



Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: Eine geowissenschaftliche Studie, mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung

OSKAR SCHULZ, FRANZ VAVTAR & KURT DIEBER*)

128 Abbildungen und 7 Tabellen

*Steiermark
Steirischer Erzberg
Geologie
Tektonik
Mineralogie
Petrographie
Geochemie
Lagerstättengenese
Bergbaugeschichte*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 101*

Inhalt

Zusammenfassung	66
Abstract	67
1. Problemlage	67
2. Einleitung	68
3. Geologischer Rahmen	69
4. Paläozoische Gesteinsabfolge	71
4.1. Ordovizium	71
4.1.1. Phyllitischer Schiefer und Kalkmarmor	71
4.1.2. Blasseneckporphyroid	71
4.1.3. Polsterquarzit	72
4.1.4. „Übergangsporphyroid“ (Quarzsandiger, karbonatischer Chlorit-Sericit-Quarzit-Schiefer)	72
4.1.5. Quarzit, Sericitquarzit, Karbonatquarzit, Sideritquarzit	73
4.1.6. Grauwackenschiefer (?Oberordoviz-Silur)	74
4.2. Silur	74
4.2.1. Grafitische Kieselschiefer; Orthocerenkalk, Eisenkalk, bunter Kalk	74
4.3. Devon	75
4.3.1. Kalkschiefer, -phyllit und -marmor mit quarzitischen, hämatitischen und chloritischen Zwischenschichten	75
4.3.2. Unterdevon	76
4.3.3. Mitteldevon	79
4.3.4. Oberdevon	79
4.3.5. Im Devon anhaltender Vulkanismus?	80
4.3.6. Sideriterzföhrung	81
4.4. Karbon	81
4.4.1. Kalkbreccie des Unterkarbon	81
4.4.2. Eisenerzer Schichten	81
4.5. Perm	84
4.5.1. Präbichlkonglomerat, Präbichlschichten	84
4.5.2. Werfener Schiefer (Permoskyth)	86
4.5.3. Gips-Zwischenschichten	87
4.6. Inkohlungsgrad und Metamorphosestadium	89
5. Tektonische Baupläne	90
5.1. Frühere Mitteilungen, Methode	90
5.2. Präbichlschichten (Perm) und Werfener Schichten (Permoskyth)	92
5.3. Ordovizisch-silurisch-devonischer bis karbonischer Schichtkomplex	93
5.3.1. Erzberg-Südseite	93
5.3.2. Erzberg-Faltenostflügel	93
5.3.3. Faltenkern	94
5.3.4. Erzberg-Faltenwestflügel	94
5.4. Synoptische Betrachtung der faltenden Verformungen	95
5.5. Klufftektonik in den vor- und nachvariszischen Gesteinen	103
5.5.1. Permisch-skythischer Schichtkomplex	103
5.5.2. Ordovizisch-devonischer Schichtkomplex der Liegend- und Hangendscholle	103
5.6. Tektogenese	104
5.7. Tektonik und Erzkörper	106

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. OSKAR SCHULZ, Univ.-Doz. Dr. FRANZ VAVTAR., Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Abt. Geochemie und Lagerstättenlehre, Innrain 52, A-6020 Innsbruck; KURT DIEBER, Obersemlach 15, A-9376 Knappenberg.

6. Die Sideritlagerstätte	107
6.1. Einleitende Bemerkungen	107
6.2. Erzführung der variszischen Gesteinsabfolge	107
6.2.1. Makrogefüge der Erzkörper	107
6.2.1.1. Erzlager	107
6.2.1.2. Erzgänge und -schläuche	112
6.2.1.3. Mineralisierte Zerrklüfte	116
6.2.2. Mikrogefüge der Erzkörper	117
6.2.2.1. Mineralbestand	118
6.2.2.2. Relikte stratiforme Anlagerungsgefüge	121
6.2.2.3. Um- und Sammelkristallisationen	126
6.2.2.4. Stratiforme und schichtgebundene Korngefüge	127
6.2.2.5. Korngefügeanalyse an Erztektoniten	131
6.2.2.6. Wachstumsgefüge und deren Regelung	133
6.2.3. Gemeinsamer Schichtenaufbau Begleitgestein – Erz	136
6.2.3.1. Erzzwischenschichten und Erzlager im Kalkstein der Liegendsscholle	136
6.2.3.2. Schichtig gegliederte Erzabfolge mit tauben Zwischenschichten in der Liegendsscholle	137
6.2.3.3. Erzgehalt in Eisenerzer Schichten	139
6.2.3.4. Erzlager im Kalkstein der Hangendsscholle	139
6.3. Erzführung der permischen Basisbreccie (Präbichlschichten)	139
6.3.1. Makroskopische Beobachtungen	139
6.3.2. Mikroskopische Bewertung	144
6.3.2.1. Die Matrix der Breccie	144
6.3.2.2. Die Fragmente	146
6.3.3. Genetische Folgerung	148
6.4. Geochemie der Erze	148
6.4.1. Wissenschaftliche Aspekte	148
6.4.2. Chemismus des Erzes in bergwirtschaftlicher und montanwirtschaftlicher Sicht	157
7. Regionale Fortsetzungen der Lagerstätte	158
7.1. Umgebung Eisenerz	158
7.1.1. Glanzberg	158
7.1.2. Polster	159
7.1.3. Zirbenkogel	159
7.1.4. Platte	159
7.1.5. Größenberg (= Kressenberg)	159
7.1.6. Mariabaue und Tullgraben	159
7.1.7. Tulleck – Donneralpe	159
7.1.8. Reichenstein	159
7.2. Erzvorkommen in der Radmer (südlich Hieflau)	159
7.2.1. Sideritlagerstätte Radmer – Buheck	160
7.2.2. Gaisriedl	160
7.2.3. Erzvorkommen südlich des Stubbaches	160
7.2.4. Zeiritzkampel – Achnerkuchel	160
7.3. Erzvorkommen westlich des Haselbaches	160
7.4. Eisenkarbonatvorkommen in der Grauwackenzone Johnsbachtal – Admont	161
7.5. Admont – Selztal	161
7.6. Cu-Vorkommen	161
8. Genese der Siderit-Ankerit-Lagerstätte (Ursprung, Erstanreicherung und Weiterentwicklung der Lagerstättenkörper)	162
8.1. Syndimentäre Bildungen (im weiteren Sinn)	162
8.2. Metamorphosen	167
9. Bergbaugeschichte und wirtschaftliche Nutzung des Eisenerzes	170
Dank	175
Literatur	175

Zusammenfassung

Die Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg bei Eisenerz mit den Nutzmineralen Siderit i.w.S. (>50 Mol-% FeCO₃ mit verschiedenen Phasen), begleitet von Magnesit i.w.S. (<50 Mol.-% FeCO₃), Ankerit, Dolomit, Calcit und Quarz, Pyrit, z.T. auch mit Hämatit, Sericit, Chlorit, Metaanthrazit, Semigrafit, ist in ihrem heutigen Gepräge polygenetischen Zustands. Die Erzkörper sind im großen gesehen innerhalb einer bis zu 280 m mächtigen devonischen Kalksteinabfolge überwiegend schichtig angereichert. Relativ selten sind auch gang-, trichter- und schlauchförmige Erzkörper zu finden, welche die devonischen Karbonatbänke bis zu einigen Zehnermetern Tiefe transversal queren. Außerdem gibt es in der gesamten Gesteinsabfolge auch zahlreiche kleinräumige schichtdiskordante Zerrklüftmineralisationen.

In mehreren stratigraphischen Positionen zwischen Oberordoviz und Karbon sind Merkmale primär-sedimentärer Fe-Karbonat-Anreicherung in einem stratiformen Verband erhalten. Die lagerstättenbildende Siderit-Anreicherung ist aber auf den devonischen, meist feinkristallinen Kalk- und Kalk-Glimmermarmor in Form von syndimentären Reliktgefügen konzentriert. Die Ausfällung und Anreicherung der verschiedenen Fe-Karbonate wird in einer sublitoral-marinen CO₂-Zone einer flachen, karbonatproduzierenden Schelfregion mit wechselnder terrigener sowie auch tuffitischer Beeinflussung vermutet. Die Zufuhr des Eisens wird als intrusiv- und extrusiv-hydrothermal angenommen. Die Metallherkunft könnte auf Grund der lithologischen Gesamtsituation und der geochemischen Daten des Erzes hauptsächlich auf einer im Devon zeitlich sich oft wiederholenden Fe-Mobilisation aus dem ordovizischen Porphyroidkomplex beruhen.

Mehrkätige, durch Diagenese und variszische sowie alpidische Metamorphosen ausgelöste Sammelkristallisationen und lokale Mobilisationen führten zur Verwischung und Verdrängung primärer Reliktgefüge und zur Kristallisation von Siderit-Ankerit-Marmor. Metasomatische Stoffaustauschprozesse spielten in allen Stadien eine bedeutende Rolle und verursachten Verschiebungen von primären Grenzkonturen zwischen Erz und Nebengestein. Die internen stofflichen Umgestaltungen verliefen meist belteropor nach mechanischen, mineralogischen und chemischen Inhomogenitäten. So entstanden Abbildungskristallisate der jeweiligen Vorgängergefüge.

Faltungen und Zerschörungen betrafen in vielfältiger Weise alle Erzkörper samt dem Begleitgestein. Diese tragen bis in den inter- und intragranularen Bereich das Gepräge von typischen Tektonitgefügen. Nach zwei variszischen, tangentialen tektonischen Formungsabläufen mit Achsen $B_1 = W-E$ (?WNW–ESE) mit großräumiger Schollenüberschiebung, und $B_2 = N-S$ wurde der ordovizische-silurische-devonische-karbonische Schichtkomplex samt den bis zu 70 m mächtigen Erzlagern sowie diskordanten Erzkörpern unterschiedlich tief erodiert und die diskordante Transgressionsfläche von grob- bis feinklastischen Permsedimenten überlagert.

Die permische Erzbreccie über dem Transgressionshorizont ist durch mechanische Umlagerung von Kalk- und Erzstücken und durch chemische Anlagerung von Fe-Karbonaten in der Breccienmatrix nach Ausfällung aus Verwitterungslösungen entstanden. Umkristallisationen und Mobilisationen kennzeichnen auch diesen klastischen Horizont und bezeugen gemeinsam mit analogen jungen Kristallisationen im devonischen Karbonat- und Erzkörper alpidisch-metamorphogene Veränderungen. Die alpidischen tektonischen Verformungen sind auf die Faltenachsen $B_3 = NNE-SSW$ und $B_4 = WNW-ESE$ zu beziehen. Sie haben zu einer Überprägung variszischer tektonischer Strukturen und Korngefüge geführt.

Der Einfluß der Metamorphosen im Gesamten, beurteilt nach der Carbonifikation des Phytodetritus in den Unterkarbon-Phylliten bis zu Metaanthrazit, war durch eine T-Erhöhung auf etwa 360°C gekennzeichnet. Für den semigrafitischen Silur-Kieselschiefer wurden vergleichsweise 370°C errechnet. Dies entspricht etwa den schon bisher vertretenen grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen.

Die Lagerstätte Steirischer Erzberg mit ihren zahlreichen schichtgebundenen Fortsetzungen in der Umgebung kann somit mit ihren kristallinen Lagerbauen (Sideritmarmor) als sedimentär-metamorph erklärt werden.

In montanwirtschaftlicher Sicht kamen zu der geologischen und erzmineralogischen Problematik in den vergangenen Jahrzehnten zunehmend chemische Probleme mit dem Erz. Besonders seit Ende der 80er Jahre stiegen die Qualitätsanforderungen enorm, was vor allem mit verschärften Umweltauflagen für die Hütte Linz zusammenhängt.

Die Gewinnung von Eisenerz am Steirischen Erzberg wird seit keltisch-römischer Zeit vermutet. Seitdem spielt die Fe-Lagerstätte im Laufe der Geschichte eine bedeutende Rolle für Land, Leute und Politik. Nach fundierten Schätzungen wurden bis heute ca. 230 Mio.t. Fe-Erz abgebaut, davon in diesem Jahrhundert fast 200 Mio.t. Die Vorräte werden mit noch 140 Mio.t. an gewinnbarem und zusätzlich 95 Mio.t. geologischem Erzvorrat angegeben.

The Iron Deposit "Steirischer Erzberg" – A Geoscientific Study with Economical and Historical Aspects

Abstract

The iron deposit "Steirischer Erzberg" at Eisenerz, Styria, consisting of siderite (> 50 mole-% $FeCO_3$), magnesite (<50 mole-% $FeCO_3$), ankerite, dolomite, calcite, and quartz, which are accompanied by hematite, sericite, chlorite, metaanthracite and semigraphite, is of polygenous origin. The orebodies are essentially stratiform within a Devonian limestone sequence of up to 280 m thickness. Discordant, vein- and funnel-shaped orebodies are relatively rare. These transversally dissect the Devonian limestones unto a depth of several tens of meters. Additionally, there are numerous small-scale discordant mineralizations related to tension fractures.

Relics of primary sedimentary enrichment of iron carbonate can be found in several stratigraphic horizons within the Paleozoic sequence ranging from Upper Ordovician to Carboniferous. The majority of the siderite, however, is concentrated within Devonian, finely crystalline, partly micaceous limestone marble, and shows frequent relics of synsedimentary fabrics. Precipitation and enrichment of iron carbonates took place in a sublittoral, marine CO_2 -zone of a shallow, carbonate-producing shelf region with variable contributions of terrigenous, as well as tuffitic material. Iron presumably was supplied by intrusive and extrusive-hydrothermal sources. Based on lithological and geochemical data, metals may have derived by repeated mobilization of iron from Ordovician porphyroids.

Polyphase recrystallization and local mobilization caused by diagenesis and Variscan as well as Alpine metamorphism resulted in replacement of primary fabrics and in crystallization of siderite-ankerite marble. At all stages, metasomatic processes caused shifting of primary grain boundaries between ore minerals and host rocks. Belteroporic internal recrystallization using mechanical, mineralogical and chemical heterogeneities resulted in mimetic crystallization.

Orebodies and host rocks were affected by folding and thrusting, leading to typical tectonite fabrics visible even inter- and intragranular microstructural domains. Variscan deformation is visible as two tangential tectonic events with axes $B_1 = W-E$ (?WNW–ESE), related to a large scale thrusting, and $B_2 = N-S$. Following these events, the Paleozoic sequence including concordant (up to 70 m thick) and discordant orebodies was eroded to different depths. Coarse- to fine-grained clastic sediments of Permian age were deposited onto a discordant transgression plane.

The Permian ore breccia overlying the transgression horizon is characterized by mechanical redeposition of limestone and ore, accompanied by chemical precipitation of iron carbonates within the matrix from weathering solutions. During Alpine metamorphism, these clastic sediments were affected by the same young recrystallization and mobilization processes than the Devonian ore bearing limestone. Alpine deformation with fold axes $B_3 = NNE-SSW$ and $B_4 = WNW-ESE$ is superimposed onto Variscan tectonic fabrics.

According to carbonization of phytodetritus within Lower Carboniferous phyllites to metaanthracite, metamorphism reached approximately 360°C. In Silurian siliceous schists, 370°C were calculated. This corresponds to greenschist metamorphic conditions, that have been discussed by previous workers.

The iron deposit "Steirischer Erzberg" and its frequent stratabound continuations, all consisting of siderite marble, therefore are interpreted as of sedimentary-metamorphic origin.

From an economic point of view, problems concerning ore quality arose within the last decades. Starting in the late 1980ies, constantly rising quality demands are attributed to strong environmental preservation demands of the smelting plant at Linz.

Mining of iron ore from the "Erzberg" dates back to Celtic-Roman times. Since then, the deposit was of utmost importance for the country, the people, and politics. An estimated 230 Mil. tons – 200 Mil. tons of ore in this century alone – have been mined; economic reserves are calculated to 140 Mil. tons, and geologic reserves to additionally 95 Mil. tons.

1. Problemlage

Bis zu rund 70 m mächtige Siderit-Ankerit-Erzlager im schichtigen Verband devonischer Karbonatsedimente mit flächiger Verbreitung von über 1–3 km, gemeinsame orogenetisch-tektonische Verformung mit Großfaltungen, Schollenüberschiebungen, Zerschörungen des gesamten Schichtverbandes samt den Erzlagern, schichtiger Sediaufbau mit laminar wechselndem Angebot von Calcit, Dolomit, Ankerit, Siderit, Quarz, Sericit, Chlorit, Semigrafit sowie Deformationen und Umkristallisationen

des Korngefüges in Erzlagern und im Begleitsediment infolge Orogenese und Metamorphose, diskordante Erosion durch mechanische Abtragung der gefalteten Schichtserie samt den bereits mitenthaltene Erzlagern und Überlagerung mit jüngeren Sedimenten:

Das alles sind wichtige Fakten, die der ehrliche Forscher nicht verleugnen kann und die eine unentbehrliche Grundlage für die detaillierte Untersuchungsstrategie bilden sollten.

So gesehen sollte es nur gut definierte Zielsetzungen für die lagerstättenkundliche Grundlagenforschung in gefügetektonischer, gefügekundlich-petrographischer, minerogenetischer und geochemischer Sicht geben. Und es verwundert, daß über die Genese dieser Eisenspat-Großlagerstätte im Laufe der nunmehr fast 100-jährigen Erforschungsgeschichte noch immer differierende Meinungen, und nur relativ wenige konkrete Beweise für die Genese vorliegen, die verschiedentlich auch schon angezweifelt worden sind.

Zu den wesentlichen Arbeiten zählen die von REDLICH (1903, 1916, 1922, 1926, 1931), SPENGLER (1926), SPENGLER & STINY (1926), KERN (1927), HIESSLEITNER (1929, 1931), REDLICH & PRECLIK (1930), SCHWINNER (1925, 1949), HABERFELLNER (1933, 1937), FRITSCH (1960), SCHÖNLAUB, FLAJS & THALMANN (1980), THALMANN (1979), BERAN & THALMANN (1978), BERAN (1975, 1977, 1979, 1983), FRIMMEL (1988, 1992), SPINDLER (1992), LAUBE, FRIMMEL & HOERNES (1995).

Die Aussagen dieser Autoren haben in besonderer, aber verschiedener Weise unser Interesse geweckt. Die Ergebnisse von SCHULZ & VAVTAR (1991) sowie von HIRZBAUER, STROMBERGER, SCHULZ & VAVTAR (1991) sind bereits in dieser Sicht zu verstehen. Wir halten die ursächliche Entstehung und die Weiterentwicklung der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg trotz der eingangs skizzierten klaren Grundlagen wegen den mehraktigen Deformationen und wegen der derzeit noch immer umstrittenen genetischen Einordnung für ein wichtiges Ziel der Grundlagenforschung und angewandten Lagerstättenforschung im Rahmen der sogenannten „Alpinen Spatlagerstätten.“

2. Einleitung

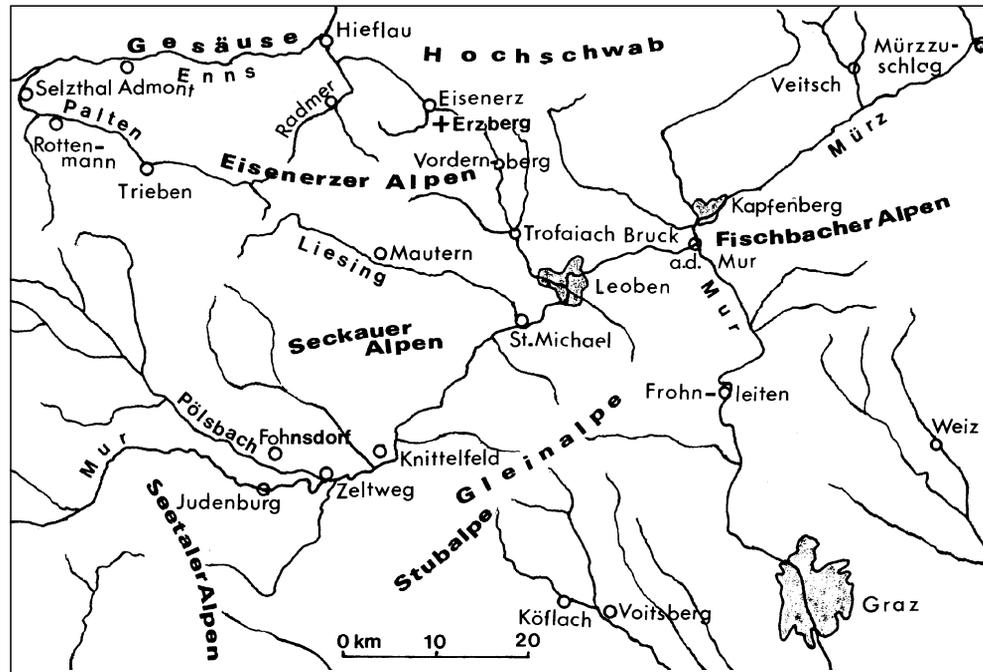
Der Steirische Erzberg (Abb. 1, 2), einst und lange Zeit als „die größte unter den metasomatischen Eisenspatlagerstätten“ (W.E. PETRASCHECK, 1950, S. 52) bezeichnet, nahm im Rahmen vermeintlich junger metallogenetischer Zonen in den Ostalpen als Großlagerstätte naturgemäß eine hervorragende Rolle ein.

Nach der „Art des Auftretens“ wurde auch „weitgehendste Ähnlichkeit“ von kristallinen Magnesitlagerstätten (Spatmagnetit) „mit den sideritischen Verdrängungslagerstätten“ (W.E. PETRASCHECK, 1950, S. 182) gesehen. Diese Ansicht kommt auch noch in den Fachbüchern W.E. PETRASCHECK & POHL (1982, S. 15, 62) und POHL (1992) zum Ausdruck. Man muß wissen, daß der Metasomatose nicht nur in der dem Sedimentologen geläufigen Form, mit ionarem Stofftausch an den laminaren und schichtigen Grenzzonen, Bedeutung beigemessen wurde, sondern generell ein typisch epigenetisch-postdiagenetischer, großzügiger selektiv-schichtiger Stofftausch im Rahmen der vermuteten „alpinen Metallogenese“ in der Tertiärzeit gemeint war. Derartige Meinungen haben sich bis heute erhalten (POHL, 1988; FRIMMEL, 1986, 1988, 1992; SPINDLER, 1991, 1992; BELOCKI, 1992; LAUBE, FRIMMEL & HOERNES, 1995), obwohl seit 1978, 1979 (BERAN & THALMANN, THALMANN) petrographisch perfekte Befunde für sedimentär-metamorphe Anlagerungsgefüge in der dem Erzberg benachbarten Sideritlagerstätte Radmer vorgelegt wurden, deren Aufbau auch durch noch erhaltenen feilaminaren Wechsel im Chemismus der Siderite nachgewiesen wurde. Zudem wurde die Weiterentwicklung des Erzgefüges durch Umkristallisation und Mobilisation, ausgelöst



Abb. 1.
Der Steirische Erzberg (1.466 m ü.d.M., früherer Gipfel 1.534 m).
Blickrichtung SE gegen Reichenstein (2.166 m, links hinter Erzberggipfel) und Zeiritz Kampel (2.126 m, rechter Bildrand).

Abb. 2.
Lageskizze.
Eisenerz und der Erzberg im Rahmen der Eisenerzer Alpen.



infolge T- und P-Erhöhung durch Metamorphosen in der Grauwackenzone, von BERAN (1977, 1979, 1983) und BERAN & THALMANN (1977) dargelegt.

Aber die genetische Beurteilung des Sideriterzes im Steirischen Erzberg auf Grund einer unbefangenen geologischen Vorstellung nahm ursprünglich schon im Jahr 1854 durch SCHOUPPE, dann durch VACEK (1900), REDLICH (1903), ROSZA (1926) und SCHWINNER (1925) ihren Anfang.

Verbindende Erklärungen über sedimentäre Erzanreicherungen sowie jüngere Umkristallisationen und Metasomatose äußerten BECK (1909), KERN (1927) und HIESSLEITNER (1929). Diese wurden dann abgelöst von der Überbewertung metasomatischer Vererzungsprozesse, die durch Hydrothermen, im Zuge einer angenommenen einheitlichen Vererzungsphase in den Ostalpen auswählend genau jene schichtigen, stratigraphisch definierten Positionen im Devonsediment des Großraumes Eisenerz-Radmer epigenetisch verdrängend eingenommen haben sollen. Vertreter dieser Hypothese sind TAFFANEL (1903), HERITSCH (1908), LEITMEIER (1916), W. PETRASCHECK (1932), CLAR & FRIEDRICH (1933), ANGEL (1939a,b), KERN (1942, 1952) und REDLICH (seit 1950). Die Ansicht einer unitarischen Ostalpenvererzung mit räumlich zonarer Abfolge dominierte weiterhin in den Arbeiten von W. PETRASCHECK (1947), W.E. PETRASCHECK (1950), CLAR (1953), O.M. FRIEDRICH (1953, 1968), MEIXNER (1953, 1970) und RAGUIN (1958).

Im Widerspruch dazu standen in neuerer Zeit die Auffassungen von TUFAR (1974), SCHULZ (1974) und HÖLL & MAUCHER (1976). Nach genetischen Aspekten von TUFAR (1972a,b) über Spatlagerstätten am Beispiel von kleinen Fe-Lagerstätten am Alpenostrand, und Gefügeuntersuchungen von SCHULZ (1971, 1977) über altpaläozoische Eisenspatlagerstätten in der Nordtiroler Grauwackenzone und der Innsbrucker Quarzphyllitzone schien der Weg, nach einem Aufschlußbefund von großer Tragweite in der Sideritlagerstätte Radmer, 10 km von Eisenerz entfernt, reif für ein abermaliges Aufgreifen des Themas „Sideritgenese im Devon der Eisenerzer Alpen“. Womit wir an die schon hervorgehobenen neuen Ergebnisse von BERAN & THALMANN (1978) und THALMANN (1979) anschließen und nunmehr über unsere hauptsächlich auf gefügekundliche Arbeitsmethoden verschiedenster Größenbereiche ausgerichtete Untersuchung berichten.

Die Lagerstätte Steirischer Erzberg stellt einen Glücksfall für die Bergwirtschaft dar insofern, als derart große Mengen von Eisenspat vorhanden und zum Großteil gewinnbar waren und noch sind, so daß die Qualität der geowissenschaftlichen Aussagen in diesem Jahrhundert nicht von praktischer Bedeutung war. Offensichtlich hat

die deskriptive Beurteilung der Erzlager über Jahrhunderte hindurch für die Aufschließungen genügt, wozu allerdings in den letzten Jahrzehnten für den Erzabbau eine detaillierte chemisch-analytische und computergesteuerte Qualitätsbeurteilung durch die geologische Abteilung des Bergbaues Eisenerz unerlässlich war, um die Nutzbarkeit der Lagerstätte trotz reichlich vorhandener Erzvorräte aufrecht zu erhalten.

Unser Forschungseinsatz verfolgt dasselbe Ziel wie die bewährte bergmännische Methode des Ausrichtens der flächigen Erzkörper auf Grund ihrer klaren topologischen Position, mit Berücksichtigung der tektonischen Verwürfe. Und wir versuchen, die Verbindung der großtektonischen Untersuchung unter Berücksichtigung der bereits sichergestellten stratigraphischen Einzelheiten (SCHÖNLAUB, FLAJS & THALMANN, 1980; SCHÖNLAUB, 1982) mit der petrographischen und mineralogischen Laboruntersuchung, insbesondere mit der Anwendung gefügekundlicher Arbeitsmethoden, herzustellen.

3. Geologischer Rahmen

Die tektonische Prägung des Großraumes um Eisenerz und der stratigraphische Aufbau des alt- bis jungpaläozoischen Schichtstapels am Steirischen Erzberg wurden von SCHÖNLAUB (1982) unter Ausnutzung seiner eigenen Aufnahmen und seiner mikropaläontologischen Neuergebnisse (SCHÖNLAUB, FLAJS & THALMANN, 1980) zusammenfassend dargestellt. Diese biostratigraphische Fixierung bildete die Grundlage für die Deutung des tektonischen Baues der variszischen Gesteinsabfolgen. Die Region des Erzberges bringt mit den Schichtfolgen vom Ordovizium bis zum Karbon und mit der erosionsdiskordanten Überlagerung permisch-skythischer Sedimente günstige Voraussetzungen zur Erfassung variszischer und alpindischer tektonischer Verformungen.

Die Ortschaft Eisenerz liegt am Nordrand der Nördlichen Grauwackenzone. Der von Eisenerz aus heute noch rund 740 m hohe Erzberg südöstlich des Ortes (Abb. 3) beinhaltet bereits die gesamte Schichtfolge. Sie wird zur Nordzone der Norischen Decke gerechnet, die nach der tektonischen Großgliederung (DAURER & SCHÖN-



Abb. 3.
Der von Eisenerz betrachtet noch rund 730 m hohe Steirischer Erzberg mit den 40 Abbauetagen.
Blickrichtung SSE, spitzwinkelig auf die ungefähr N-S-verlaufende Hauptformungsachse.

LAUB, 1976) den wesentlichen flächigen Anteil im Ostteil der Grauwackenzone darstellt und deren Nordzone innerhalb dieses Deckensystems als die höchste tektonische Einheit des Altpaläozoikums bezeichnet wird (SCHÖNLAUB, 1982). Sie bildet die Verbindung zur transgressiven Auflagerung des Perms und der Kalkalpen.

Der südlich anschließende Streifen, ebenfalls des Norischen Deckensystems, wird von SCHÖNLAUB (1982) als „Schuppenzone“ bezeichnet. Das hat seine Begründung in der stark zur Auswirkung gekommenen Tektonik, wodurch die das Ordovizium bis Karbon umfassende Gesteinsfolge in kleinräumig eng gepreßte tektonische Schuppen zerschert wurde und die Durchbewegung bis in Kleinbereiche der Gesteine

wirksam war. Auch in dieser Zone transgredieren, wie am Erzberg, bereichsweise die postvariszischen Präbichlschichten der Permzeit.

Weitere, zum oberostalpinen Norischen Deckensystem gehörende tektonische Einheiten folgen nach Süden zu als Reiting-Decke, Wildfeld-Decke und als tiefste dieses Systems die Zeiritzkampel-Decke (SCHÖNLAUB, 1982).



Abb. 4.
Blick vom Erzberg auf Eisenerz und die dahinterliegende Front der Nördlichen Kalkalpen mit dem nach E auslaufenden Rücken des Lungauer (2.117 m) bzw. Kaiserschild (2.083 m).

Den weiteren Anschluß im SW der Eisenerzer Alpen bis in das Liesingtal bringt ein bis 2,5 km breiter Karbon-Gesteinsstreifen, der als Veitscher Decke bekannt ist. Diese wurde tektonisch auf mittelostalpinen Permoskyth transportiert und ist ihrerseits vom Norischen Deckensystem mit den altpaläozoischen Serien überschoben worden (METZ, 1940, 1950).

Am Erzberg besteht mit der transgressiven Überlagerung durch die Präbichl- und Werfener Schichten der unmittelbare Anschluß zur Trias der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 4), die sich unweit nordwestlich von Eisenerz mit dem Lungauer (2.117 m) und nordöstlich mit dem Pfaffenstein (1.871 m) auffällig zu erkennen geben.

4. Paläozoische Gesteinsabfolge

Die alt- bis jungpaläozoische Gesteinsabfolge ist im W- bis N- bis NE-Bereich des Erzberges durch den Großtagebau mit seinen einstigen bzw. derzeitigen 40 Etagen vielfältig angeschnitten. Sie bietet die Begleitgesteine der Lagerstätte im weiteren Sinne und im besonderen die eigentlichen Erzträgergesteine.

Die petrographische und mineralogische Bewertung wurde mit Stereolupe (Großanschliff), Durchlicht (Dünnschliff, Kornpräparat), im Auflicht (polierter Anschliff), Elektronenstrahlmikrosonde und durch Röntgendiffraktometrie durchgeführt. Den meisten Beobachtungen liegen *ac*-Schnitte durch den feinwelligen Lagenbau zugrunde. Manchmal waren auch 3-dimensionale Untersuchungen nötig. Bei Angaben über Korndurchmesser handelt es sich nicht um zufällige Kornquerschnitte, sondern tatsächlich um Durchmesser, die durch Nutzung der Innenreflexe im polierten Anschliff gemessen wurden.

4.1. Ordovizium

4.1.1. Phyllitischer Schiefer und Kalkmarmor

Die offensichtlich stratigraphisch älteste Gesteinsserie des Steirischen Erzberges steht auf der SW-Seite im Liegenden des Porphyroid-Leithorizontes in Form von einer dunkelgrauen, kristallinen Kalkbank mit viel Calcitadern an. Es handelt sich um eine der Kalklinsen innerhalb des ordovizischen, phyllitischen Schiefers auf Höhe der Etage Rothballer (1.160 m). Die Schiefer erreichen nach SCHÖNLAUB (1982) außerhalb des Erzberges 400–500 m Mächtigkeit, die eingelagerten Kalkmarmorlinsen bis zu 30 m. Die Alterseinstufung nach SCHÖNLAUB lautet Oberordoviz bis Vor-Oberordoviz.

4.1.2. Blasseneckporphyroid

Ein weit über den Erzberg hinausreichendes Leitgestein im Großraum der östlichen Grauwackenzone liegt als Porphyroidkomplex vor. Die geologische Lokalbezeichnung geht auf HERITSCH (1908) zurück, und die erste ausführliche und präzise petrographische Bearbeitung führte ANGEL (1919) durch. Seine petrographischen Daten haben auch heute volle Gültigkeit.

Die Mächtigkeiten schwanken enorm und erreichen im Nordzug nach SCHÖNLAUB 400–1.000 m. HEINISCH (1980, 1981) berichtet vom Polster eine aufgeschlossene Mächtigkeit von max. 400 m. Durch eine Schiefereinschaltung liegt dort ein dreiteiliger Aufbau vor. Nach der petrographischen Klassifizierung von HEINISCH handelt es sich im Raum Eisenerz – Polster um einen unterschiedlich verschieferten und rekristallisierten Porphyroid. Als Ausgangsgestein wird auf Grund von Analogieschlüssen mit

dem Porphyroid im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone ein kristallreicher Ignimbrit mit Alkalirhyolith-Chemismus vermutet. SCHÖNLAUB (1982, S. 379) erklärt, daß „der Nachweis der Ignimbrit-Natur“ auf Grund mehrphasiger metamorpher und struktureller Überprägung in der Steirischen Grauwackenzone nicht möglich sei.

HEINISCH beschreibt für dieses Gebiet Erzberg – Polster einen im großen homogenen, kristallreichen Porphyroidkörper und interpretiert diesen mit Wahrscheinlichkeit als ehemals kristallreichen Ignimbrit. In einer ca. 100 m mächtigen liegenden Einheit herrscht rhyodacitischer Chemismus mit 68–70 % SiO₂ und vergleichsweise hohen Gehalten an Fe, Mg und Ca. Darüber folgt eine bis 80 m mächtige Phyllit-Siltschiefer-Einschaltung, sodann eine ca. 100 m mächtige zweite Porphyroideinheit mit rhyolitischen Chemismus und geringen Fe-, Mg-, Ca- und P-Gehalten. Diese geht in einen weiteren Porphyroidkomplex mit rund 100 m Mächtigkeit über, der chemisch als dacitisch bis rhyodacitisch gekennzeichnet ist.

Außer dem vorherrschenden Dacit-Rhyodacit-Charakter des Vulkanits im Eisenerzer Raum stellt HEINISCH eine kennzeichnende Ca-Metasomatose fest. Sie soll im Extremfall zu einem vollständigen Stofftausch der vulkanischen Matrix durch Karbonate geführt haben. Der Porphyroid am Steirischen Erzberg und seiner Umgebung wird daher als Sonderentwicklung bezeichnet. Daraus wird auch die Vermutung abgeleitet, daß diese „Stoffaustauschvorgänge mit den nahen vererzten Kalken“ für abweichende Daten einzelner Proben verursachend seien (HEINISCH, 1980, S. 181, 1981, S. 73). Sie werden auch als „Grund für die Schwierigkeiten bei isotopengeochemischen Untersuchungen des Porphyroids“ (SCHÖNLAUB, 1982, S. 379) auf Grund der Ergebnisse von S. SCHARBERT (1977, S. 36) in Erwägung gezogen (vgl. auch Teil 4.6.).

Die von uns untersuchten Stücke zeigen ein dunkelgraugrünes Gestein mit feinporphyrischem Gefüge und makroskopisch angedeuteter Schieferung.

Im mikroskopischen Bild repräsentieren die gleichgerichteten feinen Glimmerfilze die Hauptschieferungsfläche *s*. Die Beurteilung der Grundmasse des Porphyroids ist wegen der starken Alteration infolge der Metamorphosen erschwert. Es dominieren Sericit und Quarz, dieser z.T. in einer sehr feinkörnigen Ausbildung. Feldspäte sind wegen sehr starker Zersetzung selten festzustellen. Mit dem hellen Glimmer vergesellschaftet ist meist Chlorit. Es handelt sich um eine im Dünnschliff nur unauffällig blaßgrün gefärbte Varietät mit sehr niedriger Doppelbrechung. Demnach dürfte ein Fe-armes Mg-Chlorit vorliegen. Kryptokristalliner Feinquarzit (8 µm-Körnung) und mikrokristallin-xenomorphkörnige Quarzitaggregate vervollkommen die Paragenese. Die Sericitaggregate scheinen auf die zersetzten Feldspäte der Grundmasse, der Chlorit auf Biotitverwitterung zurückzuführen zu sein. Jedenfalls machen die Einsprenglinge von oft stark alteriertem Orthoklas, aber auch Plagioklas die Sericitisierung, Kaolinisierung und Verquarzung sowie die Biotittafeln die starke Chloritisierung deutlich. Die z.T. angedeutet hypidiomorphen Quarzeinsprenglinge bis etwa 2 mm Größe weisen vielfach korrodierte Konturen auf. Als Akzessorien findet man Zirkon, Turmalin, Apatit und Rutil. Ti-Mineralen sind vor allem im dunklen Glimmer meist in Form von Mikrolithenschwämmen ausgeschieden. Der mikroskopische Auflichtbefund läßt die Beteiligung von idiomorphem Pyrit und massenhaft Rutilmikrolithen erkennen. Verwitterungsreste von primären Ti-Mineralen wie Ilmenit wurden nicht gesehen.

Die Alterseinstufung des Porphyroids gelang SCHÖNLAUB, FLAJS & THALMANN (1980) bzw. SCHÖNLAUB (1982) durch Conodontenfunde aus unter- und überlagernden Kalksteinabfolgen. Als vulkanologische Situation vermutet HEINISCH (1980, S. 199, 1981, S. 81) entsprechend der Förderung saurer Magmen mit hoher Viskosität explosive Fördermechanismen, die zur flächenhaften Verbreitung der Vulkanite geführt haben könnten. Der Anteil der Laven wird als gering geschätzt, vielmehr dominiert die nachgewiesene oder angenommene Ignimbritmasse, so daß nicht auf unmittelbare Nähe eines Eruptionszentrums, sondern vorsichtig auf 15–100 km Entfernung geschlossen wird. Der z.T. lagige Aufbau der Porphyroiddecke mit Unterbrechung durch Schiefer und Phyllite berechtigt zur Annahme, daß die Effusivgesteine zumindest teilweise im marinen Milieu zum Absatz kamen.

Ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang zwischen diesem Porphyroid und der Sideritlagerstätte besteht in räumlich-stratigraphischer Sicht nicht und wurde auch von keinem bisherigen Bearbeiter in Erwägung gezogen. In Teil 8 werden aber mittelbare Zusammenhänge diskutiert und im Hinblick auf ein mobilisierbares Fe-Reservoir in Betracht gezogen. Zu beachten sind auch die Beobachtungen von HAJEK (1966), der in der devonischen Kalkabfolge an mehreren Lokalitäten vermeintliche Porphyroidlinsen, -lagen, Tuffe und Tuffite fand. Konkret diese Befunde wurden in der Folgezeit anscheinend von niemandem mehr gemacht.

4.1.3. Polsterquarzit

In der weiteren Umgebung des Erzberges sind, z.B. im Bereich Polster, Größenberg, als sedimentäre Auflagerung auf dem Porphyroid bis max. 60–80 m mächtige Quarzarenite, Quarzwacken und Schiefer entwickelt. In dieser Transgressionsabfolge spielt jedoch der Porphyroid als Komponente nur eine lokale und mäßige Rolle. Der Großteil des angelieferten, klastischen Materials wird einem Altkristallinkomplex im Norden der Grauwackenzone zugeordnet (STRATTEGGER, 1980). Diese als Quarzitzone zusammengefaßten Sedimentgesteine sind am Erzberg offenbar in genau dieser Form nicht entwickelt. Nachdem aber der Polsterquarzit „als typische Transgressionssequenz über dem Blasseneckporphyroid“ gedeutet wird (SCHÖNLAUB, 1982, S. 381), läge es nahe, dieses quarzsandig-polymikte Sedimentgestein mit dem „Übergangsporphyroid“ zu parallelisieren.

4.1.4. „Übergangsporphyroid“ (Quarzsandiger, karbonatischer Chlorit-Sericit-Quarzit-Schiefer)

Der von KERN (1927) eingeführte, anschauliche Terminus nimmt Bezug auf eine im Lagerstättenbereich entwickelte, sehr unterschiedlich einige Meter bis zu wenigen Meter zehner mächtige Wechselfolge von grünlichgrauen, äußerlich dem Porphyroid etwas ähnlichen Sandsteinlagen und hellgrauem sowie rötlichem Kalkstein. SCHÖNLAUB (1982) parallelisiert diese „Fazies der Übergangsporphyroide“ mit dem in der Eisenerzer Grauwackenzone von FLAJS (1974) und SCHÖNLAUB (1974) erkannten und erstmals genauer beschriebenen Cystoideenkalk (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976): eine im vollständigen Profil im Bereich Polsterkar 13 m mächtige Kalksteinbank, aus der eine individuenreiche Conodontenfauna identifiziert und dem oberen Ordoviz (vermutlich jüngeres Ashgill, [SCHÖNLAUB, 1982, S. 383]) zugeordnet wurde. Der Cystoideenkalk wurde nach SCHÖNLAUB (1982) neben zahlreichen Fund-

stellen in seinem Kartierungsgebiet auch am Erzberg im Übergangsporphyroid gefunden.

Der eigentliche Übergangsporphyroid am Erzberg ist in den uns zugänglich gewesenen Aufschlüssen als grau-grünes, makroskopisch geschichtetes und zum Teil auch verschiefertes Gestein ausgebildet. Oft ist schon freisichtig eine Feinschichtung und manchmal eine Feinfältelung erkennbar. Die grünliche Farbe wird von Chlorit verursacht.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt als Hauptkomponenten Quarz, Sericit, Chlorit, Calcit, Plagioklas feinschichtig beigemengt, manchmal auch Siderit. Charakteristisch ist überhaupt ein feinschichtiger Aufbau eines Sedimentes mit oft laminarem Wechsel der Mineralbeteiligung, so daß Hauptbestandteile auch zu Nebengemengteilen werden können. Akzessorien sind Rutil, Anatas, Leukoxen, Turmalin, Semigrafit, Pyrit, Lepidokrokit und Goethit, Zirkon und Apatit.

Wir halten es von Interesse, den genaueren Sedimentaufbau kennenzulernen, zumal diese Schichtbank an der altpaläozoischen Basis eine wirtschaftlich unbedeutende, aber genetisch signifikante Fe-Karbonat-Erzführung enthält.

Quarz liegt großenteils als allothigener Detritus vor, mit häufig schwach kantengerundeten Körnern der Klassen um 0,15–0,3, max. 1–2 mm. Diese lassen u.d.M. nur teilweise undulöse Auslöschung erkennen, was offenbar mit der meist lockeren Packung im hochteillbeweglichen Sericit-Chlorit-Milieu zusammenhängt. Im Falle dichter detritischer Packung liegen auch Sammelkristallite von Quarziten vor. Nur vereinzelt kann man Idioblasten mit Säulchendurchmessern durchschnittlich um 0,5 mm finden.

Darüberhinaus aber ist manchmal in feinsten Lagen und dünnen Linsen Feinquarzit enthalten, wobei es sich in dieser Form zweifellos nur um authigene Ausscheidungen von SiO₂ handeln kann. Die Feinheit der xenomorphen Körner beträgt z.B. um 0,06 mm, in sammelkristallisierten Nestern sind sie größer.

Sericit ist, so wie die anderen Hauptkomponenten, lagenweise unterschiedlich stark vertreten, wodurch der laminare Sedimentaufbau betont wird. Aber bemerkenswert ist hinsichtlich der Herkunft des Sericits als detritischer Verwitterungsrest auch, daß sich nicht selten kleine, aus dicht gefügtem Sericit bestehende Körnchen im Sericitfilz abheben, die ihre Herkunft auf alterierten Feldspalten, nachdem auch deren Korngröße etwa der des mitenthaltenen Quarzdetritus entspricht. Nur selten wurden fast bis zur Unkenntlichkeit zersetzte, aber an den Lamellen noch erkennbare Plagioklase gefunden. Das Röntgendiffraktogramm deutet Albit an. Verglichen mit dem Zustand der Feldspäte im unterlagernden Porphyroid, scheint der Verwitterungsprozeß diese vor der Sedimentation des Übergangsporphyroids noch stark zersetzt zu haben. Im Glimmer-Chlorit-Filz ist manchmal auch eine jüngere gröberblättrige Neukristallisation zu beobachten.

Diese genetische Herkunft ist umso wahrscheinlicher, als der analoge Fall bei Chlorit zu beobachten ist. Chlorit ist gewöhnlich zusammen mit Sericit in den feinschuppig verfilzten Laminae zu finden, und gelegentlich auch in kleinen Klümpchen, deren Gestalt an Pseudomorphosen hauptsächlich nach Biotitblättchen erinnert. Diese Alteration ist ja im Porphyroidkomplex schon nachweisbar und hat sich offensichtlich im Verwitterungsprozeß noch weiter verstärkt. Diffraktometeraufnahmen weisen im Detritus auch noch Biotit aus, was den optischen Eindruck sichert. Freilich können auch noch andere melanokrate

Gemengteile, etwa Amphibole oder Pyroxene als Chloritlieferanten in Frage kommen. Der Chlorit ist im Dünnschliff teils farblos, teils auch schwach schmutzgrün pleochroitisch, sehr nieder doppelbrechend, wonach es sich um Fe-arme Vertreter der Mg-Chlorite zu handeln scheint. Nach Diffraktometeraufnahmen sollte Klinochlor enthalten sein, was sich mit der durchlichtmikroskopischen Diagnose gut deckt und auch die Varianten Leuchtenbergit und Sheridanit miteinschließen könnte.

Calcit liegt in Form von authigenen Xenoblasten mit Zwillingslamellen vor, entweder auffallend feinlagig angereichert oder spärlich homogen verteilt, fehlt aber oft auch gänzlich.

Und hier, in diesem teils aus allothigen-detritischen, teils aus authigen kristallisierten Komponenten zusammengesetzten Sediment nimmt gelegentlich, u.zw. in genau derselben Weise Fe-Karbonat teil. Das betrifft die spärliche Beteiligung, die intragranulare postkristalline Korndeformation, in diesem Falle erkenntlich an undulöser Auslöschung und verbogenen Zwillingslamellen, und es betrifft auch das Auftreten von Fe-Karbonat in s-diskordanten Zerrfugen. In Spaltenkristallisaten liegt die Paragenese Calcit, Dolomit, Ankerit, Siderit, Pyrit, Quarz, mit unterschiedlicher Beteiligung vor. Auch diese jüngeren Mineralgenerationen weisen tektonische Beanspruchung auf. Sekundär sind Goethit und Lepidokrokit nach Pyrit und Siderit zu finden.

Die gesamte Gesteinszusammensetzung wird noch durch folgende Akzessorien vervollkommen: Rutil in Form von stäbchen- und nadelförmigen Mikrolithen, vor allem im Sericit-Chlorit-Filz angereichert (0,004 – 0,05 – 0,1 – 0,15 mm) sowie auch als Pseudomorphose Ti-hältiger tafelförmiger Minerale (vermutlich Ilmenit); ebenso Leukoxen. Seltener sind Anatas-Mikrolithenschwärme zu identifizieren; Turmalin, mit lila- und violettfarbigen Innenreflexen, und seltener Zirkon, beide als detritische Schwerminerale, authigene Pyrit-Idioblasten (0,1–0,2 mm), manchmal mit Goethit-Lepidokrokit-Saum; und bis zu Semigrafit inkohler Phytodetritus. Dabei handelt es sich meist um unter 1 µm dünne, in s eingeregelt und fallweise mit den Glimmer-Chlorit-Feinlagen gefaltete Häute.

Teilbereiche sind von Feinfältelung betroffen, von Biege- und Scherfalten, mitunter reicht die mechanische Beanspruchung bis zur Phyllonitisierung, was vor allem in den verformungsanfälligen Glimmer-Chlorit-Lagen ausgeprägt ist. Im Rahmen der Fältelung kommen auch mechanisch starre Lagen zur Verformung: z.B. werden Fein-quarzit-Linsen im weichen Sericit-Chlorit-Milieu mitverbogen oder in Schollen zerlegt.

Wir halten schließlich fest, daß dieser ordovizische „Übergangsporphyroid“ ein typisch detritisches Sediment ist, mit meist ausgeprägter Feinschichtung durch das wechselnde Detritusangebot, in dessen Matrix aber auch authigene Kristallisate im Zuge der sehr frühen Diagenese in den noch lockeren Bauzonen zur Ausscheidung gelangten.

Im Mikrogefüge dieser sandigen Sericit-Chlorit-Quarzitschiefer ist eine auffallende Gestaltung der Tektonitregelung bemerkbar. So zeigen sich außer der Hauptschieferungsfläche (s_1) in vielen Teilbereichen auch diagonal dazu verlaufende gleichscharige Mikrofugenscharen (s_2 und s_3) als schwache Transversalschieferung, erkennbar nur im Mikrobild an Umregelung feiner Glimmerfilme. Ihre Lage im Gefüge läßt nach beschreibenden Koordinaten $h0l$ -Position erkennen, wobei der Winkel der Mikroscherfugen entweder 90° oder weniger bzw. mehr beträgt und

in diesen Fällen mit dem spitzen Winkel in die s-Lage weist.

4.1.5. Quarzit, Sericitquarzit, Karbonatquarzit, Sideritquarzit

Im Hangenden des „Übergangsporphyroids“ ist stellenweise eine, der Farbe nach sich abhebende Quarzitschicht mit etwa 4–5 m Mächtigkeit entwickelt. Petrographisch beurteilt ist es zweckmäßig, entsprechend den weiteren Hauptkomponenten, von Sericitquarzit, Calcitquarzit und Sideritquarzit zu sprechen. Es handelt sich um ein regelrecht feinschichtiges Auftreten von Fe-Karbonaten, was diesen Gesteinstyp zu einem sehenswerten und genetisch aussagekräftigen Vorläufer der stratigraphisch gesehen nachfolgenden, jüngeren Erzanreicherung macht. Es liegt zunächst noch keine lagerstättenbildende Anreicherung vor, aber es sind jene diskreten Belieferungen der Sedimentbauzonen mit Detritus und authigenen Kristallisationen an der Anlagerungsfläche und im ursächlichen Schlammilieu, die genetisch wesentlich aussagekräftiger sind, als so mancher kompakte Derberzkörper.

Schichtung und Feinschichtung, diktiert von den Hauptgemengteilen, kennzeichnen diese bemerkenswerte Sedimentlage. Nun wäre dies wegen des schon bisherigen allothigenen und authigenen Mineralbestandes nicht weiters hervorzuheben, wenn nicht zusätzlich als Karbonatvertreter das hier wichtige Erzmineral Siderit an der Paragenese teilnähme. Siderit in einer ausgeprägt schichtigen Anreicherungsform, die nicht nur durch Minerale das laminare Gesteinsgefüge klar mitbestimmt, sondern auch in sich, als geringmächtige Erzzwischenschichte verschiedene Korngrößen und Kristallformen mit ausgezeichnetem Feinlagenbau repräsentiert. Nach Bemerkungen von KERN (1927, S. 28) über „verkalkte oder dolomitierte“ und „vererzte“ Übergangsporphyroide waren derartige Schichten schon in früheren Zeiten verschiedentlich aufgeschlossen.

Der Mineralbestand umfaßt Quarz, Sericit, Chlorit, Calcit, Ankerit, Siderit, Pyrit, die Akzessorien Rutil, Zirkon, Apatit, (Turmalin ?) und die Verwitterungsprodukte von Pyrit und Fe-Karbonaten Lepidokrokit und Goethit.

Quarz tritt in vielfältiger Form auf. Da ist einmal der schon vom Liegenden her bekannte Detritus von meist eckigen bis kantengerundeten, selten rundlichen Quarzkörnern, u.d.M. nicht oder kaum als undulös auslöschend erkennbar, mit Korngrößen bis zu 2 mm. Eine Kornklassierung kommt nur selten zur Geltung. Eine weitere Form stellen kleine lokale Quarzit-Nester dar, zweifellos authigene Neubildungen. Authigener Herkunft sind auch hypidiomorphe und idiomorphe Quarzsäulchen der Klassen sehr feinkörnig und feinkörnig, mit Kriställchenlängen selten über 0,33 mm. Ebenfalls authigener Herkunft sind flammenförmige faserige Anwachstreifen mit Wachstumsregelung, einseitig an detritischen Quarzkörnern gewachsen. Die Faserorientierung parallel zur Schicht- = Schieferungsfläche lenkt zur Auffassung, daß dieses sekundäre Quarzwachstum ebenso wie auch diese Form von Quarzitaggregaten einem metamorphosierenden Stadium zuzuordnen sind. Hingegen sind die Feinstquarzitlagen und die feinen Kriställchen synsedimentär bis syndiagenetisch entstanden zu erklären.

Sericit und weniger beteiligt Chlorit, bilden die hochteillbewegliche Masse in diesem Gestein, was sich bei deren starker Beteiligung an der Fältelung, sonst aber in der Intergranulare der Quarz-Sericit-Abfolge mit Ver-

knetung des feinen Glimmers zwischen den detritischen Quarzkomponenten zu erkennen gibt. Auch hier liegt die schon im „Übergangsporphyroid“ gemachte Beobachtung vor, daß kornähnliche Sericitpackungen und ein reliktes lamelliertes Mineralgefüge an alterierten Plagioklas erinnern.

Calcit nimmt so wie die Fe-Karbonate in der zementierenden Matrix des Glimmerquarzits in Form xenomorpher Körner und eventuell auch von Aggregaten eine eher bescheidene Rolle ein.

Aber in dem von den Hauptkomponenten Quarz, Quarzit und Sericit ausgezeichnet mit alternierender Beteiligung gebildeten Feinlagenbau gibt es eine bemerkenswerte Zunahme von Fe-Karbonaten, und zwar überwiegend von Siderit (90 Mol-% FeCO_3), Sideroplesit (74 Mol-% FeCO_3), von Pistomesit (58 Mol-% FeCO_3), Mesitinspat (43 Mol-% FeCO_3) und Fe-reichem Ankerit in Form von cm-bis dm-mächtigen Erzmineralzwischen-schichten.

Das bis zu einem weitgehend geschlossenen Sideritkorngefüge angereicherte Eisenkarbonat bildet in ausgezeichneter Weise einen Feinlagenbau ab, bestehend aus fein- bis feinkörnigen, bis mittelkörnigen, xenomorphen, seltener hypidiomorphen Individuen. Diese alle erscheinen u.d.M. mit starker undulöser Auslöschung.

Darüberhinaus aber gibt es auch im Lagenbau ein-geordnete jüngste, grobkörnige bipolare Kristallisate mit 5 zu 10 mm großen hypidiomorphen Individuen. Sie schließen oft in einem flächigen Restlumen als letzte Mineralausscheidung grobspätigen Calcit ein. Als Äquivalent zu dieser Kristallisation mit Wachstumsregelung sind auch kleinere Kristallisationszentren im lagigen Korngefüge anzuführen, die eine Art von radialstrahligem Büschelwachstum zeigen und weder eine reelle Anwachsfläche noch ein zentrales Restlumen aufweisen.

Die fallweise laminare Mitbeteiligung von Pyrit-Idioblasten (meist nur bis 0,1 mm Größe), von Sericit feinschuppig verteilt und als dünner Film in s-paralleler Lage und als zarte Zwischenlagen sowie die geringe Beteiligung von Quarzdetritus und die feinlagige Häufung von idiomorphen Quarzkriställchen, ferner gelegentliche *si*-Gefüge in manchen kristallinen Sideritgefügen, vervollkommen die aussagekräftigen petrographischen Befunde, welche bereits in dieser stratigraphisch tiefen Position jene Einzelheiten zeigen, die im Niveau der Erzlager in Devonkalksteinen wiederkehren.

Die Erzfeinschichten und Erzlager kommen im Abschnitt 6.2.2. zur genaueren Beschreibung und genetischen Interpretation.

4.1.6.

Grauwackenschiefer (?Oberordoviz-Silur)

Eine in den Eisenerzer Alpen über 1.000 m mächtige Abfolge von Grauwackenschiefern (Sericitschiefer, sandige Schiefer, Sandsteine, Grauwackensandsteine) mit Einlagerungen von basischen Vulkanitabkömmlingen und Grafit-schiefern hat zwar sehr weite regionale Verbreitung, kommt aber im Großraum von Eisenerz bzw. Erzberg nicht vor. Stoffparallele darin entwickelte Grünschieferzüge sind mehrere Kilometer weit zu verfolgen.

Nach der petrographischen Klassifizierung durch A. DAURER (zitiert in SCHÖNLAUB, 1982) handelt es sich dabei um Chloritschiefer, Metabasalt, Hornblendeporphyr und Metaglastuff. Weitere Begleiter sind phyllonitische Kieselschiefer und Quarzite sowie Grafit-schiefer.

4.2. Silur

4.2.1. Grafitische Kieselschiefer; Orthocerenkalk, Eisenkalk, bunter Kalk

Betreffend die silurische Gesteinsentwicklung am Steirischen Erzberg und seiner näheren Umgebung berichtet SCHÖNLAUB (1982) über grafitische Kieselschiefer, Alaunschiefer, Lydit und Kalklagen des Untersilur sowie über eine obersilurische Kalkabfolge mit Orthocerenkalk, Eisenkalk und buntem Kalk.

Im Bereich der Lagerstättenaufschlüsse sind vor allem die grafitischen Untersilur-Gesteine vertreten, die mangels biostratigraphischer Belege mit Unsicherheit auf höchstens 50–80 m Mächtigkeit geschätzt worden sind. Uns waren allerdings nur Aufschlüsse zugänglich, die bis etwa 20 m Mächtigkeit aufweisen. Und in anderen Bereichen fehlt diese Entwicklung offenbar auch ganz, was mit der tektonischen Zergleitung des weichen Materials zusammenhängen wird. Einige dieser sehr teilbeweglichen dunkelgrauen bis schwarzen Phyllonitäreale lassen schon makroskopisch starke mechanische Durchbewegung erkennen. Unsere Probestücke weisen teils Feinschichtung in 3–5–7 mm-Abständen auf, verursacht durch die wechselnde Teilnahme der Hauptgemengteile Quarz, Calcit, Chlorit und „Grafit“.

Quarz liegt in Form von xenomorphkörnigem Quarzit, lagig und nesterförmig, mit Korngrößen um 0,07–0,14 mm vor. Die pflasterförmig gebundenen, xenomorphkörnigen Calcit-Aggregate weisen Körnungen um 0,05–0,07 mm auf. Beim Chlorit liegt eine im Durchlicht sehr blaßgrüne Form mit sehr niedriger Doppelbrechung vor, was auf eine Zuordnung zu Fe-armen Mg-Chloriten weist. An akzessorischen Gemengteilen fällt vor allem schlecht figurierter Rutil auf, der zum Teil wegen der tafeligen Gestalt von Aggregaten auf Alteration von Ilmenit schließen läßt.

Über die vermeintlich starke Anreicherung von „Grafit“ im teilweise schwarzen oder schwarzgrau gestreiften Gestein erlaubt die mikroskopische Vergrößerung weitgehenden Einblick. Das Dünnschliffbild trägt. Trotz der Dünne der Durchlichtpräparate überlagern sich die sehr kleinen Komponenten und täuschen mit schwarzen opaken Feinlagen weit mehr grafitische Substanz vor, als tatsächlich vorhanden ist. Wie der polierte Anschliff nämlich zu erkennen gibt, handelt es sich zwar um eine relative Anreicherung der hochinkohlten Substanz, aber um keine zusammenhängenden grafitischen Linsen und Schichtfilme.

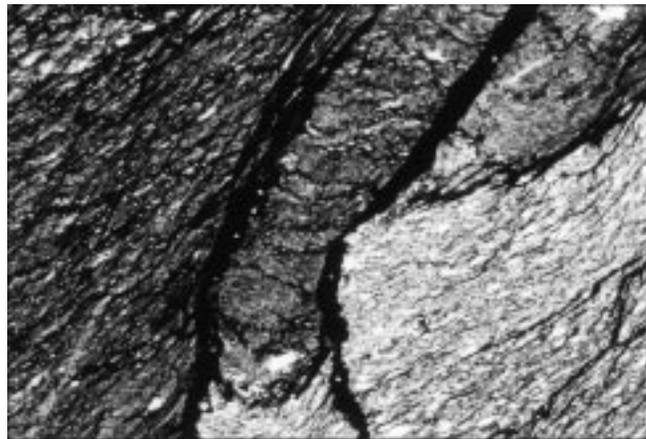


Abb. 5. Durch Schieferung und Transversalschieferung überprägter Feinlagenbau im Silur-Grafit-schiefer. Sericit, Quarz (weiß), Quarzit, Grafit (schwarz). Durchlicht. 1 Nicol; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

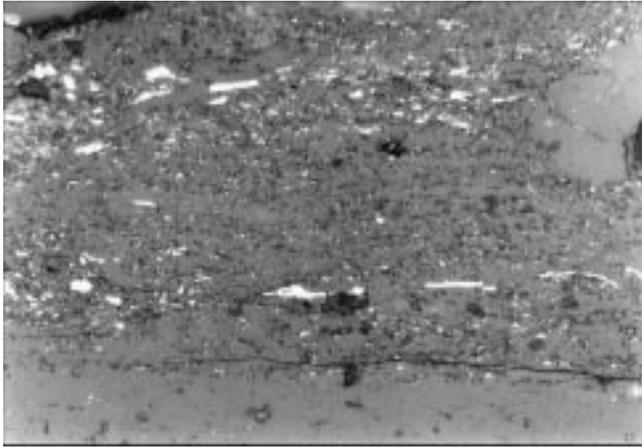


Abb. 6.
Feinlagige Anreicherung von Semigrafit (grauweiß) in blattchenförmiger und körniger Gestalt zusammen mit detritischem Sericit, Quarz, sammelkristallisiertem Quarzit.
Polierter Anschliff. 1 Nicol; natürl. Größe 0,26×0,17 mm.

Es handelt sich um feinste, deutlich anisotrope Täfelchen und Blättchen (um $<1 \mu\text{m}$ bis $2 \times 20 \mu\text{m}$ im Querschnitt), teilweise auch um feinkörnige Partikelchen mit undulöser Auslöschung, die zu isometrischen Kügelchen aggregiert sein können.

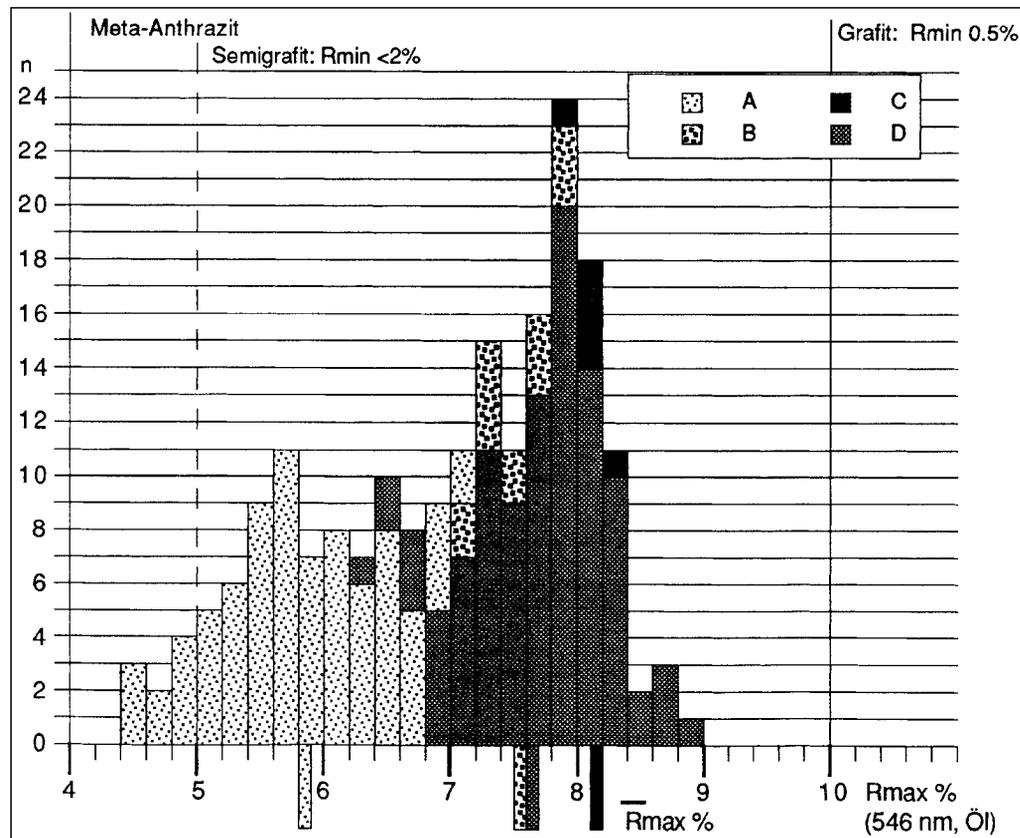
Die „grafitischen“ Teilchen sind vor allem in den Glimmerfilzen gehäuft und mit diesen feinschichtig angereichert. Sie sind mit diesen auch gestaltlich gemeinsam geregelt, in s verschiefert und gefältelt.

Von großem Interesse ist der Carbonifikationsrang dieses „Grafits“ (Abb. 5, 6, 7). Reihenmessungen der maximalen Reflexion ergeben einen mittleren Wert von $R_{\text{max}} = 7,69 \%$. Demnach handelt es sich um C-Phasen des Maturitätsstadiums Semigrafit.

Abb. 7.
Maximales Reflexionsvermögen (R_{max}), gemessen im polarisierten Licht bei 546 nm an inkohlten, organischen Komponenten.

- A) Schwach anisotroper, in situ carbonifizierter Phytodetritus im Meta-Anthrazit-Stadium ($R_{\text{min}} > 2 \%$). Karbonische Eisenerzer Schichten.
- B) Druckanisotroper, in situ carbonifizierter Phytodetritus im Meta-Anthrazit-Stadium ($R_{\text{min}} > 2 \%$). Karbonische Eisenerzer Schichten.
- C) Kräftig anisotrope, allothigen-detritische Semigrafittäfelchen ($R_{\text{min}} < 2 \%$). Karbonische Eisenerzer Schichten.
- D) Kräftig anisotrope, grafitierte Umwandlungsprodukte von Bakterien, Algen, tierischem und pflanzlichem Plankton u.a. im Semigrafitstadium ($R_{\text{min}} < 2 \%$). Kieselchiefer (Silur).

Meßanordnung: UnivaR-Mikrophotometer; Objektiv $100 \times 1,25 \text{ Öl}$; Ölimmersion; Meßfeldgröße $0,6 \mu\text{m}$; Standard Carb. SiC 27; 1 Nicol.



Beim biogenen Ausgangsmaterial kann es sich grundsätzlich um Zoo- und Phytoplankton gehandelt haben. Am ehesten in Frage kommen heterotrophe Bakterien (*Schizomycetes*), autotrophe Blaualgen (Cyanophyceae), Pilze (Mycophyta) sowie vor allem um höhere Algen (Phycophyta), die bereits im Ordovizium und Silur ihre höchste Organisationsstufe erreicht haben. Aber auch erste am Land lebende Pflanzen, die Nacktfarne (Psilophytatae), welche an der Wende Silur/Devon auftraten, sind als Ausgangsmaterial in Betracht zu ziehen.

Die Kalkabfolge über diesem grafitischen Kieselchiefer soll in der Umgebung von Eisenerz nach SCHÖNLAUB (1982) etwa 30 m mächtig sein. Im derzeitigen Abbaubereich haben wir davon aber keine Beobachtungen machen können.

4.3. Devon

4.3.1. Kalkschiefer, -phyllit und -marmor mit quarzitischen, hämatitischen und chloritischen Zwischenschichten

Für die am Erzberg mit einigen hundert Metern Mächtigkeit gestapelten feinkörnigen Kalkmarmorabfolgen kann die von SCHÖNLAUB et al. (1980) durch Conodontenbestimmungen möglich gewordene Zuordnung zu unter-, mittel- und oberdevonischen Positionen gar nicht genug gewürdigt werden. Man bedenke die jahrzehntelange Unsicherheit der stratigraphischen Situation wegen der über dem sogenannten „Zwischenschiefer“ abermals folgenden Kalkmarmorserie. Seit der Widerlegung der Meinung einer kontinuierlichen Schichtfolge und der Entscheidung zu Gunsten einer tektonischen Überschiebung, also der Existenz einer Liegend- und Hangendscholle, kann die tektonische und lagerstättengenetische Beurteilung von klaren Grundlagen ausgehen. Erste, auf Fakten gestützte Mitteilungen sind von FLAJS (1967), FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) vorgelegt worden.

In der geologischen Literatur sind allgemein Ausdrücke wie „helle und bunte Flaserkalke“, „rötliche Kalkschiefer“, „Bänderkalke“, oder Lokalbezeichnungen wie „Sauberger Kalk“ eingebürgert. Wir wollen versuchen, auch petrographische Termini mitzuverwenden bzw. an deren Stelle zu setzen.

Der „Kalksteinabfolge“ kommt wegen ihrer am Erzberg überwiegenden Verbreitung und der fast nur auf diese beschränkten Sideriterzföhrung die wichtigste Bedeutung zu. Nachdem es sich bei den Erzkörnern überwiegend um Lager handelt, wird die lithologische Zuordnung in der Schichtserie von Interesse sein.

4.3.2. Unterdevon

SCHÖNLAUB et al. (1980) und SCHÖNLAUB (1982) haben z. B. auf der Etage Pauli die dunkelgrauen, plattigen Kalke als älteres Unterdevon (jüngere Lochkov-Stufe) identifiziert. Dieser auffallend dunkle Horizont mit bis zu vielen Metern Mächtigkeit ist aber nur lokal entwickelt. Es handelt sich nach unserer Untersuchung auf Etage Christof-Süd um einen sehr feinkörnigen (0,012 mm) bis feinkörnigen (0,33 mm) Calcitmarmor mit Feinlagenbau durch Korngrößenwechsel. Die primäre Feinschichtung wird noch hervorgehoben durch feinlagig eingestreuten Quarzdetritus (um 0,07 mm) mit Sericit, auch durch authigene Quarzkristalle, manchmal in dichter Packung zu Quarzit sammelkristallisiert, wobei sich idiomorphe und



Abb. 8. Beginnende Eisenkarbonatföhrung im Unterdevon. Sericit-Kalkmarmor mit schichtig beginnendem Ankeritgehalt (dunkelgraue, ca. vertikale Streifen); quer dazu jüngerer kurzstreckig verlaufender schmaler Ankeritgang. Etage –III.

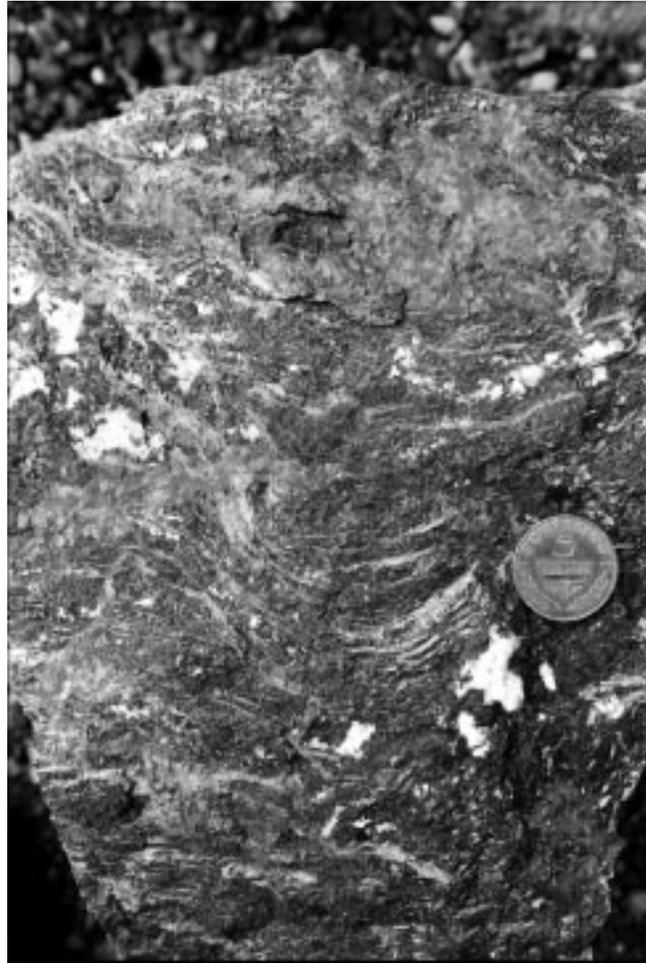


Abb. 9. Pyrit- und Grafit-hältiger Sericit-Quarz-Siderit-Phyllonit (verbogene s-Flächen) mit grobspätig sammelkristallisierten Sideritnestern einer jüngerer Generation.

hypidiomorphe Säulchen bis 0,5×0,1 mm Querschnittgröße zeigen. Pyrit bildet das dunkel färbende Pigment mit oft suturförmig und feinlagig gehäuft Mikrolithen und bis zu 0,1 mm großen Kriställchen. Die intergranulare und intragranulare Durchbewegung des feinkörnigen Marmors war in Teilbereichen ganz enorm und hat zu nachkristallinen Biegescherfalten bis in den cm- und mm-Bereich geführt. Dementsprechend intensiv ist die Verbiegung der Calcit-Zwillingslamellen des Marmors ausgefallen.

Aus mehreren anderen Aufschlüssen in den tiefsten Erzbergetagen geht hervor, daß über dem „Übergangsporphyr“ und geringmächtigem Silur-Grafit-schiefer die vermutlich devonische „Kalkabfolge“ mit einem gut 10 m mächtigen phyllonitischen Metamorphit beginnt: es handelt sich um Typen wie Sericit-, Chlorit-, Quarz-, Hämatit- und Kalkphyllite mit meist schichtig wechselnden Anteilen (Abb. 8). Aus gefügekundlicher Sicht ist für die sericitischen Varianten der Terminus „Phyllonit“ (SANDER, 1948) zutreffend. Durch die Teilnahme von Ankerit und Siderit liegen auch Ankerit- und Sideritphyllonite mit akzessorischem Pyrit vor. Für diesen Erztyp ist in Eisenerz die Bezeichnung „Schiefererz“ üblich, was sehr anschaulich klingt und zugleich den mineralisch-chemisch wichtigen Hinweis auf die Verunreinigung des Erzes mit Glimmer, Quarz usw. in sich birgt (Abb. 9).

Der Mineralbestand ist größtenteils schichtig und feinschichtig angeordnet und bringt die ursächliche Anlage-

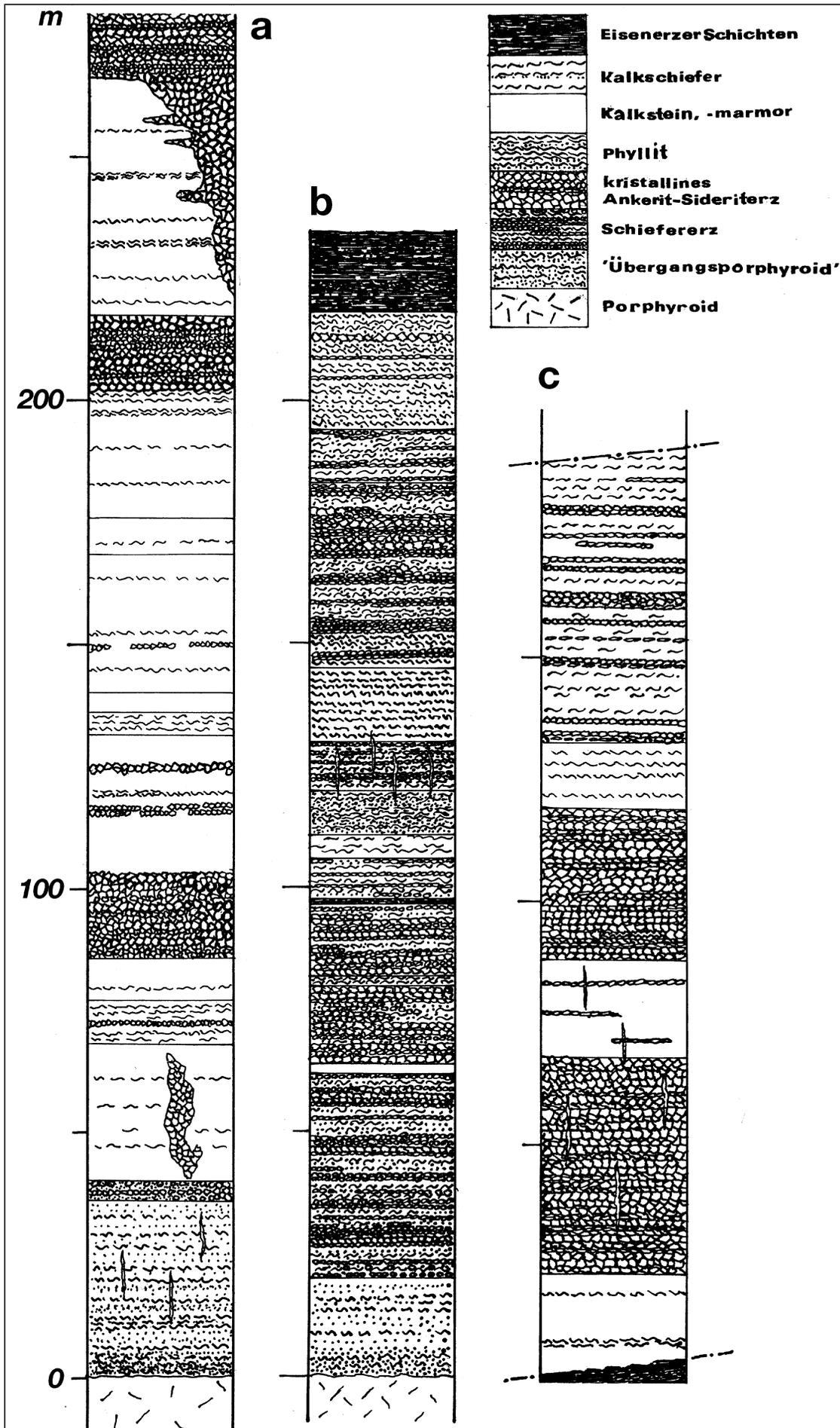


Abb. 10.
Säulenprofile durch die Schichtfolge Ordovizium – Karbon.
a) Liegendsscholle auf Etage Rothballer.
b) Liegendsscholle auf Etage -III.
c) Hangendsscholle auf Etage Rothballer.

rung an Sedimentbauzonen zur Geltung, ist zum Teil jedoch auch polymineralisch durchmischt. Die Verteilung der Karbonatminerale in teils feinstkörnig-lutitischer, teils fein- bis mittelspätiger Körnung ist in großen Zügen ebenfalls schichtig, jedoch sind die Grenzkonturen von erzführenden Lagern auch durch metasomatischen Stofftausch gegenüber der Schichtung modifiziert.

An diese phyllitische Schiefererzbank schließt nach SCHÖNLAUB et al. (1980) gewöhnlich mit 20–30 m Mächtigkeit gebankter Devonkalkstein an. Nach unserer Erfahrung ist das ein feinkörniger weißer Marmor, der durch grünliche Sericit- und Chlorithäute einen feinschichtigen Eindruck vermittelt. Eine Kartierung auf der Etage Rothballer (Abb. 10) zeigt in der weiteren Entwicklung 9 m grauen Kalkschiefer mit Sericit und ebenso inhomogen im mm-Bereich zwischengelagerte Ankeritfeinschichten. Die weitere Schichtfolge bringt dunkelgrauen sericitischen Kalkmarmor mit 9 m Mächtigkeit, der von einem ausgeprägten 16 m mächtigen grobkristallinen Siderit-Ankerit-Erzlager abgelöst wird. Über diesem folgt abermals eine 29 m starke Schicht erzbank mit überwiegend grobkristallinem Ankerit. In diesem Erzlager fallen allerdings graue, sericitische Sideritzwischenschichten auf. Weiters folgen 4–5 m Sericitmarmor, 4 m sehr grobkristalliner weißer Marmor mit Sericithäuten und Ankeritfeinlagen, die dann den stratigraphischen Anschluß zu der farblich auffallenden Flaserkalkserie vermitteln, wobei vorherrschend zartrosa, violette und graurote Farben neben weißen bis dunkelgrauen verbreitet sind. Seltener, aber ebenso deutlich treten hellgrüne Lagen hervor. Für diese feingeschichtete bunte Serie ist die geologische Bezeichnung „Sauberger Kalk“ üblich, benannt nach der Gesteinsausbildung bei der Typuslokalität „Steinbruch des Sauberges am Eisenerzberg“ (laut Angabe KUEHN, 1962, S. 414). Diese am Erzberg etwa bis zu 115 m Mächtigkeit entwickelte, schwach metamorphe Serie ähnelt sehr einer in den Karnischen Alpen vorliegenden Gesteinsorte, die im Gebiet des Plöckenpasses auf österreichischer Seite einst als „Plöckenmarmor“ in den Dekorsteinhandel kam. Dort wie da handelt es sich um weiße, graue, rote und grüne Kalkschiefer, wobei die Plöckenmarmore durch häufige Transversalschieferung im polierten Zustand ein besonders attraktives Gefüge aufweisen. Am Erzberg ist diese schräg zur Schichtung verlaufende Transversalschieferung nicht so hervorragend ausgeprägt. Der Komplex des Sauberges Kalkes ist besonders als Träger von Sideriterzlagern, -linsen sowie s-diskordanten gang- und schlauchförmigen Erzkörpern von Interesse. In manchen Fällen erreicht die Mächtigkeit der einzelnen Erzlager innerhalb dieser Abfolge in der Liegendenscholle z.B. 16 m, 5 m, 15 m, 18 m, andernorts in der Hangenscholle z.B. 44 m, 30 m, 57 m (Beispiel Etage Rothballer, sehr ähnlicher Befund auf Etage Dreikönig). Eine andere Schichtvariante auf Etage -III bringt in der Liegendenscholle mehrere, von nur wenige Meter mächtigem Chlorit-Sericit-Phyllonit und Quarzitschieferbänken getrennte Schiefererzkörper. Ihre Mächtigkeiten betragen $42 + 16 + 15 = 73$ m Gesamtmächtigkeit; Einzelerzkörper mit 8 m und 9 m; weiter im Hangenden $38 + 11 = 49$ m Gesamtmächtigkeit des Erzlagers.

Die für die Aufnahmegeologie verwendete Gesteinsbezeichnung verrät allerdings nichts über die Vielfalt der hier vorliegenden Gesteine. Wir versuchen deshalb eine Klassifizierung auf Grund des Mineralbestandes und des Gefüges.

Allgemein liegt kalkiges Gestein vor, und somit ist Calcit, u.zw. mit mikronkörnig-lutitischen Kornfraktionen bis

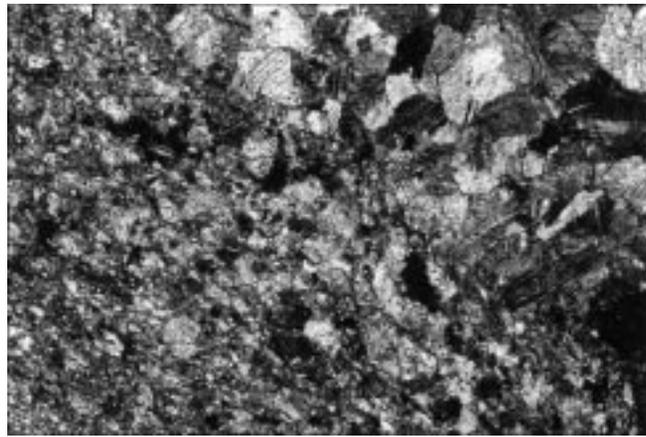


Abb. 11.
Sauberg Kalk.
Laminarer Korngrößenwechsel im monomineralischen Calcitaufbau. Die primäre reliktsche Feinschichtung entspricht der sekundären Schieferung.
Dünnschliff. Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

herunter auf $7 \mu\text{m}$, die dominierende Mineralkomponente. Im Sinne der Karbonatsedimentologie handelt es sich bei diesem Kalkschlamm um primäre Mikrit-Matrix i.w.S. mit häufig laminar wechselnder Korngröße. Innerhalb der Laminae ist die Ausbildung, abgesehen von Spatisation, aber gleichkörnig (Abb. 11). Die größeren Körnungen reichen bis zu feinkörnigen Kristalliten um 0,1 mm mit oft ebenfalls auffallendem feinschichtigem Korngrößenwechsel. Die Ursache des Korngrößenwechsels dürfte in laminar selektiver frühdiagenetischer neomorpher Kristallisation von Mikrosparit zu Sparit verschiedener Körnung zu sehen sein, allerdings durch schon primär vorgezeichneten Korngrößenunterschied veranlaßt. Typisch ist aber in den Feinlagen auch vereinzelte flecken- und lagenweise Spatisation. Gewisse Lagen, aber nicht nur solche mit etwas Sericit, sind von einer Verschieferung überprägt worden und fallen durch in s gestreckte Kristallite auf, die mitunter bis zur Mylonitisierung durchbewegt sind. In diesen Fällen liegt allerdings schon ein typisches metamorphes Korngefüge eines Marmors vor.

Klein- bis grobkörnig sammelkristallisierte Calcitlaminae des Zentimeter-, Millimeter- bis Zehntelmillimeterbereiches bestehen aus xenomorphkörnigen Kristalliten bis zu 5 mm-Körnungen. Solche Lagen zeigen zum Teil Spuren arger inter- und intragranularer Deformation, nämlich Fältelungen der Feinlagen mit Verbiegung von Zwillingslamellen der Kristallite.

Durch Zunahme des Sericits entsteht die Variante Sericitmarmor, Glimmermarmor, durch Zunahme von detritischem Quarz (0,02–0,5 mm-Körnung, bzw. auch Quarzitaggregaten bis etwa 3 mm-Körnung), relativ selten auch von authigenen, idiomorphen Kriställchen, manchmal feinlagig zusammen mit Sericit, liegt quarzitischer Sericitmarmor vor.

Als Nebengemengteile können Chlorit, Semigrafit sowie authigener idiomorpher Pyrit (oft 0,007–0,2 mm und Aggregate) lagig angereichert sein. Das gilt auch für Hämatit, der mit Schuppen oder Rosetten teils homogen verteilt, teils in einzelnen oder in vielen Feinlagen und auch in Suturen der gut geschichteten Abfolge oft eingeregelt vorkommt, so daß durch diese Farbpigmente neben weißen, grauen bis dunkelgrauen Flaserkalksteinen und Marmoren auch zart rote und grünliche Gesteine auftreten. Akzessorien sind Rutil-Mikrolithe, fast immer in Paragenese mit Sericit und auch Chlorit.

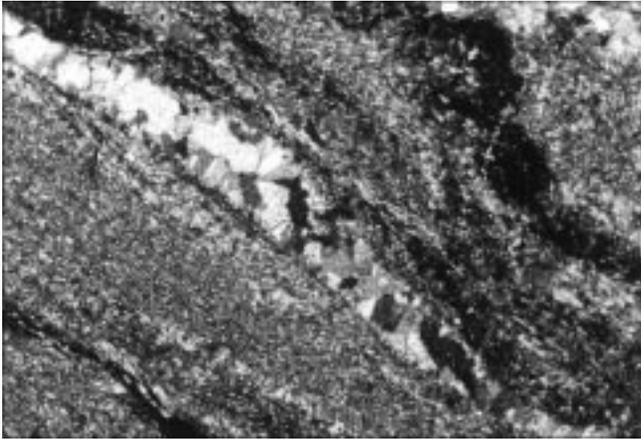


Abb. 12.
Sauberger Kalk.
Laminarer Wechsel von Kalklütit, -spatit, Sericit, Muskovit, detritischem Quarz und Hämatit (schwarz) in feinlagiger und suturförmiger Anlage. Dünnschliff. Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

Vom Marmor abweichend liegen durch feinlagige Anreicherung als Zwischenschichten des cm- bis dm-Bereiches stellenweise Sericitschiefer (-phyllite), Chlorit-Sericit-Schiefer, Chloritschiefer und – was genetisch wichtig ist – auch Ankerit und Siderit (i.w.S.) als spätige Komponenten vor, und zwar mit einzelnen separierten Kriställchen bis zu Aggregaten. Daraus können lokal Ankerit-(Siderit-)Phyllit, Ankerit-(Siderit-)Sericit-Quarzit-Schiefer u.a. entwickelt sein, ohne aber im allgemeinen lagerstättenbildend hervorzutreten.

Aber nicht nur der Mineralbestand, sondern vor allem auch das Gefüge der Devon-Karbonatgesteine liefert für petrographische Vergleiche mit den Erzgesteinen wertvolle Einzelheiten. Es sind nicht nur die inhomogenen Parallelgefüge mit Mineral- und Korngrößenwechsel (Abb. 11, 12, 13), sondern auch die typischen Sedimentgefüge als Relikte aus dem Anlagerungsstadium, vor allem die der einst externen Aufbau- und Abtragszonen, mit Erosionsflächen und nachfolgend polar-geopetaler Auffüllung von Kleinreliefs, und mit welligen Oberflächen, die durch syndiagenetische Gleitungen und Faltungen entstanden sind. Dazu die Bereitschaft des mikrokristallin-lutitischen Kar-

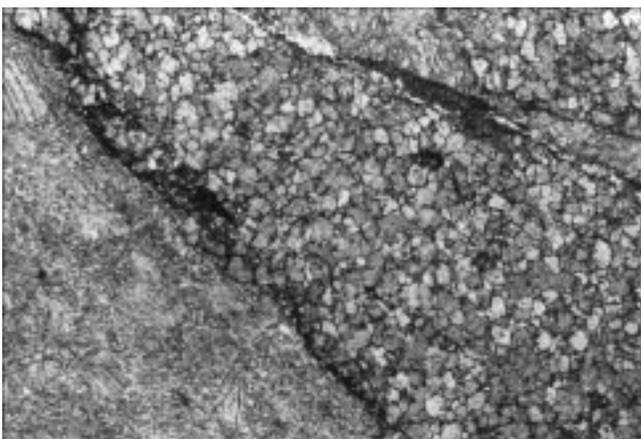


Abb. 13.
Feinschichtige Abfolge von Kalklütit (links unten) mit Calcitspatit-Xenoblasten und feinkristallinem Ankerit (rechts). Pyrit-Sericit-Suturen (schwarz), Spuren Quarz. Die Ankeritfeinlage erscheint rechts oben zerschert. Die entsprechende nachkristalline Deformation ist im Calcit schlecht erkennbar: Kornlängung, verbogene Zwillinglamellen.
Dünnschliff. 1 Nicol; natürl. Größe 5,21×3,36 mm.



Abb. 14.
Sauberger Kalk.
Mechanisch stark durchbewegter Calcitmarmor (gelängte Körner, verbogene Zwillinglamellen) mit ruptuell deformierter Quarzfeinlage (weiß, grau, schwarz; z.T. undulöse Auslöschung). Dünnschliff. Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

bonats zur Spatisation, die teils nur fleckenweise das Sediment durchsetzt, und teils weit um sich greift. Und es gibt hier vorteilhaft auch die Tektonitgefüge dieser schwachen Metamorphite kennenzulernen (Abb. 14): Die tektonischen Zergleitungen teilbeweglicher Schiefermarme, Kalkphyllite usw. mit Biege- und Scherfalten, mit Verschiebung nach der Hauptgleitfläche *s* (parallel der sedimentären *ss*-Voranlage), sowie auch nach anderen, schiefwinkelig zum sedimentären *s* (*ss*) angelegten Gleitflächen in Form der Transversalschieferung. Dieser Fall ist aber seltener zu finden.

Die Kenntnisnahme dieser sedimentären und tektonischen bzw. metamorphen Feingefüge bringt nicht nur die Grundlage für die Beurteilung der dazwischengelagerten Erzbänke, sondern sie schützt auch vor möglichen Fehleinschätzungen des Erzgefüges. Derartige tektonische Überprägungen der flächigen Gefüge ziehen auch weitere Spuren im Feingefüge, etwa durch die Prägung von linearen Parallelgefügen, wie sie schon makroskopisch auf dem Sericitfilz von Schieferungs-*ss*-Flächen oft zu sehen sind. Entsprechend dem natürlichen Zusammenhang mit dem Großbereich der tektonischen Verformungen sind oft zwei, auch drei, selten mehr, sich kreuzende *B*-Lineationen als Spuren von Feinfaltungen geprägt.

Die Devongesteine zeigen allgemein das Bild von *S*-Tektoniten im großen und im kleinen. Aber man findet in kleinen Geländeabschnitten schon auch typische *B*-Tektonite, naturgemäß in den leicht verformbaren glimmerreichen Gesteinstypen.

4.3.3. Mitteldevon

Der conodontenstratigraphische Nachweis von Mitteldevon gelang SCHÖNLAUB et al. (1980) in Form einer „mittlerweile abgebauten Kalkschuppe auf Etage Dreikönig“ (SCHÖNLAUB et al., 1982, S. 393). Hingegen ist die Vertretung von

4.3.4. Oberdevon

überzeugender belegbar. Demnach soll es sich um helle Flaser- und Crinoidenkalke handeln, die kaum Mächtigkeiten über 10 m erreichen (SCHÖNLAUB, 1982). Bei der uns zugänglichen Fundstelle handelt es sich um rosarote, weiß gesprenkelte mikritische Kalksteine mit reichlich

Spatitnestern und auffallend vielen, oft schön erhaltenen Quer-, Schräg- und Längsschnitten von Crinoidenstielgliedern. Die runden Stielglieder sind häufig mit 2–5–10 mm Durchmesser zu identifizieren. Sie bestehen aus typischen Calcit-Einkristallen, reich an stark deformierten, nämlich verbogenen Zwillinglamellen. Oft ist ein zentraler, mikritisch gefüllter Kanal erhalten. Beim rötlichen Pigment handelt es sich um sehr spärlich enthaltene Hämatitmikrolithe.

Soweit man die Gesteinsfolge auf verschiedenen Etagen in das Hangende zu bis zum Beginn des Karbons verfolgen kann, stehen in den Devonkalkschichten teils die Flaserkalke an, teils sind aber auch gelbliche Kalke ohne auffallende Schichtung entwickelt, die sowohl grünliche Zwischenschichten und -linsen, als auch karbonatisches Erz in Form schwacher Lager, Linsen und s-diskordanter schlauch- und stockförmiger Erzkörper enthalten. Bisweilen treten Sideritlager und grüne Zwischenschichten unmittelbar übereinander und in Wechsellagerung auf. Auch die unmittelbare Überlagerung einer geringmächtigen Erzschichte durch die schwarzen Karbonschiefer wurde beobachtet.

Den im gesamten Devon-Kalkkomplex, nämlich in den liegenden Kalkschiefern und besonders im Sauberger Kalk vielfach mm–cm-schwachen, vereinzelt aber auch dm- bis m-mächtigen grünen und roten Zwischenschichten kommt petrologische Bedeutung zu. Vor allem nachdem HAJEK (1966) von Porphyroid- und Tuff-verdächtigen Einschaltungen berichtete. Diese Einschaltungen treten auch im Hangenden, mit Annäherung an den karbonischen Verband der Eisenerzer Schichten gehäuft auf und sind gewissermaßen als Vorläufer der vulkanogenen Ereignisse im Karbon zu sehen.

4.3.5. Im Devon anhaltender Vulkanismus?

Bemerkenswerte und für genetische Aussagen wesentliche Befunde beschrieb HAJEK (1966) mit dem mehrfachen Nachweis von angeblichen Porphyroideinschaltungen, begleitet von Hämatitanreicherungen sowie von Tuff- und Tuffit-verdächtigen Zwischenschichten im Kalkschiefer vom Typ Sauberger Kalk, und zwar mit Beispielen sowohl aus der Liegend-, als auch aus der Hangendscholle. Die durch Kernbohrungen sowie durch Aufschlüsse über und unter Tage gelungenen Beobachtungen bestätigen schon weit zurückliegende Erwähnungen von ANGEL (1929, 1939a,b), REDLICH (1931) und HABERFELLNER (1935, 1937). Derartige Befunde wurden aber in letzter Zeit offenbar nicht mehr gemacht bzw. beachtet und deshalb auch kaum mehr erwähnt.

Nach HAJEK handelt es sich um stoffparallele in die Devonabfolge der Liegendscholle eingeschaltete, mitunter flächig ausgedehnte Linsen und Lager mit Mächtigkeiten von Zentimetern bis zu mehreren Metern im stratigraphischen Niveau 80–120 m über dem Porphyroidkomplex. In der Hangendscholle konnte HAJEK (1966, S. 11) eine ebenfalls niveaubeständige, in einer Zone von Sauberger Kalk mit 1,5 m Mächtigkeit entwickelte Hämatitschichte „im Verband mit grünen und violetten Tonschiefern und etwas Porphyroid“ beobachten. Demnach könnte es sich nach heutigen stratigraphischen Kenntnissen auch in der Hangendscholle um denselben Eisen- und Tuffhorizont wie in der Liegendscholle handeln.

Nach der zusammenfassenden makro- und mikroptrographischen Darstellung von HAJEK liegen die Fe-Anreicherungen in drei deskriptiven Typen vor:

a) Lagen und Schlieren von durch Tonschiefer- und Porphyroiddetritus verunreinigtem Roteisenerz innerhalb

des Porphyroids. Die Hämatitlagen enthalten demnach auch relikte Gelstrukturen.

b) Hämatit-Glaskopf-reiche Fe-Lagen im Hangenden des Porphyroids mit Limonit und Eisenspat in der feinschichtig wechsellagernden Paragenese.

c) Karbonatreiches geschichtetes Roteisenerz sowie Hämatit- und Tuff-führende Kalke, die HAJEK in zunehmender Entfernung von einem Effusionszentrum entstanden vermutet.

Grüne und rote Zwischenschichten mit Mächtigkeiten von Zentimetern bis zu 5 m, allerdings in der Schichtung stark wechselnd, konnten wir sowohl in den liegenden Kalkschiefern als auch im Schiefererz und in den Sericit-Kalkschiefern des Sauberger Kalkes finden. Diese Befunde können sich also mit denen HAJEKs decken, allerdings haben wir keine Porphyroidzwischenschichten gesehen. Es handelt sich um die im Kapitel 4.3. beschriebenen grünen und roten Schiefer- und Phyllitgesteine.

HEINISCH (1980, 1981) vermutet, daß es sich bei den von HAJEK beschriebenen „Porphyroiden“ möglicherweise um Sericitschiefer unklarer genetischer Bedeutung handeln könnte. Er schließt einen genetischen Zusammenhang mit dem ordovizischen Porphyroid aus, hält aber einen entfernten Zusammenhang mit dem späteren Karbon-Vulkanismus in Form von Derivaten für möglich.

Wegen der genetischen Bedeutung dieser tuffverdächtigen Schichten wollen wir ergänzend zum mikroskopischen Befund über den Sauberger Kalk nochmals auf den anscheinend außergewöhnlichen Mineralbestand dieser bunten Zwischenlagen zurückkommen. Die auffälligen roten und grünen Farben der Gesteine sind entweder in feiner Wechsellagerung weiß-rot und weiß-grün durch Hämatit bzw. Chlorit mit weißem Kalkmarmor oder als einheitliche Gesteinsfarbe rosarot, rot, violettrot, graugrün bzw. als Mischfarben zu beobachten.

Aber es interessieren hier nicht der Calcit mit seinen vielen schon beschriebenen Gefügevarianten, sondern die auffällig färbenden Pigmente. Auch diesbezüglich gibt es nichts über das bisher Bekannte Hinausgehendes zu berichten, es sei denn die starke Beteiligung von Chlorit und Hämatit. Stete Begleiter in der Paragenese sind Sericit, feinstkörnig-idiomorpher Quarz, Feinquarzit und zu Quarzit sammelkristallisierter Quarz.

Beim Chlorit handelt es sich um zwei Varianten: eine im Dünnschliff so gut wie farblose und eine blaßgrün pleochroitische Varietät. Die Doppelbrechung ist nieder und liegt maximal im Grau. Demnach scheint es sich um Fe-freie und Fe-arme Mg-Chlorite zu handeln, die ja auch schon im „Übergangsporphyroid“ beschrieben wurden und in den Eisenerzer Schichten (in Teil 4.4.) wiederkehren.

Hämatit liegt in Form von Feinlagen gehäufte μm -kleiner Blättchen und auch in homogener Verteilung vor. Auch tafelige Aggregate zu Nestern von cm-Ausmaßen, ja verschiedentlich auch noch größer gewachsen, sind zu finden. Die Kristallgrößen erreichen in diesem Fall $0,33 \times 0,015 - 0,03$ mm. Es handelt sich um sekundäre Sammelkristallite. Bemerkenswert ist noch, daß sich Hämatit in Paragenese mit Pyrit sowie auch Siderit und Ankerit befindet. Auch die Akzessorien Rutil-Mikrolithe (im Sericit-Chlorit-Filz), die detritischen Schwerminerale Rutil, Turmalin, Zirkon und Apatit gehören zu den oft wiederkehrenden Befunden.

Die Erklärung der Herkunft der bunten Zwischenschichten im Devonkomplex kann mehrere Deutungen zulassen. Der Eintrag von Fremdmaterial in das karbonatische Milieu während der ganzen Devonzeit ist schubweise erfolgt:

teils in unbedeutenden Mengen, teils in bis zu 5 m mächtigen Schieferpaketen. Der Mineralbestand an detritischen und authigenen Komponenten ist wechselhaft. Einerseits ist an eine Belieferung durch Umlagerung von vulkanischen Komponenten der Porphyroidmassive, etwa durch Trübströme in Betracht zu ziehen, andererseits ist an marin umgelagerte Tuffe zu denken, deren Frequenz offensichtlich mit der stratigraphischen Annäherung an die karbonischen Eisenerzer Schichten hin zunimmt.

Ein Vergleich mit dem ebenfalls durch die ganze Devon-Kalkabfolge verzettelten Auftreten von nur feinschichtigem bis zu lagerstättenbildendem Sideriterz ist zumindest zu beachten.

4.3.6. Sideriterzführung

Nachdem die Sideritlagerstätte mit den abbauwürdigen Erzlagern in den Kalkschiefern des Devon enthalten und in beiden, übereinandergeschobenen tektonischen Schollen hauptsächlich, aber nicht ausschließlich schichtgebunden ist, wäre die Erzführung bei unvoreingenommener Betrachtung sinnvollerweise im Zusammenhang mit der petrographischen Beschreibung dieser Devongesteine zu behandeln. Wir folgen allerdings der Tradition, die Anreicherung der „außergewöhnlichen“, demnach „Fremdminerale“, zunächst in einem eigenen Kapitel 6 über die Lagerstätte, und erst im Abschnitt 6.2.3. eine gemeinsame Entwicklung mit dem Sedimentaufbau zu erörtern.

4.4. Karbon

4.4.1. Kalkbreccie des Unterkarbon

SCHÖNLAUB (1982, S. 394) berichtet über „maximal 10 m mächtige kalkige Resedimente zwischen den obersten Devonkalken und den darüber folgenden klastischen Eisenerzer Schichten“. Auf Etage Liedemann gab es z.B. so einen Aufschluß. Die stratigraphische Einstufung dieses am Erzberg mehrfach nachgewiesenen grobklastischen Gesteins gelang durch Conodontenbestimmung der Breccienkomponenten. Die genetische Beurteilung durch SCHÖNLAUB stützt sich auf die Vorstellungen von E. POTY (1980, zitiert in SCHÖNLAUB [1982, S. 396]) über ein Paläokarst-Modell in Belgien, mit Verkarstung eines herausgehobenen Oberdevonkomplexes und nachfolgend erneuter Absenkung im Unterkarbon. Es wird also mit einer unter-



karbonischen Erosion und Transgression gerechnet. Diese Auffassung über sedimentaufbauende und abbauende Phasen im paläozoischen Sedimentstapel sind für die Beurteilung der Sideritführung insofern von Wichtigkeit, als vereinzelte Autoren auf das Karstmodell bzw. Ereignisse der Karbonzeit zurückgreifen. Die Diskussion erfolgt an geeigneter späterer Stelle im Abschnitt 8. Der darüber folgende, hochteilbewegliche Schieferhorizont wurde als Gleitungsbahn benutzt und ist tektonisch stark beansprucht. Aber das stratigraphisch höchste Devongestein an der Überschiebungsbahn ist nicht überall dasselbe, auch ein Sideriterzlager scheint als jüngste erhaltene Schichtbank auf.

4.4.2. Eisenerzer Schichten

Die an günstigen, tektonisch weniger beanspruchten Aufschlüssen mit einer max. Mächtigkeit bis 150 m beschriebenen auffällig graugrünen, rötlichvioletten und grauschwarzen phyllonitischen Schiefer waren in ihrer stratigraphischen Stellung bis vor kurzem (SCHÖNLAUB et al., 1980) umstritten. Gerade auf diese unklare Zuordnung baute man aber viele Jahrzehnte lang die Beurteilung des Schichtenaufbaues des Steirischen Erzberges bzw. der großtektonischen Gestaltung auf.

Die am Erzberg in den stratigraphisch entsprechenden Teilbereichen anstehenden auffällig grauschwarzen sowie auch bunten Schiefer und Phyllite gingen als „Zwischenschiefer“ in die geologische Erforschungsgeschichte des Erzberges ein (Abb. 15, 16). Und zwar deshalb, weil die mächtige Kalkschieferabfolge durch diese farblich und im Gefüge auffallende Zwischenschicht zweigeteilt ist, und man deshalb auch von einer, wie sich nun als richtig erwiesen hat, Liegend- und einer Hangendscholle sprach. Die Unsicherheit in der zeitlich-stratigraphischen Zuordnung sämtlicher Erzberggesteine gipfelte in der Ansicht, daß der gesamte Schichtverband mit der schwarzen und bunten Zwischenschieferlage eine ununterbrochene Abfolge vom Älteren zum Jüngeren darstelle.

Seit der conodontenstratigraphischen Identifizierung durch SCHÖNLAUB et al. (1980) ist die Situation geklärt; nämlich der „Zwischenschiefer“ als Karbonschiefer über den Devon-Kalkschiefern sichergestellt, der Zwischenschiefer als mechanisch prädestinierte Überschiebungsfäche erkannt und die darüberlagernde zweite Kalkschieferabfolge devonischen Alters als

Schichtenwiederholung, also als tektonisch überschobene Scholle (Hangendscholle) nachgewiesen.

Schon im Jahre 1977 sah sich SCHÖNLAUB veranlaßt, den „Zwischenschiefer“ als Eisenerzer Schichten zu bezeichnen. Sie werden nunmehr als das jüngste Schichtglied des Variszikums in den Eisenerzer Alpen angesehen, wobei allerdings die

Abb. 15. Schwarze Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer, Überschiebungshorizont, rechts oben) als stratigraphischer Abschluß der Liegendescholle. Etage Ignazi.

Abb. 16.
Devonkalk mit geschleppten Eisenerzer Schichten (von rechts oben nach links unten) am Christof-Hauptverwurf. Darüber (links) diskordant anschließender Ankerit-Sideritmarmor. Etage Hell.



Alterseinstufung nur indirekt durch eine von ihm entdeckte und altersmäßig durch Fragmentanalyse festgelegte, unterlagernde unterkarbonische Kalkbreccie möglich ist. SCHÖNLAUB (1982) nimmt den Beginn der Eisenerzer Schichten nicht vor dem jüngeren Visé (höheres Unterkarbon) an und hält teilweise oberkarbonisches Alter für möglich.

Auf Grund der petrographischen Ausbildung der Eisenerzer Schichten, deren Mächtigkeit am Erzberg infolge der Überschiebungsbahn verschieden stark reduziert ist, waren bisher Bezeichnungen wie „graue, teilweise grafitische Schiefer mit Einlagerungen von graugrünen und violetten Schiefer, sandige Schiefer, dünnschichtige bis plattige, bräunlichgraue Sandsteine, hellgraue und schwarze Lydite sowie graue, vielfach seidig glänzende, kleinstückig brechende Kieselschiefer bis kieselige Schiefer“ zusammenfassend von verschiedenen Fundorten der Eisenerzer Alpen genannt (SCHÖNLAUB, 1980, S. 396). Die im unteren Abschnitt der Eisenerzer Schichten entwickelten grünlichen und violetten Schiefer werden als Abkömmlinge vulkanischer Gesteine vermutet.

Aus unserer Sicht ist über diesen Schieferhorizont folgende Aussage zu machen: Geht man die Gesteinsentwicklung der devonischen Sauberger Kalke vom Liegenden ins Hangende durch, so fallen mehrfach teils unscheinbare, teils bis zu etwa 5 m anschwellende grüne Zwischenschichten auf. Sie sind im Abschnitt 4.3. beschrieben (Abb. 10). Man könnte sie als Vorankündigung jener Ereignisse sehen, die im Karbon eine außergewöhnliche Gesteinsbildung einleiteten. Es handelt sich um die bunt zusammengesetzte Schiefer-Phyllit-Abfolge mit signifikant dunkelgrau-schwarzen, grünen und roten, gut geschichteten und vielfach transversalgeschichteten Gesteine, deren Mineralbestand eigentlich schon von den Devon-Zwischenschichten her, allerdings mit anderer Beteiligung, bekannt ist. Im Normalfall scheint die Abfolge mit den schwarzen phyllonitischen Schiefen zu beginnen, in welchen dann grüne und rote bis violette Zwischenschichten eingelagert sind. Aber es gibt auch den Beginn im Liegenden mit den grünen Phylloniten. Abgesehen von schon primären Lagerungsdifferenzen ist natürlich auch mit intensiven Zergleitungen der Schichtfolge im Zuge der Schollenüberschiebung zu rechnen. Diese hatten eine verschieden starke Reduzierung der Mächtigkeit zur Folge.

Der Mineralbestand umfaßt generell Sericit, Chlorit, Quarz, Karbonat, Metaanthrazit, auch etwas Semigrafit, weiters Pyrit und Hämatit sowie als Akzessorien Kupferkies, Rutil, Leukoxen, Limonit, Zirkon, Turmalin, Apatit und Magnetit.

Es ist einfach, zunächst die Gesteine nach den farbgebenden Pigmenten zu unterscheiden. Für die Dunkelgrau-Schwarz-Färbung ist die zu Metaanthrazit bzw. Semigrafit inkohlte Pflanzensubstanz maßgeblich, daneben Pyrit. Die grünen Gesteine enthalten viel Chlorit und als rotfärbendes Pigment liegt Hämatit vor. Und es gibt natürlich auch Mischungen dieser Pigmente und dementsprechende Farbvarianten.

Die unterschiedliche, meist inhomogen-lagige bis feinschichtige Verteilung der Hauptgemengteile und die meist enorme mechanische Durchbewegung mit Verschiebung, Transversalschiebung und Phyllonitisierung bedingt Gesteinsbezeichnungen wie Chlorit-Sericit-, Sericit-Chlorit-Phyllonit, Chlorit-Sericit-Quarz-Phyllonit und Quarzitschiefer (Kieselschiefer), quarzsandige und quarzitische Phyllonite, Semigrafit-Phyllonit, hämatitische und karbonatische Phyllonite, Karbonat- (Kalk-)Phyllonite sowie Ankerit- und Siderit-führende Phyllonite (Abb. 17, 18).

Die tektonisch-mechanische Beanspruchung bis in Kleinstbereiche des Gesteins- und Mineralgefüges ist auf

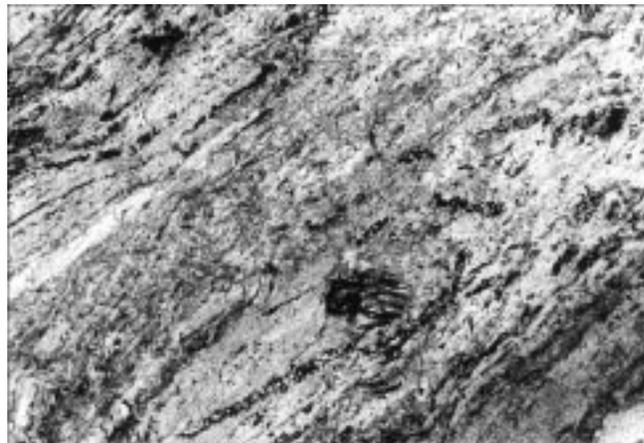


Abb. 17.
Eisenerzer Schichten im Dünnschliff. Calcit-, Quarz-, Chlorit-führender Hämatit-Sericit-Phyllit. Hämatit (schwarz). Feinlagig alternierendes Stoffangebot. 1 Nicol; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

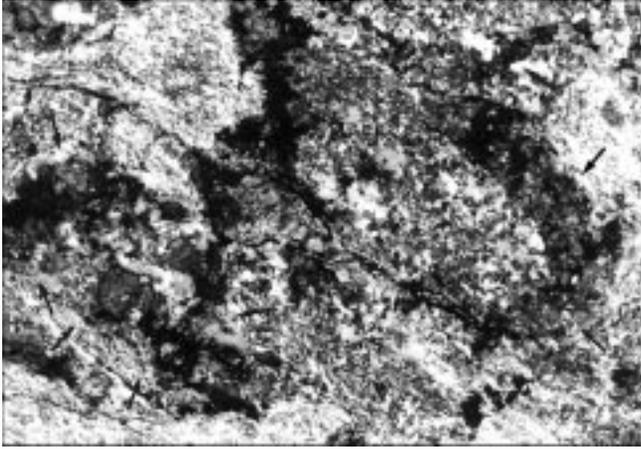


Abb. 18.
Enorm durchbewegter Chlorit-, Feinquarzit- und Siderit-, Ankerit-führender Sericit-Phyllonit der Eisenerzer Schichten.
Die Fältelung des Feinlagenbaues ist im schlingenförmigen Verlauf der Sideritfeinlage (spätig, grau) erkennbar.
Dünnschliff. Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

die hohe Teilbeweglichkeit infolge der blättchenförmigen Bestandteile Sericit, Chlorit, Semigrafit, Hämatit im Zuge der grandiosen variszischen Überschiebung, aber nachfolgend auch auf jüngere tektonische Verformungen zurückzuführen.

Während für die unmittelbare Herkunft des Sericits weit überwiegend als mechanisch zugeführter Detritus, analog den schon in tieferen Schichten gemachten Erfahrungen kein Zweifel besteht, ist die Herkunft des Chlorits mehrdeutig. Nach den optischen Parametern und Diffraktometeraufnahmen handelt es sich größtenteils um Fe-armen und Fe-hältigen Klinochlor sowie auch um Fe- und Mg-Chamosit. Ihre Herkunft ist wegen des Auftretens zum Teil oder zum Großteil mit Hämatit-reichen Lagen als Produkt eines Umwandlungskreislaufes dunkler Gemengteile und als authigene Neubildung im Zusammenhang mit submarin-exhalativer Tätigkeit zu vermuten. Dies umso mehr, als außer allothigenem Quarz-Detritus (xenomorphe, undulöse Körner bis ca. 0,06 mm) auch mikrokristalliner Quarzit (Korngrößen 4–10 µm) in feinschichtiger Position entwickelt ist, der wahrscheinlich authigener Herkunft ist. Derartige Feinstquarzite sind unter anderem auch als Thermalausscheidungen bekannt. Sammelkristallite reichen mit 0,33 mm-Körnigkeit in feine bis feinkörnige Klassen. Mitunter treten auch noch sehr feinkörnig-idiomorphe säulige Kristallite in Erscheinung. Alle Quarzvarianten sind häufig in feinschichtiger Wechsellagerung bis unter den 0,1 mm-Bereich alternierend mit Sericit bzw. Chlorit und auch feinschichtig im Sericit-Chlorit-Filz zu beobachten. Stark undulöse Auslöschung der Quarzkörner ist bis herunter auf den 0,05 mm-Bereich mikroskopisch deutlich erkennbar. Die feinen Quarzittlaminae sind in die oft intensiven Fältelungen und Zerschneidungen der sericit-chloritreichen Partien mitverwickelt. Das verursacht bereichsweise Zerbrechung in Quarzschollen (Deformationsbreccie). Sammelkristallite enthalten oft Interngefüge, und zwar sowohl in Form regelloser Einschlüsse von Glimmer und Chlorit als auch geordnet in Form von *si*. Lagig sortierter Feinquarzit und Kornlänge in *s* bezeugen ursächliche Ausscheidungsereignisse und metamorphe Überprägung.

Die weiterhin erwähnten Nebenkomponenten treten nur gelegentlich und in gewissen Lagen in Erscheinung, können allerdings anteilmäßig zu Hauptgemengteilen werden. Da ist authigener Calcit in Form von Körnchen

(0,02 mm) und Xenoblasten (z.B. 0,6 mm) zwillingslamelliert und mechanisch durch Verschiebung deformiert, mit Großkristallen um etwa 1,5 mm, z.T. mit *si*-Gefüge von Sericit und Chlorit entwickelt. Das Auftreten von Calcit zeigt eigentlich immer eine *s*-Inhomogenität an, sei es mit nur spärlicher Anwesenheit, sei es mit starker Vertretung. Darüberhinaus gibt es Sammelkristallisation mit typischen jungen Wachstumsgefügen mit 3–5 mm Kristallgröße.

Sehr bemerkenswert ist dazu noch das im allgemeinen Fall nur spärliche Auftreten weiterer Karbonate, wie Siderit, Ankerit, Dolomit (Abb. 18). Dieses Auftreten ist völlig analog dem des Calcits und lenkt die Aufmerksamkeit auf sich. Ähnlichkeit besteht auch zur Fe-Karbonatführung in der Sideritquarzit-Bank im Handenden des Übergangsporphyrroids, u.zw. in der laminaren Anlagerung und Anreicherung, in der Blastese mit Korngrößen 0,5 – 1 – 1,5 mm, in der starken undulösen Auslöschung und auch in der gitterunabhängigen Zergleitung mancher Laminae. Die Körnung ist in einigen vergleichbaren Fällen für Ankerit (mit 0,03–0,06 mm) etwas geringer als die des Siderits.

Wenn man von den Fällen nur spurenhafte Auftretens separierter Einzelkristalle aller dieser Karbonate absieht, so ist das lagige, schichtige Auftreten ein hervorzuhebendes Kennzeichen, welches nur durch anlagernde Vorgänge im Nahbereich der jeweiligen Sedimentbauzone frühdiagenetisch zustande gekommen sein kann. Von metasomatischem Stofftausch ist in diesen Fällen nichts zu bemerken.

Die Beteiligung der Fe-Karbonate kann lokal beträchtlich zunehmen, bis zu einer cm-dm-mächtigen Siderit-schicht mit geschlossenem xenomorph-klein- bis feinkörnigem Verband, mit z.B. 1 mm großen, stark undulösen Kristalliten. Überhaupt ist der gesamte schichtige Komplex postkristallin deformiert, was mit diskreten Feinheiten durch die mitunter extreme Verfältelung mit Biege- und Scherfalten zur Geltung kommt. Mit aller Deutlichkeit mit einbezogen sind also alle Mineralkomponenten Sericit, Chlorit, Quarz, Quarzit, Calcit und die verschiedenen Fe-Karbonate sowie die Akzessorien.

Hämatit ist natürlich in den roten und rotvioletten Phylloniten als farbgebendes Pigment ein auffälliger Nebengemengteil, ist aber in makroskopisch schön roten Gesteinen durchschnittlich mit nicht über 3 % beteiligt: Eine Täuschung durch die makroskopisch und mikroskopisch wirksamen Innenreflexe im sonst transparenten Medium. Man sieht u.d.M. Schüppchen und Körnchen, in Feinlagen bald stark, bald schwächer vertreten, oft zu Girlanden in der Lamination verbunden, hingegen sind Konkretionen seltener. Die mikronkörnigen Komponenten sind mit 0,4 µm dünnen und 10 µm langen Blättchen bereits gut erkennbar; sie sind oft mit 2–4 µm Dünne, maximal etwa mit 0,04×0,015 mm Blättchenfeinheit entwickelt. Die die Feinschichtung abbildenden feinen Hämatitfilme bilden so wie auch Rutilchwärme, metaanthrazit- und semigrafitreiche Laminae in den Sericit-Chlorit-Filzen, die oft extremen Verfältelungen hervorragend ab. Hämatit ist allenfalls ein authigener Bestandteil und als solcher syndimentär i.w.S. wie auch die Karbonate und wahrscheinlich ein Teil des Chlorits nach entsprechender Elementanreicherung im geeigneten chemischen Milieu der Bauzonen zur Ausfällung gelangt. Für diese Erklärung spricht auch die z.T. extrem feinlaminierte Anlagerung dieser Minerale.

Um die Herkunft und Entwicklung des „Grafits“ (Abb. 19, Abb. 7) zu klären, wurden Reihenmessungen des Reflexionsvermögens (Öl, 546 nm) durchgeführt. Sie

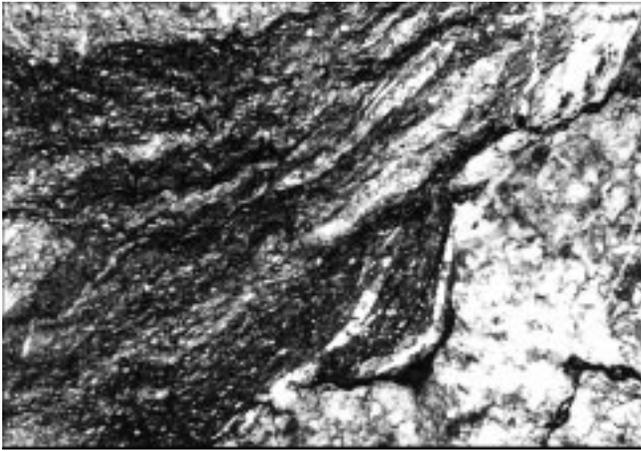


Abb. 19.
Calcit-Ankerit-Chlorit-Quarz-Feinquarzit-führender Semigrafrit-Metaanthrazit-Sericit-Phyllonit der Eisenerzer Schichten. „Grafrit“ schwarz. Dünnschliff. 1 Nicol; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

ergaben an schwach anisotropen, blättchen-, splitter- und kornförmigen Vitritpartikelchen für R_{\max} den Durchschnittswert von 5,82 %. Das spricht für den Inkohlungsgrad Methaanthrazit. Es ist ja auch seit langem bekannt (Th. MACKOWSKY, zitiert in PETRASCHECK & POHL [1982, S. 264]), daß der „Grafrit“ der Lagerstätten Trieben und Kaisersberg RV-Werte etwas unter der Grafrit-Reflexion liefert. Das ist auch durch die Röntgenuntersuchungen der Werksleitung bestätigt.

Seltene, bogenförmige um $20 \times 4 \mu\text{m}$ kleine Macerale erinnern an Fusinitfragmente. Eine detailliertere Maceralanalyse ist wegen fehlender Erkennungsmerkmale in Folge der bereits hohen Carbonifikation und der intensiven mechanischen Durchbewegung nicht möglich. Mitunter sind um diese Methaanthrazite kräftig anisotrope, undulös auslöschende Kornränder entwickelt, die ein mittleres maximales Reflexionsvermögen von 7,52 % besitzen (Abb. 7). Das deutlich höhere Reflexionsvermögen ist wohl durch Druckanisotropie tektonisch zustande gekommen, und entspricht nicht generell einem höheren Inkohlungsgrad, zumal auch die R_{\min} -Werte $>2\%$ liegen. Nach der Klassifikation von M. & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1979, Tabelle 4 A, S. 47 in STACH'S Textbook of Coal Petrology [1982]) entspricht dies dem Methaanthrazitstadium. In beiden Fällen handelt es sich um authigene, in situ carbonifizierte organische Komponenten.

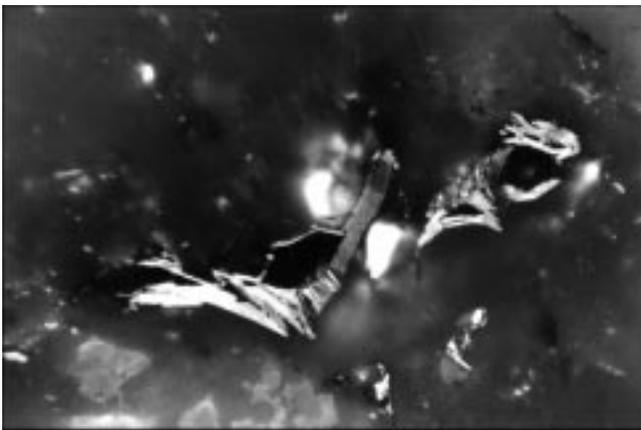


Abb. 20.
Allotthigener Semigrafrit-Detritus in Eisenerzer Schichten. Polierter Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion. Natürl. Größe 0,12×0,07 mm.

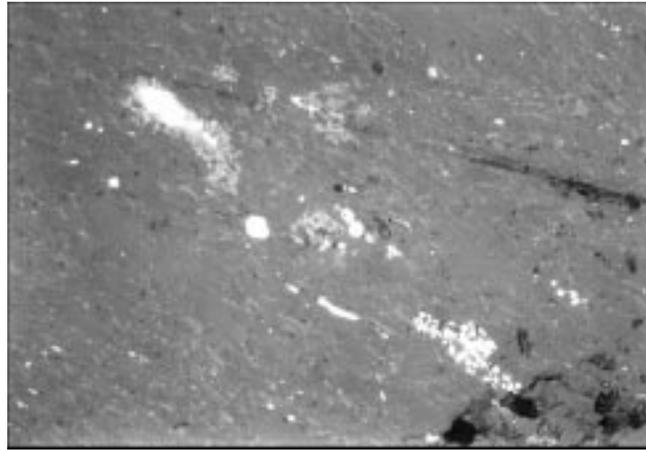


Abb. 21.
Framboide, Globulite und Mikrolithe von Pyrit (weiß), Kupferkies (grauweiß), Rutil-Skelett (weißgrau), Semigrafrit (grau), Goethit und Lepidokrokit (dunkelgrau), Sericit und Chlorit (schwarzgrau). Polierter Anschliff. 1 Nicol; natürl. Größe 0,41×0,27 mm.

Das pflanzliche Ausgangsmaterial der feinlagig angeereicherten organischen Substanz dürfte von Gefäßsporenpflanzen (Pteritophyta) und zwar von echten Farnen (Filicatae), Bärlappgewächsen (Lycopodiates) und schachtelhalmartigen Gewächsen (Equisetatae) stammen, welche die Nacktfarne (Psilophytatae) im Devon ablösten und ausgedehnte Kohlenwälder in der Karbonzeit bildeten.

Von diesem Phytodetritus, der vor seiner Ablagerung in den Eisenerzer Schichten noch keine Inkohlung erfahren hatte, heben sich wenige mm dünne, kräftig pleochroische und anisotrope, „grafitische“ Schüppchen ab (Abb. 20). Ihr mittleres maximales Reflexionsvermögen von $R_{\max} = 8,08\%$ (Abb. 7) entspricht, ebenso wie ihre R_{\min} -Werte $<2\%$ dem Rang von Semigrafrit. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hier um eingeschwemmten Biodetritus, der seine Carbonifikation bereits vor der Sedimentation im Karbon erfahren haben muß. Eine nachträgliche Inkohlung zusammen mit dem karbonischen Pflanzendetritus kann auf Grund des deutlich höheren Ranges ausgeschlossen werden.

Das ebenfalls schwarz färbende Pigment Pyrit liegt vor in Form von zehntelmillimeter-kleinen Einzelkriställchen, von kleinen Aggregaten sowie gelegentlich in Framboidform (Abb. 21). Diese Kügelchen haben eine Größe von z.B. $12 \mu\text{m}$ und sind aus winzigen Kristalliten der Feinheit von $0,5 \mu\text{m}$ zusammengesetzt. Auch in Haarrissen ist Pyrit zusammen mit Quarz und Calcit als jüngeres Kristallinat zu bemerken. Bisweilen verschuldet eine mehr oder weniger ausgeprägte Limonitisierung einen signifikanten, auch makroskopisch wirksamen Farbwechsel im Gestein. Seltener ist Kupferkies in der Sulfidparagenese zu finden (Abb. 21). Rutil in Form von Mikrolithen ist in auffälliger Weise mit den Sericit- und Chloritaggregaten verbunden, was petrographisch hinreichend bekannt ist und auf den diadochen Ti-Gehalt in Biotit, Pyroxen und Amphibol zurückzuführen ist. Auch Leukoxen als Umwandlungsprodukt wohl von Ilmenit wurde, wenn auch selten, beobachtet. Zirkon, Turmalin, Apatit und Magnetit vervollständigen die akzessorischen Gemengteile.

4.5. Perm

4.5.1. Präbichlkonglomerat, Präbichlschichten

Im Bereich des steirischen Erzberges und seiner Umgebung sind Sedimente der Permzeit in Form von Breccien

Abb. 22.

Blick auf den unteren nördlichen Teil des Erzberg-Synklinallöstflügels mit der Transgression des Perm-Skyth-Komplexes (Präbichl- und Werfener Schichten).

Blickrichtung NE auf die Nördlichen Kalkalpen mit dem Pfaffenstein (1.871 m, Wettersteinkalk) auf dem Permoskythsokkel (Waldregion). Die Etagen unter -IV, 720 m ü.d.M., (Seespiegel 734 m ü.d.M.) und die noch tiefer gelegenen, durch Bohrungen nachgewiesenen beträchtlichen Erzvorräte wurden im Jahr 1992 aufgegeben (vgl. Profil Abb. 52).



und Konglomeraten auf einem enormen, tiefgreifenden Transgressionsrelief in aussagekräftiger Position erhalten (Abb. 22). Sie bilden die Basis der Transgressionsabfolge, welche vom variszischen Grundgebirge zum permisch-triassischen Deckgebirge der Nördlichen Kalkalpen vermittelt. Die Wirksamkeit der variszischen Tektonik und die Erosion kommen in den sehr verschieden tief angeschnittenen bzw. abgetragenen Gesteinen hervorragend zur Geltung. Die Permsedimente transgredieren Gesteine beider tektonischen Einheiten, also der Liegend- und der Hangendscholle, so daß deren tektonische Überlagerung durch einen vorpermischen Transport zustandekommen sein muß. SCHÖNLAUB (1982) erwähnt für diese Basisbreccie, geologisch bekannt als „Präbichlkonglomerat“, am Erzberg 40 m Mächtigkeit, andernorts außerhalb sogar bis über 100 m Mächtigkeit.

Die Beschreibung reicht bis REDLICH (1923) und SPENGLER (1926) zurück und wurde fortgesetzt von KERN (1927), HIESSLEITNER (1929), SCHWINNER (1929), CORNELIUS (1936, erstmals mit dem Terminus „Prebichl-Schichten“, allerdings in Erläuterungen zur Geologischen Karte des Raxgebietes), CORNELIUS (1937), in neuerer Zeit von SOMMER (1968, 1972), CLAR (1972), TOLLMANN (1972, 1976) und SCHÖNLAUB (1982, 1984). Eine ausführliche sedimentologische Studie mit Faziesinterpretation als alluviale Schuttfächersedimente veröffentlichten KRÄINER & STINGL (1986). Darin ist auch die Erforschungsgeschichte der Präbichlschichten enthalten. Die Kartierungsaufnahme dieser Autoren an der Typuslokalität Polster (Präbichl-

Paß) am SE-Hang des Polstergipfels, oberes Polsterkar bei Eisenerz, zeigt die dort den verkarsteten Unterdevonkalken auflagernden klastischen Sedimente mit einer dünnen Verwitterungskruste aus Hämatit und dem 30 m mächtigen roten Basiskonglomerat, welches von rot gefärbtem, ca. 10 m mächtigem Tonschiefer-Silt und Sandstein überlagert wird. Über dieser, als Schuttfächersequenz gedeuteten Abfolge wurde eine zweite, u.zw. grüne Schuttfächersequenz mit rund 55 m Mächtigkeit und ebenfalls mit zwei Faziesbereichen festgestellt. Rote feinklastische Silt-, Sandsteinsedimente und geringmächtige Konglomeratlagen bilden den Abschluß der im Polsterkar mit 160 m aufgeschlossenen Präbichlschichten.

Der Sandstein-Tonschiefer-Komplex, der im Normalfall über der grobklastischen Abfolge entwickelt ist, ist zwar nach petrographischen Kennzeichen gut definiert, in stratigraphischer Sicht aber bisher unklar zugewiesen. So wird die Bezeichnung „Präbichlschichten“ von SCHÖNLAUB (1982) als Sammelbegriff stellvertretend auch für die möglicherweise im Hangenden mitvorhandenen skythischen Werfener Schiefer verwendet, deren stratigraphisch-zeitliche Abgrenzung aber noch nicht gelungen ist.

Die petrographische und mineralogische Zusammensetzung der Breccie bzw. des Konglomerats am Erzberg



Abb. 23.

Die auf dem Devon transgredierende Kalkbreccie der permischen Präbichlschichten.

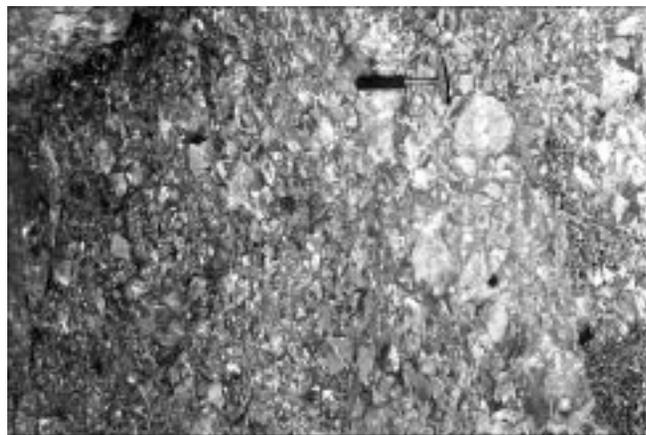


Abb. 24.

Polymikte sedimentäre Kalk-Erz-Breccie der transgredierenden permischen Präbichlschichten über einem devonischen Sideriterzlager. s-Fläche im Bild vertikal gestellt.

ist hinsichtlich der grobklastischen Komponenten weitgehend vom unmittelbar darunter liegenden Untergrund abhängig. So bestehen die mechanischen Aufarbeitungsprodukte sowohl aus den ordovizischen Porphyroidtypen und regional weit verbreitet aus den verschiedenen devonischen Kalkschiefer-Varianten (Abb. 23), als auch aus Ankerit- und Sideritkomponenten (Abb. 24). Das zementierende Bindemittel ist im Liegenden meist grünlichgrau, wird dann, z.T. deutlich begrenzt, von rötlich-violetter Matrix abgelöst und geht schließlich in die rötlich-violetten Präbichl-Tonschiefer (oder Werfener Schiefer) über.

Die Matrix der Breccie besteht hauptsächlich aus detritischem Sericit, Quarz und Kalklutit, daneben authigenem Karbonat, u.zw. Calcit, Ankerit, den farbgebenden Pigmenten Hämatit, Pyrit, Chlorit und Limonit sowie den Akzessorien Rutil, Zirkon und Turmalin. Dieser Mineralbestand entspricht etwa dem der über den grobklastischen Sedimenten folgenden sandigen Tonschieferabfolge der Werfener Schiefer.

Die Präbichlkonglomerate führen lokal begrenzt Siderit und Ankerit bescheiden angereichert. Und zwar sind die erzführenden Breccien ziemlich genau an jene Bereiche gebunden, an welchen die Erosions-Transgressionsfläche die Siderit-Ankeritlager anschneidet. Allerdings gibt es auch darüberhinaus verschiedenorts schichtdiskordante Erzkristallisate, die jüngsten davon in lokal entstandenen Zerrklüften. Das Problem dieser Erzführung wird im Hauptteil der Studie (Teil 6., insbesondere 6.3.) einen wichtigen Rang einnehmen.

4.5.2. Werfener Schiefer (Permoskyth)

Es sei vorweggenommen, daß diese Bezeichnung lediglich dem ortsüblichen Sprachgebrauch folgt und nicht durch paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen gestützt ist. Man kann daher durchaus auf die von TOLLMANN (1977, S. 32) erstellte Tabelle für die östliche Grauwackenzone (nach CORNELIUS, 1952; FLAJS, 1967a,b; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976; H. FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) und die von MOSTLER (1972, S. 157, Abb. 1) für die Salzburger Grauwackenzone gebotene Profilskizze der Permoskyth-Sedimente Bezug nehmen und die am Erzberg lagernden Schiefer und Phyllite mit ca. 150 m Mächtigkeit mit dem Liegendteil noch in das Perm stellen.

Der Komponentenbestand der hier violettrot gefärbten Werfener Schiefer besteht, in Fortsetzung der Matrix der Präbichlbreccie hauptsächlich aus Sericit, hellem Glimmer, unterschiedlich verwittertem dunklem Glimmer und Quarz, Quarzit, Dolomit, daneben Calcit, Chlorit sowie Hämatit, Pyrit, Lepidokrokit und Goethit. Akzessorisch sind beteiligt Rutil, Leukoxen, Turmalin und Zirkon. Oft zu bemerkende körnchenförmige Sericitpakete der Kornfraktionen wie Quarz lassen auf Pseudomorphosen nach Feldspatdetritus schließen. In seltenen Fällen sind mm-kleine Gesteinskomponenten im pelitischen Sediment eingestreut zu finden. Nach ihrem Mineralbestand Calcit mit Hämatit dürfte es sich um Resedimente aus den bereits abgelagerten Schlämmen handeln.

Eine Besonderheit im petrographischen Sinn stellen Gips-Lagen und -Linsen im Verbands von grauen Zwischenschichten dar. Sie sind z.T. feinlagig von Ankerit begleitet. Dieser stratigraphische Abschnitt der Permotrias ist bekanntlich allgemein prädestiniert für salinare Ausbildungen.

Der Aufbau des feinstklastischen Sedimentes ist ausgeprägt schichtig, im Kleinbereich laminiert infolge alternie-

render Teilnahme der Hauptkomponenten und infolge des Korngrößenwechsels des Detritus, hauptsächlich Quarz. Zum Beispiel schwanken die Korngrößen streng lagig geordnet zwischen etwa 0,03 und 0,1 mm. Dazu kommt noch eine kennzeichnende Schieferung. Sie wurde zwar schon primär sedimentär durch die mechanische gestaltliche Einregelung der blättchenförmigen Partikelchen als homogenes und inhomogenes Parallelgefüge angelegt, dann sekundär syndiagenetisch durch Kompaktion weiter geregelt und schließlich durch die mehrfachen gebirgsbildenden Verformungen mit ihren prädestinierten mechanischen Inhomogenitätsflächen mitbenützt. Die Folge: eine intensive Verschieferung und zum Teil auch zu *s* (*ss*) verschieden orientierte Transversalschieferungen. Vor allem im Falle von stärkerer Karbonatbeteiligung fällt eine oblonge Form der authigenen Kristallite, ausgerichtet nach den *s*-Flächen auf.

Gegenüber dem im ordovizischen bis karbonischen Schichtenstapel bekanntgewordenen Mineralbestand hat sich im Permoskyth also qualitativ wenig geändert, es sei denn, man nimmt auf die kennzeichnende authigene Gipsbeteiligung Bezug. Natürlich treten allgemein hinsichtlich der quantitativen Beteiligung der Komponenten und ihrer überwiegend detritischen Herkunft große Unterschiede in Erscheinung.

Die überwiegenden rot gefärbten Gesteine enthalten im allgemeinen etwa bis zu 6–7 % Fe_2O_3 . Die vielen Hämatitmikrolithe mit etwa $2 \times 0,2 \mu\text{m}$ feinen Blättchen und Körnchen werden als Farbpigment noch unterstützt von etwas größeren Kristalliten bis ca. $12 \times 4 \mu\text{m}$. Besonders Hämatit-reiche Feinlagen erscheinen makroskopisch dunkelrot. Ursache der Grünfärbung ist die Beteiligung von Chlorit und das Zurücktreten bzw. Fehlen von Hämatit. An dessen Stelle tritt zum Teil Pyrit als Pigment. Im Falle von Limonitisierung desselben färben allerdings die Verwitterungsprodukte Lepidokrokit und Goethit das Gestein, mitunter fleckig und auch transversal zur Schichtung braunrot bzw. gelbbraun. Bei nur geringem Gehalt von färbenden Mineralpigmenten erscheint das Gestein grau.

Gelegentliche wolkige Grau-Rot-Farbverteilung sowie nach *s* ausgerichtete violettrote Linsen im grauen Sericitschiefer und ebensolche grüngraue Flecken im rötlichen Schiefer lenken die Aufmerksamkeit auf sich. Vorwegzunehmen ist allerdings die allgemein häufige Ursache für den Farbwechsel grüngrau-gelbbraun-rotbraun infolge partieller oder vollkommener Limonitisierung von Pyrit zu Goethit bzw. Lepidokrokit. Andernfalls besteht, wie schon vorausgeschickt, der Unterschied vor allem im Hämatitgehalt, daneben auch im Chlorit- und Pyritgehalt, bzw. im Fehlen derselben. Da es sich bei den oxidischen und sulfidischen Fe-Mineralen um authigene Kristallisate handelt, die extern-sedimentär oder intern-syndiagenetisch, also ebenfalls synsedimentär i.w.S. angelagert wurden, scheidet eine Erklärung als „Bleichung“, wie dies oft bezeichnet wird, in vielen Fällen aus. Der Wechsel des Redoxpotentials auf engem Raum und in kurzer Folge extern und intern ist in Sedimenten zur Genüge bekannt. Wenn teilweise die Grenzkonturen zwischen den verschieden gefärbten Arealen bei zweidimensionaler Betrachtung auch etwas grotesk aussehen, so sind diese Gefüge keineswegs unerklärlich und sind mit rezenten topologischen Bodengestaltungen im marinen Bereich vergleichbar.

Darüberhinaus aber gibt es auch tatsächliche Bleichungen infolge von wahrscheinlich syndiagenetischen Stoffverschiebungen. In blaßrötlichem Hämatit- und Chlorit-hältigem Quarz-Sericitschiefer sieht man fallweise

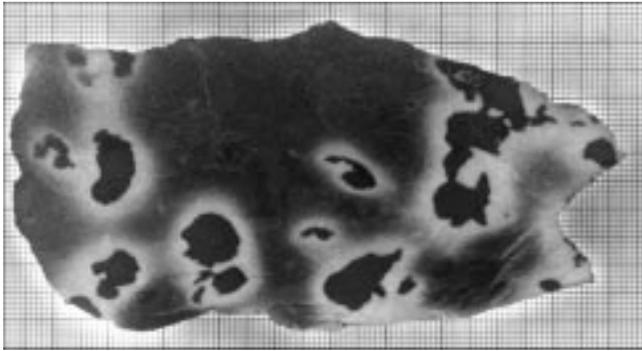


Abb. 25. Rot-hellgrau fleckiger Werfener Schiefer mit Bleichungshöfen um dunkelrote, hämatitreiche Konkretionen. Großanschliff.

dunkelrote, schlecht figurierte Flecken, umgeben von einem deutlichen hellen Hof (Abb. 25). Die dunkelroten Areale bestehen aus stark angereichertem Hämatit derselben Korngestalt wie im blaßroten Schiefer. Dem hellen Saum fehlt so gut wie jeder Hämatit, darüberhinaus ist keine Änderung des Mineralbestandes festzustellen. Z.B. ist der mikrolithische und feinstkörnige Rutil in allen drei Farbmedien enthalten. Auch der wahrnehmbare, in diesem Fall homogene Lagenbau durch gestaltliche Regelung aller blättchenförmigen Komponenten ist in allen drei Bereichen gleich. In diesen Beispielen liegt also tatsächlich eine Bleichung insofern vor, als es sich offenbar um eine sekundäre ionare Stoffwanderung von Fe in konkretionsähnlicher Form handelt.

Das Feingefüge der Werfener Schiefer enthält neben der Hauptschieferungsfläche s mit schwachen bis intensiven achsialen Fältelungen auch weitere Mikroscherflächen. Es gibt sowohl gleichscharig-zweischarige Gleitungen (s_2, s_3) in $h0l$ -Lage zu einer B -Feinfältelung, symmetrisch zu s_1 mit rechtem Winkel zwischen s_2 und s_3 , als auch eine Internrotation derselben zu spitzem und stumpfem Winkel, wobei s_1 die den spitzen Winkel Halbierende bildet. Außerdem sind ungleichscharige und einscharige tektonische Zergleitungen nachzuweisen, die auch makroskopisch am Handstück und Aufschluß als Transversalschieferung auffallen.

Die im Erzbergbereich bis zu einigen Metern mächtigen Gipslagen und -linsen lassen besonders intensive Verfallung zu walzenförmigen Körpern erkennen.

4.5.3. Gips-Zwischenschichten

Die Gipsanreicherung verläuft im großen gesehen schichtig, im kleinen feinschichtig. Sie ist innerhalb der vorherrschenden rotviolett schieferig-phyllonitischen Gesteine an graue Zwischenschichten gebunden.

Die derzeitigen Aufschlüsse lassen eine Gipsmächtigkeit bis zu rund 8–10 m erkennen, wobei es sich in einem Teilbereich um einen Ausschnitt aus einer stark verunreinigten, z.T. gefalteten Gipslinse handelt. Die Meterzehlerfalte ist mit der Achse $\beta = B = 335^\circ 20'$ NW geprägt.

Der Mineralbestand umfaßt außer Gips (Abb. 26, 27) noch Ankerit (Abb. 28), Dolomit, Calcit, Quarz, Pyrit mit Kupferkies-Einschlüssen und Sericit mit Mikrolithen von Rutil. Mikrosondeanalysen zeigen, daß die Ankerite unterschiedliche Fe-Mg-Mn-Ca-Gehalte aufweisen (Tab. 1).

In relativ reinen Gipslagen mit weißen Anteilen wird die mm- bis cm-Feinschichtung durch zwischengeschaltete Ankeritkriställchen und -aggregate verursacht, die im allgemeinen nur ein offenes Teilgefüge im Gips bilden. Neben parallelen Anlagerungsgefügen dieser authigenen Minerale kommt auch Schrägschichtung vor. Das Gipsgefüge besteht aus etwa drei Varianten: Nämlich teils aus

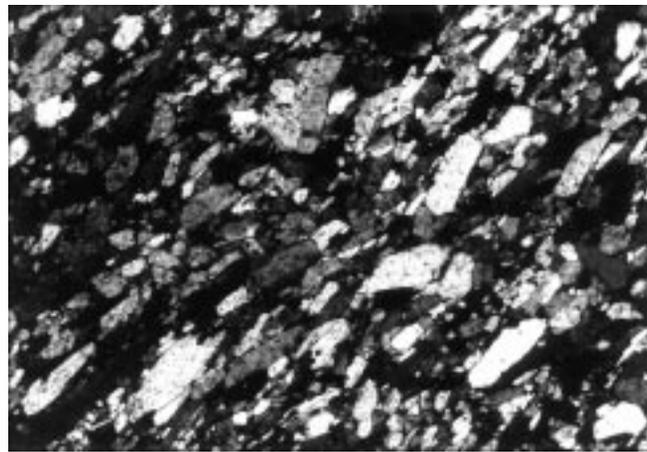


Abb. 26. Gipslagen im Werfener Schiefer. Nahezu monomineralisches Gipskristallinat mit tektonitgeregeltem homogenem Parallelgefüge verschiedener Generationen von Kristallen, unterscheidbar an Korngröße und -gestalt. s -Fläche diagonal gestellt. Dünnschliff. Nicols +; natürl. Größe 3,6×2,21 mm.

Tabelle 1.

Mikrosondeanalysen von Sideriten und Ankeriten (mit Formeln).

1–3 Ankerite aus den Gipszwischen-schichten der Werfener Schiefer (vergl. Abb. 28); A–E = Durchschnittsgehalte nach BERAN & THALMANN (1978, S. 196); Sp = Durchschnittsgehalte nach SPINDLER (1991, S. 48; 1992, S. 9).

	FeO	MnO	MgO	CaO	
1	9.88	0.78	17.60	31.71	$Ca_{0.98}(Mg_{0.76}Fe_{0.24}Mn_{0.02})(CO_3)_2$
2	11.81	0.56	14.62	29.90	$Ca_{1.00}(Mg_{0.68}Fe_{0.31}Mn_{0.02})(CO_3)_2$
3	13.83	1.00	10.98	27.78	$Ca_{1.00}(Ca_{0.02}Mg_{0.56}Fe_{0.40}Mn_{0.03})(CO_3)_2$
A	53.75	3.48	2.97	0.74	$Ca_{1.00}(Ca_{0.03}Mg_{0.32}Fe_{0.60}Mn_{0.05})(CO_3)_2$
B	53.64	3.26	3.23	0.72	
C	53.68	2.78	3.79	0.52	
D	53.68	2.94	3.67	0.55	
E	20.90	1.71	6.21	28.24	
Sp	21.30	1.90	7.80	27.00	$Ca_{1.00}(Ca_{0.01}Mg_{0.40}Fe_{0.62}Mn_{0.05})(CO_3)_2$

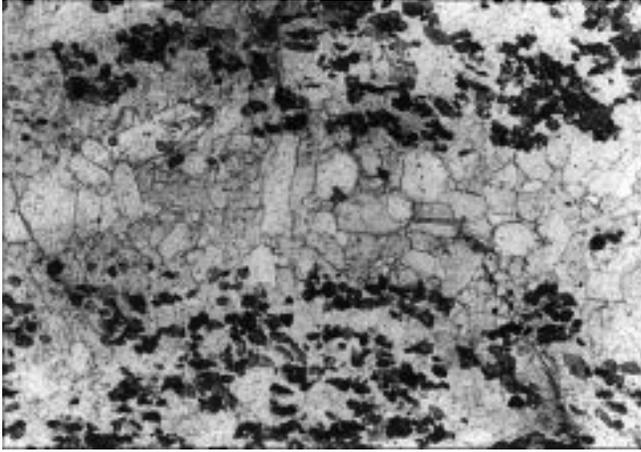


Abb. 27.
Feinlagenbau im Gips (grauweiß, = Schichtung) durch Teilnahme von Ankerit-Kriställchen (grauschwarz).
Dünnschliff. 1 Nicol; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

körnigen Aggregaten der Korngrößen um 0,03–0,04 mm, aus hypidiomorphkörnigen Aggregaten mit idiomorphen tafeligen Komponentenanteilen, deren Ausmaße häufig zwischen 0,06–0,1×0,1–0,5 mm schwanken, teils liegen auch größere hypidiomorph- bis xenomorph-tafelige Kristallite der häufigen Größen um 0,3–0,7, bis max. 1 mm vor. Eine Tendenz zum Feinlagenbau kommt durch Vorherrschen der einen oder anderen Kornvariante zur Geltung. Teilbereiche geschlossener Gipsgefüge vermitteln auf Grund des Konturenverlaufes der Korntypen den Eindruck, daß die gröberkörnige Kristallbildung eine jüngere Kristallisation darstellt, was offenbar auch durch mehr willkürliche, unregelmäßige Lagen dieser Kristalle auffällt. Im feinkörnigeren Gefüge liegt nämlich z.T. eine deutliche Einregelung der Täfelchen in die *s*-Fläche vor, wengleich auch in diesem Teilgefüge aus der Reihe fallende Kristalllagen vorkommen. Die feinkörnigen älteren Kristallite zeigen ein zartes Chagrin, die gröberen jüngeren Aggregate erscheinen pigmentfrei.

An der Feinschichtung dieser Gipsanreicherung ist natürlich in der Hauptsache detritischer Sericit beteiligt, der stellenweise zu Klümpchen aggregiert vorliegt und an resedimentierte Komponenten erinnert. Zum makroskopischen Feinlagenbau im 5–2 mm-Bereich kommt bei mi-

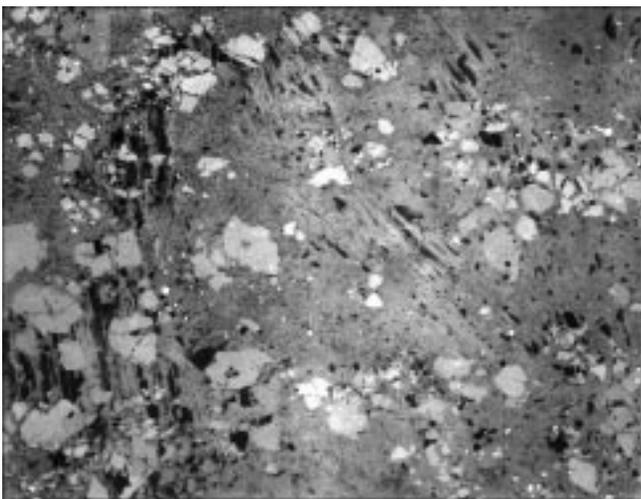


Abb. 28.
Fe-Karbonate (grauweiß bis lichtgrau, Bireflexion!) und Pyrit (weiß) im Gips (grau).
Polierter Anschliff. 1 Nicol; natürl. Größe 1,76×1,38 mm.

kroskopischer Betrachtung noch ein feinerer Raumrhythmus, z.B. mit 0,5 mm-Lamination. Detritischer Quarz (0,16–0,33 mm) scheint selten auf.

Das Gipskorngefüge mit dem kristallinen Lagenbau stellt somit sicher kein primäres Sedimentrelikt mehr dar, hat aber verschiedene, an ehemaligen Sedimentbauzonen erworbene schichtige Inhomogenitäten mit in die jüngeren Kristallisationsphasen übernommen. Es liegt also ein zweifelsfreier Fall von „Abbildungskristallisation“ (SANDER, 1950, S. 116, 1970, S. 336) Gips nach Gips vor. Die ursprüngliche sedimentäre Anlage als inhomogenes Parallelgefüge ist in den derzeitigen kristallinen Gipslagenbau übernommen worden und wird noch verdeutlicht durch oftmalige feinschichtige Einschaltungen von authigenem Ankerit.

Es handelt sich um feinspätig hypidiomorphe bis xenomorphe Einzelkörner, z.B. der Größen 0,1–0,4 mm, und um meist feinlagig angeordnete Aggregate. Diese Körner und Aggregate zeigen häufig Kataklyse. Die ruptuelle nachkristalline Deformation in körnige und plattige Kleinfragmente entspricht einer kleinräumigen synmetamorphen Deformations-(Inhomogenitäts-)Breccie, wobei sich die Inhomogenität auf das unterschiedliche mechanische Verhalten des Ankeritteilgefüges im Gips bezieht.

Die mechanische Beanspruchung des Gipslayers kommt aber auch in allen gefalteten und verschieferten Teilbereichen deutlich zur Geltung: Da gibt es die in den Schieferungsflächen gestreckten Gipskristalle – eine Folge der intragranularen Verformung des Kristallgitters – und es gibt Merkmale für nachdeformative Rekristallite, welche zwar die Faltenform mit einer Abbildungskristallisation nachzeichnen, selbst aber nicht deformiert erscheinen. Und es gibt jüngste Kristallisationszentren, deren Aggregate mit tafeligen Kristallen quer zur *s*-Fläche gesproßt sind.

Es kann kein Zweifel bestehen, daß es sich bei den Ankeritausfällungen um synsedimentäre Bildungen handelt, wobei aber offen bleiben muß, ob eine extern-sedimentäre Kristallanlagerung oder eine noch an die Bauzonen des wachsenden Sedimentes gebundene, fröhdiagenetische Internkristallisation vorliegt. Es kann auch nicht präzisiert werden, ob es ein Vorgängergefüge dieser Ankeritausscheidungen etwa in Form einer H₂O-hältigen Ca-Mg-Fe-Verbindung gegeben hat.

Als auffälliger Befund soll noch erwähnt werden, daß die Ankeritkristallite im Falle laminarer Häufung an die gröberkörnigen, offenbar jüngeren Gipsindividuen gebunden erscheinen.

Die gelegentlich mitenthaltenen akzessorischen, authigenen Pyrit-Kriställchen, -Idioblasten und -Aggregate liegen in Korngrößen von etwa 10 µm aufwärts bis zu 0,15 mm vor und zeigen eine meist bemerkenswerte Kantenrundung. Stellenweise ist eine schichtparallele Anhäufung erkennbar. Eine Besonderheit stellen Kupferkieseinschlüsse in diesen Pyriten dar.

Als weitere, die ehemaligen Anlagerungsebenen markierende Komponenten liegen vor allem Sericitanhäufungen vor, die eine Menge von Rutilmikrolithen enthalten.

Die Gipseinschaltungen in den permoskythischen Sedimenten stellen sehr eindrucksvolle und für genetische Betrachtungen, auch der Erzlagerstätte, aussageträchtige Gefüge dar, die deshalb als ursprünglich sicher sedimentäre Ausscheidungen vergleichsweise Beachtung finden sollten!

4.6. Inkohlungsgrad und Metamorphosestadium

Die sehr schwach metamorphen Gesteine des Steirischen Erzberges wurden in den vergangenen zwei Jahrzehnten nach mehreren Gesichtspunkten im Hinblick auf eine genauere Abschätzung der Metamorphoseintensität während der variszischen und alpidischen Orogenese diskutiert.

Südwestlich des Erzberges werden nördlich von Kallwang vom Teichengraben bis Hoher Gemeindegögel klastische Metamorphite unter dem Blasseneckporphyroid an der tektonischen Grenze zur Veitscher Decke auf Grund des Nachweises von Gleichgewichtsparagenesen zwischen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Albit von DAURER & SCHÖNLAUB (1978) der höheren Grünschieferfazies zugeordnet. Die nach oben zu festgestellte leichte Abnahme der Metamorphose konnte mangels an Indexmineralen nicht näher beurteilt werden.

BERAN widmete dem Problem der P- und T-Bedingungen im Lagerstättenareal mit geochemischen Untersuchungen an spätigen Kluftankeriten und Sideriten seine Aufmerksamkeit (BERAN, 1975, 1977, 1983; BERAN & THALMANN, 1978). Der Autor kommt in allen diesen Studien zur Aussage, daß die Umgestaltung des Erzgefüges der Lagerstätten Radmer und Steirischer Erzberg von der sedimentären Anlage bis zum heutigen kristallinen Gefügehabitus durch Remobilisationen eines präexistenten Stoffbestandes bei einem, den geologischen Bedingungen entsprechend angenommenen Druck von 2–3 kbar, beurteilt nach dem „Ankerit-Geobarometer“, mit Bildungstemperaturen um 400°C abgelaufen sein müßte. (Nähere Angaben im Teil 6.4.1.).

MALEKGASEMI (1979, S. 607) vermutet auf Grund des erzmikroskopischen Nachweises von „Oleanderblatt- bis

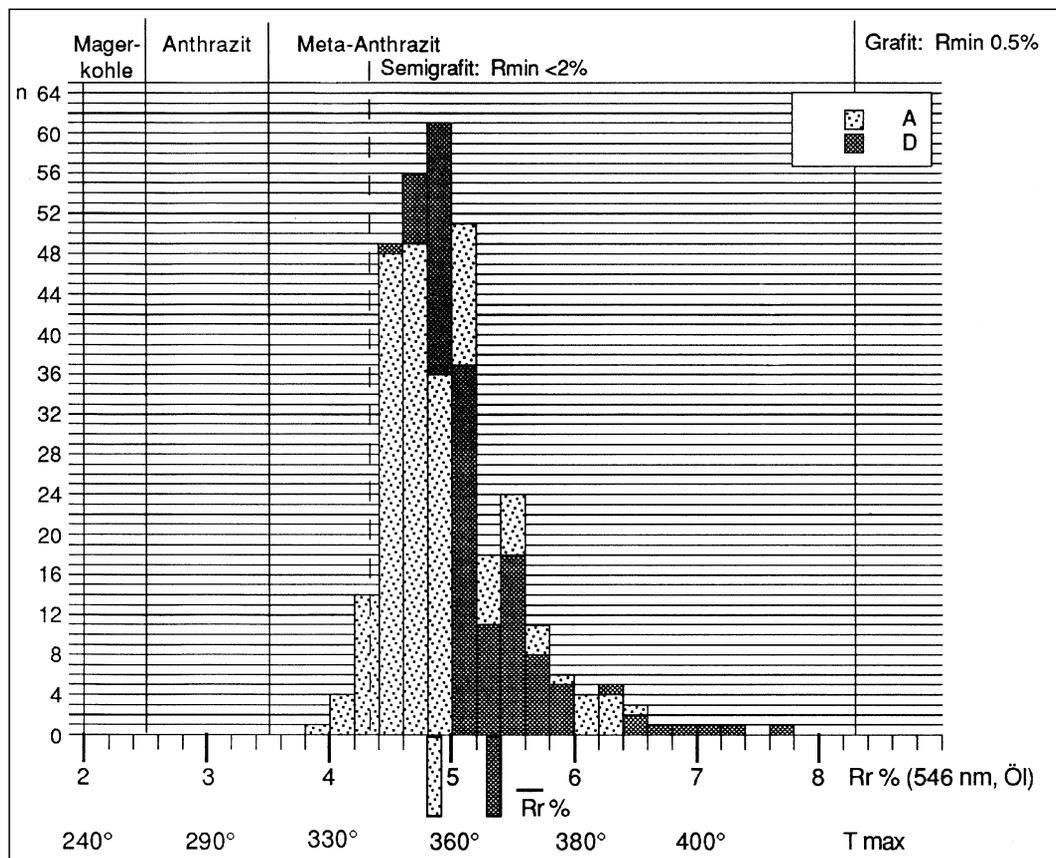
lanzettförmiger Chalkopyrit“-Ausbildung Hochtemperaturbildungen mit 400–500°C.

Eine weitere Aussage machen SCHÖNLAUB et al. (1980, S. 203) bezugnehmend auf EPSTEIN et al. (1977) nach Beurteilung des stark deformierten und umkristallisierten Conodontenmaterials sowie dessen farbliche Veränderungen. Es wird mit Temperatureinflüssen von mindestens 300°C gerechnet.

Ergebnisse von Metamorphoseuntersuchungen im Raum Steirischer Erzberg – Radmer gab JUNG (1980, S. 21) bekannt. Ausgehend von der Illitkristallinität und vom Nachweis von Pyrophyllit in den Werfener Schiefen in der Radmer kommt JUNG zum Schluß, daß am Kalkalpensüdrand während der alpidischen Metamorphose Bedingungen der höher temperierten Anchizone geherrscht haben. Der Autor nimmt allerdings eine vorangegangene stärkere Metamorphose im Variszikum an. Weil die variszische Verschiebung von der alpidischen Tektonik und Deformation im Raum Radmer regional zu wenig überprägt erscheint, stellt JUNG die variszische Metamorphose in die untere Grünschieferfazies.

Diese Verhältnisse werden allerdings im Bereich des Erzberges etwas anders beurteilt. K-Ar- und Rb-Sr-Alterswerte des Gebietes Steirischer Erzberg, Polster und Radmer werden von S. SCHARBERT (1977, S. 36, in SCHÖNLAUB, 1977) und JUNG (1980) interpretiert. Nach den geochronologischen Ergebnissen ist der Metamorphoseunterschied an der Transgressionsdiskordanz, variszische Schichtfolge zum Permoskyth, nicht so auffällig, weshalb im Gebiet Erzberg mit einer etwas stärkeren alpidischen Metamorphose gerechnet wird. Die angenommenen Temperaturen 350–370°C konnten allerdings keine vollkommene Isotopenhomogenisierung bewirken. Für die Unstimmigkeiten im Sr-Entwicklungsdiagramm für den Porphyroid, wie Schwankungen um eine Isochrone

Abb. 29.
Random-Reflexion (Rr).
Gemessen im nichtpolarisierten Licht bei 546 nm an inkohlten, organischen Komponenten und die aus den Rr-Mittelwerten ableitbaren maximalen Inkohlungstemperaturen (T_{max}) berechnet nach der Gleichung: $T_{max} = (\ln Rr \% + 1,2) / 0,0078$ (BARKER & PAWLEWICZ 1986).
A = In situ carbonifizierter Phytodetritus im Meta-Anthrazit-Stadium; Karbonische Eisenerzer Schichten.
D = Grafitisierte Umwandlungsprodukte von Bakterien, Algen, tierischem und pflanzlichem Plankton u.a. im Semigrafitstadium. Silurische Kieseliefer.
Meßanordnung: Uni-vaR-Mikrophotometer; Objektiv 100×1,25 Öl; Ölimmersion; Meßfeldgröße 0,6 µm; Standard Carb. SiC 27.



weit über dem analytischen Fehler, hält S. SCHARBERT Störungen der Spurenchemie und der Isotopenverhältnisse durch „Grundwasser“, durch „Devitrifizierung, den Einfluß metasomatischer Vorgänge“, „Rekristallisation der Sideritlagerstätte“ sowie „Änderung und Neueinstellung des Isotopengleichgewichts durch Metamorphoseprozesse“ für möglich. Der letztgenannten Möglichkeit wird die größte Bedeutung beigemessen.

Die Mitanolagerung von Biomasse in die sedimentären Gesteine vom Ordovizium bis in die untere Trias versetzt uns in günstigen Fällen in die Lage, auf Grund des chemisch-physikalischen Erhaltungszustandes eine Aussage über die geothermische Beeinflussung durch Diagenese und Metamorphose zu machen.

Zur Berechnung der maximalen Inkohlungstemperatur nach BARKER & PAWLEWICZ (1986) wurde an den Metaanthrazit- und Semigrafit-Partikelchen im nicht polarisierten Licht die Random-Reflexion (Rr) bei 546 nm in Öl gemessen. Die aus dem Rr-Mittelwert von Semigrafit in den Silur-Kieselschiefern errechnete maximale Inkohlungstemperatur liegt bei 370°C. Der Rr-Mittelwert von Metaanthrazit der karbonischen Eisenerzer Schichten liegt bei 360°C (Abb. 29).

Die maximalen Inkohlungstemperaturen decken sich nicht ganz mit den von BERAN & THALMANN (1978) ermittelten T-Bedingungen von 400°C, ergeben jedoch eine gute Übereinstimmung mit den von S. SCHARBERT (1977) und JUNG (1980) angenommenen Temperaturen zwischen 350 und 370°C.

5. Tektonische Baupläne

5.1. Frühere Mitteilungen, Methode

Der Schichtenstapel des Steirischen Erzberges wurde seit langem als tektonische Großmulde mit etwa 1,7 km Flügelweite und mit N-fallender Achse bezeichnet. Die von KERN (1927) anschaulich skizzierte und beschriebene Situation schien vor allem durch die tektonische Analyse von FRITSCH (1960) bestätigt. Der Muldenbau kommt auch in den mitgefalteten transgredierenden Präbichl-

Werfener Schichten differenzierend zur Geltung. In besonders auffälliger Weise kommt nur eine Großstörung im Muldenbau zur Auswirkung. Es handelt sich um den „Christof-Hauptverwurf“, eine Scherkluff mit N-S-Streichen und durchschnittlichem 30° E-Fallen. Die als Abschiebung wirksame Kluff verursachte eine Verwurfsweite von über 300 m. Dadurch wurde der östliche Teil der Synklinale mit den Anteilen der Liegend- und Hangendscholle nach Osten in die Tiefe abgeschoben.

Für den Kurzbesucher ist dieser grandios aufgeschlossene Muldenbau allerdings nicht sofort in seinem vollen Ausmaß verständlich (Abb. 1). Ursache dafür ist, daß der ausgedehnte Tagebau im Ost-, Zentral- und Westbereich die zur Großmulde verschwenkten Schichten in verschiedener Lage zum Schichtstreichen anschneidet. Außerdem wirkt sich der, im Vergleich zur Muldenachse asymmetrische Anchnitt durch den Tagebau für das räumliche Vorstellungsvermögen ungünstig aus.

Eine gut verständliche Skizze der großtektonischen Situation, zumindest des Ostflügels der Erzbergmulde, veröffentlichte KERN (1927, S. 49) entsprechend den damaligen Aufschlüssen. Wir geben diese Zeichnung hier als Abb. 30 wieder, in Anerkennung der beispielhaften Leistungen des damaligen Lagerstättengeologen Dr. Anton KERN, dessen scharfe Beobachtungen und Beschreibungen auch heute noch mit Nutzen herangezogen werden können.

Für die tektonische Analyse ist zunächst günstig, Bereiche homogener Formung im Hinblick auf die flächigen und linearen Formelemente zu erkennen. Dies ist im allgemeinen nicht von vornherein möglich, und die Erkenntnisse wachsen meist im Laufe der Untersuchung. Aber zwei schon im Überblick einschneidende Formungsereignisse dürfen wir bereits als bekannt voraussetzen und sie schon für eine getrennte Datensammlung vorsehen: Die Überschiebung einer Hangendscholle auf eine Liegendscholle und die Abschiebung am Christof-Hauptverwurf.

Aus der Literatur sind einige Feststellungen früherer Autoren wissenswert. Als besondere Grundlage für die Ein-

arbeitung in tektonische Bewegungsabläufe in unserem Arbeitsgebiet empfinden wir die schon erwähnte Studie von KERN (1927) sowie die Arbeiten von HIESSLEITNER (1929, 1931), METZ (1950) und FRITSCH (1960). Wichtig sind die Aussagen von HIESSLEITNER mit Profildarstellungen der Umgebung von Eisenerz, in denen für den Raum Radmer von schuppenartigen

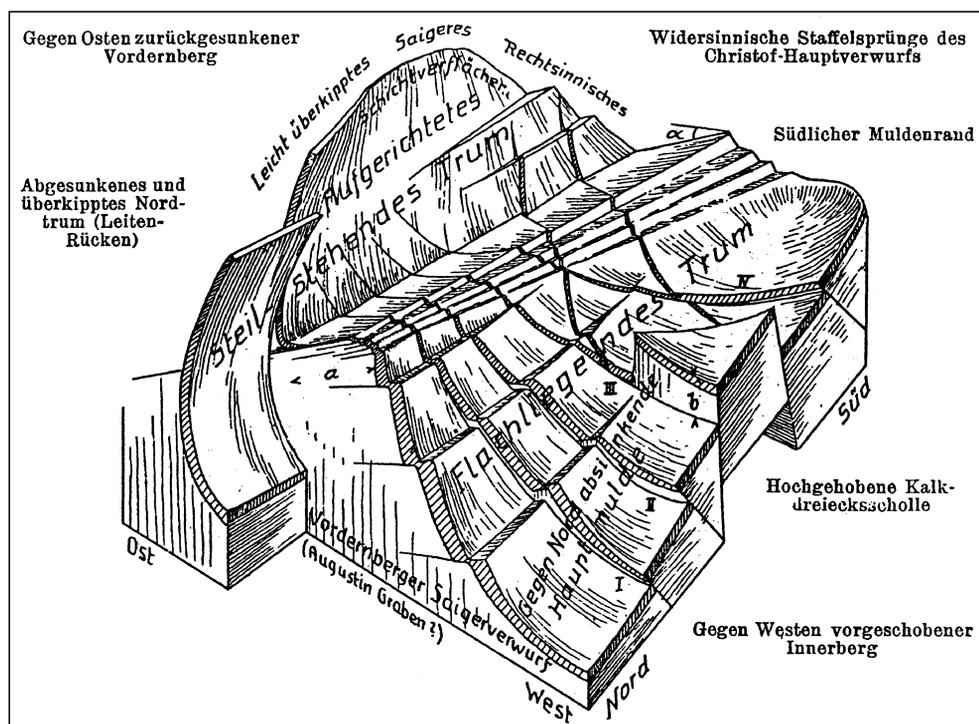


Abb. 30. Skizze aus KERN (1927, S. 49, Abb. 4). „Schaubild der Haupt-Tektonik und des Schichtverflächens am Erzberg an Hand des Zwischenschiefers.“

Überfaltungen und E–W-gerichteter Aufschuppung die Rede ist. Dies im Hinblick auf die von ihm erkannte „vortriadische Schuppentektonik“ (1931, S. 71), der er auch für den Raum Erzberg wesentliche Bedeutung zumißt. Auch HIESSLEITNERS Auffassung über alpine Druckrichtungen verdient Beachtung und sie wird im Zusammenhang mit der Besprechung unserer Ergebnisse an späterer Stelle verglichen.

Wenn auch das Arbeitsgebiet von METZ für tektonische Gefügeaufnahmen im Palten-Liesingtal am Beispiel karbonischer Metamorphite der Veitscher Decke etwas weiter entfernt liegt, so ist doch der Nachweis von drei verschiedenen Formungsplänen durch Faltenachsenrichtungen indirekt wissenswert und inspiriert zu Gedanken über mehrere tektonische Baupläne im Großraum.

Selbstverständlich sind die Geologischen Karten von SPENGLER & STINY (1926) und SCHÖNLAUB (1981) unentbehrliche Grundlagen für den Beginn der tektonischen Studie.

Bemerkenswert erscheint natürlich die tektonische Aufnahme durch FRITSCH (1960, S. 229), der zwar die allgemein bekannte Achsenlage mit generellem N-Fallen bedeutend herausstellt, aber auch „die Hauptbewegung im Paläozoikum mit E–W-Achse“ angibt, sie jedoch „verglichen mit den alpidischen Bewegungen recht schwach“ bezeichnet und „einem weiten Großfaltenbau mit Flexurfalten“ zuordnet.

Bezüglich der Schollengrenzfläche (Überschiebungsbahn), deren Aufschlüsse sich durch den fortschreiten-

den Tagebau in vielen Teilbereichen ändern, können wir uns auf Kartierungsergebnisse von HIRZBAUER und STROMBERGER beziehen, die im Rahmen ihrer Geländearbeiten so manche Unklarheit im Verlauf der Überschiebungsbahn beseitigen konnten.

In der tektonischen Gefügeanalyse von HIRZBAUER, STROMBERGER, SCHULZ & VAVTAR (1991) sind diese Erkenntnisse bereits mitberücksichtigt worden. Wir geben daher aus dieser ausführlichen Studie hier nur die Diagramme, einige wesentliche Teilergebnisse und eine Zusammenfassung der Kapitel wieder.

Methode

Bei den fortlaufenden Einmessungen der tektonischen Formelemente auf den einzelnen Etagen wurden Schichtung (ss), Schieferung (s), Fältelungsachsen (β -Lineation), Achsen überblickbarer Falten des Meter- bis Zehnermeterbereiches (über β -Konstruktion), Zerr- und Gleitungs-klüfte, Harnischstriemung (Riefung, Rutschstreifen) und Relativsinn von Verwürfen berücksichtigt. Gleichbleibende, sich kontinuierlich oder abrupt ändernde Lagen der Flächen bzw. Richtungen der Linearen kamen schon bei der Kartierung an Ort und Stelle zur Geltung. Vor allem wurde aus der Analyse in den Teilbereichen eine Synthese angestrebt mit der Absicht, einen oder mehrere tektonische Bewegungsabläufe, also symmetrologisch und zeitlich unterscheidbare Gebirgsbildungsphasen nachzuweisen. Von vornherein aber war beabsichtigt, die Liegend- und Hangendscholle getrennt zu erfassen und

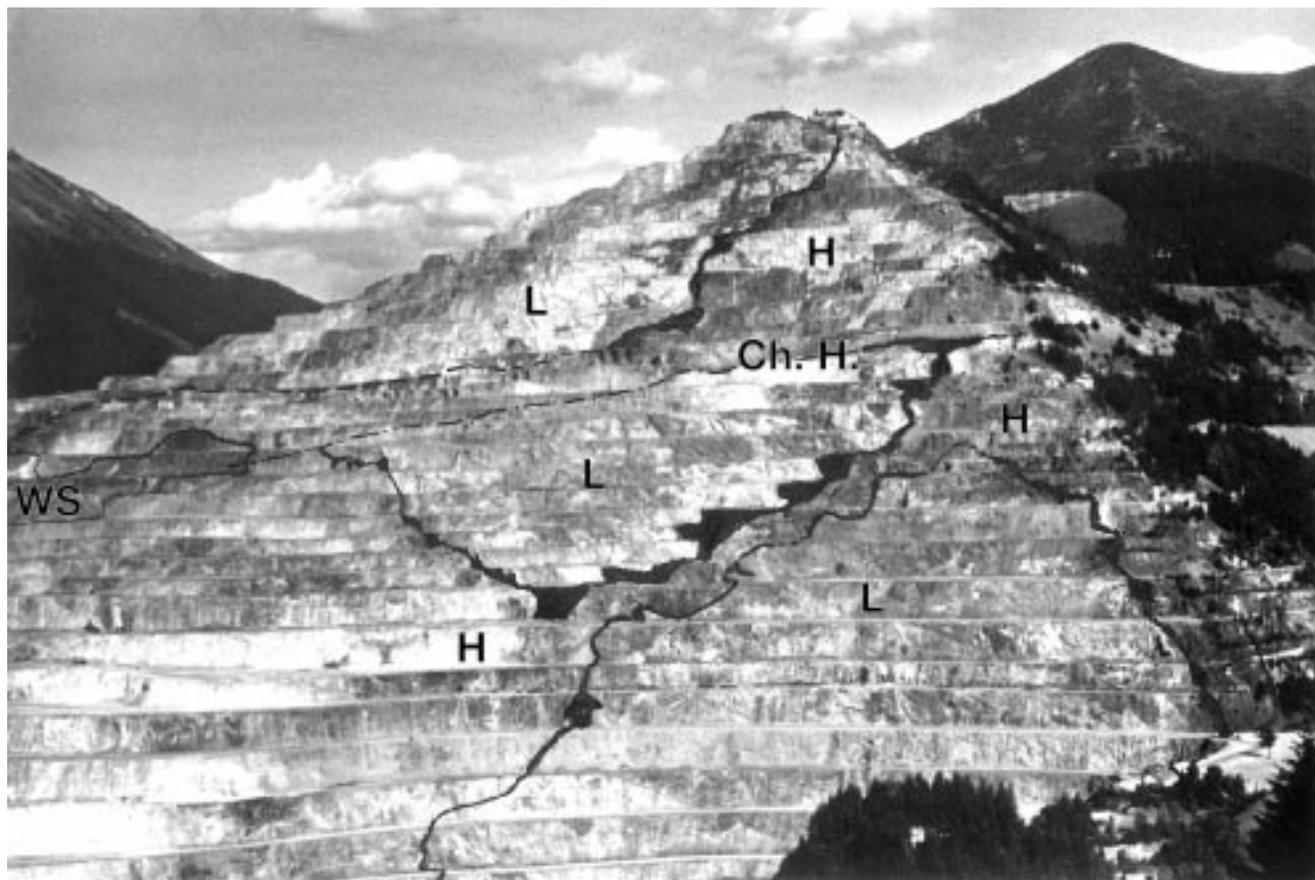


Abb. 31.
Gesamtansicht des tektonischen Ostflügels der Erzbergssynklinale, Blickrichtung ESE.
Mit nachgezeichnetem Zwischenschiefer = Eisenerzer Schichten (Karbon) = Überschiebungsfäche der Hangendscholle über Liegendscholle und eingezeichnetem Verlauf des Christoph-Hauptverwurfes.
L = Liegendscholle; H = Hangendscholle; WS = Werfener Schiefer; Ch.H. = Christoph Hauptverwurf.
Nach HIRZBAUER, STROMBERGER, SCHULZ & VAVTAR (1991).

den gewaltigen Christof-Hauptverwurf als tektonische Trennlinie von Großbereichen zu berücksichtigen (Abb. 31).

Die Arbeitsweise der tektonischen Gefügeanalytik nach SANDER (1948, 1950), KARL (1964) und MÜLLER (1963) wird vorausgesetzt. Die Darstellung der Gefügedaten erfolgt auf dem SCHMIDTSchen Netz als flächentreue Lambert-sche Azimutalprojektion auf transversalem Gradnetz, und zwar der unteren Halbkugel.

5.2. Präbichlschichten (Perm) und Werfener Schichten (Permoskyth)

Es liegt im Interesse einer sinnvollen Reihung der Untersuchungen, vorrangig die Verformungen der permischen Sedimente zu erörtern. Ihre Schichtlagen sind zwar von der Lage der Basisflächen des voralpidischen tektonischen und Erosionsreliefs beeinflusst, aber sie sind im übrigen natürlich sehr aussagekräftig für die Beurteilung alpidischer tektonischer Ereignisse. Die transgressive Überlagerung durch die Permsedimente beherrscht die Oberfläche des heutigen Erzberg-Tagebaues auf dem unteren bis mittleren, also N- bis NNE-Bereich.

Die Schichtfolge stand uns zur Einsichtnahme zuletzt von der Etage -III (743 m ü.d.M.) des Tagebauaufschlusses bis hinauf zur Etage Schuchart (1.112 m) zur Verfügung. Im Jahr 1960 reichte diese Sedimentabfolge noch bis zur Etage Mariahilf auf Höhe 1.208 m. Wir konnten die Aufzeichnungen von DORSTEWITZ (1961) aus dem Bergbauarchiv Eisenerz nützen und mitverwerten. 1985 waren Messungen bis Etage Hell (1.138 m) möglich. Die Präbichl- bzw. Werfener Schichten überlagern sowohl Teilbereiche der Liegend- als auch der Hangendscholle und sie sind vom Christof-

Hauptverwurf samt dem Untergrund um 300 m im Sinne einer Abschiebung verworfen. Aus diesen Tatsachen wird die Bedeutung präalpidischer und alpidischer Tektonik deutlich.

Die etwa mit 150 m Mächtigkeit als Erosionsrest erhaltenen permoskythischen Sedimente sind mit überwiegendem E-Fallen, aber starker Streuung vor allem im Ostflügel der Erzbergsynklinale erhalten (Abb. 22, 32). Es liegt also im permotriadischen Komplex eine W-vergente Faltung vor.

Die in den Diagrammen D 1 und 2 dargestellten s-Lagen gehen auf Aufzeichnungen von DORSTEWITZ (1961) zurück. Trotz beträchtlicher Lagenstreuung kann man für diese, über dem Christof-Hauptverwurf gemessene Schichtfolge bei vorherrschendem NNE- bis NE-Fallen eine Tautozonalität zu flachen β -Achsen in WNW-ESE- bis NW-SE-Richtung erkennen. Des weiteren sind in den sehr teilbeweglichen Schieferen auch quer dazu orientierte Flächlagen mit NNE-SSW- bis N-S-Streichen entwickelt. Dazu gemessene korrespondierende B-Lineationen bestätigen diese Achsenlage. Eine straffe s-Tautozonalität zu einer 30° NE-fallenden β - = B-Faltung kommt offensichtlich repräsentativ in D 3 zur Geltung. Und mit dieser faltenden Verformung lassen sich auch die s-Flächenscharen von D 2 zur Deckung bringen.

Analoges gilt für D 4, obwohl die Daten aus einem Bereich unter dem Christof-Hauptverwurf stammen. Die flach NE einschiebenden Falten- und Fältelungsachsen stellen ein lineares Gefügeelement dar, welches in tieferen Abschnitten des Erzberges oft und deutlich wiederkehrt.

Die starke Lagestreuung von flach gelagerten Schichten in D 5 läßt zumindest die Zuordnungsmöglichkeit zu den schon erwähnten, flach nach NNE und flach nach ESE ein-



Abb. 32. Erzberg-Totale von Etage Sybold aus gesehen mit der Auflage der auf Devon transgredierenden Präbichl- und Werfener Schichten (links unten). Im Gipfelbereich des Bildes kommt die Steilstellung des Faltenostflügels und die Schichtenverbiegung auf flaches W-Fallen im Mittelteil deutlich zur Übersicht. Mit Annäherung an den Faltenkern (rechter Bildteil) ist unterschiedlich flaches Einfallen der Schichtung und die Überleitung zum E-fallenden Faltenwestflügel (rechter Bildrand im Dunkel) nur undeutlich erkennbar.

fallenden Achsenlagen erkennen. Diese beiden, wie sich jetzt zeigt, in jedem Teilbereich wiederkehrenden Faltenachsen sind auch in weiteren Etagen unter dem Christof-Hauptverwurf deutlich: erkennbar in D 6 als SE- β -Achse sowie als gestreut N bis NNE einschiebende β -Faltungs- und Fältelungsachse.

In den tieferen Etagen gemessene Daten (D 7, 8, 9, 10) bringen ziemlich ausgeprägt die Tautozonalität der s-Flächen um die flach NNE einfallenden Faltenachsen zur Geltung. In diese Richtung weisen auch die auf den Schichtflächen geprägten Fältelungen als B-Lineationen.

Die bei den Konstruktionen auf der Lagenkugel hervortretenden beiden häufigen Achsenlagen bezeugen somit das nachvariszische tektonische Geschehen. Der mit rund 150 m Mächtigkeit erhaltene permisch-skythische Schichtkomplex bietet sich generell als überkippte W-vergente Großfalte an, wobei die Dominanz der NNE einschiebenden β - und B-Achsen hervortritt, zweifellos repräsentativ für eine alpidische Druckrichtung ESE (SE) nach WNW (NW). Statistische Vorzugslagen der Schicht- und Schieferungsflächen sind das N-S- bis NNE-SSW-Streichen, bzw. das E- und ESE-Fallen, worunter sich auch der Ostflügel mit vorwiegend inverser Lage befindet. Die Beobachtungen geben gelegentlich zu erkennen und weiter zu vermuten, daß die schieferig-phyllitische Abfolge Zwischenfalten verschiedener Größenordnung und auch überkippte Isoklinalfalten enthält.

Nachdem die Achse der überblickbaren Großfalte einerseits mit Teilfalten (konstruiert als β -Achse aus den s-Flächen der Faltenflügel), andererseits auch mit den B-Lineationen (Fältelung der s-Flächen) statistisch zusammenfällt, läßt sich daraus übereinstimmend als Vorzugslage eine mit ca. 20° nach NNE einschiebende Achsenrichtung ermitteln: das Hauptformungselement im Erzbergbereich.

In den höheren Erzbergabschnitten kommen dazu noch horizontale NW-SE- bzw. WNW-ESE- β -Achsenlagen, die offenbar in tiefergelegenen Teilbereichen weniger auffallen. Bemerkenswert sind auch deutliche Bündelungen von s-Großkreisen (z. B. D 3 und 9), die durch stärkere Wellungen des Schichtstreichens bei nur gering differierendem Einfallswinkel zustandekommen und möglicherweise durch Stauchfaltung entstanden sind.

Unsere Datensammlung (HIRZBAUER et al., 1991) ist sehr gut mit den Darstellungen von FRITSCH (1960, dessen Abb. 1, 4, 5 und 6) vergleichbar. Um den durch das Erosionsrelief bedingten lokalen Schichtlagen gewisser Basisbereiche in der Flächenstatistik möglichst zu entgehen, wurden diese Bereiche bei den Messungen entsprechend beachtet.

Die Frage nach der relativen Altersstellung der beiden nachweisbaren Achsenlagen wollen wir erst im Rahmen der Synthese aller tektonischen Formungsakte diskutieren. Die Tatsache sehr unterschiedlicher Diskordanzen auf der ordovizischen bis karbonischen Schichtenabfolge, sogar mit Wiederholung der Abfolge infolge der Schollenüberschiebung, und der postvariszischen Auflage durch den Präbichl- und Werfener Komplex bestätigt die Existenz voralpidisch abgelaufener Gebirgsbildungen. Deren bewegungsmechanisch-symmetrologische Beurteilung stellt nach der Identifizierung alpidischer orogenetischer Verfaltungen gewissen Erfolg in Aussicht. Wir fassen also zusammen: alpidische Gebirgsbildungen verursachten Faltenachsenlagen NNE-SSW und WNW-ESE.

5.3. Ordovizisch-silurisch-devonischer bis karbonischer Schichtkomplex

Die Voraussetzungen, nach der Ermittlung alpidischer tektonischer Bewegungspläne im Untergrund noch weitere, davon abweichende Einengungsphasen nachweisen zu können, sind gut. Als Grundlage dieses Vorhabens ist die durch SCHÖNLAUBS (1979) conodontenstratigraphischen Beweis sichergestellte Schollenüberschiebung zu werten, deren Existenz ja vorher umstritten war. Wir konnten daher auf diese Erkenntnis Bezug nehmen und eine kritische Differenzierung bei der Datensammlung in dem großen Tagebauareal vornehmen. Des weiteren wurde auf den markanten Großverwerfer des Erzberges, den Christof-Hauptverwurf geachtet und wurden zunächst in den Teilbereichen getrennte Messungen durchgeführt.

Die statistische Übersicht läßt aber erkennen, daß in der makrotektonischen Prägung der Liegend- und Hangendscholle keine bemerkenswerten Unterschiede auffallen. Wir verweisen daher für Detailbetrachtungen auf die ausführliche Darstellung von HIRZBAUER et al. (1991) und versuchen jetzt hier eine zusammenfassende Erklärung. Zugleich aber lohnt sich ein Blick auf die Darstellung der tektonischen Position der Schichtflächen zur Zeit der Aufschlüsse in den Jahren 1925–1926 nach KERN (Abb. 30).

Das derzeitige Aufschlußbild wird im Grundriß der geologischen Karte (SCHÖNLAUB, 1981) beherrscht von der hufeisenförmigen Umrahmung der silurisch-devonischen Sedimentabfolge durch den dickplattigen ordovizischen Porphyroidkörper. Die darüber liegenden paläozoischen Karbonatgesteine, infolge der Schollenüberschiebung in zweimaliger Folge, schließen sich in diesem Hufeisen nach innen zu an. Die offene Flanke der U-Form liegt im unteren NNW- bis N-Teil des Erzberges, wo auch die Bedeckung durch die Permablagerungen flächig verbreitet ist.

5.3.1. Erzberg-Südseite

Gegenüber den allgemein im Großbereich ermittelten Daten fällt auf der Erzberg-Südseite in dem dort aufschlußarmen Gebiet ein völlig anders orientierter Aufschluß mit NNE-fallenden Schichten auf (D 11). Es handelt sich um eine Kalksteinlinse in den ordovizischen Phylliten. Hingegen zeigen die Schieferungsflächen des stratigraphisch darüber folgenden Porphyroidkomplexes (D 12) und des weiteren die silurisch-devonischen Kalkschiefer (D 13) die s-Lagen mit N-S- bis NE-SW-Streichen, wie es für weite Teile des Erzberges typisch ist, wenn auch mit charakteristisch-unterschiedlichen Einfallrichtungen.

5.3.2. Erzberg-Faltenostflügel

In den weitaus meisten Bereichen des Ostflügels der Großsynklinale, der einen breiten Ostabschnitt und den zentralen Abschnitt des Erzberges von oben bis unten bis an die Grenze zu den Präbichlschichten einnimmt, dominieren s-Streichrichtungen um N-S, mit schwacher Streuungstendenz bis NE-SW (D 14–28). Im Rahmen des beidseitigen Einfallens herrscht steiles und mittelsteiles W-Fallen vor (Abb. 1, 3, 31, 32, 33). Dies steht in deutlichem Gegensatz zum vorherrschenden Einfallen der permisch-skythischen Schichten nach E. Dadurch kommt einerseits die Diskordanz deutlich zur Geltung, andererseits aber dennoch die annähernde Übereinstimmung in der Hauptachsenlage (der jungen Verformung). Die konstruktiv aus überblickbaren Flächenmessungen von Teilfalten ermittelten β -Achsen sowie β als Maß für tautozo-

Abb. 33.
 Faltenostflügel der Großsynklinale nach $B = N-S$ und $\beta = NNE-SSW$.
 Mit steilem W-Einfallen der Schichten (im oberen Bildteil) und Verbiegung zu mittelsteilem bis unterschiedlich flachem W-Fallen (im unteren Bildteil).



nale Schichtflächenbündel verschiedener Ausmaße kommen häufig in die N-S-Richtung zu liegen mit der Tendenz zu flachem N-Einschieben (Abb. 34). Diese Achsenlage wird aber überzeugend repräsentiert durch die auf den s-Flächen geprägten und direkt einmeßbaren Fältelungsachsen als B -Lineationen.

Etwas aus der Reihe fällt das Verhalten der Eisenerzer Schichten als jüngstes Schichtglied der Liegendsholle. Dieser hochteilbewegliche, verformungsbereite und daher nur mehr geringmächtige Karbonschiefer, der als Überschiebungsbahn tektonisch „mißbraucht“ wurde, bringt teils die in der Liegendsholle geprägten flächigen und achsialen Gefügeelemente (D 26), teils aber auch weit

davon abweichende Daten (D 25, 27, 30). Zwar macht sich trotzdem die schon bekannte achsiale Richtung wie die N-S-pendelnde flache β -Lineation bemerkbar, aber auch WNW-ESE-streichende β -Achsen ergeben sich aus der Flächenkonstruktion von gefalteten Kleinbereichen. β -achsiale Falten und Fältelungen in dieser Orientierung (D 27 und 30) bestärken die Existenz derartiger Formelemente.



Abb. 34.
 Meter- und Zehnermeterfalten im devonischen Kalkphyllit des Sauberger Kalkes nach der alpidischen B -Achse NNE-SSW, flach nach NNE fallend.

5.3.3. Faltenkern

In den Diagrammen D 29, 30, 31, 33, 34 der Liegend- und Hangendscholle auf der W-Seite des Erzberges macht sich eine kontinuierliche Verschwenkung der s-Flächen auf NE-SW bis ENE-WSW und ein Übergang auf flacheres Einfallen bemerkbar, was in D 35 ganz extrem zur Auswirkung kommt. Dadurch kommt die Schichtenlage im Muldenkern bei gleich bleibender Tautozonalität zur N-S-Achsenlage zur Geltung (Abb. 33). β - und B -Achsen dieser Region entsprechen symmetrologisch der schon bekannten Häufung im N-Sektor der Diagramme. Dazu kommen aber auch noch die allgemein weniger hervortretenden B -Fältelungs- und β -Achsen im W-WNW-Sektor (D 28, 30, 31, 33).

5.3.4. Erzberg-Faltenwestflügel

Nach dem Verlassen des Muldenkernes der Großsynklinale sind im W-Teil des Erzberges sowie im tiefsten Aufschlußbereich des Tagebaues die Schichten der beiden Silur-Devon-Schollen allmählich wieder auf N-S- bis NNE-SSW-Streichen verschwenkt, allerdings mit nunmehr E- bis ESE-Fallen. Diese Lage kennzeichnet den Ostflügel der Erzbergmulde (Abb. 35). An achsialen Gefügeelementen zeigen sich in den Diagrammen D 36, 37, 38, 39, 41, 42, 43, 44, 45 und 46 signifikant mehrere Achsenrichtungen ab. Neben den bisher schon als dominierend bekannten achsialen Formelementen β und B im N-, NNE-Sektor der Diagramme erscheinen nun mit Deutlichkeit weitere Richtungen. Es handelt sich um E-W- bis WNW-ESE-Achsenlagen (D 37, 39, z.T. 40), die mit den Schicht- bzw. Schieferungsflächen im Rahmen der Verschwenkung des Faltenflügels mitrotiert erscheinen. Daraus ergeben sich mitunter beträchtliche Lagedivergenzen (D 40). Aber die Faltungstendenz mit Rotation der schon dem tektonischen Inventar angehörenden achsialen Elemente ist in

Abb. 35.

Der mittelsteil nach E einfallende Faltenwestflügel (Liegendscholle) der Erzberg-synklinale ist wegen der Überschüttung mit Abraummaterial von der Rampe rechts nur im unteren Felsniveau (Etage –III) erkennbar.

Blickrichtung entlang des N–S-Streichens. Die Liegendscholle endet mit den Eisenerzer Schichten (Überschiebungsfläche) beim kleinen Wasserfall (Mitte links, Pfeil), woran sich die Hangendscholle (im Bild nach links zu) anschließt.



den Diagrammen D 41, 44, 45 und 46 erkennbar. Im Pendeln der Streichrichtungen im Ostflügel bei ungefähr gleicher Schichtflächenneigung kommt eine Bündelung der s-Großkreise auf den Diagrammen zustande. Die sich daraus ergebenden β -Schnittpunkte fallen in den gedachten Kleinkreis, auf welchem B-Lineationen auf dem Netz entsprechend der Schichtenneigung rotiert werden.

5.4. Synoptische Betrachtung der faltenden Verformungen

Eine gemeinsame Betrachtung der zahlreichen Flächen- und Achsendiagramme ist in der Abb. 36 sowie in regionaler Gruppierung in Abb. 37 möglich.

Auf Grund der aus Teilbereichen gesammelten, in der Lagenkugelprojektion zur Übersicht gebrachten und schließlich statistisch ausgewerteten s-Flächen-Daten ergeben sich folgende Erkenntnisse. Die Unterschiede zwischen den tektonischen Gefügedaten in den nachvariszischen Präbichl- und Werfener Schichten und dem älteren Untergrund sind auf der Ostseite des Erzberges beträchtlich. Sie beziehen sich einerseits auf die s-Orientierung des Faltenostflügels, nämlich deutlich diskordant

Abb. 36 (auf den folgenden Seiten 96–99).

Schichtflächen-Diagramme (Großkreise, Lote) mit β - und B-Achsen sowie Kluffflächen-Diagramme und synoptische β - und B-Achsen-Diagramme. Zeichengrundlage: Lambertsche flächentreue Azimutalprojektion, untere Halbkugel, Äquatorprojektion (= SCHMIDTSches Netz).

- | | |
|---|---|
| D 1) Präbichlschichten 16 s-Großkreise mit Lotpunkten, dazu β -Achsen und B-Lineationen.
Etage Mariahilf. | D 14) Devon-Kalkschiefer, Liegendscholle: 20 s, mit B. Gipfelbereich. |
| D 2) Präbichlschichten: 26 s, dazu β und B.
Etagen Christof bis Schuchart. | D 15) Devon-Kalk, Liegendscholle: 29 s, mit β und B.
Etagen Ferdinand, Volleritsch. |
| D 3) Präbichlschichten: 41 s, dazu β .
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etagen Kübeck bis Ignazi. | D 16) Devon-Kalke, Liegendscholle: 29 s, mit β und B.
Etagen Zauchen bis Mariahilf. |
| D 4) Präbichlschichten: 11 s, mit B.
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etagen Vorauer, Judas. | D 17) Grenzbereich Devonkalk/Eisenerzer Schichten, Liegendscholle: 3 s, mit β .
Etage Elisabeth. |
| D 5) Präbichlschichten: 19 s, mit β .
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etagen Wegstollen bis Polster. | D 18) Eisenerzer Schichten, "Zwischenschiefer", Grenzbereich zu Hangendscholle: 6 s.
Etage Elisabeth. |
| D 6) Präbichlschichten: 36 s, mit β .
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etagen Elias bis Schiller. | D 19) Devonkalk, Hangendscholle: 32 s, mit β .
Häufige Flächenlage hervorgehoben. |
| D 7) Präbichlschichten: 23 s, mit β und B.
Etagen Antoni bis I. | D 20) Devonkalk, Hangendscholle.
7 s, mit β .
Häufige Flächenlage hervorgehoben. |
| D 7a) Präbichlschichten (Werfener Schichten): 37 s, mit β .
Etage Seybold. | Etagen Hell bis Schuchart. |
| D 8) Präbichlschichten: 21 s, mit β und B.
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etage Peter Tunner. | D 21) Devonkalk, Hangendscholle: 7 s, mit β .
Etage Johann. |
| D 9) Präbichlschichten: 22 s, mit B.
Etage Sybold. | D 22) Devonkalk, Hangendscholle: 9 s, mit β .
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etage Hell. |
| D 9a) Präbichlschichten (Werfener Schichten, Gipslinse): 5 s, mit β .
Etage I, Rampenbeginn. | D 23) Devonkalk, Liegendscholle: 11 s, mit β .
Etage Schuchart. |
| D 10) Präbichlschichten: 10 s, mit β und B.
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etage –III. | D 24) Devonkalk, Liegendscholle: 50 s, mit β und B.
Häufige Flächenlage hervorgehoben.
Etagen Hell bis Judas. |
| D 11) Ordovizische Kalksteinlinse, Liegendscholle: 7 s, mit β .
Etage Rotballer. | D 25) Eisenerzer Schichten, Liegendscholle: 9 s, mit β und B.
Etage Hell-Süd. |
| D 12) Porphyroid, Liegendscholle: 2 s.
Etage Rotballer. | D 26) Eisenerzer Schichten, Liegendscholle: 27 s, mit β .
Etagen Hell-Süd bis Ignazi. |
| D 13) Silur-Devon-Kalkschiefer, Liegendscholle: 21 s, mit β .
Etage Christof. | D 27) Grenzbereich Devonkalk/Eisenerzer Schichten, einschließlich Eisenerzer Schichten: 8 s, mit β und B. |
| | D 28) Devonkalk, Hangendscholle: 54 s, mit β und B.
Häufige Flächenlagen hervorgehoben.
Etagen Dreikönig bei Polster. |

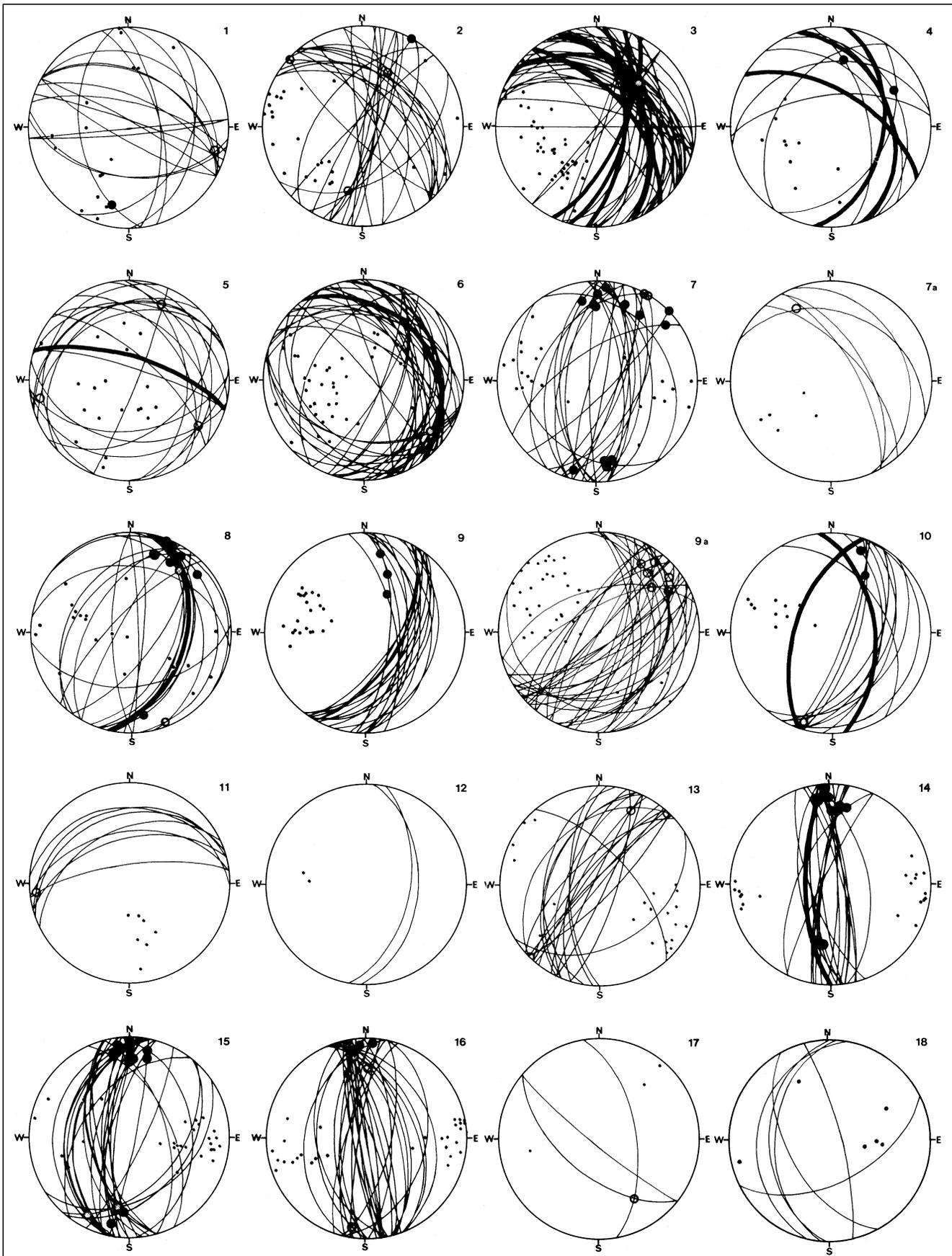


Abb. 36.
Beschreibung siehe S. 95.

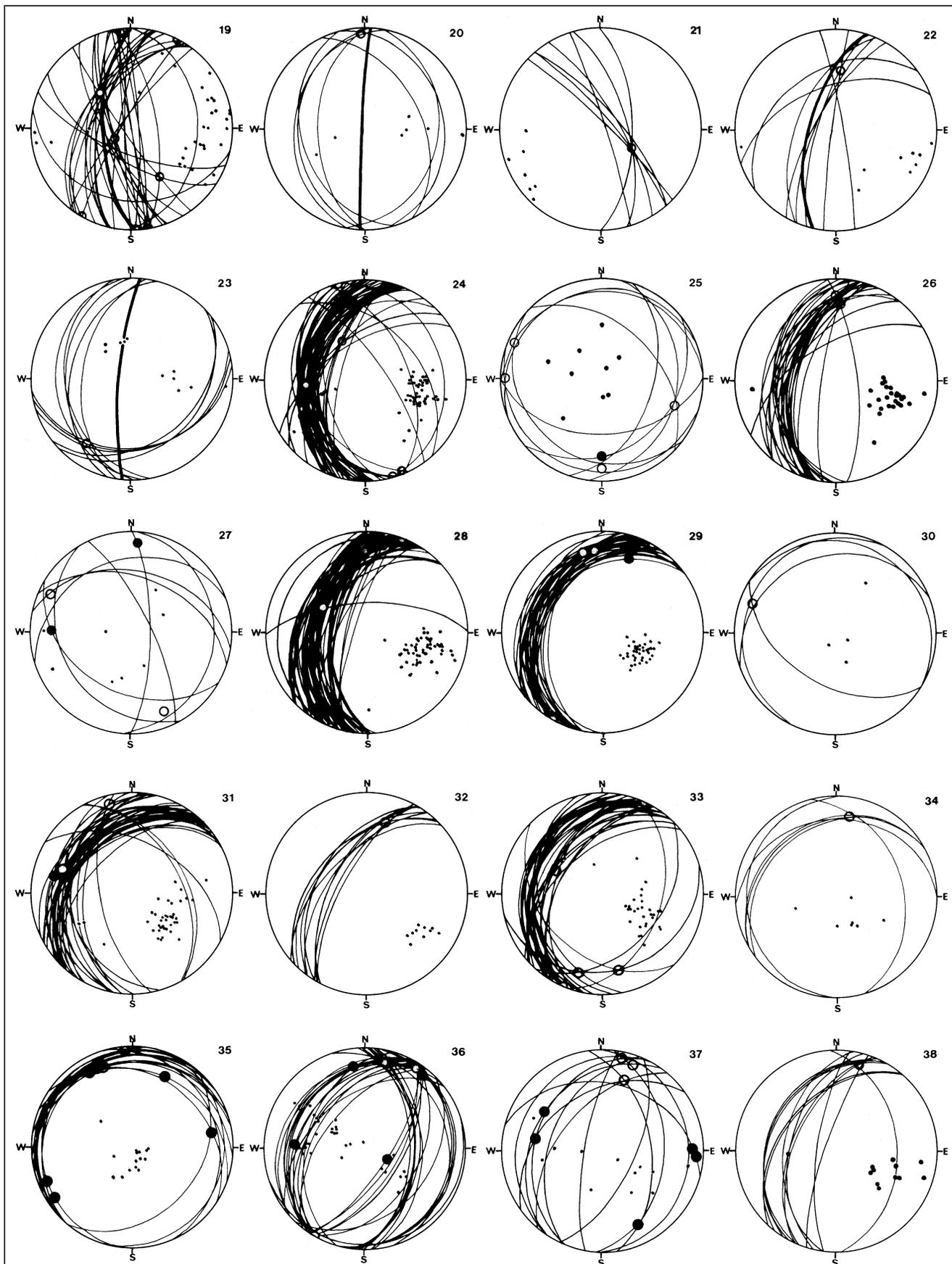


Abb. 36 (Fortsetzung).
Beschreibung siehe S. 95 + 99.

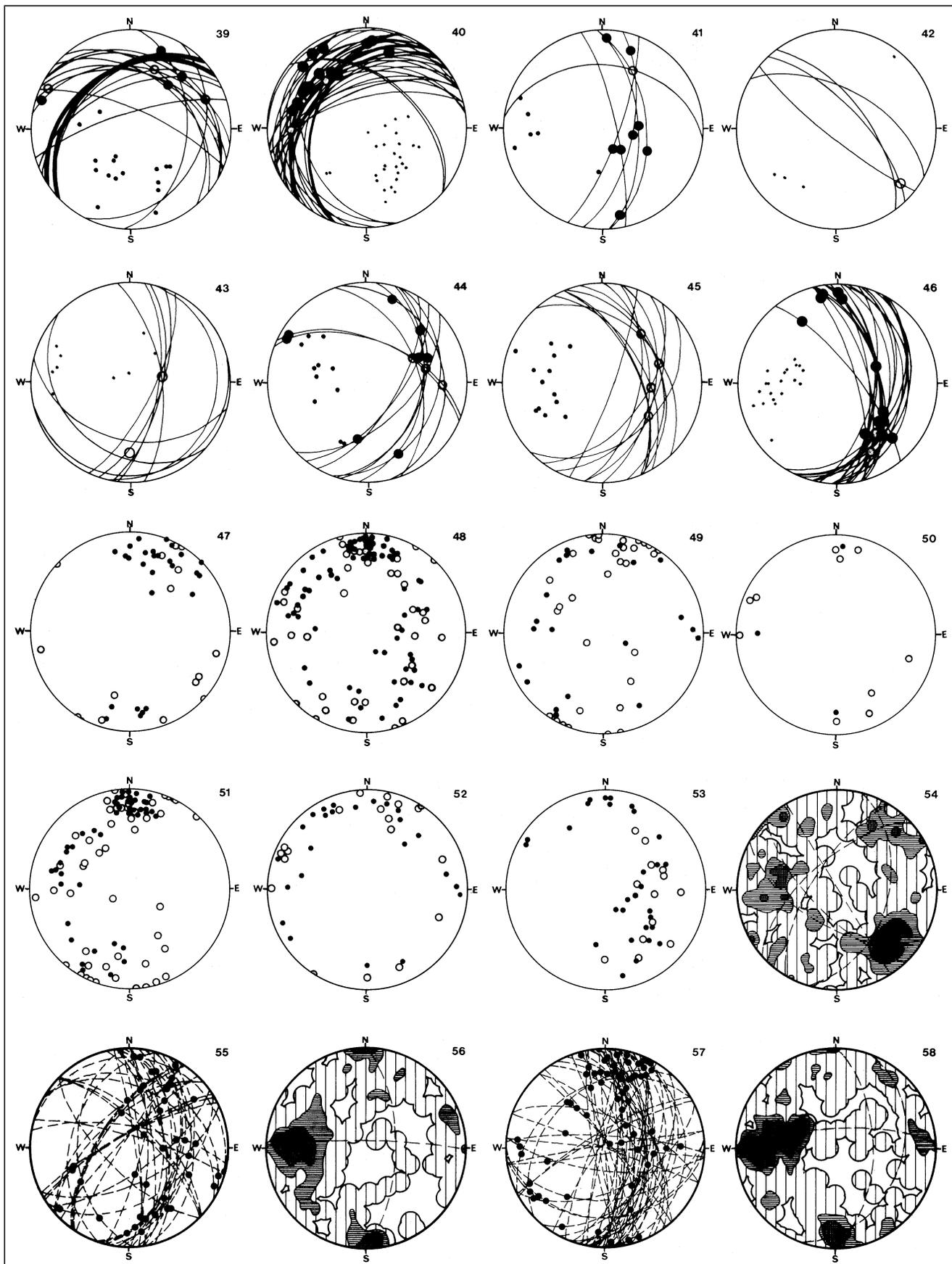


Abb. 36 (Fortsetzung).
Beschreibung siehe S. 99.

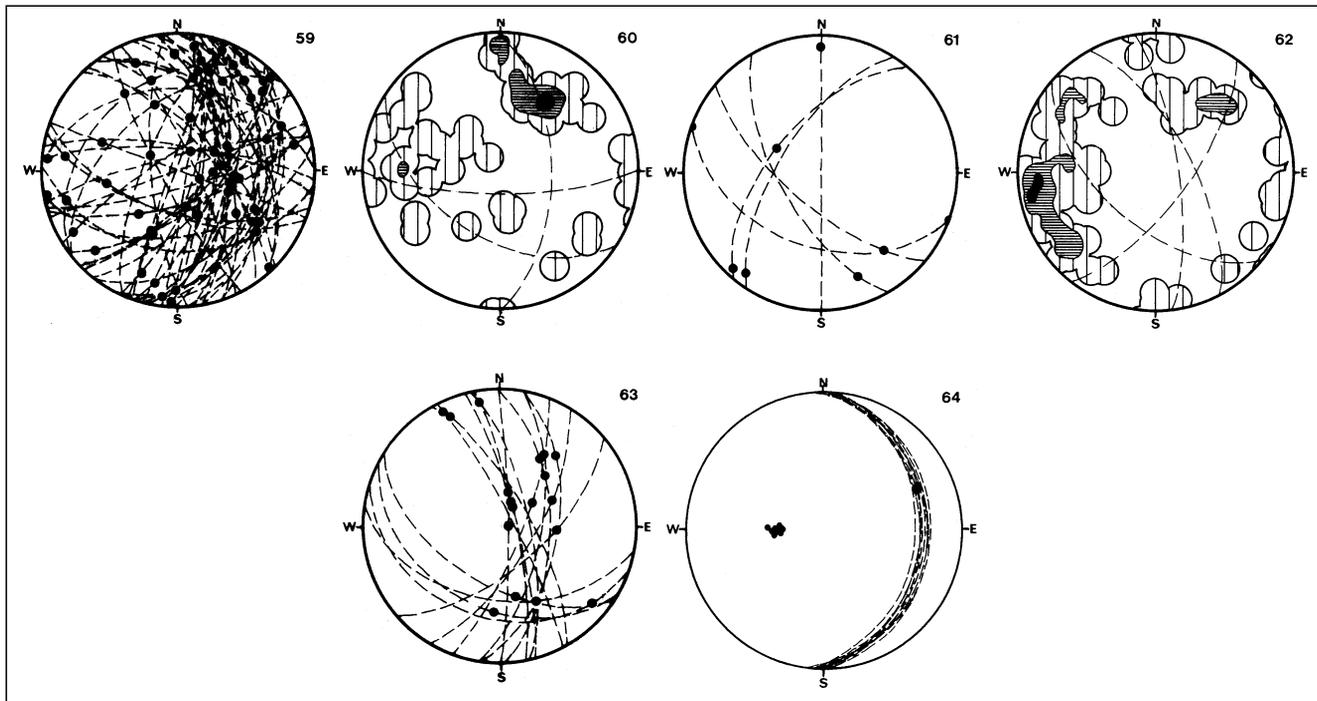
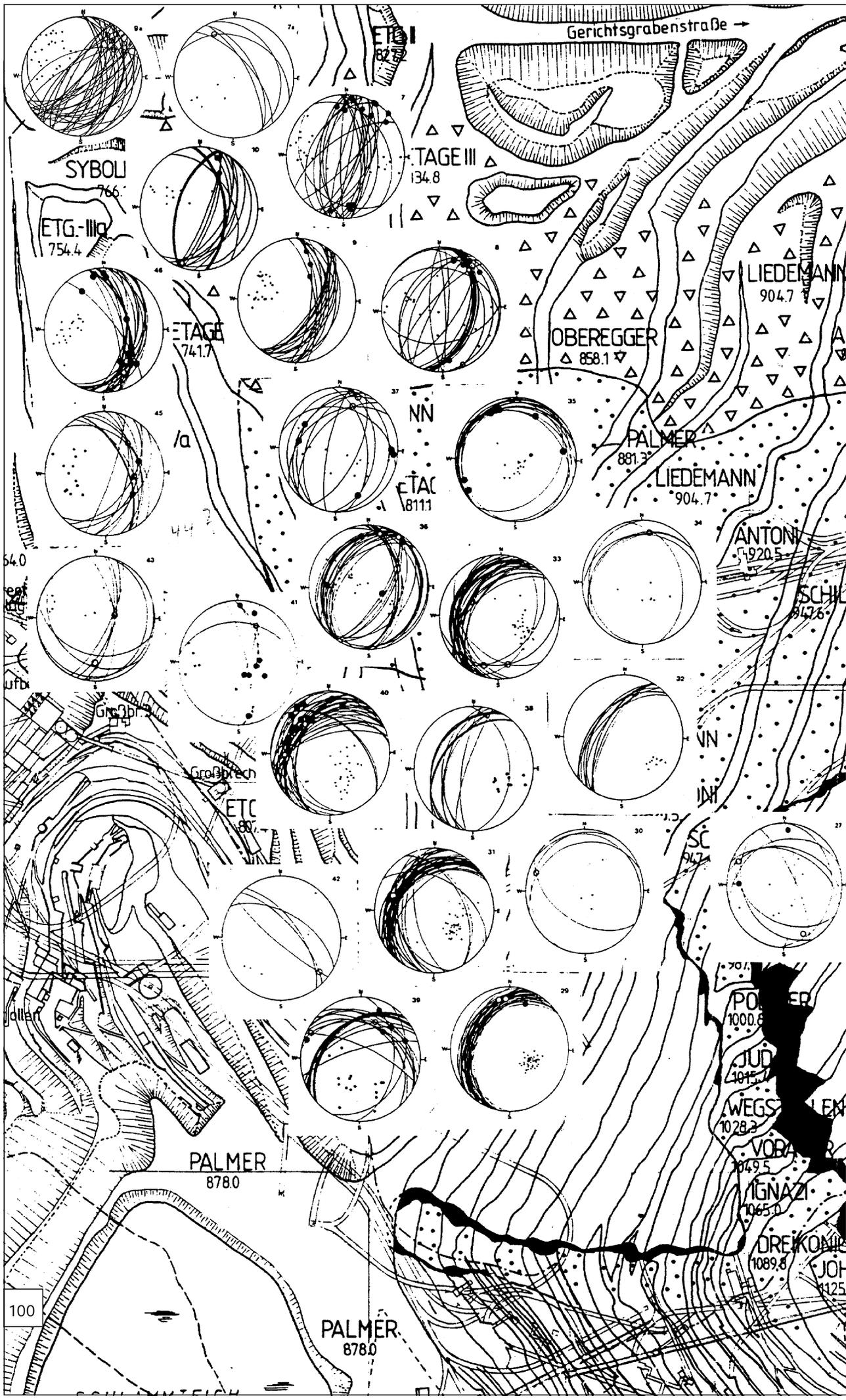


Abb. 36 (Fortsetzung).

- D 29) Devon-Kalkschiefer, Liegendsscholle: 39 *s*, mit β und *B*. Etagen Liedemann bis Oberegger.
- D 30) Grenzbereich Devonkalk/Eisenerzer Schichten, Liegendsscholle: 4 *s*, mit β .
- D 31) Devonabfolge, Liegendsscholle: 39 *s*, mit β und *B*. Häufige Flächenlage hervorgehoben. Etagen III bis I.
- D 32) Devonkalk, Hangendscholle: 10 *s*, mit β . Etage Palmer.
- D 33) Eisenerzer Schichten mit Grenzbereich zum Devonkalk der Hangendscholle: 31 *s*, mit β . Etagen Oberegger und Etage III.
- D 34) Devonkalk, Hangendscholle: 7 *s*, mit β . Teilbereich Etage Oberegger.
- D 35) Devonkalk, Hangendscholle: 15 *s*, mit β und *B*. Etage I.
- D 36) Devonkalk, Hangendscholle: 34 *s*, mit β und *B*. Etage Peter Tunner.
- D 37) Devonkalk, Hangendscholle: 12 *s*, mit β und *B*. Etagen Peter Tunner bis -III.
- D 38) Eisenerzer Schichten, Liegendsscholle: 12 *s*, mit β . Etagen Vorauer bis -III.
- D 39) Devonabfolge, Liegendsscholle: 16 *s*, mit β und *B*. Etagen I und Peter Tunner.
- D 40) Devonabfolge, Liegendsscholle: 27 *s*, mit β und *B*. Häufige Flächenlagen hervorgehoben. Etagen Liedemann bis Peter Tunner.
- D 41) Porphyroid und Silur-Devon-Abfolge, Liegendsscholle: 6 *s*, mit β und *B*. Etage -III.
- D 42) Silur-Schiefer, Liegendfolge, 4 *s*, mit β . Etage -III.
- D 43) Devon-Kalkschiefer, Liegendsscholle: 9 *s*, mit β . Etage -III.
- D 44) Devon-Kalkschiefer, Liegendsscholle: 11 *s*, mit β und *B*. Zwischenetage 800 m.
- D 45) Devon-Kalkschiefer, Liegendsscholle: 13 *s*, mit β . Etagen Sybold bis -III.
- D 46) Devon-Kalkschiefer, Liegendsscholle: 20 *s*, mit β und *B*. Etage -III.
- D 47) Synoptisches Diagramm, Präbichschichten: β und *B*.
- D 48) Synoptisches Diagramm, Silur-Devon-Karbon-Schichtfolge: β und *B* der Liegendsscholle.
- D 49) Synoptisches Diagramm, Silur-Devon-Schichtfolge: β und *B* der Hangendscholle.
- D 50) Synoptisches Diagramm, Eisenerzer Schichten und devonischer Nahbereich der Liegendsscholle: β und *B*.
- D 51) Synoptisches Diagramm der β - und *B*-Achsen im Ostflügel der Erzbergsynklinale.
- D 52) Synoptisches Diagramm der β - und *B*-Achsen im Kern der Erzbergsynklinale.
- D 53) Synoptisches Diagramm der β - und *B*-Achsen im Westflügel der Erzbergsynklinale.
- D 54) Präbichschichten: 221 Kluftlotpunkte. Besetzungsdichte >4 - 3 - 2 - 0%. Stärkere Lotpunkthäufigkeiten durch dazugehörige Großkreise ergänzt.
- D 55) Präbichschichten: 40 Gleitungsklüfte (Großkreise) mit Harnischstriemungen (Durchstoßpunkte durch die Lagenkugel).
- D 56) Silur-Devon-Karbon-Abfolge der Liegendsscholle, Ostflügel: 225 Kluftlotpunkte. Besetzungsdichte >8 - 4 - 2 - 0%. Stärkere Lotpunkthäufungen durch dazugehörige Großkreise ergänzt.
- D 57) Silur-Devon-Karbon-Abfolge der Liegendsscholle. Ostflügel: 63 Gleitungsklüfte (Großkreise) mit Harnischstriemungen (Durchstoßpunkte durch die Lagenkugel).
- D 58) Hangendscholle, Ostflügel: 255 Kluftlotpunkte. Besetzungsdichte >5 - 4 - 3 - 2 - 0%. Stärkere Lotpunkthäufungen durch dazugehörige Großkreise ergänzt.
- D 59) Hangendscholle, Ostflügel: 56 Gleitungsklüfte (Großkreise) mit Harnischstriemungen (Durchstoßpunkte durch die Lagenkugel).
- D 60) Muldenkern der Erzbergsynklinale: 57 Kluftlotpunkte. Besetzungsdichte >12 - 7 - 0%. Stärkere Lotpunkthäufungen durch dazugehörige Großkreise ergänzt.
- D 61) Muldenkern: 6 Gleitungsklüfte mit Harnischstriemungen.
- D 62) Liegendsscholle, Westflügel: 77 Kluftlotpunkte. Besetzungsdichte >9 - 5 - 0%. Stärkere Häufungen durch Großkreise ergänzt.
- D 63) Liegendsscholle, Westflügel: 16 Gleitungsklüfte mit Harnischstriemungen.
- D 64) Christof-Hauptverwurf. Messungen auf den Etagen Christof, Rothballer, Hell, Johann und Schuchart. Darstellung in Großkreisen mit Lotpunkten, dazu Lage der Harnischstriemung auf der Kluffläche.

Abb. 37 (S. 100/101).

Verteilung der *s*-Diagramme auf Teilbereiche der Liegend- und Hangendscholle sowie der Bedeckung durch Permoskyth-Schichten. Grundrißdarstellung nach HIRZBAUER et al. (1991, S. 82, 83).



Gerichtsgrabenstraße →

SYBOLI
766

ETG-III
754.4

TAGE III
134.8

ETAGE
741.7

LIEDEMANN
904.7

OBeregger
858.1

PALMER
881.3

LIEDEMANN
904.7

ANTON
920.5

SCH
947.6

PALMER
878.0

PO
1000.6

JUD
1015.7

WEGS
1028.2

VOR
1049.5

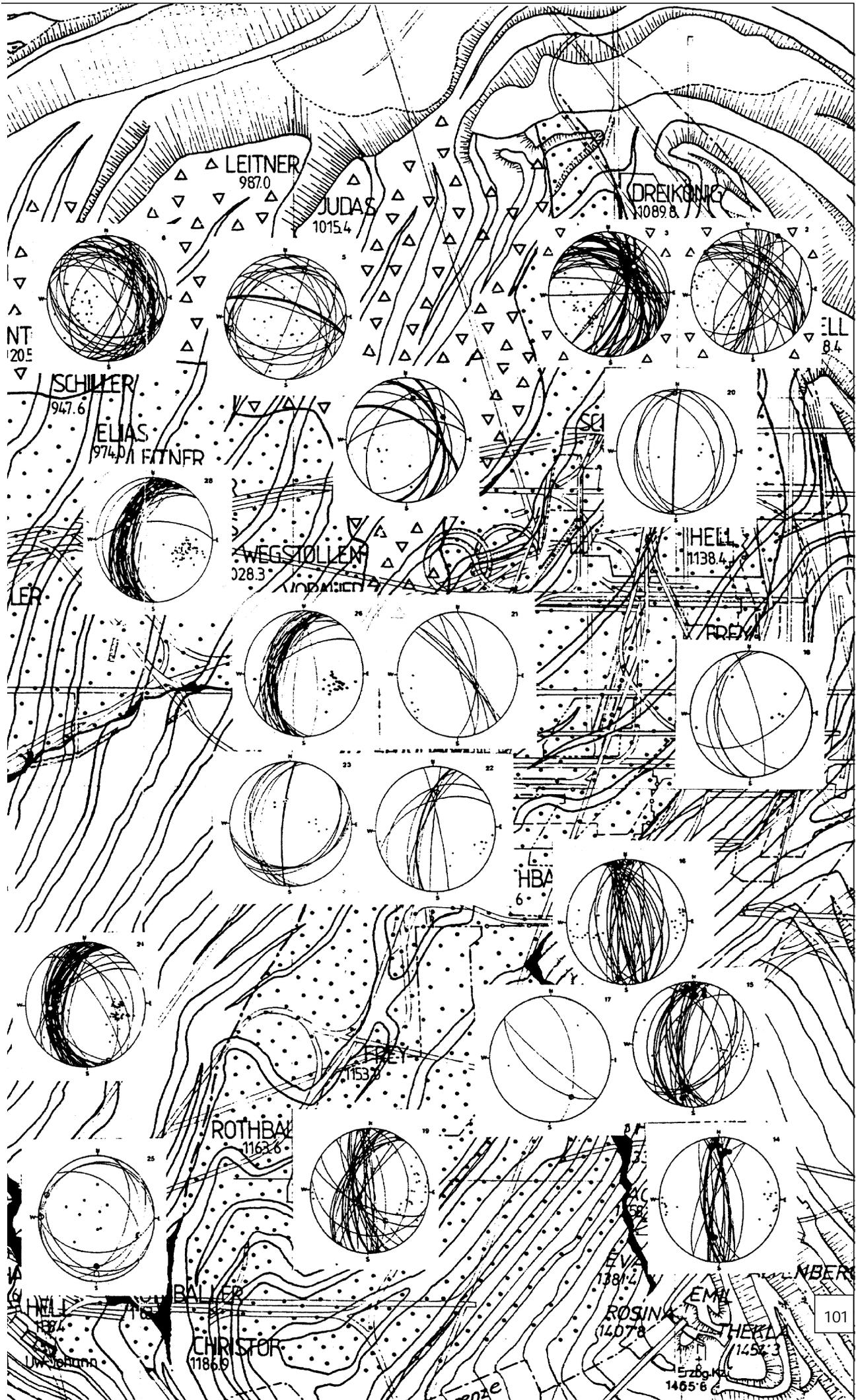
IGNAZI
1065.0

DREKON
1089.8

JOH
1125

PALMER
878.0

100



zum Devon-Untergrund, andererseits bei sorgfältiger Beobachtung auch teilweise auf die achsialen Gefügeelemente β und B .

Rein deskriptiv fallen Differenzen schon bei flüchtiger vergleichender Übersicht der synoptischen Diagramme D 47, 48, und 49 auf. So liegt das Besetzungsmaximum für B , begleitet von β , in D 47 repräsentativ für den Perm-Skyth-Komplex, im peripheren NNE-Sektor des SCHMIDTSchen Netzes. Ein Ergebnis, das im Vergleich zu D 48 wegen der Lageabweichung Aufmerksamkeit verlangt. Denn in diesem Diagramm liegt die stärkste B - und β -Häufung zweifellos gestreut um die N-Richtung. Dieses Diagramm enthält die in der Liegendscholle gesammelten achsialen Formelemente. Wohl sind darin beträchtliche Datenstreuungen fast über die ganze Kreisperipherie festzustellen, man bedenke aber, daß in dieser Zusammenfassung die Achsenprägungen sowohl des Ost-, als auch des W-Flügels der Großmulde vertreten sind; also Teilabschnitte der Falte, die getrennt zu erörtern wären.

In D 49 (mit viel weniger Aufnahmedaten) aus der Hangendscholle gilt hinsichtlich der Streuung dasselbe. Und in dieser synoptischen Darstellung kann man vor allem eine β -Häufung sowohl im N- als auch im NNE-Abschnitt des Zeichenkreises feststellen. Die allenfalls schwächeren Äquivalente im S der Diagramme machen das betont flache N-, NNE-Fallen der Achsen deutlich. In D 49 scheint eine Mischung der Besetzungen von D 47 (mit NNE-NE-Betonung) und D 48 (mit N-Betonung) abgebildet zu sein. Die separierte Darstellung der Falten- und Fältelungsachsen der verformungsempfindlichen karbonischen Eisenerzer Schichten (des „Zwischenschiefers“) als stratigraphisch jüngstes Schichtglied der Liegendscholle in D 50 entspricht mit seinen wenigen Daten der Übersicht in D 48 der Liegendscholle, was zwar zu erwarten war, aber auch als Bestätigung aufgefaßt werden sollte.

Klare Aussagen bringen auch die Lagenkugelbesetzungen in D 51 und 53. Abgesehen von der gemessenen geringeren Achsenanzahl in D 53, sind die Gemeinsamkeiten betreffend die flach N-einschiebenden Achsen erkennbar, und sehr bemerkenswert die divergierenden, gestreuten Achsen mit spiegelsymmetrischem E- (Streuung ENE bis SE) bzw. W-Fallen (Streuung NW) zu sehen.

Es ist auch interessant, die achsialen Daten aus dem Bereich des Muldenkernes der Erzbergsynklinale gesondert zu betrachten (D 52). Der zentrale Abschnitt, der in der dominierenden Großfalte durch die Faltung nicht rotiert wurde, weist erstaunlich viele peripher gestreute Richtungen auf. Das Achsenfallen bevorzugt zweifellos die N-Halbkugel. Man findet darunter bekannte Achsenorientierungen wie flach N-, NNE-fallend, eine Streuung um WNW-ESE bis W-E, und auch NNW-SSE.

Eine gewisse Ähnlichkeit unserer ermittelten Achsenlagen mit den Sammeldiagrammen von FRITSCH (1960, S. 226, 228) ergibt sich für die „Werfener Schichten“ (bei uns als Präbichlschichten und Werfener Schichten, D 47 ausgewiesen) und den Hauptkomplex der altpaläozoischen bis devonischen Schichten (unsere Diagramme D 48, 49). FRITSCH ging allerdings mit viel weniger tektonischen Daten an seine Statistik, so daß mehrere Aussagen, zu denen man jetzt gelangen kann, damals nicht möglich waren. Aber die Aussage von FRITSCH, daß südliche Bereiche mit N-S-streichenden Achsen eine horizontale Lage, hingegen nördliche Abschnitte bei Achsenverschwenkung auf NNE ein Achsenfallen bis zu 30° aufweisen, kann nach jetzt vorliegenden Ergebnissen zwar für den transgredierenden Permkomplex eventuell akzeptiert werden: für den Hauptkomplex mit den beiden Schollen aber gibt es we-

sentlich mehr Schwankungen in der Neigung der verschiedenen Achsen. Wegen der geringeren Anzahl von Meßdaten konnte FRITSCH (1960, S. 230) lediglich auf bedeutende alpidische Verformungen schließen, und zwar mit der Aussage, daß diese „Hauptfaltung mit NNNO-Achse“ abgelaufen sei. Über die voralpidische Tektonik wagte er nur eine Vermutung über schwache Ereignisse. Aber es ist erwähnenswert, daß die Gefügedaten von FRITSCH wenn auch „verdünnt“ und deshalb nicht deutbar, unserer synoptischen Darstellung entsprechen.

Um aus dem sehr gemischten und ohne Berücksichtigung von Homogenbereichen verwirrenden Schichten- und Achsenangebot zu einer brauchbaren Aussage zu gelangen, sind die Teilbereiche homogener Flächen- bzw. Achsendaten gesondert zu berücksichtigen. Wir haben aber auch versucht, die gut verformbaren Eisenerzer Schichten speziell aus dem zentralen, ungefähr E-W-streichenden Abschnitt des Großmuldenbaues zu bemustern. Dieser Muldenkern ist nämlich nicht durch die alpidische Aufbiegung der Faltenflügel beeinflusst, es sei denn durch Spuren dieser Einengung in Form von lokal in Kleinfalten gelegte s -Flächen. Die vorgefundenen Linearen in diesem karbonischen Schiefer und Phyllit (D 50) geben Richtungen zu erkennen, die auch im Karbonatgesteinsstapel der Liegendscholle (D 48) im Gesamten geprägt sind.

Es ergibt sich die Erkenntnis, daß im „Zwischenschiefer“ auch ältere Achsenlagen erhalten und abhängig von der Drehlage der Falteile mit dem jeweiligen Faltenflügel rotiert sind. Demnach sind außer der Hauptformungsachse NNE-SSW (N-S) auch noch Achsen mit WNW-ESE-streichender Achsenebene zu beobachten. Diese kommen auch in den Diagrammen D 35, 37, 39 und 40 zur Geltung, welche die achsialen Daten aus dem Muldenkern des Silur-Devon-Paketes beinhalten. In diesen Fällen liegen allerdings Streuungen in den Sektoren WNW-ESE bis W-E und WSW-ENE vor.

Um zu einer Synthese der tektonischen Bewegungsabläufe zu gelangen, wird man den Ostflügel mit dem Westflügel der Erzbergsynklinale und beide mit dem Dateninventar des Kernbereiches vergleichen müssen. Während im topographisch höher gelegenen Bereich des Erzberges im Ostflügel der Synklinale bei N-S-Streichen hauptsächlich eine Wellung der Schichten mit unterschiedlichem Steileinfallen auffällt, was im Zusammenhang mit einer generellen N(NNE)-S(SSW)-Achse wie in der Perm-Skyth-Auflagerung zu sehen ist, wird in mittleren und tieferen Abschnitten zusätzlich ein Pendeln des s -Streichens in den beiden großen Faltenflügeln verschieden deutlich bemerkbar. Hierbei kommen konstruktiv auf der Lagenkugel jeweils mit Tautozonalität der s -Flächen die Achsen mit dem Streichen E-W, WNW-ESE sowie auch WSW-ENE zur Geltung. Aussagekräftig ist die Tatsache, daß die in den Richtungen WNW- E-W bis WSW gestreuten Achsenebenen im Ostflügel der Synklinale einen Achsenabstieg nach W, im Westflügel hingegen spiegelbildlich ein Fallen nach E beinhalten. Dabei wird die Neigung dieser Achsen natürlich von der Neigung des Faltenflügels diktiert, mit dem sie rotiert wurden. Derlei Feststellungen werden durch statistisches Zusammenfallen von allen achsialen Formelementen, nämlich von β - = B -Faltenachsen (konstruiert aus den s -Flächen der Falten im Aufschluß) und der B -Fältelung (als B -Lineation) auf den Schicht- und Schieferungsflächen als Unzufälligkeit bestätigt.

Konstruktive Rückformungen auf dem SCHMIDTSchen Netz in Verbindung mit den Erkenntnissen in den Aufschlüssen führen zur Aussage, daß sich jüngere und prä-

existente ältere Faltenachsen überlagern. Dem Versuch, aus mehreren Besetzungsschwerpunkten in den synoptischen Diagrammen tatsächlich wichtige Achsenlagen als Auswirkung von tektonischen Einengungen zu erkennen und zeitlich zu reihen, stehen folgende unvoreingenommene symmetrologische Grundlagen zur Verfügung.

Die Verfallung jüngster Sedimente am Beispiel der postvariszischen Präbichl- und Werfener Schichten bildet die alpidische Tektonik ab. Diagramm D 47 veranschaulicht zusammenfassend alle Achsenlagen β und B : Aus der starken Häufung mit Streuung im N- und NE-Sektor zieht das statistische Maximum mit flachem Einfallen in die NNE-Richtung. Diese deutliche, junge Prägung schafft die Grundlage der Hauptverformung zur Erzbergsynklinale. Das entspricht den bisher, wenn auch nicht so präzise vertretenen Auffassungen über die Erzberg-Tektonik. In Teilbereichen aber gibt es über diese Streuungen hinausgehende Faltungskomplikationen, die nachfolgende Verlagerungen der bildsamen Präbichl- und Werfener Schichten infolge eines jüngeren alpidischen Formungsplanes wahrscheinlich machen. Diese, über die Vorstellung eines einfachen Baues der Erzbergsynklinale hinausgehenden Erkenntnisse sprechen für die Auswirkung einer SSW-NNE-Einengung mit selektiver Überprägung älterer tektonischer Gefüge, und Prägung von ungefähren WNW-ESE-Achsenlagen. Eine Formung, die markant für die weiträumige tektonische Gestaltung der Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen, z.B. der im Norden nahegelegenen Gesäuseberge, wirksam gewesen zu sein scheint. Dieser tektonische Bauplan, der sich im leicht verformbaren permoskythischen Schichtverband durch Schichtverschwenkungen auf NW-SE bemerkbar macht, konnte sich offenbar im bereits als Großmulde geprägten, kompetenten Karbonatkomplex des vorpermischen Untergrundes nur durch Überprägungen in Form von Kleinfalten und Wellungen der Schichtflächen sowie Winkeländerungen der N(NE)-S(SW)-Achse auswirken.

Somit ergeben sich zusammenfassend im Erzbergbereich vier Faltenachsenlagen, von denen zwei variszisch und zwei alpidisch geprägt worden sind. Großtektonisch auffällig hervortretend ist die schon bisher bekannte, ungefähr N-S-verlaufende Großsynklinale. Sie wurde allerdings variszisch mit einer Achsenlage N-S angelegt, und alpidisch mit einer NNE-SSW-Achse überprägt. Das bedingt eine Interferenz in den Prägungen.

5.5. Klufftektonik in den vor- und nachvariszischen Gesteinen

5.5.1. Permisch-skythischer Schichtkomplex

Die zusammenfassende Darstellung der Raumlagen der im Zuge von Tagebaukartierungen gemessenen Klüfte macht drei Flächenscharen deutlich, die ungefähr rechtwinkelig zueinander orientiert sind. Das Lotmaximum im SE-Sektor des Diagrammes D 54 entspricht steil bis sehr steil in Richtung NW einfallenden Klufscharen. Das im W-Teil von D 54 sichtbare Untermaximum repräsentiert N-S- bis NNE-SSW-streichende, steil bis mittelsteil E-fallende Klüfte, während die periphere Lothäufung im NE des Diagrammes steil nach SW fallende Klüfte markiert. Die Klufftanalyse ließ keinen Unterschied zwischen den Teilbereichen über und unter dem Christof-Hauptverwurf erkennen.

Eine genetische Zuordnung dieser Klufscharen auf Grund ihrer symmetrologischen Beziehung zu den als alpidisch erkannten zwei Faltenachsen kann folgender-

maßen versucht werden. Das Maximum mit sehr steil NW-fallenden Fugen liegt etwa in *h0l*-Lage zur Faltenachse $B = \text{NNE(NE)-SSW(SW)}$, was durch einige rechtwinkelig Koordinate (*b*) verlaufende Harnischrillungen (*a*) bestätigt wird.

Das Kluffbündel mit steilem bis mittelsteilem E-Fallen macht eine teilweise Zuordenbarkeit zu schicht- bzw. schieferungsparallelen Gleitflächen (vgl. D 2, 3, 4, 6) wahrscheinlich. Die Ähnlichkeit ihrer Stellung bzw. ihre Tautozonalität mit dem Christof-Hauptverwurf (D 64) impliziert ein derartiges Zergleiten.

Die NW-SE-streichende, steil SW-geneigte Fugenschar aber erweist sich in *ac*-Stellung zur alpidischen, flach nach NNE(NE) einschiebenden Achse. Ihre ursächliche Anlage als Zerrfugenschar beinhaltet die Möglichkeit noch jüngerer Wiederbetätigung als Scherfugen zur jungen alpidischen Achse WNW-ESE. Diese Annahme wird durch entsprechend nachweisbare Harnischstriemung erhärtet (D 55).

Diese zwar nur in großen Zügen mögliche genetische Zuordnung der Klufscharen im permoskythischen Schichtkomplex zu den alpidischen Formungsplänen vermag hinsichtlich der tektonischen Transportrichtungen (Koordinate *a*) mit den Spuren der Harnischstriemung auf Grund der Übersicht in D 55 in Einzelheiten nicht vollkommen zu überzeugen. Aber im Vergleich zu den Klüften im ordovizisch-devonischen Komplex des Erzberges ergeben sich zu den stärker besetzten Diagrammen D 57 und 59 trotz gewisser Unterschiede doch auch gemeinsame Züge, welche die Unzufälligkeit der Prägung bestätigen und eine bessere Aussage ermöglichen.

5.5.2. Ordovizisch-devonischer Schichtkomplex der Liegend- und Hangendscholle

Die Lotverteilung der Klüfte in den Diagrammen D 56 und D 58 der Liegend- und Hangendscholle im Ostflügel der Erzbergmulde erscheint annähernd rhombisch-symmetrisch. Bezogen auf die Achsenlagen (D 48, 49) und die Schichtflächenstellung (D 14-18, 23-27) steht die vertikale W-E-Klufschchar in *ac*-Stellung (rechtwinkelig zur N-S-streichenden *B*-Hauptmuldenachse) und wäre ihrer genetischen Anlage nach eine ursächliche Zerrklufschchar. Man beachte diese Klufftgruppe im „Schaubild“ von KERN (1927, unsere Abb. 30), wo diese als „Muldenverwerfer“ bezeichnet und skizziert ist. KERN identifiziert die Verwurfstendenz in der Form, daß der jeweils südliche Schollenteil gegenüber dem nördlichen angehoben wurde.

Das Klufftmaximum stellt N-S-streichende, steil bis mittelsteil nach E fallende Klüfte dar: Eine einscharige *h0l*-Scherklufftgruppe zu N-S-Achsenlagen. Dementsprechende Bewegungsgrillen *a* *B* findet man in D 57 und 59. Auch diese Klufschchar hat KERN als parallel dem Christof-Hauptverwurf orientierte Trennflächen sehr anschaulich dargestellt. Demnach erscheint jeweils Östliches und Höheres nach E abgeschoben, bzw. Westliches und Tieferes nach N angehoben. Dieser Befund deckt sich mit unserer symmetrologischen Zuordnung. Bemerkenswert ist auch die Erkenntnis von KERN, daß diese Verwerfer von ihm als „Sprungverwürfe“ bezeichnet und vortriassisch eingestuft werden, weil die überlagernden Werfener Schiefer davon nicht betroffen sind. Dementsprechend schwach, aber doch nachweisbar erscheint diese Klufftgruppe in D 54.

Eine weitere, örtlich beschränkte Verwurfsreihe sieht KERN repräsentiert durch den „Vordernberger Seigerverwurf“, der im SE-Teil des Erzberges mit generellem NW-SE-Streichen und um die Vertikale pendelndem Einfallen

eine Verstellung des nordöstlichen, steilstehenden bis überkippten Faltenflügels der Erzbergsynklinale verursacht. Nach seiner Skizze (Abb. 30) bleibt dieser Verwerfer im beobachtbaren Teilbereich vom Christof-Hauptverwurf verschont, was aber durch die nachträgliche, jüngere Tiefersetzung dieses Faltenflügelabschnittes erklärt werden kann. Unter der Etage Dreikönig war eine Identifizierung des Vordernberger Seigerwurfes nicht möglich. Auf unseren Kluftdiagrammen sind derart orientierte Scherklüfte kaum auffallend.

Erklärungsbedürftig sind noch die flach gestreut nach N bis NNE weisenden Rutschstreifen auf den N-S-Gleitungsfugen. Sie sind am besten jüngsten Horizontalverschiebungen und dem jüngsten alpidischen Formungsakt mit $B = \text{WNW-ESE}$ zuordenbar.

Das mit der Lotpunktbesetzung aus der Reihe fallende Diagramm D 60 mit Klüften im Muldenkern zeigt gehäufte mittelsteil nach SSW fallende Klüfte (Polmaximum im NNE-Sektor des Diagrammes). Hier bietet sich eine Zuordnung zu einer *h01*-Kluftschar einer WNW-ESE-Faltenachse an. Aber auch die *ac*-Lage zur alpidischen Hauptformung mit NNE einfallender Achse erweist sich symmetrologisch als passend, wodurch die vielseitige genetische Anlage und Gleitbereitschaft erkennbar wird. Die schwache Häufung von Kluft-Lotpunkten im W von D 60, repräsentativ für steil nach E fallende Klüfte, könnte auf eine E-W-Einengung mit $a \ B$ (-Achse N-S) zurückzuführen und demnach als *h01*-Zergleitung erklärbar sein.

In D 62, mit der Kluftstatistik aus dem W-Flügel der Liegendescholle, erweist sich die NNW-SSE-Flächenschar, mit dem Lotmaximum an der Peripherie gestreut von WSW nach SW, als *h01*-Scherflächenlage, in den meisten Teilbereichen lagekonstant, zur N-S einschiebenden Großmuldenachse. Entsprechende Zergleitungen $\text{Koordinate } b$ sind in D 63 zu finden. Die anderen Zergleitungsrichtungen in D 63 auf den im Streichen um N-S gestreuten Flächenbündel deuten auf jüngere Nachbewegungen.

Zusammenfassend ist bei der Erklärung klufttektonischer Bewegungen der Ablauf von vier tektonischen Verformungsakten zu berücksichtigen, wobei jeweils zwei davon lagemäßig ähnlich sind, und daher gewisse Interferenzen in den bewegungsmechanisch festgelegten Kluftscharen zu erwarten sind. Und die sich im Streichen ungefähr kreuzenden variszischen und alpidischen Faltenachsenlagen haben zur Folge, daß früh entstandene Reiß- und Scherklüfte nachträglich, entsprechend ihrer jeweils prädestinierten Lage zum tektonischen Bewegungsplan, wiederbetätigt werden konnten. Dadurch wächst die genetische Mehrdeutigkeit

und Unsicherheit einer präzisen Zuordnung. Aber es ist wichtig zu erkennen, daß die Liegend- und Hangendescholle sehr ähnliche klufttektonische Beeinflussung aufweisen (D 56, 58), was für weitgehend gemeinsame Gesamtverformungen, nämlich nach der frühvariszisch anzusetzenden Überschiebung spricht.

Die so gut wie einzige bergbaulich wirklich bedeutende Störung am Erzberg, der Christof-Hauptverwurf (Abb. 38), ist auf Grund seiner Lage und Harnischstrieung eine *h01*-Kluft bezogen auf die Hauptverformungsachse $B = \text{N-S}$ (D 64). Der Abschiebungsbetrag mit über 300 m und die Transporttendenz „Höheres nach Osten abwärts“ sind seit langem bekannt. Nach HIRZBAUER et al. (1991) erweist sich diese Großstörung mit Wahrscheinlichkeit als bereits bedeutende variszische Zergleitung mit alpidischer Nachbewegung. Es ist bezeichnend, daß KERN allen seinen dargestellten Hauptkluftgruppen vortriassisches Alter zuspricht, vor allem weil die Erzkörper sich als vortektonisch erweisen und außerdem die permoskythischen Sedimente davon nur in sehr geringem Ausmaß zerschert sind: Dabei folgt die junge, nachtriadische Klufttektonik oft den alten tektonischen Störungen. Für die genetische Beurteilung des Großverwerfers ist zweifellos auch wichtig, sein in geringem Ausmaß schwankendes Einfallen zur Kenntnis zu nehmen. Die Verbiegung des Verwerfers kann als eine Folge der alpidischen Verfallung mit Beibehaltung der Tautozonalität als *h01*-Scherkluft gesehen werden.

5.6. Tektogenese

Die Beurteilung der Schicht- und Kluftflächen sowie der Achsenlagen in verschiedenen Teilbereichen der prä- und postvariszischen Gesteinsabfolgen führt zur Erkenntnis, daß die scheinbar einfache Faltung der großen Erzbergsynklinale tatsächlich aber durch Überlagerung mehrerer großräumiger Verformungen geprägt ist. Die Verfallungen der permoskythischen Präbichl- und Werfener Schichten bringen die Bedeutung der NNE-gerichteten Achsen einer W-vergente Faltung zur Geltung. Dabei weist das Maximum auf geringes NNE-Einschieben. Aber die Streuungen reichen in die N- und NE-Richtung und pendeln über die Horizontale bis zu flachem S- bis SSW-Fallen. Die NNE-Achsenlage erweist sich nach HIRZBAUER et al. (1991) als



Abb. 38.
Der bedeutendste Verwerfer des Steirischen Erzberges, der Christof-Hauptverwurf, auf der Etage Rothballer. Auf den Betrachter zu fallender devonischer Glimmermarmor (unten, grauweiß) wird mit mechanischer Einschleppung von Eisenerzer Schichten (schwarzgrau) am Verwerfer abgeschnitten und von einem Sideritlager (grau) überlagert.

Hauptformungsachse, was auch bisherigen Auffassungen über die Tektonik entspricht. Aber außer diesen Achsenlagen ergaben sich in Teilabschnitten Faltungskomplikationen mit beträchtlichen Verschwenkungen der s -Flächen auf NW–SE-Streichen und sogar bis E–W-Streichen. Die Erklärung dieser Abweichungen rechnet nicht nur mit möglichen Untergründinhomogenitäten, etwa infolge der Morphologie der Transgressionsfläche, sondern zeigt auf Grund zahlreicher symmetriekonstanter Zwischenfalten, z.T. mit Überkipnungen, auf einen eigenen Faltungsvorgang, so daß daraus ein Formungsablauf mit ungefähre WNW–ESE-Achse bzw. eine tektonische Einengung und Überprägung in SSW–NNE-Richtung wahrscheinlich erscheint. Das alpidische klufttektonische Bild widerspricht diesem Ergebnis nicht. Vielmehr können die alpidischen Kluftscharen mit NW–SE-Streichen und NE–SW-Streichen als jüngst wiederbetätigte hkO -Scherklüfte, symmetrologisch auf eine WNW–ESE-Achse bezogen werden. Nachgewiesene Horizontalzergleitungen an diesen Verwerfern sprechen für diese Erklärung.

Die Frage nach der variszischen Tektonik kann nach Vorwegnahme der alpidischen Ereignisse weiter erörtert werden. Diagramm D 48 mit dem synoptischen Überblick der in der Liegendscholle gemessenen β - und B -Achsen vermittelt deutlich den Eindruck einer Konzentration mit geringer N-Neigung. Die Bedeutung dieses Achsenmaximums im ordovizisch-karbonischen Schichtstapel, (vor allem der Liegendscholle) für das Erkennen der voralpidischen Ereignisse beruht auf der geringen, aber statistisch doch deutlich wahrnehmbaren Positionsdifferenz. Diese flach N-einfallenden Achsen scheinen vor allem in der tiefer gelegenen, also unteren Scholle zu dominieren, während dieselben vorpermischen Schichten der höheren, also oberen Scholle durch die alpidische Tektonik zusätzlich eine Beeinflussung und Angleichung an die darauf transgredierenden Permsedimente zur Geltung bringen. Die Bedeutung präalpidischer Deformationen wird auch durch eine Rekonstruktion der Ausgangslage vor Ablagerung der Präbichlschichten deutlich, wonach beträchtliche Verfaltungen vorgelegen haben müssen. So kommt sehr wahrscheinlich der N–S-Faltenachsenlage im Rahmen der variszischen Tektonik große Bedeutung zu.

Unter der Annahme, daß die mit einem Maximum hervortretende Achse NNE–SSW alpidisch, die N–S-Achse aber bereits variszisch geprägt wurde, wäre auch die schon voralpidische Anlage des Christof-Hauptverwurfes als hOI -Verwerfer (mit Relativbewegung β (zu $B = N-S$)) wahrscheinlich gemacht, wenn auch nicht mit dem vollen heute meßbaren Verwurfsbetrag. Es wäre nur zu gut verständlich, daß dieser Großverwerfer alpidisch nach der Achse NNE–SSW nachbewegt und in geringem Maße gefaltet wurde.

In weiterer Folge interessiert die Auswirkung der offenbar jüngsten alpidischen Verformung mit der B -Achsenlage WNW–ESE auf den Gesamtkomplex als Überprägung. Hier könnte der variszisch mit $B = N-S$, und alpidisch mit $B = NNE-SSW$ bereits stark zur Großsynklinale gefaltete Gesamtkomplex in der Weise modifiziert worden sein, daß die alpidische SSW–NNE-gerichtete Einengung das Achseneinfallen generell beeinflußt und so die in Teilbereichen etwas unterschiedliche Achsenneigung verursacht hat.

Die bisher erörterten drei Verformungspläne reichen allerdings noch nicht aus, um alle in den Diagrammen D 48–53 aufscheinenden Achsenhäufungen zu erklären. Es handelt sich nämlich noch um E–W-streichende, beidseits flach geneigte Faltenachsen (β und B), die als tautozonale

wellenförmige Verschwenkung der Schichtflächen in beiden Flügeln der Großsynklinale in verschiedener Größenordnung auffallen. Hier scheint eine noch ältere faltende Verformung als Relikt erhalten zu sein. Ungünstigerweise sind die für die Analytik wichtigen, weil sehr verformungsbereiten Eisenerz Schichten der Liegendscholle, welche ja die Überschiebungsbahn darstellen, nicht genügend repräsentativ aufgeschlossen. Und im Ostflügel der Mulde decken sich die Linearen mit denen der Permoskythschichten, woraus nur auf deren alpidische Anlage oder Überprägung geschlossen werden kann.

Schließlich bleibt noch die Frage der Schollenüberschiebung im Verlauf der nachweisbaren zwei variszischen tektonischen Formungspläne. Denn deren Datierung in die variszische Ära steht außer Zweifel, transgrediert doch die permische Sedimentabfolge bereits auf die Liegend- und Hangendscholle. Die weitgehende Übereinstimmung der flächigen und linearen Gefügedaten (s , Klüfte, β , B) in beiden Schollen berechtigt zur Annahme, daß auch sehr alt datierbare tektonische Transporte, also noch vor der N–S-achsialen E–W-Einengung, stattgefunden haben dürften. Wenn auch im Falle dieses angenommenen ältesten tektonischen Tangentialtransportes die präzise Transportrichtung nicht rekonstruierbar erscheint, so führt die konstruktive Horizontierung des gewaltigen Schichtenstapels doch zur Aussage, daß sehr wahrscheinlich eine variszische $B = E-W$ -Achsenlage, vielleicht WNW–ESE-Lage, wirksam gewesen ist.

Im Zusammenhang mit dieser also offenbar älteren variszischen tektonischen Formung mit Schollenüberschiebung ist auch der von HIESLEITNER (1931) überzeugend in Profilen dargestellte Schollen- und Schuppenbau in der Umgebung von Eisenerz sowie seine tektonische Interpretation gut in Einklang zu bringen.

Diese hier offenbar überhaupt älteste nachweisbare Formungsachse mit wahrscheinlicher E–W-Achsenrichtung konnte durch die variszische E–W-Einengung (N–S-Achse) und alpidische WNW–ESE-Einengung (NNE–SSW-Achse) im Zuge der Faltung mit den beiden Flügeln externrotiert und eventuell bei schiefwinkliger Überprägung somit in eine neue Lage verschwenkt werden.

In der tektonischen Gefügeanalyse von HIRZBAUER et al. (1991) werden zusammenfassend folgende nachweisbaren Achsenlagen von unterscheidbaren Formungsabläufen angeführt.

- Variszisch
 $B_1 = E-W$ (ev. (WNW–ESE), als älteste Deformation
 $B_2 = N-S$
- Alpidisch
 $B_3 = NNE-SSW$
 $B_4 = WNW-ESE$, als jüngste Deformation.

Nach dieser Achsenübersicht ist die Möglichkeit einer Mitbeteiligung von B' B -Stauchfaltengefügen symmetrologisch von vornherein nicht grundsätzlich auszuschließen. Und zwar kämen von der Faltungsgestaltung her die klein- bis großwelligen Verfaltungen in Teilbereichen der Großstrukturen in Betracht. Aber die erarbeitete Synthese macht doch auch die Existenz mehrerer getrennter Einengungsphasen einer mehraktigen Tektogenese mehr oder weniger deutlich glaubhaft.

Zur Ergänzung und Festigung unseres in HIRZBAUER et al. (1991) mitvertretenen Ergebnisses führen wir einige in der Literatur schon bisher verankerte Aussagen zu diesem Thema an.

So erwähnt HIESSLEITNER (1931, S. 68) für den Raum Radmer (etwa 10 km entfernt vom Erzberg) eine Rekonstruktion des Bewegungsvorganges, aus welcher er von einer

„... O-W gerichteten, wohl schuppenartigen Überfaltung der Porphyroid-Kalkplatte mit nachfolgender ebenfalls O-W-gerichteter Aufschuppung ...“

spricht; seiner Auffassung nach eine

„... vortriadische Schuppentektonik ...“ (S. 71),

der er auch wesentliche Bedeutung beimißt.

Betreffend jüngere, also alpidische Verformungen der Werfener Schiefer vermutet HIESSLEITNER (1931, S. 72), daß auch nachtriadisch

„... der alpine Druck aus SO gekommen ist und im Paläozoikum entsprechend der alten, nahe N-S gerichteten Gebirgsstruktur eine Hauptkomponente ebenfalls noch in N-S-Richtung ausgebildet hat, die sich bis in den Werfener Schiefer hinein bemerkbar machte ...“

Diese zuletzt genannte Aussage HIESSLEITNERS käme aber nach unserem Ergebnis der alpidischen Achse $B_3 = \text{NNE-SSW}$ gleich. Und er findet (1931, S. 69–70)

„... eine S-N gerichtete Bewegung in ausgezeichneter Weise kenntlich ...“

als jüngeren tektonischen Einfluß z.B. im Kalk des Zeyritz-kampels. Und unserer alpidischen Achse $B_4 = \text{WNW-ESE}$ entspräche die Bemerkung HIESSLEITNERS:

„... Es wird eine WNW-ESE gerichtete Schuppenstruktur erzeugt, welche die N-S sich erstreckende ältere Schuppenrichtung überwältigt ...“

Auch für unsere als alt ermittelte variszische Achsenlage $B_1 = \text{E-W (?WNW-ESE)}$ liegen in der Literatur bereits Vermutungen und nicht im einzelnen datierte pauschale Angaben vor: So findet FRITSCH (1960, S. 229)

„... die Hauptbewegung im Paläozoikum mit O-W-Achse ...“

die jedoch nach seiner Auffassung

„... verglichen mit alpidischen Bewegungen, recht schwach war ...“

und

„... einem weiten Großfaltenbau mit Flexurfalten ...“

zugeordnet wird.

Vergleichsweise liegen aus dem weiter entfernten Gebiet des Palten-Liesingtales gefügetektonische Daten vor. Dort fand METZ (1950) im Karbon-Kristallin der Veitscher Decke drei Faltenachsenrichtungen. Davon wird eine dominierende älteste B -Achse mit flachem NW-Einfallen, und eine in Richtung NNE bis NE mit 25–30° geneigte Achse erkannt, die bereits ältere Strukturen überprägt. Die dritte von METZ erkannte Achse interferiert offenbar mit dieser. So interessant auch diese Erkenntnisse von METZ im Vergleich sind, wagen wir es nicht, auf diese Entfernung zum Erzberg unmittelbare Vergleiche zu suchen.

Der Anblick geologischer Karten des Erzberges (SPENGLER, 1926; SCHÖNLAUB, 1981) und die Grundrißskizze von HIESSLEITNER (1929, Abb. 4, S. 228) mit dem schlingenförmigen Verlauf der ordovizischen Porphyroidplatte als Basis der silurisch-devonischen Karbonatgesteinsabfolge läßt die Möglichkeit einer steil- oder geneigtachsigen Faltungstektonik vermutlich erscheinen. Auch ein mitverursachender Einfluß des Untergrundes auf die tektonischen Tangentialtransporte muß in Erwägung gezogen werden, worauf schon HIESSLEITNER (1929, S. 228) hinweist. Wir halten also Untergrundinhomogenitäten, die sich bereits den variszischen tektonischen Horizontaltransporten als

Hindernis entgegengestellt haben könnten, für unterschiedliches tektonisches Gleiten und somit für Richtungsänderungen im Streichen für möglich. Als Hauptursache für den schlingenförmigen Verlauf von Gesteinspaketen im Grundriß der Landschaft halten wir (HIRZBAUER et al., 1991) allerdings den jüngsten alpidischen NNE-gerichteten tektonischen Anschlag für ausschlaggebend, durch welchen die große ca. N-S-achsiale Erzbergsynklinale verschieden schwach nach N geneigt wurde. Das ergibt im horizontalen Anschnitt geometrisch den schlingenförmigen Verlauf von Schichten.

Von den Klufftektonischen Verformungen, die lagemäßig den analysierbaren faltenden Gestaltungen des Gebirgsbaues symmetrologisch zuordenbar sind, treten vor allem Zerrfugen in *ac*-Lage und *hol*-Gleitungs Klüfte in Erscheinung. Allerdings führten wir die Existenz zumindest von vier verschiedenen tektonischen Formungsplänen an. Nun überlagern sich diese spitzwinkelig, was eine Aktivierung jeweils schon existierender älterer Kluffgruppen im Verlaufe relativ jüngerer Bewegungsabläufe zur Folge haben mußte. Das bringt allerdings auch Unsicherheiten in der Prognose von Verwurfstendenzen der Klüfte mit sich. Die Kluffstatistik läßt schließlich erkennen, daß jüngste alpidische Quasi-Horizontalzergleitungen (mit nach NNE geneigter Tendenz der Relativbewegung) in präexistenten Klüften den bevorzugten Abschluß der tektonischen Beanspruchung markieren.

HIRZBAUER et al. (1991) erklären alle faltenden und zerscherenden Verformungen durch tangential Krustenbewegungen infolge von Einengungen. Die auf stratigraphischen Grundlagen aufgebaute Kenntnis von der großzügigen Schollenüberschiebung und die Analyse mit Synthese der flächigen und achsialen Formelemente berechtigen zur Bewertung der variszischen orogenen Ereignisse als tektonische Einströmungsgefüge (SANDER, 1948, 1950, 1970), die nachfolgenden und überprägenden alpidischen Deformationen, zumindest im Raum Erzberg, aber eher als tektonische Amplatzgefüge. Diese Aussage betrifft aber nicht die regional weit verbreiteten alpidischen Tangentialtransporte.

5.7. Tektonik und Erzkörper

Die wissenschaftlich und praktisch wichtige zeitliche Einordnung der Erzführung im gesamten und die Bewertung von verschiedenen Kristallisationsphasen sowie eventuell unterscheidbaren Vererzungsphasen stand von vornherein auch in der Zielrichtung der tektonischen Gefügeanalyse. Wir sind deshalb auch in einigen Details der ausführlichen Studie „Neuerkenntnisse über das tektonische Gefüge des Steirischen Erzberges“ von HIRZBAUER et al. (1991) gefolgt. Aber es war uns klar, daß die Antwort auf die oft zu hörende einfache Frage „wie alt ist die Vererzung?“ nicht ebenso einfach ausfallen kann.

Wir weisen bereits nach unserer tektonischen Studie des Makrogefüges darauf hin, daß die Antwort „epigenetisch-metasomatisch“, wie dies mit unterschiedlichen zeitlichen Einstufungen vertreten wurde, viele Befunde nicht abdecken kann. Hingegen erweisen sich die wirtschaftlich wichtigen Lagererzkörper in den Devon-Karbonatgesteinen bezogen auf die Faltungs- und Klufftektonik als präkinematisch. In Anbetracht der nachgewiesenen, sich überlagernden vier tektonischen Formungsakte, die lagebedingt in der Statistik eine Interferenz und folglich eine Beeinflussung der Regelungsschärfe verursachen, bleibt vorerst die Frage unbeantwortet, auf welchen Formungsplan sich die prädeformative Existenz der Erzkör-

per bezieht. Vielleicht auf mehrere, oder alle? Hier finden wir die Aussage von KERN (1927, S. 49–50) bemerkenswert, der nach geologisch-tektonischen, gesteins- und lagerstättenkundlichen Untersuchungen bezüglich der Auswirkungen von Verwerfern im Werfener Komplex und in den Erzkörpern feststellt:

„... Sie verwerfen jedoch bereits vollkommen fertig ausgebildete Erz-, Rohwand- und Kalkpakete (siehe vor allem den Christoph (Vordernberger) Hauptverwurf und sein Verhältnis einerseits zu der Triasdecke, andererseits zur Erzführung, sodann den Verwurf knapp unterhalb des Schillerbrechers südlich) und liefern damit den Beweis dafür, daß eine, wie man bisher in Anbetracht der sekundären epigenetischen Vererzungserscheinungen stets annahm, in nachtriadischer Zeit erfolgte Vererzung unmöglich ist...“

Exakt kann vorweg nur auf die alpidische Tektonik Bezug genommen werden, denn die gering ausgedehnten Erzanreicherungen im permischen Transgressionshorizont der Präbichlschichten sind von den tektonischen Verformungen ebenfalls erfaßt worden; und in diesem Fall können es nur alpidische orogenetische Formungen sein. Eine Untersuchung der Kleingefüge und des Korngefüges von Erzkörpern samt dem Nebengestein wird also zur weiteren Klärung erforderlich sein. Die Gesamtabfolge der alt- bis jungpaläozoischen Gesteinsserie weist bei großräumiger Übersicht der Erzbergsynklinale zwar monokline Gefügesymmetrie auf, der aber durch Überprägungen triklinale Züge aufgezwungen wurden.

6. Die Sideritlagerstätte

6.1. Einleitende Bemerkungen

Die Sideritanreicherung zeigt bei großräumig geologischer Betrachtung das Bild von Erzlagern und Linsen. Aber die genetische Interpretation, welche die Wissenschaftler schließlich als Forschungsziel anstrebten, brachte bisher zum Teil grundverschiedene Ansichten über den Zeitraum der Lagerstättenbildung.

Einige Ansichten sind daraus entstanden, daß nur einzelne, jedenfalls zu wenige oder gar keine konkreten Befunde den „Meinungen“ zugrunde lagen. Es bestand offenbar jahrzehntelang gar nicht die Absicht, eine konse-

quente Untersuchung durchzuführen. So wurden in Unkenntnis verschiedener Entwicklungsstadien der Lagerstätte auf Grund ungenügender Beobachtungen und Probenahme nur einzelne minerogenetische Stadien als repräsentativ für die ganze Lagerstätte gehalten. Und es wird z.T. noch heute der prinzipielle Fehler gemacht, zufällig gefundene junge Erzkristallite für die Datierung der ganzen Lagerstätte heranzuziehen. Das ergibt einen bedauerlichen, aber unverzeihlichen Irrtum in der zeitlichen Einstufung der eigentlichen lagerstättenbildenden Metallanreicherung.

Wenn man sich von der, vor allem früher diktatorisch verbreiteten Meinung epigenetisch-metasomatischer Sideritanreicherung im Rahmen der „alpinen Metallogene- se“ (W. PETRASCHECK, 1947; W.E. PETRASCHECK, 1966) distanzieren und voralpidische Metallanreicherungen für möglich hält, so wird klar, daß auch die in den Nebengesteinen erkannten Metamorphosen und orogenetischen Beeinflussungen für Veränderungen der Lagerstättenkörper entsprechend zu berücksichtigen sind. Eine für die 20er Jahre ausgezeichnete Lagerstättenstudie von KERN (1927) wollen wir aber wegen der sehr genauen Beschreibung von tektonischen Flächen und makroskopischen Gesteinsgefügen hervorheben. Sie führte schon damals zu teilweise sinnvollen Erklärungen der Lagerstätten- gene- se.

6.2. Erzführung der variszischen Gesteinsabfolge

6.2.1. Makrogefüge der Erzkörper

6.2.1.1. Erzlager

Die makroskopisch auffallende Existenz mehrerer schichtförmiger Erzlager in der Abfolge der devonischen Karbonatgesteine, und zwar sowohl in der Liegend- als auch in der Hangendscholle des Erzberges, hätte schon früher den Anstoß zu einer kritischen petrographischen Untersuchung dieses genetisch aussagekräftigen Befundes geben können (Abb. 39, 40, 41, 42).

Nach der tektonischen Gefügeanalyse ergibt sich zweifellos die variszisch-tektonische Anlage der Überschiebung, ja sogar eine sehr wahrscheinliche Zuordnung zum ältesten nachweisbaren Tangentialtransport. Somit erscheint eine oft vermutete epigenetisch-selektive, metasomatische Lagervererzung alpidischen Alters von vorneherein so gut wie ausgeschlossen. Eine Feststellung übrigens, zu der schon KERN (1927) auf Grund der klaren tektonischen Verhältnisse zwischen Erzkörpern und den fallenden sowie verwerfenden Verformungen gelangte. Zur späteren Diskussion offen bleibt aber zunächst theoretisch die Annahme einer selektiv schichtigen Vererzung durch Metasomatose in der



Abb. 39. Scharf begrenzter Sideritmarmor-Schicht-erzkörper auf gelblich-weißem Devon-Kalkmarmor der Liegendscholle auf Etage Rothballe.

Abb. 40.
Deutlich schichtig konturiertes Sideriterz-
lager (von links oben nach rechts unten)
über grau-weißem Devonkalk.
Am linken Bildrand ist in diesem Devon-
kalk eine 15 cm mächtige Sideritzwischen-
schicht auffallend.



Karbonzeit, vor Einsetzen der va-
riszischen Orogenese. Aber eine
Meinung von MOSTLER (1984, S.
99), daß es sich bei der Erzfüh-
rung mit den „sedimentären Side-
riten“ des Steirischen Erzberges
und der Lagerstätte Radmer

*„ ... um eine permokarbone
Karsthohlraumfüllung ... “*

handle, die

*„ frühestens im hohen Visé
eingesetzt ... “ (S. 100)*

haben sollte und

*„ spätestens zur unterpermischen Zeit abgeschlossen
war ... “*

kann nur mit Verwunderung gehört werden.

Die vorwiegend flächig schichtige Einordnung des Si-
derit-Ankerit-Erztes in den Schichtverband der verschie-
denen Devonkalktypen weist unterschiedliche Mächtigkeit
und Verbreitung auf. Es gibt cm-dünne Erzschichten,
die nur auf Meterdistanzen im Streichen oder Fallen ver-
folgbar sind, und es gibt bis zu vielen Meterzehlern mächtige
Erzlager, die lithologisch schichtgebunden über die
ganzen Erzbergaufschlüsse verfolgbar sind. In enger Folge
gereichte Erzlager ergeben bis zu ca. 70 m mächtige Si-
derit-Ankerit-Erzkörper. Genetisch nicht minder aussage-
kräftig sind Erzfeinschichten mit mm-, cm-, bis dm-Aus-
maßen im Quarzit über dem „Übergangsporphyroid“ und
im Liegendabschnitt der Eisenerzer Schichten schon im
Aufschluß freisichtig erkennbar. Alle, die kleinsten sowie
die mächtigen Erzlager sind gemeinsam mit dem Neben-
bzw. Erzträgergestein, vorerst nur makrotektonisch beur-
teilt, symmetriekonstant verformt: Das bezieht sich auf
Groß- und Kleinfalten, Fältelungen sowie auf alle Zersche-
rungen des Felsverbandes (Abb. 43, 44, 45).

Die Grenzkonturen zwischen
Erzlager und Nebengestein sind
teils glatt und scharf, und zwar
präzise von der Schichtung dik-
tiert (Abb. 46), teils im Detail von
der Schichtfläche abweichend
lappenförmig-wellig konturiert,
auch verschwommen und offen-
sichtlich metasomatisch beein-
flußt. Wechsellagerung vom mm-
bis m-Bereich ist häufig, wobei
der Mineralbestand des Erzkör-
pers und des Erzträgergesteins
die schichtig-laminare Abfolge
bildet. Das Phänomen der

Abb. 41.
Ein exakt schichtparalleler Sideriterzkörper
im Devonkalk fällt dem Betrachter zu
mittelsteil ein.
Etage Dreikönig.



Schichtung im großen und im kleinen lenkt als Merkmal
der Sedimentation unser Interesse auf Detailuntersu-
chungen im Mikrobereich.

Bereits die freisichtige Beurteilung der Erzkörper und
der Erzstücke gibt zu erkennen, daß verschiedene Gefü-
getypen sowohl mit inhomogenem Parallelgefüge, also
mit Lagenbau, als auch mit homogenem Parallelgefüge,
mit kristallinen Gefügen in Form von Umkristallisaten und
Verdrängungen bis zu grobkristallinen typischen Wachs-
tumsgefügen vorliegen (Abb. 47, 48). Das veranlaßte seit
THALMANN (1975, 1979), BERAN (1975, 1977) und BERAN &
THALMANN (1978) weitere Autoren, von verschiedenen Erz-
mineralgenerationen zu sprechen.

Wie wichtig die Kenntnisnahme von Erzgefügen aller
Bereichsgrößen für den Forscher ist, zeigt unter vielen Bei-
spielen ein eher seltenes Motiv, das wir auf der Etage Drei-
könig entdeckt haben. Abb. 49 zeigt eine Abfolge von Se-
ricit-Kalkschiefer mit einer Sideritlinse, überlagert von
einer Ankerit-Sideritbank mit mehreren linsenförmigen
Kalkmarmorzweischichten. Dieser Aufschluß liefert
mehrere wichtige Befunde. Der linsenförmige Kalkmar-
morkörper mit mehreren Metern flächiger Ausdehnung



Abb. 42.
Im gewellten Devon-Kalkschiefer (durch Sericit-Quarz-Feinschichten gestreift) mit scharfen Konturen zwischengeschaltetes Sideriterzlager.
Etagé Dreikönig.

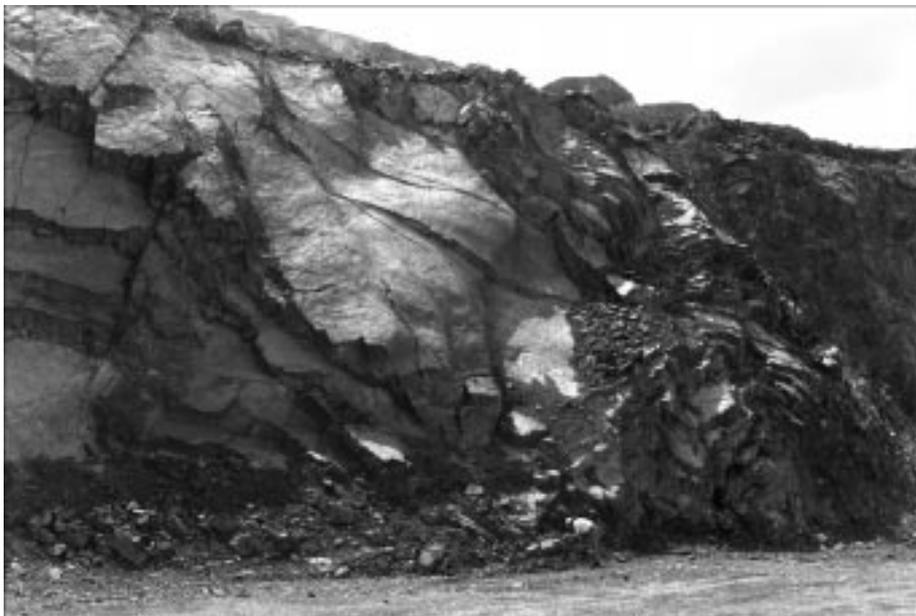


Abb. 43.
Mit der alpidischen, 20° nach NNE einschubenden Faltenachse (B_3) gefaltetes und im Kleinbereich gefaltetes Sideriterzlager.
Die hellen Schichtbeläge bestehen aus reflektierenden Sericitzwischenlagen.
Etagé Dreikönig.

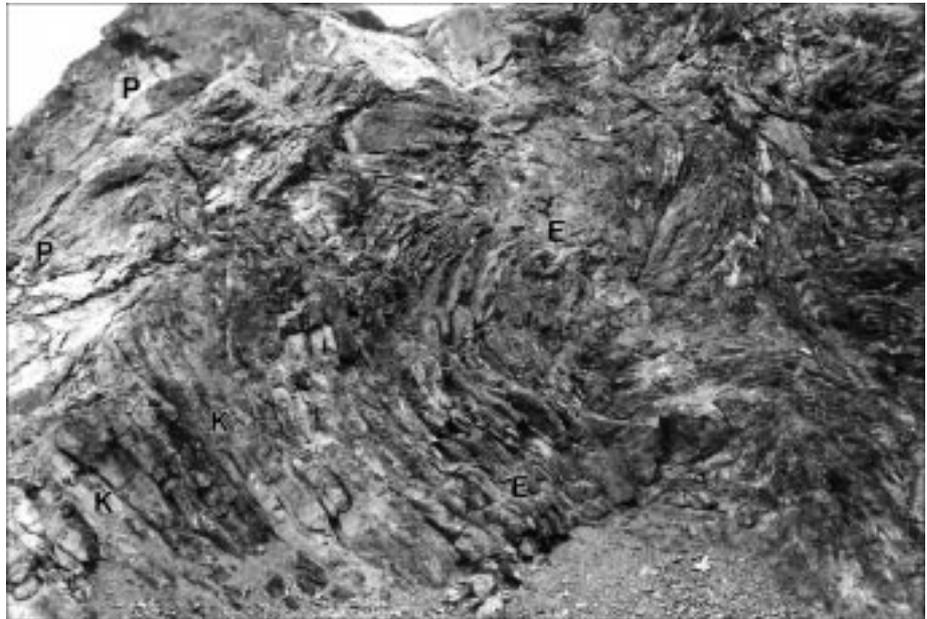


Abb. 44.
Lokal antiklinal gefalteter Ankerit-Siderit-Schichterkörper (linke Bildhälfte: E) im Hangenden überlagert von mitgefaltetem hellem Sauberg Kalk (Bildmitte: K).
Rechts (K) im tektonisch gestörten Anschluß steilstehender schiefriger Sauberg Kalk. Diese Zehnermeter-Zwischenfalte ist mit der am Erzberg auffälligsten Faltenachse $B = \text{NNE-SSW}$ -geprägt.
Etagé Rothballer.

Abb. 45.

Im Zehnermeterbereich intensiv gefaltetes und zerschertes Ankerit-Siderit-Erzlager (E) auf Etage -III.

Dieser Erzkörper ist am linken Bildrand begleitet von einer mitgefalteten, geringmächtigen Lage Sauberge Kalk (K), an welchen diskordant der transgredierende Permoskyth-Komplex (schwarzgrau, links oben: P) anschließt.



und Ausdünnung im weiteren Verlauf zeigt scharf konturierte Grenzen. In der schichtigen Fortsetzung außerhalb des Bildes sind weitere solche Kalklinsen im Erzlager, andererseits aber im unterlagernden Kalkschiefer auch schichtparallele Sideritlinsen entwickelt.

Der ausgezeichnete Befund aber zeigt noch die Einlagerung eines etwa 2 m großen anscheinenden Kalkblocks an der Untergrenze des Schichterkörpers (Abb. 50). Dieser im zweidimensionalen Anschnitt nach einem Block aussehende Gesteinskörper verursacht nicht nur in seiner Unterlage ein Niederdrücken des offensichtlich leicht verformbar gewesenen Sedimentes, sondern auch eine Verbiegung des Erzlagers an seiner Obergrenze: eine Folge der extern sich anschließenden Sedimentation und nachfolgender Kompaktion. Zudem ist auch noch ein gerichteter Druck wirksam gewesen, der das Kalk-Ankerit-Sediment in eine monoklin-symmetrische Faltung zwang. In der Sideritbank über dem Block kommt mit der Abnahme der Mächtigkeit bis zum Auskeilen die Polarität im Sedimentaufbau zur Geltung. Die entsprechende plastische Verformung in diesem Erzlager ist nicht mit derselben Deutlichkeit ausgefallen wie im Liegenden. Die Bewegung des Sedimentes hat nämlich in der unmittelbaren Überlagerung des blockähnlichen Einschlusses ein Zerbrechen der Sideriterzlage innerhalb des Ankeritmilieus bewirkt. Diese Fragmentierung der Sideritschichte stellt zweifellos eine Deformationsbreccie dar.

Die Zusammenfassung aller dieser Merkmale führt zur Beurteilung dieser Breccie als intraformationelle syn-

diagenetische Inhomogenitätsbreccie, wie überhaupt der gesamte geschilderte Formungsvorgang einem frühen Diagenesestadium zuzuordnen ist. Diese Erklärung wird auch durch die reliefebnende Überlagerung mit weitgehend parallelgeschichtetem Sideriterz bestätigt. Die Zerbrechung einer Sideritschichte



Abb. 46.

Das Sideritmarmorlager, z.T. mit grobspätigen jungen, alpidischen Wachstumsgefügen, wird, im Hangenden primär scharf begrenzt, von devonischem Kalkschiefer überlagert.

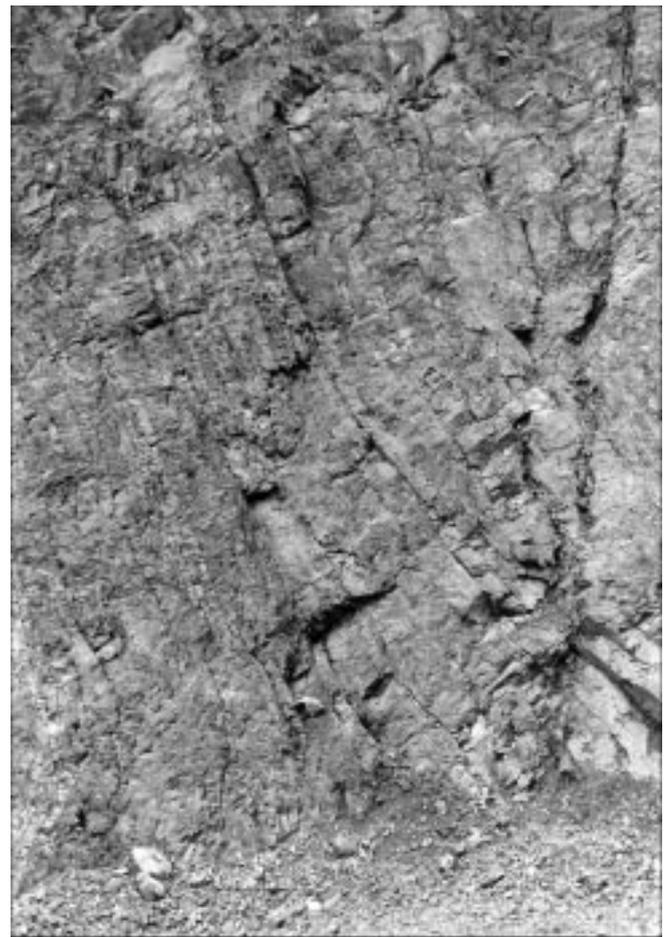


Abb. 47.

Inhomogenes Parallelgefüge (Schichtung) durch schichtigen Wechsel von Ankerit (relativ hell) und Siderit (relativ dunkel) in einem steil einfallenden Erzlager innerhalb der Devonkalkabfolge.

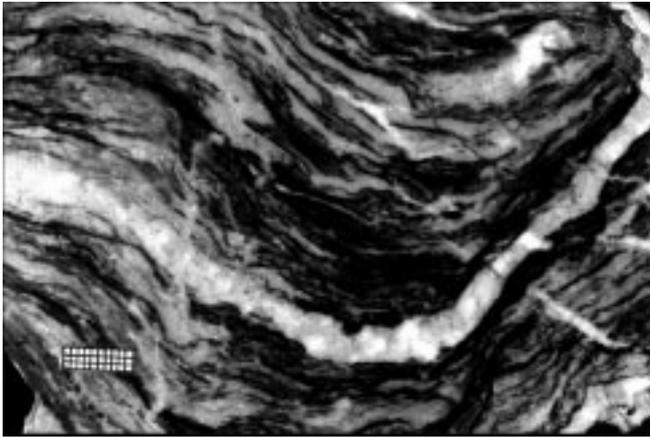


Abb. 48.
Tektonische Biegegleitfaltung eines lagenweise in verschiedenen Kristallisationsstadien vorliegenden, schon syndiagenetisch verformten, schrägschichtig angelagerten Quarz-Sericit-Siderit-Erzsedimentes. Verheilte syndiagenetische Zerrfugen. Sericit mit Pyrit und Grafit (schwarz), Siderit (grau), Quarz (weiß).

innerhalb der Ankeritbank macht Festigkeitsunterschiede zwischen dem zur Zeit der Deformation starrerem Siderit und dem sichtlich noch teilbeweglicheren kalkig-ankeritischen Sediment deutlich. Diese mechanische Inhomogenität des Erzsedimentes – um diese Aussage kommt man nicht herum – zwingt allerdings nicht zu einer Verallgemeinerung im Großbereich.

Es handelt sich also in diesem Etagenaufschluß um untrügliche Merkmale syndiagenetischer Anlage- und Verformungsereignisse, die schon ohne weitere Untersuchungen auf Grund der mitdeformierten Siderit-Ankerit-Schichten den Blick auf sedimentäre Erzanreicherung freimachen. Im Anblick derart einfacher, aber genetisch überzeugender Befunde muß man geradezu die Bedeutungslosigkeit mancher, nur kleinräumig mikroskopischer und geochemischer Ergebnisse für die genetisch-zeitliche Einstufung des ursächlich lagerstättenbildenden Ereignisses erkennen.

Ein anderer genetisch bedeutender Aufschluß zeigt eine polare, über 10 m tiefe, wannenähnliche Vertiefung eines etwa 1 m mächtigen Sideriterzlagere in das Liegende,

welches aus durch Sericitzwischenlagen gebanktem Kalkgestein besteht (Abb. 51). Die Grenzkonturen sind deutlich, aber in ihrem wellenförmigen, durch apophysenförmige Ausweitung modifizierten Verlauf weitgehend metasomatisch geprägt. Der grobkristalline Erzkörper weist in seinem unteren Teilbereich ebenfalls auf Verdrängung mit vollkommenem metasomatischem Stoffersatz, hingegen läßt der obere Teil krummflächigen Lagenbau mit Einmuldung und dem



Abb. 49.
Linsen- und schichtförmige Erzlager in Wechsellagerung mit Kalkmarmor. Etage Dreikönig.



Abb. 50.
Ausschnitt aus Abb. 49.
Im Querschnitt linsen- und blockförmiger Kalkstein in Ankerit-Siderit-Erzlager. Syndiagenetische Verformung des Ankerit-Kalk-Sedimentes im Liegenden und der Ankerit-Siderit-Kalk-Lage im Hangenden des weißen Karbonatblockes. Diese Verformung lief teils stetig (Faltung), teils unstetig-rupturell (Zerbrechen der Sideritlage im Ankeritmilieu) ab.
Kalkschiefer: grauweiß; Ankerit: grau; Siderit: schwarzgrau.

Abb. 51.

Wannenförmige Vertiefung eines Siderit-Schichterglagers mit teils geopetaler, reliefgefüllender s-diskordanter Auffüllung, teils mit metasomatischer Verdrängung des Kalkschiefers (im tieferen Teil des diskordanten Erzkörpers, untere Bildmitte) mit Übernahme der Sericitzwischenlagen im Verdrängungserzkörper als *si*. Etage Dreikönig.



Anschein einer polar-geopetalen Reliefauffüllung mit Übergang nach oben hin in parallelfächigen Kornlagenbau erkennen. Dieser Übergang vollzieht sich im Streichen mit Angleichung an die Schichtung des scharf konturierten Erzglagers. Der Befund ist als ursprünglich generell externe Sideritanreicherung, begleitet von starken Verdrängungen mit Entstehung eines Lösungsreliefs und einer weiteren starken Modifizierung der Grenzen durch internen metasomatischen, ionaren Platztausch zu bewerten.

Der Anfälligkeit zu Stoffverschiebungen zwischen Karbonaten an Grenzen von Erzkörpern zum Nebengestein sind so manche kleinräumige Abweichungen in der Schichtung und Feinschichtung zuzuschreiben. Aber für den weiträumigen Verlauf von mächtigen Erzlagern im Großraum der Lagerstätte scheint bereits nach dem Makrobefund eine primäre Anlage ausschlaggebend gewesen zu sein.

Die von KERN (1927) und seinem Vorgänger und Mitarbeiter, Schichtmeister Anton König, kartierten Erzlager wurden einst wegen ihrer Mächtigkeit und der großzügigen Verbreitung mit verschiedenen Namen benannt. Aber es war schon damals klar erkannt worden, daß zum Beispiel in der Liegendscholle ein „Liegendlager“ und ein „Wismather Lager“ sich zum sogenannten „Söberhagen-Lager“ vereinen.

Für uns aber ist wichtig, aus KERNs Skizze und Beschreibung zu erkennen, daß auch in der Hangendscholle zwei Erzlager entwickelt sind: das stratigraphisch liegende „Barbara-Lager“, andernorts „Franziskus-Lager“ genannt und das hangende „Hauptlager“; wobei sich auch in diesem Schollenkomplex in einem Teilbereich die beiden Lager vereinen. Und es ist für andere Überlegungen wichtig festzustellen, daß in den 20er Jahren in beiden tektonischen Schollen die Lager im Ostteil der Lagerstätte getrennt, im Westteil aber als vereint beschrieben wurden.

Eine diesbezügliche Beurteilung von Lagererzkörpern kann man nunmehr nach 70 Jahren weiteren Erzabbaues großzügigerweise auch heute noch vornehmen. In obersten Niveaus des Erzberges sind über dem Christof-Hauptverwurf in beiden tektonischen Schollen z.B. die limonitisierten Reste von Erzlagern noch zu erkennen. Und in den derzeit tiefsten Etagen ist im Westflügel der Erzbergssynklinale eine viele Zehnermeter mächtige Erzabfolge aufgeschlossen (Abb. 35, 52).

In allen diesen Fällen verlangen derartige makroskopische Beurteilungen allerdings eine gewisse Großzügigkeit; denn bereits die Detailbeobachtung im Aufschluß gibt zu erkennen, daß gar zahlreiche taube Zwischen-

schichten, wenn auch oft nur von dm- bis m-Ausmaßen den Schichtergkörper unterbrechen.

Da schon makroskopisch allgemein auf Grund von Verdrängungskonturen oft die Möglichkeit der Unterscheidung relativ jüngerer und relativ älterer Kristallite im Nebengestein und im Erz möglich ist, bemühen wir uns, möglichst alte, also in der Entwicklungsgeschichte frühzeitig entstandene Gefüge zu finden, um dem ursprünglich angereicherten Erztyp mit seinen Merkmalen näher zu kommen. Dieses Vorhaben verlangt aber den zusätzlichen Einsatz mikroskopischer Methoden. Unerläßlich für die minerogenetische Beurteilung der Lagerstätte ist allenfalls eine aufeinander abgestimmte Untersuchung großer bis kleinster Bereiche, also eine Zusammenschau der Ergebnisse aus verschiedenen Bereichsgrößen.

6.2.1.2. Erzgänge und -schläuche

Neben der ausgesprochen oder weitgehend schichtigen Erzführung gibt es seltenere Beobachtungen über s-diskordante gangförmige und schlauchförmige Erzkörper, natürlich ganz abgesehen von den zahlreichen geringmächtigen, wirtschaftlich uninteressanten vererzten Spalten des Millimeter-, Zentimeter- und Dezimeterbereiches im Nebengestein vom Porphyroid bis zu den Eisenerzer Schichten und in Lagererzkörpern.

Die Frage nach mineralisierenden Zufuhrspalten, nach sichtbaren Zirkulationswegen von Metallösungen, beschäftigte schon vor Jahrzehnten die Vertreter verschiedener Entstehungstheorien über die Lagerstätte. Und das Fehlen derartiger Befunde wird in so manchem alten Bericht bemängelt und zum Teil auch nicht verstanden. Wir sind durch Beobachtungen im Laufe der vergangenen zehn Jahre in der Lage, wenigstens einige wenige Beispiele hierfür anzuführen.

Im Jahre 1985 war in der Abbauwand auf Etage „Christof“ ein etwas über 1 m mächtiger Sideritgang auf eine Distanz von etwa 30–40 m fast quer zur dort sehr steil einfallenden Schichtung zu beobachten.

Auf Etage „Dreikönig“ war ebenfalls 1985 im Schichtverband der Liegendscholle fast rechtwinkelig zu den mittelsteil einfallenden Schichten ein unterschiedlich mehrere Meter mächtiger Sideritgang auf eine Länge von etwa 25 m zu sehen. Im zweidimensionalen Anschnitt durch die Abbauwand endete dieser Gang im tauben Gestein mit

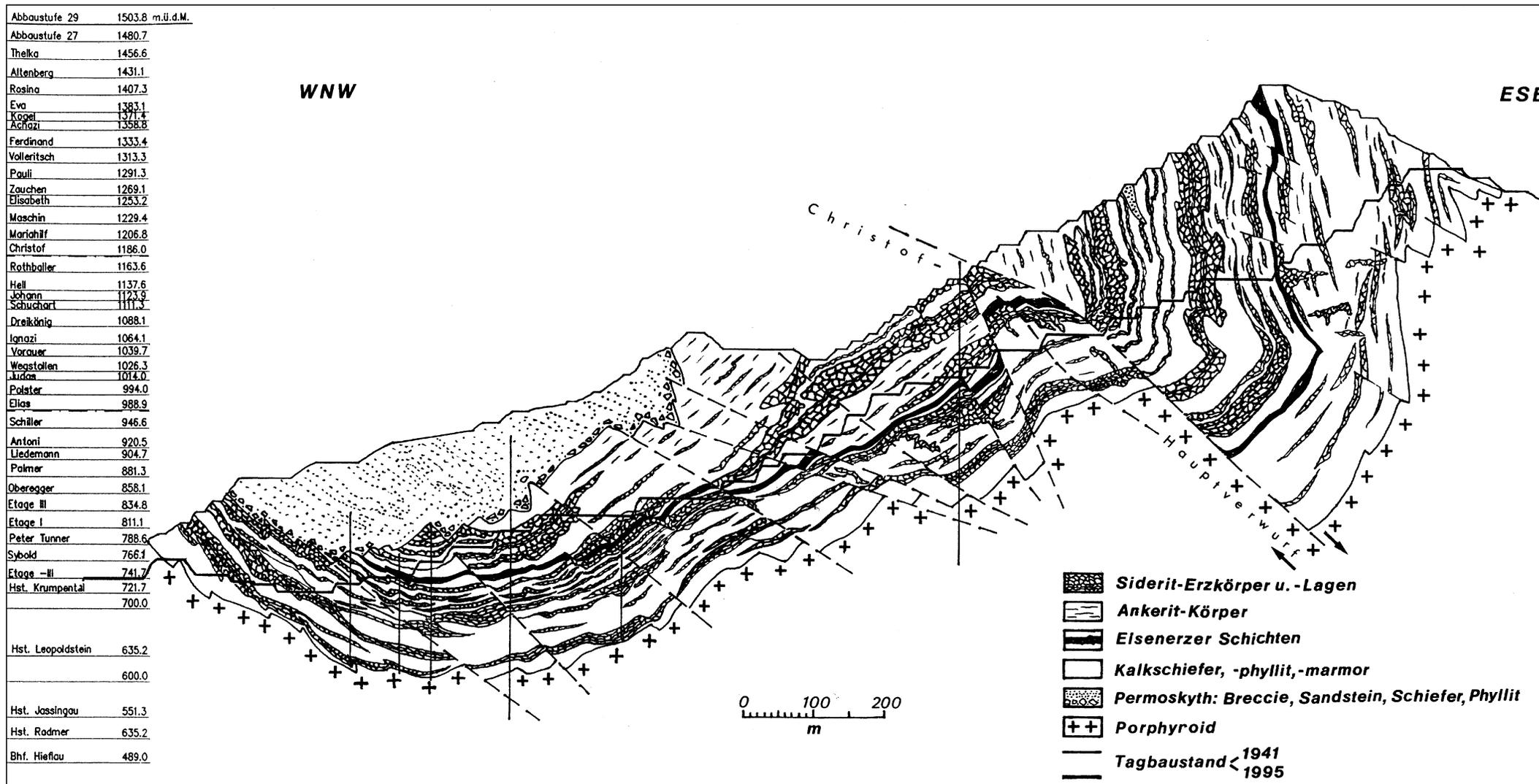


Abb. 52.
 Profilschnitt durch den Steirischen Erzberg mit idealisierten Details der Stratigraphie und der Erzkörper.
 Grundlage: „Seigerschnitt durch den Steirischen Erzberg“, VOEST-ALPINE Erzberg, Markscheiderei E. SALZER, 1995.



Abb. 53. Diskordanz zur Schichtung verlaufende schlauchförmige Sideriterzkörper auf Etage Dreikönig. Nachkristalline Zergleitung an einer Scherkluft (linke Bildseite).

einer kopfförmigen Ausweitung. Eine sichtbare Verbindung mit einem Erzlager war dort nicht feststellbar.

1987 konnten wir auf der Etage „Dreikönig“ in einem dort invers gelagerten, mittelsteil einfallenden Schichtpaket im Zehnermeter-Abstand vom permischen Transgressionshorizont mehrere schlauchförmige, transversal zur Schichtung verlaufende Sideriterzkörper mit wenigen Metern unregelmäßiger Breite und quer zur Schichtung gemessen über 10 m Ausdehnung finden (Abb. 53). Unregelmäßige Ausweitung des Erzes war auch annähernd parallel zum deutlich geschichteten Kalkschiefer feststellbar. Bemerkenswert war in diesem Aufschluß auch außer den bekannten grünlichen chloritischen Zwischenschichten, eine lokal unregelmäßig ausgedehnte Verteilung derselben, verschieden diskordant zur Schichtung, also ihr annähernd schlauchförmiger Verlauf.

Weitere Beobachtungen über *s*-diskordante Erzkörper gelangen 1995 auf der Etage „Rothballer“, wo in der Liegendescholle in einem weißen, von schichtig angeordneten Sericit-Chlorit-Zwischenlagen durchzogenen feinkörnigen Marmor ein über metermächtiger und über 10 m langer unregelmäßiger Ankeriterzkörper zu beobachten war. Diese Beobachtung war im stratigraphisch unteren Abschnitt der Devonabfolge zu machen.

Hingegen gab es im Hangendabschnitt der Devon-Kalkschiefer nahe der Grenze zu den karbonischen Eisenerzer Schichten auf Etage „Rothballer“ ein hervorragendes Beispiel eines diskordanten Erzkörpers mit massigem Siderit im höheren Teil der Abbauwand bis in die höhergelegene Etage „Christoph“ (Abb. 54). Dort war die Beobachtung eines ausgedehnten, über 10 m breiten und ca. 52 m tiefen, trichterförmigen Einschnittes mit kristallinem Siderit quer zur dort steil stehenden Schichtung möglich. Dieser diskordante Erzkörper mündete im Hangenden in ein 17 m mächtiges Erzlager unmittelbar unter den an der Überschiebungsfläche stark reduzierten Eisenerzer Schichten. Weitere aussagekräftige Befunde demonstrieren abweichend von der Trichtergrenze zum tauben Gestein mehrere Ausweitungen von Erz in das Kalkpaket hinein: hier liegt ein typischer Fall von Apophysen selektiv entlang der Schichtung vor, die ganz klar eine Verdrängung des Kalksteins durch Siderit anzeigen. Neben den nur dm- bis m-Stärke umfassenden Apophysen mit wenigen Metern Länge entlang der Schichtung ist auch eine schon fast massive Verdrängung mit mehreren Metern Mächtigkeit, ebenfalls generell, aber nicht präzise nach der Schichtung ausgerichtet zu beobachten.

Neuerdings wurden 1996 auf der Etage „Dreikönig“ in der im Abbau befindlichen Etagenwand bei zweidimensionaler Betrachtung schlauchförmige Sideritkörper mit Ausmaßen von mehreren Metern Breite und Meterzehnern Tiefe quer zum devonischen Schichtverband gesehen (Abb. 55). Es handelt sich um fein- bis feinkristallines Erz mit mittel- bis grobepitaxialen, jüngeren Kristallisationsnestern, das im allgemeinen deutlich begrenzt mit welligen Konturen die geschichtete Kalkfolge unregelmäßig durchsetzt. In solchen Siderit-Erzschläuchen sind zwar gelegentlich kalkige Verdrängungsrelikte zu erkennen, aber das Erz wirkt im Aufschluß und Handstück isotrop. Der mikroskopische Befund ist im Teil 6.2.2.3. beschrieben. Der Vielfalt *s*-diskordanter Vererzung Rechnung tragend muß aber ergänzt werden, daß andernorts auch metasomatisch angegriffene, noch z.B. als *si* (-Intergefüge) übernommene Altgefüge des Kalkgesteins nachweisbar sind.

Wir schließen hier noch ein einmalig beobachtetes Beispiel von der Etage Oberegger an. Abb. 56, 57 zeigen den Fall eines *s*-diskordanten Ganges mit Siderit-Deforma-

Abb. 54.

Unregelmäßig transversal zu der dem Betrachter zu fallenden Schichtung verlaufende Ankerit- (grau) Siderit- (schwarzgrau) Erzkörper mit unregelmäßigen metasomatischen Verdrängungskonturen und Anschluß zu einem Schichterkörper (im rechten Bildteil).

Dieses Erzlager ist an der Überschiebungsfläche ebenso wie die gestört anschließenden Eisenerzer Schichten (ES, dunkelgrau, rechts oben) mechanisch modifiziert.



tionsbreccie innerhalb eines Sideritlagers. Die scharfkantigen Komponenten der Erzbreccie sind aus dem präexisten Sideritlager gerissen, sie sind durch Feinschichtung strukturiert, woraus ihre unterschiedlichen Drehlagen erkennbar sind. Nach den bei freisichtiger Betrachtung scharfen, aber doch kristallin verwachsenen Konturen der Gangwände und der Breccienfragmente zu schließen, könnte es sich um eine spätdiagenetische submarine Deformationsbreccie im schon „festen Erz“ handeln. Es sind keinerlei Anzeichen einer postkristallinen Harnischbildung etwa durch eine junge Scherungstektonik zu sehen. Aber es kommt auch noch eine voralpidische Anlage des Sideritbreccienanges in Betracht, nach welcher die bekannten (in den Teilen 6.2.2.3., 6.2.2.5., 6,3) alpidischen Kristallisationen die vorangegangenen rupturrellen Deformationen überdauert haben. Durch die mikroskopische Diagnose kann die genetische Erklärung dieser Breccie im Erzgang etwas eingeeengt werden. Die Breccienfragmente (Abb. 56, 57) bestehen aus Erz und Nebengestein. Es handelt sich um Siderit (> 90 Mol-% FeCO_3) mit viel Quarz, z.T. im Verdrängungsstadium durch metasomatischen Angriff durch Mesitinspat ($40\text{--}50$ Mol-% FeCO_3). Die Nebengesteinsfragmente bestehen aus Sericit mit Quarz. Die Matrix der Breccie zeigt sehr viel weißgraue Kristallisationszentren von Mesitinspat, aber auch Pistomesit ($60\text{--}70$ Mol-% FeCO_3). Außerdem sind Ankerit so-

wie Calcit feststellbar, die mitunter auch feine Zerrspalten verheilen. Die makroskopisch und mikroskopisch vorliegenden Merkmale sprechen für eine durch junge alpidische Kristallisationen ausgelöste Verwischung von Vorgängergefügen, die auf eine vorpermische Anlage des Deformationsbreccienanges schließen lassen.

Der genetische Aussagewert dieser Beobachtungen über s-transversale Erzkörper scheint sehr groß zu sein. Wir wollen aber schon von der Aufschlußbeobachtung ausgehend vermerken, daß sich sehr wohl schon makroskopisch Unterschiede im Gefüge der schichtigen Erzlager und diskordant im Sedimentverband orientierten Erzkörper erkennen lassen. Außerdem besteht ein genereller Unterschied im Vergleich zum Gefügebau der alles durchsetzenden jungen Kristallite, so auch der bis dm-mächtigen Gänge und Ganglín.

Zu den zahlreichen, im Groß- und Kleingefüge verschiedenen Varianten von s-diskordanten Erzkörpern muß man auch noch einige Trugschlüsse bei der Beobachtung in Betracht ziehen, die zu falscher Interpretation Anlaß geben können. Da ist einmal der Schnitteffekt zu beachten, der im Falle von zweidimensionaler Beurteilung z.B. in der Aufschlußwand eine räumlich falsche Vorstellung über die Form und den Verlauf von Erzkörpern verschiedener Gestalt verursachen kann.

Unverständlich erscheinende Befunde im Aufschluß, wie etwa unvermitteltes Absetzen von Grenzkonturen von Erzkörpern ohne Anzeichen für tektonische Störungen, erweisen sich durch subaquatische Faltungen und Zergleiten im Diagenesestadium entstanden.



Abb. 55.

Die hier fast vertikal gestellte Schichtung des devonischen Glimmermarmors wird von einem Netz schlauchförmiger Sideriterzkörper (grauschwarz) diskordant durchsetzt.



Abb. 56.
Diskordanz im Sideritlager verlaufender Brecciangang mit prädeformativ vererzten Fragmenten, z.T. mit Nachbrüchen von der Kluftwand. Siderit-Ankerit-Deformationsbreccie. Etage Oberegger.

Eine andere Täuschung wird durch unterschiedliche, ungleichmäßige Oxidation von erzführenden Teilbereichen verschuldet. So kann etwa ein s-diskordanter Erzkörper oder auch ein Erzlager durch den Einfluß von Kluftwässern, auch an unscheinbaren Fugen, stärker limonitisiert sein als abseits der Fugen. Das bewirkt nach Herabbrächen von Gestein und Erz manchmal unterschiedlichen Oxidationszustand in ein und demselben Erzkörper und fällt durch merkwürdig gestaltete Farbgebung von

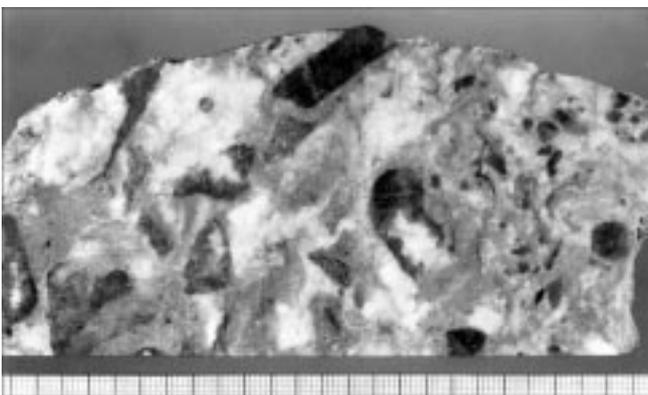


Abb. 57.
Großanschliff der Siderit-Deformationsbreccie aus der Gangbreccie der Abb. 56. Breccienfragmente und Bindemittel zeigen deutlich intensive Umkristallisation.

braun bis gelb auf. Aus diesem Grund kann Siderit für Ankerit und umgekehrt Ankerit für Siderit gehalten werden und könnten die Grenzkonturen eines Erzkörpers bei flüchtiger Übersichtsbeobachtung falsch eingeschätzt werden. So kommen auch falsche Vorstellungen über metasomatische Grenzen bei Aufschlußbeurteilungen zustande.

6.2.1.3. Mineralisierte Zerrklüfte

Lokale Zerrklüfte bescheidener Ausmaße mit Vererzung, Quarz- und Karbonatverheilung gibt es über den ganzen Schichtkomplex verteilt in Form eines sehr weitmaschigen Fugennetzes (Abb. 8, 58, 59). Wenn man bedenkt, daß der Raum von vier Gebirgsbildungsphasen betroffen wurde, so darf es nicht verwundern, wenn ihre zeitliche Anlage in weiten Grenzen differiert. So gibt es bereits syndiagenetische Haarrisse des mm-Bereiches, deren Zementation aus den angeführten Mineralphasen bestehen kann. Das erweist sich als logisch, wenn man davon ausgeht, daß diese Minerale bereits synsedimentär im Sedimentverband vertreten sind (Teil 6.2.2.2.).

Im kleinen wie im großen sind die Kluftverheilungen als Kristallite nach belteroporer Lösungszirkulation mit und ohne Lösungsangriff auf die Fugenwände zu erklären. Eine symmetrologische Zuordnung zu tektonischen Bewegungsabläufen wurde wegen statistisch ungenügender Daten und häufig unregelmäßigen Verlaufes nicht versucht. Solche Fugen oder Fugenkristallite mit Spaltenbreiten etwa bis zu dm-Ausmaßen kommen als großräu-



Abb. 58.
Mit Ankerit und Quarz auskristallisierte Zerrklüfte im Quarz-Chlorit-Sericiphyllit der Eisenerzer Schichten.

Abb. 59.
 Postdiagenetisch intensiv durchbewegtes
 und rekristallisiertes Siderit-Schiefererz
 durchzogen von nachkristallinen, mit
 Quarz, Ankerit und Calcit zementierten
 Zerrfugen.
 Etage -III.



mige Zufuhrkanäle für diagenetische oder postdiagenetische Vererzungsphasen nicht in Betracht. Ihre Kristallisate erweisen sich nämlich im jeweiligen Erzverband als relativ jung. Bemerkenswert ist hingegen, daß manche Kluftvererzungen mit ihrer wandständigen Kristallisationsfolge den als bipolare Gefüge bekannten flächigen Kristallisaten einigermaßen ähnlich sind (Teil 6.2.2.5.) und auf Grund ihres z.B. die permischen Breccien durchsetzenden Verlaufes, zumindest in diesen Fällen, als junge oder jüngste alpidische Erzausscheidungen beurteilt werden müssen. Andere Verheilungen von Zerrfugen sind durch Lateralsekretion selektiv aus dem schichtigen Erz- bzw. Gesteinsverband zustande gekommen (Abb. 60).

Im lokalen Rahmen sind mit der Fugenverheilung auch kurze kleinräumige metasomatische Verdrängungen verbunden. Allgemein handelt es sich bei allen diesen mineralisierten Zerrklüften um wegsamkeitsbegünstigte Kristallisationen verschiedener zeitlicher Stadien, deren Lösungen auf Mobilisation in schon existierenden Erzkörpern zurückzuführen sind.

6.2.2. Mikrogefüge der Erzkörper

Von den verschiedenen Möglichkeiten, sich dem Ziel einer genetischen Aussage über Primäranlage und sekundäre Weiterentwicklung des Erzes und der Erzkörper zu nähern, wählen wir den deskriptiven petrographischen Weg und versuchen vorerst, die zahlreichen Gefügetypen des Erzes (nach Definition als Erzminerale, also als metallhaltiges Gestein) und der Erzminerale im einzelnen als Gefügekomponenten zu beschreiben.

Nachdem die makrotektonische Gefügeanalyse zu erkennen gibt, daß die alt- bis jungpaläozoische Gesteinsabfolge von mehreren, zumindest von vier nachweisbaren orogenetischen Phasen betroffen wurde, ergaben sich (bei schon bestehendem Verdacht auf syngenetische Metall-

anreicherung) für die Einordnung der verschiedenen Erzgefüge theoretisch mehrere Möglichkeiten.

Als Schlüssel zur Untersuchung halten wir die Identifizierung der verschiedenen alten Korngefüge im Verband der schwach metamorphen Gesteine und die Suche nach deren Vorgängergefügen, und wenn möglich auch nicht verwischter primärer Vorgängergefüge, vielleicht in Form relikter Sedimentgefüge für wesentlich.

Verglichen mit dem gesamten Erz der Lagerstätte sind von vorneherein makroskopisch feinschichtige Lagerbaue in geringer Menge vertreten (Abb. 8, 13, 48, 59, 61). Es sind dies die seit altersher von den Bergleuten als „Schiefererz“ und „Tigererz“ bezeichneten Sideriterzvarianten. Wir haben die Erztypen bereits für eine Studie über Anlagerungs- und Korngefüge genutzt (SCHULZ & VAVTAR, 1991). Außerdem gibt es aber erstaunlich oft, vor allem unter Vergrößerung erkennbare, kristalline Siderit-Ankerit-Lagerbaue mit deutlichem lagigem Korngrößenwechsel; ein wichtiges Merkmal, das aber, für sich allein betrachtet, nicht gleich als Schichtung erklärt werden darf.

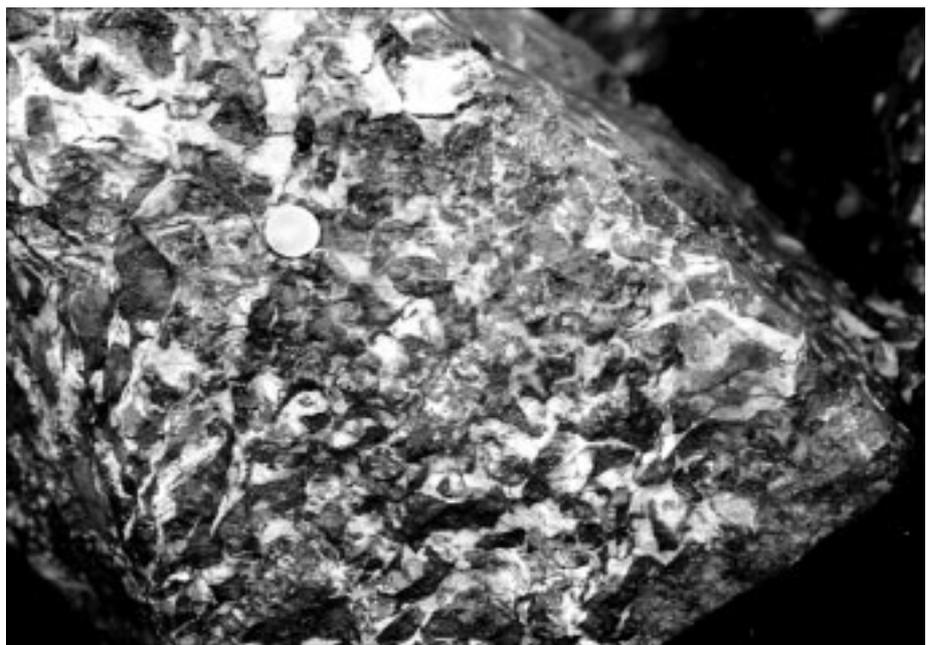


Abb. 60.
 Syntektonisch mit Ankerit und Quarz verheilte Zerrfuge in der permischen Erzbreccie.



Abb. 61.
Ursprünglich sedimentäres Parallelgefüge von Siderit-Ankerit-Dolomit-
Calcit ist nach grobspätiger Umkristallisation noch als Lagerbau erhal-
ten.
Erzblock: Siderit (schwarz); Ankerit (grau); Calcit (weiß).

6.2.2.1. Mineralbestand

Die Mineralparagenese des Erzes umfaßt folgende Haupt- und Nebenkomponenten mit verschiedener Beteiligung: Siderit (i. w. S.), Magnesit (i. w. S.), Ankerit, Dolomit und Calcit; weiters Pyrit, Kupferkies, Tetraedrit und Tennantit, Zinnober, Hämatit mit Magnetit; sowie Sericit, Muskovit, Chlorit, Quarz, Rutil, Turmalin, Zirkon, Apatit und Metaanthrazit bzw. Semigrafit. Unter den Sekundärbildungen konnten Aragonit, Lepidokrokit, Goethit, Manganomelane und Pyrolusit sowie auch Malachit und Azurit nachgewiesen werden. Als akzessorische Gemengteile in der Erzmineralparagenese werden noch Arsenkies, Markasit, Bravoit, Bleiglanz, Zinkblende, Metacinnabarit und ged. Kupfer angeführt (HAJEK, 1969; MEIXNER & PAAR, 1979; MALEKGASEMI, 1979; Arge-Mineralogie der Vereinigung Steirischer Mineraliensammler, 1984).

Da unter der Bezeichnung Siderit nach einem Beschluß der IMA-Kommission Fe-Mg-Karbonate mit einem molaren FeCO_3 -Gehalt $>50\%$ und unter Magnesit jene mit $\text{FeCO}_3 <50\%$ zusammengefaßt werden sollen, werden in den folgenden Kapiteln die nachgewiesenen Mineralphasen der Mischkristallreihe Siderit – Magnesit, nämlich Siderit, Sideroplesit, Pistomesit, Mesitinspat und Breunnerit, teilweise als Siderit bzw. Magnesit mit den entsprechenden Mol-% FeCO_3 angegeben. Die Bestimmung der Magnesit-Dolomit- ebenso wie der Dolomit-Ankerit-Mischkristalle erfolgte sowohl durch Messung des Brechungsindex n_w , als auch durch Mes-

sung des Reflexionsvermögens R_w nach der von BERAN (1978) vorgeschlagenen Methode bzw. durch Mikrosondenanalytik.

Die Fe-Karbonate und Fe-hältigen Karbonate treten in sehr vielen luitischen, mikritischen, spätigen sowie in kristallin-körnigen Varianten konkordant und diskordant im stofflichen Lagerbau auf.

Das Hauptinteresse gilt natürlich den Lagerstätten-bildenden Fe-Karbonaten. Aber die Ausbeute an aussagekräftigen Befunden wächst mit der Erweiterung der Paragenese. Die Mineralpartner tragen nämlich wesentlich zur Veranschaulichung der Gefügeausgestaltung mit vielen Variationen bezüglich von Anlagerung, Deformation und Kristallisation bei.

Quarz, ein sehr häufiger Begleiter der Fe-Karbonate, zeigt eine ähnliche minerogenetische Entwicklung wie diese. Es handelt sich um primär authigenen, vielfach säulchenförmig idiomorph bis hypidiomorph vorliegenden Quarz, der gewöhnlich feinschichtig-inhomogen angereichert vorliegt. Von besonderem genetischem Interesse ist der vielfach mit den feinschichtig auftretenden mikritischen Fe-Karbonaten laminar wechsellagernde und mitverformte authigene Feinschichtquarzit mit der Kornfeinheit des mm-Bereiches. Minimalkorngrößen liegen bei $14 \times 8 \mu\text{m}$, mit Anzeichen von Kornvergrößerungen und Aggregatbildung zu quarzischen Linsen und Feinschichten. Weitere sekundäre Quarzkristallite sind monomineralisch oder in Paragenese mit Karbonaten als wandständige Verheilung von Haarrissen des Kleinbereiches und auffälligeren Zerrklüften des Lagerstättenareals zu finden.

Der seltene, aber doch oft lagig auftretende authigene, idiomorphe Pyrit zeigt dieselbe Tendenz, von etwa $0,02 \text{ mm}$ kleinen Kriställchen auf größere Idioblasten, und bei genügender Anreicherung in Suturen und z.B. $0,06 \text{ mm}$ dünnen Feinschichten auf Aggregatbildung weiterzuwachsen. Die oft zu beobachtende anomale Anisotropie im Pyrit dürfte nicht nur mit seiner niedrigen Symmetrieklasse im kubischen Kristallsystem sondern auch mit einem As-Einbau ins Kristallgitter zusammenhängen.

Nach MALEKGASEMI (1979) enthalten die Pyrite 4 bis 4500 ppm Ni und 4 bis 4600 ppm Co, wobei vor allem Pyritidioblasten Co-reich sein sollen. In einem pyrit- und quarzreichen Siderit-Ankerit-(Calcit)- und in Sericit-Chlorit-Quarz-Ankerit-Siderit-Erz konnten wir in einigen Fällen auch Framboidpyrit finden. Eine Besonderheit sind dabei ca. $16 \mu\text{m}$ kleine Framboide, die zu Gruppen gefügt sind

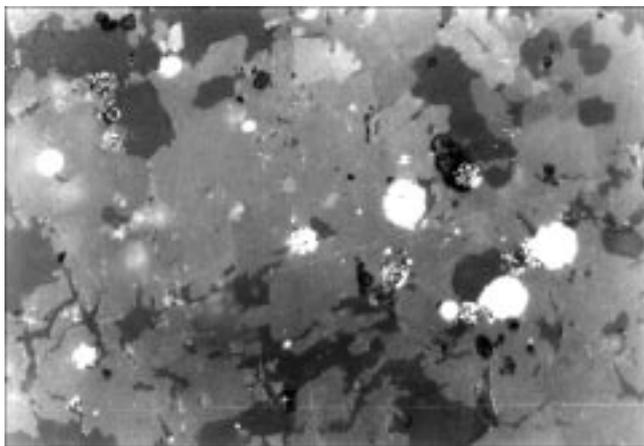


Abb. 62.
Pyritframboiden in grobspätigem ($0,5\text{--}0,7 \text{ mm}$) Sideritmarmor (Sideroplesit, Pistomesit).
Polierter Anschliff, 1 Nicol; natürl. Größe $0,24 \times 0,17 \text{ mm}$.

Tabelle 2.
Mikrosondeanalysen von Tetraedrit (Tt 1a1–Tt 1b2), Tennantit (Tn 1b3), Zinnober (Zi 1, Zi 2) und Pyrolusit (PI 1, PI 2).

	Cu	Ag	Fe	Zn	Ni	Hg	As	Sb	S	Mn	O	total wt%
Tt1a1	31.75	0.00	0.28	4.45	n.b.	8.89	2.12	26.70	23.43			97.12
Tt1a2	31.99	0.00	0.70	4.16	n.b.	8.02	4.86	24.32	23.74			97.79
Tt1b1	33.69	0.19	3.52	n.b.	n.b.	8.35	5.71	24.27	24.27			100.00
Tt1b2	31.49	0.00	5.68	n.b.	0.31	2.17	11.08	17.95	24.57			93.25
Tn1b3	37.11	0.01	5.68	n.b.	0.28	3.31	16.01	8.87	26.31			97.58
Zi1						84.89			15.07			99.96
Zi2						86.42			13.57			99.99
PI1			0.18							62.36	37.11	99.65
PI2			0.24							62.18	36.87	99.29

und deren ziemlich verschmolzene Einzelindividuen bis zu einer Feinheit von 0,5 µm erkennbar sind (Abb. 62).

Gemeinsam mit sowie als Einschluß im Pyrit tritt mitunter Kupferkies auf, in dem oft feinlamellare z.T. verbogene Druckzwillinge und selten auch lanzettförmige Zwillinglamellen zu erkennen sind. Typische oleanderblattförmige α-β-Inversionslamellen, wie sie von MALEKGASEMI (1979) beschrieben sind und die auf eine minimale Bildungstemperatur von etwa 550°C (YUND & KULLERUD, 1966) hinweisen würden, konnten jedoch nicht nachgewiesen werden.

Kupferkies ist, bezogen auf die umgebenden grobspätigen Ankeritkristalle, gegen die er eine Verdrängungsfront vor sich her schiebt, eine jüngere Bildung.

Äußerst selten und nur u.d.M. fallen, z.T. mit Kupferkies verwachsen, graue Fahlerzkörner und -aggregate auf, bei denen es sich, wie Mikrosondeanalysen an fünf Körnern zeigen, um Hg-reiche Tetraedrit-Tennantit-Mischkristalle handelt (Tab. 2).

An den Tetraedritkörnern 1a1, 1b1 und 1b2 sowie am Tennantit 1b3 wurde die spektrale Reflexion (R % von 400–700 nm) gemessen, und daraus werden die Normfarbwertanteile (x, y), der Hellbezugswert (Y %) und die Helmholtz-Koordinaten (farbtongleiche Wellenlänge λd, Farbsättigung Pe %) berechnet (Tab. 3).

Es fällt auf, daß mit abnehmendem Sb/As-Verhältnis vom Tetraedrit zum Tennantit auch die Hellbezugswerte Y % abnehmen. Diese Tendenz ergibt sich auch aus den von CRIDDLE & STANLEY (1986) für Hg-Tetraedrit bzw. Hg-Tennantit angegebenen Werten.

An weiteren authigenen Gefügepartnern im Erz ist Hämatit zu erwähnen. Während dieses Fe-Oxid in den rötlichen Kalkfeinlagen des Sauberger Kalkes als Farbpigment teils homogen, teils inhomogen-schichtig verteilt, weit verbreitet ist, ist das Sideriterz nur selten der lokale Anreicherungsart von Aggregaten mit tafeligen Kristallen, z.B. bis 0,33×0,03–0,15 mm Blättchengröße (Abb. 63). Mitunter wurden im Erz auch Hämatitnester mit bis etwa

Tabelle 3.
Normfarbwertanteile (x, y), Hellbezugswert (Y %), farbtongleiche Wellenlänge (λd nm) sowie Farbsättigung (Pe %) mit und ohne Tageslichtfilter berechnet aus der spektralen Reflexion von Tetraedrit (Tt 1a1–Tt 1b2 in Tab. 1), Tennantit (Tn 1b3 in Tab. 1), Zinnober (Zi 2 in Tab. 1) und Pyrolusit (PI 1 in Tab. 1).

	R% 470nm	546nm	589nm	650nm	Blaufilter	x	y	Y%	λdnm	Pe%
Tetraedrit 1a1 Sb/As: 12.6	31.6	32.7	32.3	30.5	ohne	0.447	0.441	32.2	565	1.8
					mit	0.311	0.321	32.3	561	1.7
Tetraedrit 1b1 Sb/As: 4.3	31.3	32.2	31.8	30.0	ohne	0.448	0.410	31.9	570	1.7
					mit	0.311	0.321	31.9	563	1.5
Tetraedrit 1b2 Sb/As: 1.6	31.0	32.0	31.7	31.0	ohne	0.448	0.410	31.7	571	3.6
					mit	0.312	0.321	31.7	564	1.8
Tennantit 1b3 Sb/As: 0.6	31.1	32.0	31.4	30.9	ohne	0.447	0.410	31.6	563	1.6
					mit	0.311	0.321	31.6	557	1.5
Zinnober Rε'	27.2	26.4	27.1	29.9	ohne	0.455	0.401	27.3	-511	3.5
					mit	0.314	0.311	27.0	-512	3.0
Zinnober Rω	25.2	23.9	24.7	28.3	ohne	0.457	0.399	25.0	-514	4.8
					mit	0.314	0.308	24.7	-519	4.3
Pyrolusit Rmax	32.1	33.6	32.8	33.6	ohne	0.450	0.410	33.2	581	3.9
					mit	0.314	0.322	33.1	572	2.6
Pyrolusit Rmin	27.7	28.1	27.3	28.4	ohne	0.448	0.408	27.7	575	0.5
					mit	0.310	0.317	27.7	555	0.2

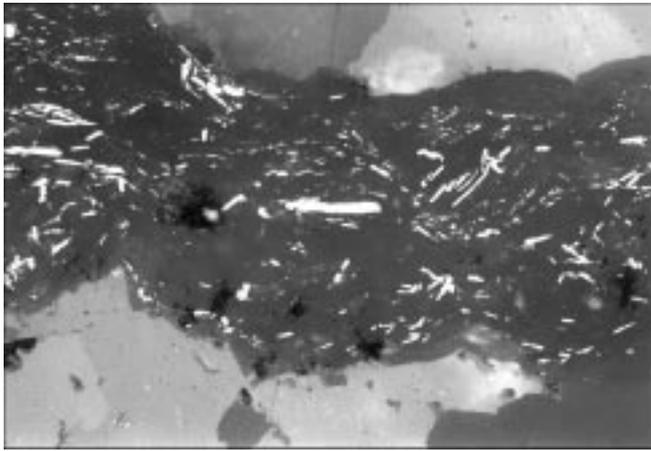


Abb. 63.
Quarzfeinlage mit Hämatit in Sideriterz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol; natürl. Größe 0,18×0,13 mm.

15 cm Durchmesser beobachtet, in denen z.T. Magnetit-Bildung aus Hämatit zu erkennen ist (Abb. 64). Diese Pseudomorphosen nach Hämatit, auch als „Muschketofit“ bezeichnet, hängen nach RAMDOHR (1975) mit einer Zunahme des O₂-Druckes oder einem Einwirken reduzierender Lösungen zusammen.

Sehr selten konnte als weiteres rot färbendes Pigment in Fe-Karbonaten Zinnober in Form von girlandenartigen Intergranularfilmen und max. 2×4 µm winzigen Körnchen nachgewiesen werden. Es handelt sich um stöchiometrisches HgS (Tab. 2). Auch für Zinnober wurden die spektralen Reflexionskurven für R_ε und R_ω farbmetrisch ausgewertet (Tab. 3).

Wegen der Innenreflexe zeigt die graue Reflexionsfarbe des Zinnober einen schwachen purpurfarbenen Stich. Dieser Farbton bzw. die zugehörige farbtongleiche Wellenlänge λ_d ist in der Normfarbtabelle mit den gesättigten Spektralfarben von 400 bis 700 nm nicht darstellbar. In solchen Fällen wird gemäß den Richtlinien der Commission Internationale de l'Éclairage (CIE) die farbtongleiche Wellenlänge λ_d mit einem Minus vor der entsprechenden komplementären Wellenlänge gekennzeichnet (Tab. 3).

Rutil, überwiegend in Form von Mikrolithen, zeigt deutliche Bindung an die Glimmer- und Chlorit-Feinlagen im Erz, wie dies ja auch im Nebengestein typisch ist.



Abb. 64.
Hämatit in Form basaler, pleochroitischer (weiß bis lichtgrau) Täfelchen wird z.T. selektiv verdrängt von Magnetit (hellgrau).
Polierter Anschliff, 1 Nicol; natürl. Größe 1,87×1,33 mm.

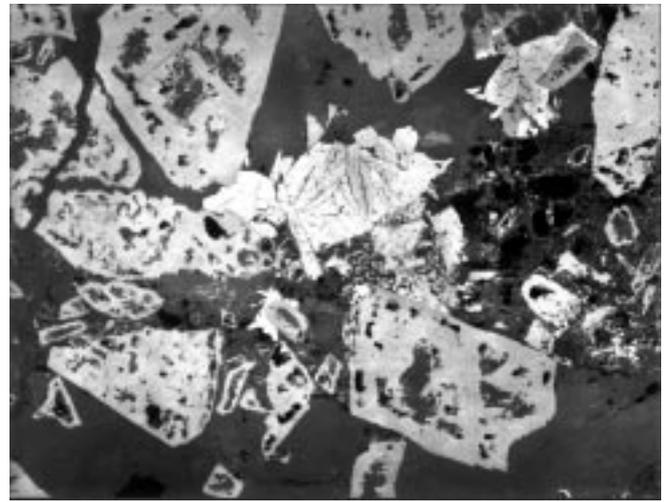


Abb. 65.
Oxidationserz bestehend aus Pyrolusitaggregaten (weiß bis grauweiß) z.T. mit charakteristischen Kontraktionsrissen und Goethit (hellgrau), der pseudomorph Fe-Karbonat-Rhomboederchen verdrängt.
Polierter Anschliff, 1 Nicol; natürl. Größe 0,93×0,66 mm.

Sericit und daneben seltener, aber doch sehr auffallend Chlorit bilden in stets schichtiger und feinschichtiger Anordnung die für die Schichtung im großen und im kleinen wirksamen Komponenten. Zudem spielen diese eine maßgebliche Rolle für die mechanische Teilbeweglichkeit des Erzes und Gesteins. Der Sericit dürfte im wesentlichen detritisch-allothigener Herkunft sein, auch im Falle sericitisierten Feldspats, und ist dem im Aufbau begriffenen Erz- wie auch Kalksediment überwiegend schubweise zugeführt worden. Bei Chlorit allerdings ist diese Aussage allein wohl weniger zutreffend. Bestehen doch die karbonisch datierten Eisenerz Schichten zu einem bemerkenswerten Teil aus Chlorit mit Hämatit.

Es liegt nahe, die schichtenförmig auftretenden Chloritanhäufungen im Erz sowie im Kalkstein zum Teil als authigene Umwandlungsprodukte in der Folge von submariner vulkanischer Tätigkeit, Umlagerung und Sedimentation von Tuffen und Bildung von Tuffiten anzusehen.

Die Steigerung solcher Effusionsereignisse ist in den Eisenerz Schichten verdeutlicht, und diese werden als Tuffe und Tuffite für wahrscheinlich gehalten (HAJEK, 1966; SCHÖNLAUB, 1980; HEINISCH, 1980, 1981). Diese der Karbonzeit zugeordnete, petrographisch auffallende Schichtfolge enthält auch viel Phytodetritus, der allgemein bis zu Metaanthrazit carbonifiziert bzw. zu Semigrafit grafitisiert ist, wenn es sich um allothigenen Detritus handelt.

Lepidokrokit, Goethit und Manganomelane sind nur als Verwitterungsprodukte von Siderit und anderen Mn-hältigen Fe-Karbonaten sowie von Pyrit zu nennen.

Mitunter fallen in den überaus feinkörnigen Mn-reichen Verwitterungsbildungen gröberkristalline Aggregate durch ihr hohes Reflexionsvermögen, ihren cremeweißen Farbton sowie durch deutlichen Reflexionspleochroismus und Anisotropieeffekte auf: Dem mikroskopischen Befund nach handelt es sich dabei um Pyrolusit-Aggregate (Abb. 65). Dies wird auch durch Mikrosondeanalysen bestätigt (Tab. 2). Die farbmetrische Auswertung der spektralen Pyrolusit-Reflexionskurven ergibt die in Tab. 3 angeführten Farb- und Helmholtzkoordinaten.

Als Phosphor-Träger im Erz kommen Apatit und Glimmer in Betracht.

Der Mineralbestand des Erzes mit Fe-Karbonaten und begleitenden anderen Karbonatmineralen, weiters mit Quarz, Sericit und Chlorit trägt überwiegend das Gepräge einer teilweise sogar starken mechanischen Durchbewegung. Diese hat je nach intragranularer Verformungsbereitschaft der Minerale zu unterschiedlichen Folgen im Kornhabitus und -feinbau geführt. Darauf wird im Abschnitt 6.2.2.6. näher eingegangen.

6.2.2.2. Relikte stratiforme Anlagerungsgefüge

Da es sich bei den lagig gebauten Siderit-Ankerit-Bänken weit überwiegend um körnige, also kristalline, wenn auch oft feinkristalline Gefügeelemente handelt, ist der exakte Nachweis typisch sedimentärer, weitgehend unveränderter primärer Anlagerungsbauzonen schwierig und vielfach nicht zu erbringen.

Dennoch gibt es seltene mikrokristalline Feinlagen, welche den Eindruck von lutitischem, mikritischem Fe-Karbonat vermitteln, das extern an freigelegenen Grenzflächen angelagert und angereichert wurde (Abb. 8, 59). Und in diesen Fällen liefern typische Sedimentstrukturen wie parallelfächige und schräggeschichtete Feinlagen, syndiagenetische Faltungen von sichtlich plastisch reagierenden Teilbereichen und diskordante Überlagerung mit „wachsendem“ Sediment die wichtigen eindeutigen Merkmale (Abb. 66, 67, 68).

In den überwiegenden Fällen jedoch bestehen die Erzlagen aus einer bereits spätig-kristallinen Gefügefazies,

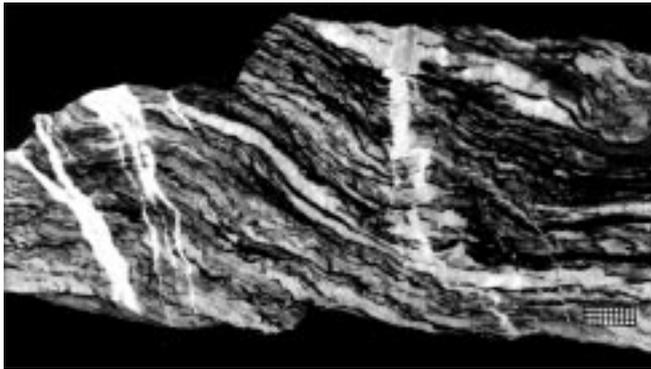


Abb. 66.
Die Feinschichtabfolge im Schiefererz mit quasi-primären und syndiagenetischen Sideritkristalliten nach syn- und postdiagenetischer Fäلتelung.
Mineralbestand: Siderit, Quarz, Feinquarzit, Sericit, Chlorit, Pyrit, Sp. „Grafit“ und Rutil. Fugenkristallite: Quarz, Ankerit.



Abb. 67.
Syn- und postdiagenetisch-tektonisch gefaltetes und gefälteltes Schiefererz aus dem Unterdevonkomplex.
Siderit: weißgrau; Sericit, Quarz, „Grafit“: grauschwarz.

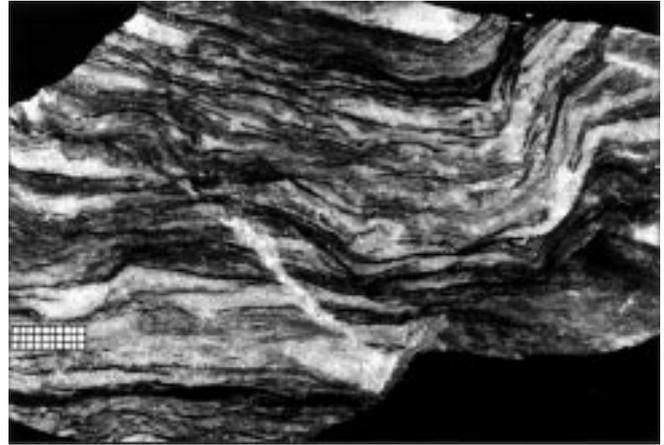


Abb. 68.
Syndiagenetische und postdiagenetisch-tektonische Verformung eines schon ursächlich nicht planparallel angelagerten Sideritzschlammes mit Sericit, Quarz als Hauptkomponenten, dazu Chlorit, Semigrafit, Pyrit und Rutil.
Die s-diskordante Fugenverheilung mit Siderit einer jüngeren, aber wahrscheinlich noch diagenetischen Generation beweist wegen der gleichartigen feinkristallinen Ausgestaltung einiger Laminae den bereits begonnenen Einfluß der Umkristallisation mit Kornvergrößerung. Der verschieden kristalline Feinlagenbau ist durch Biegegleitung und Scherung schon relativ stark zerstört: mechanisch und kristallin umgestalteter Restlagenbau.

deren Mehrdeutigkeit die Typisierung sedimentärer, schichtig anlagernder Ereignisse erschwert. Dazu gehört auch die mögliche schichtige chemische Anlagerung von Kristalliten an externen Sedimentbauzonen sowie die interne schichtungsabhängige und -unabhängige Sammelkristallisation während der Diagenese des Sedimentes und der Metamorphose des Erzgesteins.

Nach Kenntnisnahme zahlreicher Befunde entsteht der Eindruck, daß man nachgewiesene s-abhängige Körnungen von 8 bis 4 μm als primär sedimentär auffassen sollte (Abb. 69, 70); obwohl natürlich die Frage nach dem „Vorher“ berechtigt erscheint. Es bleibt offen, was seit der Keimbildung mit den wachsenden Kriställchen chemisch geschah: im Schwebezustand, im Nahbereich des Meeresbodens oder direkt am Boden bis zur ersten fixen Kon-



Abb. 69.
In seltenen Fällen verbergen sich im belteropor nach s sammelkristallisierten Siderit (Sideroplesit) noch relikte Feinlagen von mikritischem Fe-Karbonaten (Pistomesit, Ankerit).
Selektive Sammelkristallisation von „Siderit nach Siderit“, ausgerichtet nach der ehemaligen Schichtung (= Schieferung), im Bild vertikal. Die Siderit-Quarz-Verunreinigung des primären Sideritmikrits ist in den grobspätigen, xenomorphen Sideritkristallen als lagiges Interngefüge (s_1) größtenteils erhalten.
Dünnschliff, Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

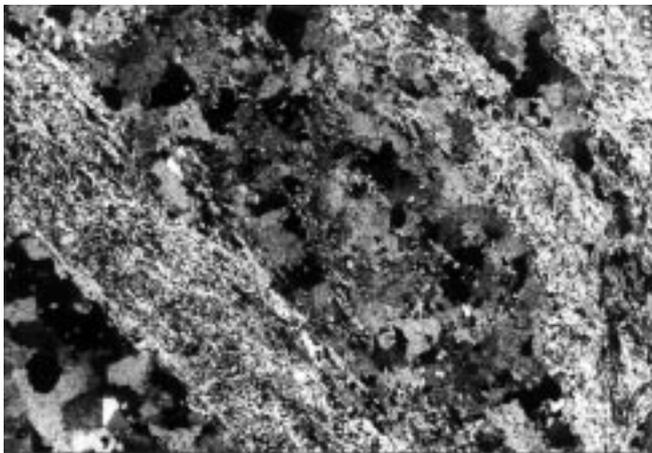


Abb. 70.
Quarzitisch-sericitischer Siderit-Ankerit-Feinlagenbau durch Mineral- und Korngrößenwechsel.
Siderit, Feinquarzit meist mit Sericit und Chlorit. Im Sericit-Chlorit-Filz sind Hämatit sowie spärlich Rutil und „Grafit“ angereichert und mitgefältelt.
Dünnschliff, Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

turenbildung mit gegenseitiger Behinderung. Ruhe, Strömung, Turbulenzen, mechanische und chemische Resedimentation im Schlamm- und Kristallisationsmilieu, interne Teilbewegungen, das alles kann für den überlieferten, heute in Einzelfällen noch erhaltenen frühen Sedimentzustand des chemischen Lagengefüges von Einfluß gewesen sein. Die Befunde sprechen überwiegend für ein ruhiges bis schwach strömendes Milieu.

Als eingangs wichtigste Interpretation ist die des in Nebengestein und Erzkörper ausgeprägten **Parallelgefüges** zu nennen. Vor allem das inhomogene Parallelgefüge als Bankung bis Feinlagenbau bedarf der kritischen Beurteilung, welche Anteile davon auf Anlagerungsvorgänge eines wachsenden Sedimentes und welche auf endogene (syn)diagenetische und/oder postdiagenetische, metamorphosierende Einflüsse, etwa durch stoffliche Entmischungen, Abbildungskristallisation und Abbildungsmetasomatose zustande kamen.

„Schichtung“ im Sinne der Gefügekunde (SANDER, 1936, 1948 [S. 204], 1950 [S. 313 ff.], 1970 [S. 20, 207, 542]) durch den Anlagerungsvorgang der Schichtung entstanden, ist das wichtigste Merkmal, von dem wir ausgehen und auf dessen Basis wir weitere typisch sedimentäre Merkmale suchen. Stellt also der makroskopisch und mikroskopisch oft nachweisbare inhomogene Lagenbau eine ursprünglich sedimentäre Schichtung dar? Welche Anteile gehen auf mechanische, welche auf chemische Anlagerung zurück? Welche Gefüge sprechen für Anlagerung an Grenzflächen, welche für interne Vorgänge wie Kristallisationen im Sediment bzw. Gestein? Was von solchen eindeutigen und mehrdeutigen Merkmalen ist trotz mehrfacher metamorpher Überprägung noch nachweisbar?

Die petrographische Untersuchung des Nebengesteins bzw. des Erzträgergesteins liefert im vorliegenden Fall die bestmöglichen Anhaltspunkte und Vergleichsmöglichkeiten. Und niemand wird bezweifeln, daß die silurisch-devonische Kalksteinabfolge sedimentärer Anlage ist. Reliktische **Schichtung** und **Feinschichtung** in diesen schwach metamorphen Begleitgesteinen wird dokumentiert durch Änderung des Stoffangebotes, speziell der Mineralart, und innerhalb der Mineralart durch Korngrößenunterschiede (Abb. 69, 70, 71). Genau diese Merkmale liegen auch in den Erzkörpern mit Lagenbau und Feinlagenbau vor. Diese wesentlichen Fakten wurden ursächlich



Abb. 71.
Wechsellagerung verschieden feinkörniger Ankerit-Sideritlaminae mit Quarz und feinkristallinem Siderit mit Quarz- S_1 .
Außer lokalen Unkonformitäten an primären Sedimentbauzonen bestehen am unteren Bildrand (grauschwarz infolge Sericitfilz mit Pyrit) syn-diagenetische Stoffverlagerungen an Suturen. Haarrisse mit Quarz verheilt.
Dünnschliff, Nicols II; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

extern an den sich anlagernden und überlagernden Bauzonen eines wachsenden Sedimentes geschaffen. Sie sind aber sekundär, d.h. bereits ab der frühen Diagenese und später nachfolgend durch mehrfache Metamorphosen intern durch Umkristallisation, Mobilisation und Metasomatose verschieden stark verändert worden. Natürlich suchen wir zuerst nach weiteren noch erhaltenen typisierbaren extern-sedimentären Anlagerungsgefügen. (Siehe unten am Beispiel des Schiefererzes).

Zunächst sollte allerdings die althergebrachte Meinung entkräftet werden, daß alle diese typischen Sedimentgefüge durch eine selektive, bis in alle diskreten Einzelheiten in Mineralbestand und Gefüge reichende Abbildungsmetasomatose entstanden seien; nämlich durch Stofftauschprozesse unter den Karbonatmineralen, im besonderen Ankerit und Siderit als Verdränger von Calcit.

Metasomatische Verdrängungen im Sinne von ionarem Stofftausch (vgl. RAMDOHR, 1975, S. 209) verursachen in Karbonatgesteinen häufige, geradezu selbstverständliche stoffliche Veränderungen. Sie sind häufig durch verschiedene charakteristische Verdrängungsstrukturen gekennzeichnet. Aber es geht nicht an, jeden flächigen Erzkörper im großen und laminierte Erzgefüge mit diskreten Einzelheiten im kleinen von vorneherein pauschal als metasomatisch entstanden zu erklären.



Abb. 72. Schwache Unkonformitäten und Diskonformitäten bei der primären Entstehung der Sedimentbauzonen. Lamination durch wechselnde Anlagerung von Fe-Karbonaten (Ankerit, Mesitinspat), Quarz, Sericit, Pyrit, „Grafit“, verdeutlicht auch durch Korngrößenwechsel der authigenen Minerale. Oberer und unterer Bildrand: Eingreifen grobspätiger Sideritisierung parallel und schräg zur Schichtung. Polierter Dünnschliff, Nicols x, natürl. Größe 3,73×2,65 mm.

Da bei der Beurteilung der sedimentierenden Vorgänge im Falle der vorliegenden Karbonatgesteine und karbonatischen Eisenerze mit einem Zusammenwirken mechanischer und chemischer Anlagerung zu rechnen ist, allerdings mit wesentlichem Anteil der chemischen, als Raumgitter wachsenden Komponente, und zudem die z.T. hohe Kristallisationsbereitschaft der Suche nach ursächlichen Sedimentstrukturen zuwiderläuft, bestehen für petrographisch nicht kompetente Forscher gerade im Falle der genetischen Klassifizierung der Lagerstätte Schwierigkeiten.

Schwierigkeiten ergeben sich nämlich insofern, als in der Diskussion der Genese von Erzlagerstätten in manchen Kreisen der Wissenschaftler eine bewußte Abneigung gegen synsedimentäre Metallkonzentrationen besteht; Nach anderer, und auch nach unserer Auffassung aber völlig unbegründet. Zum besseren Verständnis metamorph überprägter, kristalliner Sedimentgefüge ist das Studium von alpinen Gips-, Anhydrit-, Salzlagerstätten im Verbands des Haselgebirges (Salztongebirges) zu empfehlen, deren sedimentäre Anreicherung nicht umstritten ist, deren kristalliner Zustand aber kaum mehr den Nachweis von primären Gefügen aus dem Anlagerungsstadium zuläßt. Eine Fülle von Entwicklungsstadien erlaubt dort, den manchmal komplizierten und vieldeutigen Weg beurteilen zu lernen.

Gute Voraussetzungen für den Fund wenig veränderter Lagererze liefert der Typ Schiefererz (Abb. 9, 59, 66–72). Aber nicht jedes Stück Schiefererz liefert die entscheidenden Merkmale. Auch im Falle unserer Siderit-Ankerit-Lagerstätte sehen wir uns in einem Milieu bedeutender Anteile von mehrdeutigen chemischen Anlagerungsprodukten, die noch dazu, infolge der großen Neigung zur Sammelkristallisation, oft nur verwischte Primärgefüge vermuten lassen.

Das feinschichtig aufgebaute Schiefererz besteht aus laminar wechselndem Mineralgehalt. Der Wechsel besteht sowohl im völligen Verschwinden von Komponenten, als auch in verminderter Beteiligung. Es handelt sich um

authigene Minerale, nämlich Siderit i.w.S. (mit verschiedenem Fe-Gehalt), Ankerit, Dolomit, Calcit, Pyrit, Quarz, (Chlorit, Hämatit) sowie um die allothigenen Partikel von Sericit, Chlorit, Quarz und carbonifizierten Phytodetritus.

Während es hinsichtlich der detritisch zugeführten, also allothigenen Komponenten keine Zweifel an ihrer ursächlich mechanischen Anlagerung geben sollte, verlangt die Beurteilung des authigenen Mineralbestandes besondere Aufmerksamkeit.

Die feinstkörnigen, lagig erhaltenen Eisenkarbonate weisen Korngrößen der Fraktion um 4 µm auf. Diese und weitere mikrokristalline Erzaggregate mit 5 bis 8 µm-Körnungen entsprechen im Kalknebengestein den groblutischen mikritischen Calcitkomponenten (Abb. 69). Wenngleich es leichter ist, größere Areale dieser Kornfraktionen im Kalkstein zu finden und das sehr feinkörnige Eisenkarbonat eher eine Rarität darstellt, betrachten wir diese als die ältesten erhaltenen Zeugen eines Frühstadiums der Karbonatsedimentation.

Die nicht nur ähnlichen, sondern auch teilweise gleich aussehenden Befunde im Kalkareal und im Fe-reichen Areal sollten daher auf ähnliche gefügebildende Ursachen zurückgeführt werden.

Da es sich in beiden Milieus nicht um an einer Bauzone ausgefallte typische, chemisch als Raumgitter gewachsene Mineralrasen oder -sinter handelt, sondern um mikritische Aggregate, ist für Anteile des Kalkschlammes und

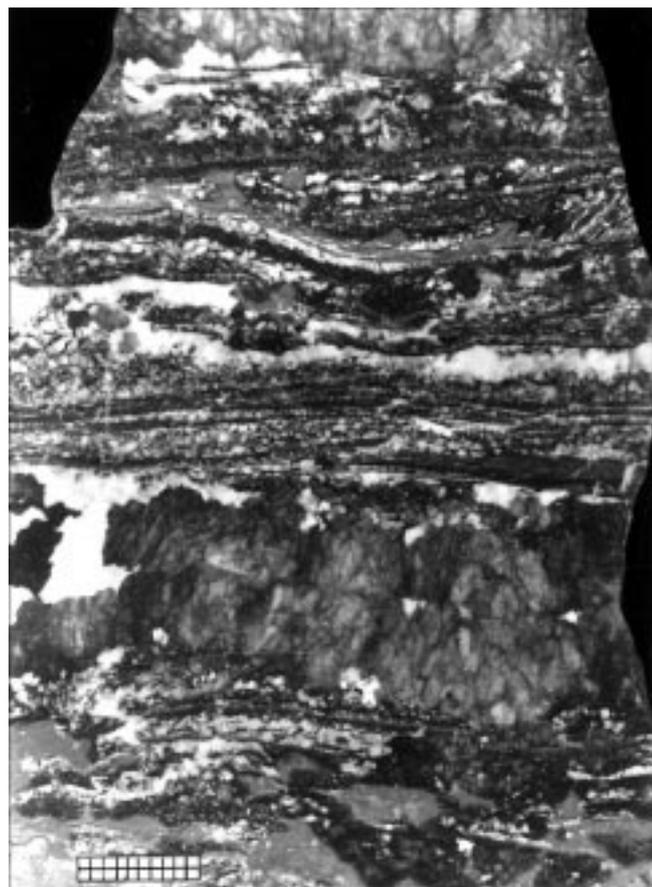


Abb. 73. Relikte von geopetaler Gestaltung ehemaliger Sedimentbauzonen im verschieden umkristallisierten Ankerit-Siderit-Erz. Feinst- bis grobkristalliner Lagenbau durch laminare Änderung der Mineralbeteiligung von Fe-Karbonaten, Quarz, Quarzit, Sericit, „Grafit“ und Pyrit. Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

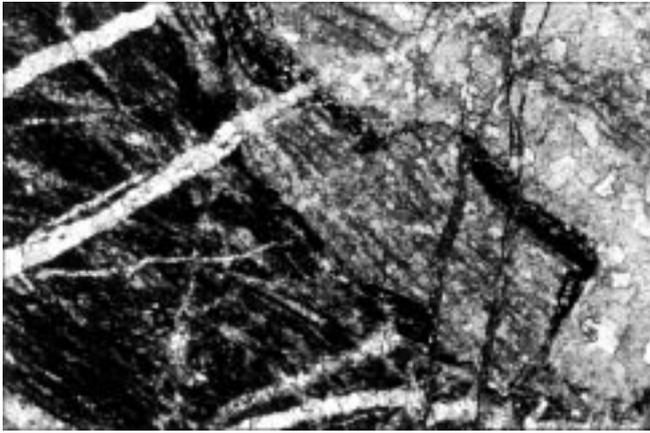


Abb. 74.
Syndiagenetische Konturenverlagerung an Sedimentbauzonen im verschieden stark sammelkristallisierten Ankerit-Siderit-Erzsediment mit feinschichtiger Beteiligung von Sericit, Quarz und Pyrit (schwarzgrau, Pyrit mit Sericit: schwarze Suture). Polarität der Anlagerungs- und Auflösungs Vorgänge. Unkonformitäten des Anlagerungsstadiums im Sericit-Pyrit-reichen Abschnitt rechts oben erhalten. Fugenkristallinat: Quarz (weißgrau).
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

für die gesamten Fe-Karbonate als anlagernder Vorgang ein Ausfällen von Kristallkeimen im bodennahen oder auch -ferneren Milieu anzunehmen, aus welchem die durch chemische Anlagerung wachsenden Kristallite bei genügender Größe unter dem Einfluß des Schwerfeldes mechanisch an die externe Sedimentbauzone abgelagert wurden.

Hier konnte, natürlich weiterhin in geeignetem geochemischem Milieu, ein Weiterwachsen der Kristallite bis zur fixen Konturenbildung mit gegenseitiger Behinderung erfolgen.

Nun findet man alternierende Wechsellagerung von verschiedenen Eisenkarbonaten, z.B. Siderit und Vertreter der Mischkristallreihe $FeCO_3 - MgCO_3$ (Abb. 69) und man findet eine alternierende Folge von vor allem Sericit-, Quarz-, Sericitquarzit- und „grafitischen“ Feinlagen (Abb. 70). Es kommen auch Pyrit-reiche Feinschichten vor.

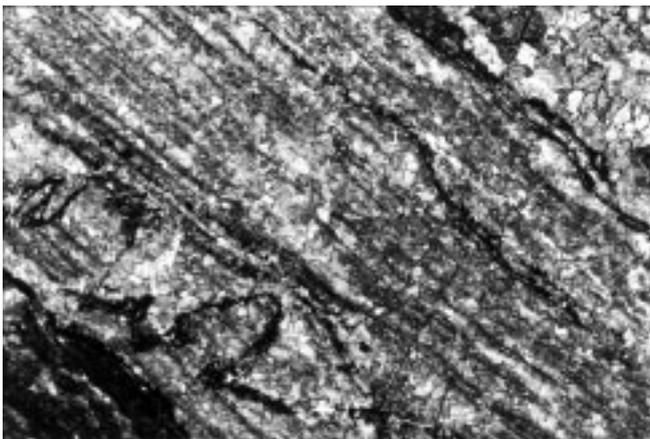


Abb. 75.
Merkmale für frühe diagenetische Teilbewegungen zeigen sich im zapfenförmig-höckerigen Verlauf von Stylolithen, die manchmal eine Verbiegung der Laminae zur Folge haben. Die Ursache liegt im Festigkeitsverhalten aneinandergrenzender Feinlagen mit unterschiedlicher Lösungs- und Reaktionsbereitschaft. Mikritischer Siderit-Ankerit-Laminat mit Spatisationsnestern. Nebengemengteile sind Quarz (weiß) lagig und diffus, Sericit (schwarzgrau) und Pyrit (schwarz).
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

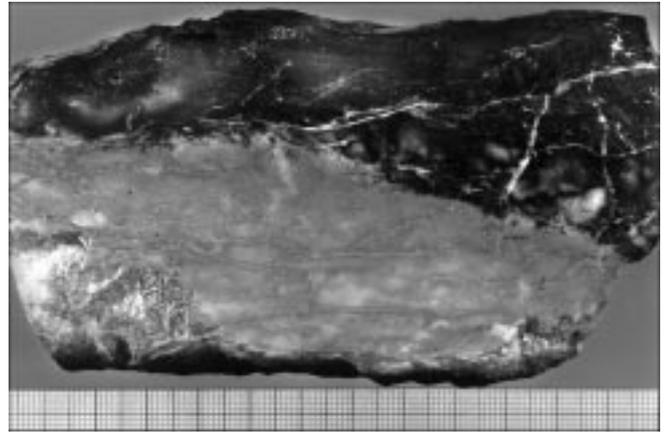


Abb. 76.
Deutliche, aber unscharfe Grenzkonturen zwischen Chlorit-Sericit-Kalk-Schiefer (grau) und teilweise schräg zu s eingreifender metasomatischer Sideritfront (Sideroplesit, wegen starker Limonitisierung schwarzgrau).
Großanschliff. Maßstab mm-Papier.

Derlei inhomogene Parallelgefüge sind in vielen nachgewiesenen Fällen von Biegefältelungen und Biegegleitungen derart verformt, daß zumindest für einige davon auf Grund der Voraussetzung eines hochteillbeweglichen Zustandes eine synsedimentär-externe Entstehung bestätigt erscheint (Abb. 66, 67, 68).

Weitere sichere Merkmale für progressive und regressive Ereignisse an externen Sedimentbauzonen liefern Wechsellagerungen mit **Erosionsdiskordanzen**, **Schrägschichtung** und **polar-geopetaler** Fortsetzung der Sedimentation nach oben zu (Abb. 68, 72, 73).

Schrägschichtung in Erzlagerern wird deutlich z.B. in polymineralischen Feinschichten mit Mesitinspat-Lutit, in welchem als jüngeres Kristallinat Siderit sowohl laminiert als auch mit Verbindung zu s-diskordanten Haarrissen auftritt. Eine andere feinstkörnig-schrägschichtige Variante mit geopetaler Fortsetzung über einem externen Relief einer Bauzone besteht aus alternierender Beteiligung von Siderit, Ankerit, Sericit und Semigrafit. Auch in diesem Beispiel besetzt eine jüngere, und zwar grobspätige Sideritgeneration zwischengeschnittene Anteile.

Ein weiteres Beispiel zeigt laminaren Sideritlagenbau mit gewellten Grenzkonturen und einem s-diskordanten

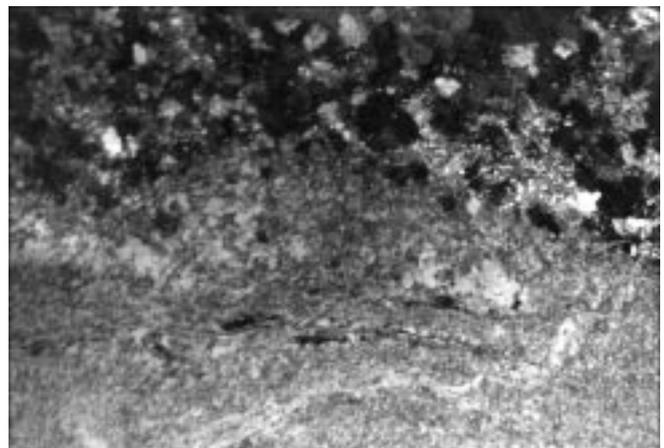


Abb. 77.
Die metasomatische Grenze (vergl. Abb. 76) zwischen kristallinem Sideroplesit und mikritisch-spatitischem Kalkschiefer.
Dünnschliff, Nicols ||, natürl. Größe 15,5×8,5 mm.



Abb. 78.
Metasomatischer Angriff von grobspätigem, undulös gefeldertem Sideropilesit (oben) auf mikritisch-lutitischen Kalkschiefer mit etwas Sericit und Quarz (Sauberger Kalk, unten).
Unten Mitte: lokaler Haarriß mit Quarz, Calcit und Fe-Karbonat unterbricht die Feinschichtung im Kalkschiefer.
Dünnschliff, Nicols \parallel , natürl. Größe 15,8×8,5.

sackförmig-polaren Einschnitt zu derbkristallinem Siderit. Dieser Fall repräsentiert nicht nur typische erosionsdiskordante Sedimentgefüge, sondern macht auch syn-sedimentäre Verformungen wahrscheinlich.

Syndiagenetische Lösungsvorgänge im Primärerz: Aussagereiche Erzfeinschichten sind im räumlichen Verlauf von Styolithen zu finden, an welchen durch die unterschiedlichen Verlagerungen der *s*-Flächen infolge von frühdiagenetischen Lösungsvorgängen Laminae mit verschiedenkörnigem Siderit aneinandergrenzen (Abb. 74, 75).

Wenn auch derlei Gefügenachweise eine lange Suche in den Lagererkörpern voraussetzen, so ist die Aussagekraft solcher Merkmale präzise. Niemals können derartig typische Sedimentausbildungen durch nachträgliche Metallzufuhr und metasomatisch-selektive Erz-Platzergriffung erklärt werden.

Diese im „Schiefererz“ gemachten Beobachtungen sind auch in den nicht erzführenden feingschichteten flaseri-



Abb. 79.
Ein häufiger Fall deformierter Grenzen zwischen Sideritaggregaten (dunkel) und Kalkschiefer (Sauberger Kalk, hell).
Sauberger Kalk, teils mikritisch (grau), teils grobspätig (grauweiß), allenfalls mit Sericit und Quarz, am metasomatischen Kontakt mit grob-spätigem Siderit (grau bis grauschwarz, undulös). Starke nachkristalline mechanische inter- und intragranulare Durchbewegung des gesamten Gefüges.
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

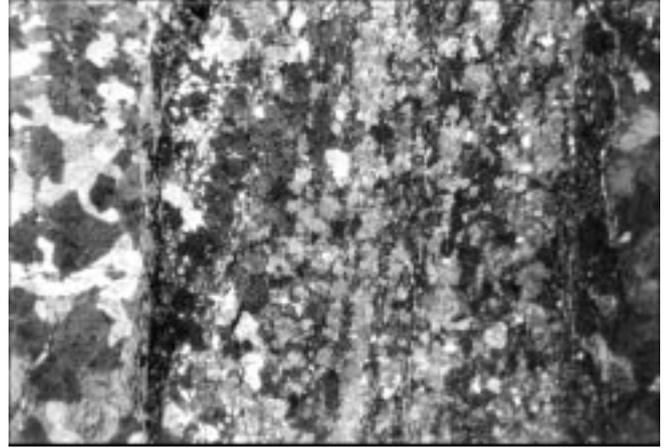


Abb. 80.
Selektive nach *s* ausgerichtete Umkristallisation von feinkristallinem (Pistomesit-Sideropilesit-) zu grobkristallinem (Sideropilesit-), Siderit = Marmor mit Beibehaltung des *s*-Lagenbaues, im Bild vertikal.
Zwischenfilm von Sericit und Quarz.
Dünnschliff, Nicols \parallel , natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

gen Kalksteinen des Typs „Sauberger Kalk“ in analoger Weise zu machen.

Um den Einwand zu entkräften, daß alle diese typischen Sedimentgefüge im Erz durch pauschalen metasomatischen Stofftausch infolge genereller „Durchtränkung“ eines Kalksedimentes mit allen Details seiner ursächlichen Anlagerung zustande gekommen wären, ist zu entgegenen, daß zwar grundsätzlich solche Fälle nachweisbar sind, aber die beschriebenen Erzbilder nicht metasomatisch entstanden sein können: Weil metasomatische Mineralplatznahmen nicht mit derart scharfem Korngrößenwechsel und dabei bis in Einzelheiten gehender Nachbildung von Parallel- und Schrägschichtung sowie Reliefs und mit alternierendem Wechsel verschiedener Fe-Karbonate abläuft. Die Polarität der Anlagerung in übereinanderfolgenden externen Bauzonen mit Unkonformitäten, Rückstands- und Erosionsdiskordanzen, das können nur unverwischte Zeugen einer primären Anlagerung sein, wenngleich doch nicht belegbar ist, ob den mikritischen Kornfraktionen im Verlaufe des Anlagerns nicht noch ein Vorstadium submikroskopischer Teilchen vorausging.

Metasomatische Gefügebilder zeigen zum Teil Verdrängungsfronten, die Feinschichten queren (Abb. 76–79), sie

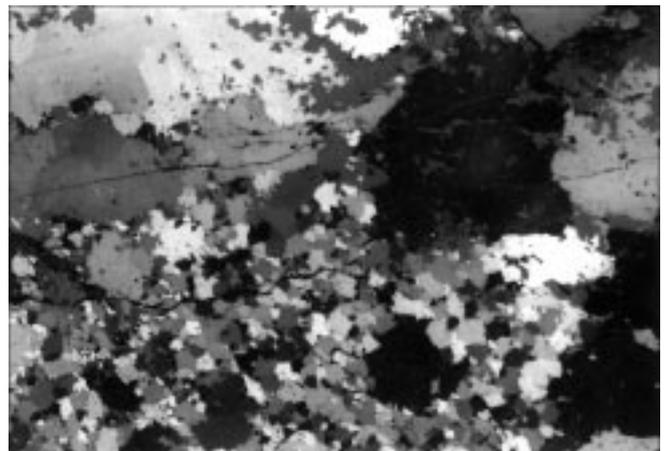


Abb. 81.
Korngrößenwechsel im Lagenbau des Sideritmarmors durch verschiedene Sideritgenerationen.
Sehr geringe Mitbeteiligung von Sericit und Quarz als *s*, nur im Sideritkorn rechts oben (Dunkelstellung) erkennbar.
Polierter Anschliff, Nicols +, natürl. Größe 3,73×2,65 mm.

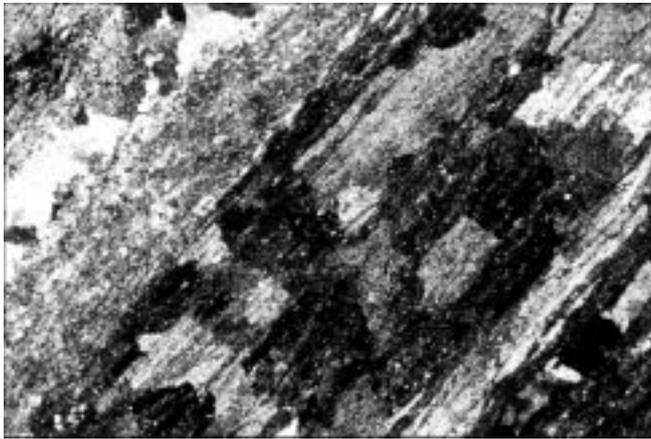


Abb. 82.
„Siderit nach Siderit“-Abbildungskristallisation.
Sideritgroßkristalle (Sideroplesit, Siderit) wachsen selektiv zeilenförmig auf Kosten mikritisch-lutitischen Siderits (Pistomesit, Sideroplesit), der feinelagig und als Relikt in den Sideritblasten noch erhalten ist. Das Lagengefüge, ursprünglich als Schichtung entstanden, bleibt nach der Umkristallisation erhalten.
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

zeigen mitunter auch insulare Verdrängungsreste, welche kein zusammenhängendes Gerüst mehr bilden. Und die mehr oder weniger deutlich kristallinen Komponenten einer isophasen Abbildungskristallisation und einer allochemischen Metasomatose zeigen oft die von ihnen überwachsenen Verunreinigungen durch Quarz, Glimmer, Pyrit usw. als Interngefüge, im speziellen auch den signifikanten Fall *si*.

Die oft vorliegende Präsenz von fein- bis grobspätigen Fe-Karbonat-Vertretern in der Abfolge mit feinstkörnigen Siderit-Reliktgefügen in typischen externen Anlagerungspositionen führt zur Erklärung, daß die verschiedenen grobspätigen Erze sekundär als Abbildungskristallisation, also intern selektiv, prädestiniert in Feinstlagen des Laminitis und auch schichtig im Erzschieferverband entstanden sind (Abb. 80–83). Als auslösende Ursachen können im syndiagenetischen Stadium selektive Sammelkristallisation, etwa bevorzugt in pigmentfreien, monomineralischen Laminae, sowie in postdiagenetisch mechanisch beanspruchten oder auch metamorphosierten Teilbereichen die unterschiedliche Mobilisationsbereitschaft in den inhomogenen Schichten sein, die zu einer tektonischen Ent-

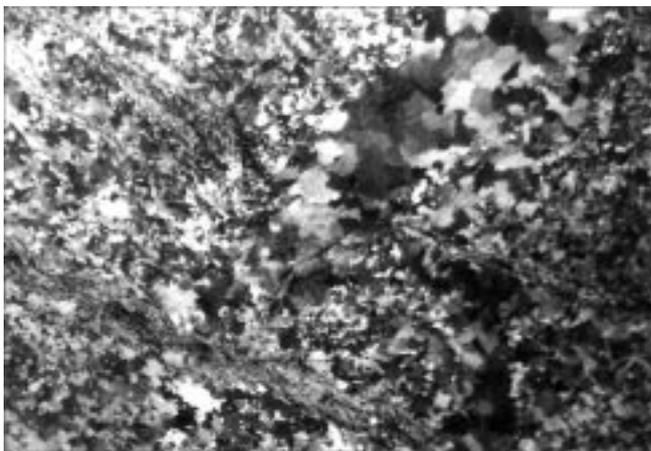


Abb. 83.
Sericit-Chlorit-Quarz-Siderit-Laminit mit *s*-diskordanter, Siderit-verheilte lokaler Zerrfuge. Sideritphylionit mit Feinlagenbau (Schiefererz).
Dünnschliff, Nicols II; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

mischung mit (erhaltenem) Lagenbau als Nachbildung der Schichtung geführt haben.

6.2.2.3. Um- und Sammelkristallisationen

Die Kristallinität der verschiedenen Fe-Karbonate bedingt für die genetische Beurteilung so manche Schwierigkeiten. Deshalb ist es erforderlich, die Entwicklung des Erzes in Zwischenstadien vom typischen Sedimenttargefüge bis zum kristallinen Korngefüge des metamorphen Erzes zu verfolgen.

Die Feststellung, daß größere Kristalle kleinere verdrängen, führt mit vielfältigen Gefügen bis zu den über cm-großen Kristalliten zur Erkenntnis, daß im allgemeinen die feinstkörnigen Komponenten die älteren, bzw. ältesten und die grobkristallinen die genetisch jüngsten darstellen (Abb. 70, 71, 72). Aber es gibt Ausnahmen. Von Einfluß auf die Neigung zur Umkristallisation ist die Reinheit des Gefüges: Monomineralische Lagen sammelkristallisieren leichter, während Gefügepartner die Kristallisationsbereitschaft hemmen.

Als frühe Sekundärbildung kann der Nachweis von lokal enthaltenen (*s*-parallelen) Mikrolagergängen gelten, die mit (*s*-diskordanten) Mikrofugen in unmittelbarer Verbindung stehen und dasselbe Korngefüge aufweisen (Abb. 48, 68). Diese gegenüber den Feinschicht-Eisenkarbonatkomponenten i.a. pigmentfreien, reinen und immer gröberkörnigen Internkristallisate sind in ihrer räumlichen Ausdehnung oft nur im mm- bis cm-Bereich derart beschränkt, daß ihre syndiagenetische Genese sehr wahrscheinlich erscheint. Kristallographisch analoge Aggregate, welche ältere Erzgefüge queren, können mit Wahrscheinlichkeit ebenso in die Diagenese gereiht werden. Es handelt sich um die in Karbonatgesteinen bekannte Spatisation, also um die mit Kornvergrößerung verbundene isophase Umkristallisation. Nach den hier gemachten Erfahrungen sind feinkristalline Aggregate von etwa 0,01–0,06 mm zumindest teilweise sicher als sekundär syndiagenetische Kristallisate einzustufen. Für andere Fälle allerdings wird eine primäre Ausgestaltung zu einem derartigen mikritischen, feinkristallinen Gefüge für möglich gehalten.

Allerdings haben wir auch Beispiele für allophase Umkristallisationen anzuführen; so verdrängen mitunter Si-



Abb. 84.
Das Erz der schlauchförmigen *s*-diskordanten Erzkörper besteht häufig aus einem grobspätigen Sideritkorngefüge mit stark undulösen xenomorphen bis hypidiomorphen Komponenten, häufig auch begleitet von grobkörnigem Quarz (nicht im Bilde) und Verdrängungsresten von Calcit des Kalksteins (nicht im Bildausschnitt).
Dünnschliff, Nicols x; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

deritblasten selektiv mikrokristallinen Ankerit-Mesitinspat-Lutit (SCHULZ & VAVTAR, 1991, S. 228, Abb. 13), wofür allerdings in diesem Fall offen bleiben muß, ob es sich um syndiagenetische oder metamorphe Neukristallisation handelt.

Hinsichtlich der vorhin erwähnten diagenetischen Veränderungen im Sideriterz ist von Bedeutung, daß ganz analoge Befunde in den Nebengesteinen erbracht werden können. So liegt etwa das feinschichtige Karbonatgestein „Sauberger Kalk“ mit Kalklutit der Korngrößen $>7\ \mu\text{m}$ in Wechsellagerung mit hauptsächlich Sericit, Chlorit, Quarz, Pyrit, auch Hämatit, Rutil und gelegentlich grafitischem Detritus vor. Der Kalkschlamm ist von Kalkspatnestern durchsetzt, und analoger gröberspätiger Calcit ist in quasi-s-parallelen Feinlagen und in diskordanten Haarrissen auskristallisiert. Auch im Falle des Calcits gelingt es nicht immer, jeden Befund zweifelsfrei der diagenetischen oder einer postdiagenetischen Weiterentwicklung zuzuordnen. Und auch in diesem Erzbegleitgestein sind lagig-schichtig verschiedene dosierte Umkristallisationen und Korndeformationen sowie Rekristallisationen und Tektonitregelungen häufig zu beobachten.

Zum Thema „Umkristallisationen“ sind auch die durch starken allochemischen, metasomatischen Stofftausch entstandenen gang- und schlauchförmigen Vererzungen anzuführen (vgl. 6.2.1.2.; Abb. 53, 54, 55). Wie im Aufschlußbefund wahrnehmbar, liegen auch bei mikroskopischer Beurteilung zweierlei Gefügevarianten vor. Das typische Verdrängungsergebnis in diesen s-diskordanten Erzkörpern sind isotrop aussehende kristalline Korngefüge aus Siderit i.w.S., Ankerit und Calcit. Allerdings weisen sämtliche Hauptbestandteile starke mechanische Beanspruchung auf (Abb. 85). Selbstverständlich sind die Calcite durchwegs zwillingslamelliert, aber auch das dominierende Sideritteilgefüge mit extremer undulöser Auslöschung und teilweiser Zwillingslamellierung läßt so wie auch Ankerit die intragranulare Gitterdeformation erkennen. Somit liegt in der Hauptsache zweifellos ein nachkristallin beanspruchtes Erz vor. Die Korngrößen der Karbonatminerale schwanken in den näher untersuchten Beispielen etwa von 0,16–0,3 mm, für Siderit weiter bis 0,6 mm. Darüberhinaus sind im Siderit noch weitere Grobkristallite vom Typ der Wachstumsgefüge gesproßt.

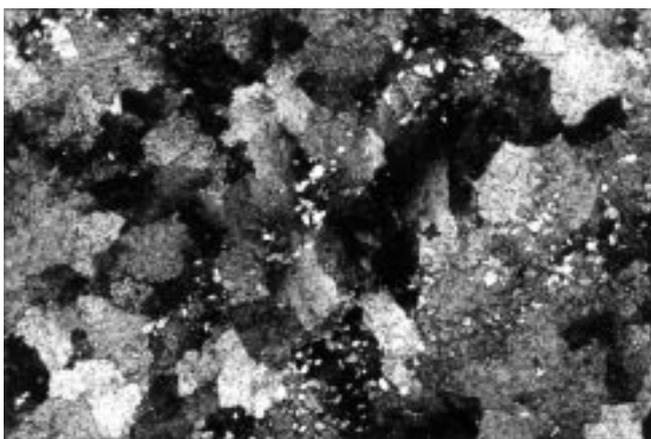


Abb. 85.
Quarz-Lagengefüge in Sideritmarmor.
Granoblastisches, stark undulöses Sideritkorngefüge mit Quarz- s_1 als übernommenes Vorgängergefüge.
Die drei Quarzfeinlagen (diagonal im Bild) markieren die ehemalige s-Lage der Schichtung.
Dünnschliff, Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

Im Vergleich mit der Entwicklung der Erzgefüge in den schichtigen Lagenbauen könnte das jetzt vorliegende Fe-Karbonat bereits einem metamorphen Korngefüge mit jungen, grobkristallinen alpidischen Kristallisationsnestern entsprechen. Aber diese Vermutung hinsichtlich der genetischen Einordnung des Erzes ist allein auf Grund der Korngrößen nicht bestätigt.

Für die genetische Bewertung dieses Erzes ist der makroskopische Befund wichtig, daß gelegentlich Verdrängungsreste vom Kalknebengestein erhalten sind. Ferner ist der Mikrobefund von Bedeutung, der den metasomatischen Angriff der Fe-Karbonate auf das geschichtete Kalknebengestein verdeutlicht (z.B. Abb. 78).

Im hier diskutierten Fall s-diskordanter Erzkörper ist die Verdrängung von Kalk (Calcit) durch Fe-Karbonate offensichtlich so durchgreifend und intensiv erfolgt, daß eine totale Verwischung der vorher schichtigen Kalkgesteinsstrukturen die Folge war. In keinem der im Laufe der Jahre beobachteten Beispiele war für die topologische Gestaltung des Erzkörpers ein Hinweis auf eine bevorzugte Wegsamkeit quer durch das Devongestein, etwa eine Kluft, ein Kluftsystem, eine Trümmer- oder Mylonitzone auffällig. So gesehen kann nur ausgesagt werden, daß es sich um vorpermische Vererzungsereignisse gehandelt haben muß, welche für die Gestaltung dieser Typen von Erzschläuchen, nicht natürlich für den derzeitigen kristallinen Zustand, maßgeblich waren.

Zieht man aber jene s-diskordanten trichterförmigen Erzkörper, die in das stratigraphisch Hangende zu in ein Erzlager münden, vergleichsweise heran (Abb. 51), so wird mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit klar, daß die Bildung metasomatischer, transversal die Gesteinsschichtung durchsetzender Vererzungen noch während des Sedimentaufbaues im Devon stattgefunden hat. Die primär intern im Meeresboden abgelaufene Vererzung war von damals an allen Deformationen und Umkristallisationen sowie Metamorphosen ausgesetzt.

Einen weiteren Gefügetyp von Umkristallisation, und zwar durch Metasomatose, stellt jener Verdrängungsprozeß dar, der von schichtigem und von diskordantem Erz ausgehend teils belteropor nach Schichtungsinhomogenität und Haarspalten, teils auch ohne wahrnehmbare Wegsamkeit das Kalknebengestein meist nur lokal, wolkg diffus vererzt. In diesen Fällen bleiben Mineralrelikte des Vorgängergesteins zum Teil als Interngefüge des neu entstandenen Erzes erhalten. Besondere Beispiele liefern die s_1 -Reliktgefüge von z.B. Sericit, Quarz, Pyrit, „Grafit“ und Rutil.

6.2.2.4. Stratiforme und schichtgebundene Korngefüge

Das im gesamten der Erzkörper gesehen weit zurücktretende, aber doch in Relikten nachweisbare signifikante Siderit-Sedimentärerz gibt Anlaß zur Typisierung und Deutung anderer, weit verbreiteter feinschichtiger und schichtiger Lagenbaue, die wegen ihrer Kristallinität als Korngefüge nicht mehr als typische Anlagerungsgefüge zu bezeichnen sind, aber immerhin eine Reihe von Merkmalen aus einem frühen Entwicklungsstadium noch abbilden (Abb. 80–83, 86, 87). Merkmale die genau den vorhin beschriebenen sedimentären Gefügen entsprechen. Zur Information sei gleich auf Korngrößen Bezug genommen. Wir halten es für wahrscheinlich, daß Körnungen von 0,1 mm aufwärts bereits durch einen metamorphosierenden Einfluß aus feinerkristallinen Aggregaten zustandekamen. Es besteht der Verdacht, daß als Obergrenze etwa

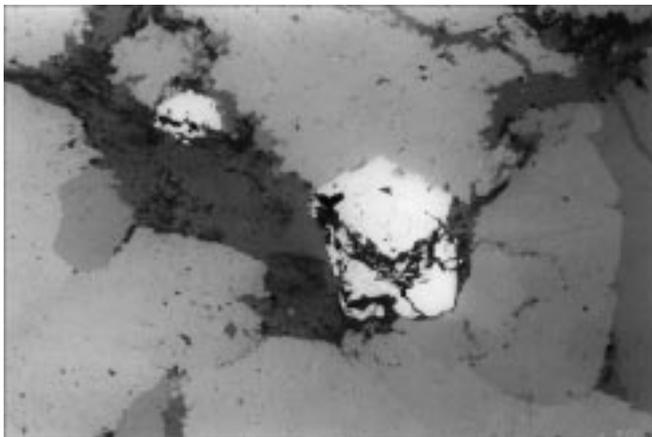


Abb. 86.
Gefältes Sericit-Quarz-s₂-Gefüge konserviert in Pyritidioblasten und xenoblastischem Sideritgefüge.
Polierter Anschliff, 1 Nicol; natürl. Größe 1,87×1,33 mm.

0,6 mm Korngröße für variszisch-metamorph beeinflusste Gefüge angenommen werden könnte. Eine weitere Unterteilung, etwa <0,4 mm und >0,4 mm kann nicht belegt, aber als vage Vermutung erwähnt werden.

Die Erklärung solcher kristalliner Fe-Karbonate fällt um so attraktiver aus, je mehr man sich zuerst mit den feinkörnigen Erzen befaßt. Schon die Bereitschaft zur Sammelkristallisation im Kalknebengestein und im Erz gibt den Denkanstoß. Es gibt nun eine Fülle von fein- und mittelkörnigen, feinlagigen Erzen und „Bändererzen“ in weiter Verbreitung. Man kann eine Unterscheidung treffen zwischen polymineralischem „Bändererz“ und monomineralischem Siderit- bzw. Ankeriterz. Übergänge sind durch die schwankende Beteiligung der Verunreinigung, vor allem durch Sericit, Chlorit und Quarz, aber auch durch Pyrit und „Grafit“ gegeben. Zudem kommt noch die lagig wechselnde Teilnahme von Ankerit. Diese Gangart und das wegen des SiO₂- und Al₂O₃-Gehaltes kontaminierte „Bändererz“ („Schiefererz“) stellen aus praktisch-bergwirtschaftlicher Sicht nicht das geschätzte Erz dar.

Die makroskopisch monotone mineralogische Zusammensetzung erweist sich u. d. M. häufig durch lagenweisen Korngrößenwechsel als inhomogenes Parallelgefüge, mitunter als belteropore Abbildung eines älteren Sedimentaufbaues.

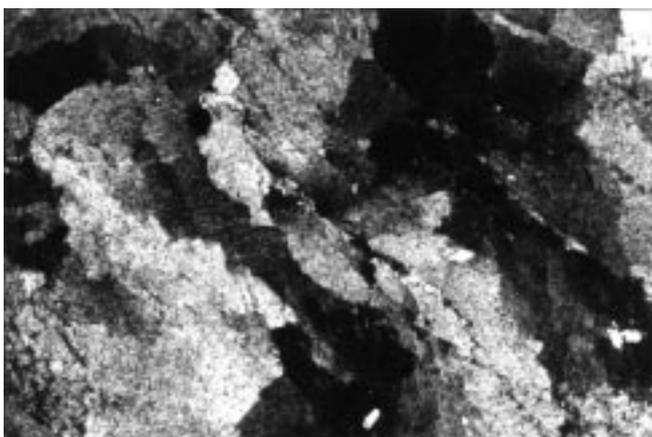


Abb. 87.
Siderittektonit.
Starke nachkristalline mechanische Durchbewegung führte zu statistischer Kornlängung parallel s (diagonal) und undulöser Auslöschung als Folge intragranularer Deformation.
Dünnschliff, Nicols + Natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

Hier kommen also Relikte nicht nur der häufigsten parallelen Schichtung, sondern auch von Schrägschichtungen sowie Unkonformitäten und Diskordanzen zur selektiven Abbildung, so daß man vermuten könnte, ein primäres grobkörniges Sediment vor sich zu haben. Aber dieser beiläufige Eindruck trügt und die genaue Sachlage gleicht einerseits nicht-metamorphem Dolomit, andererseits Calcitmarmor, und sie erinnert an die kristallinen Gips-, Anhydrit- und Steinsalzgefüge. Natürlich wird niemand an deren primär sedimentärer Genese zweifeln, wir aber müssen den Sachverhalt im Siderit-Ankerit-Erz mit den Entwicklungsstadien prüfen und die Entwicklung wenn möglich lückenlos darlegen. Das ist angesichts der verschiedentlich verbreiteten Meinung, daß Erzminerale nur epigenetisch in Gesteinen auftreten dürfen, eine wichtige Aufgabe.

Zur Erklärung tragen die vielen Befunde in den begleitenden Kalkgesteinen bei, welche vom Kalklüt zu feinkristallinen Kalkmarmor überleiten. Hierbei entwickelt sich die Kornvergrößerung von den Fraktionen um 0,007 mm über 0,01, 0,05, 0,1–0,3, 0,5 bis zu 1–2 mm und bildet somit einen feinkörnigen, selten auch mit 5 mm großen Komponenten schon einen mittelkörnigen Calcitmarmor.

Auch wenn man vorerst von einem Gefügevergleich der Lagenbaue und der Korngestaltung in Gestein und Erz absieht, so zeigen die Erzlager im Mikrobild eigentlich ganz analoge Ausbildungen. Allerdings fällt die Neigung der Eisenkarbonate zur Kornvergrößerung gegenüber Calcit besonders auf. Bei Ankerit und Mesitinspat sind die kleinsten Körner in Feinlagen lutitischer Kornfraktionen um 5 µm erhalten, bei Siderit wurden sogar nur 4 µm bis hinauf zu 8 µm gefunden.

Die Kornvergrößerung reicht über häufige Lagen mit Körnern um 0,03, 0,07, 0,15, 0,3, 0,6 bis zu 1 mm, und sie reicht weiter zur häufigen Korngröße mit 2–3 mm. Grobkristalline Sideritgefüge weisen Kristallite mit 3 und 5 mm auf, in größten Lagenbauten wurden Komponenten mit 10 mm gemessen. Ähnlich liegt diese Situation bei Ankerit. Immer wieder zeigt sich der bekannte Befund, daß die Umkristallisation bevorzugt monomineralische Laminae erfaßt, hingegen mineralreiche Lagen in der Weiterentwicklung zurückbleiben. Das wirkt sich auch in den Korngrößen der Kristallite aus.

Außer dem hier beschriebenen typischen kristallinen Lagenbau durch Korngrößenwechsel gibt es diese Korngrößenunterschiede auch nesterförmig, wolkenförmig und in Form der zwischengelagerten bipolaren Gefüge. Alle diese Kristallite bezeugen ein Kristallwachstum auf Kosten jeweils kleinerer Generationen. Aber aus dem bisher Gesagten zeigt sich schon die Schwierigkeit einer Einteilung in altersmäßig unterscheidbare Mineralgenerationen.

Im kristallinen Lagenbau, der eine Nachbildung, also Abbildung der ursächlichen Schichtung, allerdings mit vergrößerten Kristalliten darstellt, gibt es noch andere laminar wechselnde Gefügeeigenschaften. Es sind dies durch mechanische Beanspruchung zustandegekommene Tektonitgefüge mit Regelung (Abb. 11, 88, 89). Man lernt sie am besten im Nebengestein kennen: Bemerkenswerte, wegweisende Beobachtungen erlaubt das Nebengestein „Sauburger Kalk“ mit in einem Teilbereich im mm-Abstand wechselnden reinen, aber im Gefüge völlig verschieden ausgebildeten Calcitkristallen (Abb. 11). So ist eine Feinlage von bis zu 5 mm großen xenomorphkörnigen, etwa isometrischen Kristallen zusammenge-

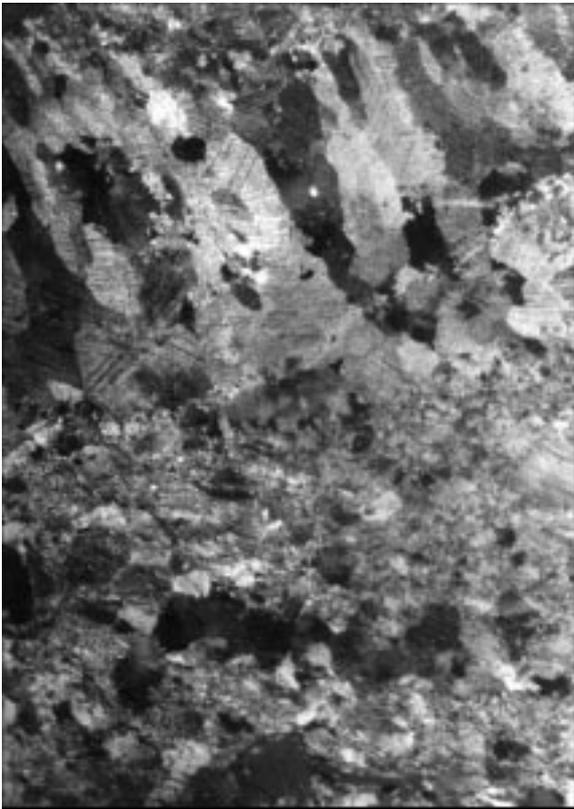


Abb. 88.
Feinschichtiger Sauberge Kalk.
Kalklütite feinstkristallin, deformiert, und Calcitpalisaden quer zu *s* infolge Sammelkristallisation II *s*, verdeutlichen laminare Korngrößenunterschiede.
Dünnschliff, Nicols x; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

setzt, über welcher eine etwas dünnere Lage, bestehend aus arg deformierten, in der Schieferungsfläche zerscheren, gelängten, aber nur mehr 0,2 mm dünnen, miteinander verzahnten Körnern folgt. In diesem Abschnitt sind verschieden große Calcit-Xenoblasten entwickelt. Sie stellen offensichtlich postkinematische Neukristallite dar, sind aber dennoch etwas deformiert, was als Folge einer weiteren, jüngeren, diese Kristallisation überdauernden Deformation gesehen werden könnte, oder aber eine zeitliche Einordnung dieser Blasen als syndeformativ zur erstgenannten Zerschierung möglich erscheinen läßt. An die weitere Feinabfolge schließt eine etwas dicke-



Abb. 89.
Infolge starker tektonischer Beanspruchung zwillingslamellierte Sideritkristalle eines grobkristallinen Erztekonitgefüges.
Dünnschliff, Nicols +, natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

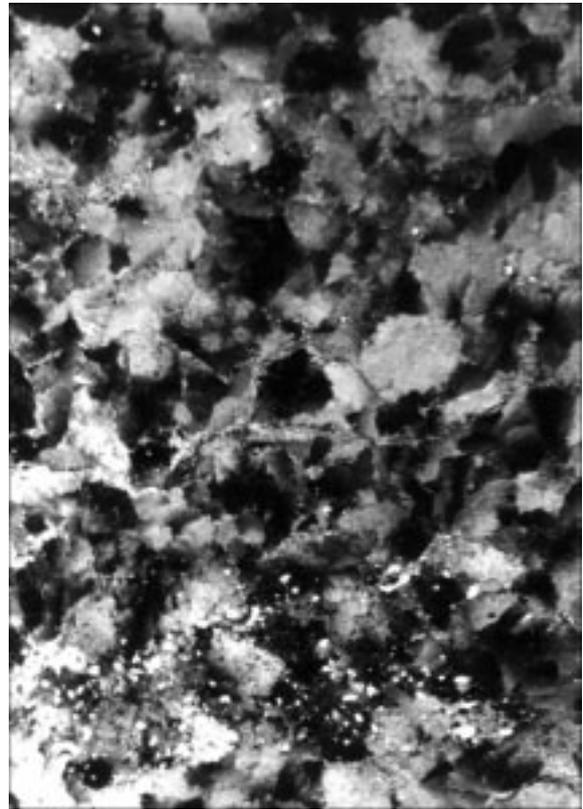


Abb. 90.
Siderittekonit.
Undulös auslöschende Sideritindividuen infolge intragranularer mechanischer Gitterdeformation. Relikte *s*-parallele Feinlage mit Quarzkriställchen als *s*-Gefüge im Sideritaggregat.
Dünnschliff, Nicols +; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

re Fasercalcitschichte an. Dieses wachstumsgeregelte Kristallit mit rechtwinkelig *s* angeordneten stengelförmigen Individuen (Abb. 88) erscheint ebenfalls durch eine Deformation beschädigt. Und schließlich wird dieses chemische Internkristallit von einer zerscheren, stark verschieferten Calcitfeinlage in diesem metamorphen Feinlagenbau abgelöst, wie dieser Typ vorhin schon beschrieben ist. Auffallend ist, daß der aus unterschiedlich deformierten und verschieden gestalteten Calcitaggregaten

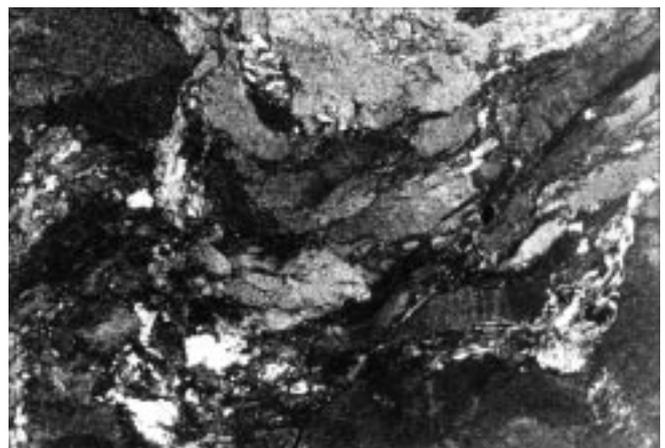


Abb. 91.
Nachkristallin gefälteltes Schiefererz im polarisierten Durchlicht. Oblonge, verbogene und daher undulös auslöschende Sideritkörner (hell- bis dunkelgrau und schwarz) in feinlagiger Abfolge mit Quarz (je nach Drehlage weiß, grau, schwarz) und Sericit (schwarzgrau, schwarz).
Dünnschliff, Nicols x; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

bestehende Marmorabschnitt aus reinem Calcit besteht und nicht etwa durch Sericiteinlagerungen für Gleitungen in s prädestiniert ist. Im Falle von Calcitblastese in polymineralischen Schichten kommen die anschaulichen, im Marmor konservierten Reliktgefüge auch als erhaltenes Intern- s (s_i) zur Geltung.

Die Vielfalt von Korngefügetypen in Wechselfolge auf so engem Raum macht auf ebensolche Verformungsmöglichkeiten in den schichtig gebauten Erzkörpern aufmerksam. Tatsächlich haben wir solche analoge Fälle gefunden: mit zahlreichen Variationen der laminaren Zergleitung in den Schieferungsflächen, auch mit schwachen Scherfaltenbildungen durch sich spitzwinkelig kreuzende s -Flächenscharen, mit Kornlängung parallel den Schieferungsflächen, mitunter zu Mylonit ausgewalzt, mit intragranularen Gitterdeformationen in feinlagig verschieden gestalteten Siderit-Ankerit-Kornzeilen: während allgemein die bevorzugte Gitterdeformation im Calcit durch Translation nach e (0112) und Zwillingschiebung in e erfolgt und in engen Zwillingslamellen nach den drei flachen Rhomboedern im Mikrobild sehr deutlich auffällt, ist die isotype Regelung bei Ankerit und Siderit wesentlich seltener an der Zwillingsbildung optisch erkennbar (vgl. LADURNER, 1955a,b und Teil 6.2.2.6.). Aber es gibt viele Erzbereiche, deren Siderit- und Ankerit-Teilgefüge gar oft die Folgen der Deformation mit Zwillingsbildung zu erkennen geben (Abb. 89, 90). Freilich ist die mechanische Beschädigung des Kristallgitters bei diesen beiden Fe-Karbonaten viel häufiger durch undulöse Auslöschung u.d.M. im Durch- und Auflicht zu erkennen (Abb. 90, 91). Ja es gibt kaum Erzbereiche, die nicht diese Folgeerscheinung von Deformationen zeigen und somit ihre vordeformative Existenz verraten. Ohne jetzt auf bestimmte tektonische Formungsakte einzugehen, sei festgestellt, daß in den Erzlagern die Deformationsgefüge weit vorherrschen und daher die kristallinen Siderit-Ankerit-Körper als Tektonite zu bezeichnen sind. Unberücksichtigt bleiben diesfalls jüngste grobspätige Eisenspatlagen und -nester mit teilweise typischer Wachstumsgefügeregelung.

Die Eisenkarbonate liefern natürlich auch Beispiele für Kornlängung in den Schieferungsflächen infolge postkristalliner Deformation mit abschließender Regeneration der alsdann in den Gleitungsflächen gestaltlich planar geregelten unbeschädigten Körner. Aber auch Zerschörungen mit gitterabhängiger und gitterunabhängiger Korndeformation ohne Regeneration der beschädigten Körner sind nachweisbar und in diesen Fällen als Mylonitisierung in den Gleitbahnen, meist in den Hauptschieferungsflächen s , erklärbar.

Während bei den feinstkörnigen Sideritschichten die Frage aktuell ist, ob ein unversehrtes Reliktgefüge lutitischer Kornfraktionen eines ersten Anlagerungsstadiums vorliegt, ist bei den kristallinen Siderit-Ankerit-Korngefügen die Auswirkung der Blastese von Interesse. Während bei den polymineralischen Erzen mit feinen Zwischenlagen die laminare Separierung der Erzminerale von Sericit, Chlorit und Quarz noch nachweisbar bleibt, werden in den gröberkristallinen Aggregaten zunehmend die Interngefüge von besonderem Interesse, die als Überbleibsel nicht von Umwandlungen betroffen wurden, bzw. infolge ihrer Kornkleinheit in den blastischen Kornaggregaten als Relikt erhalten blieben, bzw. trotz Sammelkristallisation z.B. bei Quarz zu Quarzit ihre ursprüngliche Anordnung im Kornverband noch erhalten haben (Abb. 86, 90, 91). Von gesteigertem Interesse sind die s_i -Interngefüge, welche

im Siderit-Ankerit-Marmor als reliktes Sericit-, Chlorit- oder Quarz-, Semigrafit- und Pyrit- s -Gefüge etwa als Parallelgefüge aus einem Vorstadium erhalten sind. Es steht außer Zweifel, daß dieses Vorstadium im Erz, genau so wie im Calcitmarmor, als sedimentäre Anlagerungsfläche zu deuten ist. Im Falle von Porphyroblastenbildung im granoblastischen Erz sind s_i -Relikte besonders deutlich erkennbar.

Die Anwesenheit von diesen Reliktgefügen macht den inhomogenen Lagenbau eines vorkristallinen (vormetamorphen) Stadiums, also die Schichtung, mikro- und makroskopisch erkennbar. Ihr Einfluß auf Kristallisation und Verformungsbereitschaft ist beträchtlich. Schon die Beteiligung separiert verstreuter, aber doch in einzelnen s -Flächen etwas gehäufte Sericitschuppen in Erz und Gestein hatte eine auffallende Zergleitung vor allem nach der Schieferungsfläche in tektonisch beanspruchten Bereichen zur Folge. Das wirkt sich in Faltungen verschiedener Bereichsgrößen vom Aufschluß bis in den mikroskopischen Verteilungsbereich aus (Abb. 91), wodurch im Falle von geschlossenen Glimmerhäuten auch jene Feinfaltungen entstehen, die als B -Lineation zu den tektonisch auswertbaren Formelementen zählen; und mitunter auch den Nachweis mehrerer, sich kreuzender Achsen ermöglichen.

Während für diese auf die Teilbeweglichkeit Einfluß nehmenden Minerale nur die blättchenförmigen Komponenten wie Sericit, Chlorit und gegebenenfalls „Grafit“ in Frage kommen, zeigt sich auch hier im Erz die gefügepetrographisch bekannte Tatsache der Trägheit polymineralischer Lagen im Verlauf der Sammelkristallisation. Das heißt, saubere, monomineralische Laminae und Schichten neigen zu stärkerer Kornvergrößerung als stark verunreinigte, von anderen Gefügepartnern durchsetzte Bereiche.

Durch derlei Beobachtungen in den verschiedenen Korngefügen, ausgehend vom Typ des Erzlagenbaues, wird klar, wie hilfreich Vergleiche mit den Kalknebengesteinen hinsichtlich der Entwicklung vom nichtmetamorphem Vorgängergestein zum metamorphen Gestein bzw. Erz sind. Und es drängt sich die Erklärung auf, wie bei den Kalksteinen der Devonabfolge so auch im schichtigen Erz eine ursächliche Anreicherung im syngenetischen Stadium, also syngenetisch und syndiagenetisch zu interpretieren.

Die beschriebenen quasi-primären Kalklüt- und Erzgefüge bringen Merkmale aus ihrer ersten Entstehungsphase mit, also den Beweis für das Wachsen von Bauzone über Bauzone. Diese ursprünglichen Merkmale von Schichtung sind in der langen Entwicklungszeit durch möglicherweise vier tektonisch nachzuweisende Orogenesen und Metamorphosen überprägt wurde, welche sowohl Gestein als auch Erz mit gering differierenden Auswirkungen in ein kristallines Korngefüge übergeführt haben. Sehr zahlreiche Beispiele sprechen für eine Abbildungskristallisation. Die weit überwiegenden Erztypen des Erzberges haben also ihre sedimentären Primärmerkmale verloren und an ihre Stelle ist kristallines Gefüge getreten, welches natürlich nunmehr das Gepräge allgemein gleichzeitiger, aber unterschiedlich intensiver Kornvergrößerung vermittelt. Diese Umkristallisation ist häufig nach sedimentären Vorzeichnungen selektiv verlaufen. Damit ist aus der Schichtung ein Lagenbau geworden, der viele Inhomogenitäten im Gesteinsaufbau wiedergibt. Inhomogenitäten, die einst für das Sediment genetische Merkmale waren. Vermittler von Gefügerelikten eines Vor-

gängergesteins sind einerseits der oft erstaunlich deutlich ausgebildete Korngrößenwechsel, auch mit Nachahmung von Diskordanzen, Fältelung usw., andererseits die Konservierung von s_1 -Gefügen im Neukristallinat.

Die deskriptive und genetische Typisierung von Kalkstein und Erz fällt mit Ausnahme der unterschiedlichen Bereitschaft zur Sammelkristallisation in Nebengestein und Siderit-Ankerit-Erzkörpern erstaunlich ähnlich aus. So beurteilt spricht nichts dagegen, die kristallinen Siderit-Ankerit-Erze analog der Nomenklatur „Kalkstein-Calcitmarmor“ als „Siderit-Ankerit-Marmor“ zu bezeichnen.

6.2.2.5. Korngefügeanalyse an Erztektoniten

Die mikroskopischen Beobachtungen im Durch- und Auflicht weisen die Siderit-Ankerit-Erze zum überwiegenden Teil als präkinematische Kristallinate mit beträchtlicher intragranularer Korndeformation aus: also als Siderit-Ankerit-Tektonite, so daß es nahe liegt, diese Beobachtung durch durchlichtmikroskopische U-Tisch-Analysen zu erhärten und den Regelungsstatus statistisch zu überprüfen. Optische Universaldrehtischmethoden zur statistischen Einmessung der Drehlage von Mineralkörnern sind in der Gefügekunde seit SANDER (1930, 1950, 1970) zu einer wichtigen Analyse von Kleinbereichen geworden. Ursprünglich an Quarz, Glimmer, Calcit begonnen, wurde dieser kristallographisch-minerogenetische, metallurgische und auch in verschiedenen naturwissenschaftlichen und technischen Fachgebieten praktisch aussagekräftige Forschungszweig für zahlreiche Kristallgefüge ausgebaut.

Die für unsere Karbonate interessierenden Grundlagen der Korndeformation und Tektonitregelung wurden für Calcit von SANDER (1950, 1970) dargelegt und von LADURNER (1953) auf Dolomit, (1955a) auf Ankerit, (1955b) auf Siderit und (1965) auf Magnesit erweitert. Den Untersuchungen auf die Fe-Karbonate lag anfänglich nur kristallographisches und gefügekundliches Interesse zugrunde. SCHULZ begann 1971 den Nutzen für lagerstättengenetische Interpretationen darzulegen, was in der Folgezeit mehrfach weiterversucht wurde (VAVTAR, 1976 für Magnesit; SCHULZ, 1977, 1979; FUCHS, 1980; SCHULZ et al., 1986 für Siderit, und SCHULZ & VAVTAR, 1989 für Magnesit). Bemerkenswerte Korngefügestudien an Siderit- und Magnesit führte CLAR (1932, 1954) durch: Die teils auf Tektonit-, teils auf Wachstumsregelung bezogenen Untersuchungen brachten wegen der vermeintlichen Existenz von metasomatisch geregelten Spatgefügen bedauerlicherweise eine nicht allgemein akzeptable genetische Erklärung.

Nach LADURNER ist für Siderit und isotyp auch für Ankerit bei mechanischer Beanspruchung eine Einregelung des selten optisch sichtbaren, flachen Rhomboeders $e(01\bar{1}2)$ in die Gleitungsflächen des Gefüges nachgewiesen. Daraus ergibt sich für S-Tektonite eine direkte Einregelung von e in z.B. die Hauptschieferungsfläche $s(=ab\text{-Fläche})$, bzw. mit den e -Loten in Koordinate c des Gefüges. Das bedingt, entsprechend den drei e -Translationsflächen, eine ringförmige Häufung von Siderit-(Ankerit)-Korn- c -Achsen im Abstand von etwa 26° vom e -Lotmaximum. Dieses seinerseits liegt in einem c -Achsenminimum. Im Falle von B-Tektoniten bilden die Korn- c -Achsen einen gespaltenen Gürtel beidseits der ac -Fläche des Gesteinsgefüges.

Die Diagrammdarstellungen (Dg 1–12) in der Abb. 92 sind der Veröffentlichung SCHULZ & VAVTAR (1991) entnommen. Dargestellt sind Siderit- c -Achsen des Erztyps

Schiefererz der Liegendsscholle. U.d.M. sieht man Feinlagenbau durch Korngrößenwechsel im Siderit (Kornklassen 0,05, 0,1, 0,3, 0,7 mm) und durch laminare Teilnahme von Serizit als feiner Filz sowie Quarz. Das überwiegend isometrisch-xenomorphkörnige Sideritkristallinat mit wenigen Sideritparit-Nestern zeigt teilweise undulös auslöschende Körner, einige weisen Druckzwillingslamellen auf.

Der in Dg 1 im ac -Schnitt statistisch erfaßte Kleinbereich ist schwach gefältelt. Die deutliche Kornregelung ist an der kalottenförmigen c -Achsenhäufung gestreut um Koordinate c , u.zw. mit geringem Abstand von der Kreisperipherie erkennbar. Der zur Kontrolle untersuchte, rechtwinkelig zu Dg 1 geführte bc -Schnitt (Dg 2) zeigt demnach eine gespaltene Gürtelbesetzung, die allerdings geometrisch verzerrt und nicht durch die Diagrammitte verläuft. Das Beispiel von Dg 1 und Dg 2 entspricht dem sichtbar schwach gefältelten Erz.

Der ac -Schnitt in Dg 3 und der bc -Schnitt Dg 4 bringen eine angedeutet gespaltene Gürtelbesetzung mit Siderit- c -Achsen: offenbar als Folge einer lokalen B-achsialen mechanischen Beanspruchung.

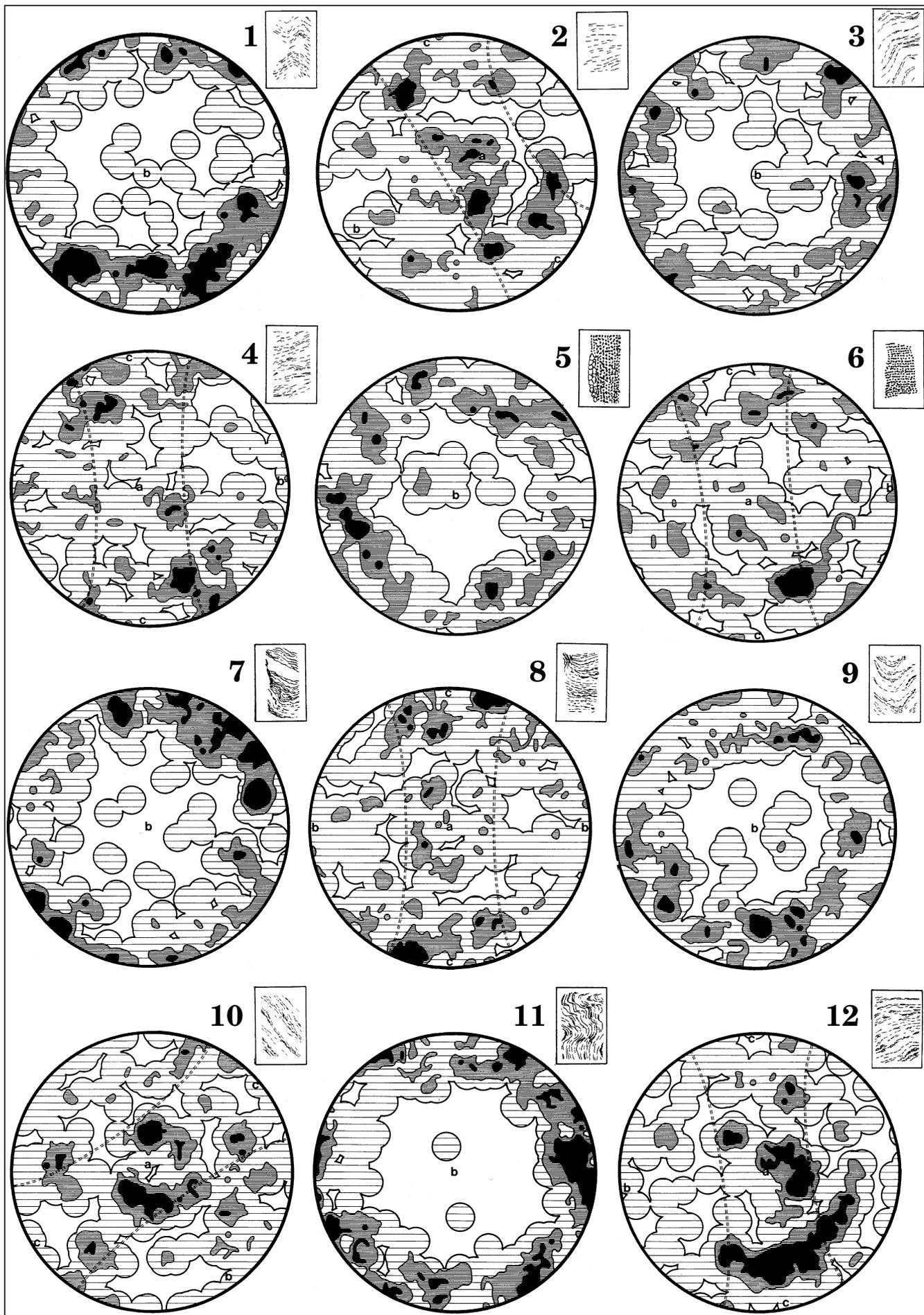
In Dg 5 kommt die c -Achsenhäufung der Sideritkristallite eines monomineralischen feinkristallinen Erzes (Körnungen 0,05–0,23 mm) als ein in ac -Ebene (Peripherie) gespaltener Gürtel gut zur Darstellung. Dem entspricht auch das Meßergebnis im bc -Kontrollschnitt Dg 6, in welchem die gespaltene Gürtelbesetzung beidseits der ac -Ebene angedeutet ist. Bemerkenswert hierzu ist, daß der Dünnschliff-Ausschnitt kein sichtbares Anzeichen einer achsialen Fältelung zu erkennen gibt.

Die breite Kalottenbesetzung im ac -Schnitt mit Siderit- c -Achsen in Dg 7 in randnaher und Randposition ist geometrisch durch Rotation gut in den rechtwinkelig dazu geführten Kontrollschnitt in bc -Lage des Gefüges (Dg 8) überführbar. Das statistische Meßergebnis ist mit der Gestaltung des Siderit-Glimmer-Quarz-Gesteinsgefüges im Kleinbereich des Schliffes gut vergleichbar.

Das Siderit- c -Achsendiagramm Dg 9 zeigt im ac -Schnitt mit den starken Besetzungen rundum und mit charakteristischem Abstand von der Peripherie das Bild eines B-Tektonits. Die deutliche Regelung kommt auch in Dg 10 zur Geltung, wobei allerdings eine konstruktive Rotation in die ac -Lage des Gefüges nicht zur Deckung der Maxima, angedeutet aber der Untermaxima führt. Der analysierte Erzausschnitt trägt im Kleinbereich das Gepräge eines B-Tektonits.

Dg 11 zeigt im Gefüge- ac -Schnitt die Siderit- c -Achsenhäufung rund um die Kreisperipherie die für B-Tektonite typische, durch achsiale Kleinfältelung verursachte Regelung. Der bc -Schnitt Dg 12 deckt sich durch Rotation zwar nicht gut mit der Besetzung in ac -Lage, bringt aber doch eine deutliche Regelung quer durch das Diagramm als Gürtel zum Ausdruck.

Die in den Siderit- c -Achsendiagrammen erkennbare Regelung entspricht dem Muster von B-Tektoniten und b -achsial beeinflussten S-Tektoniten. Selbstverständlich liefern die Glimmer-(Serizit-)Diagramme (z.B. Dg 15 in Abb. 92) das für den jeweiligen Erzteilbereich kennzeichnende statistische Bild. Eingemessen wurden die (001)-Spaltflächen, am Netz eingetragen und ausgewertet die Lote dieser Flächen. Die im ac -Schnitt durch das gefältelte Erz entlang der Kreisperipherie des Diagrammes ausgedehnte Kalotte ist repräsentativ für einen S-Tektonit mit b -achsialen Zügen infolge Fältelung der Schieferungsflächen.



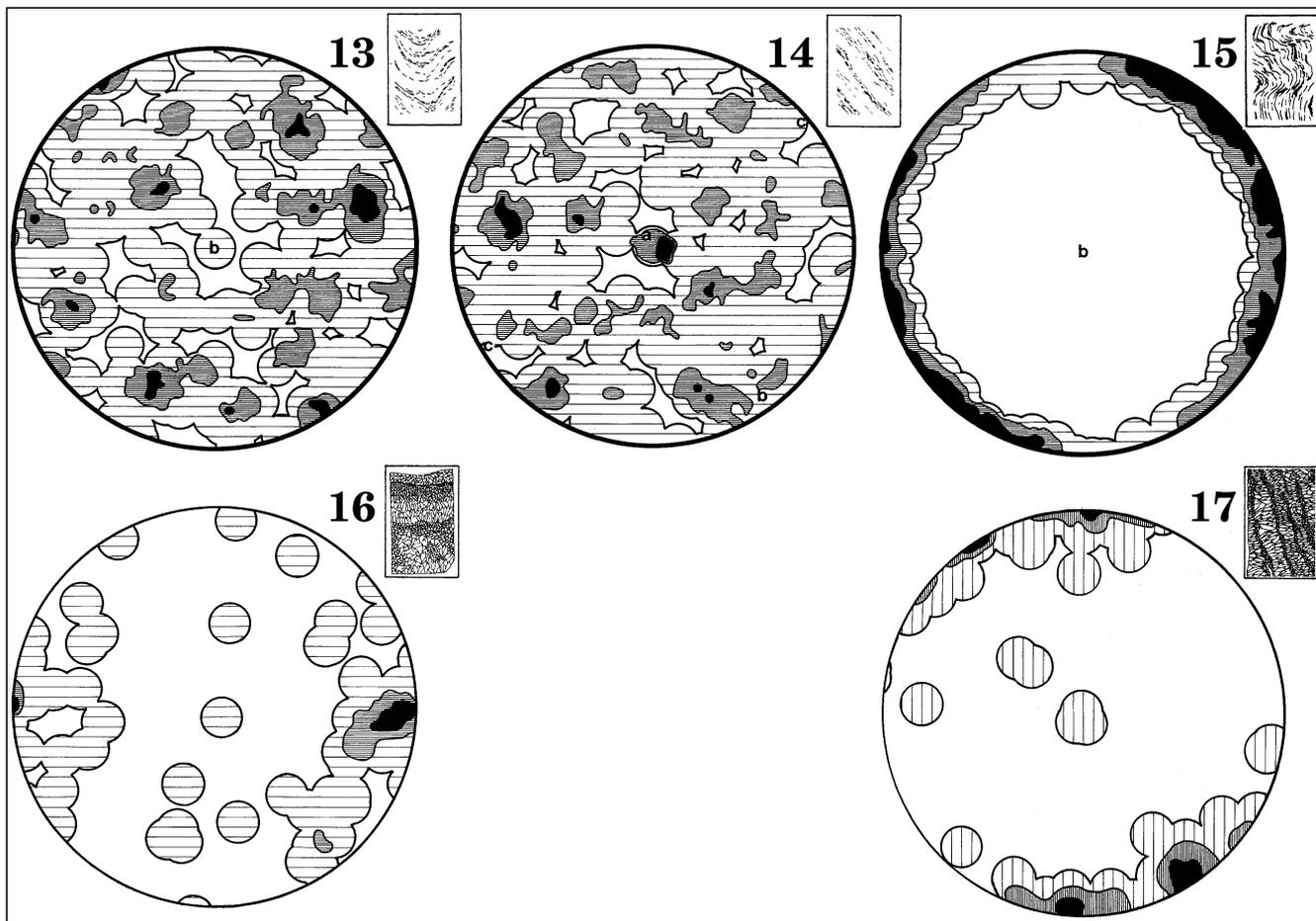


Abb. 92.

Korngefügediagramme (siehe auch gegenüberliegende S. 132).

Dg 1–12: Siderit-c-Achsen; Dg 13, 14: Quarz-c-Achsen. Jeweils 210 Körner, Besetzungsdichte >3 – 3 – 2 – 0 %.

Dg 15: Glimmer-Lote auf (001); Besetzungsdichte >10 – 7 – 3 – 0 %.

Dg 16, 17: 60-Siderit-c-Achsen; Besetzungsdichte >6 – 6 – 1 – 0 %.

Erläuterungen in Kapitel 6.2.2.5.

Im Gegensatz zu den mehr oder weniger scharfen Regelungen im Glimmer und Siderit liefern die Quarz-Diagramme (Dg 13: *ac*-Schnitt, Dg 14: *bc*-Schnitt) keine deutbaren Achsenhäufungen.

6.2.2.6. Wachstumsgefüge und deren Regelung

Die Gefügekunde (SANDER, 1930, 1950, 1970) liefert zum Thema Wachstumsgefüge und Wachstumsgefügeregelung zahlreiche Grundlagen. Insbesondere widmet CLAR (1931, 1932, 1954) den alpinen Spatgefügen Magnesit und Siderit besondere Aufmerksamkeit. Und in diesem Zusammenhang versucht CLAR (1954, S. 58) auch die in „Spatgefügen“ häufigen Typen, nämlich „antipolar-rhythmische“ Wachstumsgefüge oder auch „Antipolar-Rhythmite“ zu typisieren. FONTBOTÉ & AMSTUTZ (1983) befassen sich mit der auch in Sulfidlagerstätten samt Begleitmineralen häufigen Variante, dem bipolaren (antipolaren) Kristallwachstum, u.zw. mit dem Typ der diagenetischen Kristallisationsrhythmite („diagenetic crystallization rhythmites“, abgekürzt „DCRs“). Von SCHULZ (1978) liegt eine diesbezügliche Studie über Zinkblendens bzw. Schalenblenden vor. Aber darüberhinaus sind diese bipolaren Gefüge ganz allgemein in vielen Gesteinen und mit vielen Mineralien anzutreffen. Besonders häufig sind sie in Karbonatgesteinen, vor allem Dolomitsteinen entwickelt. So gesehen stellen also unsere bipolaren Fe-Karbonate keine Besonderheit dar. Aber es ist zu berücksichtigen,

daß es sich allgemein bei diesen Gefügen nicht allein um diagenetische Kristallisate handeln muß, sondern daß auch die Metamorphose derlei Mobilisationen und Internkristallisationen auslösen kann.

Diese Art chemischer Internkristallisate stellt in den Fe-Karbonaterzen des Erzberges offenkundig die jüngsten Kristallisate dar. Sie schneiden nämlich immer, bzw. verdrängen ihre Vorgängergefüge. Die Vorgängergefüge bestehen aus mittel- bis grobspätigen Siderit- und Ankeritkorngefügen. Diese Feststellung bedeutet aber nicht, daß es sich bei den bipolaren Rasen um postdeformatives Kristallwachstum handeln muß. Vielmehr liegen Beobachtungen vor, daß gelegentlich auch diese jungen Kristallisate noch von tektonischen Zerschneidungen im großen und intragranular im kleinen von Deformationen betroffen wurden.

Bipolare Kristallrasen

Dies ist die am häufigsten beobachtete, weil auffälligste Form solcher Kristallisate. Sie treten in einzelnen Lagen oder auch in Form eines Lagenbaues, in diesem Fall manchmal raumrhythmisch auf (Abb. 93, 94, 95). Die Mächtigkeit der aufeinanderzu- oder voneinanderwegwachsenden Kristallfronten reicht vom mm- bis cm-Bereich, was zum Teil auch der Kristallgröße entspricht. Die flächige Ausdehnung kann von Zentimetern über den Meterbereich bis über 10 m betragen und folgt meist dem Lagenbau, also der Schichtung bzw. Schieferung. Aber der



Abb. 93.
„Tigererz“ einer schichtigen Erzbank in der Devonabfolge der Liegend-
scholle auf Etage Liedemann.
Typus der belteroporen jungen alpidischen Wachstumsgefüge von Siderit
als bipolare Kristallrasen durch Sammelkristallisation „Siderit nach
Siderit“.

flächige Verlauf kann wegsamkeitsbedingt auch nach
s-diskordanten Fugen oder Klüften ausgerichtet sein.

Als zementierende Minerale treten Siderit u.a. Fe-haltige
Karbonate, Calcit und Quarz auf; mitunter auch alle zu-
sammen. Im Falle einer fixen Konturenbildung durch Zu-
sammenwachsen der Kristallfronten kann die Zementie-
rung monomineralisch ausfallen. Die typischen bipolaren
Kristallfronten bestehen aus Siderit i.w.S. oder Ankerit.
Das hängt mit dem dominierenden Mineral im Teilbereich

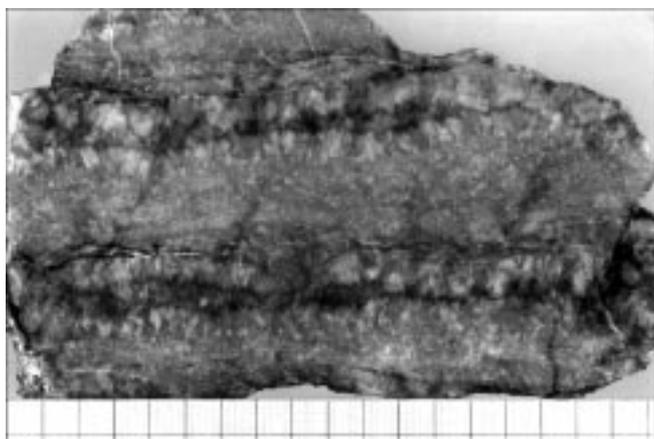


Abb. 94.
Bipolare Sideritkristallrasen durch selektive Um(Sammel)kristallisation,
in diesem Falle wegsamkeitsbedingt nach dem kristallinen Sideritlagen-
bau des Vorgängergefüges.

des Erzkörpers zusammen. So stehen also solche Mine-
ralneubildungen im Zusammenhang mit einer Mobilisa-
tion im unmittelbaren Nahbereich.

Der Aufbau z.B. zweier aufeinanderzuwachsener Kar-
bonatkristallfronten ist meist so zu sehen, daß sich aus
dem feinkristallinen lagigen Erz vom Normalgefüge ab-
weichend ohne ausgeprägte reelle Anwachfläche ein
körniges monomineralisches Granulat entwickelt, das in
beiden Wachstumsrichtungen zu größerem Korn weiter-
wächst, aus welchem als Abschluß die typischen Drusen-
zement-Fe-Karbonate mit den häufig hypidiomorphen
Kristallen folgen. Man könnte das feinkristalline monomi-
neralische Granulat, als vom Normalgefüge abweichende
Entwicklung, als den Beginn einer Mobilisation bezeich-
nen, die grobspätige Kristallfront hingegen als typisches,
in den freien Lösungshohlraum gewachsenes Kristallisa-
t. Eventuelle Restlumina sind mit Calcit, Quarz oder im Side-
ritmilieu mit Ankerit ausgekleidet. Dieser Typ der Kristall-
rasen erweckt bei der Übersichtsbetrachtung den Ein-
druck einer flächigen Hohlraumzementation.

Es fällt auf, daß reine, also monomineralische Erzlagen
bevorzugt von Mobilisationen und solchen Neukristallisa-
tionen betroffen sind, im Vergleich zu glimmer- und quarz-
führenden Lagen. Im Falle eines vorgezeichneten inhomogenen
Erzlagengefüges mit Sericithäuten bildet dieser
Zwischenfilm die Ausgangsfläche für die bipolaren (anti-
polaren) Kristallisationsteilbewegungen. Die belteropo-
ren, im wesentlichen isochemischen Stoffbewegungen
sind manchmal mit einer derartigen Präzision ausgefallen,
daß sogar vorgezeichnete Schrägschichtungen des Erz-
lagenbaues nachgebildet werden.

Anstelle der gezackten Kristallfronten des Drusenze-
mentes sind manchmal auch heterometrische palisaden-

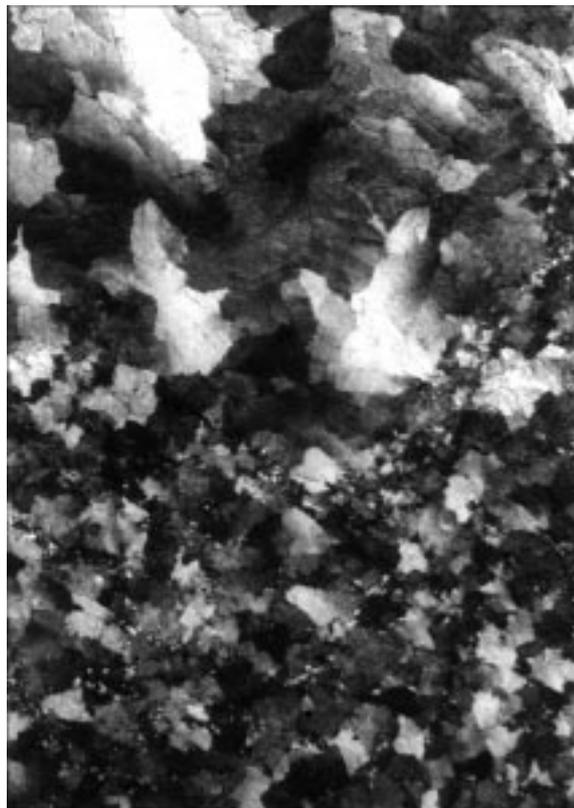


Abb. 95.
Entwicklung eines palisadenförmigen Siderit-Wachstumsgefüges aus
einem xenomorphkörnigen, durch stark undulös auslöschende Körner
gekennzeichneten Siderit-Tektonit.
Dünnschliff, Nicols x; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

förmige Aggregate entwickelt, deren Hauptwachstumsrichtung durch die stengelförmige Gestalt der meist xenomorphen Fe-Karbonatkörner ebenso deutlich zur Geltung kommt. Aber auch die Tendenz zur Ausbildung von Kristallflächen ist an polar hypidiomorph begrenzten, oft aus spitzen Subindividuen zusammengesetzten Aggregaten auffällig; diesfalls auch in schwach divergentstrahliger Anordnung.

Für statistische Regelung der Karbonatkristalle nach zwei Regeln liefert die Gefügekunde schon seit langem Beispiele (SANDER, 1936, 1950, 1970). Die häufigste Einstellung der Calcit-Kristallite beginnt mit $c \parallel$ Anwachfläche und schlägt dann um auf die Regel $c \perp$ Wand. Auch CLAR (1931, 1954 S. 59) befaßte sich mit Magnesit- und Siderit-Regelungen und berichtet von einer anfänglichen, älteren Tektonitregel, die sich dann in der weiteren, also jüngeren Wachstumsfront z.B. bei Magnesit „auf die verbreitete Anlagerungsregel $c \parallel$ Wand“ umstellt. Unsere analysierten Beispiele von Siderit geben zu erkennen (Dg 16, 17 in Abb. 92), daß z.B. die palisaden- bis keulenförmigen Kristallite eines „Tigererzes“ (Abb. 93–95) nach der Wachstumsregel Siderit- c parallel zur Wand kristallisiert sind. Die Kristall- c -Achse liegt zur bevorzugten Wachstumsrichtung. Auch im Falle kugelhähnlicher Anwachflächen besteht die bevorzugte Wachstumsregel Siderit- $c \parallel$ Wand.

Dieses Fe-Karbonat-Wachstumsgefüge leitet über zu jenen zahlreichen Palisadengefügen mit z.B. 5 mm langen hypidiomorphen und xenomorphen Kristallen, die im Erz-



Abb. 96.
Grobspätige Nester von jungen alpidischen Sammelkristallisaten von Siderit, Ankerit, Quarz und Calcit im feinkristallinen Sideriterzkörper, verbunden mit Metasomatose im Kalknebengestein.

körper dem Feinlagenbau des Siderit- bzw. Ankeritmarmors folgen, ohne jede im Entwicklungsstadium stehen gebliebene Hohlraumbildung (Abb. 96).

Eine andere Verteilung und Anordnung dieser jungen Erzkrystallisate bringen Mylonitzonen zustande. Da ist z.B. im Bereich eines Harnischmylonits im Sideriterz, also im ruptuell stark beschädigten Sideritteilgefüge, eine begonnene Rekristallisation zu sehen, die in einem etwa isometrischen Kleinbereich von cm-Ausmaß aus xenomorphkörnigem Sideritgranulat und Palisaden besteht.

Die im Gefüge ziemlich variablen jüngsten Kristallisate sind auch, abweichend vom häufigen Normalfall belteroporer stofflicher Veränderungen, nicht selten, aber unauffällig in anscheinend unregelmäßiger Verteilung im Erz zu entdecken, wobei keinerlei Ursachen einer Gefügevorzeichnung für eine Mobilität von Stoffbewegungen zu erkennen sind. SANDER (1950, S. 120, 303; 1970, S. 340, 531) bezeichnet solche isotrope oder anisotrope Wegsamkeiten in einem fertigen Gefüge als Blastetrix. Zu diesem Gefügetyp lassen sich folgende Beispiele beschreiben.

Sammelkristallisation nach einer Blastetrix

In einem an sich schon grobkristallinen Sideriterz sind linsenähnliche planare und quasi-isometrische Kristallisationsnester mit mm–cm-Ausmaßen entwickelt (Abb. 97, 98). Sie gleichen im Gefügebau und Mineralbestand dem des bekannteren bipolaren Gefüges. Je größer im Siderit die Restlumenkristallisation mit hellem Karbonat und bzw. oder Quarz ausgebildet ist, um so auffälliger macht sich der Befund im Aufschluß bemerkbar. Die Größe der z.B. ein kugelförmiges Areal auskleidenden wandständigen Sideritkristalle reicht von z.B. 2–3 mm bis nahe 1 cm. Die Restzementation erfolgte häufig durch Ankerit.

Im Falle, daß die hypidiomorphkörnigen Kristallfronten aber bis zur gegenseitigen Behinderung weitergewachsen sind, fällt die Suche nach diesen Befunden im Erz schwieriger aus.

Noch unscheinbarer sind unregelmäßig fleckig verteilte grobspätige Umkristallisationsnester vom Typ der palisadenförmigen Wachstumsgefüge, die im Siderit-Ankerit-Marmor ebenfalls ohne eine erkennbare Ursache, etwa Wegsamkeit durch Schichtung, Klüftung, Mylonitisierung, eben nach einer Blastetrix für anisotrope, metamorphogene Stoffmobilisation und Neukristallisation stattgefunden haben. In diesen Fällen zeigt das Wachstumsgefüge häufig eine eisblumenähnliche, garbenförmige, divergentstrahlige Anordnung, was im polarisierten Licht u.d.M. deutlich auffällt (Abb. 98).

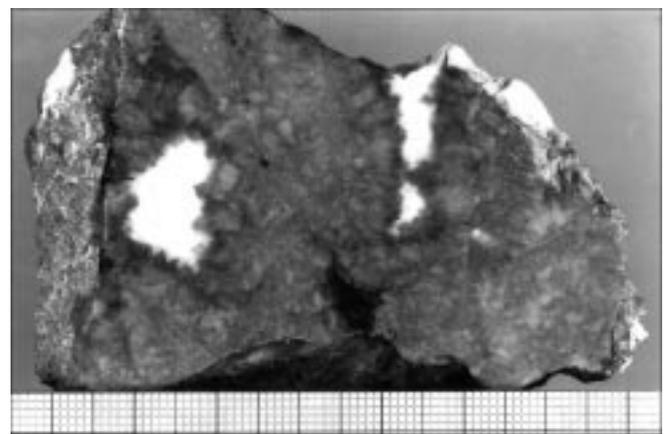


Abb. 97.
Grobkristallines Sideriterz mit unregelmäßig verteilten grobspätigen Kristallisaten von Siderit und Calcit nach Lösungsmobilisation.



Abb. 98.
Eines der typischen Sideritwachstumsgefüge im polarisierten Durchlicht.
Dünnschliff, Nicols +; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

Die bisher als Erz-Wachstumsgefüge beschriebenen Typen lassen unschwer eine Wachstumsregel bezogen auf eine quasi-ebenflächige oder kugelförmige Anwachsfläche, bzw. Blastetrix vermuten und durch Einmessung mit dem U-Tisch nachweisen (6.2.2.6.).

Zusammenfassend kommen für unsere Sideritlagerstätte im Hinblick auf die Beurteilung ihrer genetischen Weiterentwicklung vor allem die schon auffälligen Karbonatrasen in Betracht, die bevorzugt nach der Wegsamkeit überwiegend den Schichtflächen bzw. Schieferungsflächen folgen, andernfalls auch nach s-diskordanten Fugen. Diese chemische, belteropore Internkristallisation ist allenfalls mehrdeutig und hat daher für die ursächliche Bewertung der Lagerstättenogenese nur nachrangige Bedeutung. Aber wieder können wir von Nebengesteinsuntersuchungen ausgehen, denn diese bieten uns entsprechende Beispiele ohne Teilnahme von Erzmineralen.

Man muß wissen, daß diese meist flächig angelegten Kristallisate mit Wachstum rechtwinkelig zu s ganz allgemein bevorzugt in kristallisationsfreudigen Karbonaten wie Dolomit, Ankerit, Magnesit, Siderit stark verbreitet sind und daß sie z.T. wandständig zu wachsen beginnen. Die Befunde geben aber zu erkennen, daß nicht unbedingt eine reelle Anwachsfläche, etwa durch vorhergehende Auslaugung der Schichtung oder Klüftung vorhanden sein muß, sondern daß (im Sinne von SANDER, 1950, S. 120, 303; 1970, S. 340, 531) eine Blastetrix mit nur intergranularer Wegsamkeit für Stofftransporte die Möglichkeit für Neukristallisate geboten hat. Wenn auch im Falle des Sideriterzes vom Erzberg das frontale Gegeneinanderwachsen der hypidiomorph-großspätigen Kristallfronten meistens bis zur gegenseitigen Berührung fortgeschritten ist, so ist das keine Bedingung. Es können auch Restlumina frei bleiben. Die Kristallisation zeigt in den vorliegenden

Fällen Merkmale absolut jüngster Entstehung; wenngleich allgemein beachtet werden muß, daß bipolare Gefüge in zeitlich ganz verschiedenen Kristallisationsabläufen auftreten können.

Außer den überwiegend planaren Kristallfronten gibt es fallweise auch annähernd isometrisch gewachsene Kristallisate, die oft nicht konkret auf eine Gefügevorzeichnung beziehbar sind. Diesbezüglich lehrreiche Beispiele haben wir besonders im Grenzflächenbereich zur transgredierenden Präbichl-Erzbrecchie gefunden. Und wir wurden dabei inspiriert durch die auffälligen, selektiv auf Breccienkomponenten beschränkten Umkristallisate der permischen Erzbrecchie (6.3.).

6.2.3. Gemeinsamer Schichtenaufbau Begleitgestein – Erz

Die Zusammengehörigkeit von Kalksediment und Erz wurde zwar in mehreren Kapiteln in verschiedener Sicht schon beschrieben, aber der „lagerstättenkundlichen Tradition“ folgend wurden doch Petrographie sowie Gefüge für beide getrennt erörtert. Den genetischen Merkmalen und den daraus abgeleiteten Erkenntnissen entsprechend halten wir dennoch eine Erklärung des Schichtenaufbaus mit dem oftmaligen inhomogenen Wechsel der unterschiedlich Fe-hältigen Karbonate mit Calcit, Quarz, Sericit und Chlorit zur Ergänzung und zum Verständnis der bisherigen Aussagen und Bestätigung der genetischen Interpretation für wichtig. Das Gemeinsame in der Entstehung und Weiterentwicklung soll hervorgehoben werden.

6.2.3.1. Erzzwischenschichten und Erzlager im Kalkstein der Liegendesolle

Auf der Etage Rothballer ergab sich die Möglichkeit, die Feinheiten der Erzverteilung, ihr Verhältnis und den Zusammenhang mit der Kalksteinabfolge fortlaufend zu untersuchen. Es handelt sich um jenen Fall, in dem zwar abbauwürdige Erzlager und diskordante Vererzungen vorliegen, aber innerhalb der Scholle kein sehr mächtiger zusammenhängender Erzkörper entwickelt ist.

Wesentlich für die genetische Erörterung sind auch jene bescheidenen, oft unauffälligen Erzeinschlüsse im Nebengestein, die in der montangeologischen Bergbaupraxis keine Beachtung finden. Ihre Bedeutung liegt, wie immer bei minerogenetischen Lagerstättenuntersuchungen in der Tatsache, daß kleine, geringmächtige Erzlagen eine eventuelle gemeinsame Anlage und Weiterentwicklung zusammen mit dem Nebengesteinsverband gefügetetrographisch besser erkennen lassen, als dies in massigen, grobkristallinen Erzkörpern möglich ist. In diesem Zusammenhang sei an jene schon in den 60-er und 70-er Jahren veröffentlichten Ergebnisse über kleine Sideritlagerstätten erinnert, die zwar genetische Aussagekraft haben, aber ungerechterweise als „Rucksackvorkommen“ abgetan wurden. Es handelt sich um die Studien von TUFAR (1969, 1972 a,b) und SCHULZ (1971).

Im vorliegenden Beispiel Erzberg sind beim Fortschreiten vom stratigraphisch Liegenden ins Hangende bemerkenswerterweise bereits im Hangenden des „Übergangsporphyroids“ schichtig orientierte Fe-Hydroxide auffallend, die sich von limonitisiertem Siderit herleiten und in einer anschließenden Quarzitbank präzise einem feinschichtigen Anlagerungszyklus zuordnen lassen.

Es handelt sich um die stratigraphisch beurteilt erste deutlich schichtige Erzeinschlüsse in der bis 270 m mächtigen Serie (Abb. 10). Und es ist eine

fast unauffällige, aber sehr wichtige Dokumentation von makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen, die zweifelsfreie Aussagen über Zeit und Art des Auftretens der Fe-Karbonate erlauben. Die Art der Sideritbeteiligung im inhomogenen Parallelgefüge, teils alternierend, teils gemeinsam mit detritischem und authigenem Quarz, Sericit, Chlorit, Pyrit u.a. in cm- und dm-starken Lagen sowie mit Feinlagenbau, auch in der monomineralischen Form des laminaren Korngrößenwechsels, lassen nicht den geringsten Anlaß erkennen, die Fe-Karbonate etwa einer nachträglich metasomatischen Auftretensphase zuzuordnen. Vielmehr spricht der stofflich schichtige Sedimentaufbau dafür, daß das Fe-Karbonat authigen zusammen mit authigenem Quarz während der Detritusbelieferung des Sedimentationsraumes periodisch ausgefällt wurde. Auch die syn- und postdiagenetische Weiterentwicklung des erzführenden Gesteins mit Sammelkristallisation von Karbonaten und Quarz sowie mit intergranularer und intragranularer Deformation verlief mit den Auswirkungen heterokinetischer Mineralteilgefüge leicht differierend ab. Der mineralische Verband dieses Erzquarzits enthält auch die großformatigen bipolaren Kristallite, die sich im Gesamtbereich der Lagerstätte als sehr junge Mineralausscheidungen erweisen.

Etwa 28–37 m weiter im Hangenden zeigt ein Dekametermächtiger sericitisch-chloritischer Kalkschiefer mm-dünne, also zarte Ankeritzwischenschichten. Nach einer erzfreien 9 m mächtigen, teilweise sericitischen Kalkmarmorbank folgt ein 16–17 m starkes grobspätiges Siderit-Ankerit-Lager. Erzkörper dieses Typs bestehen im allgemeinen aus kristallinem Siderit-Ankerit-Erz mit Lagenbau. Wie schon bekannt, ist der Lagenbau einerseits mit laminarem Korngrößenwechsel der Fe-Karbonate, andererseits auch durch sehr geringmächtige Einschaltungen oder spärliche Einstreuungen von Sericit, Chlorit, detritischem sowie vor allem authigenem Quarz, wie er als Erzbegleiter typisch ist, entwickelt. Selbstverständlich enthält dieser Erzkörper auch Umkristallite zu noch größerem Korn und Wachstumsgefüge verschiedener Variationen. Die Grenzkonturen zum calcitischen Nebengestein sind im Detail teils scharf konturiert, teils durch metasomatische Platztauschvorgänge von der Schichtung kleinräumig abweichend.

Mit schichtiger Grenze folgt in der Überlagerung eine 28–29 m mächtige sehr grobspätige Ankeritbank. Der cm-kristalline schwach Fe-hältige Calcitmarmor ist durch einige feinkristalline graue Sideritzwischenschichten deutlich gegliedert, beinhaltet aber auch einige grobspätige Sideritaggregate. Graue Sideriterze erweisen sich durch Pyrit oder grafitische Substanz pigmentiert.

Die vorhin erwähnte Ankeritbank wird mit scharfer Hangendgrenze abgelöst von 4,5 m mächtigem Sericitmarmor (Glimmer-Kalkmarmor). Darauf folgt ein bis 4 m mächtiges linsenförmiges, sehr grobkristallines (2 cm-körniges) Kalkmarmorlager. Die Schichtung wird durch zarte Sericidfilme und unscheinbare Ankeritfeinlagen markiert.

Die weitere Gesteinsabfolge auf ca. 62 m Mächtigkeit beinhaltet grauen, gelblichen und rötlichen, z.T. sericitischen Kalkstein bis Kalkmarmor, verschieden grau pigmentierten feinkörnigen Kalkstein und 26 m typischen „Sauburger Kalk“ in seiner hauptsächlich rötlichen flaserigen Ausbildung. Das heißt also beginnende Mitbeteiligung von Hämatit. Im oberen Abschnitt dieses Sedimentes fällt zunehmend Sericit- und

Chloritbeteiligung auf, was sich in weiteren Farbvarianten zu erkennen gibt.

Mit scharfen Schichtkonturen setzt nun wieder ein typisches Siderit-Ankerit-Erzlager mit 15 m Mächtigkeit ein. Das Erz ist im 1–2 cm-Rhythmus gebankt und enthält alle Gefüge des mittel- bis grobkristallinen Siderit-Ankerit-Marmors einschließlich der jüngsten grobkristallinen Wachstumsgefüge. Auch die Hangendgrenze ist scharf.

Es setzen rötliche, gelbliche, graue und weiße Bänke als Fortsetzung des „Sauburger Kalkes“ ein, die auf den nächsten 52 m mit Wechsellagerung verteilt sind.

Die Abfolge schließt mit einem ca. 18 m mächtigen Sideritlager unmittelbar im Liegenden der Eisenerzer Schichten ab. Es ist jener Lagererkörper, welcher mit einem massigen, trichterförmigen s-diskordanten Erzkörper in Verbindung steht, von dem aus der „Sauburger Kalk“ apophysenförmig auf einige Meter angedeutet entlang der Schichtung vererzt ist. Gerade dieser Befund macht den Unterschied zwischen metasomatischer Verdrängung des Sedimentes bzw. Gesteins und primär schichtiger Erzanreicherung deutlich. In beiden genetischen Beispielen haben allerdings die für die Karbonate typischen Umkristallisationsveränderungen im Aggregatzustand des Erzes hervorgerufen.

Es war beabsichtigt, den Schichtenaufbau des wachsenden Sedimentes einerseits mit den unscheinbaren dünnen Erzzwischenschichten und andererseits mit den mächtigen Erzlagern kennenzulernen. Deshalb wurde natürlich auf die Erwähnung der jungen s-diskordanten, die Gesteine und Erzkörper durchsetzenden mineralisierten Gangl und kleinen Gänge verzichtet.

6.2.3.2. Schichtig gegliederte Erzabfolge mit tauben Zwischenschichten der Liegendescholle

Schon in der Zeit der montangeologischen Betreuung durch KERN (1927) bestand das Bestreben, die Erzkörper großzügig als abbauwürdige Komplexe zu erkennen und von gering Fe-hältigen Abschnitten („Rohwand“) zu unterscheiden. In einer Skizze von KERN (1927, Abb. 3) kommen auch zu einem sehr mächtigen Erzkomplex vereinte Erzlager zur Geltung. Eine derartige bemerkenswerte mächtige Siderit-Ankerit-Abfolge ist noch auf den derzeit tiefsten Abbauetagen im Ost- und westflügel der Erzbergssynklinale aufgeschlossen. Diese Aufschlüsse liegen in der Liegendescholle. Auch in der Skizze von KERN ist offenbar ein derartiger zusammenhängender Erzkörper festgehalten und als Vereinigung von zwei andernorts getrennten schichtig ausgerichteten Erzanreicherungen erklärt.

Der Abbaustand der Etage -III (Abb. 22, 35) zeigt folgende petrographische Situation. Die sedimentäre Abfolge beginnt am Porphyroidmassiv mit einer gut 10, vielleicht bis 20 m mächtigen Schichtbank des detritischen Sedimentes „Übergangsporphyroid“, an welche sich dunkelgrauer Silur-Grafit-Kiesel-schiefer anschließt. Der farblich auffallende, nur einige Meter starke Horizont keilt aber in einem der beiden Tagebauaufschlüsse sichtbar aus und ist im zweiten, westlichen Aufschluß (Abb. 10b) nicht vorhanden.

Allenfalls aber folgt in das Hangende zu ein farblich sich deutlich abhebender grünlichgrauer Sericit-Chlorit-Quarzitschiefer und rötlicher Kalkschiefer mit 30 m Mächtigkeit, an den sich eine Siderit-Ankerit-Erzbank mit 10 m Mächtigkeit anschließt. Diese verbreitert sich im Streichen auf die Westseite des Erzberges auf

42 m. Es handelt sich um das in diesem tiefen stratigraphischen Niveau (Unterdevon) typische „Schiefererz“.

Man gewinnt den Eindruck, daß sich auf einer Distanz von etwa 200 m nach W zu mit Ausnahme der Silurschiefer die Mächtigkeit der Schichten einschließlich des Erzes im Streichen beträchtlich erhöht. Das Schiefererz als schichtiges Erzlager hat seine anschauliche Bezeichnung von der starken Verunreinigung durch Sericit, Chlorit, Quarz als Hauptgemengteile, dazu kommen oft noch Pyrit und „Grafit“, mitunter auch Hämatit. Wesentlich ist der petrographische Befund, daß zum Teil scharfe Schichtgrenzen der Erzlager zum Kalkschiefer bestehen, ein Merkmal, das auch im mikroskopischen Bild mit alternierender Beteiligung der allothigenen und authigenen Komponenten das Laminitgefüge bewirkt. Authigener Quarz begleitet auffällig das Fe-Karbonat. Dieses tritt mit Siderit verschiedenen Fe-Gehalts lagig in Erscheinung und ist auch in Form von Mesitinspat (Magnesit mit 30–50 Mol-% FeCO_3) und Ankerit am Aufbau der Lamination beteiligt. Die kleinsten Komponentengrößen liegen bei 5 μm für Mesitinspat, für Siderit bei 4 μm , fallen also in die mikrokristalline Kornklasse (Vgl. 6.2.2.2.). Derart aufgebaute Feinlagen sind auch schräggeschichtet und mit geopetalen Erosionsdiskordanzen zu finden, und können nur als Darstellung primärer Sedimentbauzonen aufgefaßt werden (SCHULZ & VAVTAR, 1991, Abb. 8). Der feinschichtige Aufbau mit sedimentären Details erscheint aber oft durch Umkristallisationen mit Kornvergrößerung schrittweise verändert, wobei allerdings ein kristalliner Feinlagenbau als Relikt von Vorgängerstadien erhalten blieb. Bei unaufmerksamer Feldbeobachtung könnte eine Fehlbewertung insofern die Folge sein, als auch metasomatische Siderit-Ankerit-Grenzen identifizierbar sind und metasomatische Fe-Karbonat-Fronten in die Kalkphyllitabfolge quer zur Lamination eingreifen.

Der Schiefererzkomplex, der petrographisch auch als feinkristalliner sericitisch-chloritischer Siderit-Ankerit-Marmor bezeichnet werden könnte, wird im Hangenden von einer 1,5–2,0 m mächtigen weißen grobkristallinen, Siderit- und Dolomit-führenden Quarzit-Bank mit scharfer Schichtgrenze unterbrochen: Es handelt sich um einen stark sammelkristallisierten, ca. 5 mm-grobkristallinen Quarzit mit einigen grobspätigen Sideritaggregaten (>90 % Mol-% FeCO_3) und separierten Dolomitekristallen in regelloser Verteilung. Die Entwicklung von undulöser Felderung und Böhmschen Lamellen im Quarz sowie von undulös auslöschenden Feldern und Zwillingslamellen im Siderit bezeugen starke mechanische Beanspruchung.

Die Hangendgrenze zur neuerdings einsetzenden Fe-Karbonatbank wirkt auf Grund des Farbunterschiedes scharf, obwohl zunächst noch quarzische Anteile und somit petrographisch doch ein allmählicher Übergang bemerkbar sind. Hier gibt es eine Ankeritvormacht gegenüber Siderit; Sericit- und Chlorit-Feinlagen sind nicht mehr so häufig. Die oberste Siderit-reiche Schicht ist als s-parallele Scherfläche mylonitisiert und zu einem lackartigen Harnischbelag deformiert. Das 1–3 mm lagig-wechselkörnige Sideritgefüge (>90 Mol-% FeCO_3) zeigt durch starke Undulation intragranulare Beanspruchung und ist teils von relikten Glimmer-Quarz- s_1 -Feinlagen durchzogen, teils grenzen die Feinlagen von Siderit und Sericit glatt aneinander. Palisadenförmige Sideritaggregate verdeutlichen eine Mobilisation und Sammelkristallisation in manchen Erzfeinschichten.

Nach 16 m Schichtmächtigkeit des Fe-Karbonat-Lagers übernimmt eine 1,5 m mächtige Sericit-Chlo-

rit-Phyllonit-Zwischenschicht mit Quarz- und Ankerit-Beteiligung die Fortsetzung des Sedimentaufbaues. Aber nach dieser kurzen Unterbrechung setzt sich die wenig Fe-hältige Karbonatbank auf abermals 15,5 m fort, bis eine auffallende dunkelgraue bis schwarze Pyrit-Ausscheidung als Zwischenschaltung im Fe-Karbonat (Sideroplesit, 85 Mol-% FeCO_3) die Erzanreicherung gliedert.

Dieser inhomogene Lagenbau wird vom Korngrößenwechsel (z.B. 0,16, 0,33, 0,5 mm) des durchwegs undulösen Siderits sowie durch die feinschichtigen Einschlüsse von Quarz (mit viel idiomorphen säulchenförmigen Kristalliten, 14–42 μm) und Pyrit, ebenfalls feinlagig und in Suturen gehäuft, verdeutlicht.

Die Abfolge wird auf den nächsten 8 m fortgesetzt mit Schiefererz. Zahlreiche grüne, chloritreiche Zwischenlagen kennzeichnen diesen Siderit-Ankerit-Marmor.

Im Anschluß ist die Erzführung mit einer im Hangenden deutlich glatt abschließenden, 5 m starken, gelblichgrauen Kalkschieferbank unterbrochen. Der gelbliche Farbton des Gesteins wird durch Anwitterung spärlich enthaltener Ankeritkristalle verursacht.

In der Fortsetzung folgt eine durch dunkle Farbe gekennzeichnete, 9,5 m starke Lage von Grafit-Sericit-Schiefererz, teilweise mit bis 2 cm großen Quarzitnestern. Die Gesteinsbezeichnung könnte auch lauten „Grafit“-Sericit-Siderit-Schiefer bzw. Sideritmarmor und Siderit-Ankerit-Sericit-„Grafit“-Schiefer. Interessant erscheint eine raumrhythmische Lamination im Millimeterbereich durch den alternierenden Wechsel der Hauptgemengteile Siderit (0,5 mm) und Ankerit (0,05–0,1–0,15–0,2–0,25), wobei besonders einige Ankeritlaminae auch Quarz, teilweise auch Sericit mitenthalten. Und dazu kommt noch die Teilnahme von spärlich „Grafit“ (20×1 μm) sowie Rutil (20×8 μm und kleinere Mikrolithe) und, besonders hervorzuheben, von lagig angeordnetem Hämatit (sehr oft Blättchen 12×1 μm sowie auch kleine und größere Aggregate). Es fällt auf, daß diese Nebengemengteile bzw. Akzessorien fast nur auf die Sericithäute und Sericithäufungen beschränkt sind. Da es sich bei Siderit, Ankerit, Quarz, Hämatit und Rutil um authigene Mineralbildungen handelt, kommt dieser feinen Wechselfolge als Schichtung auch genetische Bedeutung zu.

Der devonische Sedimentaufbau wird fortgesetzt mit 5 m mächtigem Sericit-reichem Schiefererz, bestehend aus feinlagigem (mm–1 cm) Wechsel von Siderit und Ankerit (Abb. 83). Die tektonische Durchbewegung ist so stark, daß der Terminus grafitischer Sericit-Quarz-Siderit-Phyllonit treffend wäre (Abb. 68, 73). Im mikroskopisch beurteilbaren Detail sind 0,15–1,5 mm dünne Laminae abwechselnd mit Sericit, Quarzit, Siderit, jeweils mit Merkmalen starker tektonischer Beanspruchung festzustellen. Im Sericitfilz sind weiters Chlorit, Hämatit, Rutil und Turmalin zu identifizieren. Die anschließenden 5 m zeigen grauen Kalkschiefer mit wenig auffallenden dünnen Ankeritfeinlagen. Diese und die vorher erwähnte Schichtbank sind von zahlreichen bankrechten, bis 3 cm dicken Siderit-Ankerit-Gängchen durchsetzt. Schließlich folgt für die nächsten 15 m ein fast erzmineralfreier Sericit-Kalkschiefer.

Mit farblicher und mineralischer Deutlichkeit setzt in der stratigraphischen Folge eine 38 m mächtige Erzbank vom Typ des Schiefererzes mit Siderit und Ankerit ein. Sie wird auf den folgenden 11 m stratigraphischer Mächtigkeit von einem ähnlichen, aber weit weniger Erzminerale führenden Sericit-Kalkschiefer überlagert. Darin fallen

Zwischenschichten auf, die sich durch mikroskopische Bestimmung als polymikter, Pyrit-reicher Quarzarenit erweisen. Sie enthalten nicht nur detritischen Quarz, sondern auch Fein- und Grobquarzit, Gesteinskomponenten von Sericitquarzit, authigenen Calcit und etwas Siderit in Form von Xenoblasten, auffallend viel Pyrit-Idioblasten; ferner die Akzessorien Turmalin, Zirkon, Apatit und Lepidokrokit. In diesem schwach erzführenden Komplex fällt ein besonders starker schichtiger Wechsel von Sericit, Chlorit, Ankerit und Siderit auf.

Die devonische Sedimentabfolge setzt sich fort mit Sericit-Chlorit-Schiefer bis Phyllit. Die Mächtigkeit beträgt etwa 24 m. Pyritidioblasten (bis 0,7 mm) und Aggregate enthalten z.T. relikte *si*-Glimmerteilgefüge. Der vorhin beschriebene Schwermineralgehalt mit viel Turmalin, mit Zirkon, Apatit und Rutil hält weiter an. Diese phyllonitisch durchbewegte Gesteinsbank enthält auch einige ganz geringmächtige Siderit-Ankerit-Zwischenlagen des Dezimeterbereiches.

Damit endet die devonische Schichtfolge, und es folgt nur noch ein tektonisch stark reduzierter Anteil von schwarzen, roten und grünen Eisenerzer Schichten, womit die Liegendscholle abschließt.

Die zwei Aufschlußbeispiele gaben deskriptiv Auskunft über den inhomogen-schichtigen Lagerbau einerseits mit vorherrschendem Kalknebengestein und einigen schichtigen Erzeinlagerungen, andererseits mit überwiegend schichtigem Erz mit Gesteinszwischenschichten.

6.2.3.3. Erzgehalt in Eisenerzer Schichten

Wenn auch keine lagerstättenbildende Anreicherung in den das Devon der Liegendscholle überlagernden karbonischen Eisenerzer Schichten vorkommt, so ist es doch von lagerstätten genetischem Interesse, von meist nur bescheidenen Fe-Karbonatgehalten zu berichten. Immerhin führen viele Teilbereiche Spuren von Sideritmineralen i.w.S., Mesitinspat, Ankerit, auch neben Dolomit und Calcit. Meist handelt es sich um separierte Xenoblasten bis etwa 1,5 mm Größe und auch um kleine Aggregate in Paragenese mit Calcit, Quarz, Sericit, Chlorit, sowie mit lagig getrenntem Hämatit, Pyrit und Rutil.

Interessanter scheinen noch gelegentlich feinschichtige Fe-Karbonat-Anreicherungen zu sein, die auch in schräggeschichteter Abfolge entwickelt sind. Die gesamte Mineralgemeinschaft weist enorme homologe mechanische Beanspruchung auf, was für die minerogenetische Bewertung von Bedeutung ist. Auffallend ist das starrere Verhalten von Sideritfeinlagen im Sericit-Chlorit-Quarz-Phyllonit-Milieu, was zur lokalen Entstehung von Mikroschollen, also zu einer tektonischen Mikro-Deformationsbreccie geführt hat. Manche Bereiche des „Grafit“-Phyllonits lassen im mikroskopischen Bild nicht nur Deformationsbreccienbildung, sondern mit Wahrscheinlichkeit auch subaquatische Zergleitungen erkennen, was also insgesamt die Aufmerksamkeit auf syndiagenetische Verformungen lenkt. Aber die auch intragranulare Deformation des Korngefüges, erkenntlich an starker Undulation der Karbonatxenoblasten, stellt zusätzlich einen signifikanten Befund für tektonische Beanspruchung dar.

6.2.3.4. Erzlager im Kalkstein der Hangendscholle

Das im stratigraphischen Niveau der Eisenerzer Schichten abgescherte bunte phyllonitische Schieferpaket stellt die einstige variszische Überschiebungsbahn dar. Die z.B. auf Etage Rothballe darüber anschließende Hangendscholle beinhaltet ebenfalls deutliche, teils vom Gestein scharf abgegrenzte Erzlager, teils mit metasomatisch

modifizierten Grenzen, aber auch unscheinbare dünne Erzzwischenschichten im Kalkgestein (Abb. 10c).

Über einer dem Devon zugerechneten 23 m mächtigen, rötlichen, gelblichen, auch grünlichen, dichten Kalksteinbank mit einigen Chloritzwischenschichten lagert eine überwiegend ankeritisch dominierte Erzbank mit rund 44 m. Die Schichtung ist nur undeutlich erkennbar.

Die darüber folgenden etwa 20 m des Sedimentes bestehen aus einer grauen Kalkbank, die durch zahlreiche s-parallele Ankeritfeinlagen zu gelblichen Anwitterungsfarben neigt. Selten sind hingegen dm-mächtige, in der Schichtung auskeilende Siderit-Zwischenschichten.

Dann aber schließt ein kräftig Fe-Karbonat-führendes Lager mit etwa 30 m Mächtigkeit an. Das typische Siderit-Ankerit-Erz zeigt die schon oft beschriebene kristalline Gefügeausbildung mit allen schon bekannten Entwicklungsvariationen.

Nach Zwischenschaltung von 13 m grünlichem und grauem „Sauberger Flaserkalk“ beginnt scharf begrenzt abermals, diesfalls ein 60 m mächtiger Ankerit-Erzkörper mit einigen Sideritzwischenschichten und geringmächtigen Sideritfeinlagen.

6.3. Erzführung der permischen Basisbreccie (Präbichlschichten)

6.3.1. Makroskopische Beobachtungen

Als geologisch besonders ergiebig gelten die den Präbichlschichten zugeordneten grobklastischen Sedimente, die als permische Basisbreccie den diskordanten Transgressionsverband über dem variszischen Untergrund eröffnen.

Am Erzberg war bzw. ist die diskordante Überlagerung im allgemeinen von der tiefgelegenen Etage -III (743 m ü.d.M.) bis hinauf zur Etage Schuchart (1.112 m) zu beobachten. Zum Teil primär sedimentär bedingt, aber auch infolge stellenweiser tektonischer Modifizierung, ist allerdings der Breccienhorizont nicht überall zu sehen und wird in diesem Falle das Perm, oder besser Permoskyth durch die Werfener Schiefer repräsentiert. Das ist der stratigraphisch überlagernde Sedimentkomplex mit glimmerreichen, violetten und grünlichen feinst- und feinklastischen tonigen Sandsteinen und Tonschiefern, z.T. begleitet von Gips. Die Gesamtmächtigkeit des Präbichlkonglomerat- und Tonschieferkomplexes ist für den Erzberg mit rund 150 m zu ermitteln.

Nach SCHÖNLAUB (1982) beträgt die Mächtigkeit des Präbichlkonglomerats im umgebenden Großraum bis über 100 m. Für den Erzberg erwähnt der Autor bis 40 m Mächtigkeit der Basisbreccie. In der Überlagerung der Präbichlschichten folgt eine viele Zehnermeter mächtige rote Sandstein-Tonschiefer-Abfolge der skythischen Werfener Schichten, deren Beginn im Liegenden wegen kontinuierlicher Übergänge nicht klar festgelegt ist, an vielen Lokaltäten aber nach petrographischen Kennzeichen entschieden wird.

Die Präbichl-Basisbreccie (KERN, 1927: „Basisbreccie“) am Erzberg war, bzw. ist an verschiedenen Stellen aufgeschlossen, eben dort, wo ein ungestörter Transgressionshorizont vorliegt. Genetisch handelt es sich zweifellos um den Typ einer „sedimentären Breccie“, deren Komponenten vom jeweiligen Transgressionsuntergrund stammen (Abb. 23). Im Extremfall also auch aus ordovizischem Porphyroid, überwiegend aber aus den flächig am meisten erodierten devonischen Kalkmarmoren. Ihre regional-flächige Ausdehnung reicht über den Erzberg weit hinaus.

Bemerkenswert ist jedenfalls, daß am Polster, dem Erzberg benachbart, im vorigen Jahrhundert Sideriterzbreccie abgebaut wurde, die der Erzbreccie am Erzberg stratigraphisch entsprechen soll.

Die Verteilung der Siderit-Ankerit-Erzbreccie läßt grundsätzlich eine Abhängigkeit vom erodierten Untergrund erkennen, d.h. sie tritt direkt, unmittelbar und gleich benachbart den in den devonischen Kalkmarmorabfolgen enthaltenen Siderit-Ankerit-Erzlagern auf (Abb. 24, 99, 100, 101). Die Mächtigkeit liegt in den uns zugänglich gewesenen Aufschlüssen bei einigen Metern, z.B. zwischen 4 und 7 m, schon im Nahbereich schwankend. Die Konturen der Erosionsfläche sind allgemein deutlich ausgebildet und zeigen einen großwelligen Verlauf. Die Gestaltung des grobklastischen Erzes mit grüngrauem Bindemittel ist so deutlich, daß die Unterscheidung vom kompakten Erzlager leicht fällt. Das gilt sinngemäß auch für die Kalkbreccie, die den devonischen Kalkstein transgrediert. Es liegen sowohl monomikte als auch polymikte Teilbereiche der Erzbreccie vor. In diesem Fall bestehen die Komponenten nicht nur aus Siderit, sondern auch aus Ankerit, bzw. gemischten Anteilen innerhalb der Fragmente, und auch aus unterschiedlich viel Kalkkomponenten polymikter Zusammensetzung.

In der makroskopischen Abfolge schließt dann z.B. im Aufschluß „Dreikönig“ ein mit 2 m geringmächtiger Horizont einer Kalkbreccie an, deren Matrix noch gleiches Aussehen wie das der Erzbreccie zeigt, also auch von grüngrauer Farbe ist (Abb. 99).

Als überlagernde, weiterhin grobklastische Schichtbank folgt zwar ebenfalls polymikte Kalkbreccie, die sich aber wegen des nunmehr violettroten Bindemittels deutlich von der unteren Partie abhebt. Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß die Grenzfläche von grünem zu rotem Bindemittel nicht überall genau der anscheinenden Schichtfläche folgt. Zu den Ausnahmen gehören Erzbreccien mit rotvioletter Matrix (Abb. 106). Die Mächtigkeit der rot zementierten Breccie schwankt natürlich ebenfalls und kann als Beispiel lokal mit 3 bis 5 m angegeben werden.

Daraus entwickelt sich nun im Hangenden durch allmähliches Ausbleiben der Klasten und Vorherrschaft des bisherigen Bindemittels ein feinstkörnig-tonig-schieferiges Gestein von violetter Farbe, welches im hiesigen Sprachgebrauch als Werfener Schiefer bezeichnet wird, der bekanntlich den Hauptanteil des permisch-skythischen Sedimentstapels stellt.



Abb. 99. Polymikt erzführende, postsedimentär abermals vererzte Breccie (links oben, stratigraphisch Liegendes) mit Übergang zu vorwiegend Kalkfragmente führender Breccie (rechts unten, stratigraphisch Hangendes) in inverser Lagerung.

Die Komponentengröße ist gewöhnlich grobruditisch mit Stücken etwa zwischen 2 und 4 cm, doch liegen auch Größen um 6 bis 10 cm vor, wobei oft, aber nicht grundsätzlich, schichtige Größenunterschiede bemerkbar sind. Ausnahmsweise sieht man auch noch größere, an die 40 cm große Blöcke sowohl von Erz als auch von Kalkgestein mitsedimentiert (Abb. 101).

Bei genauer makroskopischer Beurteilung der Breccie findet man in der feinstkörnig-lutitischen Matrix aber auch reichlich Fragmente kleinerer Kornklassen. Auch diese Beobachtung gilt für die Erz- und für die Kalkbreccie. Und auch bezüglich der Fragmentformen kann eine gemeinsame Aussage getroffen werden. So sind zwar genug Beispiele für isometrische Gestalt zu sehen, aber in weiter Sicht überwiegen in beiden Fällen formanisotrope Stücke. Das hängt zweifellos mit der mechanischen Inhomogenität der geschichteten Ausgangsfelsen zusammen. Und dann macht sich, was ebenso logisch ist, statistisch die Tendenz einer gestaltlichen Einregelung in die eigentlich nicht vorhandene, nur im großen als Bankung wahrnehmbare Schichtung bemerkbar. Hierzu kommt allerdings in Teilbereichen zusätzlich eine auffällige Verschieferung parallel zu der nur schwach und gelegentlich im feinen Detail vorgezeichneten Schichtung, was in den beobachteten Fällen von der Teilbeweglichkeit der Matrix gefördert wird. Allenfalls sind die Fragmentformen scharfkantig oder schwach kantengerundet, ihre Konturen deutlich.

Vorweg sei auch bemerkt, daß sich in den Schichtbänken mit Kalkbruchstücken im Falle mechanischer Beanspruchung eine Längung derselben in *s* zeigt, im Gegensatz zu Erzstücken aus Siderit und Ankerit, was auf unterschiedliche Bereitschaft zur intragranularen mechanischen Verformung schließen läßt.

Die Packung der Fragmente ist teils dicht mit sperriger Lagerung, teils „offen“ mit Überwiegen des Bindemittels. Gelegentlich ist Fragmentierung infolge mechanischer Beanspruchung festzustellen und durch korrespondierende Trümmergrenzen und Friktionsdetritus beweisbar. Aber das sind eher seltene Befunde, die auch bis zur Mylonitisierung der Breccie ausgeprägt sein können, wodurch es zur Überprägung der primär-sedimentären Breccie durch eine wohl tektonische Deformationsbreccie gekommen ist.

Die makroskopische Kennzeichnung ist also für den überwiegenden Gesteinstyp die einer „sedimentären Breccie“, deren Komponenten in meist inhomogener Anordnung teilweise erzführend sind. Aber auch die Grundmasse der Breccienlager ist stellenweise Siderit-Ankerit-erzführend, weiters durchsetzen junge Siderit-Ankerit-Gängchen lokal scharf begrenzt, diskordant den Breccienverband.

In diesem Zusammenhang sind lagerförmige Sideritanreicherungen in höheren Präbichlschichten der östlichen Grauwackenzone von Interesse, die bei Hirschwang an der Rax (früher Bergbau Knappenberg) und NE von Neuberg an der Mürz (alte Bergbaue Altenberg und Bohnkogel) existieren. Diese Erzlager werden nämlich von BAUMGARTNER (1976) als syndiagenetisch-sedimentäre Bildung in einem aquatischen Ablagerungsmilieu nahe dem Beginn der Werfener Sandsteine und Schiefer eingeordnet.

Eine kürzlich durchgeführte Studie von SPINDLER (1991, 1992) befaßt sich ausführlich mit der Mineralogie und Geochemie der Basisbreccie des Erzbergs, insbesondere mit den erzführenden Anteilen derselben; auf diese wichtigen Ergebnisse wird im folgenden (Teil 6.4.1.) mehrfach zurückgegriffen.

So wie die Breccie bisher großzügig beschrieben wurde, könnte der Leser eine einfache Deutung der Siderit-Ankerit-Breccie ebenso wie die der Kalkbreccie erwarten. Aber die Tücken liegen im Detail, und es muß von einer voreiligen Deutung ohne umfassende Untersuchung aller Gesteinstypen gewarnt werden.

Im Falle der Kalkbreccie ist das Problem nicht so kompliziert, findet man doch die Bruchstücke in genügender Menge überzeugend in der petrographischen Ausbildung vor, wie man sie vor allem im nahen Devon-Untergrund sehen kann; darunter mit besonderer Deutlichkeit die „Saubere Kalke“.

Und wie schon erwähnt, fällt in gewissen Teilbereichen eine Längung der Stücke parallel der Bankung (Abb. 100), entsprechend der meist nur gedachten Schichtung auf; was bei tektonischer Durchbewegung von Kalk-Dolomit-Gröllen ganz allgemein bekannt und auf inter- und intragranulare Teilbewegungen zurückzuführen ist. Ein Phänomen, das im Rahmen der Erzkomponenten nur selten auffällt, und somit erweisen diese sich einer Verschiebung gegenüber als widerstandsfähiger (Abb. 100, 101, 102). Wir wollen aber auch diejenigen Aufschlußbefunde festhalten, wonach es regional im großen gesehen sowie innerhalb des Breccienkörpers selektiv tektonisch unterschiedlich durchbewegte Lagen gibt.

Die Beurteilung der Erzkomponenten Siderit, Ankerit sowie Siderit mit Ankerit, Dolomit, bzw. Calcit bringt eine Vielzahl beschreibbarer Gefüge, so daß diese Vielseitigkeit als Ursache für die bisherigen, differierenden genetischen Ansichten über die Erzbreccie anzunehmen ist



Abb. 100. Tektonisch stark durchbewegte, gefaltete und verschieferte polymikte Präbichlbreccie mit Kalk- und Erzbruchstücken.

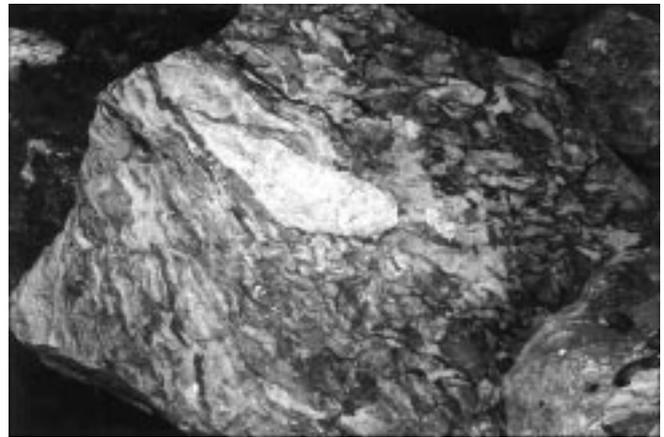


Abb. 101. Sedimentär formgeregelte und tektonisch verschieferte polymikte Erz- und Kalkbreccie mit 40 cm langem ruptuell beschädigtem Kalkblock (grauweiß).

(KERN, 1927; REDLICH & PRECLIK, 1930; ANGEL, 1939a,b; W. PETRASCHECK, 1947; CLAR, 1953; FRITSCH, 1960; BAUMGARTNER, 1976; SPINDLER, 1991, 1992). Eine Auswahl häufiger Korngefüge von Erzbreccienfragmenten bieten die Abbildungen 102–106, 109.

Makroskopisch fallen freilich schon im Aufschluß jene Erzkomponenten auf, deren zweidimensionaler Anschnitt einen konzentrischen Aufbau erkennen läßt in der Form, daß eine mehrere bis zu vielen Millimetern dicke grobkristalline Sideritrinde und ein weißer Kern aus Ankerit oder Calcit ausgebildet ist (Abb. 103, 105). Man sieht auf den ersten Blick, daß es sich diesfalls um typische spätige, hypidiomorphe Wachstumsgefüge handelt, deren Wachstumsrichtung ungefähr konzentrisch von der Fragmentgrenze „wandständig“ nach innen führt.

Das gilt auch für jene selteneren Fälle, in denen diese Breccienkomponenten in umgekehrter Folge, außen Ankerit, innen Siderit, mineralisiert sind. Die schalenförmige Wachstumsfront von außen nach innen erscheint teils symmetrisch, teils asymmetrisch und diese grobspätige Kristallreihe ist im gesamten ungleichmäßig auf die Komponenten verteilt, sie tritt bald stärker, bald schwächer in Erscheinung. Oft sind es unter vielen Sideritkomponenten nur einzelne, deren Gefüge auf diese Weise so auffällig gestaltet ist.

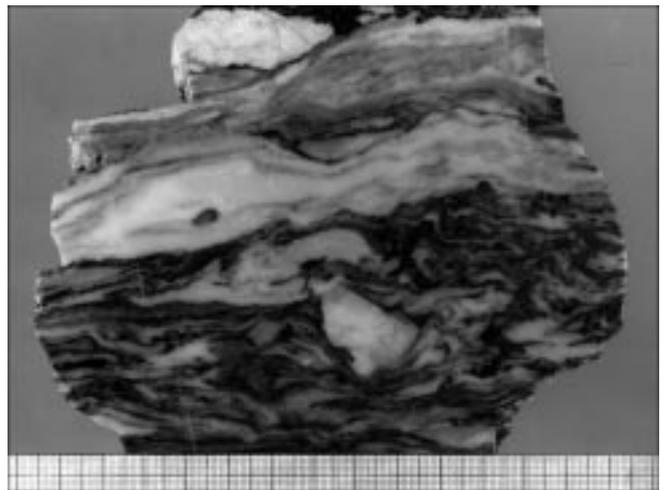


Abb. 102. Polymikte Erz-Kalk-Breccie mit unterschiedlich mechanischem Verhalten bei der tektonischen Durchbewegung, überlagert von mikrokristallinen Ankerit-Calcit-Feinschichten.

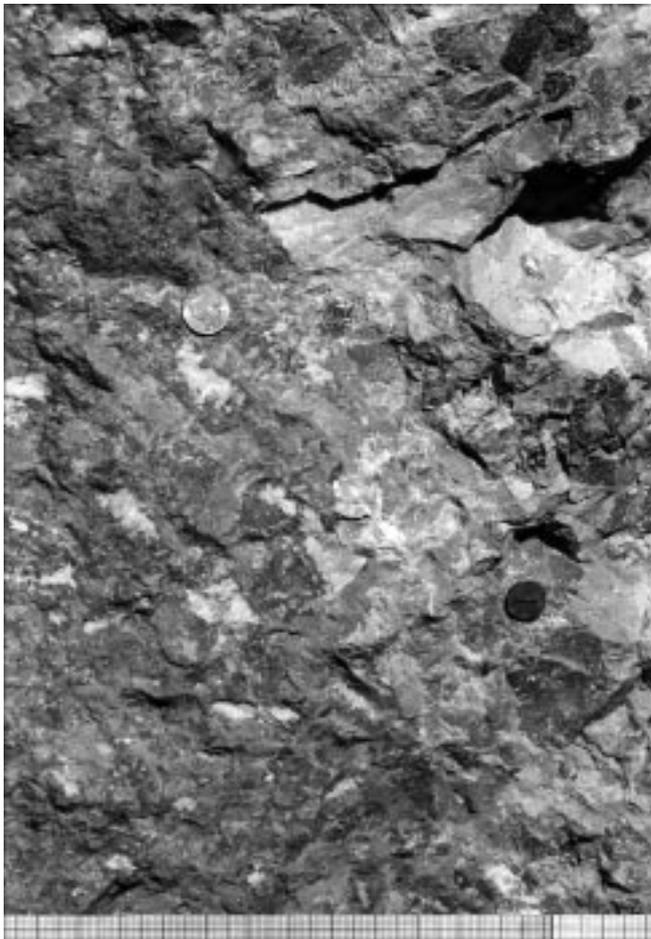


Abb. 103.
Von junger alpidischer Umkristallisation lokal erfaßte Präbichl-Erzbrec-
cie.
Die Mobilisation und grobspätige Neukristallisation verlief z.T. beltero-
por nach präexistenten Sideritfragmenten.

Stark verbreitet sind hingegen Erzkomponenten mit mittel- bis grobspätigem Siderit, auch Ankerit sowie Siderit mit Ankerit, Dolomit und Calcit verwachsen, und verschieden stark Siderit-Ankerit-führende Kalkkomponenten (Abb. 104, 105, 106). Diese xenomorph- bis hypidiomorph-körnigen Aggregate zeigen generell Kristallgrößen zwischen 0,5 und 10 mm. Wobei kein Durcheinander, sondern auf den Größenbereich der Breccienkomponenten bezogen, ein meist geordneter Aufbau, z.B. mit häufigen Größen 0,5–1–2 mm, mit 3–4 mm und mit den typischen Wachstumsfronten mit 7–10 mm großen Kristallen herrscht (Abb. 103). Diese typische Kristallisation erinnert an die in den Erzlagern der Devonschichten häufig beobachtbaren, aber meist flächigen Kristallisationen, die unter der Bezeichnung „bipolare Gefüge“ („Antipolar-Rhyth-
mitte“ CLAR [1931, 1954]) bekannt sind.

Aber alle anderen Erzgefügetypen der Breccienkomponenten kann man im devonischen Resterzkörper in der Basis des Breccienzerzlagers bereits freisichtig erkennen. Es ist sehr bemerkenswert, daß auch innerhalb von Breccienfragmenten Kristallagenbaue mit Korngrößenwechsel des kristallinen Sideritgefüges (vgl. Teil 6.2.2.4.) nachzuweisen sind (Abb. 106, 107); ein Relikt also, welches manche Komponenten aus ihrem Herkunftsgebiet mitgebracht haben.

Eine weitere Ausbildung der permischen Erzbrecchie ist in Teilbereichen anzutreffen (Abb. 108, 109). Durch intensiveren Fe-Gehalt und durch Mobilisation kam auch eine



Abb. 104.
Detail der permischen sedimentären polymikten Kalk-Erz-Breccie mit schwacher alpidischer Umkristallisation in Sideritfragmenten.

„Verschmelzung“ von Erzfragmenten und Erzbindemittel zu einem grobkristallinen, z.T. linsenförmigen Erzkörper zustande.

Zu diesen beschriebenen Makrobefunden bringen die mikroskopischen Untersuchungen des gezielt entnommenen Probenmaterials weitere genetisch bedeutende Einzelheiten.

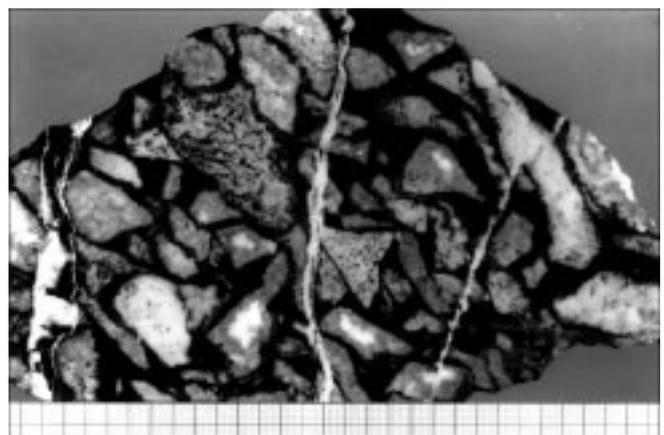


Abb. 105.
Die Variabilität von Mineralbestand und Gefüge der einzelnen Erz- und Kalkkomponenten ist groß: es gibt Siderit- und Kalkfragmente, Ankerit-Siderit- und Kalk-Siderit-Fragmente, Kalkbruchstücke mit Hämatit, metasomatisch und durch alpidische Umkristallisation veränderte Breccienkomponenten. Jüngste mit Calcit verheilte Zerrfugen durchsetzen den Breccienkörper.

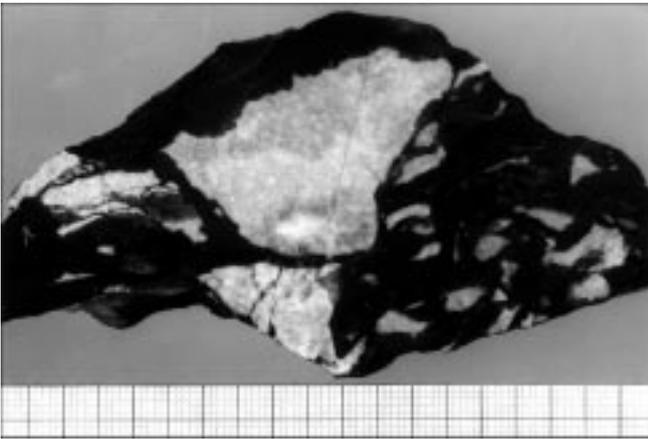


Abb. 106.
Siderit-Breccie mit rotvioletttem Bindemittel.
Das große Sideritfragment zeigt noch den präexisten-
ten vorpermischen kristallinen Feinlagenbau (vergl.
Abb. 107). Die durch die alpidische Metamorphose
ausgelöste Umkristallisation hat dieses Bruchstück
erfaßt: das weiße Calcitkristallit ist von einem Kranz
grobspätigen Siderits als konzentrisches Wachstums-
gefüge umgeben.

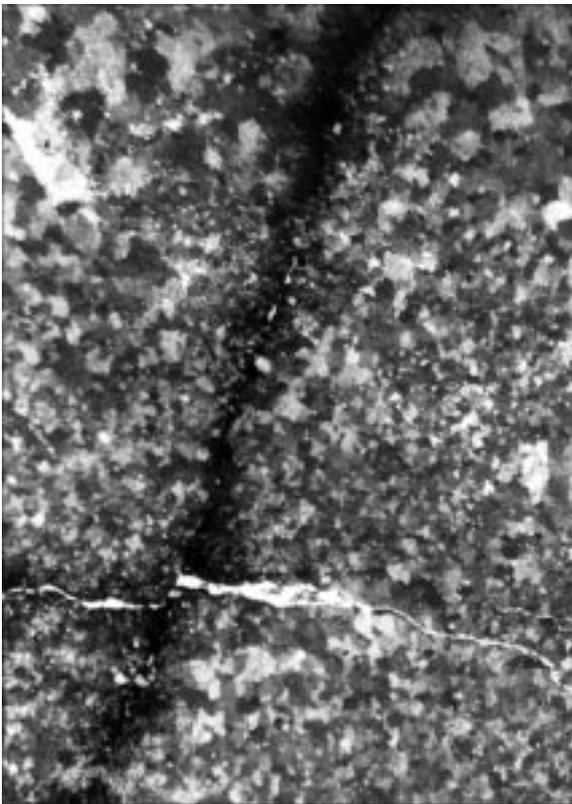
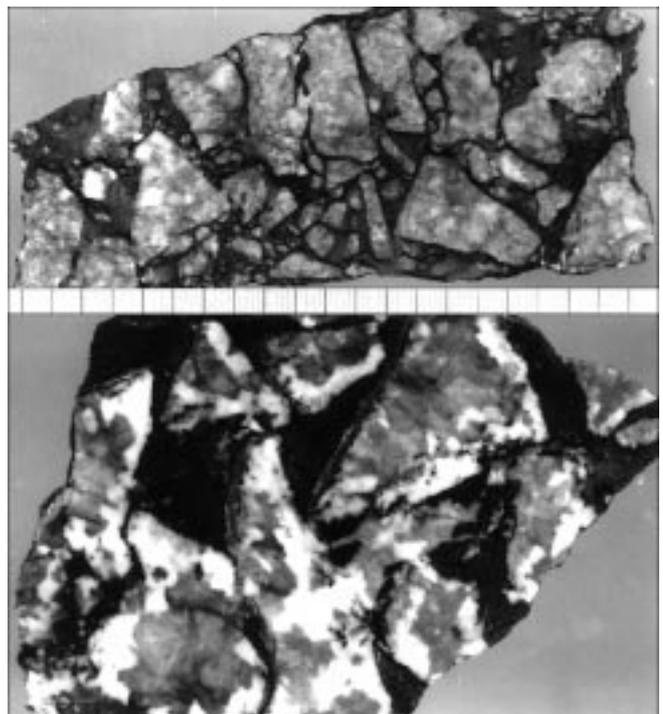


Abb. 107.
Kristalliner Feinlagenbau in einem Sideritbruchstück
der Präbichlbreccie (vergl. Abb. 106).
Dieses Kristalline Gefüge ist vorpermisch und blieb
bei der Abtragung und Sedimentation der Komponente
im Perm erhalten. Die schwarze Fugenfüllung ist auf
Limonitisierung des Siderits zurückzuführen. Dünnschliff,
Nicols X, natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

Abb. 109. ▶▶▶
Alpidische Umkristallisation und Mobilisation führen
in Fragmenten und Matrix der Erzbreccie zu späterer
Kornvergrößerung sowie zu Metasomatose.
Rupturelle Beschädigung einiger Komponenten zu
Deformationsbreccie (oberes Bild). Fragmentkonturen
teilweise durch korrosionsartige Auflösung verändert.



Abb. 108.
In Teilbereichen verdichtet sich die im einzelnen aus
Erzfragmenten und Fe-Karbonat-Matrix bestehende
Erzführung zu einem bisweilen lokal geschlossenen
grobspätigen Sideriterzgefüge: eine Folge von alpidischer
Mobilisation mit Sammelkristallisation und Metasomatose.
(Vgl. auch Abb. 99).



6.3.2. Mikroskopische Bewertung

Bereits die mikroskopische Betrachtung der Stücke und Großanschliffe im schrägen Auflicht bestätigt in vollem Umfang die Geländebefunde, und die petrographische Untersuchung verschiedener Kleinbereiche im polarisierten Durch- und Auflicht liefert eine Fülle von neuen Fakten über den erzführenden Breccienhorizont.

6.3.2.1. Die Matrix der Breccie

Aus gutem Grunde vermeiden wir die Bezeichnung „vererzte Breccie“, weil dies eine Vererzung erst nach der Sedimentation voraussetzen würde, wir aber zunächst rein deskriptiv an das Problem herangehen. (Nomenklatur: Erzführung, Vererzung: ÖNORM G 1042).

Die Matrix der Breccie besteht, man kann sagen analog der Zusammensetzung des darüber sedimentierten Werfener Schiefers, aus den Hauptgemengteilen Sericit, Chlorit, Karbonat und Quarz, den Nebengemengteilen Hämatit, Pyrit, Lepidokrokit, Goethit und den Akzessorien Rutil, Leukoxen, Zirkon, Turmalin und Apatit.

Davon sind als allothigene Detrituspartikel allenfalls Sericit, Chlorit, Quarz und die akzessorischen Schwerminerale zu bewerten. Im Normalfall verrät die wechselnde Anordnung der Hauptkomponenten eine teilweise ausgeprägte Feinschichtung und diesfalls auch mit Teilnahme der authigenen Ausscheidungen im Sediment: nämlich von Calcit, gelegentlich von Ankerit, Pyrit sowie signifikant von Hämatit (Abb. 110).

Nach SPINDLER (1991, 1992) soll es sich beim „Sericit“ aufgrund eines höheren Si-Gehaltes und des Einbaues von Fe und Mg bei niedrigerem Al-Gehalt um phengitischen hellen Glimmer handeln.

Der in grünlichen Matrixvarianten zumindest immer spärlich mitenthaltene Chlorit ist nach optischen und röntgenographischen Parametern im allgemeinen Fall Mg-Chlorit und zwar Klinochlor und Prochlorit. Es gibt jedoch in Teilbereichen der Erzbreccie mit grüner Matrix auch starke Beteiligung von Chamosit und Diabantit, also von Fe-reichen Chloriten. Diese sind auf Grund des Gefügebildes teils als authigene Neubildungen im Bindemittel, teils als rekristallisierte Aggregate oft zusammen mit Quarz zu interpretieren. Der letztgenannte Fall ist typisch an die Grenzkonturen von Siderit-Erzfragmenten zur Matrix gebunden und mit faseriger bis feinblättriger Ausge-

staltung als Wachstumsgefüge von der Lage der Schieferungsfläche belteropor beeinflusst.

Die farblich auffallende Feinschichtung, oft in 2–5 mm-Abständen, gibt sich im Durch- und Auflicht mit straffer Einregelung der Glimmer sowie in einer nach s ausgerichteten Streckung der Calcit-Körner mit Formanisotropie zu erkennen. Ihre Größenordnung liegt z.B. um $0,02 \times 0,01$ mm. Dieses sehr feinkörnige Kalkmilieu ist bereichert durch einige Xenoblasten (0,4–0,15 mm lang) als Produkt einer Sammelkristallisation, wobei aber auch deren nachkristalline Kataklase in Form von abdriftenden Kornfragmenten deutlich ist. Der xenomorph-mikronkörnige bis feinkörnige heterogranulare Quarz-Detritus (oft ungleichkörnig bis zu 0,15 mm, auch bis 0,3 mm) und Quarzit-Aggregate (bis 1 mm Größe) zeigen oft die Spuren der mechanischen Beanspruchung: Meist mit Ausnahme kleinster Kornfraktionen, ist oft stark undulöse Auslöschung erkennbar.

Hämatit ist in Form von Mikrolithenblättchen (häufig Querschnitte von $4 \times 0,5$ bis $15 \times 2 \mu\text{m}$) entwickelt, manchmal zu kleinen Gruppen aggregiert, sowohl separiert verstreut, als auch in Feinlagen und besonders in glimmerreichen Suturen angereichert, in diesem Fall zusammen mit dem recht häufigen Rutil und mit Spuren von vermutlich Semigrafit. Bemerkenswert ist in dieser Paragenese auch das auf engem Raum gemeinsame, wenn auch spärliche Auftreten von Pyrit-Kriställchen (bis 0,15 mm) und -Aggregaten (bis 1 mm). Auch framboid-ähnliche Kristallitengruppen wurden festgestellt.

Mikronkörniger bis sehr feinkörniger Rutil zeigt sowohl als idiomorphes Einzelkriställchen als auch in Form schlecht figurierter Körnchen und in Leukoxen-Verwachsung die bekannte Anreicherungstendenz in der Paragenese mit Glimmer. Aus grünen Anteilen der feinkörnigen Breccienmatrix sowie violetter Werfener Schiefer separierte SPINDLER die Schwerminerale, stellte „hauptsächlich Ankerit, dann Turmalin („Fe-hältigen Dravit“), wenig Hämatit und vereinzelt Zirkon“ (1991, S. 41; 1992, S. 9) fest. TiO_2 -Gehalte in Lösungsrückständen führt SPINDLER (1991, S. 45; 1992, S. 14) auf Rutilkriställchen zurück, „die regellos in den Anschliffen verteilt sind und hellorange bis dunkelrotbraune Innenreflexe besitzen“. Die Limonitminerale Lepidokrokit und Goethit könnten teils als authigenes Verwitterungsprodukt nach Pyrit, teils auch als eingeschwemmter Detritus bezeichnet werden.

Besondere Aussagekraft kommt den Fe-Karbonaten Ankerit, Breunnerit und Mesitinspat (>30 bis <50 Mol-% FeCO_3) zu (Abb. 111–115). Ihr Auftreten im Gefügeverband erinnert an Calcit mit seinen Gefügevarianten. Für einen Teil der Befunde liegt zweifellos eine feinschichtgebundene authigene Ausscheidung vor. Linsenförmige, gelbbraune Aggregate mit 0,07–0,15 mm großen Kristalliten zeigen mit spitzwinkeligem Auskeilen in der Schichtfläche ihre schon primär im Sediment angelegte Form, die in stark verschieferten Bereichen offenbar zusammen mit den anderen Vertretern der Paragenese gestaltlich modifiziert wurde (Abb. 100, 102, 110). Diese Ankeritaggregate zeigen intergranulare Durchwachsung mit Sericit, Quarz und Hämatit mit entsprechender Regelung nach s. In anderen Fällen enthalten die Feinlagen aus Fe-Karbonat Hämatitpigment und treten in feiner Wechsellagerung mit Calcit auf. Siderit wurde hauptsächlich in wolkenförmig-massiver Verteilung in der Matrix gefunden, was auf eine sekundäre Kristallisation, manchmal ausgehend von Sideritfragmenten und verbunden mit Metasomatose schließen läßt. So kommen mitunter auch lokale Vererzungen des Meterbereiches zustande.

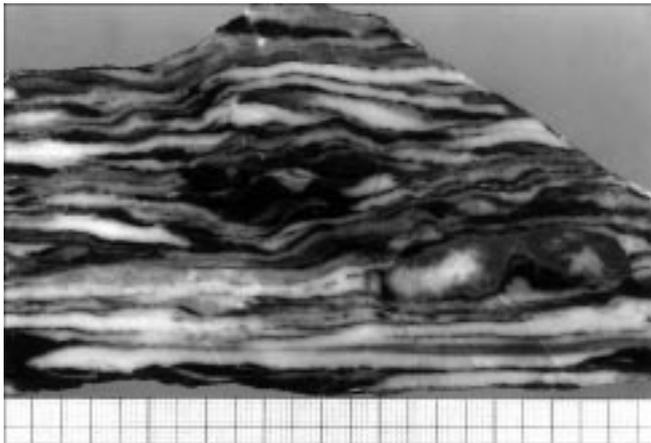


Abb. 110. Bemerkenswert laminar wechselt die authigene Teilnahme von Hämatitpigment (schwarz) und Ankerit (grau) in den calcitischen Feinschichten (weiß) der Matrix in der Präbichlbreccie. Rechts unten ein mobilisierter, sideritisch-ankeritisch umkristallisierter Teilbereich.

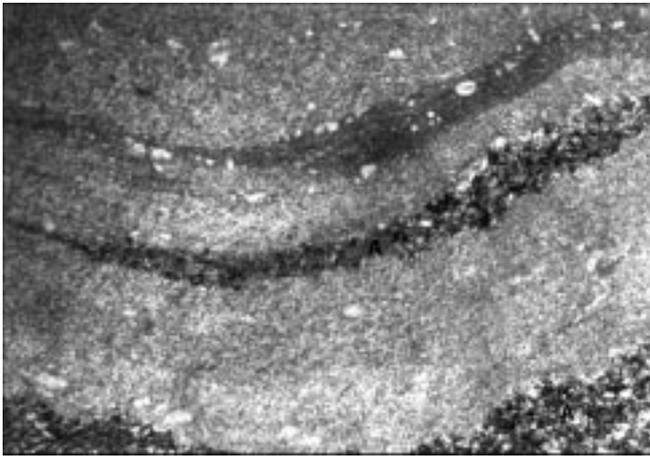


Abb. 111.
Mikrokristalliner Ankerit (A) in gefältelten Calcit-Sericit-Lutitfeinlagen der kalkigen Matrix der Präbichl-Erzbreccie.
Dünnschliff, Nicols II; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

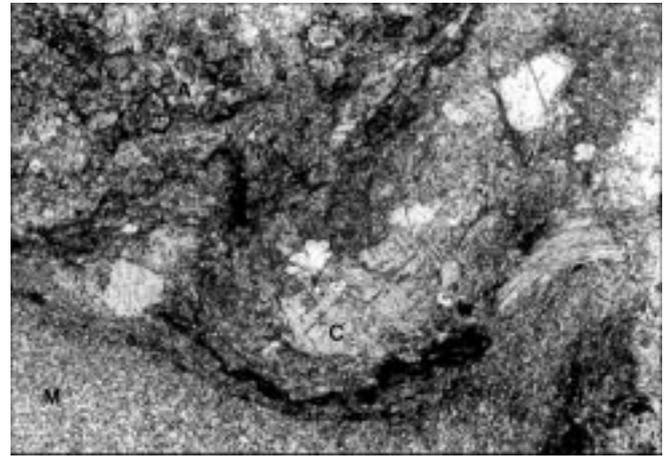


Abb. 114.
Gefälte Feinschichtung in der Matrix der Erzbreccie. Kalklutit (Mikrit, M), sammelkristallisierter Calcit (C) z.T. deformiert, zerrissene Hämatitaggregate (schwarz), Ankerit (feinkristallin, A).
Dünnschliff, 1 Nicol; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

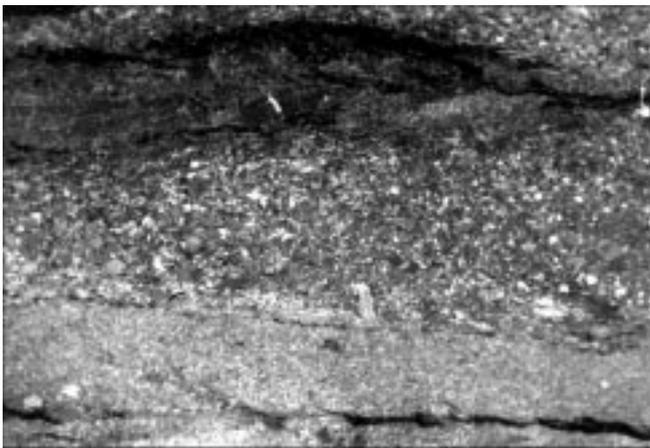


Abb. 112.
Eine mikrokristalline Ankeritfeinlage (mitte) zwischen Kalklutit (unten) und sericitisch grafitischem Kalklutit (oben) in der Matrix der Erzbreccie.
Polierter Anschliff, Nicols x; natürl. Größe 4,08×2,68 mm.

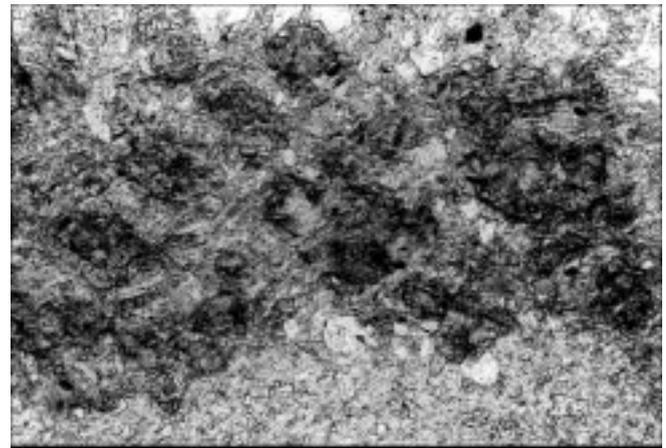


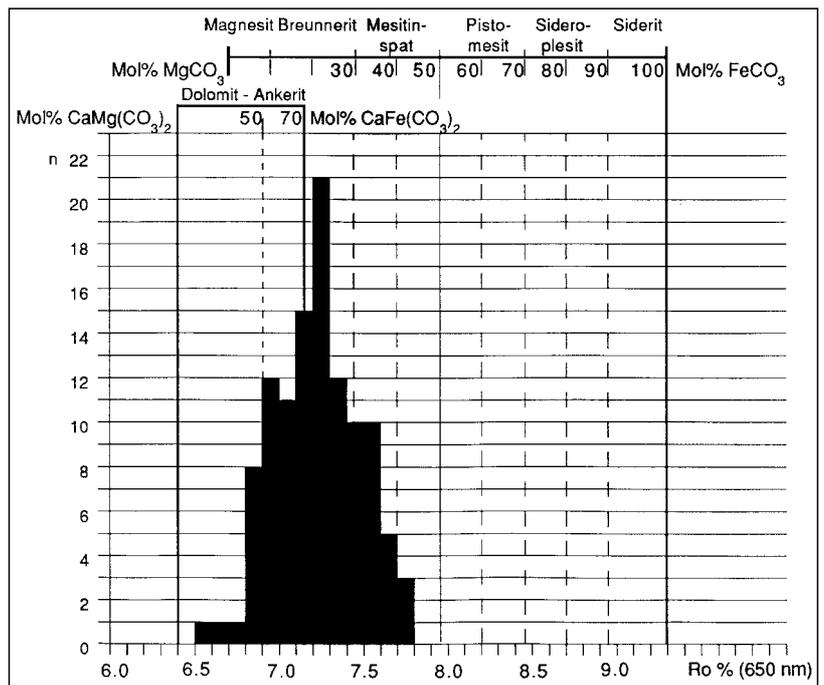
Abb. 115.
Ankeritkörner (grau, Chagrin!) feinlagig angereichert als „offenes“ Teilgefüge im Bindemittel der Präbichl-Erzbreccie mit Quarz (weiß), Sericit (feinblättrig, grau), Pyrit (schwarz) und Calcit (grauweiß-weißgrau, Chagrin!).
Dünnschliff, 1 Nicol; natürl. Größe 1,44×0,94 mm.

Im Falle von Calcit-, Ankerit- und Siderit-Blastese in der Sericit-Quarz-Matrix (Abb. 116) zeigen solche Kristallite die oft enormen Anzeichen der mechanischen Korndeformation, ganz analog der rupturellen Verformung der Calcitblasten mit Zergleitung in den s-Flächen.

In diesem Zusammenhang bringen wir die feinschichtig ausgeschiedenen Fe-Karbonate in den Gipskörpern der Werfener Serie in Erinnerung.

Das mechanische Verhalten der zementierenden Breccienmatrix als hochteillbewegliches Füllsel oder als oft unterbrochene Zwischenschichten zwischen den Breccienfragmenten macht unterschiedliche, aber immer sehr deutliche Deformations-

Abb. 113.
R_ω bei 650 nm der Fe-Karbonate in der Ankeritfeinlage der Abb. 112.
Meßanordnung: UnivaR-Mikrophotometer; Objektiv 10×0,20; Meßfeldgröße 0,01 mm; Standard Glas N_D = 1,92; 1 Nicol.



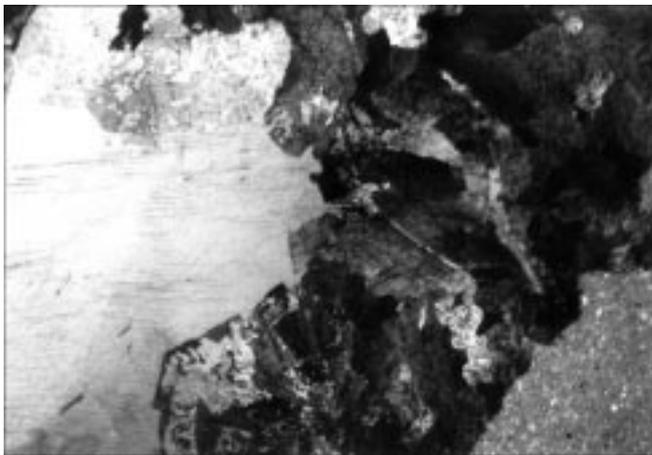


Abb. 116.
Siderit- Calcit-Wachstumsgefüge im Zement der Präbichl-Erbrecce. Matrixreste (Sericitquarzit, rechts unten), Siderit (grau bis grauschwarz) und Calcit (grauweiß) mit Reaktionssaum. Die Sideritkristalle erweisen sich insbesondere außerhalb des Bildes auf Grund inter- und intragranularer Gitterdeformation als postkristallin beschädigt. Dünnschliff, Nicols x; natürl. Größe 15,5×8,5 mm.

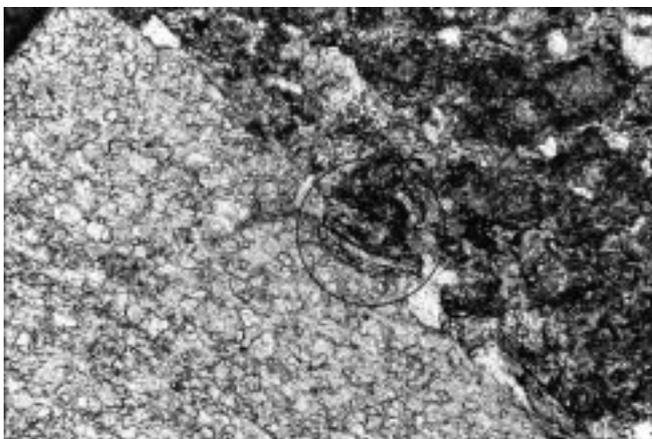


Abb. 117.
In den feinkörnigen authigenen Fe-Karbonat-Ausscheidungen befindet sich manchmal diskret verteilt Resediment.
Im Bilde (Kreis) eine resedimentierte Ankeritkomponente verwachsen mit hellem Glimmer, welcher in dieser Ablagerung als Detritus zu bewerten ist.
Dünnschliff: Calcit weißgrau, als Detritus und authigen; Fe-Karbonat-Körner, vor allem Ankerit, oft zonar gebaut, grau bis dunkelgrau, Chagrin! Sericit = grau; Quarz = weiß.
1 Nicol; natürl. Größe 3,36×2,21 mm.

spuren erkennbar; und zwar sehr vielseitiger Art, wenn man bedenkt, welche Kräfte durch die statische und kinetische Tektonik auf die verformungsanfällige Masse eingewirkt haben.

Neben einschariger Zergleitung nach den Hauptschieferungsflächen s_1 , die großenteils den sedimentären Anlagerungsebenen folgen, treten Biegefältelungen mit fast unglaublicher Vielfalt und mitunter komplizierten Scherfalten in Erscheinung, die den ursprünglichen sedimentären Stoffaufbau mitunter gänzlich verwischen. Der Mikrobefund zeigt relativ oft neben der s_1 -Schieferungsfläche noch ein untergeordnetes gleichscharig-zweischariges Mikroscherflächensystem (s_2 , s_3), erkennbar an flächig eingeregeltten Sericitblättchen.

6.3.2.2. Die Fragmente

Vergleichsweise ist der Gefügestand der Kalkkomponenten von Nutzen. Ihre genau genommen polymikte Zusammensetzung aus dem Bestand hauptsächlich der De-

vonkalkabfolge darf als bekannt vorausgesetzt werden (vgl. Teil 4.3.). Interessant und verständlich ist, daß die gelegentlich der Kalkstein- bzw. Marmorabfolge zwischen- gelagerten Sericit- und Chloritphyllite u.a. tonige Varianten als Breccienfragmente nicht beobachtet wurden, was mit ihrem Zerfall im Wasser zu erklären ist. Man findet sie daher hauptsächlich in Verbindung mit den Kalkstücken als Detritus in der Breccienmatrix wieder. Ein besonders attraktiver Befund gelang in der Matrix einer Erzbrecce, welche offenbar resedimentierte arenitische Ankeritkörnchen mit feinlagig verwachsenem Sericit und Quarz enthalten (Abb. 117).

Der Kristallisationszustand der Kalkbruchstücke ist verschieden, so verschieden wie auch in der devonischen Kalksteinabfolge. Demnach sind einerseits sehr feinkörnige Gefüge mit reliktem s_1 , meist mit Spatitnestern, andererseits auch mit komplexer Sammelkristallisation und Gefügeregelung vorhanden. Es ist selbstverständlich, daß ein Teil der Kristallisation und Deformation bereits vor der Breccieierung zum Inventar der Komponenten gehört hatte. Welche Gefügeveränderungen aber sind nach der Brecciebildung eingetreten?

Es darf nicht verwundern, wenn einige der Kalkfragmente spurenhafte oder auch mehr Ankerit bzw. Siderit enthalten, und zwar in einer derart auf diese Fragmente scharf beschränkten Form, sodaß diese Karbonatparagenese als den Komponenten eigen (Abb. 100–102, 104–106) bei der Breccieierung bereits existiert haben muß. Andererseits gibt es aber auch – und das sei vorweg erwähnt – reichlich Beispiele für einen metasomatischen Angriff von Fe-Karbonaten auf die Kalkkomponenten, was in diesem Fall vom Fe-hältigen Bindemittel aus auf die Komponenten frontal (Abb. 99, 108) oder auch belteropor nach Haarrissen deutlich erklärbar erscheint.

Von noch größerem Interesse ist aber der Zustand der Siderit- bzw. Ankeritkomponenten der Breccie. Es liegt nahe, sich zuerst die anscheinend unveränderten und nicht die von einer auffälligen Kristallisation oder Metasomatose betroffenen Stücke anzusehen.

Sehr viele der Erzfragmente zeigen über 1 mm-körnigen Aufbau, was in den Erzlagern des Devonkomplexes dem mittelkörnigen Kristallisationsgefüge entspricht. Das Korngefüge der Breccienfragmente liefert allerdings auch genetisch aussageintensive Befunde. So ist mehrfach innerhalb ein und desselben Stückes lagiger Korngrößenwechsel im kristallinen Siderit auffällig (Abb. 106, 107): ein Gefüge, welches bekanntlich in den Erzlagern innerhalb der Devonabfolge häufig in Erscheinung tritt (vgl. Teil 6.2.). Die Größenunterschiede im Feinlagenbau differieren beispielsweise etwa in der Reihenfolge 0,2 mm, 0,1–0,15 mm, 0,65–1,0 mm, und dazu noch ein typisches Wachstumsgefüge mit polar divergentstrahlig angeordneten Sideritbüscheln mit bis 1,5 mm Länge. Alle diese Kornlagen weisen das typische Gepräge eines Tektonits auf: Die tektonisch-mechanische Überprägung hat deutliche intragranulare Beschädigungen im Gitter hervorge-rufen, was sich in starker undulöser Auslöschung der Kristallite zu erkennen gibt. Somit liegen also zumindest teilweise kristalline Erzbruchstücke mit einem ihnen eigenen, auf sie beschränkten Lagenbau vor; sie repräsentieren eine nachkristalline mechanische Beanspruchung. Dieses Tektonitgefüge wurde aber bereits vor der Breccieierung, also noch im Lagererzverband innerhalb des Devonkalkverbandes erworben. Zur Bestätigung dieser Aussage kann ergänzt werden, daß auch oft die von den Lagererzkörnern her bekannte Vergesellschaftung des Siderit-

riterzes mit Quarz bzw. mit etwas Sericit erhalten ist. Zum Unterschied vom xenomorph-körnigen Quarzdetritus der Breccienmatrix ist der für das Erz typische Quarz fast durchwegs mit Säulchenform entwickelt.

Als weitere Besonderheit sind zu erwähnen ausschließlich auf das Erzbruchstück beschränkte, fugenverheilende Quarzkristallite, also ebenfalls ein Gefüge, welches diese Breccienkomponente aus ihrem Vorstadium mitgebracht hat.

Wir halten fest: Nach den Makro- und bisher erwähnten Mikrobefunden steht außer Zweifel, daß ebenso wie Kalkbruchstücke auch Erzbruchstücke an der Breccie beteiligt sind. Dementsprechend sind die Konturen der Erzfragmente glatt und scharf. Und auch die Matrix der Breccie ist, wie beschrieben, syndimentär Träger von in diesem Fall authigenen Fe-Karbonaten.

Aber das Angebot an Befunden ist noch vielfältiger. Da sind einmal metasomatische Konturenveränderungen, die eine Verdrängung von Kalkstücken ausgehend von erzführendem Bindemittel anzeigen. In diesen Fällen ist eine gezahnte, gezackte Konturierung die Folge (Abb. 108, 109). Auch wegsamkeitsbedingte Sideritmetasomatose entlang von Mikrofugen in Kalkstücken ist nachweisbar. Übrigens sind in der Kalkbreccie analoge Konturenbeschädigungen an Kalkstücken auch durch metasomatischen Platztausch von Hämatit und Quarz gegen Calcit nachzuweisen, und zwar im Grenzbereich zum hämatitisch-quarzitischen Sericitschiefer der Breccienmatrix.

Ein anderes Beispiel für Konturenveränderung wird durch einen zarten Reaktionssaum um Erzbruchstücke deutlich. Dieser das Erz gegenüber der Matrix abgrenzende Saum besteht z.T. aus einem faserigen quarzitischem Aggregat, welches in einem offenbar mechanisch beschädigten Kleinbereich abgesichert und zerfranst aussieht. Mit dem Saum verwachsen sind einzelne Pyritkriställchen. In Arealen mit auffälliger Fe-Chloritanreicherung in der Matrix sind auch Chloritreaktionssäume um die Fe-Karbonat-Bruchstücke zu sehen.

Manche Erzgerölle sind durch einen Oxidationssaum gekennzeichnet. Es wäre nicht abwegig zu vermuten, daß solche Komponenten im Zuge der Entstehung des Trümmerhorizontes von einer randlichen Limonitisierung betroffen wurden.

Wegen ihrer farblich auffälligen Gestaltung auch schon freisichtig wahrnehmbar sind grobkristalline Wachstumsgefüge, die an die jungen Kristallite vom Typ der bipolaren Gefüge erinnern, und zum Teil auch tatsächlich solche darstellen (Abb. 103, 105, 109). Denn man kann in der Erzbreccie demnach also jüngste Umkristallisation und Mobilisation nachweisen. Da entwickelt sich zum Beispiel in einer mit Korngrößendifferenzen lagig gebauten Sideritkomponente, offenbar beeinflusst von dieser Lageninhomogenität, von zwei Fronten aus, ohne reeller Hohlraumwand, also nur nach einer Blastetrix-Wegsamkeit kontinuierlich frontal fortschreitend ein immer grobkörnigeres Gefüge und endet bipolar mit einer hypidiomorphen Kristallfront bemerkenswerter Grobspätigkeit. Falls die Kristallite sich nicht mit fixer Konturenbildung treffen, ist ein zentrales Restlumen von großkörnigem Calcit oder Ankerit, manchmal auch von Quarz, als farblich auffallendes jüngstes Internkristallit ausgebildet. Es ist klar, daß die mit hellem Zentralkristallit ausgestatteten Erzbruchstücke im Aufschluß mehr auffallen als die monomineralisch aus Siderit bestehenden Stücke.

Sehr bemerkenswerte, den genannten Beispielen sehr ähnliche Befunde, liefern die oft zu findenden konzentrisch kristallisierten und anscheinend metasomatischen

Stofftausch vortäuschenden Erzgerölle mit hellem Kern aus Ankerit, Dolomit, Calcit oder auch Quarz (Abb. 103, 105, 108). Sie wurden von SPINDLER (1991, 1992) in den Mittelpunkt des Interesses gestellt und kurzerhand auf metasomatische Sideritbildung aus dem Calcit des Kalkgerölls, verbunden mit Volumsverlust, Hohlraumbildung und Hohlraumkristallisation erklärt. Dabei werden die Mn-Gehalte solcher Sideritkomponenten mit rund 2–3 Masse-% als dem Erzberg-Erzdurchschnitt entsprechend beziffert.

Trotz der Tatsache, daß es im Karbonat- und im Erzmilieu natürlich zahlreiche metasomatische Stoffverschiebungen gibt, die wir ja auch erörtern, können wir der genetischen Erklärung von SPINDLER nicht folgen. Abgesehen davon, daß unter den „Verdrängungen“ eine Kristallisation in einem vorher entstandenen Lösungshohlraum kein metasomatischer ionarer Stofftauschprozeß ist, geben wir zu bedenken, daß die zu diskutierenden Geröllkristallite meist isoliert als Komponenten in der Breccie liegen; zwar zum Teil mit mehreren gleich oder ähnlich kristallisierten Exemplaren nebeneinander, viel öfter aber nur als Einzelkomponenten unter vielen monomineralischen Siderit- bzw. Ankerit-Stücken (Abb. 24, 99–101, 104, 106), die manchmal kristallinen Lagenbau aufweisen. Die von außen nach innen konzentrisch durch Wachstumsgefüge gekennzeichneten Erzfragmente bilden also in Erzbreccien und in gemischt polymikten Kalk-Erz-Breccien den Sonderfall.

Den Sonderfall aber versteht man besser, wenn die Umkristallisationen und Mobilisationen im weiteren Umkreis mitbetrachtet werden. Da gibt es eben nicht nur diesen auf das Geröll beschränkten Sonderfall, sondern es gibt auch alle Übergänge zu den flächigen Kristallisationsfronten der bipolaren Kristallrasen, und zwar in der Schichtbank der Erzbreccie genau so wie im darunter liegenden Sideritlager im Devongestein, welches ja zum Teil der Abtragung zum Opfer gefallen ist.

Die beginnende, erst ganz lokal stattgefundene Mobilisation zur flächigen, linsen- oder kugelförmigen Sammelkristallisation – nicht Metasomatose! – kommt in folgendem Beispiel gut zur Beobachtung: Aus einem durch laminaren Korngrößenwechsel erkennbaren Lagenbau einer Siderit-Breccienkomponente entwickelt sich, den Lagenbau zerstörend, ein (zweidimensional gesehen) konzentrisches Kristallisationszentrum (des 2 cm-Bereiches), in welchem von außen nach innen eine kreisförmig-ringförmige Zunahme der Siderit-Neukristallite auffällt und mit einer hypidiomorph-idiomorphen polaren Kristallfront abschließt. Der Kern ist von 3–5 mm grobspätigem Calcit ausgekleidet. Die z.T. typischen Sideritwachstumsgefüge tragen ebenso wie das umgebende kristalline Gefüge auf Grund undulöser Auslöschung mit scheiterförmiger Felderteilung die Spuren nachkristalliner mechanischer Beanspruchung.

Ein weiteres Beispiel zeigt innerhalb einer Erzkomponente der Breccie sehr feinspätiges (etwa 30 µm) Ankeritkorngefüge. Von mehreren, nebeneinander liegenden Kristallisationszentren aus entwickelt sich nach außen zu saumförmig polar eine Sideritwachstumsfront mit Kristallen von 1–2 mm Größe. Diese lassen nachkristalline Deformation erkennen.

Wir heben hervor, daß derartige Um- bzw. Sammelkristallisationen, die nur zum Teil mit einer Lösungsphase einhergegangen sind, nicht nur im Breccienverband, sondern in derselben Weise auch in den von der Erosion noch verschont gebliebenen Erzlagern des unterlagernden Devonkomplexes zu finden sind. Auch wenn dort keine Erz-

fragmente, sondern das schichtige kristalline Siderit-Ankerit-Korngefüge umkristallisiert und zum Teil mobilisiert erscheint, so sind doch nach Gefügehabitus und Tracht analoge oder ganz ähnliche Bilder der Umkristallisationen und gegebenenfalls nach einer Mobilisierung Neukristallisationen aus Lösung entstanden.

Aus den beschriebenen Beispielen aber geht klar hervor, daß es sich hier nicht um metasomatische Vererzungen der Breccienfragmente handelt, sondern um Um- bzw. Sammelkristallisationen eines Siderit-Ankerit-Vorgängergefüges, oft begleitet von Lösungsmobilisation, teils belteropor-selektiv, teils ohne jede Anwachfläche nach einer kugelig oder ebenflächigen Blastetrix-Wegsamkeit im kristallinen Erzgefüge. Die selektive Um- und Neukristallisation wird im Falle der Brecciengerölle hauptsächlich von deren Gestalt diktiert (Abb. 103, 104, 109).

Zum Thema der chemischen Mobilisation gehören auf alle Fälle auch die zahlreichen feinen, aber auch im Aufschluß sichtbaren, mit Erz verheilten Zerrklüfte, die den Breccienverband ohne Rücksicht auf Fragmente und Matrix scharf durchsetzen und mit Ankerit, Siderit, Calcit oder, bzw. und Quarz verheilt sind.

Es kommt schon vor, daß von solchen mineralisierten Fugen aus eine metasomatische, meist belteropore Stoffverschiebung erfolgt ist, aber diese hält sich in bescheidenen Grenzen und steht vor allem mit der Erzführung der Erzbreccie nicht in einem Zusammenhang, der sie als maßgeblich für die Sideritfragmente ausweisen würde. Solche junge, kleine Erzgänge („Erzgangln“) sind in den Felsen des gesamten Erzberges zu sehen. Wenngleich sie ihren Metallgehalt aus vagabundierenden Erzlösungen bezogen haben, so sind diese bescheidenen diskordanten Kleinerzgänge mit nur lokaler Erstreckung sicher nicht für umfangreiche Stoffwanderungen maßgeblich gewesen.

6.3.3. Genetische Folgerung

Ohne die Genese der Gesamtlagerstätte vorwegnehmen zu wollen, seien die Möglichkeiten der Entstehung der erzführenden Permbreccie kurz diskutiert.

Da es sich einerseits um richtige Erzkomponenten handelt, die nachweislich ohne Veränderung aus dem nahen Erosionsuntergrund stammen und in der Erzbreccie massenhaft oder auch nur vereinzelt zur mechanischen Umlagerung gekommen sind, andererseits das Bindemittel der Breccie authigen feinschichtige chemische und intern metasomatische Eisenkarbonatführung zeigt, kann eine genetische Klassifizierung nur auf sedimentäre Siderit-Ankerit-Anreicherungen Bezug nehmen. Die Herkunft der Erzstücke aus den Erzlagern im Devon-Untergrund und die authigene Ausscheidung von Erzmineralen in der Matrix können nur durch ein Zusammenwirken mechanischer Anreicherung von Erzschnitt und chemischer Fe-Ausscheidung aus Fe-hältigen Verwitterungslösungen im Zuge einer postvariszischen Transgression entstanden sein. Daraus ergibt sich zwanglos eine genetische Zuordnung zu Trümmererzlagern mariner Küstenbreccien mit beiläufiger Ähnlichkeit mit den Eisenerzlagern von Salzgitter und Peine-Ilsede. Wobei allerdings die Bezeichnung „Lagerstätte“ in unserem Fall wegen zu geringer lagerstättenbildender Anreicherung besser durch „Vorkommen“ zu ersetzen wäre.

6.4. Geochemie der Erze

6.4.1. Wissenschaftliche Aspekte

Wirtschaftlich bedingt war die chemische Beschaffenheit des sideritischen Eisenerzes des Steirischen Erzber-

ges natürlich schon seit vielen Jahrzehnten von Interesse, zumindest was die Hauptelemente Fe, Mn, Ca, Mg, Si, Al und P betrifft. In wissenschaftlicher Sicht aber kam die im wesentlichen von E. SCHROLL begründete Lagerstätten-geochemie der Ostalpen bezüglich der Sideriterze erst zu Beginn der 70er Jahre in Gang. Der Fortschritt hing natürlich mit einer Weiterentwicklung der analytischen Methoden und der hierfür erforderlichen Apparaturen zusammen.

Eine erste, auf ostalpine Siderite bezogene Studie liegt seit 1972 (DOLEZEL & SCHROLL) vor, in welcher die Haupt- und Spurenelemente des Siderits (Fe, Mg, Mn, Ca, Zn, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni) analysiert wurden.

Damals wurden für den Siderit des Erzberges folgende Elementgehalte festgestellt: Mg 1,6 %, Mn 2,2 %, Ca 1,1 %, Sc 0,9 ppm, Ti 198,0 ppm, V 9,2 ppm, Cr 5,3 ppm, Co 3,9 ppm, Ni 34,5 ppm.

Auf Grund der statistischen Auswertung der Ergebnisse aus Sideritproben der Ostalpen wurden drei regionale Gruppen mit markanten Unterschieden erkannt: Die Vorkommen und Lagerstätten in der „östlichen Grauwackenzone mit anschließendem Altkristallin“, der „westlichen Grauwackenzone“ und die „südliche Sideritzzone Tur-rach-Hüttenberg.“ Darüberhinaus wurde für die „östliche Grauwackenzone“ eine Unterteilung in eine westliche „Erzberggruppe“ und in die östliche „Neuberg-Grillenberg-Gruppe“ vorgenommen. Als geochemische Charakteristik auf Grund von Verteilungsgesetzmäßigkeiten der Ferriden Ni, Co und Sc in den drei Haupttypen wird genannt (DOLEZEL & SCHROLL, 1972, S. 345):

- 1) $Mg \geq Mn, Sc, Ni/Co$ 3: „Diabastyp“ (Neuberg-Grillenberg und westliche Grauwackenzone).
- 2) $Mn > Mg, Ni/Co$ 10: „Keratophyrtyp“ (Erzberg).
- 3) $Mn > Mg (Sc), Ni/Co$ 3–5: „Typ Hüttenberg“.

Demnach wird also der „Erzberg-Siderit“ als „Keratophyrtyp“ charakterisiert.

Genetische Aussagen wurden damals noch nicht gewagt, zumal auch noch kein hinreichendes Datenmaterial über sedimentäre Sideritbildungen vorlag. Aber für Siderite des Steirischen Erzberges ergaben sich ebenso wie für Siderit der Lagerstätte Hüttenberg gewisse Affinitäten zu Sideriten vulkanogen-sedimentären Typs, wie ein Vergleich mit der Lagerstätte Vareš, Bosnien (35 km NNE Sarajevo) zeigt.

Seit 1973 veröffentlichte BERAN mehrere Ergebnisse über Mikrosondenanalysen an Ankerit und Siderit des Steirischen Erzberges und von der Nachbarlagerstätte Radmer. Die Entdeckung von feinschichtig gebänderten Sideritanreicherungen im Bergbau Radmer/Buchek durch THALMANN (1977 bzw. 1979) und die auf das Mikrogefüge der Erzmineralfolge Bezug nehmende Mikrosondenanalytik gaben einen ausschlaggebenden Impuls für weitere geowissenschaftliche Forschungen am Erzberg.

In einer Vorstudie 1977 veröffentlichte BERAN Ergebnisse über Mikrosonden-Punktanalysen an Kluff-Ankeriten des Steirischen Erzberges. Dabei wurden neben den überwiegenden chemisch homogenen Kluffankeriten auch zonar gebaute Kristalle gefunden, mit teils Fe-reichem bzw. Mg-armem Kern, teils mit Fe-armem, aber Mg-reichem Kern. Der Autor kam zum Ergebnis, daß die Kluffankerite des Erzberges zu den Fe-reichsten bekannten Vertretern der Mischungsreihe Dolomit $CaMg(CO_3)_2$ – Ferrodolomit $CaFe(CO_3)_2$ gehören.

In der wesentlichen von BERAN & THALMANN (1978) erstellten Publikation wird die wechselnde chemische Zusammensetzung feinkörniger Sideritlagenbaue hervorge-

hoben. Darin wurden drei Siderittypen unterschieden, die sich im mm-Bereich in regelloser Wechsellagerung wiederholen. Dabei konnte in den feinkörnigen (A, B, C), aus 0,1–0,6 mm-kleinen Sideritkriställchen bestehenden Feinlagen eine wesentlich stärkere Variabilität der Ca-, Mg-, Fe- und Mn-Gehalte nachgewiesen werden als in den jüngeren grobspätigen Siderit (D)-Ankerit (E)-Lagen mit Kristallgrößen bis zu 1 cm (Tab. 1).

Die günstige Aufschlußsituation im Untertagebau Radmer mit dem unmittelbaren Übergang der älteren feinelaminierten Sideritgeneration zu den zweifellos jüngeren grobspätigen Siderit-Ankerit-Kristallisaten nützten BERAN & THALMANN für Analysenserien. Für Siderite von Radmer ergibt sich ein erhöhtes Mg/Mn-Verhältnis von 0,97, was von den Autoren (1978, S. 196) als

„ ... auffallend gegenüber den häufigsten Siderittypen des Steirischen Erzberges .. “ (Mg/Mn = 0,72; DOLEZEL & SCHROLL, 1972)

zu erkennen ist.

BERAN & THALMANN finden den grobspätigen weißen Ankerit, der gemeinsam mit dem grobkörnigen Siderit mit separierten Kristallen und nesterförmig in Aggregaten vorkommt, auffallend einförmig mit einem relativ hohen Fe-Gehalt (Analysenreihe E in Tab. 1).

In Anwendung experimentell bekannter Daten (ROSENBERG, 1967) für das System $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{FeCO}_3$ versuchen BERAN & THALMANN (1978, S. 296, 297) in Betracht der Fe-reichen Ankerite, die

„ ... (zumindest teilweise) einer Kristallisationsphase ... “

mit den spätigen Sideriten angehören, Aussagen über die Bildungstemperaturen dieser Ankerite abzuleiten. Unter Annahme eines den geologischen Verhältnissen entsprechenden Druckes von 2–3 kbar

„ ... ergibt sich eine minimale Modellentstehungstemperatur von etwa 400°C ... “ (S. 296)

im Falle eines Gleichgewichtszustandes. Für Ankerite mit mittleren und niederen Fe-Gehalten werden die minimalen Bildungstemperaturen unter 350° geschätzt.

Ähnlich liegen die schon von BERAN (1975 und 1977) für Fe-reiche Ankerite am Steirischen Erzberg ermittelten minimalen Bildungstemperaturen (bei Annahme eines Druckes mit 2–3 kbar) mit 400–500°C.

Der lagige Wechsel im Mineralchemismus, der in feinkörnigen Sideriten einer gebänderten Abfolge mit etwa 10–15 cm Mächtigkeit, zerstückelt in mehrere Schollen, offensichtlich als Reliktgefüge in einem jüngeren grobkristallinen Erzlager von Radmer entdeckt wurde, stellt für BERAN & THALMANN einen Beweis für eine primäre Sideritablagerung dar. Das heißt, daß eine metasomatische Sideritvererzung mit Verdrängung vermeintlich präexistenter Kalkgesteine auszuschließen ist. Vielmehr spricht die chemisch variierende Mikrowchsellagerung für eine primär sedimentäre Schichtung im Sedimentaufbau, der unterschiedliche Bildungsbedingungen während des anlagernden Vorganges widerspiegelt. Die weite Streuung der chemischen Zusammensetzung der Sideritlaminae entspricht nach Literaturangaben über sedimentäre Siderite einem wachsenden Erzsediment.

Ebenso sind für BERAN & THALMANN vergleichbare FeO- (55,5 Gew.-%), CaO- (3,1 Gew.-%), MgO- (1,2 Gew.-%) und MnO- (1,5 Gew.-%) Gehalte im Kohleneisenstein von Hückelhoven bei Aachen und im Siderit-Laminit von Radmer Hinweise auf dessen „sedimentäre Eigenschaften“.

Das durchschnittliche $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Isotopenverhältnis in Pyrit aus 1 kg feinkörnig gebändertem Siderit von Radmer wird von BERAN & THALMANN (1978) mit $\delta^{34}\text{S} = +4,2\text{‰}$ angegeben. Dieses Isotopenverhältnis fällt vor allem in den engen Bereich von Sulfiden magmatischen Ursprungs, ist allerdings nach der Übersicht geochemischer Systeme auch im breiten Streubereich hydrothermaler Sulfide und im ausgedehnten Bereich sedimentärer Sulfide einzuordnen (RÖSLER & LANGE, 1976; SCHROLL, 1976). Dasselbe gilt für den Durchschnittswert für Pyrite aus etwa 1 kg grobkörnigen hellbraunen Sideriten mit $\delta^{34}\text{S} = +2,9\text{‰}$; eine geringe Differenz, die auf eine Spur leichteren Schwefels im Pyrit der grobspätigen jüngeren Kristallisate hinweist. Eine bemerkenswerte Erweiterung der Kenntnisse über Sulfidierungsparagenesen in Fe-Karbonaten der nördlichen Ostalpen brachte MALEKGASEMI (1979). Fünf Pyrit-Untersuchungen vom Erzberg ergaben eine nur geringe Streuung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von $-2,2$ bis $+5,1\text{‰}$. Trotz der nahe bei $\delta^{34}\text{S} = 0$ gruppierten Daten (Durchschnitt $+2\text{‰}$) wagt MALEKGASEMI eine Ableitung des Schwefels von einer magmatogenen Quelle nicht, hält aber eine Homogenisierung der S-Isotopenverteilung in den Sulfiden im Falle epizonaler Metamorphose für diskutabel. Weiters gibt MALEKGASEMI $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von einer Fehleranalyse des Erzberges mit $+3,5\text{‰}$ und von zwei Pyrit-Analysen von Radmer mit $+2,9$ und $+4,2\text{‰}$ an.

In Fortsetzung seiner umfassenden lagerstättengeochemischen Forschungen entwickelte SCHROLL auch für die Sideritanreicherungen der Ost- und Südalpen neue Ideen über deren Genese (DOLEZEL & SCHROLL, 1979). Hierbei wurden zur geochemischen Charakterisierung der Sideriterze Haupt- und Spurenelemente in Betracht gezogen: Fe, Mn, Mg, Ca, Zn; Ni, Sc, Co, Ti, V, Cr und Y.

Bezogen auf Mg- und Mn-Gehalte sowie auf die Darstellung in Co/Sc- und Mg/Ni-Variationsdiagrammen wurde eine Charakterisierung der Sideritlagerstättentypen versucht. Soweit dies für unser Arbeitsgebiet von Bedeutung ist, werden verminderte Co- und Sc-Gehalte von Erzberg- und Hüttenberg-Erzproben genannt, was ein Kennzeichen vulkanogen-sedimentärer Ausscheidungen sein könnte. Das Mg-Ni-Variationsdiagramm von DOLEZEL & SCHROLL weist den Erzberg-Siderit im selben Konzentrationsbereich wie rezenten Siderit von Santorin (Ägäis), wie die Lahn-Dill-Erze, permoskythischen Siderit vom Vivione-Paß (Bergamasker Alpen) und Siderit von der bosnischen Lagerstätte Vares aus.

Die Autoren bemängeln zwar das damals nur in geringer Menge zur Auswertung gelangte Probenmaterial der sehr zahlreichen Lokalitäten und erwähnen den noch bescheidenen Wahrscheinlichkeitsgrad der Aussagen, wagen aber die Feststellung, daß die Eisenspäte des Steirischen Erzberges wenig wahrscheinlich rein sedimentärer Herkunft sind. Viel eher würde in geochemischer Analogie eine vulkanogen-sedimentäre Genese in Betracht zu ziehen sein.

Die Ni- und Co-Gehalte in Pyriten brachten laut MALEKGASEMI (1979, S. 607)

„ ... eine außerordentliche Variationsbreite sowohl bei Nickel (4 bis 4500 ppm), als auch bei Kobalt (4 bis 4600 ppm). Das Elementverhältnis bleibt jedoch fast durchwegs 1 ... “

In Pyritidioblasten fand MALEKGASEMI eine Anreicherung von Co, während das Ni bei Elementverteilungen in die silikatische Gangart wandert. Aber

„ ... im Falle der Verteilung zwischen Pyrit und Siderit, wie z.B. am Erzberg, bevorzugt der Siderit das Nickel ... “

Die Herkunft des Erzes vom Erzberg leitet MALEKGASEMI im Vergleich mit slowakischen Sideritvorkommen mit Wahrscheinlichkeit von sauren bis intermediären Gesteinen ab.

In der Folgezeit baute BERAN seine Forschungen an Eisenkarbonaten der östlichen Grauwackenzone aus. Diesmal ging es im besonderen um Ankeritgesteine des Erzberges, die der Autor nach mikroskopischer Vorarbeit und auf das Mikrogefüge ausgerichteter Mikrosondenanalytik in 3 Typen unterteilt (BERAN, 1979, S. 217):

- „1) *Feinkörnige Fe-arme Ankeritgesteine mit stark wechselndem Mg/Fe-Verhältnis der einzelnen Ankeritkörner.*
- 2) *Feinkörnige Fe-reiche Ankeritgesteine einheitlicher Zusammensetzung.*
- 3) *Überwiegend gangförmig auftretende, spätige Fe-reiche Ankeritgesteine einheitlicher Zusammensetzung.*“

Für die zur ersten Gruppe zählenden Ankeritgesteine mit durchschnittlichen Korngrößen um 0,2 mm wurden niedere bis mittlere Fe-Gehalte festgestellt. Die durchwegs xenomorphen Körner sind sehr unterschiedlich zusammengesetzt und statistisch homogen im Ankeritgestein verteilt. Aber die auf den Kleinbereich bezogene Inhomogenität liegt schon im mm-Bereich vor und ist auf diesen Gesteinstyp im gesamten ausgedehnt.

Die als Gruppe zwei zusammengefaßten Ankeritgesteine mit überwiegend xenomorpher Korngestalt bei mittleren Korngrößen um 0,2 mm wurden ebenfalls mit niedrigen und mittleren Fe-Gehalten gefunden. Das Mg/Fe-Verhältnis der einzelnen Körner variiert stark. Aber auch feinkörnige Fe-reiche Ankeritgesteine mit geringer Variation des Fe-Gehaltes wurden gefunden. Zu dieser Gruppe zählt BERAN auch weiße idiomorphe, ungefähr 1 mm große Ankerite.

Zur dritten Gruppe werden Fe-reiche Ankeritgesteine mit geringen Schwankungen des Mg/Fe-Verhältnisses gerechnet. Es handelt sich teils um feinxenomorphkörnige Ankeritgesteine, teils um weiße idiomorphe Ankerite. Diese weißen Ankerite sind in Form eines bis cm-mächtigen Reaktionssaumes zwischen den feinkörnigen Fe-reichen Ankeritgesteinen und den Sideritgesteinen, ferner in Form einzelner Kristalle und teilweise auch nester- und gangförmig innerhalb dieser feinkörnigen Fe-reichen Ankerit- und grobkörnigen Sideritgesteine festgestellt worden.

Aus diesen auf paragenetische und minerogenetische Zusammenhänge zielenden mineralogischen und chemischen Untersuchungen an Ankeriten, die auch noch diagnostisch von auflichtmikroskopischen Reflexionsmessungen gestützt waren, entwirft BERAN (1979, S. 223) ein minerogenetisches Schema von Karbonatgesteinsfolgen mit Ankeritgestein der Generationen I, II, III im Verbände mit Siderit und mit Kalkstein.

- „... *Die stark wechselnde Zusammensetzung einzelner Ankeritkörner in den feinkörnigen Fe-armen Ankeritgesteinen wird als Hinweis auf eine primär-sedimentäre Bildung angesehen ...*“ (BERAN, 1979, S. 217 bzw. auch 228).

Daraus ergibt sich natürlich die altersmäßig jüngere Einstufung der stark vertretenen übrigen Ankerit- und Sideritvariationen. So erklärt der Autor

- „... *die feinkörnigen Fe-reichen Ankeritgesteine ...*“

als

- „... *Reaktionsprodukte sedimentär gebildeter Kalke, Ankerit- und Sideritgesteine während der variszischen Orogenese ...*“

entstanden und reiht

- „... *die Bildung der spätigen Fe-reichen Ankeritgesteine ...*“

während der alpidischen Orogenese ein.

Diese genetische Aussage basiert auf Überlegungen über Mineralreaktionen unter dem Einfluß von Druck und Temperatur. Dabei wird auch die Beobachtung von Ankerittypen in den querschlägigen Gängen in der Basisbreccie der permischen Präbichschichten genützt, die natürlich nur „alpidisch“ kristallisiert sein können.

JUNG (1980) vertritt auf Grund der Illitkristallinität und der Identifizierung des glimmerartigen Tonerdesilikats Pyrophyllit in den Werfener Schieferen im Gebiet Radmer die Auffassung, daß am Kalkalpen-Südrand während der alpidischen Metamorphose die Bedingungen der höher temperierten Anchizone verbreitet waren. Da er aber die Intensität der alpidischen Deformationen in der Radmer als zu schwach findet, um die variszische Schieferung überprägen zu können, hält JUNG die variszische Metamorphose für stärker als die nachfolgende alpidische und stellt sie in die untere Grünschieferfazies. Eine Aussage, die SCHÖNLAUB (1982) für die Region Erzberg nicht ganz akzeptiert, weil die geochronologischen Daten verglichen mit Radmer eine stärkere alpidische Metamorphose vermuten lassen. Da die vermuteten Temperaturen mit 350°–370°C aber als zu gering eingeschätzt werden, um eine vollständige Isotopenhomogenisierung zu verursachen, werden die K-Ar- und Rb-Sr-Alterswerte (S. SCHARBERT, 1977; JUNG, 1980) im Gebiet Erzberg-Polster-Radmer als variszisch-alpidische Mischalter interpretiert.

1983 kommt BERAN nochmals zusammenfassend auf die Entwicklung der Siderit-Ankerit-Lagerstätten Steirischer Erzberg und Radmer von der sedimentären Anlage über die metamorphe Umgestaltung mit Rekristallisation und Remobilisation des Erzgefüges zu sprechen. In dieser Arbeit werden die durch Mikrosondenanalysen von verschiedenen Sideritertypen vom Erzberg erhaltenen Fe-Gehalte zwischen 52,5 und 54,5 Gew.-% FeO, die MgO-Werte mit etwa 3–4,5 Gew.-% und MnO-Gehalte mit etwa 2,5–3,5 Gew.-% angegeben. Im Gegensatz zu den nach BERAN relativ einheitlich zusammengesetzten verschiedenen Sideritertypen sind die Ankeritgesteine oft sehr unterschiedlich zusammengesetzt.

BERAN diskutiert (1983, S. 22, 23) nochmals seine bisherigen Aussagen über Erzberg-Ankeritgesteine und die Radmer-Sideritertypen und vertritt die Meinung, daß

- „... *diese Wechsellagerung chemisch unterschiedlicher Siderite, im Zusammenhang mit der gebänderten Struktur der Sideritgesteine ... als starker Hinweis auf eine primär sedimentäre Sideritbildung ...*“

anzusehen sei. Es sei

- „... *schwer vorstellbar, daß eine gewissermaßen selektive Metasomatose in einem derart eng begrenzten Bereich abwechselnd einzelne Lagen eines Kalksedimentes erfäßt und so die Wechsellagerung dieser Sideritertypen hervorruft ...*“

Dazu entwirft BERAN seine Modellvorstellung über den Siderit-Ankerit-Lagerstättentyp Erzberg-Radmer, von primär sedimentärer Anreicherung über Metamorphosereaktionen durch die variszische Orogenese bis zu neuerlichen Reaktionen und Stoffmobilisationen während der alpidischen Orogenese.

- „... *Zweifellos können die während der orogenen Phasen abgelaufenen Reaktionen, Rekristallisationen und Remobilisationen als metasomatische Vorgänge im weitesten*

Sinne verstanden werden. Diese Vorgänge beschränken sich jedoch auf relativ kleine Bereiche und ‚verarbeiten‘ einen bereits vorhandenen Stoffbestand ...“

In einer isotopengeochemischen Studie über ostalpine Siderite, Fe-haltige Magnesite und darüberhinaus vergleichsweise auch von außeralpinem Material versuchen PAPESCH & SCHROLL (1985) und SCHROLL, PAPESCH & DOLEZEL (1986) mittels C- und O-Isotopenanalysen einen ersten Überblick über $\delta^{13}\text{C}/\text{d}^{18}\text{O}$ -Verhältnisse und Trends zu erkennen. Dabei wird berücksichtigt, daß die Isotopenzusammensetzung von O und von C in marinen Karbonatsedimenten ebenso wie dies vom S des Meerwassersulfates bekannt ist, zeitabhängig ist. Demnach entsprechen im allgemeinen leichte $\delta^{34}\text{S}$ -Werte schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. SCHROLL et al. (1986, S. 187) rechnen daher damit,

„ ... daß marin stratiforme Siderite des Altpaläozoikums leichtere Isotope aufweisen als rezente, bzw. vorpaläozoische ...“

Aus SCHROLL et al. (1986, ergänzt durch mündl. Mitt. und nach Entwurf Metallogenetischer Atlas von Österreich) zitieren wir auszugsweise nachfolgende Daten bezugnehmend auf Siderite (Tab. 4):

Tabelle 4.
Sauerstoffisotopendaten österreichischer Siderite.

	n	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ (PDP)}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (PDP)}$
Erzberg (Schiefererz)	1	-1,7	-10,8
Erzberg	6	-7,2 bis -4,0	-13,6 bis -10,7
Erzberg (Permkonglomerat)	13	-4,8 bis -4,0	-11,7 bis -10,7
Radmer	1	-4,2	-11,2
Hüttenberg	4	-6,0 bis -4,5	-11,8 bis -10,8
Bärenbach	2	-7,5 bis -6,7	-12,3 bis -12,0
Erzberg (Eisenblüte)	1	+0,3	-7,6

SCHROLL et al. (1986) bringen die Ergebnisse in fünf Gruppen unter, wobei die Gruppe II „Siderite aus der östlichen Grauwackenzone“ im $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm in einem relativ kleinen Feld einordenbar ist. Bemerkenswert ist die isotopenmäßige Übereinstimmung der Werte, die von den Sideriten des Steirischen Erzberges, der Lagerstätten Radmer und Hüttenberg erhalten wurden, wozu aber auch die Vorkommen Neuberg-Altenberg, Reichenau und Trattenbach gezählt werden können.

Schließlich werden auch die Isotopendaten vom Kalk-Nebengestein zum Vergleich herangezogen, woraus (aus nur 22 Proben) zwar Übereinstimmung für $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$, nicht aber für $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ besteht.

Einen weiteren Versuch, mittels der C- und O-Verteilung zu Isotopenparametern für die geochemische Charakterisierung und genetische Klassifizierung von Karbonatmineralen zu gelangen, stellt die Arbeit von SCHROLL, SIEGL & PAPESCH (1986) dar. Demnach ergaben sich vergleichsweise zu unseren kristallinen Sideriten in Gesteinen der Devonzeit (von Eisenerz, Radmer und Raum Hüttenberg) ganz analoge Werte für kristalline Magnesite der Lagerstätte Entachen bei Saalfelden ($\delta^{13}\text{C}$: -3,4 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -10,6 ‰) und von Fieberbrunn ($\delta^{13}\text{C}$: -7,5 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -11,6 ‰).

SCHROLL et al. (1986, S. 4) stellen fest, daß sich trotz des geringen Datenmaterials

„ ... sowohl der sekuläre Trend der Isotopenzusammensetzung des Meerwassers als auch ein Einfluß der Metamorphose ...“

abzeichnet.

„ ... Wie bei den Sideriten können Koinzidenzen in der Isotopenverteilung, vor allem beim Sauerstoff, eindeutige genetische Aussagen in Frage stellen ...“

1986 bzw. 1988 schaltet sich FRIMMEL in die Karbonatforschung ein mit dem Vorhaben, aus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Erzen und deren Nebengesteinen Aussagen vor allem hinsichtlich genetischer Beziehungen derselben sowie auch über die Herkunft erzbringender Lösungen zu ermitteln. FRIMMEL nimmt, was den Steirischen Erzberg betrifft, Bezug auf die von BERAN (1979, 1983) postulierte Einteilung der Fe-Karbonate in drei Generationen und auf dessen schematische Darstellung von beobachteten Karbonatgesteinsfolgen mit Karbonat, Fe-hältigem Calcit, Ankerit und Siderit.

FRIMMEL vertritt die Aussage, daß den initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen trotz sekundärer Einflußfaktoren für Mineralisationen des Systems $\text{CaCO}_3 - \text{FeCO}_3 - \text{MgCO}_3$ in ostalpinen Lagerstätten genetische Aussagekraft beigegeben werden kann. Es wurden insgesamt erhebliche Unterschiede der Isotopenverhältnisse festgestellt. Ausgegangen wird davon, daß das nachgewiesene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis dem Isotopenverhältnis der Lösung entspricht, aus welcher das betreffende Mineral bzw. Gestein entstand. Daraus sollten sich Mineralisationen verschiedener geotektonischer Entwicklungsstadien, verschiedener erdgeschichtlicher Zeiten im Falle mariner Bildungen und verschiedener Magmentypen erklären lassen. Es wird auch auf die mögliche Einflußnahme durch positiv und negativ verändernde Faktoren Bezug genommen. Hier sind vor allem Einflüsse durch Metamorphose mit Umkristallisationen, regionalmetamorphe Fluids und meteorische Wässer zu berücksichtigen.

FRIMMEL zielt vor allem auch auf einen Vergleich der Isotopenverhältnisse zwischen Nebengestein und Erz und bevorzugt sie für eine genetische Erklärung vor allem dann, wenn in beiden Fällen weitgehend Rb-freie Gesteine, wie im vorliegenden Thema z.B. Karbonate vorliegen.

Der Autor befaßte sich mit den alpinen Spatlagerstätten, u.zw. mit den Magnesit- und Sideritvererzungen. Und er findet zwei Gruppen, die eben diesen verschiedenen Mineralanreicherungen entsprechen:

- Magnesitanreicherungen: wobei der Magnesit etwa die gleichen Sr-Isotopenverhältnisse aufweist wie das angrenzende Karbonatgestein, und
- Eisenspatanreicherungen mit deutlich höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen als das sie umgebende Karbonatgestein.

FRIMMEL kommt nach eingehender Diskussion der Daten aus verschiedenen Kristallisationsstadien und Mitverwertung von S-Isotopendaten von Gips ($\delta^{34}\text{S}$: +17,6 ‰) und Anhydrit ($\delta^{34}\text{S}$: +17,2 ‰) zur Vorstellung, daß die spätigen Magnesitlager von der Lagerstätte Sunk – Hohentauern und vom Häuselberg-Ost bei Leoben, beide im niedergradig metamorphen Milieu gelegen, durch eine syngenetische, sedimentäre Bildung ursächlich entstanden und wie das Nebengestein ins Visé einzustufen seien. Allerdings sei das heute grobspätige Gefüge durch Sammelkristallisation im Zuge der schwachen Metamorphose zu erklären. Mit Bezugnahme auf

„ ... paläomagnetische Untersuchungen von MAURITSCH (1974 Vortrag in Wien, 1985) ... können die metamorphen Kristallite als kretazisch eingestuft und somit der eoalpinen Metamorphose zugeordnet werden ...“ (FRIMMEL, 1986, S. 22)

Man vergleiche auch MAURITSCH (1979) über hämatitpigmentierten Magnesit und Dolomit der Entachen-Alm (Westliche Grauwackenzone). Dabei soll es demnach zu keinem großräumigen Stoffaustausch, insbesondere mit Fluids aus Phylliten der Umgebung gekommen sein.

Was nun die genetische Deutung betrifft, ist diese immerhin als Bestätigung zahlreicher, schon früher gemachter Erklärungen über ostalpine Spatmagnesite als sedimentär-metamorphe Produkte zu werten (mehrere Arbeiten in MÖLLER, 1989).

Mit besonderer Aufmerksamkeit verfolgen wir aber die Ergebnisse von FRIMMEL (1986, 1988, 1992) über Eisenkarbonat-Vererzungen vom Steirischen Erzberg. Dort findet der Autor im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis zwischen Erz und Nebengestein einen ausgeprägten Unterschied. Die große Streuung der Daten von Erzen (zwischen 0,7127 und 0,7219) wird

„ ... auf eine inhomogene Isotopenverteilung in solch großem Erzkörper, aber auch auf unterschiedliche Erzgenerationen ... “

zurückgeführt (1986, S. 24; 1988, S. 273).

Weil die Differenzen für Nebengestein und verschiedene Erztypen des Steirischen Erzberges nicht besonders signifikant ausfallen (Kalk-Nebengestein 0,7091, 0,7110; Ankerit I feinkörnig, Fe-ärmer 0,7127, 0,7129; Ankerit II grobkörnig, Fe-reicher 0,7134, 0,7157; Siderit feinkörnig, gebändert [Lagerstätte Radmer] 0,7139; Siderit II grobspätig [Radmer] 0,7149; Siderit grobspätig 0,7138; 0,7163; Ankeritgang in Basisbreccie [Präbichlschichten, Perm] 0,7176), nimmt sich FRIMMEL ein anderes Beispiel, nämlich Ankerit vom Arzfeld bei Neuburg/Mürz vor. Von diesem Material wurden folgende $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte ermittelt: Kalkmarmor (60 m entfernt vom Ankerit) 0,7091; (angrenzend an Ankerit) 0,7153; Ankerit II 0,7168; Ankerit III 0,7219. Für die Ankeritgenerationen II wird annähernd schichtparallele Lagerform, für III gangförmiges Eindringen in Ankerit II und in den Marmor beschrieben.

Nun ist für FRIMMEL gerade dieses Beispiel beweisend dafür, daß die Unterschiede zwischen Erz- und Nebengestein (metamorph) im wesentlichen schon von primärer Natur sind. Der Autor liest aus den Werten auch noch heraus, daß der Kalk (es handelt sich offenbar um Kalkmarmor)

„ ... in unmittelbarer Umgebung der Vererzung ... von den erzbringenden Lösungen postsedimentär auch noch beeinflusst ... “

wurde

„ ... und besitzt nun ein ähnlich hohes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wie das Erz. Die erzbringenden Lösungen mußten folglich eine vom Meerwasser abweichende Isotopenzusammensetzung gehabt haben ... “ (FRIMMEL, 1986, S. 24; 1988, S. 273).

Angesichts ausgezeichneter relikter sedimentärer Sideritgefüge (BERAN & THALMANN, 1978; THALMANN, 1979; später SCHULZ & VAVTAR; 1991) wirkt die Bemerkung von FRIMMEL (1986, S. 26) befremdend,

„ ... daß die sedimentäre Struktur nicht mit der primären Fe-Anreicherung zu tun haben dürfte ... “

Damit läßt FRIMMEL, ohne sich mit petrographischen und gefügekundlichen Grundlagen der Erzentwicklung auseinanderzusetzen, ausgezeichnete Merkmale synsedimentärer Fe-Karbonat-Anreicherungen ganz einfach beiseite und flüchtet mit seiner Aussage zu den alles erklärenden

„ ... metamorphen Fluids i.w.S. ... “ (1986, S. 26, 27; 1988, S. 274, 1992).

Allerdings wird auch auf die stets deutlich höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von jüngeren Mineralisationen gegenüber älteren Generationen I, II, III eingegangen, wie sie von BERAN (1979) aufgrund minerogenetischer Merkmale erkannt wurden. So bestätigt FRIMMEL die Einteilung BERANS und erklärt sich auch einverstanden mit dessen Aussagen über

„ ... Remobilisierungen des Stoffbestandes ... “ durch die

„ ... variszische und alpine Metamorphose ... “ (FRIMMEL (1986, S. 25, bzw. 1988, S. 273).

Und daraus kombiniert er, unter Verleugnung der Bedeutung der von der Natur sichtbar überlieferten Befunde sedimentärer Anlagerungsgefüge, eine ursprüngliche Vererzung in dem Zeitraum

„ ... nach der Sedimentation der unter- bis mittel(?)devonischen Karbonatgesteine, andererseits vor der variszischen Haupttektonik in der Grauwackenzone ... “ (S. 25 bzw. S. 274),

und kommt wieder einmal zu der schon überholt geglaubten Vorstellung (S. 27 bzw. S. 274) selektiv metasomatischer Vererzung durch Fe-reiche Hydrothermen, die er durch die

„ ... Metamorphose und Dehydrierung der tieferliegenden Krustenanteile ... “

zu erklären glaubt.

Wir zweifeln zwar die von FRIMMEL erstellten Isotopendaten nicht an, kommen aber in einem späteren Zusammenhang (Kap. 8.) nochmals auf deren Bewertung zurück.

POHL (1986, S. 271) diskutiert Sideritlagerstätten und stellt in den Mittelpunkt des Interesses

„ ... die sogenannten metasomatischen Lagerstätten vom Typus Erzberg und Bilbao ... “

Insbesondere wird das tektonisch-paläogeographische Milieu von Vorländern und Plattformen als Gemeinsamkeit gesehen. Chemische Indikatorelemente werden als kaum vorhanden, der REE-Gehalt im Falle des Erzberges als nieder angegeben. Zu dieser Zeit lagen weltweit gesehen noch zu wenige chemische Daten vor, sodaß POHL sich außerstande sah, sich für ein genetisches Modell zu entscheiden.

Man muß sich schon wundern, daß zu diesem Zeitpunkt die geowissenschaftlichen Beobachtungen am Objekt „Lagerstätte“, obwohl von BERAN & THALMANN (1978) der generelle Forschungsweg schon vorgezeichnet war, immer noch in den Hintergrund gestellt wurden und einer offenbar bequemerem, ungenügend fundierten Laborarbeit ohne kritische Probenauswahl der Vorzug gegeben wurde.

POHL (1988, S. 113) befaßte sich in einem Vortrag mit „Metasomatischen Siderit-Lagerstätten heute“ und unter anderem auch mit genetischen Bemerkungen über den Steirischen Erzberg. Er stellt diese Lagerstätte von vorne herein zu den metasomatischen Sideriten, mit u.a. einer Aussage (S. 114):

„ ... Grenzen zum unveränderten Karbonat sind immer metasomatisch ... “

und daß

„ ... nach außen Ankerit-Dolomitalos entwickelt ... “ seien.

„ ... *Hangend- und/oder Liegendgrenze werden oft durch gering permeable und inkompetente Nebengesteine gebildet ...* “

Interessant ist die Bemerkung,

„ ... *daß die Phosphorgehalte metasomatischer Siderite wie jene hydrothermalen Ganglagerstätten generell unter 0,1 % liegen... (Ausnahme Bilbao 0,2 %), wogegen sedimentäre Eisenerze deutlich phosphorreicher sind (POHL, 1986) ...* “

Auch die auf die Analysenwerte von DOLEZEL & SCHROLL (1979) bezogene Aussage,

„ ... *daß Mg und Mn den Siderit des Erzberges nicht von sedimentären Sideriten unterscheiden ...* “

bewog POHL nicht dazu, von seiner Meinung einer metasomatischen Lagerstätte abzulenken. So versucht der Autor, auch die von BERAN & THALMANN (1978) als sedimentäre Vorstadien interpretierten feingebänderten Siderite von Radmer als durch Abbildungsmetasomatose entstanden zu erklären.

POHL (1988, S. 115) nimmt auch auf zwei Sideritproben Bezug, deren Verteilungsspektren der Seltenen Erden

„ ... *eine Verteilung ähnlich jener der marinen Karbonate, allerdings mit starker Verarmung der leichten SEE ...* “ (POHL, 1986)“

zeigt.

„ ... *Dies könnte auf hydrothermale Entstehung hinweisen ...* “

Betreffend die bis 1988 vorliegenden Ergebnisse über die stabilen Isotope von O und C wagte POHL (1988, S. 115)

„ ... *infolge des metamorphen Milieus des Erzberges ...* “

damals noch keine Aussage und hielt sie für genetisch schwer interpretierbar. Bemerkenswert ist ferner seine Auffassung über die von FRIMMEL (1986) ermittelten Sr-Isotopenwerte, wonach Siderite des Erzberges

„ ... *gegenüber devonischem Meerwasser stark erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte mit großer Schwankungsbreite ...* “

aufweisen, was

„ ... *sich am besten durch eine hydrothermale Entstehung ...* “

erklären läßt.

In einer Schlußfolgerung sieht POHL ganz allgemein (S. 116)

„ ... *die Bildung von Sideritlagerstätten in Karbonaten ... insgesamt als hydrothermal-metasomatisch bestätigt ...* “

Fe-reiche Lösungen werden

„ ... *vorwiegend aus der diagenetisch-metamorphen Entwässerung klastischer Sedimente ...* “

vermutet. Der Autor bevorzugt

„ ... *früh- und spät-diagenetische Vererzung, vielleicht sogar Übergänge zu exhalativen Eisen-Buntmetallerzen, falls ein Teil der Lösungen seinen Inhalt erst im Meerwasser über den Karbonaten ausgeschieden hat ...* “

Eine weitere geochemische Untersuchung, in diesem Falle über die „Werfener Basisbreccie des Steirischen Erzberges im Hinblick auf die Genese der vererzten Anteile“ wurde von SPINDLER (1991) vorgelegt. Hierbei versucht der Autor, vor allem den Mineralbestand der Breccienkomponenten und des Bindemittels mit verschiedenen optischen und Röntgenmethoden zu untersuchen und

geht mit diesen Grundlagen dann mit speziellen geochemischen Analysemethoden an detaillierte Probleme der Breccienogenese, eben insbesondere der Fe-Karbonate heran.

Eine hervorzuhebende Neuerkenntnis stellt das Auftreten von Phengit im hellen Glimmer der Breccienmatrix dar. Der Nachweis gelang SPINDLER (1991, S. 37; 1992, S. 8) in einem

„ ... *Streupräparat aus nahezu reinem Hellglimmer ...* “ mittels Elektronenstrahlmikrosonde. Er erkannte, daß

„ ... *aufgrund des höheren Si-Gehaltes und gleichzeitigem Einbau von Fe und Mg bei niedrigerem Al jedenfalls kein reiner Muskovit, sondern, nach der von ERNST (1963) und auch anderen Autoren (siehe bei GUIDOTTI, 1984) vorgeschlagenen Nomenklatur, ein deutlich phengitischer Hellglimmer ...* “

vorliegen müsse. Als Ausgangsmaterial des Präparates gibt SPINDLER

„ ... *ein Hellglimmer-Sammelkristallit rund um die Kalkkomponenten einer Kalkbreccie mit dunkelroter Matrix von der Etage Dreikönig/Nord ...* “

an.

Über die Ankerite der Breccienkomponenten erfährt man von SPINDLER, daß diese mit bis rund 60 Mol-% Ca (Fe, Mn) (CO₃)₂-Anteil relativ Fe-reich sind, jedoch Fe-ärmer als jüngere grobspätige, schneeweiß gefärbte Ankerite in diskordanten Gängen und im Zentrum von Sideritkomponenten. Für diese werden rund 70 Mol-% Ca (Fe, Mn) (CO₃)₂ angegeben, welche damit nach Literaturvergleichen mit zu den Fe-reichsten Ankeriten zu zählen sind. SPINDLER überprüfte diese (nach der Methode von ROSENBERG, 1967) pulverdiffraktometrisch ermittelten Gehalte, mit Meßfehlern von etwa ±5 Mol-%, und einem systematischen Fehler mit ca. 1/10 des Fe-Gehaltes infolge des relativ hohen Mn-Gehaltes, mit Hilfe der Mikrosonde aus 10 Einzelmessungen (Tab. 1).

Schließlich stellt SPINDLER (1991, S. 49; 1992, S. 13, Tab. 3) die Ca (Fe, Mn)(CO₃)₂-Gehalte verschiedener Ankerittypen vom Erzberg nach der Methode von ROSENBERG (1967) in Mol-% zusammen, die wir in anderer Reihenfolge geordnet, mit Verzicht auf die Probennummern wiedergeben (Tab. 5).

SPINDLER (1991, S. 61) fand an den Calcitkörnchen des feinkörnigen Sauberger Kalkes einen auffallenden sprunghaft schwankenden Mg-Gehalt

„ ... *von rund 0,5 bis 1 Masse-% MgO ...* “

im Gegensatz zu grobspätigem jüngerem Calcit, der als wesentlich homogener und mit 0,2 Masse-% sehr arm an Mg beschrieben wird. Der chemisch inhomogene Stoffaufbau des Kalksteins wird, in Anlehnung an die analogen Ergebnisse von BERAN & THALMANN (1978) für Siderite,

„ ... *aus der sedimentären Natur dieses Kalkes ...* “

erklärt. Die schwache Metamorphose, die das Gestein überprägt hat, hat offenbar noch kein Stoffgleichgewicht eingestellt.

Auch eine von SPINDLER (1991, S. 65, 1992, S. 11) schon vorweggenommene Meinung über eine sideritbildende Metasomatose innerhalb der Komponenten der Basisbreccie erscheint deshalb interessant, weil es dabei zu keiner Bildung von Ankerit-Reaktionssäumen kam. Der Autor erwähnt deshalb, daß der ursprüngliche Calcit direkt in Siderit überzugehen scheint und beruft sich dabei auch auf das Laborexperiment von JOHANNES (1968).

Tabelle 5.
Ca(Fe, Mn)(CO₃)₂-Gehalte verschiedener Ankerittypen vom Erzberg.
Nach SPINDLER (1991, S. 49; 1992, S. 13).

Bemerkungen über die Ankerittypen	Mol.-%
in der Matrix (chloritreich, dunkelgrün, Sideritbreccie)	71
in der Matrix (rote Matrix, Kalkbreccie)	70
in der Matrix (in dunkelrotvioletter Matrix einer Sideritbreccie)	72
Matrix bei Kalk (teilweise sideritisierte Kalkbreccie)	67
Matrix bei Kalk (teilweise sideritisierte Kalkbreccie)	60
Matrix bei Siderit (aus teilweise sideritisierter Kalkbreccie)	75
zentral im Siderit einer Breccienkomponente	68
zentral im Siderit einer Breccienkomponente	72
helles Zentrum einer Breccienkomponente	76
zentral im Siderit bei teilweise sideritisierter Matrix	74
zentral im Siderit (Sideritbreccie mit dunkelrotvioletter Matrix)	71
Ankeritgang in Kalkbreccie	73
Ankeritgang in Kalkbreccie mit Calcitgang	59
Ankeritgang in Sideritbreccie mit dunkelrotvioletter Matrix	77
Ankeritgang in Dolomit- bis Ankeritbreccie mit teils blaßroter, teils blaßgrüner Matrix	32
Kristall aus Kluft, Etage Dreikönig	72
Komponente in Werfener Schiefer (rotviolette Werfener Schiefer mit vereinzelt Kalkkomponenten)	62
Komponente (Dolomit- bis Ankeritbreccie mit teils blaßroter, teils blaßgrüner Matrix)	60
Komponente (Dolomit- bis Ankeritbreccie mit teils blaßroter, teils blaßgrüner Matrix)	10

Er zeigt auch den

„... Gegensatz zu den von BERAN (1979) an den kompakten Ankeritgesteinen des Steirischen Erzberges festgestellten Verhältnissen, wo ‚Übergangsankerite‘ zwischen Siderit und Calcit durchaus zu beobachten sind (Ankerite des Typs II)...“

Das wird vermeintlich

„... als Indiz für eine unterschiedliche Genese der Vererzung der Breccie und der Ankeritgesteine gedeutet ...“ (SPINDLER, 1991, S. 66; 1992, S. 11).

Für die Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz aus dem Zentrum einer Sideritkomponente der Erzbreccie kommt SPINDLER auf eine Homogenisierungstemperatur von 115–119°C, die bei dem Füllungsgrad der Einschlüsse mit 90–95 Vol.-% etwa der Bildungstemperatur des Quarzes entspricht. Auf Grundlage der ermittelten hohen Gefrieremperaturen (–38 bis –35°C) schließt SPINDLER auf das System CaCl₂ – H₂O, woraus er wegen des Ca in den Einschlußlösungen auf Ca-Mobilisation durch einen metasomatischen Stofftausch schließt. Die Gasphase in den Einschlüssen besteht aus CO₂. Auf Grund der Bildungstemperatur des Quarzes in den Sideritkomponenten schätzt er aus dem Zustandsdiagramm des Wassers unter Zuhilfenahme der Isochronen auch auf maximale Bildungsdrucke: und gelangt bei der Sideritbildungstemperatur ca. 200°C zu etwa 2 kbar.

Zu dem SEE-(REE-, Lanthaniden-)Verteilungsmuster bemerkt SPINDLER (1991, S. 86):

„Wie der Vergleich der Ionenradien der Lanthaniden mit dem des Fe (Tab. 14) schon vermuten läßt, ist der absolute Gehalt an SEE in reinen Sideriten niedriger im Verhältnis zu den Ca-reichen Karbonaten einerseits und dem Werfener Schiefer, der durch seine Schichtsilikat- und Apatitgehalte reich an Lanthaniden ist, andererseits (Tab. 13, Abb. 31), sofern bei deren Bildung ein entsprechend hohes SEE-Angebot vorhanden war. Die marin-se dimentären devonischen Sauberger Kalke (Probe Kalk 11) enthalten allerdings etwa gleiche SEE-Konzentrationen wie die Siderite, übrigens auch mit ähnlichen chondritnormiertem Verteilungsmuster (Abb. 32, vgl. Kap. 4.) ...“

Im Zusammenhang mit den von SPINDLER (1991, S. 89, Tab. 17, vgl. auch 1992, S. 15, Tab. 6) zusammengestellten Ergebnissen der ICP-Analysen (Fe, Mn, Mg, Ca) und AAS-Analysen (Mg, Ca) und den darauf bezogenen Bemerkungen interessiert besonders folgende Aussage (1991, S. 90) über Siderit von zwei Breccienkomponenten (zusammengefaßt in Tab. 6): Da gelang ein Vergleich von einem Siderit einer Breccienkomponente mit einem unmittelbar darunter liegenden „kompakten“ Sideriterz im devonischen Kalkkomplex. Abgesehen davon, daß es sich nur um Einzelproben handelt, wurden die von SPINDLER gesuchten „signifikanten Unterschiede“ der beiden Proben betreffend die Elemente Ca, Mg, Mn, Cu, Ni, Sr, Ti und Zn nicht gefunden: Es zeigen sich keine nennenswerten Abweichungen.

Tabelle 6.
Vergleich kompakter Siderit – Siderit aus Komponente einer darüberliegenden Erzbreccie (SPINDLER, 1991, S. 90).

	Kompakter Siderit	Siderit aus Komponente
Ca [%]	0,33?	0,59
Mg [%]	1,95	1,88
Mn [%]	3,05	2,87
Cu [ppm]	7,7	7,30
Ni [ppm]	49,00	43,00
Sr [ppm]	2,40	2,70
Ti [ppm]	19,00	21,00
Zn [ppm]	78,00	56,00

Der analysierte Brecciensiderit war laut SPINDLER etwas feinkörniger als der kompakte Siderit aus dem darunter liegenden Erz,

„... sodaß Verunreinigungen auch nach der Magnetscheidung nicht ganz ausgeschlossen werden können ...“

Wie die tatsächlichen komplizierten petrographischen Befunde in der Erzbreccie und in den Erzlagern innerhalb der Devonabfolge aber liegen, möge der Leser den Abschnitten 6.2. und 6.3. entnehmen.

Weiters werden in der umfangreichen Studie von SPINDLER die C- und O-Isotopenverhältnisse an 15 Sideriten und 1 Kalkprobe diskutiert. In Tabelle 7 werden die Tabelle 19 aus SPINDLER (1991, S. 92) und die Tabelle 7 aus SPINDLER (1992, S. 18) in veränderter Form dargestellt.

Ein Vergleich mit Werten von SCHROLL et al. (1986, S. 183) und LAUBE, FRIMMEL & HOERNES (1995) ergibt eine weitgehende Übereinstimmung in den C-O-Isotopenverhältnissen der Siderite. Es zeigt sich auch, daß keine Unterschiede zwischen Siderit der permischen Breccienkomponenten und dem in Devongesteinen enthaltenen Sideriterz zu bemerken sind. Auch liegt der Siderit des feinkörnigen, laminierten Radmer-Erzes im selben Bereich der Meßwerte. Es fällt aber auch der von den Sideritwerten abweichende δ¹³C-‰-Wert eines Kalksteins auf.

Tabelle 7.
 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Sideriten.

Probe	$\delta^{13}\text{C}$ ‰		$\delta^{18}\text{O}$ ‰	
	PDB	PDB	PDB	SMOW
Teilweise sideritisierte Kalkbreccie	-7,22	-13,19	17,26	
Teilweise sideritisierte Kalkbreccie	-6,76	-13,11	17,35	
Sideritbreccie mit chloritreicher Matrix	-6,75	-13,15	17,30	
(Siderit Std. HCl)	-4,82	-12,40	18,08	
Sideriterz aus frischer Sprengung	-4,81	-12,32	18,17	
Sideritbreccie mit grüner Matrix mit Ankeritkernen in den Komponenten	-4,66	-12,82	17,64	
Kompaktes Sideriterz	-4,60	-12,59	17,88	
Sideritbreccie mit grüner Matrix	-4,59	-11,58	18,92	
Sideritbreccie mit grüner Matrix	-4,56	-11,44	19,07	
Sideritbreccie mit dunkelgrüner, chloritreicher Matrix	-4,55	-11,87	18,62	
Teilweise sideritisierte Kalkbreccie	-4,46	-11,80	18,70	
Sideriterz aus frischer Sprengung	-4,41	-11,21	19,30	
Sideritbreccie mit dunkelrotvioletter Matrix, verschiedene Stellen	-4,33	-11,95	18,54	
Übergang Sideritbreccie mit grüner Matrix – grüner Werfener Schiefer – roter Werfener Schiefer	-4,23	-10,96	19,56	
Radmer: feinkörnig-lagiges, grafitisches, sedimentäres Sideriterz	-4,23	-11,15	19,37	
Kalk	+1,38	-13,93	16,50	

SPINDLER (1992) interpretiert seine geochemischen Ergebnisse dahingehend, daß am wahrscheinlichsten eine Sideritbildung unter hydrothermalen Bedingungen bei Temperaturen um 200°C stattfand. Die Aussage wird allerdings als grobe Abschätzung bezeichnet, weil (1992, S. 22)

„... keinerlei Informationen über die chemischen Bedingungen (pH, Eh, Konzentrationen der Lösungen, Art der Lösungen) enthalten sind ...“

Wir kommen auf die von SPINDLER aus seinen geochemischen Ergebnissen herausgelesenen Vorstellungen über die Erzführung der Präbichl-Basisbreccie zurück, können uns aber seiner bevorzugten Auffassung über

„... eine Sideritmetasomatose einer ursprünglichen Kalkbreccie...“ (1991, S. 108, bzw. analoge Bemerkungen 1992, S. 20, 21)

nicht anschließen. SPINDLER hat seiner Erklärung nur einen Teil der vom Aufschluß bis zum Mikrobereich möglichen Befunde zugrundegelegt. Auch die in Spekulationen ausartenden Bemerkungen (1992, S. 22) über das „Metasomatoseereignis“ sind wegen fehlender petrographischer Grundlagen entbehrlich und aussagearm.

BELOCKY (1992) stellt von vorneherein die Lagerstätte Steirischer Erzberg in seinen großen Rahmen epigene-tisch-hydrothermalen Lagerstätten und forscht auf der Grundlage von Flüssigkeitseinschlüssen und stabilen Isotopen (H- und O-Isotopenverhältnisse). Wie „oberflächlich“ und genügsam in jüngster Zeit bei der Probenauswahl für die geochemische Analytik vorgegangen wird und dementsprechend beiläufig und verallgemeinernd zugleich mit Überdeutung interpretiert wird, kommt in der Vorgangsweise von BELOCKY bemerkenswert zur Auswirkung. Weil z. B.

„... in den normalen Sideriten keine meßbaren Einschlüsse gefunden wurden, wurden für die Flüssigkeitsein-

schlußuntersuchungen Minerale aus diskordanten Gängen herangezogen ...“ (BELOCKY, 1992, S. 66).

Das Ziel seiner Forschung war, Lagerstättenbildungen durch Fluidzirkulation im regionalen Bereich zu untersuchen! Ja, eine Probe aus einem Siderit-Quarz-Gang und aus einem Siderit-Calcit-Gang vom Erzberg wurde mit „... Proben aus dem kleinen Sideritvorkommen bei der Leobener Hütte am Polster ...“ verglichen.

Der aufmerksame Leser müßte merken, daß eine derart primitive Beprobung nicht genügt, um die komplizierte Genese der Lagerstätte Steirischer Erzberg zu erklären. Daher liegt die Aussage von BELOCKY (1992 S. 91)

„... Grundsätzlich handelt es sich um posttektonische Lagerstätten, da sie von der alpidischen Hauptdeformation nicht beeinflußt werden und diskordant zur alpidischen Foliation liegen ...“

völlig wirklichkeitsfremd. Und sie fordert die Frage nach dem Wert derartiger Forschung für die Wissenschaft heraus, wenn nicht wenigstens die grundlegenden tektonischen, petrographischen und gefügekundlichen Merkmale für die Probenwahl zur Kenntnis genommen werden. BELOCKY weiter, u. zw. bezugnehmend auf die Ankeritmineralisation von Neuberg/Mürz und die Sr-Isotopenuntersuchungen von FRIMMEL (1988):

„... Diese Lagerstätte zeigt gegen eine synsedimentäre Bildung sprechende Sr-Isotopenverhältnisse, ebenso wie die Lagerstätten Steirischer Erzberg und Schendleck, die bezüglich ihrer Fluidcharakteristika vergleichbar sind ...“

Und weiter (S. 91/92):

„... Für die Lagerstätte Neuberg/Mürz gibt es nach FRIMMEL (mündl. Mitt.) geochronologische Hinweise auf ein kretazisches Alter der Vererzung. Daher liegt es aufgrund der vergleichbaren Fluide der übrigen Lagerstätten nahe, diese ebenfalls als kretazische Bildungen anzusehen ...“

Dazu werden noch die kühnsten theoretischen Erörterungen über die Herkunft der mineralisierenden Fluide, über Subduktionsprozesse und Modellvorstellungen angeschlossen, wobei fundamentale Untersuchungen des geologischen Körpers, nämlich der Lagerstätte und der Begleitgesteine außer acht bleiben.

Für das alpidisch metamorphosierende Geschehen kann man aber auf die von BELOCKY (1992), FRIMMEL (1988, 1992), SPINDLER (1991, 1992) bekanntgemachten Ergebnisse Bezug nehmen: mit der Einschränkung, daß damit ausschließlich die Ursachen alpidischer Mobilisationen, Um- und Neukristallisationen näher beurteilt werden können; also nicht Vorgänge im vorpermischen Altbestand der Lagerstätte und im permisch extern sedimentär neu entstandenen Breccienerkörper.

Im Rahmen eines auf Spezialmetalle (Ge, Ga, Cd, In, Th, Se und Te) ausgerichteten Rohstoffforschungsprojektes, mit Einbeziehung der Wertmetalle Au und Ag gaben CERNY & SCHROLL (1995) auch Analysendaten von Schwefelkies-Konzentraten bekannt, die aus Sideriterz des Steirischen Erzberges gewonnen wurden. Es handelt sich um die Analyse einer aus vielen Einzelproben zusammengesetzten Sammelprobe von Pyritkonzentrat mit Spuren von Kupferkies aus verschiedenen Sideriterzkörpern des Tagebaues.

Die elementspezifische Analytik wurde, in Fortsetzung der geochemischen Studien an ostalpinen Erzen von SCHROLL, in den Labors der BVPA-Arsenal, Geotechnisches Institut, Wien, durchgeführt.

Folgende Elementgehalte von Schwefelkies-Konzentrationen vom Erzberg werden von CERNY & SCHROLL (1995, S. 21) angegeben:

Zn	0,05 %	Cu	9,1 %
Ge	0,5 ppm	Ag	5,0 ppm
Ga	<0,1 ppm	As	600 ppm
Cd	4,2 ppm	Bi	4,8 ppm
In	0,4 ppm	Au	<0,03 ppm
Tl	0,5 ppm	Pb	0,01 %
Se	57 ppm	CaO	0,3 %
Te	<2 ppm	MgO	0,7 %
Fe	47,5 %	S	9,1 %
Sb	2300 ppm	Al ₂ O ₃	0,1 %
Sn	28 ppm	SiO ₂	0,8 %

Das Ergebnis spricht pauschal für Pyrit, der so gut wie frei ist von Spezialmetallen. Auffallend der Cu-Gehalt mit 9,1 %, der von auch mikroskopisch häufig nachweisbaren Kupferkieseinschlüssen im und -verwachsungen mit Pyrit herrührt. Nennenswert auch der Sb-Gehalt mit 2.300 ppm, der wohl auf Fahlerzphasen zurückzuführen ist, die mitunter mit Kupferkies und Pyrit verwachsen vorkommen. Dafür spräche auch der mit 600 ppm etwas gehobene As-Gehalt, der freilich auch diadoch im Pyritgitter als typisch zu bezeichnen ist. Tatsächlich sind anomal anisotrope Pyrite im Siderit der Erzberge nicht selten auflichtmikroskopisch identifizierbar. Das aus den vorliegenden Ergebnissen errechenbare S/Se-Verhältnis 6859 spricht nach SCHROLL (1976) für Pyrit magmatisch-hydrothermalen Herkunft, wobei dies nach der Bemerkung des Autors allerdings keine genetisch eindeutige Aussage sein kann. Im vorliegenden Fall ist auch zu bedenken, daß bei der Pyrit-Sammelprobe verschiedene genetische Stadien zur Untersuchung zusammenkamen.

In einer 1995 erschienenen Veröffentlichung nehmen LAUBE, FRIMMEL & HOERNES auf Grund von $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnissen in Siderit- und Ankerit-Mineralen von Erzkörpern und von Calcit des Nebengesteins zusammen mit schon bekannten Sr-Isotopendaten zur Genese der Lagerstätte Steirischer Erzberg Stellung. Daraus entwickeln die Autoren die Aussage, daß die erste Fe-Mineralisation spätdiagenetisch, also epigenetisch durch Formationswässer zustande kam. Für den aszendenten Lösungsaufstieg zieht man Dehnungsstörungen im Devon, zusammenhängend mit einer Krustenverdünnung im Zuge der Trennung des Norischen Bereiches vom Afrikanischen Kontinent in Betracht.

Als mögliche Fe-Herkunft werden die unterlagernden ordovizischen sauren Vulkanite in Erwägung gezogen. Die Autoren schließen sich der von BERAN (1979, 1983) postulierten Erklärung an, wonach durch Regionalmetamorphose im herzynischen oberkarbonischen Zyklus und später nachfolgend während der alpinen Orogenese intensive Rekristallisationen und partielle Mobilisationen von verschiedenen Karbonatphasen stattgefunden hätten.

Wir bemerken in diesen neuesten geochemischen Aussagen die Variabilität der Deutbarkeit von Daten, wie in diesem konkreten Fall der C-O-Isotopenverhältnisse: SPINDLER (1991, 1992) und LAUBE et al. (1995), aber auch FRIMMEL (1986, 1988, 1992). Es fällt auch auf, daß mit dem neuesten Ergebnis von LAUBE et al. mit der spätdiagenetisch-epigenetischen Zuordnung der Erzanreicherung eine gewisse Annäherung an die Aussagen von BERAN (1978, 1983), BERAN & THALMANN (1978) sowie auch zu unserem vorgelegten Ergebnis festzustellen ist. Es sei noch

bemerkt, daß die mineral- und isotopengeochemischen Untersuchungen sehr frühzeitig entstandener Fe-Karbonate mikritischer Kornklassen bis jetzt noch ausstehen und wegen der schwierigen oder unmöglichen Erfassung derart feinstlaminaarer Erzsedimentanteile noch auf sich warten lassen.

Zum derzeitigen Stand der geochemischen Forschung über die Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg im Rahmen anderer Sideritlagerstätten und -vorkommen stellt uns E. SCHROLL eine Übersicht von C- und O-Isotopenverhältnissen zur Verfügung (Abb. 118). Die Statistik ist allerdings noch nicht hinreichend vollständig. Vor allem konnten die genetisch ältesten, feinstkristallinen Sideritlaminae, die nach der petrologischen Aussage Relikte ursächlicher Entwicklungsstadien darstellen, noch nicht erfaßt werden.

Abschließend wird das Ergebnis einer statistischen Bearbeitung der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten präsentiert, die von E. SCHROLL für die „Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500.000“ durchgeführt und interpretiert wurde:

„... Das $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm (Abb. 118; Anmerkung O. SCHULZ) zeigt, daß sich mit den vom Steirischen Erzberg bekannten Daten eine mindestens dreiphasige Vererzungsabfolge abzeichnet, wie dies aus mineralogischen und gefügekundlichen Beobachtungen hervorgeht und durch Strontiumisotopenmessungen belegt ist.

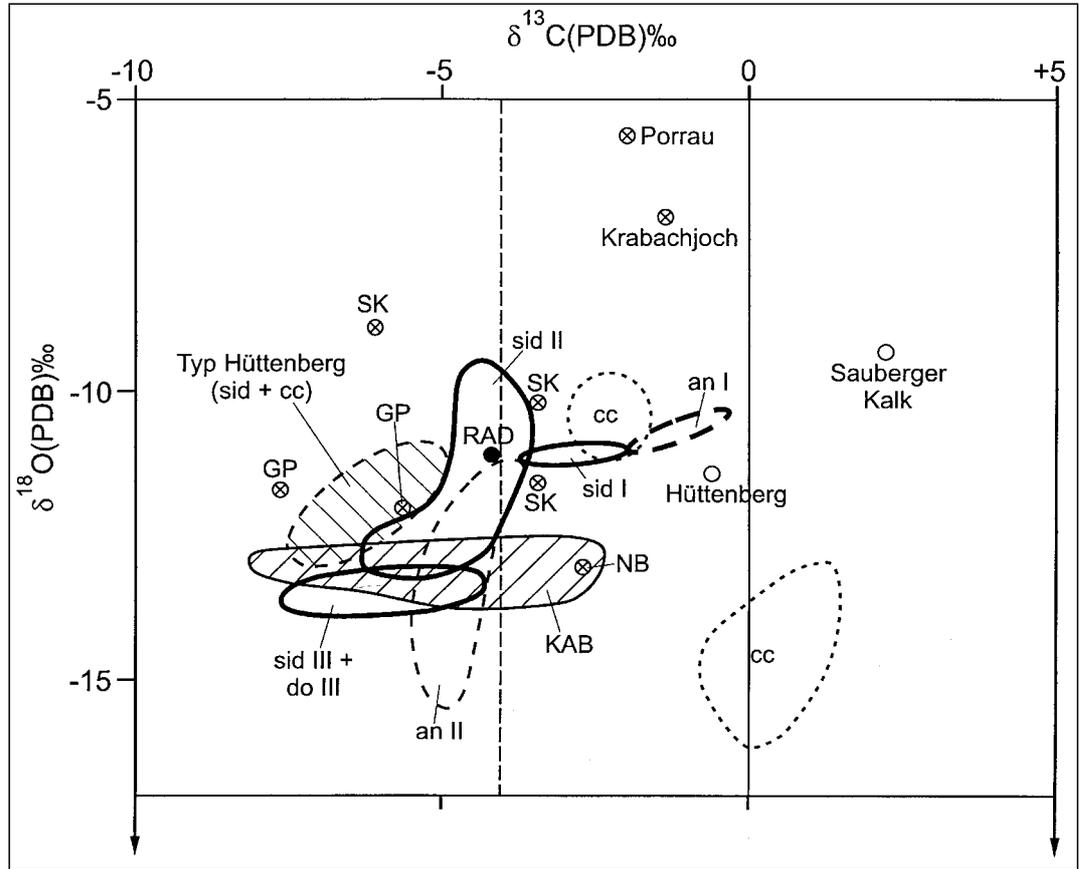
Die Siderite der Erstanlage (sid I) sind durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 10,5 ‰ (PDB) ausgezeichnet, soweit 3 Sideritproben (Schiefererze, einschließlich einer Probe von Radmer) und 2 Ankeritproben diese Aussage erlauben. Das devonische Kalkgestein unterscheidet sich in den Sauerstoffisotopenwerten nicht allzusehr von den Eisenkarbonaten. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Siderite liegt unter -4 ‰ (PDB) und unterscheidet sich nicht wesentlich von den sedimentär-hydrothermalen Ausscheidungen, wie den Siderit schlamm vom Roten Meer (Atlantis I) oder dem Siderit von Porrau im Tertiär des Äußeren Wiener Beckens (SCHROLL et al., 1986). Zumindest schließen diese Werte die Annahme eines extrusiv-sedimentären Modells der Genese des Steirischen Erzberges nicht aus.

Die zweite Sideritabfolge (sid II) in Form der massigen Sideritvererzung weist eine etwas größere Spanne des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes um -11,50 ‰ auf. Das steile Feld der Sideritentwicklung ist mit diagenetischen und metamorphen Prozessen vereinbar. Es bedürfte weiterer Messungen, um nachzuweisen, ob sich eine Mischung von Wässern andeutet, wie dies in den Ganglagerstätten im Pennin (z. B. Erzwies oder Goldzeche) der Fall ist. Das senkrecht stehende Ankeritfeld (an II) erscheint wegen der mineral-spezifisch bedingten Isotopengleichgewichte deutlich versetzt.

Die dritte Stufe bilden die Karbonate (sid III und Dolomit) der Basisbreccie, die als alpidische Neubildungen gelten. Sie variieren nur geringfügig um -13 ‰ (PDB) im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert, während der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert ein Maximum unter allen untersuchten Proben aufweist. Vergleicht man dieses Feld mit den bekannten Werten von Sideriten der Kalkalpenbasis ($n = 9$), dann erscheinen die Daten fast deckungsgleich. Die Bildungsbedingungen sollten daher dieselben gewesen sein.

Man darf annehmen, daß die Bildungstemperatur der ersten Sideritabfolge niedriger gewesen ist als die der präalpidischen Metamorphose mit 400°C. Die Laugungstemperatur für das Eisen muß jedoch wenigstens

Abb. 118.
 $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm von Sideriten und anderen Karbonaten vom Steirischen Erzberg sowie anderen Sideritvorkommen.
 Das Diagramm basiert auf folgendem Datenmaterial: SCHROLL et al. (1986), SPINDLER (1991), LAUBE et al. (1995), PROCHASKA et al. (1996) sowie unveröffentlichten Daten von SCHROLL und PROCHASKA.
 Abkürzungen: sid = Siderit; an = Ankerit; do = Dolomit; cc = Calcit; GP = Grazer Paläozoikum; KAB = Kalkalpenbasis; NB = Neuberg; RAD = Radmer; SK = Schendeleck.



200°C betragen haben, wie aus dem hohen Mangengehalt der Siderite hervorgeht (SCHROLL & DOLEZEL, 1976).

Für die schwächere alpidische Metamorphose und ihren Lösungsumsatz wird 200°C angenommen (SPINDLER, 1991/92). Aus den Isotopendaten folgt, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der mineralisierenden Lösungen bei +8 bis +16 ‰ (SMOW) gelegen haben sollten. Die hohe Salinität dieser Fluide wird durch mikrothermometrische Untersuchungen (BELOCKY, 1992), stabile Isotope von 3 Sideritproben, die für koexistentes Wasser +14 ‰ (SMOW) ergeben haben, ebenso wie hohe Na-, Cl- und Br-Gehalte von Crush and Leach Analysen (Cl/Br = 80, zum Vergleich 65 im Meerwasser) bestätigt (PROCHASKA et al., 1996).

Zum Vergleich sind Daten weiterer Sideritvorkommen in das Diagramm aufgenommen worden. Die eine Probe von Neuberg tendiert eher zur Gruppe der Siderite der Kalkalpenbasis, während die Daten von Schendeleck (n = 5) eher eine Verwandtschaft mit dem Erzberg andeuten.

Siderite und Calcite von Hüttenberg und genetisch verwandten Vorkommen dieses Erzbezirkes zeigen keine Differenzierung. Das Feld Typ Hüttenberg überlappt sich schwach mit dem vom Erzberg, da beim Typ Hüttenberg ein leichter Kohlenstoff dominiert. Der Sauerstoffgehalt der vererzten Marmore, wenn auch noch unzureichend belegt, liegt in der Größenordnung der Sideritvererzung. Sowohl der Siderit als auch der Marmor weisen Sauerstoffwerte auf, die niedriger sind, als es der Amphibolitfazies entspräche ... "

Soweit die Stellungnahme von E. SCHROLL zum gegenwärtigen Stand der geochemischen Forschung über Fe-Karbonate des Erzberges.

6.4.2. Chemismus des Erzes in bergwirtschaftlicher und montanwirtschaftlicher Sicht

Der Steirische Erzberg ist der größte Erztagebau Mitteleuropas und der größte Eisenspat-Bergbau der Erde. Durch eine intensive, aber stark wechselnde Verwachsung von „Siderit“ i.w.S. meist mit Ankeriten, seltener mit Kalkstein, reicht die Variation der Eisengehalte von ca. 22 % bis 40 %, in Erzen der Oxydationszone bis ca. 50 % Fe. Der eisenärmere Verhauanteil von 22–28 % Fe wird in einer Schwereflüssigkeits-Anlage auf durchschnittlich 33 % Fe angereichert und dann zusammen mit den reicheren Roherden der Erzdeponie zugeführt. Die Versanderze erreichen knapp über 32 % Fe.

Bis zum Ende der 60er Jahre dieses Jahrhunderts blieb der Eisengehalt, kurzfristig auch der Mangengehalt, das einzige Qualitätskriterium für das heimische Erz. Bis zu diesem Zeitpunkt konnte die Qualität der Erze bereits vor Ort auf Grund der Verwachsungsintensität optisch grob abgeschätzt werden. In der Folge gewann jedoch hauptsächlich durch den Einsatz saurer Importerze sehr rasch auch die Basizität der Erze an Bedeutung. Da die Lagerstätte geochemisch sehr inhomogen aufgebaut ist, mußte eine aufwendige Qualitätssteuerung dafür sorgen, daß die neuen Qualitätsvorgaben der Hüttenwerke Linz und Donawitz innerhalb enger Grenzen eingehalten werden konnten. Zur Beschleunigung der Analytik wurde 1972 die erste Röntgenfluoreszenz-Anlage gekauft, mit deren Hilfe simultan neben Fe, CaO und SiO₂ auch Mn, MgO und Al₂O₃ analysiert werden konnten.

Verschärfte Umweltauflagen besonders für die Hütte Linz veränderten Ende der 80er Jahre die Qualitätsanforderungen an das heimische Erz dramatisch. Bereits seit längerem war bekannt, daß Alkaliengehalte den Hochofenprozeß negativ beeinflussen. Dazu kam nun, daß er-

höhte K-Gehalte die Wirksamkeit der Elektrofilter der Entstaubungsanlage im Sinterbetrieb verringerten, sodaß die drastisch gesenkten Grenzwerte für die Staubbela-stung der Linzer Luft nicht mehr eingehalten werden konn-ten. Nicht weniger wichtig wurden aus ähnlichen Gründen auch S- und P-Gehalte. Dies führte im April 1989 zum Abschluß eines Erzliefvertrages, der ein strenges Bo-nus/Malus-System für insgesamt 8 chemische Elemente sowie für Kornverteilung und Feuchte vorsah. Natürlich mußte auch die Qualitätssteuerung auf die neuen Anfor-derungen umorientiert und die bisherige Analytik durch Anschaffung einer neuen RFA-Anlage erweitert werden, um auch K_2O , Na_2O , P und S zu erfassen.

Parallel dazu wurden Untersuchungen über regionale Verteilungsmuster der Schadstoffe im Bereich der Lager-stätte verstärkt fortgeführt. Dabei konnten folgende Er-kenntnisse gewonnen bzw. bestätigt werden:

- Stark alkalienbelastete und kieselsäurereiche Erze, wie z.B. Schiefererze, treten verstärkt in der Liegendenscholle auf. In der Folge ist es gelungen, durch Umplanungen in der Abbauführung zumindest bis zur Inbetriebnahme einer neuentwickelten Naßentstaubung der Sinteranlage in Linz solche Erze weitgehend auszuhalten und die Alkaliengehalte von bisher durchschnittlich 0,46 % auf unter 0,38 % im Versanderz zu senken.
- Schwefel- und Phosphorgehalte sind völlig unregelmä-ßig und ohne erkennbare Abhängigkeit von anderen Elementen in der Lagerstätte verteilt. Eine auch nur kurzfristige Prognose höherer Gehalte beim Abbau der Erze erscheint nicht möglich.

Abbauplanungen wurden seit ca. 1980 in zunehmendem Ausmaß unter Einsatz eines EDV-Lagerstättenmodells durchgeführt. Für alle kurz-, mittel- und langfristigen Pla-nungen waren besonders ab 1989 möglichst verlässliche Prognosen auch über Alkaliengehalte Voraussetzung. Aus Tiefbohrungen, die vor 1972 abgeteuft wurden, standen jedoch nur Fe- und abschnittsweise auch CaO- und SiO_2 -Analysen für die Geostatistik und damit für die Prognose zur Verfügung. Ab 1972 konnte auf Al-Analysen zurückge-griffen werden und erst seit der Inbetriebnahme des jün-gsten Röntgenfluoreszenz-Gerätes im April 1989 konnten Alkalien direkt analysiert werden. Es mußte daher vor al-lem in Prognosebereichen abseits der aktuellen Abbautä-tigkeit auf bestehende geochemische oder auch nur sta-tistische Korrelationen mit anderen, schon länger analy-sierten Elementen zurückgegriffen werden. Na-Gehalte liegen in Erzen sehr konstant bei 0,04 % und damit um ca. eine Zehnerpotenz niedriger als K-Gehalte. Al und K stammen, zumindest in mengenmäßig relevantem Aus-maß, aus der Muskovit/Sericit-Komponente und stehen daher in enger positiver Korrelation zueinander. In Berei-chen, in denen zumindest Aluminiumanalysen zur Verfü-gung stehen, kann daher der Alkaliengehalt mit großer Treffsicherheit prognostiziert werden.

Bedeutend unsicherer sind Alkalienprognosen, die led-iglich auf Grund statistischer Zusammenhänge mit SiO_2 -Gehalten erstellt wurden, da die Korrelation K/SiO_2 durch unterschiedlich hohe Quarzanteile gestört werden kann.

In den vergangenen Jahren konnten durch den Einsatz eines für Österreich neuen, sehr schnellen und damit billi-gen Bohrverfahrens ca. 10.000 Bohrmeter abgeteuft und die gewonnenen Bohrproben auf 10 Elemente analysiert werden. Damit steht auch für den abbaufernen Bereich eine geostatistisch ausreichende Anzahl von Na- und K-Analysen für eine direkte Qualitätsprognose zur Verfü-gung. An der Justierung eines neuen Lagerstättenmodel-

les wird gegenwärtig gearbeitet. Inwieweit allerdings eine einigermaßen aussagekräftige Prognose von P- und S-Gehalten möglich sein wird, bleibt abzuwarten.

7. Regionale Fortsetzungen der Lagerstätte

Im Laufe jahrhundertelanger, vielfach erfolgreicher Erz-gewinnung in der Riesenlagerstätte, aber auch im Rah-men der lagerstättenkundlichen Erforschungsgeschichte interessierten natürlich wiederholt die eventuellen Fort-setzungen der Lagerstätte. Hiezu gibt es begreiflicherwei-se reichlich Auskunft in der Literatur dieses Jahrhun-derts.

Die Verteilung der Siderit-Ankerit-Anreicherungen vom Typ Erzberg auf rund 148 km² ist beträchtlich. Es handelt sich um zahlreiche, durch Ausbisse, Schurfversuche und kleinere Abbaue bekanntgewordene karbonatische Erz-vorkommen. Darunter ist aber auch eine bekannte Lager-stätte, nämlich Radmer an der Stube, deren Abbau erst 1980 im Zuge von Rationalisierungsmaßnahmen einge-stellt wurde. Der wirtschaftlich glückliche Sonderfall einer tektonischen Schollenüberschiebung paläozoischer Se-dimente mitsamt den darin enthaltenen Eisenanreiche-rungen ist allerdings nur am Steirischen Erzberg ge-prägt.

Allen diesen Vorkommen ist die Erzparagenese Siderit, Ankerit, Dolomit, Calcit und Quarz gemeinsam sowie auch das Nebengestein Devonkalk. Die stratigraphische Posi-tion und die Form der Lagerstättenkörper bedingen im Kartengrundriß die Verstreuung auf einen Streifen von ca. 40 km in W-E-Richtung und 4–5 km N-S-Breite. Das hängt mit dem vorherrschenden stofflichen E-W-Verlauf des Erzträgergesteins bzw. der Grauwackenzone nörd-lich, östlich, westlich und südlich von Eisenerz zusam-men.

Geographische Eckpunkte dieser Fe-Vorkommen in der näheren und weiteren Umgebung sind, gemessen im Grundriß als Entfernungen vom Erzberggipfel: 4,1 km nach NE (= N Polster), 6,8 km nach E (= Zirbenkogel), 7,0 km nach ESE (= Auf der Rotschütt), 3,5 km nach SE (= Reichenstein), 2,1 km nach SW (= Größenberg), 15,7 km nach W (= Radmer an der Hasel), 26,8 km nach W (= Möd-linger Hütte, = 3 km SW Johnsbach), 12,2 km nach WNW (= Lagerstätte Bucheck bei Radmer an der Stube), ca. 37 km nach WNW (= Röthelstein, 2 km SW Admont).

Mit den Einzelvorkommen, ihrer geologischen Position und ihrem Lagerstätteninhalt befaßte sich mit mehreren regionalen Übersichten HIESSELEITNER (1929, 1931, 1935) und griff z.T. auch auf Grundlagen von REDLICH (1931, 1932) zurück.

Zudem interessierte die wirtschaftliche Sachlage in neuerer Zeit auch die VÖEST-ALPINE A.G., Bergbau Eisenerz.

7.1. Umgebung Eisenerz

Als nächstgelegene Fortsetzungen der Lagerstätte Erz-berg ist entsprechend der Verbreitung der devonischen Kalkgesteinsabfolge und gebunden an diese von Ankerit-Siderit-Anreicherungen rings um den Erzberg zu berich-ten.

7.1.1. Glanzberg

Mehrere Siderit-Ankerit-Erzkörper sind im Sauberger Kalk entlang des SE-Abhanges am Glanzberg gereiht. Es handelt sich hier um die östliche Fortsetzung des Erzberg-Ostflügels. Es sind zwei Erzlager entwik-

kelt. Das größere, im Streichen etwa 700 m ausgedehnte Kalk-Erz-Lager setzt ca. 2,2 km ENE von Eisenerz im SW-Rücken des Glanzberges mit steiler bis überkippter Lagerung ein. Den Karbon-Horizont der Eisenerzer Schichten, der die Überschiebungsfläche am Erzberg bildet, gibt es hier aber nicht (HIESSLEITNER, 1929). Die in der Fortsetzung auf 1,8 km zu verfolgenden Erzaufschlüsse ziehen nach Osten zu in die Tiefe und nähern sich östlich der Gsollhütte der Talsohle.

Bergmännische Aufschlüsse wurden laut HIESSLEITNER außer im großen westlichen Lagerstättenkörper noch im östlichen Vorkommen bei der Mauznerkeusche (600 m NE Gsollhütte) getätigt.

7.1.2. Polster

Eine Vielzahl von Erzvorkommen liegt im Devonkalk weit rundum den Polstergipfel verstreut und zieht sich über den Handlgraben am SW-Abhang des Zirbenkogels nach SE bis in den Bereich „Auf der Rot-schütt“. Das ist eine NW-SE-Ausdehnung von Aufschlüssen auf 5,2 km Grundrißlänge.

Die Vorkommen, die großenteils über der Baumgrenze liegen und daher gut zu sehen sind, wurden von HIESSLEITNER (1929) und REDLICH (1931, 1932) beschrieben. Mehrere der Erzausbisse, die flächig in das Tal einfallen, wurden beschürft, und vom bedeutenden Erzkörper bei der Handlalm wird ein Erzabbau 1893–1896 gemeldet. Bemerkenswert ist hier auch Erzführung in der permischen Präbichlbreccie.

Östlich von den Siderit-Erzkörpern am Polster soll im Kalkstein östlich vom Jagdhaus Kohlereben (1600 m ü.d.M.) ein Cu-Erzgang entwickelt sein: Fahlerz und die Oxydationsminerale Malachit und Azurit verraten auf längere Erstreckung den oberflächlichen Gangverlauf. HIESSLEITNER beschreibt den Erzgang als jüngere, den Fe-Karbonatkörper querende diskordante Vererzung analog den jungen Erzgängen am Erzberg.

7.1.3. Zirbenkogel

Dieses Ankerit-Siderit-Vorkommen um den Gipfelbereich des Zirbenkogels folgt dem Devonkalkstreifen am S-, SW- und W-Abhang auf 1,8 km Länge und stellt im NW die Verbindung zu den Vorkommen bei der Handlalm her. Die Vorkommen sollen kurz beschürft worden sein.

7.1.4. Platte

Unmittelbar südlich des Erzberggipfels liegt etwa in 200–600 m Entfernung eine bis 200 m breite und 400 m lange tektonische Scholle von Devonkalk mit reichlich Ankerit. Das Vorkommen war einst Anlaß einer kurzen Beschürfung unter Tage.

7.1.5. Größenberg (= Kressenberg)

In einer invers gelagerten Kalk-Schubscholle liegt am Größenberg ein kleiner Lagerstättenkörper, bestehend aus zwei Siderit-Ankerit-Erzlagern in steiler Position. Sie wurden früher eingehend beschürft. Die Vorkommen sind 1 km NW vom Größenberg-Gipfel auf dessen NW-Abhang gelegen, etwa 1,7–2 km WSW vom Erzberggipfel entfernt zwischen etwa 1000 bis 1200 m Höhe ü.d.M.

7.1.6. Mariabaue und Tullgraben

Zwischen Mitterriegel und Tullriegel existieren mehrere Ankeritkörper, z.T. auch mit guter Sideritanreicherung ca. 2–1,2 km SW von Eisenerz entfernt im Tullgraben. Einige Erzausbisse befinden sich zwischen 1000

und 1160 m Höhe. HIESSLEITNER (1929, S. 235) nennt die Mariabaue ober Ratzenstadl, deren Erzführung er als „... *flach gegen W abklingende, unmittelbare Fortsetzung des Westflügels der Erzbergmulde* ...“

erkannte. LACKENSCHWEIGER meldete (in einem werksinternen Gutachten, 21. 5. 1938) 150.000 t aufgeschlossenes Erz im Mariagrabenfeld. Den Größenwert des möglichen Maximums gab er mit 10 Mio. t an. Die vortriadische Devonkalk hat hier tief eingegriffen, so daß der erzführende Devontal nur mit Resten, aber doch mit mächtiger Sideriterzführung erhalten ist. Hingegen steht vorwiegend die Basis-Erzbreccie der permischen Präbichlschichten an. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts gab es im Tullgraben einen Tagebau auf die einige Meter mächtigen Breccien-erze. Ein kleines Ankeritvorkommen mit Hämatit soll in der Talsohle in gestörter Lagerung anstehen.

Mit HIESSLEITNER ist anzunehmen, daß die Erzführung mit dem Devonkalk unter dem Präbichl-Werfener Komplex vom Tullriegel-Tulleck-Mitterriegel anhält und daher auch mit allseitigen Fortsetzungen noch um das Tulleck und die Donnersalpe zu finden ist.

7.1.7. Tulleck – Donnersalpe

Einige Ankerit-Anreicherungen im Devonkalk, z.T. durchsetzt mit Siderit, liegen in ca. 1300 m Höhe im schmalen WNW-ESE-verlaufenden Devonkalkstreifen gleich unterhalb des Gipfels. Dementsprechend sind weitere Vorkommen ca. 700 m NW unterhalb Tulleck und ca. 900 m N Tulleck im NW-Abhang des Mitterriegels (Flözgrabenseite) zu finden.

Die Kalk-Ankerit-Bank Tulleck – Donnersalpe ist durch die Erosionsfurche des Weißenbaches unterbrochen. Kleine Ankeritlager und -stöcke wurden ca. 300–600 m NE bis E und ca. 600 m SW des Donnersalpe-Gipfels bekannt. HIESSLEITNER erwähnt, daß trotz der starken Vegetationsbedeckung von den Aufschlüssen der Jahre 1871–1873 (HAUER, 1872; REDLICH, 1931, 1932) noch gute Eisenspatführung nachweisbar sei.

7.1.8. Reichenstein

Auf der Geologischen Karte 1 : 75.000 „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ ist im Umkreis des Eisenerzer Reichenstein, 3,5 km SE vom Erzberggipfel ein Fe-Karbonat-Vorkommen SE unterhalb des Gipfels (2.165 m) vermerkt. Weitere Vorkommen liegen demnach 600 m NE vom Reichenstein gleich SW unterhalb der Grübelsmauer und SE unterhalb des Lärchkogel-Gipfels, 1 km W vom Reichenstein.

7.2. Erzvorkommen in der Radmer (südlich Hieflau)

Die einzige, unter den vielen Einzelvorkommen als Bergbau längere Zeit genutzte Lagerstätte liegt in der Radmer, und zwar auf der nördlichen Talseite am Buheck, neben Radmer an der Stube, 12 km westlich von Eisenerz. Es handelt sich um einen auf ca. 6,3 km weit verfolgbar WSW-ESE-verlaufenden Zug von Devonkalkschollen mit Siderit-Ankerit-Erzkörpern. Die Erzvorkommen reichen von Buheck – Radmer a.d. Stube nach WSW in den Bereich Röthberg – Pleschberg westlich der Hasel, sind aber bei Radmer a.d. Hasel auch auf der südlichen und südöstlichen Talseite im N- und W-Abhang des Größenberges in der Radmer (siehe dort) verteilt.

Die komplizierte tektonische Situation erklärt HIESSLEITNER (1931) durch eine E-W-Einengung mit Antiklinalbildung, wodurch die auf der Porphyroidplatte lagernde

Kalkauflage zu linsenförmigen Schollen zerteilt wurde. Die überkippte und in Schuppen zerlegte Antiklinale enthält zum Teil invers gelagerte Schollenteile.

Die detaillierten Geländeaufnahmen mit der Erkenntnis von unterschiedlichen Bauplänen in der Grauwackenzone und in den Kalkalpen bewogen HIESSLEITNER zur Aussage über eine vortriadische Schuppentektonik. Er erkannte auch nördlich des Silur-Devon-Kalkzuges vom Zeiritzkampel (WSW von Eisenerz) den jüngeren tektonischen Einfluß einer S-N-gerichteten Bewegung an einer WNW-ESE-achsial verformten synklinalen Schuppe aus Silur-Devon-Kalk,

„ ... welche die N-S sich erstreckende ältere Schuppenrichtung überwältigt“ (HIESSLEITNER, 1931, S. 70).

Seine tektonischen Studien waren beweisend für eine vortriadische Schuppentektonik im Großraum von Radmer – Steirischer Erzberg, aber es fehlte damals noch der gesicherte Nachweis der Schollenüberschiebung am Erzberg. Die Erkenntnisse waren und sind auch heute wieder mit ein Beweis für voralpidische Erzplatznahme im Silur-Devon-Kalk, denn die Erzkörper wurden mitsamt ihrem Trägergestein bereits variszisch tektonisch ganz enorm beansprucht.

7.2.1. Sideritlagerstätte Radmer – Bucheck

Die Lagerstätte besteht aus vier Erzlagern (REDLICH, 1931, 1932), die auch nach der Auffassung von HIESSLEITNER durch tektonische Wiederholung erklärt werden. BERAN & THALMANN (1978) sprechen von einem saiger einfallenden Erzlager mit großer Teufenerstreckung. Nach dem bisherigen Erzabbau und nach Bohrerergebnissen reicht die allgemein horizontgebundene Erzführung im Kalk und Kalkschiefer entlang des Einfallens über 500 m in die Tiefe. Bergbauliche Nutzung erfolgte bis etwa 320 m in die Teufe, doch ist die genaue Teufenerstreckung nicht bekannt. Der tiefste Abbauhorizont lag ungefähr 150 m unter der Talsohle. Zuletzt wurden ca. 200.000 t Erz jährlich gefördert. Die Erzformation mit dem kalkigen und kalkig-glimmerigen, schwach metamorphen Nebengestein und dem Erz schwankt nach tektonischer Modifizierung etwa zwischen 60 und 160 m. Die Liegendbegrenzung wird vom Porphyroidkomplex, das Hangende von Schieferkalken gebildet, die zu Grauwackenschiefern und Phylliten überleiten. Das lokale Streichen der Schichtfolge wird mit NNE–SSW angegeben. Die Lagerstätte ist im Norden erodiert und wird diskordant von N-einfallenden Permo-skyth-Schichten überlagert.

Am 22.5.1973 wurden einem von uns (SCHULZ) anlässlich einer Bergbaubefahrung vom damaligen Chefgeologen Dr. Friedrich THALMANN hellbraune, (ca. 0,1 mm-) feinkörnige Sideritstücke gezeigt, die einen auffälligen, sedimentähnlichen Feinlagenbau aufwiesen. Derart ähnliche, aber noch wesentlich aussagekräftigere Sideritgefüge entdeckte in der Folgezeit THALMANN in einem tiefgelegenen Grubenbau im Jahre 1976 nahe der westlichen Lagerstättengrenze im Hangendebereich der Kalk-Erz-Abfolge in einer schmalen Erzzone. Darin traten

„ ... neben den bekannten spätigen Siderit-Ankerit-Verwachsungen Schollen von dunkelgrau bis hellbraun gefärbten, feinkörnigen, gebänderten Sideriten auf ... “ (THALMANN, 1979, S. 480).

Aus diesem, für die weitere wissenschaftliche Diskussion so wichtigen Fund entwickelte sich nach der Beschreibung und Deutung feinschichtiger Sideritgefüge als vormetamorphe Sedimentgefüge durch BERAN & THALMANN (1978) und THALMANN (1979) eine gesteigerte For-

schungstätigkeit über Sideritanreicherungen im Karbonatmilieu von verschiedenen Geowissenschaftszweigen aus. Die einschlägigen Forschungsberichte sind in unserer Abhandlung oft zitiert.

7.2.2. Gaisriedl (westlich vom Weinkellergraben)

Ein Siderit-Ankerit-Vorkommen liegt in einer tektonisch überkippten Kalkbank, etwa 700–800 m westlich der Lagerstätte Radmer-Bucheck und entspricht damit etwa deren westlicher Fortsetzung. HIESSLEITNER (1931, S. 77) deutet dieses Lagerungsverhältnis

„ ... zugunsten eines vortriadischen Rohwandbestandes ... unbeeinflußt vom Werfener Schieferkontakt ... “

Er findet, daß

„ ... einigermassen bedeutende Erzansammlungen ... “

in diesem Bereich

„ ... ausschließlich auf den Erz führenden Kalkhorizont über dem Porphyroid gebunden ... “

sind.

7.2.3. Erzvorkommen südlich des Stubbaches

Bei dem Kranz verstreuter Kalkschollen mit Ankerit („Rohwand“ der Bergleute) und häufig auch mit Siderit im Gebiet zwischen Finstergraben (S–SE Radmer a.d. Stube) und Edelsbachgraben (SW Radmer a.d. Stube) handelt es sich um völlig aus der Gesteinsabfolge gerissene Schollen. Der von Bucheck – Radmer nach SE verlaufende Silur-Devon-Kalkzug enthält östlich des Finstergrabens im Bereich des oberen Hanelgrabens (Heindlgraben) ein kleines, einst erschlossenes Erzvorkommen. Hingegen scheinen die Kalkschubspäne am Grünkogel (1,8 km SE Radmer a.d. Hasel) und Mittagkogel (1,2 km S Radmer a.d. Hasel) nur Ankeritanreicherungen zu enthalten. Dasselbe gilt offenbar auch für die über 2,5 km ausgedehnten Kalkareale im Bereich Brunnkar (1–1,5 km NE Zeiritzkampel) mit nur Ankeritführung.

7.2.4. Zeiritzkampel – Achnerkuchel

Als genetisch besonders wichtige Erzvorkommen hebt HIESSLEITNER (1931) die Ankerit-reichen Silur-Devon-Kalkschollen am Ostende des Zeiritzkalkzuges, südlich Zeiritzkampel – Achnerkuchel hervor, wo auf der Achnerkuchel (im hinteren Finstergraben SW) auch ein Sideritvorkommen existiert. Es wird auf die hier besonders exakte Gebundenheit an diese Kalkabfolge hingewiesen, obwohl tektonisch unterlagernde Kalke des Karbon vorhanden wären.

Über einzelne Fe-Karbonat-Vorkommen hebt HIESSLEITNER (1935) hervor: das ausgedehnte Ankeritvorkommen am W-Ende des Zeiritzkalkes (Silur-Devon-Kalk) oberhalb des Klausgrabens: Schwarzlacken (1090 m), Wiesenberg (1100 m), westlich Hoheneck (1220 m) u.a. Als Metallgehalt des Ankeriterzes der Schwarzlacken wird 8,84 % angegeben. Die Vorkommen von Hoheneck-Nord, z.B. Wiesenberg und ein westlich davon gelegenes Vorkommen enthalten auch Sideriterz. Eine Reihe von Vorkommen in dem waldigen Gebiet dürften in ein und derselben Schichtbank enthalten sein.

7.3. Erzvorkommen westlich des Haselbaches

Zusammenhängende Ankerit-Erzführung („Verrohrwandung“) erwähnt HIESSLEITNER von den Kalkzügen im Raum Pleschberg (Pleschkogel) 3,5 km SW Rad-

mer a.d. Hasel). Auch der bei Schloß Greifenburg (Radmer a.d. Hasel) einsetzende und nach WSW streichende 1,6 km lange Kalkzug in den N-Hang des Faschinggrabens wird als ununterbrochener „Rohwandzug“, nämlich als Ankerit-vererzter Tonflaserkalk beschrieben. Bei der Radmerer Neuburgalm (Loidlalm) fand REDLICH (lt. Notiz bei HIESSLEITNER, 1931, S. 76) einen dunklen grobspätigen Eisenspatgang im Werfener Sandstein an der Grenze zum Paläozoikum.

Über die Vorkommen von Ag-hältigen Cu-Erzen in der Hinterradmer gibt es weder bei HIESSLEITNER (1931) noch bei REDLICH (1931, 1932) ausreichende Auskünfte. Nicht mehr begehbare Stollen, mangelnde Aufschlüsse, nur Haldenerzfunde von Fahlerz und Kupferkies mit Quarz und Ankerit im Gebiet Radmer a.d. Hasel bis 3 km SW davon, sind die Mitteilungen über dieses Thema.

HIESSLEITNER (1931) berichtet auch über einen Cu-Erzfund im Faschinggraben westlich Radmer a.d. Hasel (und von einem Fahlerzfund mit Ankerit und Kobaltblüte mit Cu-Karbonaten im talnahen Gebiet der Eisenerzer Ramsau südlich Radmerhals, im Verbands der nach NE fallenden Silur-Devon-Kalkserie). Die Cu-Vererzung bezeichnen REDLICH und HIESSLEITNER übereinstimmend als jüngere Gangbildung im Vergleich zur älteren „Rohwand“-(Ankerit-)Sideriterzführung.

7.4. Eisenkarbonatvorkommen in der Grauwackenzone Johnsbachtal – Admont

Die Fe-Karbonatvorkommen setzen sich westlich des Steirischen Erzberges aus dem Großraum Radmer – Zeiritzkampel in weitgehend analoger Form und Mineralisation, präzise diktiert von den Ausbissen des Silur-Devon-Kalkes der Nördlichen Grauwackenzone, weit nach Westen fort: zunächst in das Gebiet des Johnsbachtals, dann mit Unterbrechung südlich von Admont wieder einsetzend auf der südlichen Ennstalseite entlang bis zur Mündung der Palten in die Enns. Mit der geologischen Aufnahme befaßte sich nach der Geologischen Karte 1 : 75.000 der Geologischen Bundesanstalt (HAMMER & HIESSLEITNER, 1933) im Jahre 1935 HIESSLEITNER. Er berichtet vom Bau des Grauwackengebirges im Johnstal als ESE-WNW-streichende, nach NNE fallende Platte des Zeiritzkalkzuges, die auch hier in Form eines relativ einfachen Schuppenbaues mit anhaltendem Streichen vorliegt. Die wesentlichen Erkenntnisse über die Erzvorkommen und bergmännischen Aktivitäten entnehmen wir von REDLICH (1931, 1932) und HIESSLEITNER (1935).

Die Vorkommen reihen sich vom Pleschberg (W Haselbach, hinteres Radmertal) nach SW über die Obere Brunnfurter Alm entlang am Nordfuß des Placken (Plonauer Wald) und des Hochkogel (Scheiben, Ödelstein-Hütte, Wolfsbacher (E Ohnhardskogel), Grub-Graben, Okenhards, Acheneck sowie SE, S und SW Johnsbach, Spielkogel, Treffneralm, Mödlinger Hütte (2,6 km SW Johnsbach), wo der Devonkalk und damit auch die Erzführung endet. Wie sehr HIESSLEITNER auf Grund seiner geologisch-petrographisch-lagerstättenkundlichen Feldaufnahme für eine paläozoische Vererzung eingenommen war, geht aus folgenden Zitaten hervor (1931, S. 80, Fußnote):

„... Ebenso verhält es sich am Osthang des Flitzengrabens, Johnsbach S, wo Silurdevonkalk und Karbonkalk auf kaum 100 m näherrücken und die Rohwandführung des ersteren geradezu als ‚Leitfossil‘ dient.

Die Überschiebung des Silurdevons über das Karbon scheint jünger zu sein als der Bestand der Rohwand-Spateisenvererzung des ersteren (S. 80).

Die Auflösung der Einzeltektonik ebenso wie die Tektonik im großen machen ein vortektonisches, wohl auch vortriadisches Alter der Erz-Rohwandmassen des Silurdevons wahrscheinlich ... “

Relativ reiche Erze soll es nach historischen Daten (REDLICH, 1932, zitiert bei HIESSLEITNER, 1935) im Johnsbacher Fe- und Cu-Erzbergbau (z.B. Klausgraben-Johnsbach) gegeben haben. Bergbaue aus dem 16. Jahrhundert werden vom Ohnhardskogel (= Ainödskogel), Farnkar (Vornkar, 2 km NW Ohnhardskogel), Fuchsrüdel, Silberleiten gemeldet. Die Ankeritführung im Zeiritzkalkzug und von der Ostseite des Flitzengrabens (Bereich Mödlinger Hütte, Treffner Alpe) wird als überwiegend reichhaltig angegeben, wobei stock- und lagerartige Positionen erwähnt sind (Rotwand, Leobner, Ohnhardskogel = Anhartskogel?). Im Johnsbachtal wird nur wenig sichtbare Sideriterzführung genannt, die dementsprechend wenig beschürft wurde.

Gangförmige „Rohwand“- und Eisenspatvorkommen sind auch im altpaläozoischen Grauwackenschiefer bekannt geworden, so der Sensenschmiedgang (Sensenschmittgang, S Johnsbach) im Klausgraben und bei der Kölblalm.

7.5. Admont – Selztal

Nach einer Unterbrechung der Kalk- und Erzaufschlüsse westlich Johnsbach auf etwa 8 km tritt S und SW Schloß Rötelstein (SW Admont: Rötelstein, Klosterkogel, alter Bergbau Wolfsbachgraben) wieder Erz zu Tage. Diese Gruppe von Erzvorkommen im Devonkalk setzt sich nach W auf der südlichen Ennstalseite SE und S Treffner (Gabler, Treffnergraben, Eggergraben), S und SW Frauenberg an der Enns (Schrabachgraben, Edelgraben) bis in den Knappengraben (Pesendorfer Eisensteinbergbau) S Blahberg (N-Abhang Dürrenschöberl) fort. Genauere Angaben findet man bei REDLICH (1931, 1932).

Insgesamt enthalten die Erzvorkommen in den Silur-Devon-Kalken des Streifens zwischen Radmer – Pleschkogel – Johnsbach – Admont hauptsächlich Ankerit. Nur einige davon sind auch durch Siderit-Erzführung und bemerkenswerterweise auch durch Cu-Erze ausgezeichnet.

7.6. Cu-Vorkommen

Einige der angeführten Eisenkarbonatvorkommen fallen durch die Teilnahme von Cu-Erzmineralen auf, die HIESSLEITNER allerdings auf Grund von Aufschlußbefunden allgemein einer jüngeren Vererzungsphase als die Siderit-Ankerit-Mineralisation zuordnet.

So erwähnt HIESSLEITNER (1929, S. 234) vom Gebiet Polster, und zwar beim Jagdhaus Kohlereben in 1.600 m Höhe, einen Kupfererzgang im Kalk, mit Fahlerz, Malachit, Azurit und fraglichem Zinnober. Die als jüngerer Sulfidgang bezeichnete Erzkonzentration entspricht nach HIESSLEITNER den auch am Erzberg bekannten jungen Gangmineralisationen.

In der Hinterradmer wird von REDLICH und von HIESSLEITNER (1931) nur Spärliches über silberhaltige Kupfererze berichtet. Verfallene Stollen, mangelnde Aufschlüsse verhindern nähere Aussagen, aber die Haldenerz-Reste scheinen für die Paragenese wie im Faschinggraben (W Radmer a.d. Hasel) zu sprechen: Fahlerz, Kupferkies, mit Ankerit und Quarz.

Nach REDLICH wurden im Finstergraben (SE Radmer a. d. Stube) anfang des 18. Jahrhunderts Kupfererze abgebaut. Die untertägigen Aufschließungen erbrachten 8,3 % Fe im Ankeriterz („Rohwand“) in Verbindung mit Quarz und teils derben, teils eingesprengten Cu-Erzmineralen.

In der Eisenerzer Ramsau (WNW Schwaghütten) hat es auf der NW-Seite des Ochsenkogls Fahlerz, Kobaltblüte und Ankerit im Erz gegeben.

Am „Westlichen Hoheneck“ in 1220 m Höhe wurde in einem Schurfstollen Ankerit mit Kupferkiesspuren gefunden. Das Brauneisenerz der Oxydationszone wird mit 45,02 % Fe angegeben.

Im Johnsbachtal wird von einem Zeyringer Au-Stollen wenig über der Talsohle in 930 m Höhe ü. M. und östlich davon von einem Aubergstollen in 900 m Höhe berichtet. Diese Lokalitäten liegen gegenüber G.H. Zeiringer am Forstweg auf der südlichen Talseite. Beide Stollen folgen röhren- und schlotförmigen Höhlen (glaziale Höhlenflüsse), die zum Vortrieb genützt wurden. Das Ankeriterz wird mit 11,83 % Fe angegeben. Weitere, nicht oder kaum beschürfte „Rohwand“-Vorkommen werden von den Lokalitäten Ohnhardskogel (= Anhartskogel) und Weidalpe (1,2 km SW Spielkogel) erwähnt. Am Ohnhardskogel-West (S Johnsbach) gibt es auch Kupferkies begleitet von Calcit und Quarz.

Der Sensenschmittgang im Klausgraben (S Johnsbach, Johnsbacher Fe-Cu-Bergbau) wird von REDLICH (1931) als „Netzwerk von Siderit im Schiefer“ beschrieben. Das Gängeäder besteht nach HIESSLEITNER (1935) aus hauptsächlich Ankerit. Kupferkies und Fahlerz mit Quarz sind auffällige Begleiter dieses Vorkommens.

Zusammenfassend kann man Erkenntnisse von HIESSLEITNER (1935) für genetische Aussagen anführen. Demnach ist die Gebundenheit der häufigen Ankerit- und selteneren Siderit-Erzführung an die Silur-Devon-Kalkabfolge ein auffälliges Merkmal. Die Cu-Erzführung (Kupferkies, Fahlerz) ist einerseits an diese Paragenese gebunden (Finstergraben, Ohnhardskogel), andererseits handelt es sich um schichtdiskordante Erzgänge im stratigraphisch älteren, ordovizischen Sericitschiefer. Sie enthalten die Paragenese Siderit-Ankerit-Calcit-Quarz. Nach Geländebeobachtungen hält HIESSLEITNER die Ankerit-Siderit-Erzführung für einen vortektonischen Bestand.

Schon 1929 erwähnte HIESSLEITNER zum Teil in Angleichung seiner Erfahrungen an die Aussagen von KERN bezüglich der Lagerstättenentstehung vor allem die tektonische Position der erzführenden Kalkschollen als aussagekräftigen Befund für ein vortektonisches Alter der Erzanreicherung. Nachdem er aber nach seinen damaligen Kenntnissen mit zwei Gebirgsbildungsphasen rechnete, zog er den Schluß auf ein vortriadisches Alter der Lagerstättenbildung. In seiner Entscheidung über die Erzführung der permischen Breccie zögerte HIESSLEITNER allerdings, weil er seine diesbezüglichen Beobachtungen in der Umgebung des Erzberges für nicht entscheidend fand. Er bestätigte aber KERN in der Feststellung, daß (1929, S. 236)

„ ... vererzte Breccie doch nur auf oder in der Nähe von sichtbaren Lagerstätten des Erz führenden Kalkes nachzuweisen ... “

ist. Und wir möchten, mit besonderem Hinweis auf den Rückschritt der wissenschaftlichen Beurteilung in den nachfolgenden Jahrzehnten, die immerhin von HIESSLEITNER auf genaue Feldbeobachtungen aufgebaute Ansicht in Erinnerung bringen, wonach für die in die Breccie und in die Werfener Schiefer

„ ... aufsteigenden Gänge und Lager von Erz und Rohwand (auch Dolomit) jüngere Mobilisationen der älteren Erzgesteine herangezogen werden. Damit in Zusammenhang können nun sehr wohl die metasomatischen Umbildungerscheinungen der Erzansammlungen im paläozoischen Kalk-Muttergestein gebracht werden, die REDLICH durch eingehende, ausgezeichnete Untersuchungen am Erzberg nachgewiesen hat ... “

8. Genese der Siderit-Ankerit-Lagerstätte (Ursprung, Erstanreicherung und Weiterentwicklung der Lagerstättenkörper)

8.1. Syntectonäre Bildungen (im weiteren Sinn)

Die dargelegten Befunde mit Fakten für außergewöhnliche Mineralisationsereignisse zwingen zu Erklärungen, welche die Fe-Konzentrationen im marin-sedimentären Milieu voraussetzen. Die dafür maßgeblichen Merkmale beruhen auf Relikten von typischen Sedimentgefügen, die sowohl eine ursprüngliche Kalkschlammfazies als auch eine damit im großen und im kleinen wechsellagernde Eisenkarbonatfazies kennzeichnen.

In beiden Fällen ist eine stratigraphisch auf die Abfolge bezogene, teilweise detritische Beeinflussung durch arenitische und lutitische Komponenten wie Quarz, Sericit, Chlorit, inkohlter Phytodetritus und Schwerminerale nachzuweisen. Andernfalls gibt es aber auch monomineralische Schichtbänke im Kalk- und im Erzgestein.

Es zeichnen sich allerdings auch Unterschiede im Mineralgehalt zwischen Kalkgestein und Erz ab, nämlich im Bezug auf authigene Kristalle. Ein auffälliges Begleitmineral des Fe-Karbonats ist idiomorpher Quarz mit prismatischem Habitus. Das soll nicht heißen, daß außerhalb der Erzkörper gar keine Quarzkriställchen vorkommen, aber ihre paragenetische Bindung an die Fe-Karbonatlagen ist sehr deutlich. Dasselbe kann übrigens auch für Chlorit-Hämatit-Feinlagen im Verbands mit verschiedenen Quarzvarianten in den Eisenerzer Schichten festgestellt werden, aber dieser Horizont liegt im Karbon.

Die gelegentliche Ausfällung und Anlagerung von Siderit i.w.S. und Ankerit in Form von feinschichtigen, isolierten Zwischenlagen in den sedimentären Abfolgen von Oberordovizium bis Karbon stellt nun wirklich keine Besonderheit dar. Aber sie ist genetisch bemerkenswert, denn sie zeigt den gedanklichen Weg, wie jede stärkere bis lagerstättenbildende schichtige Anreicherung der Fe-Karbonate zu erklären sein kann.

Das Gefüge des Kalkmikrits und des Erzmikrits weist viele Ähnlichkeiten hinsichtlich der Korngröße, Korngestalt, laminaren Abfolge und des Regelungsstandes auf. In beiden Fällen sind relikte lutitische Korngrößen bis herunter auf 8–4 µm für Siderit und 7 µm für Calcit erhalten. Erhalten deshalb, weil durch die besonders bei den Karbonatmineralen typische Sammelkristallisation in eindeutiger Weise die Bildung größerer Körner auf Kosten kleinerer zur Geltung kommt. Die Gefügeveränderung setzt bereits in den Frühstadien der Diagenese ein, bekanntlich durch den Einfluß der im lockeren Sediment noch enthaltenen Lösung. Die Umkristallisationen sind im Kalk wie im Fe-Karbonat teils in regelloser, nesterförmiger Verteilung, teils mit laminar wechselnder Intensität erfolgt, wodurch ein Mikrolagenbau entstand, der ebenfalls als diagenetisches Relikt im Gestein und Erz nachweisbar ist (Abb. 119).

Die bekannte Tatsache, daß polymineralische Lagen wegen des kristallisationshemmenden Einflusses von Mineralpartnern die feinkörnigen Relikte bevorzugt bewahren, wirkt sich sowohl in den Kalkstein- als auch in den Erzabfolgen aus. Das bedeutet aber nicht, daß mikronkörnige Erzaggregate ausschließlich auf verunreinigte, polymineralische Abfolgen beschränkt sind.

Unserer Auffassung nach repräsentieren Kornklassen ab ca. 0,01 mm keine Erstkristallisation mehr. Körnungen zwischen 0,01 und 0,06 mm dürften bereits frühdiagenetische chemische Internkristallisationen darstellen. Hingegen sprechen die Befunde dafür, daß feinkristalline Sideritaggregate ab 0,1 mm-Körnungen schon durch eine Metamorphose überprägt sind.

Die genetisch wichtigen Relikte wie laminares Parallelgefüge, Schrägschichtung, subaquatische Biegefaltungen und Zergleitungen, Erosionsdiskordanzen mit geopetaler Überlagerung, kommen bevorzugt durch alternierendes authigenes und allothigenes Stoffangebot zur Geltung. Zur feinlagig-schichtigen Inhomogenität im Sedimentaufbau trägt aber auch schon der primäre Korngrößenwechsel bei der chemischen Externanlagerung signifikant bei.

Während in der reinen Kalkschlammfazies die primäre mikritische Matrix fast allein den Baustoff stellt, der teils von nicht-figurierten aufgearbeiteten Organismenanteilen abzuleiten, teils direkt oder indirekt durch Karbonatfällung entstanden sein dürfte, kommt die Anlagerung und Anreicherung von Fe-Karbonaten natürlich nur durch chemische Fällung, wahrscheinlich mit reichlicher Teilnahme von Bakterien zustande.

Im sedimentären Milieu müssen auf Grund der sehr verschiedenen Beteiligung von Karbonaten der Mischkristallreihe Siderit – Magnesit und Ankerit – Dolomit für die Ausscheidung und Ablagerung gedanklich mehrere Bildungsabläufe berücksichtigt werden. Wir gehen zuerst davon aus, daß Fe und auch Mg in ausreichendem Maße in der Lösung vorhanden war. Nach den sedimentologischen Gefügebildern kommt, mit Ausnahme eines anscheinend ganz seltenen Beispiels von externer Resedimentation, als Hauptkennzeichen im Erz der laminaire Wechsel der Kristallitenkorngröße ohne oder mit Beteiligung anderer, nicht karbonatischer Mineralpartner in Betracht. Dieses Hauptmerkmal, welches vielfach die mikronkörnige und sehr feinkörnige Kornklasse kennzeichnet, wurde mit großer Wahrscheinlichkeit milieubedingt durch den Einfluß von Konzentration, Sättigung, Löslichkeitsverhältnissen, Temperatur, Eh- und pH-Werte, Salzgehalt, Konzentration von freiem CO₂ und Bakterientätigkeit gesteuert.

Zum Vorgang der chemischen Anlagerung und Ablagerung müssen folgende Möglichkeiten in Betracht gezogen werden. Nach starker Keimbildung im Schwebezustand und begonnenem Wachsen von Kriställchen im geeigneten geochemischen Milieu als chemische Anlagerung mit dem Bau des Raumgitters wird es für jedes wachsende Kriställchen infolge der Gewichtszunahme einen Übergang zur mechanischen „Anlagerung“, diesfalls zur „Ablagerung“ der fertigen oder auch noch weiterwachsenden Kristallite gegeben haben. Diese nunmehr mechanische Sedimentation durch den Einfluß des Schwerfeldes kann freilich auch in unmittelbarer Nähe der Anlagerungsebene den Ausgang genommen haben. Allerdings ist eine alleinige chemische Anlagerung von Kristallen oder Kristallrasen direkt am Meeresboden wegen Fehlens derartiger Merkmale eher auszuschließen.

Unter den diskutierten An- und Ablagerungsbedingungen von mikritischem Siderit und anderen Fe-Karbonaten

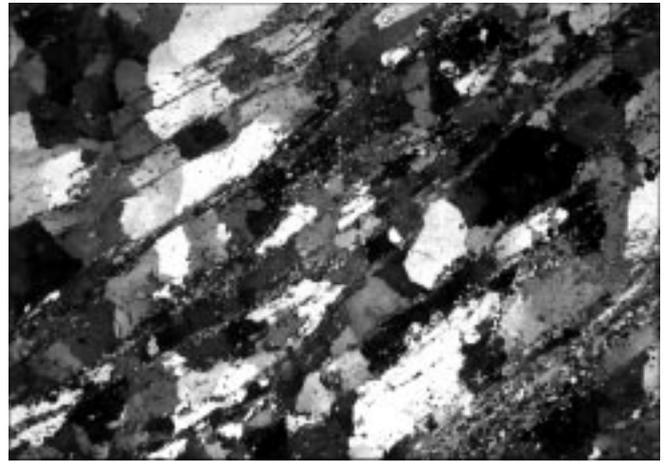


Abb. 119. Relikte Feinlagen bestehend aus Pistomesit und Ankerit aus einem vormetamorphen Stadium werden verdrängt von Sideroplesit-Xenoblasten. Polierter Anschliff, Nicols x; natürl. Größe 3,73×2,65 mm.

können auch die zu beobachtenden relikten Sedimentgefüge im Erz zustande gekommen sein, wie z.B. geringe Unkonformitäten innerhalb des Parallelgefüges. Erosionsdiskordanzen könnten nicht nur mechanisch, sondern auch durch Auflösung von Erzsubstanz erklärt werden, wenn auch allgemein keine Gefügemerkmale hierfür vorliegen. Chemische Resedimentation (Auflösung und Neuausscheidung) ist, wenn auch oft verwirklicht, bekanntlich wegen der unmöglichen sichtbaren Identifizierung von Neukristallit und Aufgelöstem nicht unmittelbar zu beweisen. Ein mechanischer Angriff auf das unverfestigte Erzsediment ist aber allenfalls diskutabel und könnte manche externen Bauzonen beeinflusst haben.

Frühdiagenetische Faltungen in noch teilbeweglichem Erzschlamm bringen manchmal Festigkeitsunterschiede zur Zeit der Verformung zur Geltung. Ein hervorragendes Beispiel für die bereits frühdiagenetische Existenz von Siderit- und Ankerit-Lagen haben wir im Tagebauaufschluß festgehalten (Abb. 50), wo im Verbands mit dem Kalkgestein entsprechend der Festigkeitsanisotropie des in Entwicklung begriffenen Sedimentes unterschiedliche mechanische Verformungen zustandekamen.

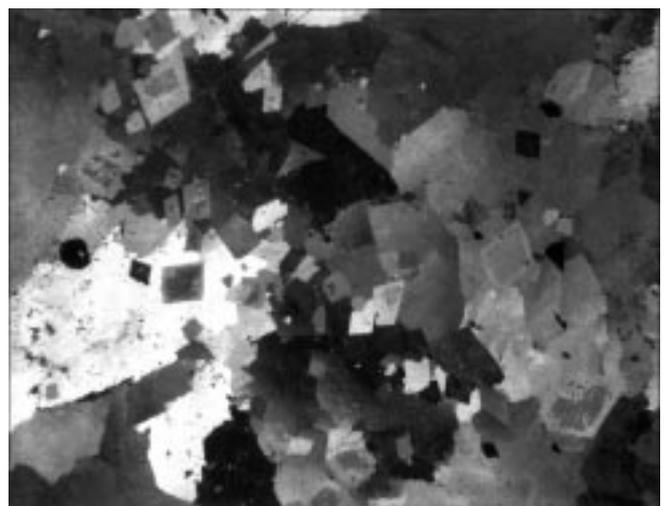


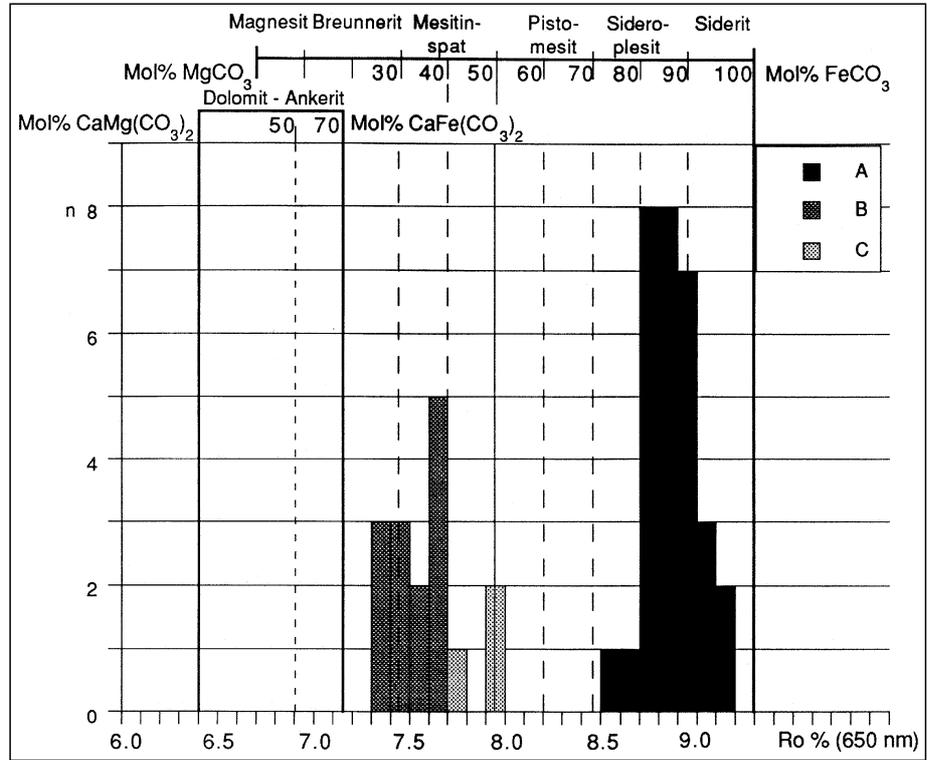
Abb. 120. Zonar gebaute, im Querschnitt rautenförmige Mesitinspatkriställchen mit dunklerem Kern und hellerem Saum in grobspätigem Sideroplesit-Siderit-Kristallit. Polierter Anschliff, Nicols X; ; natürl. Größe 3,73×2,65 mm.

Abb. 121.
 R_o bei 650 nm der Fe-Karbonate der Abb. 120.
 A = grobspätige Sideroplesit-Siderit-Kristalle, B = dunkler Kern und C = heller Saum der rautenförmigen Mesitinspatkriställchen.
 Meßanordnung: UnivaR-Mikrophotometer; Objektiv 10x0,20; Meßfeldgröße 0,01 mm; Standard Glas $N_D = 1,92$; 1 Nicol.

Die sedimentologisch begründeten Aussagen über den extern-sedimentären Aufbau von Erzkörpern finden eine Stütze in der chemischen Zusammensetzung der Einzelkristallite in den Laminae und in der Feinabfolge. So schwankt der Chemismus der Eisenkarbonatkörner in geringem Ausmaß sowohl innerhalb der Feinlagen als auch in den übereinander folgenden Laminae. Solche für sedimentäre Ausscheidungen typische chemische Schwankungen waren durch BERAN & THALMANN (1978) und THALMANN (1979) im feinschichtigen und feinkristallinen Sideriterz der Lagerstätte Radmer festgestellt worden und waren damals mit ein Beweis für die Existenz von relikten sedimentären Erzgefügen. Hiezu ergibt sich aus unserer Sicht allerdings die Vermutung, daß die damals analysierten Sideritkörner der Klassen zwischen 0,1 und 0,6 mm kein sedimentäres Stadium mehr vertreten, sondern bereits durch eine Metamorphose unter Nachbildung ihres ausgezeichneten Sedimentgefüges zu einem kristallinen Feinlagenbau gewechselt haben. Dieses Ergebnis einer Abbildungskristallisation ist insofern von Bedeutung, als offenbar eine primär erworbene chemische Inhomogenität im Kornaufbau sich nach begonnener Sammelkristallisation noch erhalten hat. Analoge Befunde konnten wir an Komponenten der Erzbreccie (Abb. 120, 121) und an laminiertem Siderit der Korngrößen bis herunter auf 0,1 mm durch optische Parameter nachweisen.

Nach Sicherstellung der sedimentären Fe-Karbonatfällung aus eindeutigen sedimentpetrographischen Merkmalen bleibt die Frage nach der Herkunft des Eisens noch offen. Verschieden geringe Spuren von Hämatit, Siderit, Ankerit und Fe-hältigem Chlorit in schichtiger Lage, angefangen vom ordovizischen „Übergangsporphyroid“ über Silur, Devon bis in die karbonischen Eisenerzer Schichten markieren eine zeitlich sehr lange Verzettelung von Fe-Ausscheidungen in den verschiedenen stratigraphischen Positionen unter dem Einfluß des geochemischen Milieus. Aber die lagerstättenbildende Siderit-Ankerit-Anreicherung während des Devons verlangt beträchtliche Fe-Zufuhr.

Wenn auch in diesem langen Zeitraum die Zwischenschaltung von wahrscheinlichen Tuffen und Tuffiten auf damit zusammenhängende hydrothermale Tätigkeit schließen läßt, so erscheint deshalb eine juvenile Fe-Zufuhr aus einem magmatischen Herd wenig wahrscheinlich. Aber diskutabel, wenn auch petrologisch nicht beweisbar, ist die thermische Mobilisation aus einem älteren Fe-Reservoir. Mit dem regional und an Mächtigkeit bedeutenden



magmatischen Gesteinskörper des ordovizischen Porphyroids bietet sich eine derartige Herkunftsmöglichkeit an. Sie wird gestützt durch eine Reihe von theoretischen Erwägungen nach experimentell-petrologischen Ergebnissen über die Löslichkeit von Fe und die Ausscheidungsbereitschaft von Fe-Mineralen in verschiedenen marinen Tiefenzonen.

In Frage kommt (gegenüber Fe³⁺) so gut wie nur die stark bevorzugte Löslichkeit von Fe²⁺ (Stabilitätsfelder nach KRUMBEIN & GARRELS, 1952) in einer CO₂-Zone, wie sie BORCHERT (1952, 1959/60, 1964) für die natürlichen Fe-Faziesbereiche bezugnehmend auf die Gasverteilung in rezenten Meeren postuliert hat. Als Fe-Träger in dem sauren Ergußgestein kommen außer den akzessorischen Erzmineralen Magnetit, Ilmenit, Hämatit vor allem gesteinsbildende Minerale wie Biotit, untergeordnet Pyroxen und Amphibol in Frage.

Entsprechend der Gasverteilung im Meerwasser kann sich eine CO₂-Zone durch zunehmenden CO₂-Gehalt und abnehmenden O₂-Gehalt unter dem Einfluß von in Zersetzung begriffener organischer Substanz häufig in Wassertiefen unter 60 m (z.B. Nordsee) bilden. Sie hält sich bis zum vollständigen Verschwinden des O₂ und Beginn der H₂S-Zone (mit NH₃). Aber die angegebene Tiefenlage ist keinesfalls zu verallgemeinern, sie ist sehr variabel und hängt vom Typ des Meeres, offener Ozean, abgeschnürtes Nebenmeer, und der daraus abzuleitenden möglichen Beeinflussung durch kalte O₂-reiche Wasserströmungen ab sowie auch von der örtlichen Morphologie des Bodens. Auch eine Zonierung (O₂-, CO₂-, H₂S-Zone) innerhalb der obersten, jüngsten, in früher Diagenese befindlichen Sedimentschichten ist bekannt. Auch SCHRÖLL (1978) berichtete über zonare Erzmineralausscheidungen, nämlich amorphes Fe-Hydroxid, Goethit, Siderit, Pyrit in rezenten Sedimenten von Santorin (Ägäis).

Die Mobilisierung der Fe²⁺-Ionen könnte auch ohne Mitwirkung von Thermen bei Eh-Werten zwischen -0,2 und 0,8 im sauren Milieu etwa bis pH 5 erfolgen. Da aber anzunehmen ist, daß die Porphyroiddecke von Sediment



Abb. 122.
Zur Milieuschilderung der Fe-Ausscheidungs Vorgänge im Seichtwasserbereich um die junge Vulkaninsel Nea Kameni im Zentrum von Santorin. In Schwebelag befindliche Flocken von Fe-Hydroxyd und ged. Schwefel werden am Felsblock- und Sanduntergrund sedimentiert und bewirken die Anreicherung verschiedener Fe-Erzminerale.
Unterwasseraufnahme: O. SCHULZ.

überlagert ist, wird eine pulsierende Thermentätigkeit für die Inszenierung der Stoffbewegungen doch wahrscheinlich gewesen sein.

Nach den Diagrammen von GARRELS (1960, S. 157, 161) ist mit der Siderit ausfällung aus $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ im Stabilitätsbereich zwischen etwa Eh 0 und $-0,6$ und einem pH-Wert zwischen 6 und 10 zu rechnen. Die häufige Beobachtung, daß mit dem Siderit auch oft etwas Pyrit in Berührungspargenese vorliegt, läßt für diese Fälle auf eine Schwankung $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{S}$ bzw. auf eine weitere Einengung auf Eh $-0,2$ bis $-0,3$ bei pH 6–9 schließen. Die seltene Mitbeteiligung von Hämatit in der Erzparagenese würde eine Verschiebung des Ausfällungsmilieus in den Grenzbereich Eh 0 bis $-0,2$, pH 6–8 bedeuten. Dagegen kommt für die Ausfällung von Hämatit im Siderit-freien Sedimentbereich ein sehr großes Stabilitätsfeld mit größtenteils positiven Eh-Werten in Betracht. Die bemerkenswert auffallende Begleitung des Sideriterzes durch Quarz steht mit den erwähnten physiko-chemischen Bedingungen durchaus im Einklang. Die im Sediment- und Erzgefüge oft mögliche Beobachtung von feinschichtig wechselndem Angebot authigener Minerale läßt den Schluß auf diskrete Schwankungen in der Zufuhr, Konzentration und im Ausscheidungsmilieu zu. Dazu kommt freilich auch die gelegentliche Belieferung der Sedimentbauzonen mit allothigenem Detritus.

Zu diesen theoretischen Vorstellungen über marine Siderit ausfällungen gibt es zumindest entfernt damit ver-

gleichbare rezente Beispiele. Diesbezüglich interessante Beobachtungen machen Forscher seit fast 400 Jahren im Bereich der Vulkaninsel Santorin (Thira), Ägäis (FOUQUÉ, 1879; BEHREND, 1936).

Bemerkenswert ist die Äußerung von BEHREND, der nach seinen chemischen Untersuchungen von Exhalationsprodukten und Thermen im Uferbereich der jungen Kameninseln im Zentralbereich der 7–10 km breiten, überfluteten Caldera von Santorin in den Gasgemengen einen sehr hohen CO_2 -Gehalt (80–95 %, örtlich und zeitweilig bis 98,5 %) festgestellt hat, dazu Stickstoff und geringe Mengen SO_2 . Die Zusammensetzung der Gase wird zeitweilig als sehr schwankend angegeben. BEHREND (1936, S. 325) folgert, daß das

„ Eisen in den submarinen Gasquellen nur an CO_2 gebunden sein kann und also in Form von Eisenkarbonat, entweder gasförmig oder gelöst in dem mit den Gasen aufsteigenden und an Kohlensäure überladenen Wasserstrom aufsteigt ... “

Das durch Oxidation an der Wasseroberfläche entstehende Ferrihydroxid-Sol kommt durch Einwirkung der Elektrolyte im Meerwasser zur Ausflockung. Diese Flocken werden langsam sedimentiert, z. T. zusammen mit kolloidalem Schwefel und überziehen die Vulkanfelsblöcke und Gerölle an den Ufern und den Meeresboden mit gelb- und rotbraunen gel- und pastenartigen Lockermassen. Die Schwefelflocken werden durch die S-Verbindungen fördernden Thermen erklärt, wodurch es beim Kontakt mit dem O-haltigen Meerwasser zu einem Zerfall und einer Abscheidung von freiem S kommt. Mit derlei Zufuhr- und Ausscheidungsbedingungen und dem Chemismus befaßt sich auch HARDER (1960, 1963, 1964a, b).

Einen weiteren und für unser Erzberg-Thema besonders wichtigen Hinweis im Zusammenhang mit sedimentärer Sideritbildung brachten PUCHELT, SCHOCK & SCHROLL (1973) sowie SCHROLL (1978), die im submarinen Solfatarenfeld um Palaea-Kameni und Nea-Kameni die als gelb- und rotbraunes Sediment im Ufer- und Seichtwasserbereich ausgefällten Erzminerale lichtoptisch und elektronenmikroskopisch identifizierten:

In den stark wasserhaltigen gelförmigen Ablagerungen etwas unter der Meeresbodenoberfläche wurde neben Opal, Fe^{3+} -Hydroxid, Fe^{2+} -Hydroxid, Vivianit und Silikat erstmals im marinen Milieu rezent gebildeter Siderit nachgewiesen. In dem stark mit Eisenbakterien vergesellschafteten Mineralniederschlag mit reichlich Kieselalgen wurden 1–30 μm -kleine kugelige Aggregate, also Siderit-Framboide gefunden, die aus dicht gepackten tafelförmigen, hexagonal konturierten Siderit-Mikrokristalliten zusammengesetzt sind. Die Feinheit der Einzelkriställchen liegt daher weit unter 1 μm .

Nach den geochemischen Untersuchungen kommen PUCHELT et al. (1973) und SCHROLL (1978) zur Aussage, daß die Herkunft des Eisens auf Auslaugung des vulkanischen Kalkalkaligesteins durch saure heiße Lösungen zurückzuführen sei. Der vulkanische Bereich befindet sich seit den letzten Jahrzehnten im Fumarolenstadium (Abb. 122). Die letzten Vulkaneruptionen fanden in den Jahren 1925 bis 1928 statt.

Auch im Roten Meer wurden sedimentäre Siderite in der karbonatischen Faziesgruppe der bis über 20 m mächtigen Erzschlämme im „Atlantis II-Tief“ nachgewiesen (SCHROLL, 1976, 1978).

Die Erzführung des Steirischen Erzberges wurde in geochemischer Sicht seit DOLEZEL & SCHROLL (1972) in einer Sonderstellung, nämlich als „Keratophyrtyp (Erz-

berg)" gesehen. Das geht auf die charakteristische Spurenelementverteilung im Siderit und im Pyrit zurück (Ni, Co, Sc, und Mn > Mg, Ni/Co 10). Gerade diese schon weit zurückliegende Aussage ist im Zusammenhang mit unseren Ergebnissen sehr bemerkenswert. Sie bildet auch die Grundlage für die Vermutung über eine Fe-Auslaugung im Porphyroidkomplex.

Die S-Isotopenverteilung im Pyrit (5 Proben) mit geringer Streuung um 0, mit $\delta^{34}\text{S}$ zwischen +5,1 und -2,2 ‰, wird von MALEKGASEMI (1979) nicht zwingend für die Herkunft des Schwefels von einer magmatogenen Quelle beurteilt. Man sollte allerdings dieses Ergebnis und seine Deutungsmöglichkeit überdenken. Andererseits machen aber die im kristallinen Sideriterz ab und zu enthaltenen Pyrit-Framboide und andere mikrokristalline Bakterienkolonien auf eine Mitbeteiligung von S- und Fe-Bakterien aufmerksam. Auch in Bezug auf die Mitwirkung von Fe-Bakterien bietet sich ein Vergleich mit den rezenten Ereignissen an den Küsten von Santorin an.

Nach der, wenn auch nur für einen sehr kleinen Teil der Lagerstätte möglichen Typisierung des Erzes als reliktes sedimentäres Anlagerungsgefüge und der mit großer Wahrscheinlichkeit erklärbaren syndiagenetischen Beeinflussung durch faltende und rupturale Verformungen sowie durch Sammelkristallisation, wäre eine Klassifizierung des Erzminerals Siderit nach Generationen von diesen Kenntnissen ausgehend in Siderit I (extern-sedimentär) und Siderit II (syndiagenetisch) möglich. Diese beiden Generationen I und II könnten sinnvoll als „synsedimentär i.w.S.“ zusammengefaßt werden, was eine allgemein großzügigere Anwendung der Klassifizierung erlauben würde. Es sei nämlich schon gleich erwähnt, daß diese Einteilungen nicht generell in jedem Erz möglich sind und nur dann vertretbar sind, wenn Gefügemerkmale zu dieser Aussage berechtigen. Bezüglich des Regelungsstandes der feinstkörnigen Sideritaggregate ist zu bemerken, daß mit Ausnahme von tektonischen Zerschörungen in Teilbereichen, bei Körnungen im μm -Bereich eine Tektonitregelung nicht zur lichtoptisch nachweisbaren Auswirkung gekommen sein dürfte, so wie dies ja auch bei kalkigem Karbonat bekannt ist. Auch die undulöse Auslöschung ist nur mangelhaft zu beurteilen. Als Ursache dieser mangelhaften Nachweisbarkeit ist die Teilbeweglichkeit der sehr kleinen Kristallite zu nennen. Der sichere Nachweis intragranularer Gitterdeformation ist jedoch in Körnungen von 0,03 mm aufwärts gut möglich.

Mit dem Einsetzen diagenetischer Sammelkristallisation der Karbonate Calcit, Dolomit, Ankerit, Siderit sowie von Quarz beginnt auch der metasomatische Platztausch, vor allem unter den Karbonaten. Das ist eine im Calcit-Dolomit-Milieu ganz allgemein bekannte Tatsache und sollte auch im Bereich der Fe-hältigen Karbonate so aufgefaßt werden. Als nächstliegende Folge können Verschiebungen an den Grenzkonturen, und zwar am häufigsten zwischen Calcit, Ankerit und Siderit erwartet werden. Das ist keine Bedingung, aber im noch wasserreichen Sediment eine naheliegende molekulare Reaktion, die zu lokalen Abweichungen im sonst exakt glattflächigen Verlauf der Laminae geführt haben kann. Auch Reaktionen der Karbonate mit Quarz sind häufig. Aber auch räumlich weiter um sich greifende Stofftauschprozesse sollten nicht als Besonderheit aufgefaßt werden, und in diesem Rahmen sind s-diskordante wolkige Grenzflächen zwischen Erzkörper und Kalknebengestein zu erwarten. Derartige Verdrängungsgefüge berechtigen aber nicht zum voreiligen Kurzschluß auf alpidische, junge metasomatische Lagerstättenbildung.

In den Erzberg-Sideriten könnte man wegen gewisser Sprünge in den Korngrößen, und auf Grund von Erkenntnissen aus Haarriß-Kristallisaten zur Vermutung gelangen, daß im allgemeinen bei Körnern unter 0,1 mm mit wohl relikten diagenetischen Korngefügen zu rechnen ist. Aber das kann keine zu verallgemeinernde bindende Aussage sein. Man sollte also die Erkenntnis beachten, daß zumindest feinkristallin erhaltener Siderit bis zu Körnungen um 0,6 mm, der wahrscheinlich schon durch einen metamorphosierenden Einfluß sammelkristallisiert ist, die Inhomogenitäten in der chemischen Zusammensetzung noch aufweist.

Die nach unserer Auffassung Fehlinterpretation der Lagerstättenogenese auf Grund von geochemischen Untersuchungen wie Sr-Isotopenverhältnissen (FRIMMEL, 1986, 1988, 1992; BELOCKY, 1992; LAUBE et al., 1995), Fluid-Untersuchungen (SPINDLER, 1991, 1992; BELOCKY, 1992), C- und O-Isotopenverhältnissen (SPINDLER, 1991, 1992; LAUBE et al., 1995), H- und O-Isotopenverhältnissen (BELOCKY, 1992) beruht grundsätzlich einmal darauf, daß die ältesten, ursprünglichen Sedimentgefüge in die chemischen Untersuchungen noch nie einbezogen wurden. Es wurden nämlich die kristallinen Lagenbaue mit relikten Sedi-mentstrukturen für primäre Sedimente gehalten. Außerdem besteht die Schwierigkeit, die seltenen, lutitisch-mikritischen Sedimentärerze innerhalb ihrer feinelaminaren Wechsellagerung unter dem mm-Bereich für bestimmte Untersuchungen zu erfassen. Solange man also nicht gewillt ist oder nicht in der Lage ist, die grundlegend wichtige Probenauswahl auf eine unvoreingenommene geologische, sedimentologische, tektonisch-analytische und petrographische Grundlage aufzubauen und unmißverständliche gefügekundliche Merkmale als Fakten zu nützen, werden auch weitere geochemische Untersuchungen zu genetisch falschen Aussagen verleiten.

In den fein-, klein- bis mittelkörnigen Sideritmarmoren des Erzberges sind feinelagig alternierende chemische Inhomogenitäten und innerhalb der Kornzeilen Unterschiede von Korn zu Korn nach unseren Ergebnissen bis zu Korngrößen herunter auf 0,1 mm noch nachzuweisen. Gleichmäßige chemische Zusammensetzung dürfte infolge ausreichender Homogenisierung durch Umkristallisation erst in den Metamorphosestadien zustande gekommen sein. Als verlässliches Anzeichen von sekundären Kristallisationen können Interngefüge vom Typ *si* gelten. Diese können allerdings schon im Rahmen der diagenetischen Sammelkristallisation zur Ausbildung gelangen. Inhomogenitäten im stofflichen Aufbau der Kristalle selbst sind gelegentlich an feinkristallinen Eisenspäten als Zonarbau auflichtmikroskopisch zu identifizieren (Abb. 120, 121). Daraus kann man auf die Bedeutung oder Bedeutungslosigkeit der Änderungen im chemischen Ausscheidungsmilieu schließen.

Die selten mögliche Beobachtung von trichterförmigen Vertiefungen, die von Erzlagern aus in das unterlagernde Kalkgestein ihren Ausgang nehmen, beweist durch die erhaltene Polarität des Gefüges eine genetisch frühzeitige Anlage von Erzkörpern. Wenn auch der Zustand des Korngefüges seither mehrfach gewechselt hat, so macht das Geopetalgefüge (Oben-Unten-Kriterium) mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit die Deutung als primär-extern am Meeresboden entstanden möglich.

Zumal auch noch mehrere Meter breite schichtdiskordante Erzgänge und Erzscläuche mit apophysenartigen, ungefähr der Schichtung folgenden Verdrängungsstrukturen gefunden wurden, liegt es nahe, diese diskordanten Erzkörper für Zirkulationswege von Fe-transportierenden

Lösungen zu halten. Abgesehen davon, daß die meist nur zweidimensional mögliche Beobachtung im Aufschluß nicht eine vollkommene topologische Beurteilung erlaubt, muß man nicht das Verlangen haben, die Wegsamkeit der zugeführten metallhaltigen Lösungen bis zum Ursprung zu verfolgen. Derartige Zufuhrwege müssen nicht bis zu ihrer Quelle, ihrem Ursprung hin verfolgbar sein. Auch rezente submarine Beispiele markieren zwar durch Gas- und Thermenaustritte durch die Sedimentbedeckung hindurch linear gerichtete Zufuhrspalten, die aber am Meeresboden unmittelbar nicht sichtbar sein müssen. Aber es ist wesentlich, die Gefügeunterschiede zu bemerken, die es zwischen den schichtigen Erzlagern mit dem kristallinen Lagenbau, den metasomatisch veränderten Kalk- bzw. Erztonen und den völlig anders, nämlich quasi-isotrop, von Stofftauschprozessen begleiteten, umgestalteten, transversal durch das Sediment verlaufenden schlauch- und gangförmigen Erzkörpern gibt.

8.2. Metamorphosen

Wenn relativ häufig im schichtigen Erzaufbau laminarer Korngrößenwechsel festzustellen ist, manchmal sogar mit bedeutenden Korngrößenunterschieden zwischen den Feinlagen (z.B. von 0,03–0,04 auf 0,15–0,3 und auf 3–5 mm, oder von 0,06–0,13 auf 0,16 und 0,03–0,04 und auf 0,4–0,7 mm), so ist das ein sehr auffälliger Befund. Da angenommen werden muß, daß das jeweils gesamte Erzlager denselben Metamorphosebedingungen ausgesetzt war, muß es laminar zu unterschiedlichen Folgen gekommen sein. Nachdem die meisten Erzkörper schichtig und z.T. feinschichtig aufgebaut waren, könnte man an Gitterbaufehler denken, die sich entsprechend der ursprünglich syndimentären laminaren Anlagerung nun im Feinlagenbau durch selektive Umkristallisation bemerkbar machen. Eine andere Ursache könnte in laminaren Unterschieden des Porenvolumens oder in unterschiedlichen Intergranularen, in Porenfilmen, in der Verteilung von Connate Wässern, in Fluid- und Gasphasen und vermutlich auch in ursächlich verschiedener chemischer Zusammensetzung der Erzfeinlagen zu suchen sein.

Es gibt auch von Fällen zu berichten, in denen manche Feinlagen infolge festigkeitsmechanischer Inhomogenität eine Mikrozerscherung aufweisen und somit die Erzkörner mylonitisiert, also kataklastisch deformiert vorliegen. Und es gibt den Gefügenachweis über selektive Rekristallisationen solcher mechanisch beschädigter Flächen im Erz.

Man gelangt also zur Folgerung, daß die ursächlich in den externen Sedimentbauzonen und syndiagenetisch im Erz- und Kalksediment angelegten schichtigen Inhomogenitäten in der langen Folge von Weiterentwicklungen immer wieder zur Auswirkung kamen und auf diese Weise mehrfache Nachbildungen von Vorgängergefügen zustande kommen konnten: und zwar Auswirkungen sowohl im Rahmen der mechanischen als auch der molekularen Metamorphose.

Die von uns als ursprünglich sedimentäres Sideriterz erklärten Erzlager müßten, unter Bezugnahme auf größere geotektonische Ereignisse, zunächst im Paläozoikum zusammen mit den Begleitgesteinen nach allgemeinen Kenntnissen einer mehrphasigen Metamorphose unterlegen sein. Dabei wird von einer T-betonten Metamorphose (durch aufsteigende Konvektionsströmungen) infolge Ausdünnung der mit altpaläozoischen Sedimenten bedeckten Kruste und einer P-betonten Metamorphose vom Barrowtyp mit Krusteneinengung und Versenkung paläozoischer Gesteine samt Kristallin ausgegangen (LAUBE et

al., 1995). Diese zweite, jüngere paläozoische Metamorphose wird in den Rahmen der variszischen Haupttektonik gestellt. Die variszischen Metamorphosen sollen unter Bedingungen bis in die Amphibolitfazies abgelaufen sein, wobei allerdings größere Komplexe nur unter grünschieferaziellen Beeinflussungen standen. Nach unseren Untersuchungen über Inkohlungsgrade könnten in den Silursedimenten Temperaturen um 370°C, im Karbon 360°C erreicht worden sein. Bei der Berechnung der maximalen Inkohlungstemperatur konnte aber der Einfluß des gerichteten Druckes nicht berücksichtigt werden.

Vom Korngefüge des Devonertes her bieten sich zusammenfassend im Rahmen weiterer Umkristallisationen häufig ausgebildete Korngrößenklassen mit 0,1–0,3 mm, mit 0,3–0,6 mm, 2–3 mm, 3–7 mm und 10 mm an. In sehr vielen Fällen, vor allem der kleineren Kornfraktionen, sind immer noch die Lageninhomogenitäten erhalten, welche im ursprünglichen, syndimentären Anlagerungsstadium als Sedimentbauzonen den Ausgang nahmen. Somit stellen die kristallinen Nachfolgestadien Beispiele für Abbildungskristallisationen, z.B. Siderit nach Siderit, dar. Und es steht einer Bezeichnung als „Sideritmarmor“ nichts im Wege. Die Gefügeentwicklung unterscheidet sich nicht von den metamorphosierenden Veränderungen eines Kalksteins zu Calcitmarmor. Die Zusammenschau der Erzkorngefüge in der Abfolge der Devongesteine und in der Perm-Transgressionsbreccie machen es wahrscheinlich, daß der Kristallisationszustand vieler Breccienfragmente (aus Kalkstein und Erz) vorpermisch erworben, als solcher in die Breccie mitgebracht und nachpermisch nicht mehr durch Kristallisation verändert wurde. Aber die ebenso zahlreichen Beispiele von diskreten bis auffälligen Veränderungen nach der mechanischen und chemischen Anlagerung der Breccie im Perm sowie vor allem durch die mechanische und chemische alpidische Metamorphose erlauben den Analogieschluß, gleichartige Gefüge im Siderit-Ankerit-Marmor des Devons genetisch gleich zu bewerten; also ebenfalls einer alpidischen Metamorphose zuzuordnen.

Alle bisher von mehreren Autoren vorgelegten geochemischen Ergebnisse stellen Ergebnisse über metamorphes Sideriterz dar. Sie dürfen also nicht für Aussagen über mikritische Sedimentärerz herangezogen und schon gar nicht für die genetische Bewertung der ursprünglichen Sideritanreicherungen mißbraucht werden, wie dies wiederholt der Fall war. Diese Kritik ist dadurch gefestigt, daß es nicht genügt, sogenanntes Schiefererz für ursprüngliches Sedimentärerz bzw. für eine sogenannte Phase I zu halten und zu analysieren. Denn unter diesen Bezeichnungen befinden sich bereits diagenetische und metamorphogene Kristallite. Die ursprünglichen, nämlich feinstkörnigen und wohl auch seltenen Erzgefüge wurden demnach nach unserer Auffassung noch nie analysiert.

Alle diese kristallinen Erzgefüge weisen deutliche Merkmale mechanischer Korndeformationen auf. Abgesehen von gelegentlicher Zergleitung nach Schieferungsebenen, mit der Folgeerscheinung von Kataklyse bis Mylonitisierung des Kornverbandes, zeigen die Körner der gesamten Paragenese das Gepräge eines typischen Tektonits. Die u.d.M. fast durchwegs undulösen Fe-Karbonat- und Quarzkörner und die im Sideriterz relativ oft entwickelten Druckzwillinglamellen bezeugen eine mechanische intragranulare Beanspruchung der Körner. Statistische mikroskopische Untersuchungen mit dem Unversaldrehtisch ergaben deutliche Anzeichen von Regelungen nach dem Kornfeinbau (Teil 6.2.2.6., SCHULZ & VAVTAR,

1991), wie dies bei verschiedenen Karbonatmineralen seit SANDER (1950) und LADURNER (1953, 1955a,b, 1965) mit Isotypie der Regeln bekannt ist.

Einige typische statistische Diagrammdarstellungen haben wir schon in der vorausgegangenen Studie (SCHULZ & VAVTAR, 1991) gezeigt. Außer deutbaren *S*- und *B*-Tektonit-Regelungen im mikroskopischen Kleinbereich liegen auch unklar und nicht deutbare geregelte Korngefüge vor. Das kann mit der Überlagerung mehrerer tektonischer Verformungen zusammenhängen, was im Endstadium eine Entregelung bewirken kann. Nach der tektonischen Gefügeanalyse ist das Erzberggebiet von vier nachweisbaren gebirgsbildenden Phasen erfaßt worden, die allerdings im Kristallisationsgefüge nicht in allen Teilbereichen Spuren hinterlassen haben müssen. Im Falle genügend teilbeweglicher Gesteine wie z.B. Sericit- und Chloritschiefer, Semigrafitschiefer, sind die Überlagerungen der tektonischen Ereignisse zwar mit der Divergenz mehrerer axialer Formelemente auch bis in den Kleinbereich geprägt, aber im kristallinen Siderit-Ankerit-Erz fällt eine korrekte Unterscheidung von miteinander interferierenden Formungsabläufen schwer oder ist unmöglich. Dem Vorhaben steht vor allem die Schwierigkeit entgegen, vom Gefüge her geeignete aussagekräftige, eingemessene, nach den Erdkoordinaten orientierte Stücke zu gewinnen. Die in den Erzaufschlüssen am häufigsten, nämlich vom 10 m- bis m-Bereich geprägten Biegefallen gehören meist zum tektonischen Formungsplan $B_3 = \text{NNE-SSW}$ mit durchschnittlich 20° NNE-Einschieben.

Die Interpretation des synmetamorphen Formungsbildes im Korngefüge unterliegt somit ähnlichen Schwierigkeiten wie die Erklärung geochemischer Ergebnisse, vor allem wenn diese nicht eindeutig auf eine Kristallisationsphase bezogen werden kann. Um zu einer besseren Beurteilung der Metamorphoseauswirkungen im Erzgefüge zu gelangen, ist es zweckmäßig, zuerst die alpidischen Kristallisationen in den Permsedimenten festzustellen.

Eine zweifelsfreie zeitliche Einstufung von Erzgefügen erlauben nämlich jene sehr grobspätigen bipolaren Ankerit-Siderit-Wachstumsgefüge, welche mit flächigen und lokal linsenförmigen Kristallisaten, aber auch mit isometrischen Kristallisationszentren in der permischen Schichtbank der Erzbreccie entwickelt sind. Sie können nur auf ein alpidisches Kristallisationsstadium zurückgeführt werden. Den allgemeinen Kenntnissen über die alpidische Metamorphosen folgend (LAUBE et al., 1995), könnte mit Wahrscheinlichkeit die eoalpine, altalpidische Phase verursachend sein, der auch nach geochemischen Daten (BERAN & THALMANN, 1978; SPINDLER, 1991, 1992; FRIMMEL, 1988, 1992) eine wesentliche Bedeutung beigemessen wird. Es ist wichtig zu erkennen, daß dieselben heterometrischen und isometrischen, grobkristallinen Wachstumsgefüge wie in der permischen Erzbreccie auch in den Sideriterzbänken der unmittelbar unterlagernden devonischen Serie zahlreich und ganz analog enthalten sind. Darüberhinaus sind diese Kristallisate mit Siderit, Ankerit, Quarz sowie z.T. Chlorit und Sericit aber auch in den Lagererzkörpern anderer stratigraphischer und tektonischer Positionen entwickelt. Daraus ist ableitbar, daß alle jene für sich isoliert betrachtete mehrdeutigen, typischen Wachstumsgefüge in unserem erörterten Sonderfall der alpinen Hauptmetamorphose zuzuordnen sind und dieser Art entsprechend den Gefügebefunden nach belteroporer, selektiver Mobilisation als Neukristalliat erklärbar sind.

Nun gibt es diesen Vererzungstyp nicht nur in diesem Grenzbereich liegend und hangend der permischen Transgression, sondern in allen Erzkörpern beider tekto-

nischer Schollen. Nach Analogieschluß und der Beobachtung, daß diese Vererzungstypen sich in allen Erzkörpern immer als die jüngsten erweisen, ergibt sich die Folgerung, daß diese Kristallisationen als alpidisch zu bewerten sind, was schon BERAN (1979, 1983) und BERAN & THALMANN (1978) richtig erkannt und bewertet haben. Demnach können hier die vielen geochemischen Ergebnisse von FRIMMEL (1986), SPINDLER (1991, 1992), LAUBE et al. (1995) mit Nutzen zur Anwendung kommen.

Es erscheint wichtig, noch zu ergänzen, daß diese zweifellos junge Kristallisationsphase noch von einer anderen, noch jüngeren internen Mineralausscheidung nachgefolgt wurde. Diesfalls sind es typisch belteropore Fugenkristallite, Gangmineralisationen verschiedener, aber immer bescheidener Ausmaße: sowohl in bezug auf die Gangbreite als auch auf ihre flächige Reichweite. Ihre genetische Bedeutung liegt darin, daß sie alle bisher beschriebenen Gesteins- und Erzgefüge generell durchsetzen; insbesondere auch die permische Erz- und Kalkbreccie, diskordant zur Schichtung, ohne Rücksicht auf Breccienfragmente und Matrix. Präzisere Beispiele für jüngste alpidische Stoffmobilisation, Lösungszirkulation und Kristallisationen kann man nicht mehr erwarten. Der Gefügebefund weist auf typische Zerrkluftmineralisationen, wobei eine gewisse Modifizierung der im allgemeinen scharfen Klufkonturen mit Erweiterung der flächigen Hohlräume durch Auflösung sowie durch metasomatischen Angriff für gegeben erscheint. Aber es gibt nicht das geringste Anzeichen dafür, daß aus dieser jüngsten alpidischen Mineralisationsphase etwa eine lagerstättenbildende Vererzungsphase abzuleiten wäre.

BERAN (1979, 1983) und BERAN & THALMANN (1978) haben für solche alpidische Klufkristallite bei Annahme von 2–3 kb Druck eine Ausscheidungstemperatur von 350° bis 400°C berechnet. Auch die Ergebnisse von FRIMMEL (1986, 1988, 1992), SPINDLER (1991, 1992) und LAUBE et al. (1995) erscheinen in diesem Zusammenhang im Einklang mit den petrographischen Befunden in besserem Lichte und von tatsächlichem Nutzen.

Wir gelangen damit zur Erkenntnis, daß mit großer Wahrscheinlichkeit zwar alpidisch-synorogene, syn- und postkristalline Deformationen im Korngefüge der Erzkörper zur Auswirkung kamen, darüberhinaus aber Mobilisationen im Mineralbestand mit Lösungstransport und anschließend „freier“ Internkristallisation nur eine geringe Rolle gespielt haben. Dieses Ergebnis steht im großen Gegensatz zu allen jenen Aussagen – auch in letzter Zeit –, die auf Grund verschiedener geochemischer Daten ein alpidisches Entstehungsalter der Lagerstätte beweisen wollten.

Unter der zwingenden Annahme, daß die grobspätigen Wachstumsgefüge verschiedener Typen mit Siderit, Ankerit, Dolomit, Calcit und Quarz, einschließlich der grobkristallinen Zerrkluftmineralisationen als junge und jüngste Kristallisationen zu bewerten sind, ist eine Zuordnung zur wirksameren altalpidischen Thermodynamometamorphose wahrscheinlich. Unter ihrem Einfluß könnten in den Erzkörpern sowie in den Begleitgesteinen nicht nur Umkristallisationen, sondern auch lokale Mobilisationen in belteropor bevorzugten Zonen des Altbestandes und geringe Stofftransporte in Gang gekommen sein.

Nach Vorwegnahme dieser sicher alpidischen Mineralisationsphasen bleiben aber immer noch die weitaus am häufigsten älteren kristallinen Eisenkarbonatgefüge mit fraglicher metamorpher Zuordnung zur Interpretation offen. Wir kehren zu diesem Problem zurück. Vom Korngefüge

ge her bleibt unklar, welchen variszischen Metamorphosen die in den Siderit-Ankerit-Marmoren weit verbreiteten kristallinen Gefüge der Kornklassen zwischen etwa 0,1 und 3,0 mm zuzuordnen sind. In Frage kommen beide, nach heutigen Kenntnissen nachgewiesenen Thermodynamometamorphosen: eine ältere T-betonte und eine jüngere P-betonte Metamorphose vom Barrow-Typ. Die Schwierigkeiten der Zuordnung nach Gefügemerkmalen und nach geochemischen Analysendaten bestehen insofern, als im vorherrschenden Erzlagenbau, der ja die Ausgangssituation eines ehemaligen Erzsedimentes abbildet, laminare Kristallisationsunterschiede vorliegen. Die Ursachen solcher Differenzen in der Bereitschaft zur Sammelkristallisation bei metamorphen Reaktionen können, wie schon an früherer Stelle diskutiert, in verschiedenem Gehalt einer fluiden, gasförmigen Phase (H_2O , CO_2) liegen, aber auch vom Porenvolumen, von Druckunterschieden, Mineralpartnern, Korn-Intergefüge, mineralchemischen Unterschieden, vom Gitterzustand u.a.m. beeinflusst sein.

Nun fällt es in der gegebenen Situation schwer, in der mehrdeutigen Auswahl von prädeformativen kristallinen Korngefügen diktatorisch weitere Mineralgenerationen festzulegen, was freilich schon auf Grund der Korngrößen- und kristallmorphologischen Merkmale her erfolgen könnte. Aber dies wäre keine auf Metamorphoseereignisse Bezug nehmende minerogenetische Einteilung. Man könnte auch einfach auf die von BERAN (1983) postulierte Siderit- und Ankerit-Einteilung I, II und III zurückgreifen, die aber nicht einmal in der Ursprungsphase I der Wirklichkeit entspricht.

Allen diesen kristallinen Produkten aus isochemischen Umkristallisationen und allochemischen metasomatischen Platztauschprozessen ist der intragranulare Deformationszustand gemeinsam. Der weitaus größte Anteil der Erzkörper liegt als Siderit-Ankerit-Tektonit („Erztektonit“) vor. Ausgenommen davon sind die jüngsten, grob-spätigen alpidischen Kristallite verschiedenster Formen, die hinsichtlich einer nachkristallinen Deformation eine andere Stellung einnehmen als die Erzkorngefüge mit Lagenbau. Wenn in den jüngsten grobkristallinen Aggregaten zwar u.d.M. ebenfalls oft anscheinend undulöse Auslöschung beobachtet wird, so handelt es sich meist um eine Täuschung insofern, als diese Wachstumsgefüge partiell von divergentstrahligen Fasern oder fächerförmig angeordneten Kristallteilen zusammengesetzt sind. Das ergibt im polarisierten Licht mit gekreuzten Polarisationsfiltern zum Teil ein den Tektonit-geregelten Karbonaten einschließlich Erzen ähnliches Bild und könnte nicht kompetenten Fachleuten Schwierigkeiten in der Unterscheidung bereiten.

Die jüngsten Kristallite lassen zwar in einzelnen Fällen mechanische Überprägungen durch nachkristalline Verformungsspuren erkennen, z.B. Zerschering und andere Gitterdeformationen, aber das ist nicht der Normalfall und gibt Anlaß zur genetischen Einstufung der Grobkristallite als syndeformativ bis postdeformativ. Denn auch geringe postorogenetische Nachbewegungen an Klüften müssen in Betracht gezogen werden.

Die Erzführung im permischen Transgressionshorizont, einerseits in den Komponenten, andererseits im Bindemittel der Breccie erlaubt, die mechanisch- und chemisch-sedimentären Anlagerungsvorgänge beim Aufbau der sedimentären Breccie und die junge Umkristallisation, Mobilisation und Metasomatose als alpidische Ereignisse in der gesamten Lagerstätte besser einzuschätzen. Die erzführenden Komponenten und das erzführende Bindemittel

der Breccie bestätigen aber auch die voralpidische Lagerstättenogenese mit mehreren Details.

Die vielfältigen Erzgefüge im Permsediment sind aber nicht mehrdeutig, sondern lassen sich vielfach nach Merkmalen minerogenetisch einordnen: alpidisch-metamorph, permisch und vorpermisch.

So kann man einen Teil der Sideritkomponenten den die Breccie unterlagernden Erzlagern in den Devonschichten zuordnen. Man kann sie zuordnen auf Grund ihres Kornaufbaues, ihrer Kristallinität und des intragranularen Deformationszustandes. Am aussagekräftigsten sind Breccienkomponenten, die den im Devon erz häufig entwickelten kristallinen Lagenbau ungeachtet ihrer Drehlage aufweisen. In diesen Fällen handelt es sich also zweifellos um Gefüge, welche die Erzstücke aus ihrer vorpermischen Entwicklungsgeschichte mitgebracht haben: Die aus den Erzlagern bekannten Sericit- und Quarzfeinlagen sind gelegentlich auch mitenthalten. Sie verdeutlichen den Feinlagenbau und bestätigen ihre vorpermische Existenz. Derartige fundamentale Beobachtungen kann man nicht nur in der grobklastischen Kornfraktion machen, sondern mitunter auch im arenitischen Füllsel zwischen den großen Fragmenten und im Verbands mit authigenen Fe-Karbonatkristallen der Matrix.

Die vertretenen Kornklassen der Sideritkristalle in den Breccienkomponenten sind teils mit 0,05 mm sehr feinkörnig, teils reichen sie bis zu 1 mm. Im Falle jüngster Kristallite reichen sie auch bis zu Körnungen von 2, 3, ja auch bis 7 mm. Falls mitunter die Feinheit der Erzaggregate verwundert, soll zum Vergleich der Aufbau der Kalkkomponenten mit Calcit-Körnungen um 0,06 mm bis zu sehr grobspätigen Wachstumsgefügen erwähnt werden.

Natürlich fehlen auch nicht die nur teilweise erzführenden und metasomatisch vererzten Siderit-Ankerit-Kalkkomponenten, wie sie zum Teil im Devonkomplex des vorpermischen Herkunftsgebietes entwickelt sind. Und schließlich können wir auch jene freisichtig besonders auffallenden Siderit-Ankerit-Fragmente in der Breccie nicht übersehen, die von einigen Wissenschaftlern wegen der jungen, metasomatischen Umkristallisationen hervorgehoben und für die Deutung der permischen Breccie durch einen alpidisch-metamorphogenen metasomatischen Vererzungsvorgang herangezogen wurden. Auf diesen Irrtum aufbauend war auch verschiedentlich die genetische Fehlinterpretation der gesamten Lagerstätte Steirischer Erzberg abgeleitet worden.

In der Weiterentwicklung der sedimentären Erz- und Kalkbreccie kam es in Teilbereichen zu mechanischen rupturrellen Beschädigungen, vor allem der spröden Fragmente, während das hochteilbewegliche Bindemittel mit plastischen Verformungen reagierte. Am wichtigsten sind Zerbrechungen von Sideritkomponenten mit dem in der vorpermischen Zeit erworbenen Korngefüge. Hierbei sind einerseits einfache Rupturenbildungen mit korrespondierenden Konturen entstanden, andererseits ist die neuerliche Fragmentierung der Bruchstücke mit einem Auseinanderdriften der Teile verbunden. Die Ursache der Bildung solcher Deformationsbreccien innerhalb der sedimentären permischen Breccie können schon im diagenetischen Setzungsdruck, aber auch in tektonischer Beanspruchung zu suchen sein. Die Breccienmatrix, die abgesehen vom arenitischen Erz- und Gesteinszerreibsel am Aufbau der Breccie in verschiedenem Ausmaß beteiligt ist, ist im wesentlichen zusammengesetzt aus dem allothigenen Mineraldetritus, der in der Folgezeit die große Abfolge des Werfener Schiefers aufbaut. Der Mineralbestand ist aber vervollkommenet durch die authigenen Ausscheidungen im

Sediment wie Calcit, Gips, Chlorit, Pyrit und Fe-Karbonat. Schließlich muß auch noch zur Kenntnis genommen werden, daß in manchen Aufschlüssen neben der ruptuellen, auch eine stetige Verformung des Breccienkomplexes in Form von Faltungen und verschiefernden Zergleitungen zu beobachten ist – Deformationen, die nach der Anlage der permischen Erzbreccie stattgefunden haben.

Zusammenfassend ergibt sich nunmehr auf Grund der gefügekundlich-petrographischen und -tektonischen Befunde, daß die Ankerit-Siderit-Lagerstätte Steirischer Erzberg das Produkt einer polygenetischen Entwicklung darstellt. Seltene Gefügemerkmale bezeugen einerseits in vielen stratigraphischen Positionen die extern-sedimentäre Anlagerung von Fe-Karbonaten, im Devonkomplex insbesondere auch die lagerstättenbildende Anreicherung zu Erzlagern; andererseits dominieren in diesen Erzlagern weitaus die kristallinen Erzlagenbaue, die durch selektive Abbildungskristallisation diagenetisch sowie durch variszische Metamorphosen zu Sideritmarmor umgewandelt wurden.

Die vorpermische Lagerstättenbildung ist auch durch die variszische Schollenüberschiebung mitsamt den bereits existierenden Erzkörpern bestätigt. Seltene schichttransversale Erzschläuche und breite Gänge bezeugen submarine Lösungszirkulationen innerhalb des devonischen Meeresbodens, mit welchem, wenn auch selten, durch polare Verbindung von diskordanten und konkordanten Erzkörpern die genetische Zusammengehörigkeit dokumentiert ist. Das Gefügebild wird, mit Ausnahme der jungen durch Mobilisation aktivierten, alpidischen Erzkristallite, von typischen Erztektonitgefügen beherrscht, was neben der schon variszischen, auffälligen Verfaltung und Zerschierung der Erzkörper vor Einsetzen der permischen Transgression die vorpermische Anlage der Lagerstätte beweist.

Die Abschätzung der Zuordenbarkeit von mikritischen bis grobkristallinen Korngefügen zu Entwicklungsstadien von Gestein und Erz hängt eng mit der Zunahme der Kristallinität zusammen. Infolge der inhomogen-schichtigen Ausgangslage zeichnen sich im Rahmen der metamorphosierenden Einflüsse feinlagenweise Unterschiede in der Reaktionsbereitschaft ab. Dadurch wird ein Beurteilungsschema, allein auf Korngrößenzunahme aufgebaut, in Frage gestellt. So können in der Entwicklung zurückgebliebene relativ feinkörnigere Erzlagen durchaus schon zwei- oder mehrfach metamorph beeinflusst sein. Aber eine Vielzahl von Gefügebeobachtungen verschiedener Umkristallite berechtigt zum Versuch, auf der Mitbeobachtung jeweils feinkristalliner, in der Entwicklung gehemmter Erzlaminae zwischen gröberkristallinen, die Abbildungskristallisationen zu bewerten und das von BERAN & THALMANN (1978) bzw. BERAN (1979) postulierte Schema etwas zu erweitern.

Ein vorsichtiger Versuch, das durch Kristallisationen und Deformationen polygenetisch entwickelte Erzgefüge in ein genetisches Schema zu zwingen, könnte folgendermaßen aussehen. Die auf Siderit i.w.S. bezogene Einteilung gilt in analoger Form vor allem auch für andere Karbonate und Quarz, in manchen Fällen auch für Sericit und Chlorit. Die Korngrößenangaben beziehen sich natürlich auf unbeschädigte Kristallite und nicht etwa auf Mylonitonen.

- **Vorsedimentäres Stadium**
von Kristallkeimen und submikroskopischen Vorläufern der Fe-Karbonat-Mikrolithe: noch nicht nachgewiesen.

- **Synsedimentäres Stadium i.w.S.**

Generation I

Siderit-Mikrit bzw. -Lutit, häufig feinschichtig im µm- bis mm-Bereich der Laminae, extern-sedimentäre mechanische und chemische Anlagerung mit Gefügerelikten. Kornklassen etwa 4–8 µm.

Generation II

Früh- bis spätdiagenetische Internkristallite, selektive Sammelkristallisation in Laminae des Sedimentärerzes sowie in Mikrofugen und Kristallisationszentren (Spatiation). Zum Teil verbunden mit metasomatischen Stoffbewegungen. Korngrößen etwa 10–60 µm.

- **Variszische Orogenesen und Metamorphosen Generationen III und IV**

Nicht oder nur vermutlich unterscheidbar (zeitlich genetische Trennung der Metamorphosezyklen noch nicht gelungen). Metamorphogene Kristallite durch Umkristallisation (Sammelkristallisation) führen zu kristallinem Lagenbau selektiv nach sedimentären Vorzeichnungen und in der Intensität abhängig von mono- bis polymineralischen Feinlagen. Relikte sedimentäre Anlagerungsgefüge bleiben im Sideritmarmor meist erhalten. Zum Teil verbunden mit metasomatischen Stoffbewegungen. Korngrößen etwa 0,1–3 mm (auch größer). Durch Gebirgsbildungen (mechanische Metamorphose) zu Siderittektonit modifiziert.

- **Permischer Abtragungs- und Transgressionszyklus Generation Va**

Erzfragmente und arenitischer Detritus zusammen mit Gesteinsmaterial: mechanische Abtragung und mechanische Anlagerung: Polymikte Erz- und Gesteinsbreccie.

Generation Vb

Lösungserosion führt zu Fe-hältigen Verwitterungslösungen. Ausfällung von Fe-Karbonaten und Fe-Chlorit in der lutitisch-arenitischen Matrix der Breccie, z.T. verbunden mit metasomatischen Stofftauschvorgängen. Korngrößen der Fe-Karbonate in der Matrix etwa 0,05–0,15 mm.

- **Alpidische Orogenesen und Metamorphosen**

Generation VI

Metamorphogene, vorwiegend grobspätige Wachstumsgefüge von Siderit i.w.S. und Begleitmineralen, teils belteropor nach dem Lagenbau und nach Fugen, teils in Kristallisationsnestern (Blastetrix), oft verbunden mit Mobilisationen des Erzaltbestandes in Devon-Erzkörpern gemeinsam mit der Perm-Erzbreccie. Bipolare Kristallrasen, isometrische Wachstumsgefüge u.a. Kristallgrößen etwa 2 – 3 – 7 – 10 mm.

Generation VII

Mobilisation des Erzaltbestandes, Lösungstransport und „freie“ chemische Internanlagerung von Fe-Karbonat und Begleitmineralen (Gangart) in jüngsten alpidischen Zerrklüften und Fugennetzen, welche sämtliche bisher entwickelten Erzkörper durchsetzen. Zum Teil verbunden mit metasomatischen Stofftauschprozessen. Korngrößen bis über 10 mm.

9. Bergbaugeschichte und wirtschaftliche Nutzung des Eisenerzes

Über den Beginn der Abbautätigkeiten am Steirischen Erzberg liegen keine sicheren Erkenntnisse vor. Ein Eisen-erzabbau größeren Umfangs in keltisch-römischer Zeit

wird zwar immer wieder vermutet, ein sicherer Nachweis konnte aber bisher nicht gefunden werden. Die Herkunft des berühmten „ferrum noricum“ konnte nur aus dem Raum von Hüttenberg in Kärnten sicher belegt werden. Eine Datierung der inzwischen leider überstürzten Öfen auf der Feistawiese in die Spätantike muß nach neueren Ergebnissen (SPERL, 1983; KLEMM, 1996) wohl aufgegeben werden. Die Feistawiese befand sich hinter dem Erzberg am NE-Hang zum Gerichtsgraben unterhalb der heutigen Bezirksmülldeponie und oberhalb der Präbichlbahn. Bergbautätigkeit im Raume Eisenerz konnte aber schon aus der Bronzezeit nachgewiesen werden, wie die jüngsten Ausgrabungen eines bedeutenden Kupferschmelzplatzes im Talschluß der Eisenerzer Ramsau zeigen (SCHUSTER, 1931; SCHMID, 1932; JUVANCIC, 1968, 1984; MODRIJAN, 1968; JONTES, 1984; SPERL, 1984; WEISS, 1984).

Nach den Stürmen der Völkerwanderung wanderten ab 568 n. Chr. slawische Völker auch im obersteirischen Raum ein und brachten vermutlich ihre Kenntnisse in der Eisen-technologie mit. Forschungsergebnisse vor allem aus Polen und Tschechien weisen auf einen hohen Entwicklungsstand im Eisenwesen der dort ansässigen Slawen hin. In diesem Sinne könnte auch die im Turmknauf der Oswaldikirche gefundene aber später verschollene Urkunde aus dem Jahre 1492 verstanden werden, die besagt, daß der Erzberg „ist erfunden worden im Jahre 712 n. Chr. Geburt“ (oder „wiedererfunden?“). Zumindest spricht manches dafür, daß mit der Einwanderung der Slawen im 7. und 8. Jh. auch der Eisenerzabbau am Steirischen Erzberg in größerem Umfang begann.

Nach der Besiedelung des Erzberg-Gebietes durch bajuvarische Stämme nach 770, die die Eisenerzeugung von den Slawen übernommen haben dürften, gelangte der Berg in den Besitz der fränkischen Könige und im 11. Jh. der Markgrafen von Steyr. Um die Mitte des 12. Jh. erscheint der Erzberg auch erstmals in Urkunden einiger Stifte und Städte. Ungefähr aus dieser Zeit dürften auch die schon erwähnten Öfen von der Feistawiese, die 1929 ausgegraben wurden, stammen.

Wie diese Öfen zeigen, wurden zumindest bis zur Mitte des 12. Jh. die milden Blau- und Braunerze der Oxydationszone in eher einfachen, aus Lehm und Steinen gebauten Schachtofen verhüttet. Die notwendige Sauerstoffzufuhr wurde mit Hilfe mehrerer handbetriebener Blasebälge, kaum aber durch natürlichen Luftzug, bewerkstelligt. Die 40–50 kg schwere Luppe oder das Stuck – danach wurden die Öfen auch als „Stucköfen“ bezeichnet – wurde nach Öffnen der Ofenbrust in einem Stück entnommen. Aber bereits bei den wenig später erbauten Öfen, die bei der sogenannten „Laurentiröst“ in Vordernberg in Resten gefunden wurden, ist der Einsatz eines Wasserrades zum Betrieb der Blasebälge anzunehmen. Nach dem Wasserrad wurden diese kleinen Hüttenbetriebe „Radwerke“ und ihre Besitzer „Radmeister“ genannt.

Zur Gewinnung der weichen Braunerze wurde die Keilhaue, wie sie auch im Vordernberger Marktwappen abgebildet ist, verwendet. Nur für festes Gestein hauptsächlich auch im Streckenvortrieb wurden Schlegel und Eisen eingesetzt. Die in anderen Bergbauen dieser Zeit häufig angewendete Methode des Feuersetzens konnte bisher aus dem Eisenerzer Raum nicht nachgewiesen werden.

In der zweiten Hälfte des 13. Jh. wurde dem Ort Eisenerz das Marktrecht verliehen. Dabei kam es auch zu einer Aufteilung der Abbaurechte, wobei der Teil „vor dem Berge“, d.h. oberhalb der Höhe Prebichl, über Leoben nach Süden und der Teil „inner dem Berge“ nach Steyr zu liefern sei.

Die Städte Leoben und Steyr bekamen dabei das Stapelrecht für das Eisenerzer Eisen.

Der einheitliche Gerichtsbezirk „Eisenerzt“ wurde 1453 getrennt und Innerberg (Eisenerz) und Vordernberg wurden jeweils eigener Markt und Gerichtsbezirk. 1524 schließlich wurde die Begrenzung der Abbaurechte „vor und inner dem Berge“ auf 1189 m ü.d.M., der sogenannten „Ebenhöhe“, festgelegt. Diese Trennung wurde bis zum Ende des 19. Jh. beibehalten.

Die nunmehr durch Wasserkraft angetriebenen, leistungsfähigeren Blasebälge ermöglichten den Betrieb immer größerer Öfen. Der rasch steigende Holzkohlenbedarf auch der weiterverarbeitenden Betriebe führte zu einer fortschreitenden Dezimierung des Waldbestandes. Während die Radwerke meist an den größeren Bächen in der Nähe der Erzvorkommen blieben, konnten die Hammerwerke in die walddreichen Täler der Mur, Enns, Mürz und Ybbs sowie ihrer Nebentäler ausweichen.

Vor allem zur Versorgung mit der rar gewordenen Holzkohle schlossen sich bereits 1510 die 14 Radmeister in Vordernberg, die jeweils eigene Abbaureviere am Erzberg besaßen, zu einer losen Einkaufsgesellschaft, der „Vordernberger Radmeistergemeinschaft“, zusammen.

Ab dem 15. Jh. führten zunehmender landesfürstlicher, vor allem fiskalischer Druck auf das steirische Eisenwesen, aber auch Pest, Türkeneinfälle, Hochwässer und nicht zuletzt die religiösen Wirren des 15. und 16. Jhs. zur Überschuldung der Erzgruben, zur völligen Abhängigkeit von den Händlern in Leoben und Steyr und schließlich zum wirtschaftlichen Niedergang. Um dieser Entwicklung entgegenzuwirken, schlossen sich 1625 die 19 Innerberger Radmeister auf staatlichen Druck gemeinsam mit den Hammermeistern und den Eisenhändlern von Steyr zur „Innerberger Hauptgewerkschaft“ zusammen. Rationalisierungsmaßnahmen wie die Zusammenlegung der Innerberger Abbauberechtigungen, die Schließung einiger Hämmer und von vier Schmelzöfen konnten nun durchgesetzt werden. Die Vordernberger Betriebe blieben auch in dieser Zeit weitgehend selbständig.

Im Jahre 1564 wurde am Innerberger Erzberg der Sackzug anstelle der bis dahin üblichen Pferde- und Fuhrwerke zur Abförderung der Erze eingesetzt. Das ca. 20 kg schwere Gerät wurde mit rund 170 kg Erz beladen, nach der Tal-fahrt zerlegt und von dem Knappen wieder zu den Abbauen getragen. Sackzüge blieben bis zum Anfang des 19. Jh. in Verwendung und wurden erst in den Jahren 1810 bis 1817 durch ein System von Sturzschächten und Pferdeschienenbahnen ersetzt.

Die erste urkundlich nachweisbare Schwarzpulver-Sprengung im Bergbau wurde 1627 in Schemnitz durchgeführt. Bereits 1635 wurde das Sprengen mit Pulver im Kupferbergbau in der Radmer bei Hieflau durch Martin Silbereisen dem Jüngeren eingeführt. Am Erzberg selbst kam die neue Technologie allerdings erst ca. 1720 zur Anwendung.

In den Jahren 1815/16 unternahm Erzherzog Johann eine Studienreise nach England. Dort erweckten die fortschrittlichen Industrieanlagen des Berg- und Hüttenwesens sein besonderes Interesse. Um auf die im Vergleich sehr rückständige steirische Eisenindustrie besser Einfluß nehmen zu können, kaufte er 1822 das Radwerk II in Vordernberg samt dem dazugehörigen Gewerkehaus Hauptstraße Nr. 85, das heute noch weitgehend unverändert ist.

1829 konnte er die übrigen Mitglieder der Radmeistergemeinschaft zu einem Vertrag bewegen, der den gemeinsamen Abbau im Vordernberger Revier des Erzberges und

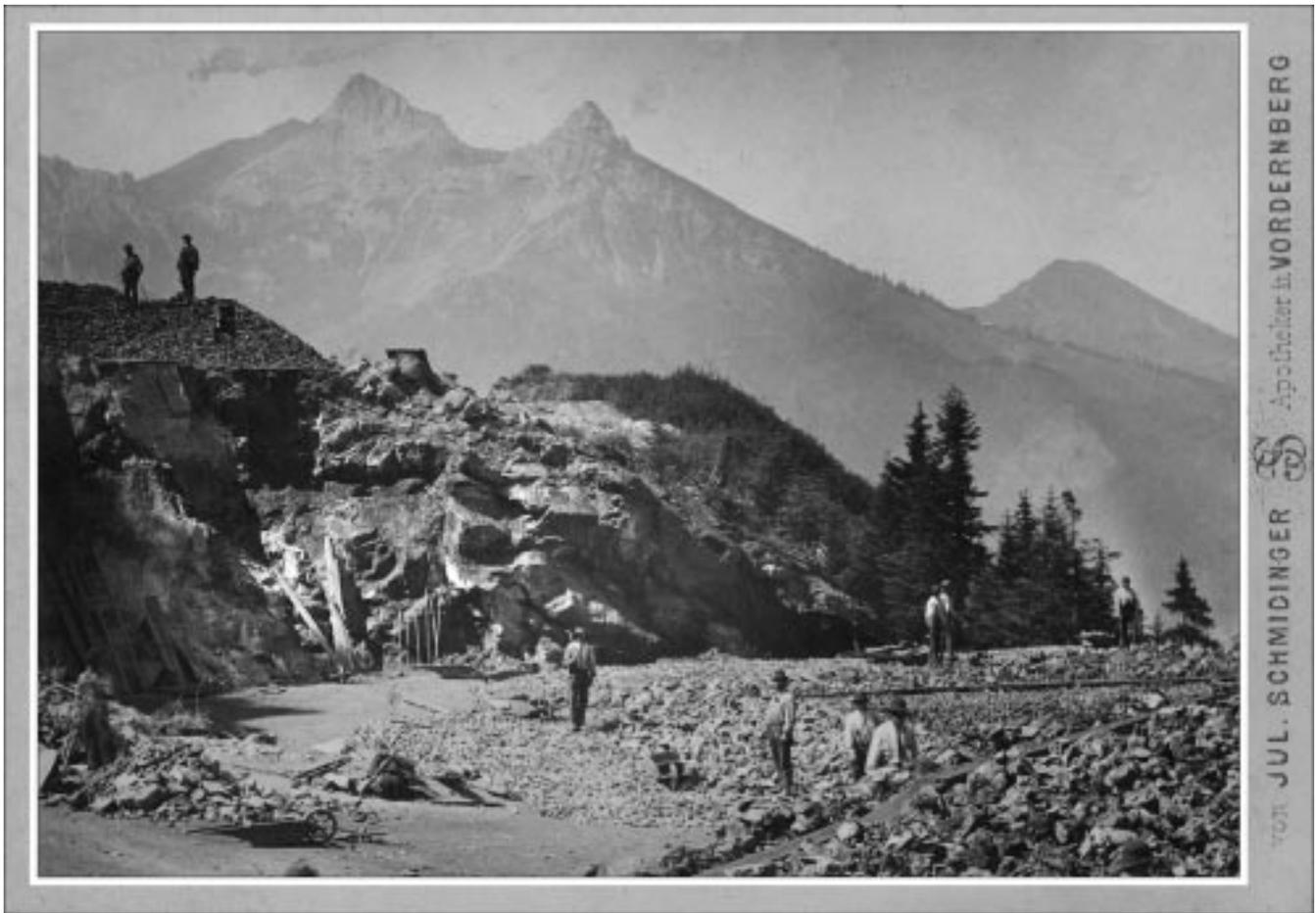


Abb. 123.
Abbaubetrieb im obersten Etagenbereich des Vordernberger Revieres im Jahre 1872.



den gemeinsamen Erztransport nach Vordernberg vorsah. 1830 wurde der Bleiberger Bergverwalter Johann Dulnig beauftragt, Pläne für die Umsetzung dieses Vertrages zu erarbeiten, die dann in den Jahren 1831 bis 1835 durchgeführt wurden. Der Abbau wurde auf vier Reviere – Wismath, Kogel, Leiten und Weingart – zusammengelegt und durch ursprünglich 3 Wassertonnenaufzüge verbunden. Die Erze wurden einerseits durch Schrägbahnen ins Revier Wismath gebremst, andererseits auf diese Höhe angehoben. Zur Abförderung der Erze von Wismath, das liegt mit 1275 m Höhe ungefähr auf Niveau Präbichl, baute er eine Schienenbahn, deren Förderwagen mit gußeisernen Spurkränzen auf eisenbeschlagenen Holzschienen liefen, wie sie Erzherzog Johann in England sah. Das Erz wurde am Präbichl, im Bereich der Handlalm, gebunkert, um die kontinuierliche Erzversorgung der Vordernberger Öfen auch im Winter – bei Einstellung des Erzabbaues – sicherzustellen. Von dort wurde das Erz vorerst noch mit Pferdefuhrwerken nach Vordernberg transportiert. Durch diese Maßnahmen konnten die Erzkosten für die Vordernberger Radmeister um 40 % gesenkt werden. Bis 1847 wurde dieses Dulnigsche Fördersystem von Horizontalbahnen und Bremsbergen bis Vordernberg erweitert. 1891 wurde dann die Präbichlbahn auf Normalspur, vorerst nur für den Gütertransport, eröffnet. Das Dulnigsche Fördersystem lief

Abb. 124.
Der ehemalige, von 1924 bis 1965 am NE-Abhang des Erzberges betriebene „Hugo-Stinnes-Aufzug“.
Talblick auf Eisenerz im Winter 1946/47.
Aufnahme: KERN.

Abb. 125.
Aus der Zeit des Wiederaufbaues nach dem 2. Weltkrieg stammen das elektrisch betriebene amerikanische Seilschlagbohrgerät (Bucyrus-Erie-Drill T27) und der Bagger der Firma Harnischfeger. Aufnahme KERN.



noch vier Jahre parallel dazu und wurde erst 1895 endgültig eingestellt.

Im Jahre 1868 mußten alle staatlichen Anteile am Erzberg an eine Aktiengesellschaft unter Führung der Österreichischen Creditanstalt verkauft werden. 1870 fand die erste Sprengung mit Dynamit auf dem Erzberg statt (Abb. 123).

Nach ihrer Gründung 1881 gingen bis zum Jahre 1889 nahezu alle Innerberger und Vordernberger Anteile an die Österreichische Alpine Montan Gesellschaft (ÖAMG) über. Dadurch wurde der Beginn eines großzügigen Erzabbaues im geordneten Tagbaubetrieb über den gesamten Erzberg ermöglicht. Diese Entwicklung fand 1907 mit der Einrichtung von 60 Etagen zu je 12 m Höhe ihren Abschluß.

Mit der Gründung der ÖAMG begann eine steile technische und wirtschaftliche Aufwärtsentwicklung. Nach der Schließung verstreut liegender Hochöfen und kleinerer Werke konzentrierte sich die Roh- und Walzeisenerzeugung auf Donawitz und Eisenerz. Der Kokshochofen 1 im Eisenerzer Ortsteil Münichtal wurde im Jahre 1901 und der Hochofen 2 im Jahre 1913 angeblasen. Der altertümliche Grubenbetrieb im Innerberger Revier wurde gänzlich aufgelassen und der Erzberg bis zum Ende des ersten Weltkrieges elektrifiziert. Der erste Dampfbagger mit 2 m³ Löffelinhalt ging 1910 in Betrieb.

Die absolute Mehrheit der Alpine-Aktien ging 1919 an italienische Banken und wurde 1921 vom deutschen Industriellen Hugo Stinnes erworben. Von zahlreichen bedeutenden Investitionen dieser Zeit sei nur der Hugo-Stinnes-Aufzug erwähnt, der 1924 in Betrieb ging und 1965 dem fortschreitenden Abbau



Abb. 126.
Der Steirischer Erzberg im Winter. Auf der Vorderfront ist die alte Trasse des „Hugo-Stinnes-Aufzuges“ erkennbar.

Abb. 127.

Im höheren und mittleren Erzbergbereich wurde bis 1986 Erz unter Tage abgebaut und in Schächten und Stollen zu Tage gefördert. Im fortschreitenden Tagebau wurden die höher gelegenen alten Abbaue verschiedentlich angefahren.

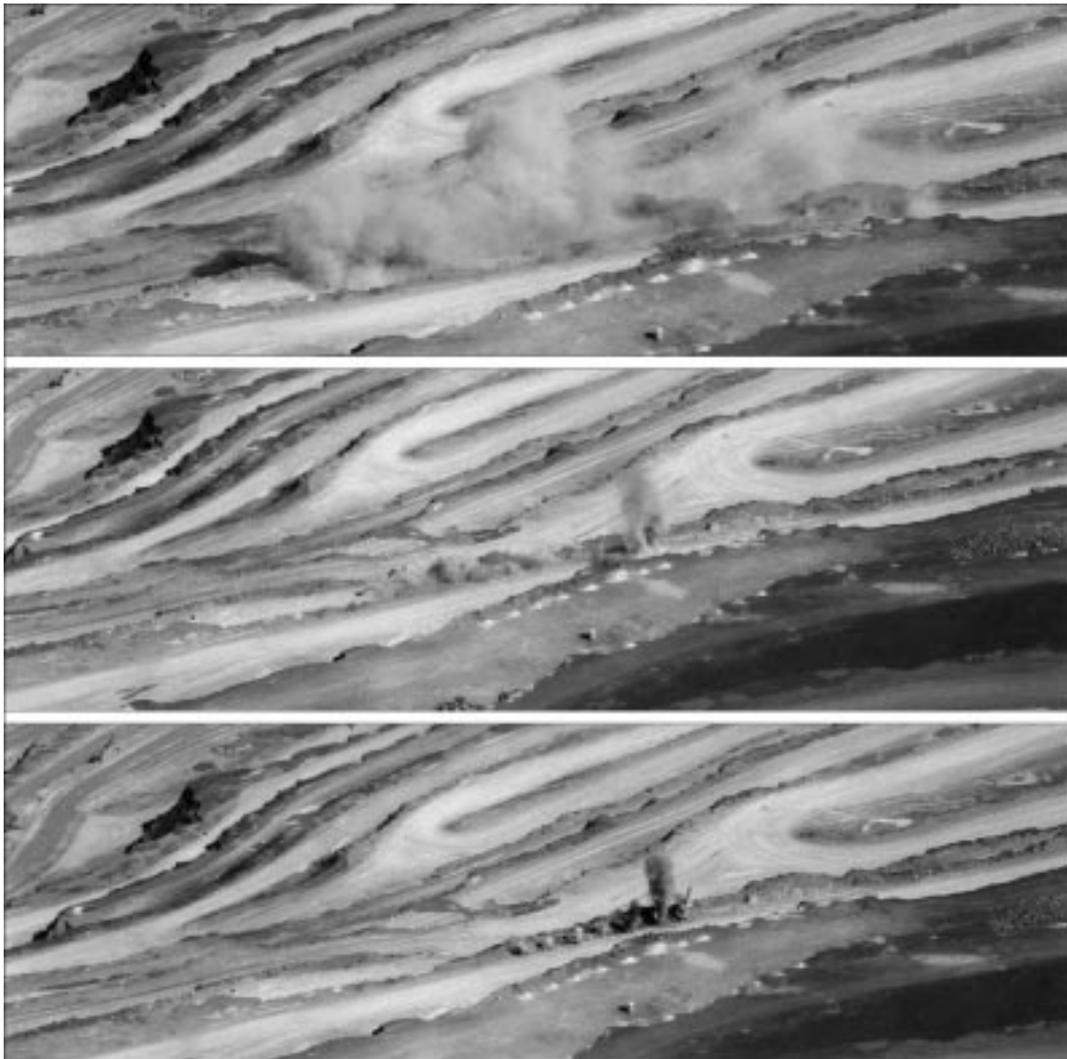


weichen mußte (Abb. 124). In der Weltwirtschaftskrise Mitte der Zwanzigerjahre mußte auch der Erzberg zeitweise stillgelegt werden. Die Alpine-Aktien gingen an die „Vereinigte Stahlwerke AG“ in Düsseldorf und mußten schließlich 1939 an die „Reichswerke Hermann Göring“ übertragen werden. Vor allem die Rüstungsanstrengungen führten zu einer enormen Ausweitung und Modernisierung von Abbau und Aufbereitung. Der bereits 1932 wieder aufgenommene Grubenbetrieb wurde vergrößert und rationalisiert.

Nach dem 2. Weltkrieg wurden die modernen Anlagen von der sowjetrussischen Besatzungsmacht demontiert und abtransportiert. Die beiden Hochöfen in Münichtal wurden 1945 ausgeblasen.

Der Wiederaufbau und eine weitere Modernisierung des Betriebes konnte ab 1948 vor allem durch Mittel der Mar-

shallplanhilfe begonnen werden. Zahlreiche neue Maschinen, darunter auch elektrisch betriebene amerikanische Schlagbohrkräne (Abb. 125), konnten angeschafft und auch der Grubenbetrieb durchgreifend modernisiert werden. Der Grubenbetrieb wurde bis 1986 ausgeerzt und endgültig geschlossen (Abb. 127).



Bereits 1928 wurde mit der Zusammenlegung der 12 m-Etagen zu den noch heute vorherrschenden 24 m hohen Etagen begonnen (Abb. 1, 3, 126). Durch moderne Dreh-Schlag-Bohrgeräte konnten die Etagen nun in einem Zug abgebohrt werden (Abb. 128). Ab dem Jahre 1951 wurde in zunehmenden Maße auf gleislosen Förderbetrieb mit Schwerlastkraftwagen umgestellt.

Mit dem Stahl-Reorganisationsgesetz 1973 wurde beschlossen, die beiden seit 1946 verstaatlichten Konzerne ÖAMG und VÖEST zur VÖEST-ALPINE AG zu ver-

Abb. 128.
Großbohrlochsprengung in einem Abschnitt der Etagenwand, wie sie derzeit im Abbau üblich ist.

schmelzen, was der steirischen Bergbau- und Hüttenindustrie in den folgenden Jahren ein völlig neues Profil gab. Mit Wirkung 1. 1. 1989 wurde die Erzberg Ges.m.b.H. aus dem Konzern ausgegliedert und der Österreichischen Bergbauholding als Eigentümervertreter unterstellt.

Am Steirischen Erzberg wurden nach fundierten Schätzungen bis heute ca. 230 Millionen Tonnen Eisenerz abgebaut, davon allein in diesem Jahrhundert fast 200 Millionen Tonnen.

Mit Stichtag 1. 1. 1996 beinhaltete die Lagerstätte noch rd. 140 Millionen Tonnen an gewinnbaren und zusätzlich 95 Millionen Tonnen an geologischen Erzvorräten.

Dank

Für die kritische Durchsicht und Diskussion des Geochemieteiles bedanken wir uns bei Kollegen Herrn Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL, für Arbeiten an der Mikrosonde bei Herrn E. MERSDORF und für die Mithilfe bei der Analytik bei Herrn A. GRILL.

Unsere Forschungen standen im Zusammenhang mit dem vom Wissenschaftsfond FWF geförderten, bereits abgeschlossenen Projekt 5595 GEO.

Literatur

- ARGE-MINERALOGIE DER VEREINIGUNG STEIRISCHER MINERALIENSAMMLER: Die Mineralien vom Steirischen Erzberg. – Sonderband zur Landesausstellung 1984 in Eisenerz „Erz und Eisen in der grünen Mark“, Graz 1984.
- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (obersteirische Grauwackenzone). – Jb. Geol. R.-A., **68**, 29–62, Wien 1919.
- ANGEL, F.: Über Gesteine vom Steirischen Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., **64/65**, 79–100, Graz 1929.
- ANGEL, F.: Unser Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **75**, 227–321, Graz 1939a.
- ANGEL, F.: Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. – Fortschr. Miner., Geol., Paläont., **23**, LIV–LXXVI, Berlin 1939b.
- BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **121**, 51–54, 1976.
- BARKER, Ch.E. & PAWLEWICZ, M.J.: The correlation of Vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. – Earth Sciences, **5**, Paleogeothermics, 79–93, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg 1986.
- BECK, R.: Lehre von den Erzlagerstätten. – 3. Auflage, Borntäger, Berlin 1909.
- BEHREND, F.: Eisen- und Schwefel-fördernde Gasquellen auf den Kameni-Inseln. – In: RECK, H. (ed.): Santorin. Der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925–1928, Vol. II, Reimer/Andrews & Steiner, Berlin 1936.
- BELOCKY, R.: Regional vergleichende Untersuchungen lagerstättenbildender Fluide in den Ostalpen als Hinweis auf eine mögliche metamorphe Ableitung. – Braunschw. geol.-paläont. Diss., **14**, 103 S., Braunschweig 1992.
- BERAN, A.: Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., **22**, 250–265, Wien 1975.
- BERAN, A.: Die Klufankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. – Mineral. Deposita, **12**, 90–95, Berlin 1977.
- BERAN, A.: Die Bestimmung der Zusammensetzung von Dolomit-Ankerit- und Magnesit-Siderit-Mischkristallen mit Hilfe von Reflexionsmessungen. – N. Jb. Miner. Mh., **12**, 559–565, Stuttgart 1978.
- BERAN, A.: Die Stellung der Ankerite im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., **26**, 217–233, Springer-Verlag, Wien 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.: Feinkörnige gebänderte Siderite im Spateisensteinbergbau Radmer Buchegg. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **4**, 1–6, Wien 1977.
- BERAN, A. & THALMANN, F.: Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., **25**, 287–203, Wien 1978.
- BORCHERT, H.: Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. – Chem. d. Erde, **16**, 49–74, 1952.
- 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.
- CERNY, I. & SCHROLL, E.: Heimische Vorräte an Spezialmetallen (Ga, In, Tl, Ge, Se, Te und Cd). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **18**, 5–33, Wien 1995.
- CLAR, E.: Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 387, Wien 1931.
- CLAR, E.: Gefügestatistisches zur Metasomatose. – Z. Krist. B. (TMPM), **43**, 123–143, Leipzig 1932.
- CLAR, E.: Geologisches Gefüge und Formentwicklung von metasomatischen Karbonatlagerstätten (Siderit und Magnesit) der Ostalpen. – Congr. geol. intern., C.R., 19 Sess., Alger 1952, Sect. X (Alger), 83–96, 1953.
- CLAR, E.: Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., **4**, 1–4, 56–64, Wien 1954.
- CLAR, E.: Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichlschichten. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 123–125, Wien 1972.
- CLAR, E. & FRIEDRICH, O.M.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. – Z. prakt. Geol., **41**, 73–79, Berlin 1933.
- CORNELIUS, H.P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes 1 : 25.000. – Wien(Geol. B.-A.) 1936.
- CORNELIUS, H.P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **42/43**, 1–234, Wien 1952.
- CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C.J.: The Quantitative Data File for Ore Minerals. – Commission on Ore Microscopy of the International Mineralogical Association, British Museum (Natural History), Oxford 1986.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H.P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69** (1976), 77–88, Wien 1978.
- DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Zur Geochemie der ostalpinen Siderite. – Proceed. 2nd ISMIDA (Bled 1971), Transactions and Reports, **15**, 343–359, Lubljana 1972.
- DOLEZEL, P. & SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977), Verh. Geol. B.-A., **1978/3**, 292–299, Wien 1979.
- DORSTEWITZ, U.: Geologische Aufnahme des Grenzbereiches von Paläozoikum (Erzführende Schichten) und Trias (Werfener Schichten) am Steirischen Erzberg mit Kartierung, petrographischer und tektonischer Untersuchung. – Geologische Meldearbeit Clausthal-Zellerfeld, 1961. (Nicht veröffentlicht).
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Pap., **995**, 27 S., Washington 1977.
- ERNST, W.G.: Significance of phengitic micas from low-grade schists. – Am. Miner. **48**, 1357–1373, London-Sydney-Toronto 1963.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 157–218, Wien 1967.
- FLAJS, G.: Aufnahmebericht 1973 auf den Blättern 100 (Hieflau) und 101 (Eisenerz). – Verh. Geol. B.-A., **4**, A35–A37, Wien 1974.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 257–303, Wien 1976.
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 187–198, Wien 1972.

- FONTBOTÉ, L. & AMSTUTZ, G.C.: Facies and Sequence Analysis of Diagenetic Crystallization Rhythmites in Strata-Bound Pb-Zn-(Ba-F-) Deposits in the Triassic of Central and Southern Europe. – In: H.-J. SCHNEIDER (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 347–348, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg 1983.
- FOUCUÉ, F.: Santorin et ses eruptions. – Masson (ed.), Paris 1879.
- FRIEDRICH, O.M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 371–407, Radenthein 1953.
- FRIEDRICH, O.M.: Die Vererzungen der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Arch. Lagerst.forsch., **8**, 1–136, Leoben 1968.
- FRIMMEL, H.: Über Strontiumisotopen-Untersuchungen ostalpinen Eisen- und Magnesiumkarbonat-Lagerstätten. – Bericht an die Österr. Akad. Wiss., 32 S., Wien 1986. (Nicht publiziert).
- 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.
- FRIMMEL, H.E.: Isotopic fronts in hydrothermally mineralized carbonate rocks. – Mineral. Deposita, **27**, 257–267, Springer-Verlag 1992.
- FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **105**, 225–231, Wien 1960.
- FUCHS, H.W.: Korngefügeanalytische Untersuchungen der Siderit-Lagerstätte Hüttenberg (Kärnten). – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **27**, 233–260, Springer-Verlag, Wien 1980.
- GARRELS, R.M.: Mineral Equilibria at Low Temperature and Pressure. – Harper, New York 1960.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.T.: Solutions, minerals, and equilibria. – 450 S., Harper and Row, New York, 1965.
- GUIDOTTI, C.V.: Micas in metamorphic rocks. – In: BAILEY, S.W. (1984): Micas, Reviews in mineralogy, Vol. **13**, Miner. Soc. Amer., 1984.
- HABERFELLNER, E.: Geologische Aufnahme in der Umgebung des Eisenerzer Erzberges. – Anz. Österr. Akad. Wiss., **70**, 63–64, Wien 1933.
- HABERFELLNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb. Landes-Mus., Joanneum, **2**, 1–32, Graz 1935.
- HABERFELLNER, E.: Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. – Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, **85/6**, 226–240, Berlin 1937.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Arch. f. Lgst.Forsch., **4**, 3–36, Leoben 1966.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten von Arsenkies am Steirischen Erzberg. – Arch. f. Lgst.Forsch., **9**, 141–168, 1969.
- HAMMER, W. & HIESSLEITNER, G.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Admont und Hieflau, 1 : 75.000. – Geol. B.-A., Wien 1933.
- HARDER, H.: Rezente submarine vulkanische Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland. – Fortschr. Miner., **38**, 187–189, 1960.
- HARDER, H.: Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären? – Beitr. Mineral. Petrogr., **9**, 379–422, 1963.
- HARDER, H.: Kohlsäuerlinge als eine Eisenquelle der sedimentären Eisenerze. – In: AMSTUTZ, G.C. (ed.) Sedimentology and ore genesis, Vol. **2**, **184**, Elsevier, Amsterdam 1964a.
- HARDER, H.: Untersuchungen rezenter vulkanischer Eisenausscheidungen zur Erklärung der Erze vom Lahn-Dill-Typus. – Ber. Geol. Ges. DDR, **9**, 439–623, 1964b.
- HAUER, F.v.: Die Eisenstein-Lagerstätten der Steyerischen Eisen-Industrie-Gesellschaft bei Eisenerz I. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **XII**, Bd., 27–34, Wien 1872.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Dissertation, 253 S., Ludwig-Maximilians-Universität München, München 1980.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jahrb. Geol. B.-A., **124**, 1–109, Wien 1981.
- HERITSCH, F.: Zur Genesis des Spateisensteinlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 396–401, Wien 1908.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 203–240, Wien 1929.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 49–80, Wien 1931.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. – Jb. Geol. B.-A., **81**–100, Wien 1935.
- HIRZBAUER, G., STROMBERGER, A., SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Neuerkenntnisse über das tektonische Gefüge des Steirischen Erzberges. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 51–85, Wien 1991.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: K.H. WOLF (Ed.): Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, 1–36, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam 1976.
- JOHANNES, W.: Experimentelle Sideritbildung aus Calcit + FeCl₂. – Contr. Mineral. Petrol., **17**, 155–164, 1968.
- JONTES, L.: Männer des steirischen Eisenwesens. – Beitragsband Landesausstellung „Erz und Eisen in der grünen Mark“, 481–495, Eisenerz 1984.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – In: Die früh-alpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), Jahresbericht 1979, H. **1**, 20–27, Montanuniversität Leoben, Leoben 1980.
- JUVANCIC, H.: Der Steirische Erzberg. – Katalog Landesausstellung „Der Bergmann, der Hüttenmann – Gestalter der Steiermark“, 146–164, Graz 1968.
- JUVANCIC, H.: Der VOEST-ALPINE Konzern. – Beitragsband Landesausstellung „Erz und Eisen in der grünen Mark“, 383–386, Eisenerz 1984.
- KARL, F.: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Teil I Grundbegriffe. – Tektonische Hefte, **5**, 1–142, Verlag Ellen Pillger, Clausthal-Zellerfeld 1964.
- KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des Steirischen Erzberges, 1925 bis 1926. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **75**, 23–29, 49–55, Wien 1927.
- KERN, A.: Raumform und Raumlage der Erzführung der Nördlichen Grauwackenzone von Payerbach bis Liezen. – Dissertation, Montanistische Hochschule Leoben, 1932.
- KERN, A.: Eisenerzlagerstätten in Österreich. – Symp. gisem. fer monde, Algier 1952.
- KLEMM, S.: Archäologische Ausgrabungen des Landesmuseums Joanneum in der Eisenerzer Ramsau. – Joanneum aktuell, **4**, 8–9, 1996.
- KRAINER, K. & STINGL, V.: Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich). – Mitt. österr. Geol. Ges., **78**, 231–249, Wien 1986.
- KRUMBEIN, W.C. & GARRELS, R.M.: Origin and Classification of Chemical Sediments in Terms of pH and Oxidation-reduction Potentials. – J. Geology, **60**, 1–33, 1952.
- KUEHN, O.: Europe. – Lexique stratigraphique international, 8. Autriche, 414, Paris 1962.
- LACKENSCHWEIGER: Werksinternes Gutachten, ÖMAG, Bergbau Eienerz, 21. 5. 1938.
- 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.
- LAUBE, N., FRIMMEL, H.E. & HOERNES, S.: Oxygen and carbon isotopic study on the genesis of the Steirischer Erzberg siderite deposit (Austria). – Mineral. Deposita, **30**, 285–293, Springer-Verlag, 1995.
- LEITMEIER, H.: Einige Bemerkungen über die Entstehung von Magnesit- und Sideritlagerstätten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 159–166, Wien 1916.

- MACKOWSKY, Th.: S. 264 in: PETRASCHECK, W.E. & POHL, W.: Lagerstättenlehre.
- MALEKGASEMI, F.: Über Sulfidzerparagenesen in Eisenkarbonaten der östlichen Grauwackenzone. – Berg- und Hüttenm. Mh., **124**, 12, 606–608, 1979.
- MAURITSCH, H.J.: Palaeomagnetic Investigations on Hematite Pigmented Magnesites of the Western Graywacke Zone, Austria. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, H. 3, 411–418, Wien 1979.
- MEIXNER, H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 434–444, Radenthein 1953.
- MEIXNER, H.: Anschliffbeobachtungen zu verschiedenen Metasomatosen in österreichischen Lagerstätten karbonatischer Eisenerze. – Archiv f. Lagerstätten in den Ostalpen, **10**, 61–74, Leoben 1970.
- MEIXNER, H. & PAAR, H.W.: Die Zinnerkristalle von 1979 und Metacinnabarit – ein für die Steiermark neues Mineral – vom Steirischen Erzberg. – Karinthin, **81**, 140–142, 1979.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch., Jb. Geol. B.-A., 161–140, Wien 1940.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44** (1951), 1–84, Wien 1953.
- MODRIJAN, W.: Die Erforschung des vor- und frühgeschichtlichen Berg- und Hüttenwesens in der Steiermark. – Katalog Landesausstellung „Der Bergmann, der Hüttenmann – Gestalter der Steiermark“, 41–87, Graz 1968.
- MÖLLER, P. (ed.): Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates. – Monograph Series on Mineral Deposits, **28**, 300 S., Borntraeger, Berlin – Stuttgart 1989.
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 155–162, Wien 1972.
- 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.
- MÜLLER, L.: Der Felsbau, I: Felsbau über Tage. – 624 S., Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart 1963.
- ÖNORM G 1042: Lagerstättenkundliche Begriffe. Begriffe der Erz-lagerstättenkunde. – 1–7, Österreichisches Normungsinstitut, Wien 1981.
- PAPESCH, W. & SCHROLL, E.: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope in Eisenkarbonaten der Ostalpen und einigen außeralpinen Vorkommen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **5**, 73–75, Wien 1985.
- PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **141**, 195–242, Wien 1932.
- PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. – Jb. Geol. B.-A., **90** (1945), 129–149, Wien 1947.
- PETRASCHECK, W. & PETRASCHECK W.E.: Lagerstättenlehre. – 410 S., Springer-Verlag, Wien 1950.
- PETRASCHECK: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt I, **175**, 57–74, Wien 1966.
- PETRASCHECK, W.E. & POHL, W.: Lagerstättenlehre. Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. – 341 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1982.
- POHL, W.: Comparative Metallogeny of Siderite Deposits. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe d. Erdw. Kommission, **8**, 271–282, Wien 1986.
- POHL, W.: Metasomatische Siderit-Lagerstätten heute. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **133**, 113–118, Wien 1988.
- POHL, W.: W. & W.E. Petraschecks Lagerstättenlehre: Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. – 4. Aufl., VII+504 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1992.
- POTY, E.: Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **32**-1, 53–55, Haarlem 1980.
- PROCHASKA, W., FRANK, W. & BECHTEL, A.: Pretertiary siderite mineralization in the Greywacke Zone of the Eastern Alps. – In: GRECULA, P. & NEMETH, Z. (eds.): Variscan Metallogeny in the Alpine orogenic belt. Geocomplex, Bratislava, 1996.
- PUCHELT, H., SCHOCK, H.H. & SCHROLL, E.: Rezente marine Eisenerze auf Santorin, Griechenland. I Geochemie, Entstehung, Mineralogie. – Geol. Rdsch., **62**, 3, 786–803, Stuttgart 1973.
- RAGUIN, E.: Erscheinungen der Siderit-Metasomatose. – Berg- und Hüttenm. Mh., **103**, 240–243, Wien 1958.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, 4. Aufl. – 1277 S., Akademie-Verlag, Berlin 1975.
- REDLICH, K.A.: Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der Steirischen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 285–294, Wien 1903.
- REDLICH, K.A.: Der Kupferbergbau Radmer an der Hasel, die Fortsetzung des Steirischen Erzberges. – Berg- und Hüttenm. J.B., 1–38, Leoben/Pribram 1905.
- REDLICH, K.A.: Die Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite und Ankerite der Ostalpen. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., N.F., **26**, 499–505, Wien 1907.
- REDLICH, K.A.: Der Steirische Erzberg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 1–62, Wien 1916.
- REDLICH, K.A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal, I. Eisenerz. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15** (1922), 207–262, Wien 1923.
- REDLICH, K.A.: Sind die ostalpinen Karbonatlagerstätten und die mit ihnen genetisch verwandten Talke sedimentären Ursprungs? – Z. prakt. Geol., **34**, 65–67, Berlin 1926.
- REDLICH, K.A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerz-lagerstätten. – 165 S., Springer-Verlag, Wien – Berlin, Verlag Stahl Eisen, Düsseldorf 1931.
- REDLICH, K.A.: Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Liezen bis Payerbach. – Archiv VA-Erzberg Ges.m.b.H. Eisenerz (nicht veröffentlicht), wahrscheinlich 1932.
- REDLICH, K.A. & PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstätten-genese des Steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 231–260, Wien 1930.
- RÖSLER, H.J. & LANGE, H.: Geochemische Tabellen. – 674 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1976.
- ROSENBERG, P.E.: Subsolidus relations in the system CaCO₃ – MgCO₃ – FeCO₃ between 350° and 550°C. – Am. Miner., **52**, 787–796, 1967.
- ROSZA, M.: Erzgang im Eisenerzer Porphyroid. – Zentralbl. Min. Geol. Paläont., 1926 A, 275–278, Stuttgart 1926.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. – 352 S., Springer-Verlag, Wien 1930.
- 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. I. Teil. – 215 S., Springer-Verlag, Wien – Innsbruck 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde. II. Teil. – 409 S., Springer-Verlag, Wien – Innsbruck 1950.
- SANDER, B.: An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. – 641 S., Pergamon Press, Oxford-London – New York-Braunschweig 1970.
- SCHARBERT, S.: Polsterprofil. – In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 33–36, Geol. B.-A., Wien 1977.
- SCHMID, W.: Norisches Eisen. – Beiträge zur Geschichte des Österreichischen Eisenwesens, 169–226, Wien – Berlin – Düsseldorf 1932.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Bericht über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone (Eisenerz-Polster, Radmer) (Blatt 100, 101). – Verh. Geol. B.-A., A106–A107, Wien 1974.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal. – In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 13–24, Geol. B.-A., Wien 1977.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Nördliche Grauwackenzone. – In: Das Paläozoikum in Österreich, Abh. Geol. B.-A., **33**, 76–79, Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone. – In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.), 265–289, Springer-Verlag, Wien – New York 1980.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1981.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**, 361–423, Wien 1982.

- SCHÖNLAUB, H.P.: Paläozoikum der Umgebung von Eisenerz. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 17–25, Wien 1984.
- SCHÖNLAUB, H.P., FLAJS, G. & THALMANN, F.: Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 169–229, Wien 1980.
- SCHOUPPE, A.: Geognostische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz und dessen Umgebungen. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 396–406, Wien 1854.
- SCHROLL, E.: Analytische Geochemie Bd. II Grundlagen und Anwendungen. – 374 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1976.
- SCHROLL, 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.
- SCHROLL, 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.
- SCHROLL, E., SIEGL, W. & PAPESCH, W.: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverteilung in einigen Magnesiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **1**, 1–4, Wien 1986.
- SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **3.F.**, **15**, 232–247, Wien 1971.
- SCHULZ, O.: Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **63**, 93–104, Stuttgart 1974.
- SCHULZ, O.: Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal (Tuxer Voralpen). – Veröff. Museum Ferdinandeum, **57**, 103–117, Innsbruck 1977.
- SCHULZ, O.: Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Karbonatgesteinen. – Schriftenreihe d. Erdwissensch. Kommission, Österr. Akad. d. Wiss., **3**, 159–168, Springer-Verlag, Wien – New York 1978.
- SCHULZ, O.: Die Sideritlager in Paragneisen von Bärenbach bei Hüttenberg, Kärnten. – Carinthia II, 162/89, 37–57, Klagenfurt 1979.
- SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Genetic fabric interpretation of the magnesite deposit of Weißenstein (Hochfilzen, Tyrol). – Monograph Series on Mineral Deposit, **28**, 115–134, Berlin – Stuttgart 1989.
- SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Anlagerungs- und Korngefüge als Merkmale für sedimentär-metamorphe Genese der Sideritlagerstätte Steirischer Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 215–231, Wien 1991.
- SCHULZ, O., SCHROLL, E., DIEBER, K. & FUCHS, H.W.: Zur Frage der Sideritgenese der Lagerstätten um Hüttenberg in Kärnten. – Carinthia II, **176/96**, 479–512, Klagenfurt 1986.
- SCHUSTER, W.: Die Geschichte der Betriebe der Österreichisch-Alpinen Montangesellschaft. 2. Abt.: Der Steirische Erzberg und die Hüttenbetriebe in Vordernberg, Eisenerz, Hieflau, Klein-Reifling, Reichraming und Schwechat. – In: Die ÖAMAG 1881–1931, 71–533, Selbstverlag der Gesellschaft, Wien 1931.
- SCHWINNER, R.: Das Paläozoikum am Brenner. Vergleich und Wertungen. – Zentralbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B., 241–249, Stuttgart 1925.
- SCHWINNER, R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dtsh. geol. Ges., **81**, 110–120, Berlin 1929.
- SCHWINNER, R.: Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Berg- u. hüttenm. Mh., **94**, 134 ff., Wien 1949.
- SOMMER, D.: Die Präbichl-Schichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone. – Dissertation, Univ. Wien, 104 S., 1968.
- SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 119–122, Wien 1972.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H.P. CORNELIUS). – Verh. Geol. B.-A., 127–143, Wien 1926.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs 1 : 75.000. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien 1926.
- SPERL, G.: Corrigenda zum frühen Eisen in Österreich. – Berg- u. hüttenm. Mh., **128**, 5, 181–184, 1983.
- SPERL, G.: Die Entwicklung des steirischen Eisenhüttenwesens vor der Einführung des Hochofens. – Beitragsband Landesausstellung „Erz und Eisen in der grünen Mark“, 83–94, Eisenerz 1984.
- SPINDLER, P.: Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Werfener Basisbreccie des Steirischen Erzberges im Hinblick auf die Genese der vererzten Anteile. – Dissertation Universität Wien, Wien 1991.
- SPINDLER, P.: Neue Untersuchungen zur Mineralogie und Geochemie der Basisbreccie des Steirischen Erzberges, Österreich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **199**, 1–10, 1–26, Wien 1991/92.
- STRATTEGGER, K.: Sedimentologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 333–363, Wien 1980.
- TAFFANEL, M.J.: Le gisement de fer spatique de l'Erzberg. – Ann. mines, **4**, 24, Paris 1903.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H.: Classification of high rank bituminous coals and anthracites on the basis of different rank parameters, 1979. – In: STACH, E., TAYLOR, G.H., MACKOWSKY, M.-Th., CHANDRA, D., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: Stach's Textbook of Coal Petrology, Table 4A, S. 47, 535 S., Berlin – Stuttgart 1982.
- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **66–67**, 245–263, Wien 1975.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977), Verh. Geol. B.-A. (1978), **3**, 479–489, Wien 1979.
- TOLLMANN: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 83–95, Wien 1972.
- TOLLMANN: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II, 580 S., Deuticke, Wien 1976.
- TUFAR, W.: Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. – Sitz.Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **177**, 1–3, 1–20, 5 Taf., Wien 1969.
- TUFAR, W.: Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. – Proceed., 2nd International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, 221–235, Ljubljana 1972a.
- TUFAR, W.: Die Eisenspatlagerstätte von Pitten (Niederösterreich) – Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten. – Joanneum, Min. Mitt. Bl., **1**, 101–154, Graz 1972b.
- TUFAR, W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **63**, 105–124, Stuttgart 1974.
- VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. – Jb. Geol. R.-A., **50**, 23–32, Wien 1900.
- VAVTAR, F.: Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf – Weißenstein bei Hochfilzen, Tirol. – Verh. Geol. B.-A., **2**, 147–182, Wien 1976.
- WEISS, A.: Eisenerzbergbau in der Steiermark. – Beitragsband Landesausstellung „Erz und Eisen in der grünen Mark“, 45–81, Eisenerz 1984.
- YUND, R.A. & KULLERUD, G.: Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. – Journal of Petrology, **7/3**, 454–488, 1966.