementsprechenden Mangel an Karbonat-Primärgefügen in den generell schichtigen Erzkörpern wird die exakte Deutung der Genese sowie übrigens auch die der alpinen Spatmagnesite sehr erschwert. Das zeichnet sich in den schon Jahrzehnte andauernden Diskussionen ab. Obwohl neben Meinungen und „Modellen“ auch ernsthafte Beobachtungen und Ergebnisse in der Literatur dokumentiert sind, war diesen eine allgemeine Zustimmung versagt. Nicht einmal die von BERAN & THALMANN (1978) und THALMANN (1977) als Sedimentärgefüge aus der von Eisenerz 10 km entfernten Eisenspatlagerstätte Radmer beschriebenen Sideritfeinschichten mit wechselndem Chemismus, konnten ausnahmslos überzeugen und die logische Auffassung über sedimentäre Lagerstättenbildung endgültig festigen.

Wir legen nun Wert darauf, solche oder ähnliche, für sedimentären Siderit verdächtige Erze in der Großlagerstätte Steirischer Erzberg nachzuweisen und den Entwicklungsablauf auf verschiedenen Stationen der Ausgestaltung des Korngefüges verstehen zu lernen sowie vor allem Tektonitgefüge von typischen Wachstumsgefügen zu unterscheiden. Es wird versucht, die bestehenden Zweifel über die Zeit der Metallanreicherung bzw. die Erzmineral-Platznahme verschiedener Gefügetypen zu beseitigen. Die kritischen Themen umfassen Sedimentärgefüge, Umkristallisation, Abbildungskristallisation, Verdrängung durch Metasomatose, Korngefügeregelung durch mechanische Beanspruchung, belteropor selektive Wachstumsgefüge und Beziehung zwischen mechanischer Verformung und Kristallisation.

Der sich SE von Eisenerz erhebende 729 m hohe, von NW betrachtet kegelförmige Berg (reduzierter Gipfel heute 1465 m ü.d.M.) besteht aus zwei übereinandergeschobenen tektonischen Schollen paläozoischer Gesteine mit Ordovizium bis Karbon, welche transgressiv von Perm-Sedimenten überlagert sind. Der heutige tektonische Bau ist durch variszische und alpidische Orogenesen geprägt. Die hervortretende flachachsige, nach NNE geneigte Großsynklinale ist hauptsächlich auf eine variszische Einengung mit N-S-Achse und spitzwinkelige alpidische Überprägung mit NNE-SSW-Achse zurückzuführen (HIRZBAUER et al., 1991). Die Lagererkörper sind in devonischen Kalkschiefern und Sericit-Chlorit-Kalkmarmoren bis Grafit-Quarz-Chlorit-Sericit-Phylloniten enthalten. Die Erzlager erreichen Mächtigkeiten bis etwa 40–50 m.

Daraus werden nun Erzgefüge vorgestellt, die zwar nicht dem durchschnittlich geförderten Erz entsprechen, aber für die diagenetische und metamorphe Entwicklung der Erzkörper als Reliktgefüge Bedeutung haben. Zu beachten ist ferner noch die Metamorphosestufe der Nebengesteine, die nach zusammenfassenden Angaben von SCHÖNLAUB (1982) nach Folgerungen von JUNG (1980) variszisch in die untere Grünschieferfazies einzuordnen ist. Es werden Temperaturen von 350–370° vermutet. Schon 1978 hatten BERAN & THALMANN und BERAN (1979) nach geochemischen Untersuchungen an Erzberg-Ankeriten auf Bildungstemperaturen von etwa 400°C und Drucken zwischen 2 und 3 kbar geschlossen. Hierzu ist auch der Inkohlungsgrad von schichtig in den karbonen Eisenerzer Schichten angereichertem Phytodetritus bemerkenswert. Bei diesen „Grafiten“ handelt es sich nach unserer Überprüfung der Reflexionswerte mit  $R_{max} = 8.3\text{--}9.2\%$  (546 nm, Öl) um, im Gitter noch nicht vollständig entwickelte Grafite, sondern um Semigrafite. Auf Grund dieses Befundes läßt sich nach der Formel von BARKER & PAWLEWICZ (1986) unter Vernachlässigung des Zeitfaktors eine beiläufige Inkohlungstemperatur zwischen 424° und 438°C errechnen.

Allenfalls ist der Einfluß einer, wenn auch nur schwachen Metamorphose auf die Sideritzerkörper von Interesse, da wir ja auf der Suche nach möglichst ursprünglichen Anlagerungs- und Korngefügen sind.

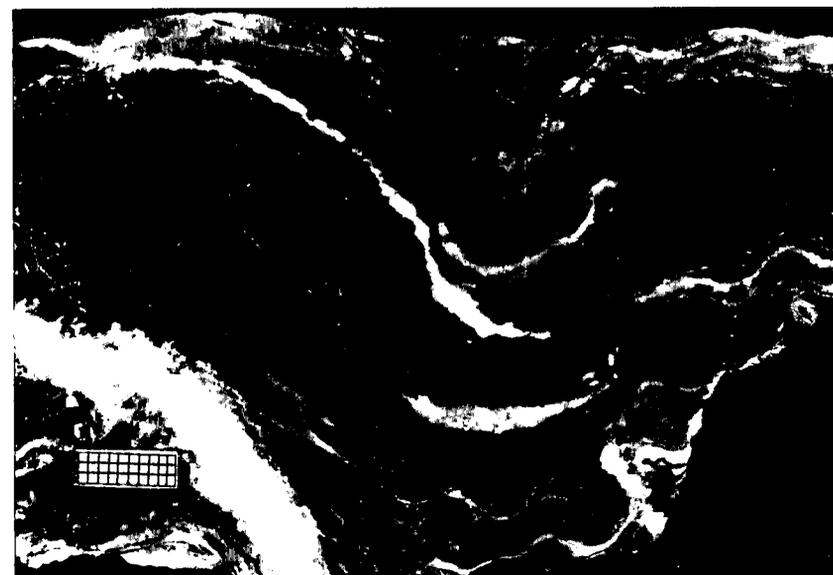
## 3. Relikte Anlagerungsgefüge

Bewährte Merkmale für Anlagerungsgefüge, wie sie seit SANDER (1936, 1948, 1950, 1970) aufgezeigt und von SCHULZ (1976) für die genetische Beurteilung von Erzen genützt werden, bilden die Grundlage des ersten Teiles unserer Studie. Wie allgemein bekannt, verän-

dem Diagenese und Metamorphose im Normalfall die Karbonatgesteine durch Sammelkristallisation, also Kornvergrößerung. Daher erwecken feinkörnige Gefüge in diesem Zusammenhang die besondere Aufmerksamkeit.

Innerhalb der schichtförmigen Erzkörper mit Mächtigkeiten von mehreren Meterzehnern ist Feinlagenbau besonders in den sogenannten „Schiefererzen“ und „Tigererzen“ der Bergleute seit langem bekannt, ohne aber für detaillierte petrographische Untersuchungen deskriptiv oder genetisch genützt worden zu sein. Aber es ist anzunehmen, daß der Anblick solcher Erze die Vertreter einer sedimentären Lagerstättengeneese schon seinerzeit (HIESSLEITNER, 1929; HÖLL & MAUCHER, 1976; HÖLL, 1970; SCHULZ, 1974) inspiriert haben dürfte. Wegen des, gegenüber dem monomineralischen Sideriterz, höheren  $\text{SiO}_2$ - und P-Gehaltes wurde dieser Typ beim Erzabbau ungern gesehen. Auch in der benachbarten Lagerstätte Radmer ist „Schiefererz“ entwickelt, aber früher nur für gefügekundlich aufmerksame Wissenschaftler wegen seines inhomogenen Lagenbaues, der Berührungsparagenese Erzminerale/gesteinsbildende Minerale und der gemeinsamen Fältelung im Kleinbereich, als genetisch bedeutungsvoll beurteilt worden.

Abb. 1: Scharf begrenztes, geschichtetes Sideritlager (dunkel) in devonischer Kalkmarmor-Abfolge (hell).



### 3.1. „Schiefererz“

Der Feinlagenbau des Schiefererzes besteht durch inhomogen wechselnde Beteiligung von Siderit, Ankerit, Sericit, Muskovit, (Chlorit, Grafit) und Quarz sowie auch durch Unterschiede in den Korngrößen. Die Feinschichtung entspricht lagenmäßig der Grobschichtung

Abb. 2: Biegefaltung paralleler Feinschichten. Alternierende Siderit-, Hämatit-, Sericit- und Quarzlagen. Fugen mit Siderit verheilt. „Schiefererz“, Etage -III. Anschliff. Maßstab: mm-Papier.



Abb. 3.  
 Selektive Sammelkristallisation in feingeschichteter, mikrokrystalliner Glimmer-Siderit-Abfolge.  
 s-diskordante Haarris mit Siderit verheilt.  
 Dünnschliff im Auflicht. Nicols x, natürl. Gr. 4x2.7 mm.

Abb. 4.  
 Mikrokrystalliner Siderit mit Lagenbau durch gestaltlich in s eingeregelt Sericit (s von links oben nach rechts unten), ruptuell unterbrochen durch s-diskordanten, mit jüngerem Siderit verheilten Haarris (von rechts oben nach links unten).  
 Dünnschliff, Nicols +, natürl. Gr. 3.3x2.2mm.

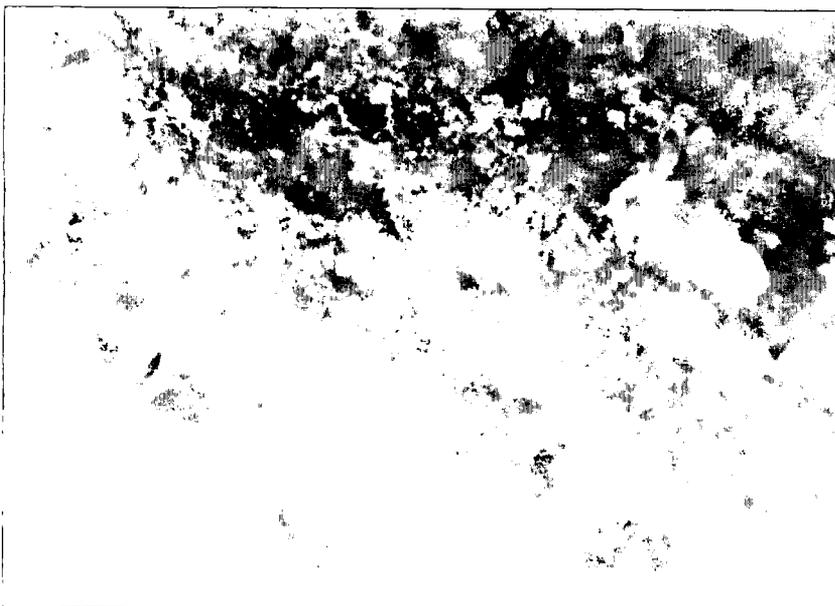
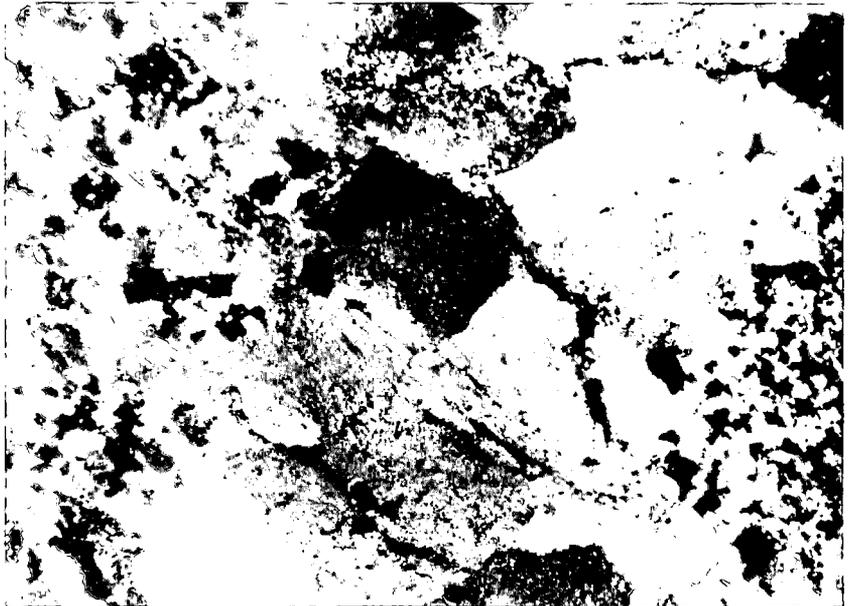


Abb. 5.  
 Mikrokrystalline Ferrodolomit/Mesitinspat-Laminae sind durch Sammelkristallisation von Siderit zerstört.  
 Polierter Anschliff, Nicolsx, natürl. Gr. 0.54x0.36 mm.



Abb. 6.  
Mikrokristalliner polymineralischer Ferrodolomit/Mesitinspat-Lutit mit schräggeschichtetem Teilbereich als Verdrängungsrelikt zwischen grobkristallinen Sideritlagen, welche durch einen, mit Siderit zementierten Haarriß verbunden sind.  
Sekundäre Limonitlagen schwarz.  
Dünnschliff, 1 Nicol, natürl. Gr. 1.44x0.94 mm.

und Bankung im Aufschluß, und weitgehend folgen die Schieferungsflächen (s) der sedimentären Schichtung (ss; Abb. 1,2).

Nesterförmige Sideritapatitaggregate und ebenso kleine Quarzitenester zeigen im mikroskopischen Verteilungsbereich die Tendenz zur Kornvergrößerung mit Verwischung der Laminae (Abb. 3). Besonders ausdrucksvoll aber ist die ruptuelle Unterbrechung des laminierten Gefüges durch Haarrisse und deren Zementation mit pigmentfreiem gröberspätigem Siderit (Abb. 4). Die beiden genannten Beispiele für freie bzw. nicht-freie chemische Internanlagerung beweisen die verschiedene Altersstellung der Kristallite und somit die Existenz reaktiv älterer Gefüge.

Die geringsten hier beobachteten Korngrößen des Siderits betragen um 0.008 mm. Für Feinlagen aus dem Mischbereich Ferrodolomit-Mesitinspat wurden sogar nur 0.005 mm gemessen. Das Gefüge ist also als mikrokristallin bzw. die Kornfraktion als groblutitisch zu bezeichnen. Die Größe sekundärer Kristallite einzeln, in Gruppen und in Feinlagen beträgt größenordnungsmäßig z.B. 0.02–0.2–0.6–1 mm oder es gibt auch Zwi-

schengrößen. Diese langeweise angeordneten Mikrospatit- und Makrospatitareale zeigen homöoblastisches xenomorph- bis hypidiomorphkörniges Gefüge (Abb. 5,6). Undulöse Auslöschung ist sehr häufig; sie läßt so wie die seltenen Druckzwillinglamellen auf mechanische Beschädigung der Körner schließen. Sehr wohl müssen aber diese makrokristallinen Neubildungen von den typischen Wachstumsgefügen unterschieden werden.

Gefügemerkmale, wie Tracht und Habitus der Kristallite, Interngefüge und Intergranulare sowie durch mobile Konturenbildung ausgewiesene Kristallfronten ermöglichen die Unterscheidung der verschiedenen Generationen von Fe-Karbonaten. Die relativ jüngeren Aggregate fallen durch Grobkörnigkeit und Reinheit auf, während die relativ älteren ein feinkörniges, pigmentiert wirkendes Gefüge zeigen. Somit steht außer Zweifel, daß die mikrospatitischen Feinlagen ein sehr frühes, also altes Entwicklungsstadium des Gesteins, bzw. Erzes bewahrt haben, und daß demnach die extrem feinkörnigen, mikrokristallinen Laminite offensichtlich die petrologisch wertvollsten sind. Sie repräsentieren nämlich

Abb. 7.  
Feinlagenbau durch laminaren Korngrößenwechsel des Siderits, durch Sericitzwischenschichten und Quarzeinschaltungen.  
Aus Sideriterzlager Typ "Schiefererz".  
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Gr. 3.3x 2.1 mm.

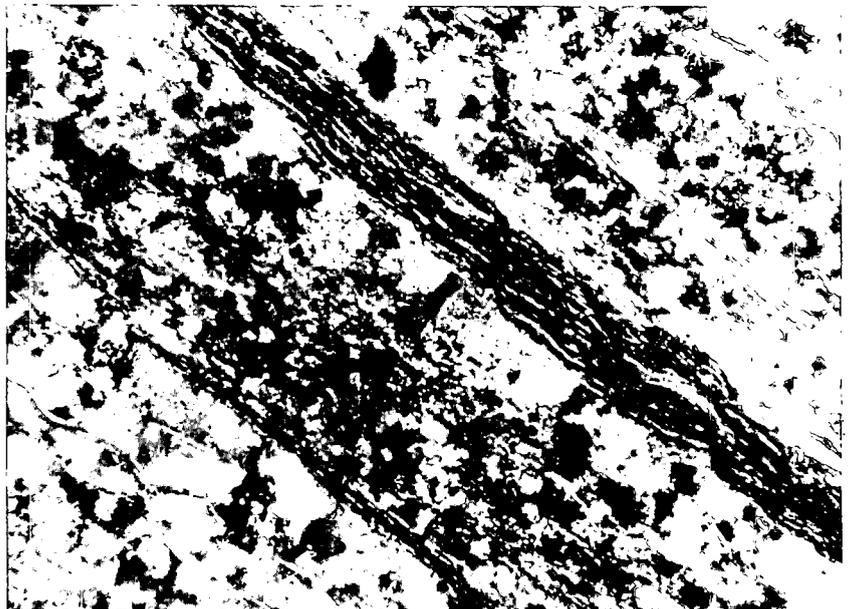




Abb. 8.  
Parallel- und schräggeschichtete Grafit-Sericit-Ankerit-Siderit-Anlagerungs-  
gefüge mit diskordanten Bauzonen.  
s-parallele Sammelkristallisation.  
Anschliff, Maßstab: mm-Papier.

einen syndimentären Zustand, und wenn schon nicht das Primärgefüge der Bauzonen, so doch ein frühdiagenetisches Stadium.

Wenngleich die Bereitschaft der Karbonate zur Sammelkristallisation mit dem Einbau der Kationen Mg und Fe bekanntlich zunimmt, so kann doch für die in diesen Feinlagen mitenthaltenen Nebengemengteile und Akzessorien wie Sericit, Quarz, inkohlte Substanz, unter Berücksichtigung der allerdings unterschiedlichen Me-

tamorphosereaktionen, auf eine ähnliche Entwicklung geschlossen werden.

Folglich bildet der in ausgesuchten Beispielen unversehrte erhaltene inhomogene Lagenbau des schwach metamorphen Gesteins und Erzes zweifelsfrei die ursprüngliche Feinschichtung des Sedimentes ab; mit der Einschränkung, daß die gestaltliche Einregelung der Glimmer in die s-Flächen natürlich nicht dem primären Anlagerungsvorgang entstammen muß. Wohl aber war das laminar wechselnde Komponentenangebot für die mechanische und chemische Anlagerung maßgeblich und ist nunmehr als Kennzeichen der ehemaligen externen Bauzonen, also der Schichtung, erhalten (Abb. 7).

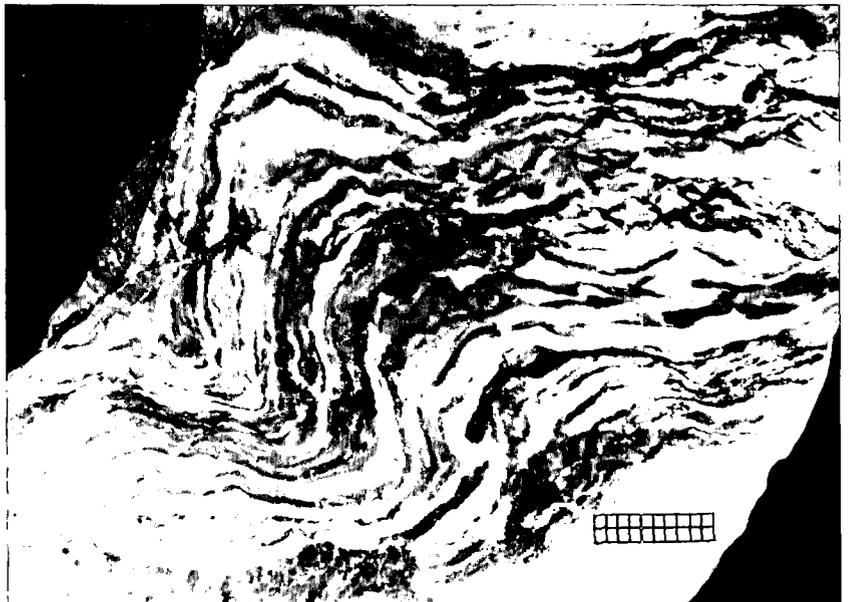
Außer den feinschichtigen Parallelfächengefügen können noch weitere typische, sedimentäre Gefüge nachgewiesen werden. So stellen auch schräggeschichtete Feinlagen, teilweise sogar mit Andeutung von Kreuzschichtung, genetisch auswertbare Befunde dar. Unkonforme und lokal diskordante Grenzflächen zwischen älteren und auflagernden feinstkörnigen Erzmineralaggregaten machen kurzfristige Erosionsdiskordanzen deutlich, die durch nachfolgende Sedimentation den Übergang zur parallelfächigen Anlagerung brachten und somit zur Einsedimentierung des lokalen Kleinreliefs führten (Abb. 8).

Die durch die regressiven und progressiven Phasen verursachte Polarität im Sedimentaufbau, oft noch verdeutlicht durch den lagigen Korngrößenwechsel, weisen Oben und Unten im ehemaligen Erzsediment deutlich aus und stellen geopetale Gefüge im Sinne SANDER's (1936, 1950, 1970) dar.

Eine mehrdeutige und daher verfängliche Beurteilung bleibt für verschiedene gekrümmte Gefüge vorbehalten. Die infolge Glimmergehaltes hochteildbeweglichen Kalkschiefer mit dem darin enthaltenen Schiefererz waren prädestiniert für Faltungen und Fältelungen. Die mechanische Beanspruchung im Verlaufe der Orogenese kommt daher gerade in diesen Gesteinen mit vor allem faltenden Verformungen stark zum Ausdruck. Dadurch wurden allerdings präexistente, möglicherweise syndiagentische Teilbewegungen überprägt (Abb. 9).

Wir konnten bisher nur sehr selten Merkmale finden, die ausschließlich für vortektonische, nämlich syndia-

Abb. 9.  
Stetige fältelnde Deformation in verschiedenen Entwicklungsstadien des polymineralischen "Schiefererzes" (Quarz-Sericit-Sideritphyllit).  
Maßstab: mm-Papier.



genetische Verfallung zu sprechen scheinen. Wohl aber besteht der starke Verdacht auf subaquatische Wellungen und Zergleitungen der Sedimentationsoberfläche dann, wenn etwa polare Auffüllung gewellter Bodenoberflächen vorliegt, d.h. wenn ein Faltungsrelief mit darauf lokal winkeldiskordanter Sedimentation ausgeglichen erscheint.

Analoge Befunde gibt es übrigens auch im nicht erzführenden Begleitgestein.

Die bisher erwähnten Erzgefüge sind typisch für den Abschnitt des älteren Devons in der Liegendescholle und treten, wenn auch selten, bis zu 40 m Mächtigkeit auf. In der Abfolge befinden sich auch analoge Ankeriterze sowie entsprechende feinkörnige Kalkschiefer und Calcitmarmore mit denselben Nebengemengteilen. Wenngleich im großen gesehen der Fe-Gehalt schichtig-bankig wechselt, sind auch im Streichen Übergänge der Karbonat-Hauptgemengteile zu beobachten.

### 3.2. „Tigererze“

Die Tigererze, welche gelegentlich in der mittleren Devon-Abfolge gefunden werden, weisen als äußere Kennzeichen Lagenbau im mm- bis cm-Ausmaß auf, deren Ursache die feinschichtig wechselnde Beteiligung von Siderit, Sericit und Quarz sowie scharfer Wechsel in der Korngröße ist. Mit separierten Kriställchen (z.B. 0.1–0.2 mm) und lagiger Häufung tritt seltener auch Pyrit in Erscheinung. Zum Unterschied vom Schiefererz sind hier die Minimalkorngrößen gröber und die großen Körner bis zu derbkristallinen Aggregaten gewachsen. Kristalle mit 1.5 mm und größer sind keine Seltenheit. Diesen stehen Feinlagen mit Sideritkorngrößen um 0.1 mm, aber auch lagig wechselnd auf 0.2 bis 0.3 mm gegenüber. Zwar sind auch hier Verdrängungen älterer, feinkörniger Aggregate durch jüngere, grobkörnige häufig, und bildet der Lagenbau ein auffälliges Gefügemerkmal, aber die mikropatitischen, feinschichtigen Erze mit typischen, sedimentären Reliktgefügen konnten wir nicht finden. Dennoch zweifeln wir nicht, daß auch bei diesem Erztyp der Lagenbau ein, wenn auch schon stärker umkristallisiertes, ehemaliges Anlagerungsgefüge darstellt. Die Schichtung

ist demnach trotz der stärkeren Kristallinität deutlich abgebildet, weshalb u.a. auch für diese Sideritgefüge die bergmännische und geologische Bezeichnung „Bändererz“ gebräuchlich ist.

Die Neigung zu Sammelkristalliten kommt in diesem Erztyp außerdem durch die bekannten bipolaren Kristallrasen zur Geltung, welche typische sekundäre Wachstumsgefüge darstellen.

## 4. Allgemeine Gefügebeobachtungen

In den erwähnten schichtigen Erzen fällt auf, daß die Nebengemengteile wie Sericit, Quarz, Chlorit, bisweilen auch Pyrit, Hämatit, Lepidokrokit, Grafit, teils selbst in *s* angereichert sind und Feinlagen, Suturen oder die Intergranularen zwischen den Sideritkörnern besetzen, teils aber auch, u.zw. speziell in größeren Sideritkornlagen, typische Interngefüge *si* bilden.

In den deutlich kristallinen Sideritgefügen sind zahlreich undulöse auslöschende Körner (Abb. 10), seltener solche mit Zwillinglamellen zu finden (Abb. 11). Es muß allerdings betont werden, daß die undulöse Auslöschung sich in diesem Fall jeweils auf die Einzelkörner des geschlossenen Sideritgefüges bezieht und nicht auf zusammengehörende Korngruppen und -büschel, die nur als Aggregate undulöse Auslöschung ergeben und somit keine intragranulare Gitterdeformation bezeugen, aber eine typische Wachstumsregelung mit geringen Lageänderungen der Korn-*c*-Achsen darstellen. In einem xenomorphkörnigen Gefüge wurden Zwillinglamellen mit nachträglich aufgeprägter Verbiegung derselben gefunden.

Neben isometrischen, hypidiomorphen bis xenomorphen Komponenten gibt es feinlagig auch oblonge Körner mit Verzahnung der Grenzen, die stellenweise zu Abschnitten mit *s*-paralleler Mylonitisierung überleiten und somit die postkristalline mechanische Beanspruchung veranschaulichen (Abb. 12). Analoge Korndeformationen sind auch im Ankerit-, Calcit-, Glimmer- und Quarz-Teilgefüge entwickelt.

Die oft zu sehenden rupturrellen Unterbrechungen und fugenverheilenden, also relativ jüngeren Internkri-

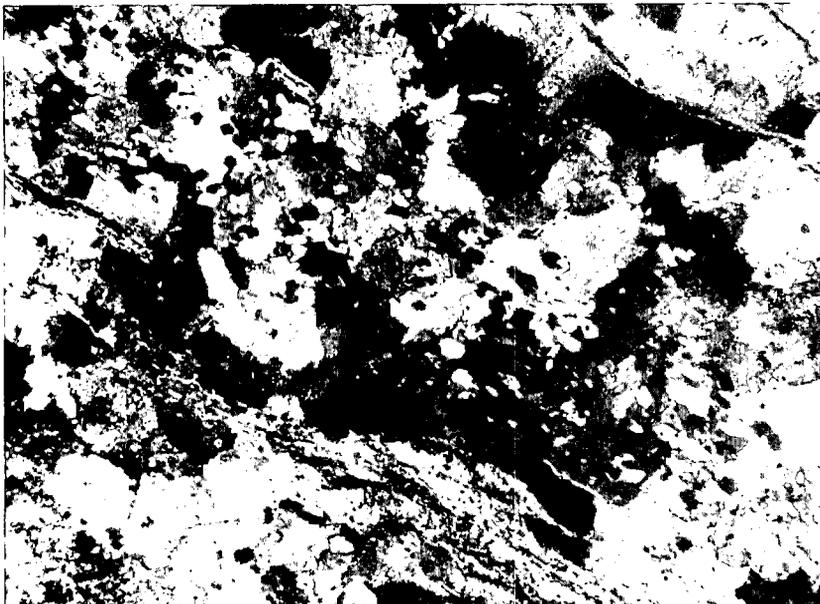


Abb. 10.

Quarz und Sericit als *si* in Sideritmarmor.

Undulöse Auslöschung vieler Sideritkörner. Die Quarzverteilung in *s* (von links oben nach rechts unten) mit z.T. idiomorphen Einzelkriställchen und die Sericitfilze (z. B. unten Mitte) verdeutlichen die Schicht- und Schieferungsfläche *s*.

Dünnschliff, Nicols +, natürl. Gr. 3.3x2.2 mm.

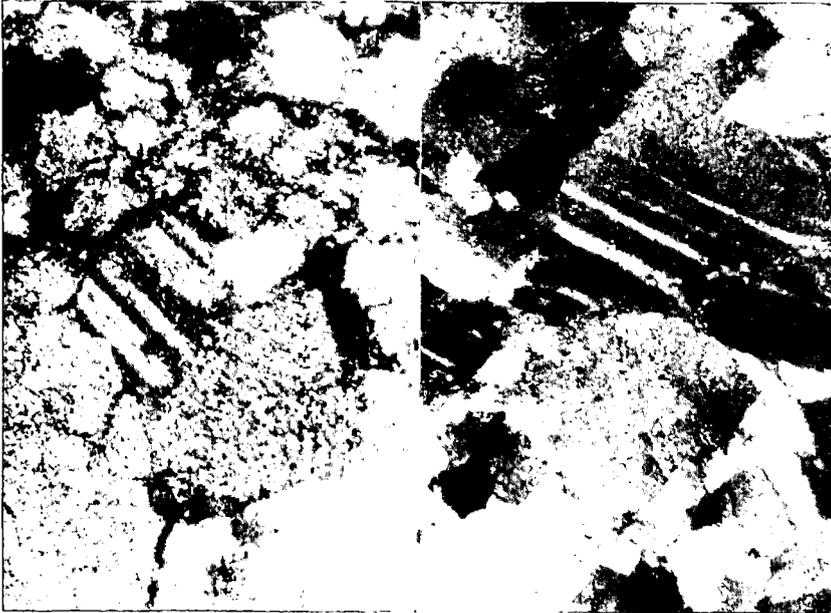


Abb. 11.  
Undulöse Auslöschung und seltene Druckzwillingbildung als Folge nachkristalliner intragranularer Gitterdeformation in alternierenden, unterschiedlich grobkristallinen Sideritlagen.  
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Gr. linkes Bild 2.2x1.7 mm, rechtes Bild 0.94x0.63 mm.

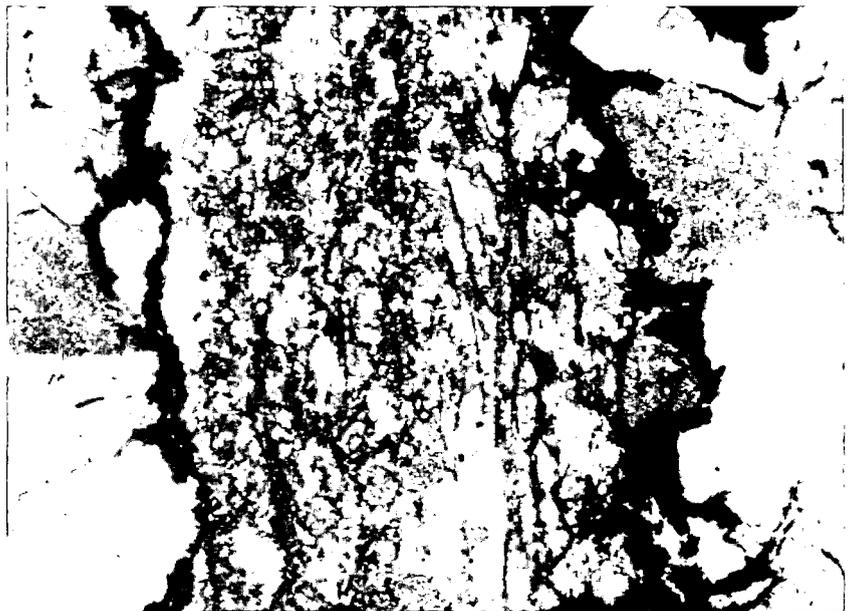


Abb. 12.  
Verschieden fein- bis grobkristalliner Siderit in feinschichtiger Wechsellagerung.  
Schwarz = Limonitsutur.  
Dünnschliff, Nicols x, natürl. Gr. 3.3x2.1 mm.

stallitate mit Siderit lassen erkennen, daß nicht nur drei zeitlich verschiedene Generationen (I, II, III; BERAN, 1979; FRIMMEL, 1988) vorliegen, sondern daß das Erzgefüge durch eine Vielzahl von, sich zeitlich ablösenden Deformationen und Kristallisationen geprägt wurde. Die Zusammenhänge liegen komplizierter und Einzelbefunde dürfen nicht ohne weiteres verallgemeinert werden.

Schließlich ist an die besonders bei Karbonaten so deutliche, und zwar unterschiedliche Bereitschaft zur Sammelkristallisation zu erinnern, wobei Calcit am trägsten, Siderit und Magnesit am auffälligsten reagieren. Auch die allgemein bekannte Kristallisationshemmung in polymineralischen Aggregaten gegenüber der Kristallisationsbreitschaft in geschlossenen monomineralischen Gefügen tritt auffällig in Erscheinung; was auf die Chancen bei der Suche nach möglichst wenig umkristallisierten, ursächlichen Korngefügen schließen läßt.

## 5. Siderit-Tektonitregelung

Die Darlegung der schrittweisen Veränderung des Lagengefüges und Entwicklung der Kristallinität des Sideriterzes von einem frühdiagenetisch-sedimentären Stadium bis zum heutigen polymetamorphen und postorogenen Zustand bringt die Frage nach den Auswirkungen der variszischen und alpidischen Orogenesen auf das Erz mit sich. Der gesamte geologische Körper einschließlich seiner Erzlager mußte demnach von Metamorphosen und sich überlagernden mechanischen Durchbewegungen betroffen worden sein, was zu Deformationen der Minerale in ihrer Gestalt und im Mineralgitter sowie zu Umkristallisationen Anlaß gegeben haben muß.

Korndeformationen und Regelung in Calcit-Tektoniten beschrieb und erklärte SANDER (1950, 1970). LADURNER erforschte die Regelungsmöglichkeiten an Karbonatmineralen weiter und berichtete (1953) über Dolomit- (1955a), über Ankerit- (1955b), über Siderit- und

(1965) über Magnesit-Korngefügeregelungen. SCHULZ (1971) legte diese nun bekannten Regeln der Karbonatminerale den genetischen Aussagen über die Sideritlagerstätte Gebra-Lannern bei Kitzbühel zugrunde. SCHULZ & VAVTAR (1989) nützten die Korngefügeregelung zur Deutung der Entstehungsgeschichte der Magnesitlagerstätte Weißenstein bei Hochfilzen.

Die mechanische Beanspruchung eines Sideritkorngefüges verursacht nach LADURNER (1955) die Einregelung des flachen Rhomboeders  $e$  (0112) in die Gleitungsflächen des Gefüges. Dies bedingt in  $S$ -Tektoniten eine Häufung der Korn- $c$ -Achsen ringförmig mit etwa  $26^\circ$  Abstand vom  $e$ -Lotmaximum, welches seinerseits sich mit einem  $c$ -Achsenminimum deckt.  $B$ -Tektonite zeigen im Idealfall einen gespaltenen  $c$ -Achsen Gürtel, entsprechend dem Winkel von  $c$  zum  $e$ -Lot mit beidseitigem  $26^\circ$ -Abstand von der durch die  $e$ -Maxima repräsentierten Symmetrieebene.

Die in den Diagrammen meist deutlich ausgeprägten Regelungen der Siderit- $c$ -Achsen wurden, mit Ausnahme der Diagramme D5,6, im Schiefererz der Liegend-scholle festgestellt. Das mit dem Universaldrehtisch im Dünnschliff untersuchte Erz bietet ein typisches kristallines Sideritgefüge mit Feinlagenbau, der durch Korngrößenwechsel sowie Sericit- und Quarzteilhabe auch makroskopisch sichtbar ist.

Es handelt sich größtenteils um isometrisch xenomorph-körnige geschlossene Sideritaggregate, in denen hypidiomorphe Körner nur selten auffallen. Die Auslöschung der Körner u.d.M. ist teilweise undulös, in den Diagrammen D5,6 zeigen sich selten auch Zwillinglamellen im Siderit. Kleinbereiche sind durch auffällige büschel- und palisadenförmige grobspätige Aggregate mit Wachstumsregelung gekennzeichnet, welche das umgebende mikrokristalline Gefüge verdrängen. Die Korngrößen desselben wechseln lagenweise etwa von 0.05 über 0.1, 0.3 bis 0.7 mm. Nur diese Teilgefüge wurden zur Achsenmessung herangezogen.

Die schwache feinlagige Beteiligung von Quarz besteht in Form von teils idiomorphen, etwa 0.1 mm langen Säulchen mit meist deutlicher gestaltlicher Einre-

gelung in  $s$ , teils aus Quarzit-Kleinaggregaten bis 0.7 mm Querschnitt, die auf Grund ihrer Vergesellschaftung und Anordnung als typische Umkristallite zu deuten sind.

Das Glimmerteilgefüge besteht aus Sericitblättern und bis zu 0.2 mm dünnen Lagen, welche die Schieferungsfläche  $s$  verdeutlichen. Mitunter erscheinen die verfilzten Aggregate durch angrenzende Sideritkristalle eingedrückt.

Um eine unbeabsichtigte Kornauswahl bei der Messung mit dem Universaldrehtisch und den Schnitteffekt auszuschalten, wurde die Analyse allenfalls in zwei aufeinander rechtwinkelig stehender Schnittlagen durchgeführt, und zwar im  $ac$ -Schnitt ( $\perp b$ ) und im  $bc$ -Schnitt ( $\perp a$ ). Bei den meisten analysierten Stücken handelt es sich um abgesprengtes Erz, also um Fallstücke, deren Habitus die Festlegung der Koordinaten ( $a, b, c$ ) nach den äußerlich sichtbaren flächigen und linearen Formelementen erlaubt und die Schnittlage darauf bezogen werden kann. Überprägungen erschweren allerdings dieses Vorhaben.

Bei allen Diagrammdarstellungen bezieht sich die ungerade Nummerierung auf  $ac$ -Schnitte, die gerade auf  $bc$ -Schnitte. Statistisch erfaßt wurden jeweils 210 Körner. Die Besetzungsdichten repräsentieren jeweils  $>3-3-2-0\%$ . Abweichend davon zeigt nur das Glimmerdiagramm die Besetzungen mit  $>10-7-3-0\%$ . Der  $ac$ -Schnitt D1 zeigt mit scharfer Regelung den Trend zu einer Kalottenbesetzung in Form eines charakteristisch gespaltenen Teilgürtels. Diese Achsenhäufung weist durch die Einregelung von  $e$  (0112) in die  $s$ -Flächen auf einen Siderit- $S$ -Tektonit mit Andeutung  $b$ -achsialer Fältelung von  $s$ . Der rechtwinkelig dazu geführte Schnitt (D2) vermittelt zwar nicht den zu erwartenden gespaltenen  $ac$ -Gürtel durch die Mitte des Diagrammes, und die Maxima decken sich bei Rotation in  $ac$ -Stellung nicht gut mit dem  $ac$ -Diagramm, aber ein gespalteener  $ac$ -Gürtel mit asymmetrischer Lage kommt deutlich zur Geltung. Die Folgen der  $s$ -Fältelung sind hier deutlicher ausgeprägt.

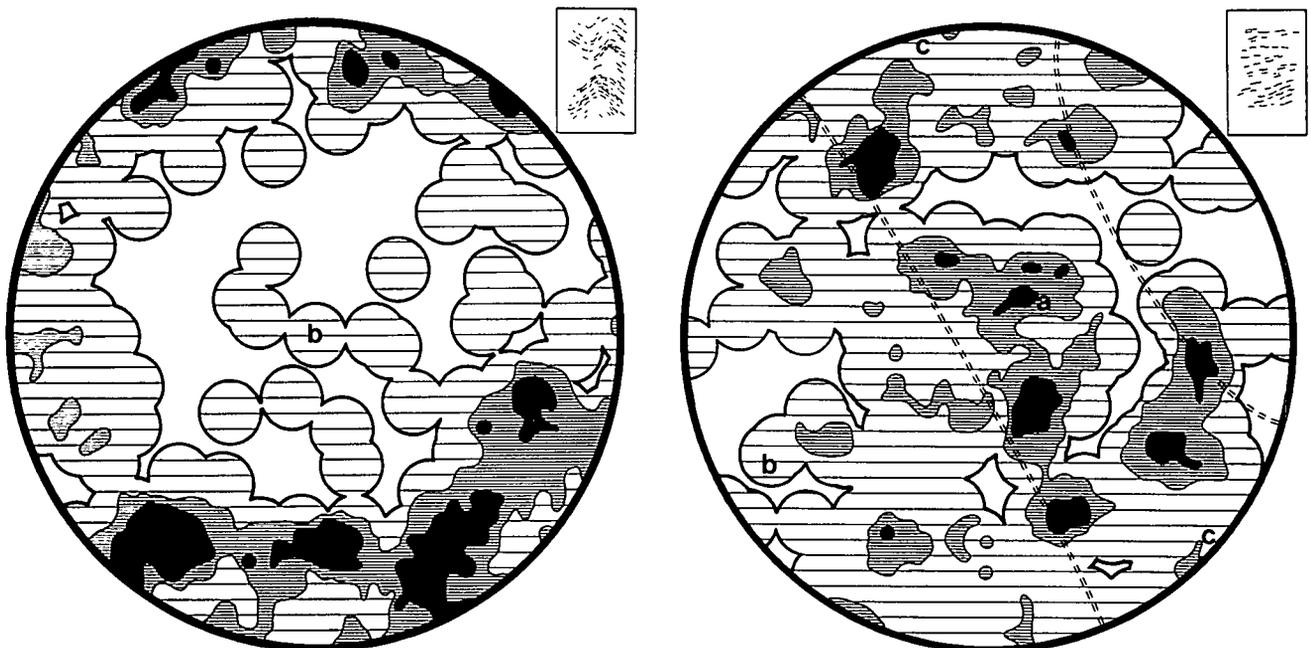


Diagramme 1 + 2.

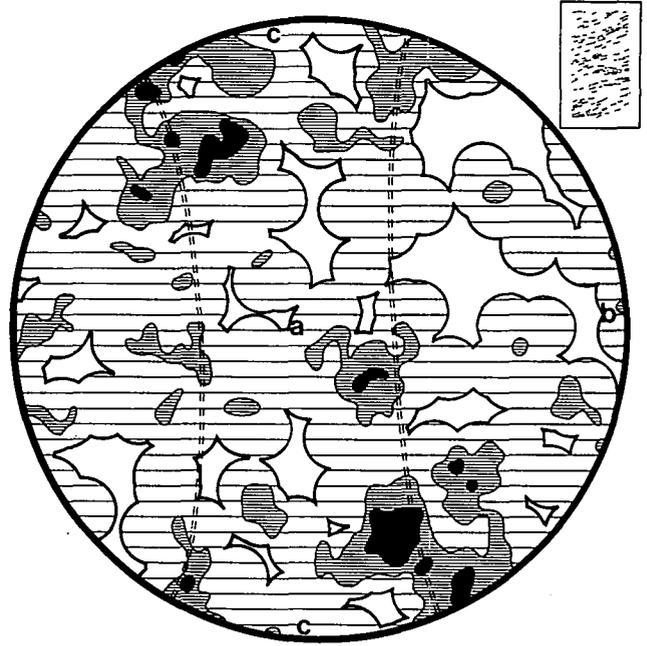
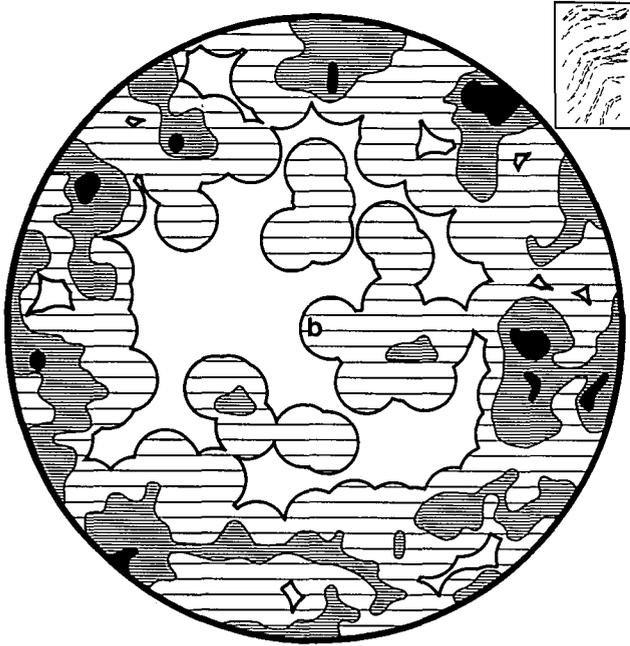


Diagramme 3 + 4.

Die Besetzungen mit Siderit-*c*-Achsen in den einander entsprechenden Diagrammen D3,4 decken sich hingegen nach Rotation um  $90^\circ$  gut und zeigen das statistische Bild eines *B*-Tektonits.

Analoges kann auch für die Diagramme D5,6 gelten, wobei besonders in D5 die der Peripherie nahe, eben typische, gespaltene Gürtelbesetzung beidseits der *ac*-Ebene in Erscheinung tritt. In D5 sind auch Kleinkreisbesetzungen angedeutet, die aus der wechselseitigen Einregelung einer der drei gleichwertigen *e*-Flächen zu erklären wären. Die Messungen von D5 und D6 beziehen sich auf ein reines, feinkristallines Sideritzerz mit Korngrößen 0.05–0.23 mm.

Auch im Schiefererz der Diagramme D7,8 kommt die typische gespaltene Gürtelbesetzung durch die Siderit-*c*-Achsen gut zur Geltung. Die Häufungen sind durch Rotation der Schnittlagen ineinander überführbar.

Die Schiefererz-Diagramme D9,10 zeigen vor allem im *ac*-Schnitt die einem *B*-Tektonit entsprechenden Häufungen der *c*-Achsenmaxima auf einem peripheren Ring um *B*. Der entsprechende *bc*-Schnitt läßt in deutlichem Gegensatz dazu eine Anordnung der Maxima ungefähr in einem verschwenkten *ac*-Gürtel erkennen.

Auch die Achsenkonzentration im Bereich der Kreisperipherie des *ac*-Schnittes von D11 ist auf offenbar starke achsiale Fältelung der *s*-Flächen zurückzuführen.

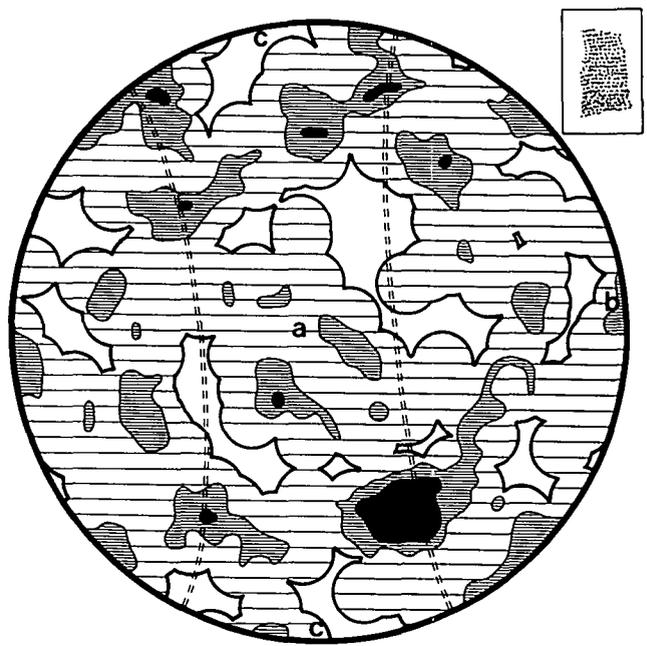
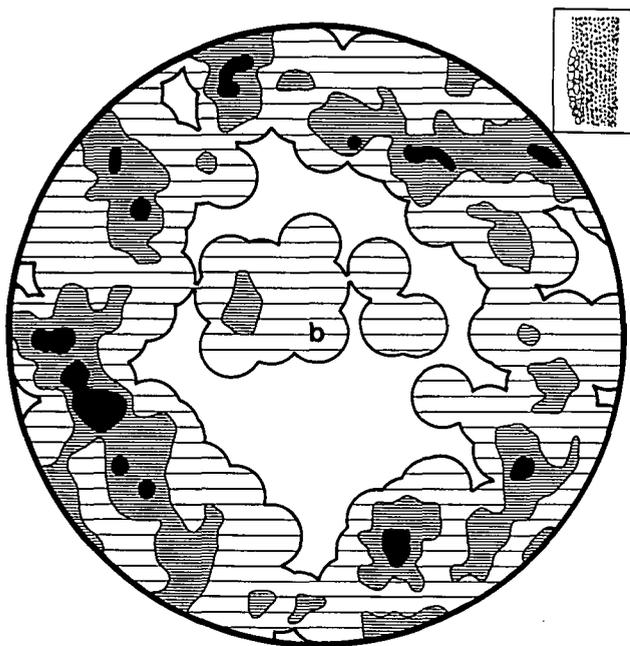


Diagramme 5 + 6.

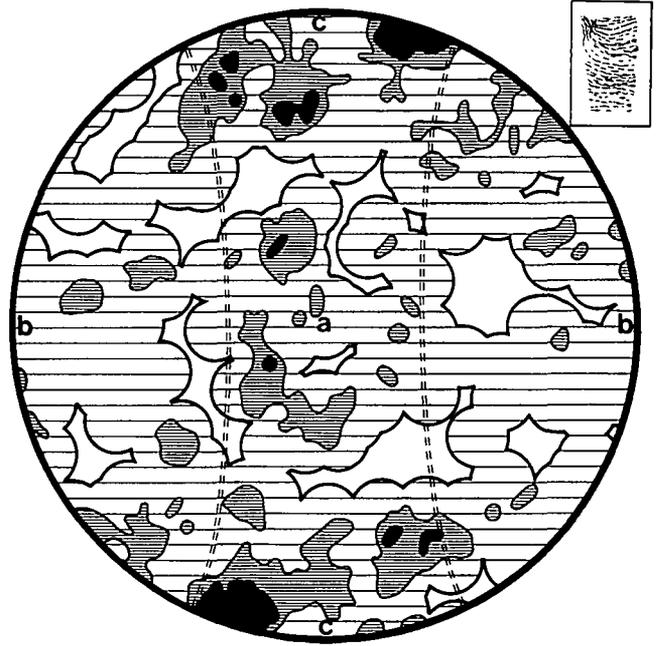
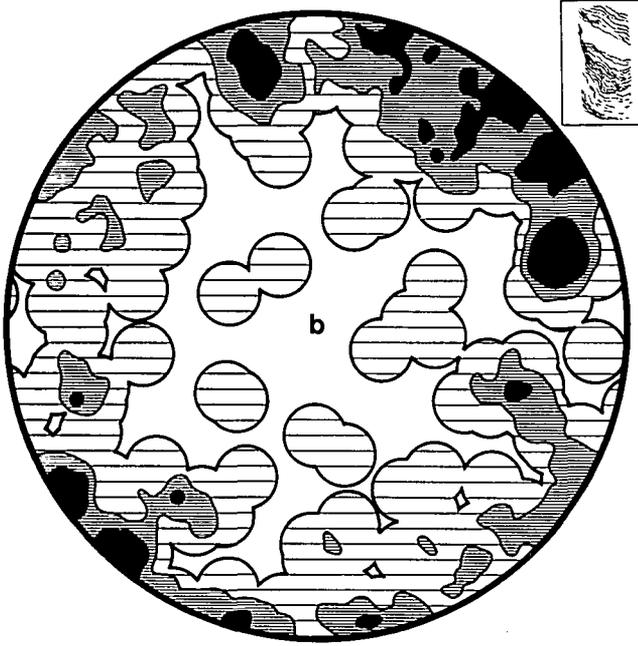


Diagramme 7 + 8.

ren. Der rechtwinkelig dazu geführte Schnitt zeigt diese statistische Häufung der *c*-Achsen von Sideritkörnern um die *ac*-Ebene quer durch das Diagramm.

Nicht typisierbar erscheinen uns die Quarz-*c*-Achsendiagramme D13,14, welche beide eine ziemlich homogene Verteilung der Achsenlagen ergeben. Mag sein, daß die aus Quarznestern gemessenen Körner durch mehrere Verformungen überprägt wurden, was zu einer Homogenisierung der Lagen geführt haben könnte. Bemerkenswert ist, daß diese Quarzmessungen aus dem Präparat mit gut geregelten Sideritachsen (D9,10) stammen.

Aber ein ausdrucksvolles Beispiel für *s*-Fältelungen im Schiefererz stellt das Glimmerdiagramm D15 dar.

Zwar kommen nicht Überprägungen durch verschiedene Deformationen zur Auswirkung, aber die Sericitfilze bilden ausgeprägt die Wellungen der *s*-Flächen ab. Diesem Glimmerdiagramm entspricht D11 der Siderite.

### 5.1. Besprechung der Korngefügeanalyse

Es besteht kein Zweifel, daß mit Ausnahme der Quarzdiagramme D13,14 die hier präsentierten Diagramme für gut geregelte Tektonite sprechen. Mehrheitlich kommen sogar die typisierbaren *c*-Achsenhäufungen in Form eines, in der *ac*-Ebene gespaltenen Gürtels zur Geltung. Die Statistik wurde an Kornaggregaten mit

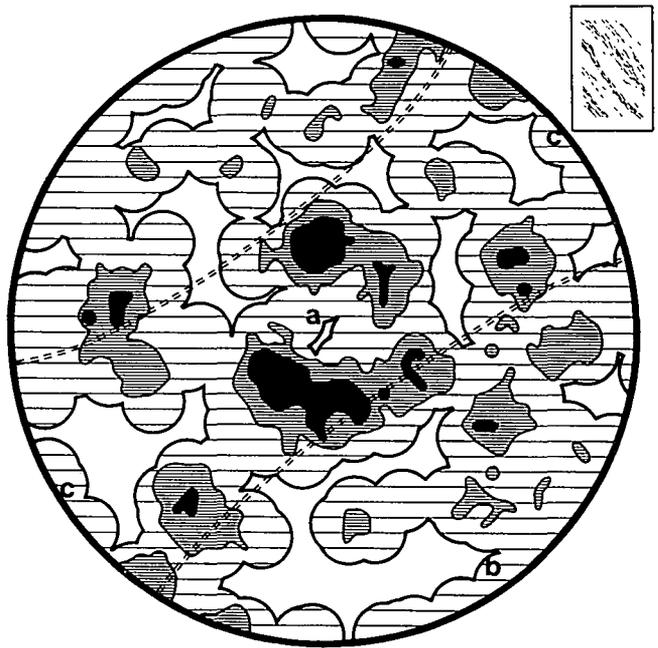
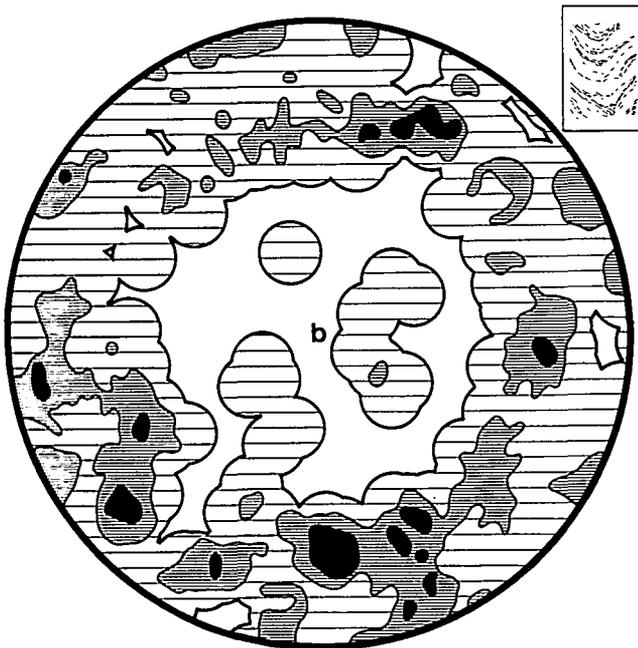


Diagramme 9 + 10.

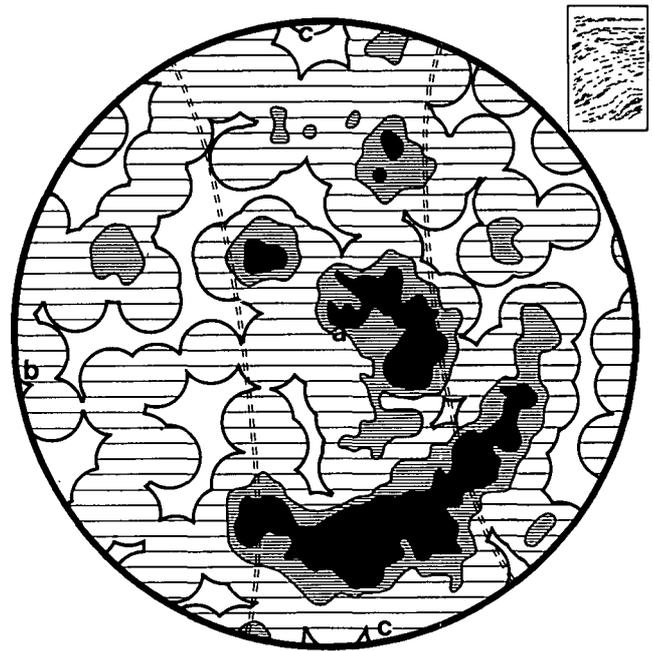
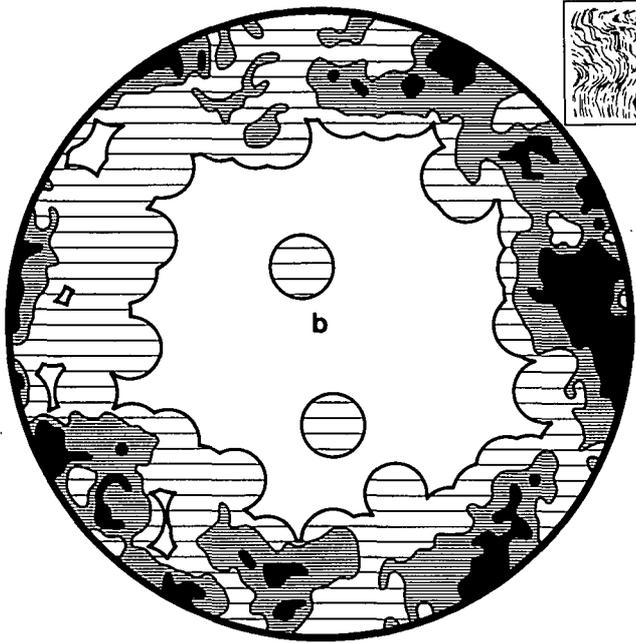


Diagramme 11 + 12.

0.05–0.3 mm großen Individuen des geschlossenen Sideritgefüges vorgenommen, welches im Vergleich zu den anderen Siderit-Erztypen des Erzberges als fein- bis mittelkörniges Erz zu bezeichnen ist. Die darin enthaltenen auffälligen grobspätigen Wachstumsgefüge mit eigener Regel wurden bewußt in die Statistik nicht einbezogen.

Während der schiefrig-phyllitische Habitus dieses Erzes im Aufschluß und Handstück meist für einen S-Tektonit mit *b*-achsialen Fältelungen spricht, kommt im mikroskopischen Verteilungsbereich doch die achsiale Prägung mit Wellung der *s*-Flächen, vor allem durch den Verlauf der petrotektonisch wichtigen Sericitaggregate und Feinlagen, deutlich zur Geltung. Die untersuchten Siderite erweisen sich zum Sericiteilgefüge als homotrop.

Während der schiefrig-phyllitische Habitus dieses Erzes im Aufschluß und Handstück meist für einen S-Tektonit mit *b*-achsialen Fältelungen spricht, kommt im mikroskopischen Verteilungsbereich doch die achsiale Prägung mit Wellung der *s*-Flächen, vor allem durch den Verlauf der petrotektonisch wichtigen Sericitaggregate und Feinlagen, deutlich zur Geltung. Die untersuchten Siderite erweisen sich zum Sericiteilgefüge als homotrop.

Die an den Fallstücken erkennbaren achsialen Gefügeelemente sind, wie der Vergleich mit den Daten im Anstehenden wahrscheinlich macht, sowohl auf eine der beiden, miteinander interferierenden Hauptformungsachsen des Erzberges beziehbar, das heißt auf die alpidische Achse  $B_3 = \text{NNE-SSW}$  oder die variszische  $B_2$ -Achse = N-S (HIRZBAUER et al., 1991), als auch

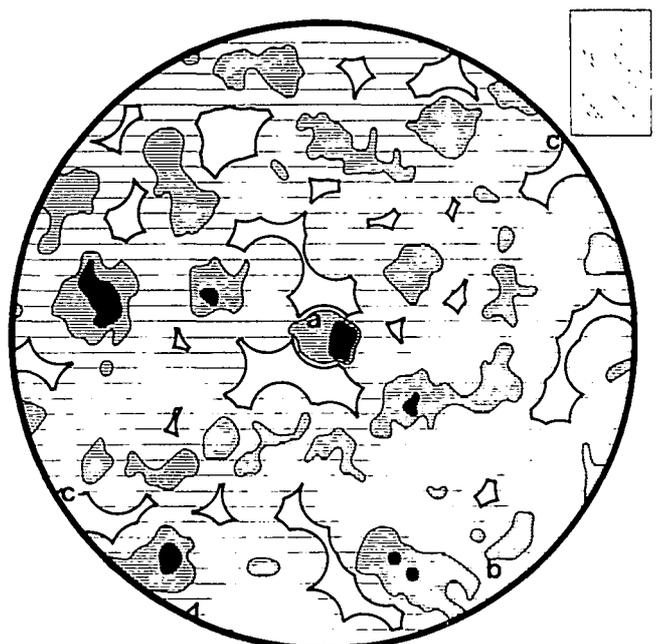
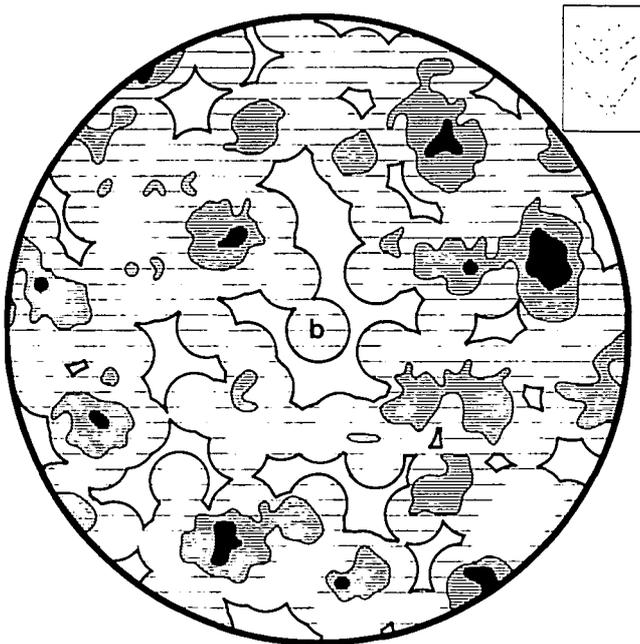


Diagramme 13 + 14.

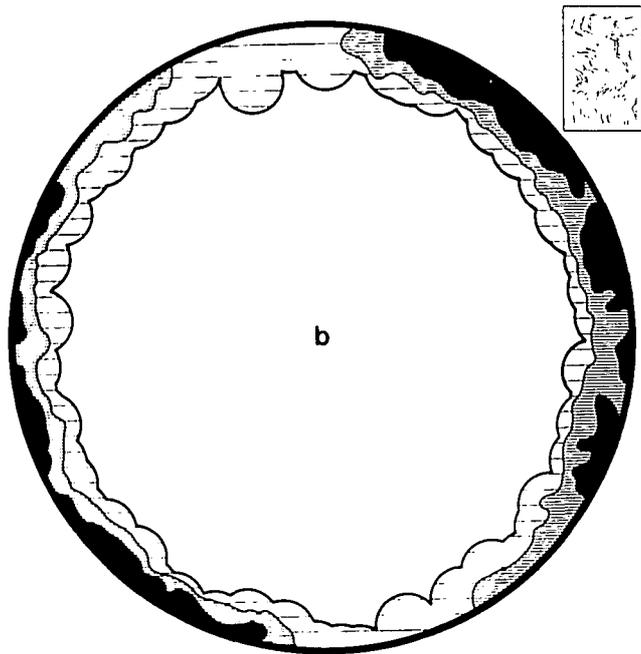


Diagramm 15.

auf eine quer dazu, rechtwinklig zur Hauptmuldenachse fallende Faltenbildung mit  $B = \text{WNW-ESE}$ .

Die intragranulare Korndeformation, die zur Tektonitregelung des Siderit-Schiefererzes geführt hat, ist somit altersmäßig nicht exakt einzugrenzen. Dieses Erzgefüge ist jedoch zumindest als vorkristallin, bezogen auf die ältere alpidische Hauptverformung der Erzberg-synklinale, zu beurteilen. Die fast durchwegs scharfe Regelung der Siderit- $c$ -Achsen, unmittelbar verursacht durch den Translationsmechanismus mit Einregelung von  $e$  (0112) in die  $s$ -Flächen, ist trotz der komplexen und nicht symmetriekonstanten Verformungsvorgänge als recht typisch zu bezeichnen, zum Teil aber doch durch jüngere Überprägungen belastet.

## 6. Genetische Deutung der Befunde

Die Gefügeuntersuchungen hatten zum Ziel, Vorstadien des heute entwickelten Sideriterzes nachzuweisen und wenn möglich sogar Vorstadien der Vorstadien durch Merkmale zu identifizieren. Denn eine Erörterung der Lagerstättengenese muß von der Deutung möglichst ursprünglicher Gefüge ausgehen. Das weitaus vorherrschende grobkristalline Fe-Karbonat des Erzberges stellt wegen seiner Mehrdeutigkeit sicher nicht das geeignete Probenmaterial dar. Untersuchungen anderer, kleinerer Sideritlagerstätten, wie z.B. in der Nordtiroler Grauwackenzone bei Kitzbühel-Fieberbrunn (SCHULZ, 1971) und in der dem Erzberg benachbarten Lagerstätte Radmer (BERAN & THALMANN, 1978; THALMANN, 1979) haben die Existenz überraschend feinkörniger Sideritgesteine und sedimentäre Anlagerungsgefüge nachgewiesen, so daß es lohnend schien, am Erzberg nach derartigen Sideriterztypen Ausschau zu halten. Das seit langem bei den Bergleuten unter „Schiefererz“ bekannte feinkörnige und unreine Sideriterz bot die besten Chancen.

Die kristallisationshemmende polymineralische Paragenese dieses (Grafit-, Chlorit-) Sericit-Quarz-Siderit-schiefers bestätigt die Vermutung. Sie stellt eine Sammlung von sehr feinkörnigen, mitunter lutitisch-mikrokristallinen Ankerit- und Sideritgefügen dar, wie man sie analog in schwach metamorphen Calcitmarmoren kennt. Die geringsten, hier am Erzberg bis jetzt nachgewiesenen Korngrößen der Sideritkomponenten im Erz liegen bei 0.008 mm, bei Ankerit um 0.005 mm.

Diese Erze enthalten eine Fülle von typischen Anlagerungsgefügen, welche durch konkordante oder s-diskordante Übergänge sowie auch durch scharfe Grenzkonturen zu verschiedenen gröberkörnigen, mikro- und makrospatitischen Sideritgefügen überleiten (Abb. 5,6,7,12). s-diskordante Rupturenkristallite veranschaulichen die Existenz mehrerer Siderit- und Ankeritgenerationen, wobei sich die im Vergleich jeweils feinkörnigeren als die jeweils älteren erweisen.

Als typisch sedimentäres Gefüge in dem feinstkörnigen Medium ist Feinlagenbau durch Korngrößenwechsel in der monomineralischen oder polymineralischen Abfolge hervorstechend (Abb. 7,10), während Schräg- und Kreuzschichtung mit polarer und geopetaler Anordnung Merkmale von regressiven und progressiven Phasen im Sedimentaufbau liefern (Abb. 6,8). Das Auskeilen gewisser Feinlagen sowie die selten mit Sicherheit beobachteten syndiagenetischen Sedimentverformungen erhärten die Vorstellung, daß hier nicht das „normale“, weit verbreitete Sideriterz des Steirischen Erzberges vorliegt, sondern daß ein Sonderfall mit kaum verändertem Relikterz aus einem sehr frühen, ursprünglichen Anreicherungsstadium dokumentiert ist: Der Lagenbau repräsentiert also die Schichtung (Abb. 1), das Erz repräsentiert Sedimentärerz.

Ob diese sedimentären Erzgefüge tatsächlich das erste, also unmittelbar primäre Kristallinat darstellen, ist aus dem Gefüge bis jetzt nicht zu beantworten. Es wird angenommen, daß es sich bei einer ursprünglichen Primäranlagerung sehr feinkörniger Kristallite entweder um die mechanische Anlagerung weiterwachsender Kristallkeime nahe der Anlagerungsebene, oder um direkt an die Bauzone gebundene chemische Anlagerung submikroskopischer bis kryptokristalliner Siderite gehandelt hat. Allenfalls war aber das Diktat der schichtenden Anreicherung von besonderem Einfluß, auch bei monomineralischem Aufbau. Wegen der Neigung der Fe-Karbonate zu späterer Ausbildung ist eventuell auch zu vermuten, daß die selten erhaltene lutitisch-mikrokristalline Ausbildung doch noch eines der Primärprodukte der ersten geschlossenen Packung darstellen könnte, während die anderen feinkörnigen Lagen aber schon eine, wenn auch schwache weitere Spatisation mitgemacht haben (Abb. 3,5).

Die Problematik der Gefügedeutung ist in diesem Falle etwa mit dem Problem primärer, sedimentärer Anlagerungsgefüge im salinaren Milieu der Steinsalz-, Gips- und Anhydritfeinschichten zu vergleichen, für deren Primärgefüge es ja auch nur spärliche Merkmale gibt. Der Einwand, daß es sich nur um scheinbare Sedimentärgefüge handeln könnte, die durch einen selektiven oder totalen metasomatischen Stoffaustauschprozeß aus einem Calcilit zur kristallinen Abbildung gekommen wären, besteht nicht zu Recht. Denn metasomatischer Angriff bewirkt im allgemeinen eine weitgehende Homogenisierung ursächlich lagig verschiedenkörniger Ausgangsgefüge, und homöoplastische oder zumindest

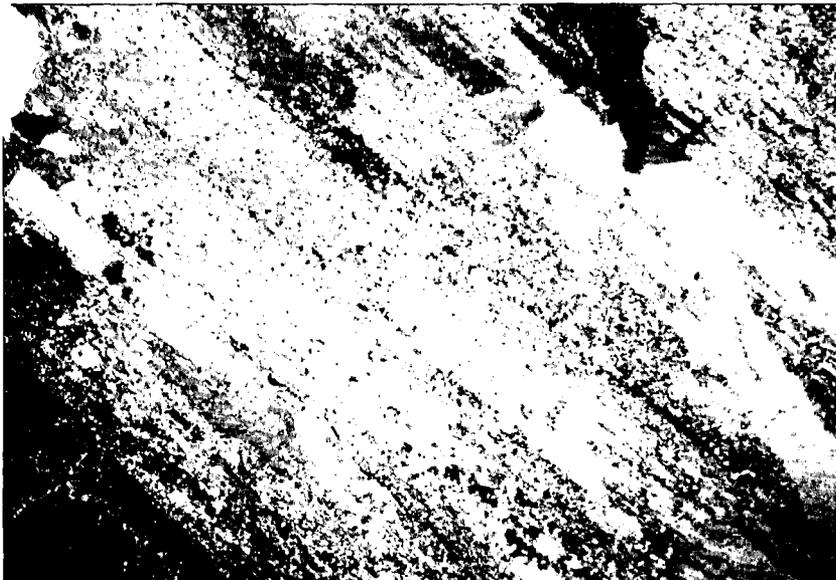


Abb. 13: Abbildungskristallisation: Mikrokristalliner Ankerit/Mesitinspat-Lutit wird von Sideritblasten selektiv verdrängt.  
Polierter Anschliff, Nicols x; natürl. Gr. 2.4x1.6 mm.

ähnlichkörnige Aggregate mit mobilkonturierten Korngrenzen sind das Ergebnis. Die Erhaltung von Schräg- und Kreuzschichtung mit Diskordanzen an den externen Bauzonen, und der laminaren Änderung der Korngrößen sprechen für relikte Merkmale der primären synsedimentären Anlagerungssituation des wachsenden Sedimentes. Derart überlieferte diskrete Feinheiten des Sedimentaufbaues mit mechanisch-erosiven Unterbrechungen implizieren vielmehr die Annahme isochemischer Umkristallisationen schon ab dem frühdiagenetischen Stadium: Siderit blieb im wesentlichen Siderit. Und die, oft typisch auf Feinlagen beschränkt, in Mikrorupturen auskristallisierten, zementierenden Sideritaggregate machen auf die lokalen belteroporen Lösungs- und Diffusionsvorgänge bereits während der frühen Diagenese aufmerksam. Die Kornvergrößerung an sich bringt zwar nur gestaltliche Veränderungen des Gefüges mit Verschiebung der Intergranulare (Abb. 3,5), aber diese kristalline Abbildung entstellt das eventuell genetisch aussagekräftige Vorgängergefüge derart, daß von typischer Sedimentstruktur nicht mehr die Rede sein kann (Abb. 13). Durch Zunahme der Kristallinität nehmen die Interngefüge, insbesondere vom Typ *si* zu und entsprechen somit den für Marmore und metamorphe Quarzite bekannten Befunden. Somit erinnern auch diese Interngefüge zusammen mit dem erhaltenen Lagenbau an das sedimentäre Vorstadium (Abb. 7,10).

Gesteigerte belteropore Umkristallisation erzeugt die häufigen bipolaren Wachstumsfronten, teils im Festgefüge nach einer Blastetrix, teils aus einer Lösungsphase entstanden, wobei bekanntlich die monomineralischen, also „sauberen“ Feinlagen, prädestinierte planare Räume darstellen. Die wachstumsgeregelten Kristallrasen werden zwar bevorzugt vom inhomogenen Parallelgefüge diktiert, folgen aber manchmal auch wegsamkeitsbedingt den Haarrissen quer zur ehemaligen Schichtung und haben diesfalls mit dem Ausgangsgefüge aber schon nichts mehr gemeinsam.

Aber auf Grund auch insularer Wachstumsgefüge mit divergentstrahligen, büschel- und palisadenförmigen Kristalliten kann auch auf eine isometrische Blastetrix für bevorzugte Kristallsprossung geschlossen werden, die in offensichtlich homogener Verteilung innerhalb von feinkristallinem Sideritgefüge entwickelt ist.

Vielmehr interessieren Siderittektonite mit intragranularer Gitterdeformation wie Mylonitisierung, Druckzwillingsschiebung, Einregelung des flachen Rhomboeders  $e(0112)$  in Gleitflächen des Gefüges, Achsendivergenzen, die zu undulöser Auslöschung und Angleichung der heterometrischen Korngestalt an die Lage bevorzugter Gleitflächen führen. Alle diese Formen der mechanischen Beschädigung sind nachgewiesen und bezeugen für eben diese total kristallisierten Sideriterze ihre prädeformative Existenz.



Abb. 14. Biegegleitung und Rupturenbildung veranschaulichen verschiedene Stadien von Anlagerung, Kristallisation und Deformation im Sideritphyllit. Anschliff, Maßstab 10x2 mm.

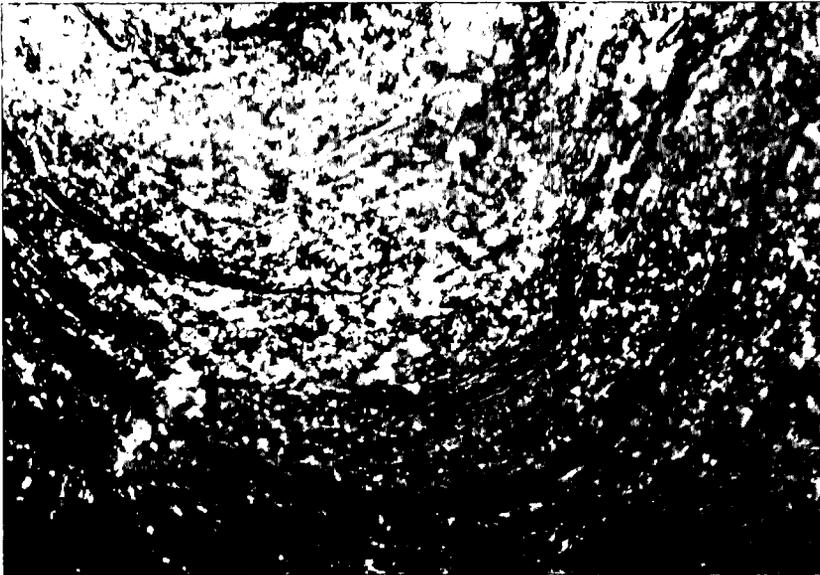


Abb. 15.  
Fältelung des quarzföhrnden Sideritphyllits im mikroskopischen ÜbersichtsBild.  
Dünnschliff, Nicols x, natürl. Gr. 10.2x6.8 mm.

Wir gewannen den Eindruck, daß mehrere tektonische Hauptformungen (HIRZBAUER et al., 1991) an der Regelung des Korngefüges maßgeblich beteiligt waren.

Im Zuge dieser Studie besteht nicht die Absicht, die verschiedenen Kristallisationsstadien von der lutitischen Sideritanreicherung bis zu den jüngsten Wachstumsgefügen genau darzulegen. Unumgänglich aber sind die Befunde, wonach typische sedimentäre Anlagerungsgefüge als wenig veränderte, relikte Altbestände im Sideriterz des Steirischen Erzberges erhalten sind, und daß kristalline Siderite die Auswirkungen mechanischer Beanspruchung zeigen (Abb. 14); mit anderen Worten, daß das kristalline Erz typisierbare Eigenschaften eines Siderittektonits aufweist, und demnach als Sideritmarmor bzw. Sideritphyllonit zu bezeichnen ist.

Wenn unkontrollierte Meinungen geäußert werden, wonach die Sideriterzlager teils primär im Oberkarbon durch Metasomatose entstanden, teils permokarbone Karsthohlraumfüllungen sein sollen (MOSTLER, 1984), so bereichern diese Vermutungen zwar die schon zahlreichen Modellvorstellungen ohne entsprechende Befunde, sie belasten aber auch die ehrliche, auf Merkmale aufgebaute genetische Diskussion.

Im Widerspruch zu unserem genetischen Ergebnis steht auch die Auffassung von FRIMMEL (1988), der aus 12 Proben vom Erzberg und Radmer die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse ermittelte und diese dahingehend interpretiert, daß die sedimentären Strukturen nichts mit einer primären Fe-Anreicherung zu tun haben dürften und schließt sich der Auffassung von MOSTLER (1984) an. Eine synsedimentäre Vererzung ist für FRIMMEL sehr unwahrscheinlich.

Wenn wir am Beispiel eines definierten Erztyps Beweise für synsedimentäre Eisenspatanreicherung vorliegen, so bedeutet dies aber keinesfalls, daß nicht Teile dieser oder anderer Schichterkörper dieser Lagerstätte von metasomatischen Stoffverschiebungen erfaßt wurden. Metasomatische Kristallisationen sind in Karbonatgesteinen allgemein häufig und deshalb auch in der Gesteinsabfolge des Erzberges als ganz normal zu erwarten (vgl. Abb. 13).

Aber es ist deswegen nicht berechtigt, die Lagerstätte als „metasomatische Massen in Karbonaten“ (POHL, 1988, S. 113) zu klassifizieren. Zu deutlich ist die räum-

liche Anordnung der Erzlager im Sedimentaufbau, dessen ausgeprägtes inhomogenes Parallelgefüge aus dem wechselnden Stoffangebot des Sedimentationsraumes erklärbar ist. Die metasomatischen Einflüsse haben zwar Verlagerungen der äußeren Grenzen von Erzlagern und innerhalb derselben Veränderungen im Chemismus und Mineralbestand verursacht, aber man darf sie deshalb nicht als primäre Ursache der Fe-Anreicherung bezeichnen.

Die zum Teil erst in Anfängen vorliegenden geochemischen Untersuchungen wären möglichst auf die detaillierten sedimentologischen Zusammenhänge und die Weiterentwicklung des Sedimentes abzustimmen. PAPESCH & SCHROLL (1985) und SCHROLL, PAPESCH & DOLEZEL (1986) versuchen, durch C- und O-Isotopenanalysen Beiträge zur Genese ostalpiner Sideritvorkommen zu liefern. Die Autoren bemerken zwar eine Abhängigkeit der Isotopenverteilung von geologischen Faktoren, wie Zeit, Fazies, Metamorphose, doch stecken auch diese Forschungen noch in den Anfängen. Interessant erscheint die Feststellung, wonach die  $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ - und  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ -Werte von Sideriten des Erzberges, von Radmer, Hüttenberg und von Sideriten aus den schichtigen devonischen Pb-Zn-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums sich relativ ähneln.

Bekanntlich wurde auf Grund des Chemismus von Sideriten, insbesondere bezogen auf die Verteilungsgesetzmäßigkeiten der Ferriden Ni, Co und Sc, von DOLEZEL & SCHROLL (1972, 1979) eine Einteilung entworfen, wonach der Erzberg-Typ auch als „Keratophyrtyp“ bezeichnet wurde. SCHROLL et al. (1986, S. 188) erwähnen, daß bei den Sideriten des Erzberges und Hüttenbergs

„... sich eher Affinitäten zu Sideriten vulkanogen-sedimentären Typs, wie Vareš, als zu phanerozoischen marin-sedimentären Sideriten ...“

ergaben.

Zur Herkunft des Fe der Lagerstätte ergeben sich aus dem Gefügestudium so gut wie keine Hinweise. Zufuhrwege oder Zirkulationswege größeren Ausmaßes, wie Sideritgänge quer zum Schichtverband, sind während der langen Bergbaugeschichte des Steirischen Erzberges nicht bekannt geworden.

Wägt man die Möglichkeiten für eine so enorme Fe-Ausscheidung in mehreren zeitlichen Zyklen gegenein-

ander ab, so wird, trotz offenbaren Fehlens sichtbarer Wegsamkeiten, einer extrusiven Metallzufuhr in das devonische Meeresbecken der Vorzug zu geben sein. Ein unmittelbarer Fe-Antransport durch Verwitterungslösungen vom Lande scheint für diese Devonzeit unwahrscheinlich gewesen zu sein. Der Einfluß mechanischer und chemischer Verwitterung auf die Eisenkonzentration wurde erst im Perm aktuell und verursachte in Teilmulden der transgredierenden grobklastischen Sedimente lokale mechanische und chemische Eisenanreicherungen (STROMBERGER, 1991).

Der Einfluß einer CO<sub>2</sub>-Zone im Meerwasser bzw. Sediment auf einen marinen Stoffaustausch mit Fe-Mobilisation und zugleich Ausfällung von Fe-Karbonaten im Sinne von BORCHERT (1959/60, 1964) untergeordnet mit pH- und Eh-bedingter Teilnahme von Pyrit, Hämatit, Lepidokrokit, scheint zwar mit von Einfluß, aber die bisherigen Interpretationen geochemischer Ergebnisse führen eher zur Auffassung hydrothermalen Fe-Herkunft. Allenfalls sollten dann aber die extrusiven Stoffzufuhren diskret abgelaufen oder überhaupt außerhalb der derzeit aufgeschlossenen Erzberggesteine erfolgt sein.

Bezüglich der unmittelbaren Ausfällungs- und Anlagerungsvorgänge an den freien externen Grenzflächen sollte man sich auch nach den von SCHROLL (1978) aus der Ägäis im Küstenbereich von Nea Kameni und Palea Kameni/Santorin mitgeteilten Beobachtungen orientieren und sich für die Erzbergbefunde eine modifizierte Erklärung ableiten.

Das Wechselspiel von mechanischer und chemischer Anlagerung, sehr wahrscheinlich begleitet von biochemischen, bakteriellen Vorgängen, stand unverkennbar unter dem Einfluß unmittelbarer schichtender Ursachen. Sie haben zu den typischen Anlagerungsgefügen geführt, deren Bau uns trotz diagenetischer und metamorpher Umkristallisationen zum Teil als untrügliche Relikte erhalten sind.

Eine bei ausreichender Übersättigung der Metallsole spontane Keimbildung könnte im Falle besonderer Keimhäufigkeit zu reichlicher Mikrolithenbildung und entsprechend dem Weiterwachsen der vielen Individuen mit gegenseitiger Behinderung zu der dichten mikrokristallinen Packung des Sideritschlammes geführt haben. Feinlagig wechselnde Korngrößen können als Auswirkung zeitlich wechselnder Keimbildungshäufigkeit vermutet werden. Damit beginnt aber bereits in diesem syngenetischen Stadium die Verunsicherung bei der Beurteilung etwas gröberkörniger Sideritaggregate, wenn diese einen schichtigen Aufbau zeigen. Sie könnten also das primäre Resultat, mit geringer Keimzahl ausgewachsener Individuen eines Kristallisats mit fixer Konturenbildung darstellen.

Überlagerungen durch sekundäre Umkristallisation können nur durch Gefügedetails geklärt werden: z.B. durch den Vergleich von Fugenkristallisaten und insularen Nestern von Aggregaten, hinsichtlich Kristallhabitus und Tracht, mit den Korngefügen der Feinschichten.

Fassen wir zusammen: Die stratigraphisch unteren Devonsedimente enthalten zum Teil deutlich schichtigen Grafit-, Hämatit-, Pyrit-, Rutil-führenden Chlorit-Sericit-Quarz-Sideritmarmor. In diesem sind gelegentlich Relikte von wenig veränderten, mikrokristallinen, lutitischen Siderit- und Ankeritgefügen enthalten. Sie bezeugen auf Grund typisierbarer Gefügemerkmale eine primäre Eisenanreicherung zumindest in Teilberei-

chen. Der beschriebene Erztyp entspricht genetisch einem polymineralisch verunreinigten Sideritmarmor (Abb. 10), welcher sein Gepräge durch diagentische und polymetamorphe Abbildungskristallisation, begleitet von metasomatischen Stoffverschiebungen sowie durch mechanische Durchbewegung zum Siderittektonit erhalten hat (Abb. 9,14,15).

Die mehrfach in der Devonabfolge des Steirischen Erzberges enthaltenen Fe-Erzlager verschiedener Gefügetypen lassen den Schluß auf mehrmalige Wiederkehr Fe-anreichernder Prozesse in sedimentären Stadien zu. Als geochemische Grundlagen werden hydrothermale oder pseudohydrothermale (hydatogene), also extrusive Fe-Zufuhren in den marinen Sedimentationsraum und Ausfällung in Form eines polymineralischen Sideritschlammes als ursprüngliches Erzsediment in chemisch prädestinierten, ausgedehnten flachen Becken vermutet.

### Dank

Die Forschungen wurden im Rahmen des Projektes P 5595 des österreichischen Wissenschaftsfonds FWF durchgeführt und gefördert.

### Literatur

- BARKER, Ch.E. & PAWLEWICZ, M.J.: The Correlation of Vitrinite Reflectance with Maximum Temperature in Humic Organic Matter. – Lecture Notes in Earth Sciences. 5, 79-93. In: G. BUNTEBARTH & L. STEGENA (Eds.): Paleogeothermics Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1986.
- BERAN, A.: Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **26**, 217-233, (Wien Springer-Verlag) 1979.
- BERAN, A.: Gibt es in der Grauwackenzone mobilisierte sedimentäre Sideritlagerstätten? – Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., **6**, 21-24, Wien 1983.
- BERAN, A. & THALMANN, F.: Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **25**, 287-303, Wien 1978.
- BORCHERT, H.: Genesis of Marine Sedimentary Iron Ores. – Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, **69**, 6, 261-279, London 1959/60.
- BORCHERT, H.: Über Faziestypen von marinen Eisenerzlagerstätten. – Ber. Geol. Ges. DDR, **9/2**, 161-300, Berlin 1964.
- DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Zur Geochemie der ostalpinen Siderite. – Proceed. 2<sup>nd</sup> ISMIDA (Bled 1971), Transactions and Reports, **15**, 343-359, Ljubljana 1972.
- DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – Proceed. 3<sup>rd</sup> ISMIDA (Leoben 1977), Verh. Geol. B.-A., **1978/3**, 292-299, Wien 1979.
- FRIMMEL, H.: Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – Mineral. Deposita, **23**, 268-275. Springer-Verlag 1988.
- HISSLITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 203-240, Wien 1929.
- HIRZBAUER, G., STROMBERGER, A., SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Neuerkenntnisse über das tektonische Gefüge des Steirischen Erzberges. – Archiv f. Lagerst. Forsch. Geol. B.-A., **13**, Wien 1991.
- HIRZBAUER, G.: Petrologie und Geochemie der Gesteins- und Erzabfolge der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg. – Diss. Univ. Innsbruck 1991.

- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhüttschieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**, 201–224, Stuttgart 1970.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: K.H. WOLF (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1–36, Amsterdam (Elsevier Scientific Publishing Company) 1976.
- LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite. – Jb. Geol. B.-A., **96**, 253–300, Wien 1953.
- LADURNER, J.: Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn. – Tschermarks min. petr. Mitt., **5**, 215–226, Wien 1955a.
- LADURNER, J.: Über ein geregeltes Sideritgefüge. – Jb. Geol. B.-A., **98**, 15–20, Wien 1955b.
- LADURNER, J.: Über ein geregeltes Magnesitgefüge. – Tschermarks min. petr. Mitt., **10**, 430–435, Wien 1965.
- MOSTLER, H.: An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 97–111, Innsbruck 1984.
- PAPESCH, W. & SCHRÖLL, E.: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope in Eisenkarbonaten der Ostalpen und einigen außeralpinen Vorkommen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math. -nat. Kl., **5**, Wien 1985.
- POHL, W.: Metasomatische Siderit-Lagerstätten heute. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **133**, 113–118, Wien 1988.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). – Tschermarks min. petr. Mitt., **48**, 27–139, Leipzig 1936.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil. – 215 S., Wien (Springer Verlag) 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil. – 409 S., (Wien Springer Verlag) 1950.
- SANDER, B.: An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. – 641 S., Oxford – London – New York – Braunschweig (Pergamon Press) 1970.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**, 361–423, Wien 1982.
- SCHRÖLL, E.: Contribution to the Mineralogy of the Iron-Rich and Mud-Sediments of Santorin, Greece. – Thera and the Aegean World I, 333–342, London 1978.
- SCHRÖLL, E., PAPESCH, W. & DOLEZEL, P.: Beitrag der C- und O-Isotopenanalyse zur Genese ostalpiner Sideritvorkommen. – Mitt. öst. geol. Ges., **78**(1985), 181–191, Wien 1986.
- SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **15**, 232–247, Wien 1971.
- SCHULZ, O.: Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rundschau, **63**, 93–104, Stuttgart 1974.
- SCHULZ, O.: Typical and nontypical sedimentary ore fabrics. – In: K.H. WOLF (Ed.): Handbook of strata bound and stratiform ore deposits, 295–338, Amsterdam (Elsevier) 1976.
- SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Genetic fabric interpretation of the magnesite deposit of Weißenstein (Hochfilzen, Tyrol). – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 115–134, Berlin (Borntäger) Stuttgart 1989.
- STROMBERGER, A.: Die Erzführung der permischen Transgressionskonglomerate am Steirischen Erzberg – Ihre Bedeutung für die genetische Beurteilung der Sideritlagerstätte. – Diss. Univ. Innsbruck, 1991.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Proceedings 3<sup>rd</sup> ISMIDA Leoben 1977, Verh. Geol. B.-A., **1978** 479–489, Wien 1979.
- TUFAR, W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rundschau, **63**, 105–124, Stuttgart 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. September 1990.