

DIE SCHWEFELKIESLAGERSTÄTTE "BAYERLAND" BEI
WALDSASSEN IN DER OBERPFALZ UND IHR GEOLOGISCHER
RAHMEN

von
Helmut Wolf +)

+) Dr. Helmut Wolf, Staatliches Forschungsinstitut für
angewandte Mineralogie Regensburg, Dörnberg-Palais

Inhalt

1. EINLEITUNG
2. DER GEOLOGISCHE RAHMEN DER LAGERSTÄTTE
 - 2.1 Nebengestein
 - 2.11 Gesteinsarten
 - 2.12 Gesteinsabfolge
 - 2.2 Stratigraphie
 - 2.3 Metamorphose
 - 2.4 Tektonik
 - 2.41 s-Flächen
 - 2.42 B-Achsen
 - 2.43 Verschiebungen und Klüfte
3. DIE LAGERSTÄTTE
 - 3.1 Beschreibung
 - 3.2 Deformation der Erzkörper
 - 3.3 Erzmineralbestand
 - 3.31 Kieserze
 - 3.32 Antimon-führende Erze
 - 3.4 Element- und Erzmineralverteilung
4. GENESE
5. ZUSAMMENFASSUNG
6. LITERATUR
 - 3 Texttafeln

1. EINLEITUNG

Im Rahmen eines Forschungsvorhabens der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. E. Preuß werden vom Staatlichen Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie Regensburg seit einigen Jahren in der Schwefelkieslagerstätte "Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz geochemische Untersuchungen durchgeführt. Um für diese Untersuchungen eine ausreichende Basis zu schaffen, erfolgte die Ausweitung auf petrographische, tektonische und lagerstättenkundliche Arbeiten. Das Hauptgewicht lag bei diesen Arbeiten auf dem bislang noch nicht untersuchten Lagerstättenteil der Schwefelkieslagerstätte Bayerland. Im Nachstehenden soll ein Überblick über die neuen Ergebnisse im Hinblick auf den geologischen Rahmen der Lagerstätte gegeben werden.

Bereits 1926 erkannte der damalige Generaldirektor der Duisburger Kupferhütte, Braumüller (BRAUMÜLLER 1926, S. 10): "Diese Lagerstätte ist mindestens in geologischer und mineralogischer Beziehung von höchstem Interesse". Das umfangreiche Schrifttum unterstreicht diese These, deutet jedoch auch gleichzeitig die Vielfalt der Probleme an. Über den weitgespannten Themenkreis liegen unveröffentlichte Gutachten und Berichte (bei der Grubenverwaltung) sowie zahlreiche veröffentlichte Aufsätze vor. Das wichtigste Schrifttum wird nachstehend angeführt.

HARTMANN (1924) äußert sich zu Fragen der Großtektonik der Lagerstätte, zum relativen Alter von Nebengestein und Erzkörper sowie zur Genese. Durch seine kurzen Ausführungen nimmt er bereits Grundgedanken vorweg, die in späteren Arbeiten aufgegriffen und ausführlich diskutiert werden. Diese Auffassung hat das heute sich uns bietende Bild über die Lagerstätte entscheidend mitgestaltet.

SCHUMACHER (1926) widmet sich montangeologischen, WURM (1927) geochemischen Problemen.

SCHMIDT (1929) gibt erstmals einen Überblick über den geologischen und lagerstättenkundlichen Stand der Grube.

Es folgen Beiträge von MAUCHER (1936) über die Oxydations- und Zementationszone, von v. GAERTNER (1937) über die geologische Stellung der Lagerstätte und von STIER (1938) über die Tektonik des P-Lagers. Von GAERTNER (1939) faßt seine Geländeaufnahmen der weiteren Umgebung der Grube "Bayerland" in einer geologischen Karte 1:25 000 zusammen.

Von wesentlich weitreichenderer Bedeutung sind die geophysikalischen Untersuchungen von REICH (1938). Die magnetischen ΔZ -Messungen im Nahbereich der Lagerstätte führen nämlich zur Entdeckung eines zweiten Lagers, des sogenannten M-Lagers. SEELIS (1953) nimmt eine weitere Auswertung dieser Ergebnisse vor. In neuester Zeit führt schließlich Prof. Angenheister mit Schülern (ANGENHEISTER, SENGPHEL & GREINWALD 1969, ANGENHEISTER & SOFFEL 1970) umfangreiche geophysikalische Untersuchungen durch.

Als grundlegende Arbeit erscheint 1939 die mineralogisch-erzmikroskopische Untersuchung an Erzen des P-Lagers (MAUCHER 1939), die einen Beitrag zur Petrographie und Stratigraphie von v. GAERTNER enthält.

FISCHER (1945) nimmt in seinen Berichten im Anschluß an seine montangeologischen Aufnahmen zu gefügetektonischen und lagerstättenkundlichen Fragen Stellung. Er liefert die Grundlagen, auf denen z. T. SCHRÖCKE (1949) aufbauen kann; vor allem ist es jedoch SPROSS (1954), der sich im Kapitel IV über die tektonische Analyse deutlich den FISCHER'schen Ansichten nähert und diese einem größeren Kreis zugänglich macht.

Die erzmikroskopischen Untersuchungen, die in einem Bericht (WESTNER & ZIEHR 1949) über das obere M-Lager eine Fortsetzung finden, sind auf eine technische Erzmikroskopie ausgerichtet. KÖNNING (1950) dagegen schließt an MAUCHER (1939) an und liefert damit einen äquivalenten Beitrag zur Erzmikroskopie des höheren M-Lagers. In einer Kurzfassung berichtet ZIEHR (1960) über diese erzmikroskopischen Befunde.

SPROSS (1951) befaßt sich mit dem Nebengestein der Grube und stellt die petrographisch markanten Einheiten heraus.

Die Kurzaufsätze RECHENBERG's (1953) und MAUCHER's (1953) verdeutlichen die unterschiedliche Auffassung über die Genese und skizzieren dabei erstmals in einer Veröffentlichung einige neue Gedanken über die Lagerstätte.

1954 erscheint mit der Arbeit SPROSS (1954) eine moderne Gefügeanalyse mit einer Interpretation der tektonischen Geschichte. Im selben Jahr kommt auch die umfangreiche Arbeit RECHENBERG's heraus, in der versucht wird, einen Überblick über die Lagerstätte zu geben. In dieser Arbeit wurde im wesentlichen auf die Literatur zurückgegriffen, wodurch den tatsächlichen Gegebenheiten der Lagerstätte nicht immer Rechnung getragen werden konnte.

Aus der Zeit 1955 - 1957 liegen einige Berichte über montangeologische und z. T. tektonische Probleme vor (KARL 1955-1957).

PFEUFER (1956, 1960) führt petrographische Untersuchungen im näheren Grubenbereich durch, FRUTH (1958, 1961) beginnt im gleichen Bereich erstmals mit einer geochemischen Prospektion.

Zu geologischen (WOLF 1967, 1968), geochemischen (PREUSS & WOLF 1967), petrographisch-tektonischen (FORSTER & WOLF 1967) und montangeologischen (WOLF 1967 - 1970) Fragen wird in Berichten und Notizen ausführlich Stellung genommen. Einen geschichtlichen Abriß über den Bergbau, besonders über den Schwefelkiesbergbau des weiteren Grubenbereiches enthält der Aufsatz SEITZ & WOLF (1971).

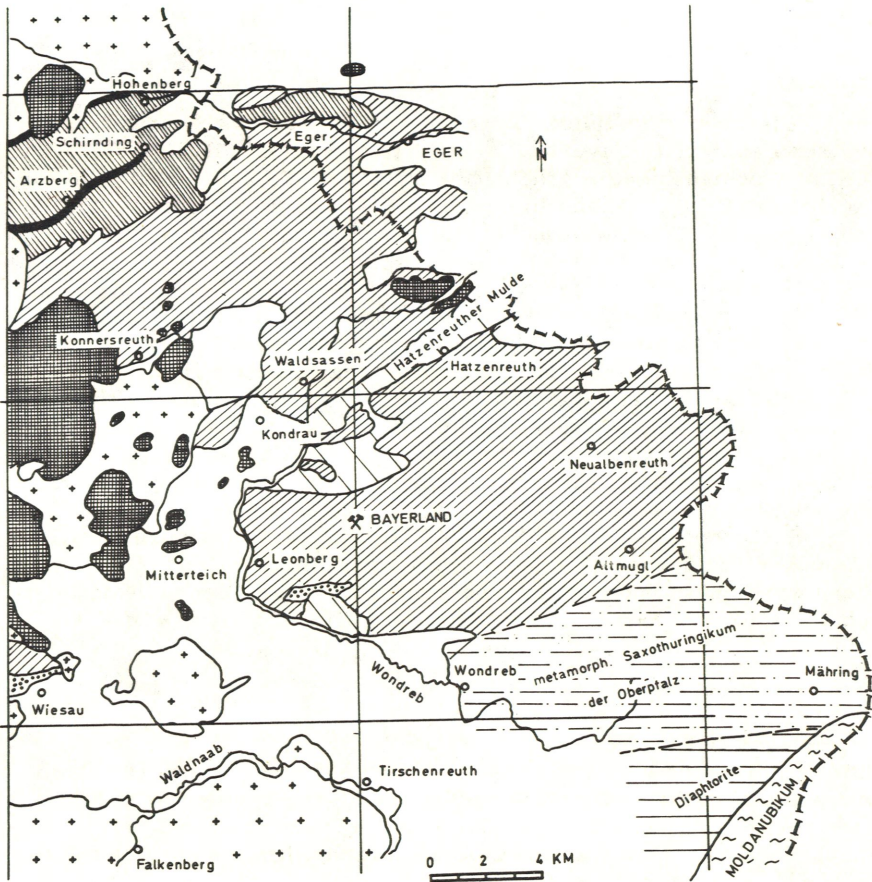
Außer den allgemeinen Themen gibt es eine Reihe spezieller Arbeiten, z. B. über den "Falkmanit" (RAMDOHR & ÖDMANN 1940), über Pyrrhotin-Gefüge (v. GEHLEN 1962), die als nicht unwesentliche Beiträge in der Literatur über die Lagerstätte ihren Platz einnehmen.

2. DER GEOLOGISCHE RAHMEN DER LAGERSTÄTTE








Die Lagerstätte Bayerland, 7 km südlich von Waldsassen in der Oberpfalz, befindet sich in der "Hercynischen Phyllitformation" der Waldsassener Gruppe (GÜMBEL 1868, S. 616), einer mächtigen Folge metamorpher Äquivalente der ordovizischen Frauenbachschichten, Phycodenschichten und Gräfenthaler Schichten (v. GAERTNER in MAUCHER 1939 und v. GAERTNER 1951). Die altpaläozoische Serie der Thüringer Fazies, die dem Saxothuringikum angehört, bildet eine weitgespannte Mulde und südlich anschließendem Sattel mit NE-SW-Achse (Taf. 1). Im NW schließt sich die vermutlich ins Kambrium einstuftbare Arzberger Serie an (v. GAERTNER in MAUCHER 1939), der weiter im N das Fichtelgebirge mit den postsudetischen Graniten folgt.

Im SE des Waldsassener Schiefergebirges tritt die vorwiegend ordovizische Altmugl Serie (wahrscheinlich Frauenbachschichten) auf, der sich weiter im S das metamorphe Saxothuringikum der Oberpfalz anschließt, das aus Glimmerschiefern und Gneisen besteht (Erl. z. Geol. Karte v. Bayern 1:500 000 1964).

Im S erstreckt sich das Areal der Diaphtorite (SCHREYER 1966), den



Taf. 1: Geologische Übersichtskarte des Waldsassener Schiefergebirges. Ausschnitt aus der Karte WURM (1961), SCHREYER (1966) mit Ergänzungen nach eigenen Untersuchungen.

-  Quartär und Tertiär
-  Silur (Kieselschiefer)
-  Ordovizium (Gräfenenthaler Schichten)
-  Ordovizium (Frauenbach- und Phycodenschichten)
-  Ordovizium (Arzberger Serie)
-  Granit
-  Basalt

SW nimmt das Falkenberger Granitmassiv mit den postsudetisch intrudierten Graniten ein.

2.1 Nebengestein

Das Waldsassener Schiefergebirge, und zwar das des weiteren Bereiches der Lagerstätte Bayerland, gliederte bereits GÜMBEL (1868, S. 616) in verschiedene petrographische Einheiten. Er unterscheidet "stark glimmerige glänzende Urthonschiefer, Phyllite, reich an chloritischen Beimengungen ... häufig als Fleckenschiefer entwickelt" sowie "Quarzreiche Thonschiefer und Quarzschiefer".

Das Nebengestein des engeren Lagerstättenbereiches besteht nach v. GAERTNER (in MAUCHER 1939, S. 221) u. a. aus "tonigen Sandsteinen und untergeordnet tonstreifigen Sandsteinen und sandstreifigen Tonen, die jetzt durchwegs in metamorphem Zustand vorliegen". PFEUFER (1960) erfaßte im gleichen Bereich bei seiner Bestandsaufnahme 9 petrographisch verschiedene Einheiten. Bei den geologischen Prospektionsarbeiten, die 1970 in diesem Gebiet durchgeführt wurden, konnte ich die Gesteinseinheiten noch differenzierter auskartieren und in einen geologischen Rahmen stellen (Arbeit in Vorbereitung).

In der Grube beschrieb SPROSS (1951) die Hauptgesteinstypen: Phyllit, Quarzlagenphyllit, Quarzit, Chlorit- und Knotenschiefer. Diese Gruppeneinteilung wurde durch unsere Untersuchungen im wesentlichen bestätigt und konnte außerdem noch untergliedert werden (FORSTER & WOLF 1967).

2.11 Gesteinsarten

a) Phyllite

Die Phyllite sind die am häufigsten auftretenden Gesteine. Durch die Kombination der in ihrem Anteil variablen Hauptgemengteile, den Mineralen Quarz, Sericit und Chlorit ergibt sich ein Spektrum von Typen, das vom blaugrünen Chloritphyllit und Chloritquarzphyllit bis zum silberweißen Sericitquarzphyllit und Sericitphyllit reicht.

Bei den Chloritvarietäten sind Fe-haltige Mg-Chlorite vorherrschend. Daneben kommen Mg-Fe-Chlorite sowie Fe-Mg-Chlorite vor.

Häufig sind die Phyllite rhythmisch gebändert. Die Bänderung besteht aus einem Wechsel phyllitischer und quarzitischer Lagen (Abb. 1). Es resultieren hieraus die sogenannten Quarzlagenphyllite. Die phyllitischen Partien setzen sich aus Sericit- und Chloritaggregaten (feinschuppiger Sericit, tafeliger vorwiegend eingeregelter Chlorit) zusammen, die quarzitischen Partien bestehen aus einem Sericit- und Chlorit-durchsetzten feinkörnigem Quarzkorn-Grundgewebe. Häufig ist in den quarzitischen Partien noch relikartig ein älteres Lagengefüge vorhanden, das durch dünn tafelige Chloritschüppchen und 0,1 bis 3 mm mächtige Quarzlagen markiert ist (Abb. 2).

Die Phyllite enthalten verschiedene Nebengemengteile. Es treten neben 0,1 bis 1 mm großen Granaten (Abb. 3) vor allem gedrungene, leisten-

förmige, nicht immer scharf begrenzte, manchmal ausgeflaserte dunkle Porphyroblasten auf (Abb. 4). Die Größe der meist bohngroßen Individuen kann in stark angereicherten Partien im Meterbereich von wenigen mm bis zu 5 cm Größe schwanken. Diese Porphyroblasten sind im wesentlichen zersetzte Andalusite (Abb. 5). Sie bestehen meist nur noch aus einem verfilzten Sericitaggregat, in dem gelegentlich noch Andalusitreste vorkommen und sind von zahlreichen gesproßten Chloriten durchsetzt. Sie weisen manchmal Zonarbau auf. Ihre Verteilung ist meist regellos, ihr Auftreten ist vorwiegend an Sericitquarzphyllite gebunden.

Diese mit Andalusit-Porphyroblasten durchsetzten Gesteine werden als Knotenschiefer bezeichnet, können jedoch nicht zwangsläufig in die Gruppe der kontaktmetamorphen Gesteine eingereiht werden (s. 2.3).

Außer diesen Porphyroblasten treten kleinere, meist blaugrüne, unscharf begrenzte Butzen auf. Diese Butzen sind im Durchschnitt 2-3 mm lang, besitzen elliptischen Querschnitt und sind häufig in s eingeregelt. Im Längsbruch der Gesteine erscheinen sie oft als Nadelchen. Es sind vorwiegend aufgesproßte Chlorite (Chloritaggregate), Biotittäfelchen, aber auch Aggregate von Pyrit oder Magnetkies. Gelegentlich bestehen größere Knötchen im Kern aus einem rekristallisierten Quarzkorn-Aggregat, um das sich ein Kranz von limonitisch durchsetzten Chlorittäfelchen bzw. Biotit legt (Abb. 6, 7, 8).

in hellgrauen Phylliten in Erzkörpernähe kommen vereinzelt auf s-Flächen Turmalin-Nadelchen vor, die wie häckselartige Spreu verteilt sind. Genauso sind hier Pyrit, Magnetkies, Kupferkies in Form einzelner Mineralkörner oder in Form von Mineral-Aggregaten vorhanden. In Erzmineral-Anreicherungs-zonen treten größere Erzbutzen und unterschiedlich mächtige Erzlagen in s auf (Abb. 9).

Außerdem beobachtet man in den hellgrauen Phylliten eine von Pyrit-Aggregaten ausgehende stärkere limonitische Durchtränkung des Gesteins.

In den Sericit-reichen Partien ist Muscovitsprossung verbreitet (Übergang von Phyllit zu Glimmerschiefer). Diese Phyllite werden häufig von Quarzknuern und mächtigeren Quarzlagen durchsetzt. Der helle 5 - 10 m mächtige Phyllit im Liegenden des Erzkörpers weist gelegentlich eine etwa 50 cm mächtige Arsenkies-führende Partie auf. Es sind darin sowohl flach-pseudooktaedrische (maximal 1 cm Kantenlänge) als auch säulige Kristalle (maximal 3 cm Länge) bekannt.

b) Quarzite

Dunkelgraue bis bräunlich-graue Quarzite i. e. S., ohne ausgeprägtes s-Gefüge kommen bereichsweise im Hangenden der Erzkörper vor (z. B. M-Lager 220- und 400 m-Sohle). Ihre Mächtigkeit übersteigt kaum einige Meter, häufig sind es nur 10 - 20 cm mächtige Partien innerhalb der Phyllite.

Diese vorwiegend feinkörnigen Quarzite weisen ein Pflastergefüge auf, in dem meist regellos eingestreut Sericit- und Chloritschüppchen auftreten (Abb. 10, 11). Die vorwiegend isometrischen Quarzkörner sind z. T. eingeregelt. Erzminerale und 1 bis 2 mm große Granate kommen gelegentlich vor.

Häufiger als diese Quarzite treten Bänderquarzite bis Quarzitlagen-Phyllite auf, und zwar vorwiegend in den hangenden Partien der Erzkörper.

c) Chloritschiefer

Dunkle blaugrüne feinkörnige Chloritschiefer bis massig wirkende Chloritgesteine treten lagig oder linsig sowie diskordant mit unregelmäßiger Begrenzung in Mobilisationszonen auf. In Erznähe (im unmittelbar Hangenden) beobachtet man in diesen Gesteinen meist Pyrit-Idioblasten oder Kupferkiesnester, im Liegenden der Erzkörper vor allem Granat (Abb. 12).

Neben Chlorit (Mg-Chlorite und Mg-Fe-Chlorite) und Erzmineralen enthalten die Chloritschiefer Quarz, Biotit, Muscovit, Andalusit, Stauroolith und Hornblende. In den lagigen Chloritschiefern markieren häufig mm-mächtige feinverästelte hellbraune Lagen das s-Gefüge.

In Mobilisationszonen sind die Chloritschiefer meist mit milchigem Quarz vermengt. An ihrem Kontakt zum Quarz treten aufgesproßte, große Muscovit-Tafeln, im Quarz häufig Andalusite auf.

Für die Annahme, die lagigen Chloritschiefer stellen ehemalige Tuffe dar, gibt es Hinweise, wie z. B. das Auftreten in einer monotonen Phyllitserie, das bevorzugte Auftreten in Erzkörperrnähe (im unmittelbar Hangenden der 400 m-Sohle) oder im tieferen Liegenden. Die geochemischen Untersuchungen über die Spurenelementgehalte in Phylliten einerseits und tuffitverdächtigen Chlorit-Granatschiefern andererseits zeigen jedoch bisher keine weiteren Anhaltspunkte.

d) Glimmerschiefer

Während vielfach alle Übergangsstufen zwischen Phyllit und Glimmerschiefer (und umgekehrt) vorhanden sind, kommen eigentliche Glimmerschiefer nur gelegentlich vor. (Meist beobachtet man sie in Erzkörperrnähe und im tieferen Liegenden der Erzkörper.) Es sind linsenartige Einschaltungen, deren Mächtigkeit im m-Bereich liegt. Diese Biotit-reichen Glimmerschiefer sind braune, grüngraue, dunkelgraue bis schwarze Gesteine, häufig grobflasrig mit Quarzlagen oder Quarzknuern und sie führen vereinzelt Granat.

e) Metamorphe Mobilisate

Die vermutlich ältesten metamorphen Mobilisate sind verfaltete und z. T. überscherte Quarzgänge, die in ihrer Mächtigkeit oft stark schwanken. FISCHER (1945) deutet sie als Bildungen aus dem Stoffbestand hochhydrothermalen Nachschübe der prä-variskischen Magmen. Ihre Gestalt sei durch die spezifischen Entstehungsbedingungen hervorgerufen. Eine Erzmineralführung in diesen Gängen scheint zu fehlen.

Außerdem treten pegmatoide linsige, gelegentlich annähernd in s-liegende Körper auf. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz, Glimmer (Muscovit) und vereinzelt Feldspat, Andalusit, Turmalin, Bleiglanz, Arsenkies, Kupferkies, "Falkmanit" (Abb. 13,14).

Geringmächtige, diskordant das Nebengestein durchsetzende Quarzgänge mit Bleiglanz- oder Turmalinführung stellen einen weiteren Typ der metamorphen Mobilisate dar.

Zu den jüngsten Bildungen zählen Quarzmobilisationen im Erzkörper oder in dessen unmittelbarer Nähe. In den Quarzmobilisaten sind unregelmäßig begrenzte Chloritschieferpartien enthalten. Kristalldrusen sind zahlreich. Diese z. T. großen Quarzkristalle, manchmal in mehreren Generationen aufgewachsen, haben langsäuligen, meist jedoch gedrungenen Habitus. Einige Kristalle weisen Chalcedonkrusten auf oder besitzen Anflüge von Pyrit, bzw. Pyritaggregate und Hämatitblättchen sind in den Kappen der Quarze eingelagert.

2.12 Gesteinsabfolge

Um ein Schema einer typischen Gesteinsabfolge vom Nebengestein der Erzkörper entwerfen zu können, erfolgte die Auswertung der Schichtverzeichnisse von über 250 älteren Bohrungen. Ferner wurden Strecken petrographisch aufgenommen: P-Lager 160m- und 220 m-Sohle, M-Lager 220 m-, 306 m- und 400 m-Sohle sowie die Hauptquerschläge der 160 m-, 220 m- und 280 m-Sohle. Die seit 1966 durchgeführten Untersuchungsbohrungen wurden ebenfalls ausgewertet.

Diese Arbeiten machten deutlich, daß die zu petrographischen Einheiten zusammengefaßten Nebengesteinskomplexe - von Schichtgliedern i. e. S. kann nicht gesprochen werden - sehr häufig nur durch Übergangsbereiche gegeneinander abgegrenzt werden können. Vielfach stoßen zwei verschiedene Einheiten an Scherflächenzonen aneinander, die dann eine "Schichtgrenze" bilden.

In guter Übereinstimmung sämtlicher Unterlagen aus dem tieferen M- und P-Lager läßt sich eine typische petrographische Gesteinsabfolge aufstellen, die sehr wahrscheinlich auch für den Gesamtbereich repräsentativ ist. Die aufgeschlossene Gesteinsabfolge umfaßt vom Erzkörper ausgehend maximal 50 m zum Liegenden hin und ebenso zum Hangenden hin. Die absoluten Mächtigkeiten der Einheiten sind nicht genau zu erfassen.

Im Vertikalprofil treten vom Liegenden zum Hangenden auf:

1. Chloritphyllite, Chlorit-Sericitphyllite, Chlorit- oder Biotitschiefer. Die Gesteine umfassen eine Serie von wenigstens 40 m. Der Phyllitcharakter erscheint oft wenig ausgeprägt. Durch aufsprossenden Biotit, seltener Muscovit, ist bereichsweise ein allmählicher Übergang zu Glimmerschiefern festzustellen. Eigentliche Glimmerschiefer kommen jedoch nur lokal in geringmächtigen Partien vor. Charakteristisch für diese Serie sind die linsigen etwa s-parallelen Granat- führenden Chlorit- oder Biotitschiefer von etwa 1 m Mächtigkeit. Sehr häufig sind in dieser Gesteinsserie Erzmineralaggregate diffus verteilt oder in größeren Konzentrationen vorhanden. Es können auch bis zu 1 m mächtige linsige Erzpartien auftreten. Als Nebengemengteile sind dunkle Porphyroblasten (zersetzte Andalusite), Granate, gesproßte parallel struierte Chlorite verbreitet.

Durch die allmähliche Chloritabnahme und entsprechende Sericitzunahme geht aus der graugrünen Serie im fließenden Übergang eine

2. hellgraue Serie aus Chlorit-Sericitphylliten, Sericit-Quarzlagenphylliten und Sericitphylliten von 5-10 m Mächtigkeit hervor. Charakteristisch für diese Zone sind die silbergrauen mürben Sericitphyllite von 0,3 bis 3 m Mächtigkeit, die Sericit-Quarzlagenphyllite, die Quarzmobilisate - Einschaltungen von s-parallelen 15-20 cm mächtigen Quarzlagen, bzw. Quarzknuern - sowie die partienweise starke Erzmineralführung. Pyrit, seltener Kupferkies und Magnetkies, kommen in Lagen von 1-5 cm Mächtigkeit vor oder diese Minerale sind in cm-großen Aggregaten im Nebengestein unregelmäßig verteilt. Lokale Biotitanreicherung und Turmalinführung (auf s-Flächen der Phyllite, in Quarzpartien) in Erzkörfernähe ist verbreitet. Außerdem führen die Sericitphyllite gelegentlich Arsenkiesporphyroblasten. Die Serie wird an einer meist scharfen Grenze vom

3. Erzkörper überlagert, der im Durchschnitt 5 m mächtig ist (zwischen 0,1 und 17 m). Im Erzkörper können mehrere Nebengesteinslagen zwischengeschaltet sein, die aus Quarziten, Phylliten und Glimmerschiefern bestehen. Das Erz besteht aus Schwefelkies, der bereichsweise von Magnetkies vertreten wird und aus verschiedenen Sulfiden und Oxiden. Eine deutliche vertikale Mineralabfolge oder Unterschiede im Erzmineralgehalt im Vertikalprofil konnte nicht festgestellt werden (s. 3.4). Im Hangenden setzt eine häufig scharf abgegrenzte

4. Serie 4 ein, die zwischen 0,5 m und 4 m mächtig ist und in der man wenigstens 3 verschiedene Gesteinstypen, oft auf engem Raum verteilt, unterscheiden kann:

a) An einer scharfen Grenze gegen den Erzkörper tritt ein mehrere Meter mächtiger, meist stark tektonisch beanspruchter grobflaseriger Chloritphyllit auf (360- und 400 m-Sohle);

b) der Erzkörper wird an einer scharfen Grenze von einer Partie geringmächtiger blauschwarzer Chloritschiefer überlagert oder aus einem Chloritschiefer-durchsetzten Erz geht ein Erzmineral-durchsetzter, Quarzpartien enthaltender Chloritschiefer hervor;

c) durch merkliche Abnahme des Pyritgehaltes und gleichzeitiger starker Verquarzung setzt im Erz-Hangenden eine häufig Kupferkiesreiche Quarzzone ein (360 m- und 377 m-Sohle), die stark zerklüftet ist und Quarzdrusen enthält.

Diese Zone 4 wird im Hangenden durch eine deutlich ausgeprägte Scherflächenzone, die spitzwinklig zu s verläuft, begrenzt (auch innerhalb der Zone 4 sind häufiger parallel verlaufende Scherflächenzonen). Es folgt die

5. tektonisch wenig beanspruchte Serie 5, die ca. 20 m mächtig ist und im wesentlichen aus grauen Chlorit-Quarzitlagenphylliten, Quarzphylliten, Quarzschiefern und Bänderquarziten besteht. In den phyllitischen Partien tritt häufig Mineralsprossung (meist Chlorit) auf, die quer und parallel zum s-Gefüge verläuft. Andalusitporphyroblasten und Pyritaggregate, gelegentlich andere Erzminerale, können bevorzugt in Erzkörfernähe beobachtet werden.

Die typischen Gesteine dieser Serie sind die zuweilen in zwei Hori-

zonten vorkommenden quarzreichen Quarzitlagenphyllite oder Bänderquarzite. Sie weisen neben der Schieferung ein relikttisch erhaltenes älteres s-Gefüge auf (s. 2. 4). Porphyroblasten treten stark zurück oder fehlen vollkommen. Erzminerale sind gelegentlich auf Klüften zu beobachten. Diese Zone 5 wird an einer unscharfen Grenze von der

6. Zone 6 überlagert, die aus Chloritphylliten, Chloritquarzphylliten und Chlorit-Sericitphylliten besteht und von 20 m bis 50 m vom Erzkörper zum Hangenden hin aufgeschlossen ist. Dunkle, stengelige gesproßte Minerale, häufig s-parallel sowie zersetzte Andalusit-Porphyroblasten, in quarzreichen Partien gelegentlich Granat und Pyrit sind hier vertreten.

Zusammenfassend läßt sich über das vorstehend beschriebene Vertikalprofil folgendes sagen: Markante, wohldefinierte Leithorizonte sind im Liegenden des Erzkörpers die Granat-führenden Chloritschiefer und Sericitphyllite, im Hangenden die Quarzitlagenphyllite und Bänderquarzite. Von nur lokaler Bedeutung erwies sich ein "Erzband" von 10 bis 50 cm Mächtigkeit im unmittelbaren Liegenden geringmächtiger Erzkörperpartien. Es konnte vielfach in tieferen Lagerbereichen des M-Lagers beobachtet werden.

Das schematische Profil umfaßt folgende Serien:

- | | |
|---------------------|---|
| ↑
HANGENDES
↓ | 6. Grüngraue Chloritphyllite, Sericitphyllite mit Andalusitporphyroblasten; mehr als 30 m mächtig |
| | 5. Hellgraue Quarzphyllite, Quarzitlagenphyllite und Bänderquarzite, ca. 20 m mächtig |
| | 4. Tektonisch stärker beanspruchte Partie von 0,5 bis 4 m Mächtigkeit |
| | a) Grobflasriger Chloritphyllit oder |
| | b) Chloritschiefer mit Quarz- und Erzmineralaggregaten oder |
| | c) Quarzmobilisat von Erzmineralaggregaten durchsetzt |
| ↓
LIEGENDES
↑ | 3. <u>ERZKÖRPER</u> , ca. 5 m mächtig |
| | 2. Hellgraue Sericitphyllite, Sericit-Quarzlagenphyllite mit Quarzmobilisaten, starke Erzmineralführung (gelegentlich Arsenkies), lokal stärkerer Biotitsprossung, ca. 5 - 10 m mächtig |
| | 1. Grüngraue Chloritphyllite, Chlorit-Sericitphyllite, Biotit-führende Phyllite, Granat-führende Chloritschiefer und Glimmerschieferpartien, mehr als 40 m mächtig |

2.2 Stratigraphie

Die Gesteinsserien des weiteren Lagerstättenbereiches der Grube Bayerland werden im wesentlichen aufgrund lithologischer Kennzeichen mit Gesteinen der Frauenbach-Phycoden-Serie des Schwarzburger Sattels parallelisiert (v. GAERTNER 1944). Die außerdem vorkommenden Gesteine sind Gräfenthaler Schichten, eine Serie, die im stratigraphisch Hangenden

der Frauenbach- und Phycodenschichten auftritt.

Die Frauenbachschichten des Schwarzburger Sattels bestehen nach v. GAERTNER (1944) aus dem unteren Frauenbach-Quarzit der Frauenbach-Wechsellagerung (Quarzite, Tonschiefer, Tuffe) sowie dem oberen Frauenbach-Quarzit mit Tuffeinschaltungen. Die Phycodenschichten besitzen im Liegenden einen Dachschieferhorizont; zum Hangenden hin folgt der Magnetit-Quarzit. Fehlen nun diese markanten Horizonte, so ist eine Bestimmung oder eine Trennung der Serien schwierig.

Dieses Idealprofil ist im Nahbereich der Grube sehr unvollkommen vorhanden. Einige charakteristische Serien kommen jedoch in Nachbargebieten, auf den Meßtischblättern Rehau (EMMERT 1958) und Waldershof (DIMROTH, SÖLLNER & STETTNER 1965) vor. Auf Blatt Waldershof tritt als eindeutiges Schichtglied der Frauenbachschichten der Sericitquarzit auf. Die Phycodenschichten bestehen aus einer Serie gebänderter Quarzite, Quarzphyllite und Phyllite. Eindeutige Phycodenschichten sind hier die rhythmisch gebänderten, einen sedimentären Lagenaufbau aufweisenden Quarzitlagenphyllite.

In der Grube Bayerland treten im unmittelbaren Liegenden der Erzkörper Sericitphyllite, Sericitchloritphyllite, Chloritschiefer auf, im tieferen Liegenden folgen Sericitschiefer bis Quarzite und Quarzgebänderte Glimmerschiefer. Im unmittelbaren Hangenden der Erzkörper kommen Quarzlagenphyllite bis Bänderquarzite, im weiteren Hangenden - über einer unterschiedlich mächtigen Andalusit-Sericitschiefer-Partie - leicht gebänderte, quarzreiche z. T. Magnetit-führende Quarzite vor.

Nach v. GAERTNER (in MAUCHER 1939) ist die Lagerstätte an Quarzite gebunden, in denen er die Frauenbachquarzite zu erkennen glaubt, eine Ansicht, der sich andere Bearbeiter bisher angeschlossen haben (z. B. SPROSS 1954, RECHENBERG 1954, PFEUFER 1960). Die neuen Befunde über das Nebengestein, das sich keineswegs als eintönige Quarzitserie erweist, bilden eine geänderte Ausgangsbasis für die stratigraphische Einstufung. Es resultiert hieraus:

Die gebänderten Quarzite und Quarzitlagenphyllite im direkten Hangenden der Erzkörper, die auch mit dem liegendsten Horizont der Phycodenschichten parallelisierbar sind und die Magnetit-führenden Quarzite im weiteren Hangenden lassen vermuten, daß die Lagerstätte stratigraphisch in die unteren Phycodenschichten oder an die Grenze Frauenbachschichten - Phycodenschichten einzustufen ist.

2.3 Metamorphose

Die Gesteine des Lagerstättenbereiches sind epizonal-regional-metamorph geprägt. Die Regionalmetamorphose soll durch eine Kontaktmetamorphose überlagert worden sein, die bereits HARTMANN (1924) zu erkennen glaubte. Die Annahme einer Kontaktmetamorphose (v. GAERTNER 1937, MAUCHER 1939, FISCHER 1945, SPROSS 1954, PFEUFER 1960) erschien im wesentlichen durch die Andalusitführung der Gesteine - Andalusit als "Kontaktmineral" - begründet. RECHENBERG (1954) brachte hierzu erste Einwände vor.

In der Grube treten im Nebengestein der Lagerstätte Andalusite unregelmäßig verteilt, lokal konzentriert, im Liegenden und auch im Hangenden der Erzkörper auf, sowohl über Tage als auch im Niveau der 400 m-Sohle. Besonders häufig kommen sie in Mobilisationszonen, z. B. in Chloritschiefer-Quarzpartien sowie in einigen Phyllitvarietäten vor. Bei ihrem massenhaften Auftreten beobachtet man im Meterbereich Größenunterschiede der Individuen von einigen Millimetern bis zu 5 cm. Neben stark ausgeflaserten finden sich in anderen Bereichen scharf begrenzte, jedoch ebenfalls meist schon weitgehend zersetzte Individuen. Nur in Quarzmobilisaten sind die säuligen bräunlichfarbenen Andalusite weitgehend gut erhalten.

Im Nahbereich der Lagerstätte, im Umkreis von ca. 5 km, ist nur eine auf bestimmte Phyllitvarietäten beschränkte und damit unregelmäßige Andalusit-Verteilung vorhanden. Eine Zunahme der Andalusit-Führung in Richtung auf einen von SPROSS (1954, S. 397) vermuteten, "die Schichten unregelmäßig unterlagernden Magmenkörper" kann nicht festgestellt werden.

Auch für die von PFEUFER (1960) angenommenen hohen Bor- und Fluorgehalte in den metamorphen Sedimenten - z. B. für Bor durch die Turmalinführung angezeigt - ist nicht unbedingt die Nähe eines intrudierten Plutons ausschlaggebend, wie dies für Bor die Arbeiten von HARDER (1959) hinreichend beweisen.

Das Fehlen von Granitkomplexen im nahen Lagerstättenbereich sowie die geringmächtigen Kontakthöfe an den großen Granitmassiven des weiteren Gebietes sprechen gegen eine Kontaktmetamorphose. SCHREYER (1966) stellt heraus, daß in dem südlich an die saxothuringische Glimmerschieferzone angrenzenden Gebiet, in der stark magmatisch durchsetzten Zone des Diaphoritgebietes, die in diesen Gesteinen bevorzugt auftretende Andalusit-Führung fehlt. Er erklärt vielmehr die Andalusit-Bildung als im Phasengleichgewicht mit den Hauptkomponenten der Phyllite befindlich, wodurch sich die Deutung der Andalusite als kontaktmetamorph bedingte Bildungen erübrigt.

Welche Bedeutung einer Autometamorphose für lokale Bereiche zukommt, die von FISCHER (1945) bereits vermutet und von FORSTER (FORSTER & WOLF 1967) für erkörpernahe Partien angenommen wird, ist derzeit nicht zu überblicken.

2.4 Tektonik

Der Gesteinskomplex, in dem das Schwefelkiesvorkommen Bayerland liegt, befindet sich nach HARTMANN (1924, S. 3) im "steilen Südostschenkel einer großen NE-SW-streichenden Phyllitsynklinale". In der nordwestlich anschließenden Muldenzone, die sich zwischen Altkinsberg im NE und Altenhammer im SW erstreckt, treten die stratigraphisch jüngeren Gräfenthaler Schichten auf (v. GAERTNER 1944). Den Nordwestflügel der Mulde bilden Phycoden- und Frauenbachschichten (nördlich von Waldsassen).

Dieser Großmulde schließt sich im Süden ein kompliziert gebauter,

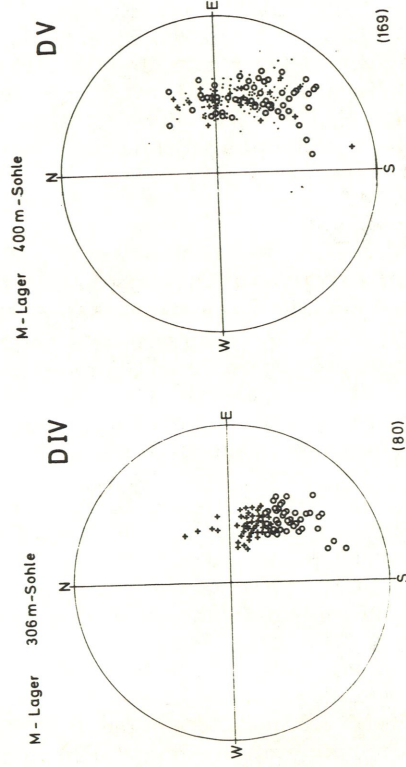
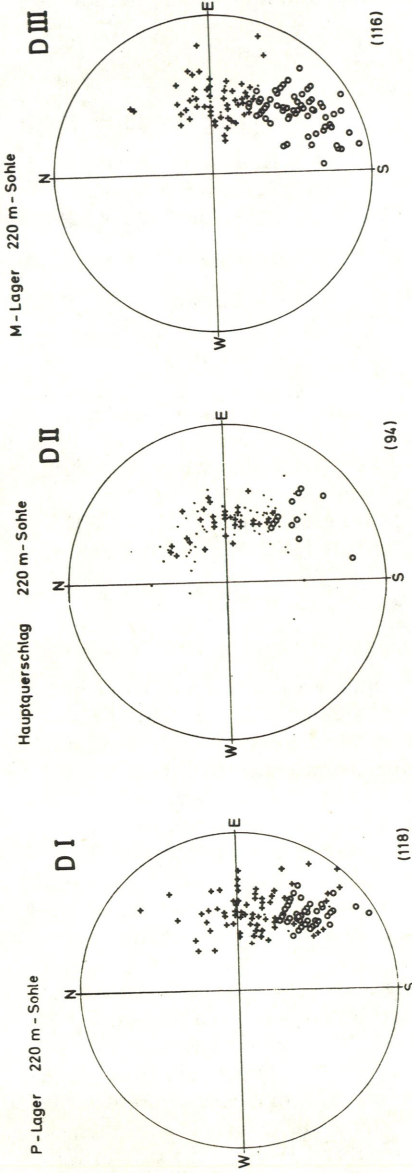
wahrscheinlich Nordwest-vergenter Sattel an, dessen Achse vermutlich im Bereich der Grube Bayerland durchzieht. Außer den an dessen Südschenkel auftretenden fraglichen Gräfenthaler Schichten kommen sichere silurische Kiesel-schiefer vor, deren Alter durch Fossilien belegt ist (STÜRMER 1962).

2.41 s-Flächen

Am Stoß, im Handstück und im Dünnschliff sind häufig zwei deutliche, unterschiedlich stark ausgeprägte s-Gefüge zu erkennen. Das eine s-Gefüge ist durch einen rhythmischen Lagenbau von 1-3 mm mächtigen hellen quarzitischen und 0,1 - 1 mm mächtigen dunklen Lagen (dünn tafelige eingeregelt Chlorite) ausgezeichnet. Dieses s-Gefüge, durch den Schichtwechsel des ehemals tonig und sandigen Sedimentes angelegt, z. T. durch eine erste schichtparallele Schieferung überformt, wurde anschließend verfaltet. Durch eine Schieferung s_2 erfolgte dann eine Zerschierung und Verschieferung. Dabei konnte sich infolge metamorpher Differentiation ein aus mm-mächtigen phyllitischen und bis zu cm-mächtigen quarzitischen Partien bestehender neuer Lagenbau bilden. Da das jüngere s_2 -Gefüge meist dominiert, spalten die Gesteine nach diesen Flächen. Wir finden dieses s_2 besonders ausgeprägt in den inkompetenten phyllitischen Serien, während man in den kompetenten quarzreichen Partien s_1 und s_2 beobachtet. Die Quarzitlagenphyllite und Bänderquarzite, die s_1 und s_2 aufweisen, geben demnach Aufschluß über die Feintektonik, vor allem über das s-Gefüge: Läuft das ältere Lagengefüge parallel oder annähernd parallel zu s_2 , so arbeitet die schichtparallele Schieferung dieses Lagengefüge aus, verwischt oder zerstört jedoch bei den hierbei auftretenden Gleitbewegungen das alte Feingefüge. Verläuft das ältere Lagengefüge spitzwinkelig zu einer engständigen Schieferigkeit, so werden die Quarzlagen meist langlinsig zerschert. Bei weitständiger Schieferigkeit dagegen wird das Lagengefüge nur leichtwellig verfaltet. Bilden die beiden s-Gefüge ein System zweier unter einem Winkel von etwa 90° schneidenden Flächenscharen, dann erfolgt bei weitständiger Schieferigkeit Scherfältelung und Knitterfältelung. Bei engständiger Transversalschieferung wird das ältere Lagengefüge vollkommen zerstört (Abb. 15-18).

Ohne deutliche Unterscheidung zwischen s_1 und s_2 wurde in der älteren Literatur vom "Streichen des Nebengesteins" gesprochen und dabei im wesentlichen das Streichen der s_2 -Flächen angegeben. Dies schien deshalb berechtigt, zumal die Annahme vorherrschte, es liege eine schichtparallele Schieferung zugrunde (s_2 parallel s_1). Zu übereinstimmenden Werten über das "Schichtstreichen" von NE/45-60 NW gelangten WURM (1927), MAUCHER (1939) und SPROSS (1954).

Die von SPROSS (1954) in seiner tektonischen Arbeit begonnenen s-Flächen-Messungen wurden von uns (WOLF 1967, FORSTER & WOLF 1967) in tieferen Lagerstättenteilen fortgesetzt. Die Gesamtdarstellung aller s-Flächenpole homogener Teilbereiche erbrachte zunächst jeweils ein gelängtes Maximum der s-Flächenpole im SE- (und NE-) Quadranten. Dieses Maximum steht in guter Übereinstimmung mit den s-Flächenmaxima ("Schichtflächenmaxima") in den Diagrammen 15, 16, 17 aus SPROSS



Grube BAYERLAND
Flächenpol-Diagramme
Schicht- und Schieferungsflächen

· s (allgemein)
+ ss
o sf

Taf. 2

(1954, Taf. zu S. 403). Da sich jedoch bei unseren Gefügedaten größere Unterschiede zwischen dem Streichen und Fallen von s_1 und s_2 zeigten, wurde eine getrennte Darstellung vorgenommen. Bei dieser Darstellung zeichnet sich nun eine deutlich voneinander abweichende Hauptflächenlage ab (s. Taf. 2):

Diagramm	s_1 (Schichtung)	s_2 (Schieferung)	Bereich
D I	NS/40 W	45/55 NW	P-Lager 220 m-Sohle
D II	NNW-NNE/30 W	40/45 NW	Hauptquerschlag 220 m-Sohle
D III	NS/40 W	50/60 NW	M-Lager 220 m-Sohle
D IV	25/35 W	45/45 NW	M-Lager 306 m-Sohle
D V	NNW-NNE/ 40-45 NW	NS-NE/ 45-50 NW	M-Lager 400 m-Sohle

(D I - D IV aus FORSTER & WOLF 1967, Taf. 2).

Außerdem gibt ein Vergleich der 4 Diagramme, daß einerseits die Maxima der s_1 -Pole der einzelnen Diagramme untereinander nahezu gleich sind, wie andererseits die Maxima der s_2 -Pole. Das Maximum von s_1 ist erwartungsgemäß breiter (größere Streuung) als das von s_2 (s. Taf. 2). Für s_1 (Schichtung) konnte eine generelle Lage 2 NNW-NNE/30-45 W, für die s_2 (Schieferung) eine solche mit NNE-NE/35-60 NW ermittelt werden.

2.42 B-Achsen

FISCHER (1945) kam bei seinen Untersuchungen im oberen M-Lager zu der Ansicht einer mehrachsigen Faltung des Gesamtkomplexes. Er stellte als Hauptachse das stoffkonkordante B der Erzkörper heraus und beobachtete zudem eine "Querwellung" dieser Achse. SCHRÖCKE (1949) nahm eine den söhligigen Schichten aufgeprägte B-Achse mit ca. 70° Streichen an. Diese Achse habe durch Kippung des Schichtkomplexes (Rotation um a) eine Lage mit WSW-Fallen angenommen; aus einer Rotation um b resultiere eine SE-Vergenz der Falten. Außerdem habe eine Querfaltung ($B' \perp B$) - analog zu FISCHER's "Querwellung" - stattgefunden. Diese Formungsakte führt SCHRÖCKE auf einen einzeitigen Beanspruchungsplan zurück.

SPROSS (1954) kommt bei seinen gefügetektonischen Untersuchungen dagegen zu drei Beanspruchungsplänen, die folgende Achsen haben: B I: 60/30 W, B II: 86/33 W und B III: 35/flach NE bis flach SW. Nach Plan I mit der ältesten Achse (B I) erfolgte bereits eine leichte Verfaltung und Rinnenbildung, welche die Voraussetzung für die spätere Erzkonzentration bildete. Nach dem Aufsteigen der "ältesten" prä- bis frühvariskischen Granite setzte die Hauptverformung nach Plan I und II ein, die mit einer Verschieferung der Schichtpakete einherging. Nach der Intrusion der "jüngsten" vermutlich prä-oberkarbonen Granite trat eine Einengung der

Schichten nach dem Plan III mit B III ein.

Die von uns im Bereich des tieferen M-Lagers gemessenen B-Achsen (Wülste, konstruktiv ermittelte Kleinfaltenachsen) weisen als Hauptrichtung EW bis WSW-ENE-Richtung auf und tauchen flach nach Westen bzw. Südwesten ein. Lineare als Schnittgeraden von s_1 und s_2 , oft parallel zu den stoffkonkordanten Hauptachsen verlaufend, entsprechen nicht B-Achsen, da sie nicht genetisch eindeutig anzusprechen sind. Es fehlt der Beweis für einen einheitlichen größeren Formungsakt, der Faltung und Schieferung einschließt, so daß diese Lineare nur als Delta-Achsen bezeichnet werden können. So deutet z. B. auf verschiedene tektonische Formungen und unterschiedliche Beanspruchungspläne die Tatsache hin, daß die Haupt-B-Achsen (stoffkonkordante Achsen der Erzkörper) zwar auf dem Maximum der Hauptflächenlage von s_1 , aber nur z. T. auf dem Maximum von s_2 zu liegen kommen.

Da das Streichen der Schieferungsflächen meist parallel zu den zugehörigen Falten verläuft, müßte die Durchschieferung des Gesamtkomplexes nach einem Formungsplan mit NE-SW-streichenden B-Achsen erfolgt sein. SPROSS (1954) fand eine solche NE-SW-streichende Achse in seinem "jüngsten" Plan III (Streichen: 35° , Einfallen: flach NE und SW). Wir haben demnach in einem ersten Beanspruchungsplan mit B-Achsen E-W bis ENE-WSW und flachem W-Fallen (mit Querschiebung $\perp B$) Faltung des Schichtkomplexes, in einem weiteren, nicht diesem Formungsakt angehörigen Formungsplan (mit NE-SW-streichenden Achsen) Durchschieferung.

2.43 Verschiebungen und Klüfte

Markante und bedeutende Verschiebungen im Lagerstättenbereich sind etwa EW-verlaufende Störungen.

Im Bereich der 49 m-Sohle des M-Lagers zieht eine nicht mehr zugängliche Störung mit $110/70$ SW durch, deren Fortsetzung im P-Lager, 203 m-Sohle, aufgeschlossen sein dürfte. Nach FISCHER (1945) sei die Hangendscholle abgeschoben, während gleichzeitig eine Verschiebung nach NW vorliege (von uns als EW-Störung I bezeichnet).

Parallel zu dieser Störung und im Abstand von ca. 200 m verläuft im tieferen M-Lager zwischen der 160 m-Sohle im S und der 220 m-Sohle im N die "südwestliche Hauptstörung" ($110/70$ S, SPROSS 1954, S. 432), bei der die Hangendscholle um die Vertikalkomponente 1-15 m nach oben verschoben sein soll (umgekehrt wie bei EW-Störung I). Der SW-Komplex ist ebenfalls nach NE verschoben (schräge Aufschiebung). Als Verschiebungsbetrag werden Werte zwischen 60 und 120 m angegeben. Der Wert dürfte nach eigenen Untersuchungen jedoch bei 60 m liegen (EW-Störung II).

Auch im tieferen M-Lager durchzieht eine EW-Störung (EW-Störung III, 270 m Abstand von Störung II) diagonal den Erzkörper, tritt erstmals auf der 340 m-Sohle im Süden auf und markiert auf der 400 m-Sohle die Nordbegrenzung des Erzkörpers. Die Verschiebungsfläche streicht generell 100° , steht seiger oder fällt mit 80° nach S ein. Der Hangendkomplex ist abgeschoben (schräge Abschiebung). Der Betrag der Horizontalkomponente übersteigt kaum 15 m, der der Vertikalkomponente dürfte niedriger sein.

Eine weitere EW-Störung (EW-Störung IV, 80 m Abstand von Störung III) deutet sich im Süden der 400 m-Sohle an: Im SW der Sohle wird der Erzkörper von einer Störung 90-100/55-75 S abgeschnitten. Der hangende Teil scheint hier aufgeschoben zu sein (schräge Aufschiebung).

Aus den Befunden über die vorstehend genannten 4 EW-Störungen ergibt sich, daß der im Lagerstättenbereich aufgeschlossene Gesteinskomplex durch eine Art Staffelsystem gegliedert wird. Die Hangendschollen, bis auf EW-Störung III, sind jeweils nach W verschoben, während bei Störung I und III eine Abschiebung, bei Störung II und IV eine Aufschiebung erfolgt sein dürfte.

Von den weiteren Störungen soll nur die "Randstörung" im S des M-Lagers mit 70-80° Streichen und 70° N-Einfallen erwähnt werden, die parallel zum Lager verläuft und von der 340 m-Sohle bis zur 400 m-Sohle aufgeschlossen ist.

Die Hauptkluftrichtungen des tieferen Lagerstättenteiles entsprechen etwa den von SPROSS (1954) für das höhere M- und P-Lager erfaßten. Inwieweit jedoch die Zuordnung der Hauptklüfte zu den jeweiligen B-Achsen-systemen gerechtfertigt erscheint (ac, bc, ab-Klüfte), muß von uns offen gelassen werden.

3. Die Lagerstätte

3.1 Beschreibung

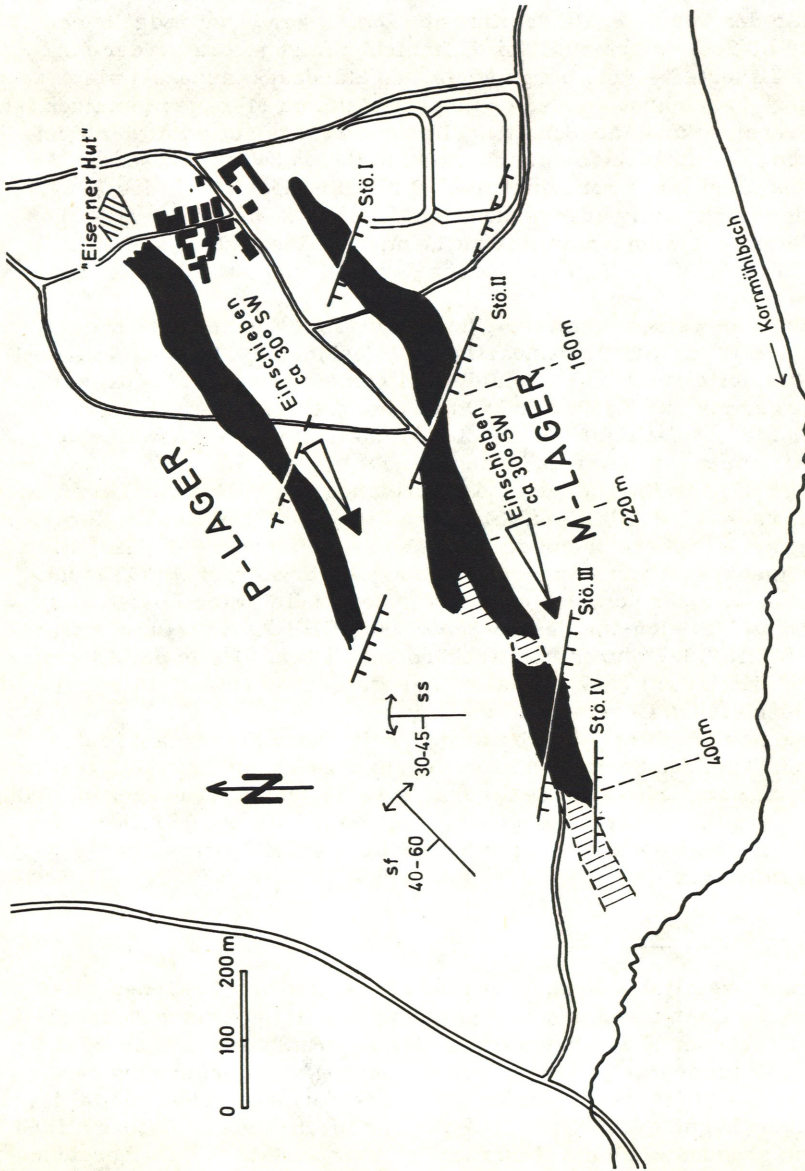
Unter der Bezeichnung "Erzkörper" sei hier nur der bauwürdige Teil der Lagerstätte verstanden. Dieser Teil ist in seinem Umriß bekannt. Die tektonische Deformationsgeschichte wird von verschiedenen Autoren von der Gestalt des bauwürdigen Erzkörpers abgeleitet. Eine Interpretation wäre jedoch nur dann gerechtfertigt, wenn der Begriff "bauwürdiger Erzkörper" mit dem Begriff geologischer Körper z. B. im Sinne der Lagerstätten-definition MAUCHER's (1962, S. 4) stets austauschbar wäre.

Die Lagerstätte setzt sich aus bisher zwei bekannten Haupterzkörpern, dem P-Lager und dem M-Lager, zusammen (Taf. 3). Diesen Erzkörpern sind häufiger einige Meter mächtige Nebengesteinslagen zwischengeschaltet, die dann gelegentlich den Erzkörper in zwei oder mehrere selbständige Lagerteile untergliedern.

Das höhere P-Lager bestand nach BRAUMÜLLER (1926) aus zwei "Linsen". Im Einschieben schloß sich im Liegenden des P-Lagers be-reichsweise das sog. Imprägnationslager (100-160 m-Sohle), im Hangenden das sog. Hangendlager (200-250 m-Sohle) an.

Bedeutendere "Begleit-Trümer", bzw. zwei gleichmächtige Erzkörper zwischen dem Niveau der 200- und 250 m-Sohle sind auch im M-Lager be-kannt. Eine Verbreiterung des Erzkörpers (in ac) unterhalb der 200 m-Sohle und eine Ausdünnung seiner Mittelpartie deutet zudem eine Gabelung des Lagers in zwei Äste an.

P- und M-Lager laufen nahezu parallel, ihr Abstand beträgt etwa 180 m. Die Längsachse der Erzkörper streicht 60 bis 70° und schiebt mit ca. 30° nach SW ein. Das P-Lager, bis zur Teufe der 275 m-Sohle erfaßt, besitzt



Taf. 3 : Grube Bayerland, Grundriß-Skizze

eine Länge von 800 m, das M-Lager, bis zur Teufe der 400 m-Sohle aufgeschlossen und bis zum Niveau der 500 m-Sohle durch Bohrungen nachgewiesen, eine Länge von 1200 m. Im "Südast" des M-Lagers nimmt die Mächtigkeit unterhalb der 230 m-Sohle deutlich ab. Das Lager dünnt zwischen der 260- und 300 m-Sohle stark aus. Im Einschieben folgt jedoch wieder ein mächtigerer Lagerteil - vom bergmännischen Standpunkt zunächst als "Neues Lager" bezeichnet - , der geologisch mit dem M-Lager identisch ist.

Die Quererstreckung (ac-Schnitt), die nicht zwangsläufig mit der Breitenstreckung der Erzscheibe gleichzusetzen ist, schwankt zwischen 20 und 100 m und liegt im Durchschnitt bei 80 m. Die Mächtigkeit des Erzkörpers ändert sich häufig außerordentlich stark. Sie variiert sogar schon auf engem Raum von wenigen cm bis zu 17 m. Die Auswertung von über 80 Bohrungen aus dem M-Lager zwischen der 160- und 306 m-Sohle ergab einen Richtwert von 5 m.

Die Erzkörper weisen meist sehr unregelmäßige Formen auf. Die Bezeichnungen "linsig-plattig-bandartig-wellblechförmig" treffen für einzelne Lagerstättenteile zu, sind jedoch nicht allgemein anwendbar. Gilt z. B. für das P-Lager bis zur Teufe der 160 m-Sohle die Charakterisierung "zigarrenförmig", so stimmt für das tiefere M-Lager näherungsweise der Vergleich mit einer "bandartigen" Form.

Voraussetzung für Angaben über das Streichen und Fallen der Lager ist das Vorhandensein eines plattigen Körpers. Ein derartiger idealer Körper besäße ein generelles Streichen von NNW-NNE und flaches W-Fallen, d. h. die a-Achse (senkrecht zur Längserstreckung des Erzkörpers) müßte vorwiegend horizontal oder schwach nach NW geneigt sein. Eine Bestätigung dieser Annahme läßt sich aus den ac-Schnitten (SCHRÖCKE 1949, KARL 1955-1957, WOLF 1967) durch den Erzkörper ableiten. Das in der Literatur angegebene steile ($50-60^{\circ}$ NW) Einfallen der Erzkörper entspricht somit nicht den tatsächlichen Gegebenheiten.

Wenn man annimmt, daß die Erzkörper weitgehend konkordant in dem $50-60^{\circ}$ NW einfallenden Schichtverband liegen, dann müßte das P-Lager im stratigraphisch Hangenden des M-Lagers, etwa 50-200 m höher liegen. Wie bereits durch die Untersuchungen gezeigt werden konnte (FORSTER & WOLF 1967), liegen P- und M-Lager jedoch im gleichen petro-stratigraphischen Horizont.

3.2 Deformation der Erzkörper

Die heutige Gestalt des Erzkörpers ist die Summe von Ursachen, die einerseits in den Gesteinseigenschaften (Inhomogenitäten zwischen Nebengestein und Erzkörper sowie Inhomogenitäten innerhalb des Erzkörpers) begründet sind, andererseits in der Beanspruchung und Verformung des Gesamtkomplexes. Die resultierenden Erzkörperformen sind so vielfältig, daß die tektonisch-gefügekundliche Analyse der mechanischen Deformation, wenn sie hier grundsätzlich durchführbar ist, nur jeweils für Teilbereiche Gültigkeit besitzen kann.

FISCHER (1945) kam bei seinen Untersuchungen im M-Lager zu dem Schluß einer mehrachsigen Deformation des Erzkörpers, bei der die stoffkonkordante Hauptfaltenachse "verbogen" worden sei. Nach SCHRÖCKE

(1949) befinden sich P- und M-Lager in den Sätteln isoklinaler Falten. SPROSS (1954, S. 434) vermutet, "das M-Lager liegt im nordöstlichen Schenkel einer flexurartigen Schichtverbiegung, die Masse des Erzes ist in der Streichrichtung der Faltenachse gelagert". Das P-Lager sei außerdem nicht in einer Sattelstruktur gelegen, sondern die Haupt-B-Achse schneide den Erzkörper schiefwinkelig. KARL (1964) gelangte wiederum zu der Ansicht, das P-Lager bilde den Sattel einer Großfalte.

Diese Deutungen leiten sich - wie bereits erwähnt - von der Gestalt des bauwürdigen Erzkörpers ab. Wenn wir "bauwürdig" gleich "wahrer" Erzkörper setzen, so läßt sich derzeit folgendes Schema der Deformationsgeschichte entwerfen: Als erster Formungsakt erfolgte die Verfaltung des Schichtkomplexes, wobei vermutlich die relativ faltungskompetenten Erzkörper häufig in Faltenscheiteln zu liegen kommen. Die anschließende Zerschering mit unterschiedlichem Wirkungsgrad verwischt die Konturen des ursprünglichen "Faltenbaues". Es entstehen u. a. Erzkörperformen, die SPROSS (1954) treffend als flexurartig beschrieben hat. Die Scherbewegung ist am NW-Rand der Erzkörper am größten, da hier die Schieferung (s_2) nahezu parallel zur "Faltenflanke" der Erzkörper verläuft. Diese Randpartien werden noch in die Schieferungsebene einrotiert, so daß das Bild von steil nach NW abtauchenden Erzkörperrändern entsteht. Die Durchschieferung des Komplexes verläuft nach einem Plan mit spitzwinkelig zur stoffkonkordanten Erzkörperachse liegender Achse. Dadurch erfolgt ein torsionsartiges Verdrehen der Erzkörper um die gedachte Längsachse (Beispiele hierfür sind zahlreich vorhanden).

3 3 Erzmineralbestand

Der Erzmineralbestand der oberen Sohlen des M- und P-Lagers ist durch z. T. umfangreiche Untersuchungen bekannt (MAUCHER 1939, WESTNER & ZIEHR 1949, KÖNNING 1950, RECHENBERG 1953). Es wurden von früheren Bearbeitern eine große Anzahl von sehr selten auftretenden primären und sekundären Erzmineralen bestimmt. In dieser Arbeit soll eine Übersicht über den Haupterzmineralbestand des tieferen M-Lagers gegeben werden, eine weitere Bearbeitung wird vorbereitet.

Neben den Kieserzen, die MAUCHER (1939, S. 230 ff.) in "normales" und "stärker metamorphes, teilweise mobilisiertes Erz" einteilte, kommen sehr untergeordnet Antimon-führende Erze vor.

3. 31 "Kieserze"

Der Hauptanteil der "Kieserze" besteht aus Pyriterz, daneben kommen Magnetkieserze, verschiedene Komplexerze (Sulfid-Oxiderze), vor. Bei den Pyriterzen treten auf: "feinsandige" Kupferkies-arme Erze, die eine lockere Kornpackung aufweisen und deshalb leicht bei Wasser- und Luftzutritt zerfallen, dichte homogen wirkende, splittrig brechende Pyriterze, grobkristallisierte Pyriterze (in Randpartien von Magnetkies-Kupferkieserzen) sowie Quarz-reiche dichte Pyriterze mit höherer Kupferkies-Führung. Der Schwefelgehalt der bewürdigten Kieserze schwankt zwischen 30 und 45 % S

und liegt im Durchschnitt bei 40 % S. Pyrit bildet die Hauptkomponente des relativ eintönigen Erzmineralbestandes. Er weist im Schliff unter gekreuzten Nicols zuweilen schwache Anisotropieeffekte auf. Ein deutlicher Zonarbau der Mineralkörner wurde nicht beobachtet. Pyrit ist im überwiegenden Teil der Schriffe kataklastisch zerbrochen. Auch innerhalb desselben Schliffes sind oft deutliche Abstufungen des Deformationsgrades vorhanden. Eine ortsbedingte Abhängigkeit der Stärke der Kataklyse, z. B. von der Innenzone zur Außenzone des Erzkörpers, konnte - im Gegensatz zu MAUCHER (1939) - nicht festgestellt werden (Abb. 19, 20, 21).

Pyrit zeigt eine große Neigung zur Idiomorphie. Die vollständige Formentwicklung ist häufig deutlich ausgeprägt. Neben Pentagondodekaeder- und Oktaederformen sind Würfelformen verbreitet (besonders im lagernahen Nebengestein). Die zuweilen bis zu 8 cm großen Pyritkristalle sind im wesentlichen Kombinationen von Oktaeder mit Würfel und Pentagondodekaeder sowie Disdodekaeder.

Neben den idiomorphen Formen treten in untergeordneten Mengen gelstrukturähnliche auf. KÖNNING (1950) unterscheidet im höheren M-Lager zwei verschiedene Gelpyrit-Typen, und zwar dichte, traubige Aggregate mit sekundären Erzmineralen und solche, bei denen die Gelstruktur nur wenig ausgeprägt erscheint. Diese wenig ausgeprägte Gelstrukturform ist im tieferen M-Lager häufiger, und zwar treten diese Pyrite in Paragenese mit Kupferkies, Magnetkies und Zinkblende auf (Abb. 22).

Die Korngröße der Individuen schwankt bereits im Schlibfbereich sehr stark. Der Kornverband in den fast reinen Pyrit-Aggregaten ist ebenfalls stark wechselnd. Die polygonale lockere Packung der Körner erscheint am häufigsten. Neben den dichter gepackten Aggregaten kommen schließlich Pyrite mit typischem Pflastergefüge vor (Abb. 23-26).

Als Bindemittel bzw. Zwickelfüllung zwischen den Pyritkörnern treten in erster Linie Quarzkörner, Sericit- und Chloritaggregate auf, dagegen sind Kupferkies und Zinkblende nur selten zu beobachten (im Gegensatz zum höheren M- und P-Lager).

Die Anordnung der Körner scheint meist richtungslos. Eine deutliche grobe Bänderung ist im Handstücksbereich öfters festzustellen. Sie wird vielfach durch lagige Einschaltungen von Quarz, Zinkblende und Kupferkies hervorgerufen. Der Lagenbau kann auch im Schlibfbereich verfolgt werden.

Als Mineraleinschlüsse sind im Pyrit neben Quarz vor allem Zinkblende, Kupferkies und Magnetkies zu beobachten. Die Pyritporphyroblasten weisen gelegentlich Siebstruktur auf (Abb. 27).

Magnetkies ist in einigen Bereichen des M-Lagers die Haupterzmineralkomponente, und zwar vorwiegend in Komplexerzen mit Kupferkies, Zinkblende und Magnetit. Im tieferen M-Lager kommt Magnetkies nur vereinzelt in dichter feinkörniger Form vor. Er verdrängt meist an Spaltrissen den kataklastisch zerbrochenen Pyrit. Die extensive Verbreitung des Magnetkieses in diesem Lagerbereich liegt in Form von Einschlüssen im Pyrit vor, als Entmischung in Zinkblende konnte er nur vereinzelt beobachtet werden. Umwandlungsstrukturen von Magnetkies zu Pyrit ("birds eye"-Strukturen) sind neuerdings auch aus dem tieferen M-Lager der 230- und 260 m-Sohle bekannt. Makroskopisch treten in dichten Magnetkieserzen

als Neubildungen kugelförmige wohlkristallisierte Pyritaggregate auf (Abb. 28-30).

Magnetit, Zinkblende und Kupferkies kommen im tieferen M-Lager - am Stoß deutlich erkennbar - in nesterartigen Anreicherungs-zonen vor, Magnetit und Kupferkies sind an quarzreiche Erzpartien gebunden.

Magnetit wurde im tieferen M-Lager nur in quarzreichen Komplex-erzpartien beobachtet, in Form von Porphyroblasten in typischen Re-kristallisationsgefügen, neben reichlich Kupferkies, Pyrit und Magnetkies. Er ist feinkörnig und z. T. kataklastisch zerbrochen. Die Sprünge und Spaltrisse sind mit Quarz verkittet oder werden wie beim Pyrit von Kupferkies erfüllt (Abb. 31).

Abgesehen von den Anreicherungs-zonen, in denen Fe-reiche dunkelbraune Zinkblende auftritt, ist Zinkblende nur sehr untergeordnet, aber in vielen Schriffen vorhanden und an Pyrit gebunden. Meist beobachtet man sie in Form von Einschlüssen im Pyrit oder in Form von Lagen in Pyritkornaggregaten. Kupferkies-Entmischungskörper findet man meist nur in Zinkblende-reichen Partien.

Kupferkies tritt, wie bereits erwähnt, in den typischen Rekrystallisationsgefügen neben Magnetit usw. auf. Er ist jünger als diese Minerale, zeigt unter gekreuzten Nicols deutliche Zwillingslamellierung (z. T. Oleanderblatt-Zwillingslamellen). In Form von Einschlüssen im Pyrit ist Kupferkies extensiv verbreitet. Nur gelegentlich kommt er als Zwickelfüllung vor. Kupferkiesaggregate beobachtet man vor allem in Quarzpartien. Gut ausgebildete Kupferkieskristalle bis zu 0,5 cm Größe sind neben Pyritkristallen auf Quarzkristallen aufgewachsen.

Bleiglanz ist im Pyrit erzvereinzelt als Zwickelfüllung vorhanden, in Komplexerzen tritt er häufiger auf, und zwar in Paragenese mit Zinkblende, Kupferkies und Magnetkies. In Quarzmobilisaten außerhalb der Erzkörper ist Bleiglanz in größeren Anreicherungen bekannt und gelegentlich mit Arsenkies, Kupferkies und Antimonführenden Erzmineralen vergesellschaftet. Er stellt jeweils die jüngste Bildung dar.

3. 32 Antimon-führende Erze

Im meist Erzkörper-nahen Nebengestein treten in Quarzmobilisaten (Gängen, Linsen) Antimon-führende Erze auf. Sie sind - erstmals von MAUCHER 1939 aus dem P-Lager ausführlich beschrieben - im oberen M-Lager und neuerdings aus dem tieferen M-Lager gefunden worden. Im tieferen M-Lager lassen sie sich im Liegenden des Erzkörpers von der 220 m-Sohle bis zur 280 m-Sohle verfolgen. Auf der 280 m-Sohle kommen diese Antimon-reichen Erze im Lager selbst vor, wo sie nesterartige Konzentrationen bilden. Makroskopisch sind es mattbleigraue, langfaserige bis feinkörnige derbe Erze. Die nicht ganz eindeutige erzmikroskopische Bestimmung der chemisch ähnlichen Sulfosalze ergab neben der Hauptkomponente Boulangerit (= "Falkmanit") untergeordnet Jamesonit und Geokronit. Boulangerit, in Form von rundlichen Körnern und nadeligen Aggregaten, ist mit kataklastisch zerbrochenen sehr zahlreichen Arsenkiesidioblasten, zwillingslamelliertem Kupferkies, Zinkblende (z. T. mit Kupferkies-Entmischung), Magnetkies, Pyrit ver-

gesellschaftet (Abb. 32). Daneben kommen untergeordnet Bleiglanz, Bouronit, Vallerit, Gudmundit vor (MAUCHER 1939, KÖNNING 1950).

3.4 Element- und Erzmineralverteilung

Bei neueren Arbeiten über die Grube Bayerland geht man von der Vorstellung aus, daß sich durch magmatische Differentiation verschiedene Mineralphasen bilden konnten, die eine unterschiedliche primär angelegte Erzmineralverteilung im Erzkörper vorgezeichnet haben. In der liegenden Partie des Erzkörpers soll die oxydische Phase auftreten (durch Magnetit repräsentiert), ihr soll die Phase mit Schwefel-Unterschuß folgen (durch Magnetkies repräsentiert) und in den mittleren und hangenden Partien die sulfidreiche Phase (durch Pyrit, Zinkblende und Kupferkies repräsentiert). Außerdem seien in der Zentralzone des M-Lagers mächtigere Partien von Komplexerzen (Magnetit, Magnetkies, Kupferkies, Pyrit und Zinkblende) vorhanden, die als "Kernerze" bezeichnet werden (FISCHER 1945, SCHRÖCKE 1949). Diese Kernerzzone, die im Einschieben der Erzkörper länger aushalten soll, wird als Ergebnis der Mineralzufuhr innerhalb der "Erzrinnen" aus zentralen Spalten (KARL 1964) betrachtet.

Um ein repräsentatives Verteilungsschema zu bekommen, wurden von uns verschiedene Unterlagen ausgewertet: Es erfolgte eine statistische Erfassung der Häufigkeit der Erzminerale (extensive Verbreitung) sowie die des relativen Anteils an Pyrit, Magnetkies, Magnetit, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz in Erzkern-Vertikalprofilen (100 Bohrungen). Außerdem wurden Erzkernanalysen (Elemente S, Fe, Cu, Zn und Pb - eine Gesamtanalyse/Meter) von 86 Bohrungen, ferner 150 Durchschnittsproben (Elemente S, Cu und Zn) aus den derzeit in Abbau befindlichen Lagerstätten ausgewertet. Es liegen zudem Handstücksproben von Profilen durch den Erzkörper vor, bei denen die Erzmineralhauptkomponenten erfaßt und der Mineralbestand häufig durch Anschliffe kontrolliert werden konnte. Spektralanalytische Bestimmungen der Haupt- und vor allem der Spurenelemente vermögen das Auswertungsmaterial zu ergänzen. (Eine Arbeit über diese geochemischen Untersuchungen ist in Vorbereitung.)

Die Haupterzmineralkomponenten: Das Erz setzt sich aus oxydischen und sulfidischen Erzmineralen und einer "Gangart" aus Quarz, Chlorit-schiefer, Phyllit bestehend, zusammen.

Im P-Lager ist Pyrit das Haupterzmineral. Bereichsweise kommen auch höhere Gehalte von Zinkblende (gelegentlich über 10 %) sowie Kupferkies, Bleiglanz und Magnetkies vor. Ein Verteilungsschema über den Erzmineralinhalt kann für das P-Lager - im Gegensatz zum M-Lager - aufgrund der wenigen Analysenwerte nicht aufgestellt werden.

Im M-Lager ist ebenfalls Pyrit die Hauptkomponente, bereichsweise jedoch auch Magnetkies, Magnetit und Kupferkies. Die in der Literatur nicht selten verbreitete Ansicht, das M-Lager = "Magnetkieslager" führe in erster Linie Magnetkies, entspricht nicht den Befunden.

Die Element- und Erzmineralverteilung in Vertikalprofilen des M-Lagers: Die Auswertung von Vertikalprofilen zeigte, daß ein generelles

Auftreten der Minerale Magnetit, Magnetkies, Zinkblende und Kupferkies, bzw. hohe Gehalte von S, Fe, Cu, Zn nicht auf bestimmte Partien des Vertikalprofils beschränkt ist (keine vertikale Abfolge). Aus der Summe der Einzelwerte ergibt sich im Profil vom Liegenden zum Hangenden für das M-Lager eine leichte Zunahme von Magnetit und Magnetkies, eine deutliche Zunahme von Bleiglanz, während für Kupferkies bzw. Kupfer eine Abnahme vorzuliegen scheint. Die Kupferkiesgehalte sind zuweilen im Mittelteil des Vertikalprofils besonders hoch. Auch für Zinkblende liegen die Gehalte im Mittelteil höher, während sie im Liegenden und Hangenden annähernd den gleichen Wert besitzen.

Die Element- und Erzmineralverteilung im Quer- und Längsprofil des M-Lagers: Wie bereits durch Querprofile (ac-Schnitte) gezeigt werden konnte (z. B. WOLF 1967), schwankt die Mächtigkeit der Erzkörper meist stark. Ebenso stark schwankt auch die Zusammensetzung der Erze. Es zeigt sich keine Abhängigkeit von der jeweiligen Mächtigkeit des Lagers.

Die Erzmineralverteilung im Vertikalprofil ist in den Komplexerzen häufig relativ gleichbleibend. Die Gesamtdurchschnittswerte der Erzmineralgehalte zweier nahe beieinander liegender Vertikalprofile können hingegen stark voneinander abweichen, d. h. die Erzmineralführung ist nicht horizontbeständig.

Die Komplexerzanreicherungen beschränken sich vorwiegend auf lokale Partien des Erzkörpers. Sie treten bevorzugt in mittleren Partien bezogen auf das Querprofil des Erzkörpers auf - sog. Kernerze - , sind aber auch aus den Randbereichen bekannt. Im Querprofil können zuweilen mehrere Komplexerzonen erfaßt werden.

Im Einschleiben des Lagers scheinen sie länger auszuhalten als in seiner streichenden Erstreckung. Eine parallel zu der Erzkörperlängsachse und in der Massenschwerelinie verlaufende Zone von Komplexerzen - die räumlich definierte Kernerzone - konnte allerdings nicht beobachtet werden.

Die Konzentrationsbereiche für die Elemente S, Fe, Cu, Zn und Pb bzw. für die Minerale Magnetit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz usw. weisen im Grundriß unregelmäßige, länglich-ovale Formen auf. Die Maxima der einzelnen Komponenten decken oder überlappen sich, wie dies am Beispiel für Magnetit und Kupferkies der 400 m-Sohle festgestellt werden konnte, d. h. jedoch nicht, daß die Mineralgehalte direkt proportional sind.

Die erhöhten Gehalte an Magnetit, Magnetkies, Kupferkies im Erz bzw. die erhöhten Gehalte von Cu, Zn usw. sind auf relativ kleine Bereiche konzentriert. Es deutet sich jedoch eine Häufung der Anreicherungs-zonen innerhalb großer Teilbereiche an: Zwischen der 130 und 220 m-Sohle (für die höheren Bereiche fehlen ausreichende Unterlagen) befindet sich im M-Lager eine Zone mit z. T. sehr reichen Komplexerzen, die hier ein Konzentrationsmaximum aufzuweisen scheinen. Zur Teufe zu folgt, mit einem allmählichen Übergang, fast reines Pyrit Erz. Ab der 360 m-Sohle treten wieder lokal höhere Kupferkies-, gelegentlich auch Magnetkiesgehalte auf. Im Niveau der 377 m-Sohle setzt eine stärkere Magnetkies-Kupferkies-Führung ein, die im Niveau der 400 m-Sohle ein Maximum

aufzeigt. Da die tieferen Bereiche nur durch 13 Bohrungen erschlossen sind, die über den Erzmineralinhalt noch keine repräsentative Aussage zulassen, ist ein Trend noch nicht erkennbar. Überträgt man die Erkenntnisse der höheren Sohlen auf diesen Bereich, so wäre nur mit einer allmählichen Änderung des Erzinhalt zu rechnen.

4. Genese

Während bereits HARTMANN (1924) eine synsedimentäre Entstehung der Lagerstätte zu vermuten schien, als er annahm, die "Quarz-Pyrit-Gänge" des damals aufgeschlossenen P-Lagers lägen in gleichaltrigen Phylliten und seien von der gleichen Tektonik geprägt, kamen u. a. SCHMIDT (1929) und STIER (1938) zu einer epigenetischen Deutung. RECHENBERG (1954) unterstrich eine hydrothermal-magmatische epigenetische Entstehung der "Erz-Gänge". Sein Hauptargument für diese Entstehungstheorie, der vermeintlich unterschiedliche Stoffbestand im P- und M-Lager, beruht jedoch nur auf einer Verallgemeinerung eines nicht repräsentativen Teilbefundes.

MAUCHER (1939) gelangte durch seine lagerstättenkundlichen, speziell erzmikroskopischen Arbeiten zu einer exhalativ synsedimentären Entstehung der Kieslagerstätte. Die gleiche Ansicht vertraten FISCHER (1945) und SCHRÖCKE (1949). SPROSS (1954) untermauerte diese Hypothese durch seine gefügeanalytischen Untersuchungen, indem er den Nachweis einer prätektonischen Bildung der Erzlager führte.

Unsere Untersuchungen (FORSTER & WOLF, 1967) zeigten schließlich, daß die Erzkörper stratiform innerhalb einer petrographisch charakteristischen Profilabfolge liegen; sie unterstützen damit ganz wesentlich die synsedimentäre Hypothese.

Bei einer synsedimentären Entstehung der Lagerstätte muß der primäre Stoffbestand, das Ausgangsmaterial für die Bildung von P- und M-Lager nicht notwendigerweise sehr unterschiedlich gewesen sein, wie dies anscheinend SPROSS (1954) und andere vermuten. Der Mineralbestand zwischen P-Lager (im wesentlichen Pyrit) und M-Lager (bereichsweise Magnetit und Magnetkies) ist hingegen nicht durchwegs gleich. Er ist jedoch wahrscheinlich weniger die Folge einer unterschiedlichen Stoffzufuhr, als vielmehr unterschiedlicher Ausfällungsbedingungen (EH-pH-Werte, Lösungsgenossen etc.) sowie der späteren metamorphen Überprägung. Diese Überprägung mit vermutlich nicht durchwegs einheitlichem Wirkungsgrad führt bereichsweise zu einer stärkeren Stoffwanderung und einer Veränderung des primären Mineralbestandes. Diese Veränderung trifft wahrscheinlich besonders für die Komplexerzpartien zu.

Die Erzanreicherungen befinden sich in etwa parallel zur Hauptfaltenachse verlaufenden schmalen Zonen. Bei einer synsedimentären Entstehungstheorie sind diese Zonen als "Rinnen" anzusehen, in die der Stoffbestand abgelagert worden sein müßte:

a) Die Erzanreicherung erfolgte in tektonischen Schwächezonen, die als "Rinnen" vorgelegen haben und in denen "Erzthermen" aufsteigen konnten. Die metallreichen Lösungen wurden an den Austrittsöffnungen der

"Thermen" am Meeresboden ausgefällt. Diese Ansicht stützt sich im wesentlichen auf die Erzkörperform eines P-Lagerteiles. Die zentralen Partien besitzen hier teilweise einen "Erzkiel" (KARL 1964), der als "Abdruck" einer Spalte aufgefaßt werden könnte.

b) Metallreiche Lösungen, die einem näher gelegenen Zufuhrkanal entstammen, gelangten in den Bereich von Rinnen, in denen eine Ausfällung der Metallionen und eine Erzschlick-Sedimentation erfolgte.

Der lagige Wechsel Erz/Nebengestein in mm- und m-Bereich sowie die Erzbänderung finden in der qualitativ unterschiedlichen Schüttung zwanglos eine Erklärung. Die Horizontgebundenheit der bekannten Lager und die horizontgebundene Vererzung außerhalb der Lager (im S des M-Lagers) weisen auf ein Ereignis von nicht nur lokaler Bedeutung hin, d. h. die schichtgebundene Vererzung könnte auch in anderen Bereichen eine Bauwürdigkeit erlangt haben.

Die eigene Deutung schließt sowohl die unter a) ("Erzthermen"; Lösungszufuhr innerhalb der Rinnen) als auch die unter b) (Lösungstransport, Ausfällung in Rinnen) genannte Bildungsmöglichkeit ein. Anstelle der "Erzthermensedimentation" (KARL 1964, S. 85) könnte die Zufuhr des Stoffbestandes in "Schloten", die auf einer vorgezeichneten Linie liegen, erfolgt sein. Für diese Hypothese kann die unregelmäßige Form der Anreicherungszone von Komplexerzen angeführt werden. (Die Komplexerze sind zwar weitgehend mobilisierte Erze, das schließt jedoch zwangsläufig nicht einen größeren Stofftransport dieser Erze ein). Die Form dieser Anreicherungszone läßt sicherlich nicht die Deutung als Spaltenzufuhr zu. Die postulierten Zufuhrwege sind ungleichmäßig verteilt, sie häufen sich in manchen Bereichen, während sie in großen Teilen zu fehlen scheinen.

Die zeitliche Abfolge der unter a) und b) angenommenen Bildungen ist nicht eindeutig festlegbar. Es muß damit gerechnet werden, daß auch eine epigenetische, allerdings prä-tektonische Erzzufuhr erfolgte. Diese Zufuhr ließe sich als ein Wiederaufleben des Magmatismus auffassen.

5. Zusammenfassung

Die Arbeit stellt einen Beitrag zur Geologie der Schwefelkieslagerstätte Bayerland dar, der aufgrund unserer seit 1966 laufenden Untersuchungen zusammengestellt wurde.

Es gelang, eine charakteristische petro-stratigraphische Abfolge aufzustellen, die vom Erzkörper maximal 50 m zum Liegenden und Hangenden hin reicht. Hieraus resultiert, daß die Lager etwa konkordant im Nebengestein liegen und sich beide im gleichen Horizont befinden (gleiches Alter besitzen). Diese Abfolge wurde auch außerhalb des Lagerbereiches - allerdings ohne bauwürdige Vererzung - erfaßt.

Die stratigraphische Einstufung der Lager in die Frauenbachquarzite mußte im Hinblick auf die außerdem bekannte Profilabfolge im tieferen Liegenden und weiteren Hangenden in Frage gestellt werden. Als wahrscheinlicher erweist sich die Einstufung in die unteren Phycodenschichten oder an die Grenze Frauenbach - Phycodenschichten.

Die metamorphe Überprägung der ehemals sandig-tonigen und sandigen Sedimente umfaßt eine epizonale Regionalmetamorphose, lokal in Erzkörperrnähe eine Autometamorphose, jedoch keine Kontaktmetamorphose.

Eine Trennung zwischen beiden s-Gefügen erbrachte als Maximum für s_1 (Schichtung) NNW-NNE/30 W als Maximum für s_2 (Schieferung) NE/30-60 NW (entspricht dem Wert in der Literatur für "Schichtstreichchen"). Bei den Haupt-B-Achsen herrschen solche mit EW- und ENE-WSW-Streichen und flachem W-Fallen vor, d. h. die Achsen laufen parallel zu den großtektonischen Hauptachsen. Ein System von bislang 4 bekannten etwa EW-streichenden steil S fallenden Störungen bewirkt ein staffelartiges Verschieben der Gesteinskomplexe im Lagerstättenbereich.

Die Beschreibung der Erzkörper erstreckt sich auch auf die neuen Lagerbereiche, so daß das bisherige Bild ergänzt werden kann. Der Erzminerallbestand des tieferen M-Lagers ist der gleiche, wie der der höheren Sohlen, doch herrschen reine Pyriterze vor.

Die aus verschiedenen Unterlagen erarbeiteten Befunde zur Geochemie der Erzkörper machen deutlich, daß weder eine vertikale Abfolge, noch eine Horizontbeständigkeit der Erze vorliegt. Außerdem erweisen sich die Komplexerzpartien auf lokale Bereiche beschränkt und stellen keine Kernerze dar. Die Erzzusammensetzung ändert sich zwar zur Teufe, es liegt jedoch keine erkennbare systematische Änderung vor.

Die geologischen Befunde unterstreichen die submarin-exhalativ-synsedimentäre Entstehungshypothese.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte die Untersuchungen in dankenswerter Weise. Der Geschäftsführer der damaligen Bergbau-GmbH Bayerland, Herr Bergass. a. D. Otto Hahn, gestattete mir die erforderlichen Arbeiten in der Grube. Ihm gilt mein besonderer Dank.

Herrn Ost. Friedrich danke ich für die mir gewährte große Unterstützung, für viele wertvolle Hinweise und die gute Zusammenarbeit.

Herrn Prof. Preuß und allen, die durch anregende Diskussionen und kritische Bemerkungen zur Klärung mancher Probleme beigetragen haben, sei an dieser Stelle gedankt.

Das Manuskript wurde im November 1968 bei der Schriftleitung eingereicht, 1970 ergänzt.

6. LITERATUR

u. = unveröffentlicht

G. B. = liegt bei der Grubenverwaltung Bayerland auf

ANGENHEISTER, G., SENGPHEL, P. & GREINWALD, S.: Messungen des Eigenpotentials in der Umgebung der Grube "Bayerland" bei Waldsassen. - Bericht, 18 S., 1969 u., G. B.

ANGENHEISTER, G. & SOFFEL, H.: Anomalien des erdmagnetischen Feldes in der Umgebung der Grube Bayerland. - Bericht, 10 S., Februar 1970 u., G. B.

BRAUMÜLLER, : Gutachten über die Schwefelkiesgrube "Bayerland" (Maximilianszeche) bei Waldsassen (Oberpfalz) auf Grund der Akten und einer Befahrung der Zeche am 17. 2. 1926. - 12 S. (Abschrift), Duisburg 1926, u., G. B.

DIMROTH, E., SÖLLNER, K. & STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6038 Waldershof. - 126 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1965.

EMMERT, U.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Blatt Nr. 5738/5739 Rehau. - 111 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1958.

FISCHER, G.: Montangeologische tektonisch-petrographische - lagerstättenkundliche Arbeiten über die Grube Bayerland. 1945 u., G. B.

FORSTER, A. & WOLF, H.: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen in der Kieslagerstätte der Grube "Bayerland" bei Waldsassen/Opf. - 3. Zwischenbericht: Petrographisch-petrotektonische Streckenaufnahme im Bereich der Erzlager Pyrit-, Magnetkies- und "Neues" Lager. - 10 S., Regensburg 1967. u., G. B.

FRUTH, I.: Geochemische Felduntersuchungen im Gebiet der Grube "Bayerland". - Dipl.-Arbeit, 32 S., Universität München 1958, u., G. B.

FRUTH, I.: Anwendungsmöglichkeiten geochemischer Prospektion im Bereich der Grube "Bayerland". - Chem. d. Erde, 21, 48-96, Jena 1961.

GAERTNER, H. R. v.: Die geologische Stellung der Schwefelkieslagerstätte von Pfaffenreuth. - Z. deutsch. Geol. Ges., 89, S. 285, 1937.

-- Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. - Jb. Reichst. f. Bodenf., 1941, 62, 54-80, 1944.

-- Probleme des Saxothuringikums. - Geol. Jb., 65, 409-450, Hannover 1951.

GEHLEN, K. v.: Ein Pyrrhotin-Gefüge aus der Grube Bayerland bei Waldsassen (Oberpfalz). - Beit. z. Mineral. u. Petrogr., 8, 315-322, 1962.

- GÜMBEL, C. W. : Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. - 986 S. , Gotha (Justus Perthes) 1868.
- HARDER, H. : Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil I: Bor in Mineralen und magmatischen Gesteinen. - S. 67-122. Teil II: Bor in Sedimenten. - S. 123-183. Teil III: Bor in metamorphen Gesteinen und im geochemischen Kreislauf. - S. 1-26. - Nachrichten d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. math.-physik. Klasse, Jg. 1959 u. 1961, Göttingen.
- HARTMANN, : Geologisch-technischer Bericht I über Pyrit- und Brauneisenerzvorkommen im Phyllit- und Sericitschiefergebiet südlich von Waldsassen bei Pfaffenreuth, innerhalb der staatlichen Grubenfelder: "Pfaffenreuth V" und "Unionszeche" und der privaten Felder: "Bergzeche", "Naumann I, II" und "Bayerland". - 5 S. (Abschrift), Amberg 1924, u. , G. B.
- KARL, F. : Montangeologische Berichte über die Schwefelkieslagerstätte Bayerland. - 1955 - 1957, u. , G. B.
- Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. - Teil I: Grundbegriffe. - Tektonische Hefte, 5, 142 S. , Clausthal-Zellerfeld (E. Pilger) 1964.
- KÖNNING, F. : Erzmikroskopische Untersuchungen an den Erzen des M-Lagers der Schwefelkies-Lagerstätte "Bayerland" bei Waldsassen/Opf. - Meldearbeit Bergakademie Clausthal, 27 S. , Clausthal 1950, u. , G. B.
- MAUCHER, A. : Neue Untersuchungen an der Lagerstätte von Pfaffenreuth (Waldsassen). - Autoreferat. - Fortschr. d. Mineral. ,20, 49, 1936.
- Über die Kieslagerstätte der Grube "Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz. - Z. f. angew. Mineral. , 2, 219-275, Berlin 1939.
- Einige Bemerkungen zur Kieslagerstätte der Grube Bayerland bei Waldsassen. - Erzmetall, 6, 397-399, Stuttgart 1953.
- PFEUFER, H. : Geologisch-petrographische Kartierung und Beschreibung der weiteren Umgebung der Schwefelkiesgrube "Bayerland" bei Waldsassen (Opf.) unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Eisernen Hüten. - Meldearbeit, 69 S. , Bergakademie Clausthal 1956, u. G. B.
- Geologische-petrographisch-tektonische Untersuchungen der Gesteine im weiteren Bereich der Schwefelerzgrube "Bayerland"/Bayern. (Mit einem Beitrag zur Genese der Golderzvorkommen von Neualbenreuth.) - Geol. Bav. , Nr. 45, 96 S. , München 1960.
- PREUSS, E. & WOLF, H. : Der 'Eiserne Hut' im Bereich des neuen Schlamnteiches und die Bohrungen Ba 1 bis Ba 4. - 2. Zwischenbericht, 7 S. , 1967, u. , G. B.
- RAMDOHR, P. & ÖDMANN, O. : Falkmanit, ein neues Bleispiessglanzerz und sein Vorkommen, besonders in Boliden und Grube "Bayerland". - N. Jb. Min. , Beil. Bd. , 75 A, 315-350, 1940

- RECHENBERG, H.: Einige Bemerkungen zur Kieslagerstätte der Grube Bayerland bei Waldsassen. - Erzmetall, 6, 181-185, Stuttgart 1953.
- Neue Untersuchungen über die Lagerstätte der Grube "Bayerland" in der bayerischen Oberpfalz. - N. Jb. Mineral., Abb., 85, 395-466, Stuttgart 1953.
- REICH, H.: Bericht über magnetische Messungen in den Forstorten Griesbrunnen und Platte bei Pfaffenreuth. - 7 S., 1938, u., G. B.
- SEELIS, K.-H.: Magnetische Untersuchungen an Gesteinen und Erzen der Grube "Bayerland" im Zusammenhang mit den dort festgestellten ΔZ und ΔH -Anomalien. - Geol. Jb., 68, 319-330, Hannover 1953.
- SEITZ, R. H. & WOLF, H.: Zum Erzbergbau im Stiftsland Waldsassen. 1. Über den älteren Erzbergbau im Stiftsland Waldsassen. 2. Der Erzbergbau am Teichtelrangen bei Pfaffenreuth seit Beginn des 19. Jahrhunderts. - Acta Albertina. Rat. 31, Regensburg 1971.
- SCHMIDT, A.: Bergmännische Diplomarbeit [Die Schwefelkieslagerstätte Bayerland bei Waldsassen und ihr geologischer Rahmen] . - 150 S., 1929, u., G. B.
- SCHREYER, W.: Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. - Geol. Rundschau 55, 491-509, Stuttgart 1966.
- SCHRÖCKE, H.: Die Geologie der Pfaffenreuther Kieslagerstätten bei Waldsassen in der Oberpfalz. - 10 S., Zwickau 1946, u., G. B.
- Geologische Beobachtungen während der praktischen Tätigkeit auf der Grube Bayerland bei Waldsassen in der Oberpfalz. - 3 S., Freiberg 1948, u., G. B.
- Vorläufiger Bericht über die tektonische Aufnahme im Grubengebäude der Grube "Bayerland". - 10 S., Waldsassen 1949, u., G. B.
- Die Tektonik der Grube Bayerland bei Waldsassen. - 28 S., Freiberg 1949, u., G. B.
- SCHUMACHER, F.: Gutachten über die Schwefelkiesgrube "Bayerland". - 10 S., (Abschrift), Freiberg/Sa., 1926, u., G. B.
- SPROSS, W.: Mikroskopische Untersuchung des Nebengesteins der Grube Bayerland. - Meldearbeit, 24 S., Bergakademie Clausthal, 1951, u., G. B.
- Gefügeanalyse und tektonische Geschichte der Grube "Bayerland" im Oberpfälzer Wald. - N. Jb. Mineral., Abh., 86, 393-436, Stuttgart 1954.
- STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5836 Münchberg. - 136 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1960.

STIER, K.: Tektonik der Schwefelkiesgrube Pfaffenreuth der Bergbau AG. "Bayerland". - 1938, u., G. B.

WESTNER, G.G. & ZIEHR, H.: Übersicht über die mineralogische Zusammensetzung des Erzes der M-Lagerstätte anhand von 265 Anschliffen. - Bericht 57 S., Pfaffenreuth 1950, u., G. B.

WOLF, H.: Untersuchungen in der Kieslagerstätte der Grube "Bayerland" bei Waldsassen. - 1. Zwischenbericht, 30 S., Regensburg 1967, u., G. B.

-- Zur Prospektion auf Kieserze im südöstlichen Bereich der Grube Bayerland sowie auf Kupfererze bei der St. Nikolaus-Kapelle im Raume Mähring. - 4. Zwischenbericht, 6 Seiten, 1968, u., G. B.

-- Notizen zu montangeologischen Fragen 1968 - 1970, u., G. B.

WURM, A.: Über ein neues Schwefelvorkommen in der Zementationszone der Schwefelkieslagerstätte zu Pfaffenreuth in der Oberpfalz. - Z.f. Prakt. Geol., 35, 129-144, 1927.

-- Geologie von Bayern. - Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. - 555 S., Berlin (Bornträger) 1961.

ZIEHR, H.: Zur Mineralführung der Grube Bayerland. - 8. Sonderheft d. VFMG (Fichtelgebirge) 57-63, Heidelberg 1960.

Abb. 1: Ba 2007 a, P-Lager 220 m-Sohle, Erzhangendes, Dünnschliff; quarzitische und phyllitische Partien eines Quarzlagenphyllites

Abb. 2: Ba 1962, M-Lager 306 m-Sohle, Erzhdg., Dünnschliff; quarzitisches Partie eines Quarzlagenphyllites mit sigmoidal verfälteltem älteren s-Gefüge

Abb. 3: Ba 1828 b, M-Lager 220 m-Sohle, Erzhdg., Dünnschliff; quarzitischer Phyllit mit z. T. korrodierten Granaten (schwarzgrau) und Pyritkörnchen (schwarz)



Abb. 1

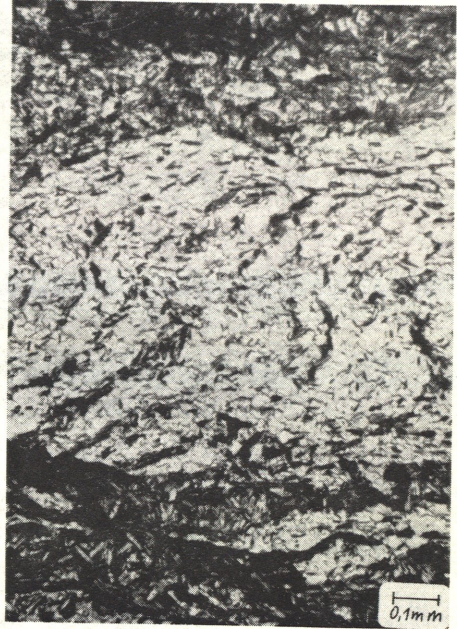


Abb. 2

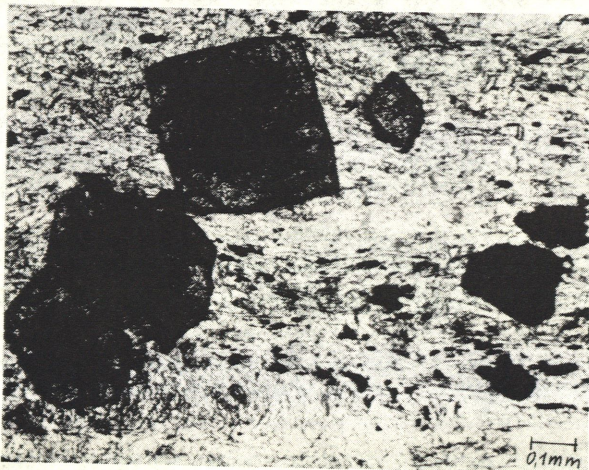


Abb. 3

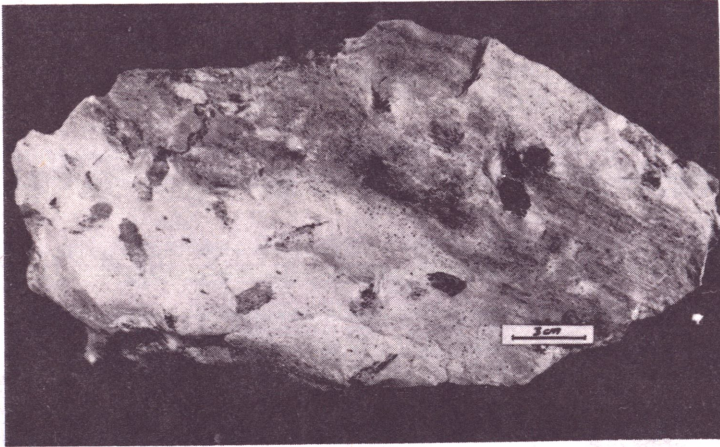


Abb. 4: Ba 2208, M-Lager 306 m-Sohle, Erzhd., Handstück; grauweißer Knotenschiefer mit dunkel graugrünen Porphyroblasten (z. T. Zonarbau)

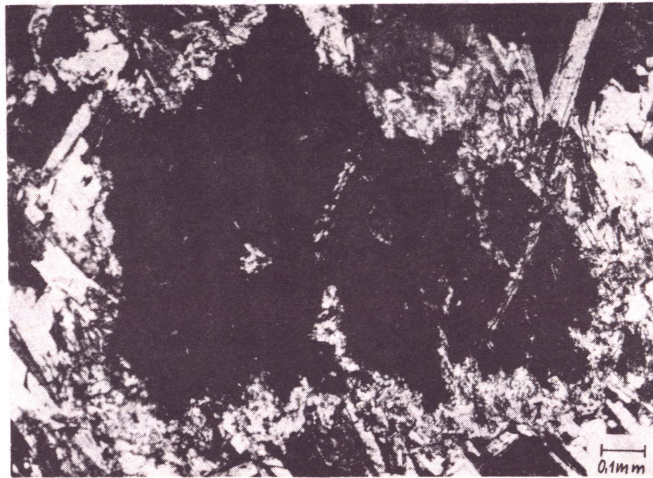


Abb. 5: Ba 3041, M-Lager 360 m-Sohle, am Erzkörper, Dünnschliff, + Nicols; Knotenschiefer: Andalusitporphyroblast (schwarz), randlich in dichtfilzigen Sericit umgewandelt, Aufsprossen von Muscovittafeln (weiß)

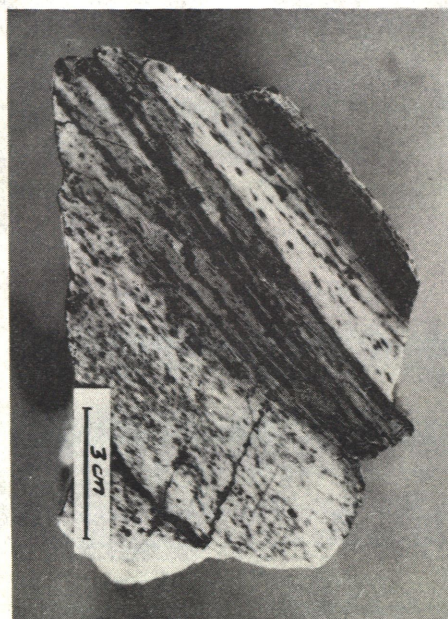
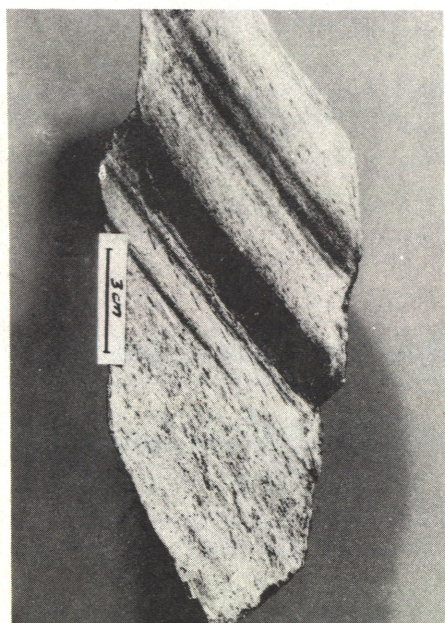


Abb. 6 (links): Ba 1590, Hauptquerschlag 220 m-Sohle, Handstück, Anschliff; dunkelgrauer gebänderter Chloritquarzit mit spitzwinkelig zum s-Gefüge verlaufendem jüngeren s-Gefüge, das durch "Nädelchen" (im wesentlichen Magnetkies) markiert ist.

Abb. 7 (rechts): Ba 1687, M-Lager 300 m-Sohle Süd, Erzhdg., Handstück, Anschliff; weißgrauer Sericitschiefer gebändert, mit parallel orientierten dunklen "Knötchen"

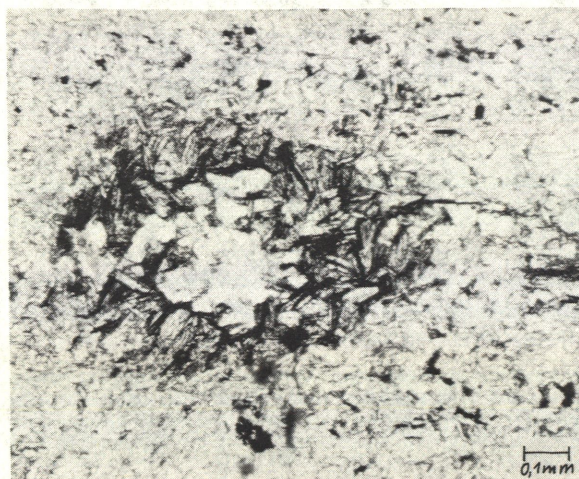


Abb. 8: Ba 2810, M-Lager 300 m-Sohle Süd, Erzhdg., Dünnschliff; Ausschnitt aus Gestein wie in Abb. 7: feinkörnige Sericitgrundmasse mit "Knötchen", aus einem rekristallisierten Quarzkornaggregat im Kern sowie einem Limonit-durchsetzten Kranz von Chloritfädelchen bestehend

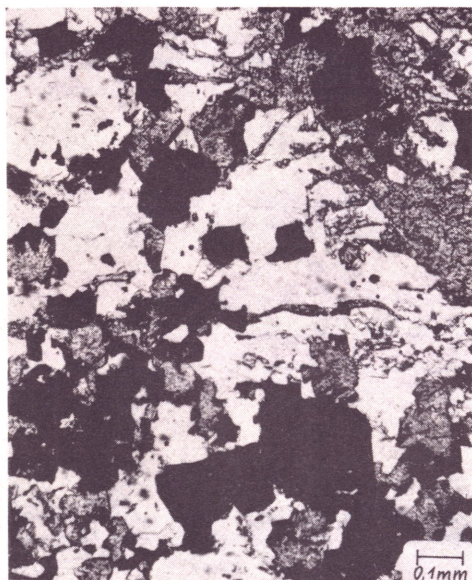


Abb. 9: Ba 2815, M-Lager
360 m-Sohle, Erzhd. , Dünnschliff; Chlorit-Quarzitphyllit
mit stärkerer Pyritführung
(Pyrit schwarz)

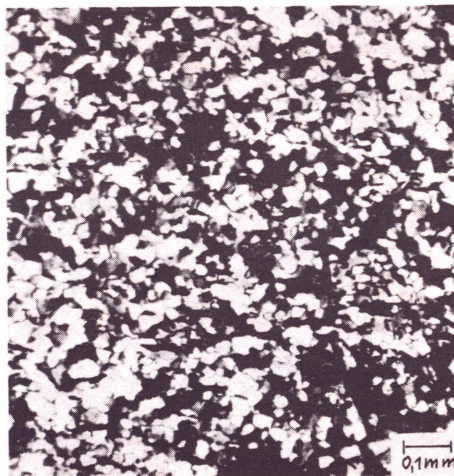
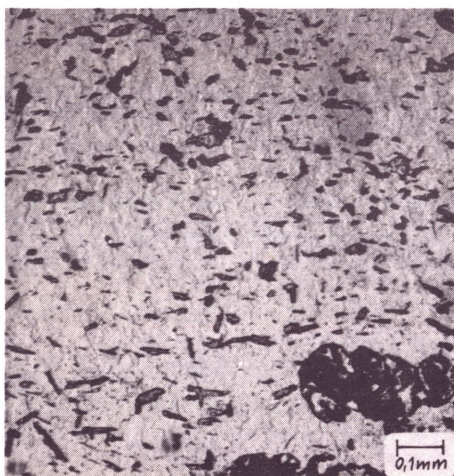


Abb. 10 (links) und 11 (rechts): Ba 1816, M-Lager 220 m-Sohle,
Erzhd. , Dünnschliff, jeweils gleicher Bildausschnitt; Abb. 11 + Nicols;
grüngrauer Quarzit; Chloritschüppchen etwas geregelt (Bild links) und
Quarzkornaggregat (Bild rechts)



Abb. 12 (links): Ba 3036, M-Lager 400 m-Sohle Nord, Erzlgd. , Dünnschliff; dunkelgrau-grüner Granatschiefer: zerbrochener idiomorpher Granat (untere Bildhälfte), mit Pyritsaum sowie Pyrit in Sprüngen (schwarz), gesproßte große Chlorittafeln (obere Bildhälfte)

Abb. 13 (rechts): Ba 3038, M-Lager 360 m-Sohle, am Erzkörper, Dünnschliff; Turmalin in Längs- und Querschnitt, Zonarbau, deutlicher Pleochroismus und olivbraune Farben in Dünnschliffdicke



Abb. 14: Ba 560, M-Lager 220 m-Sohle, Erzlgd. , Anschliff; pegmatoide Linse: Arsenkiesporphyroblast (weiß mit Relief), kataklastisch stark zerbrochen, wird von Kupferkies (mittelgrau) umsäumt und verkittet; Gangart (schwarz)

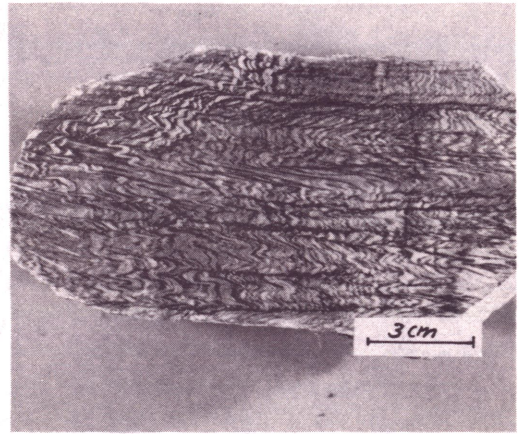
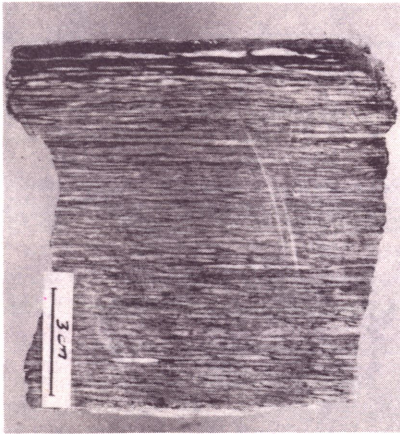


Abb. 15 (links): Ba 2001, M-Lager 400 m-Sohle, Erzhdg., Handstückanschliff; langlinsig zerscherter Quarzlagenphyllit

Abb. 16 (rechts): Ba 2189, M-Lager 400 m-Sohle, Erzhdg., Handstückanschliff

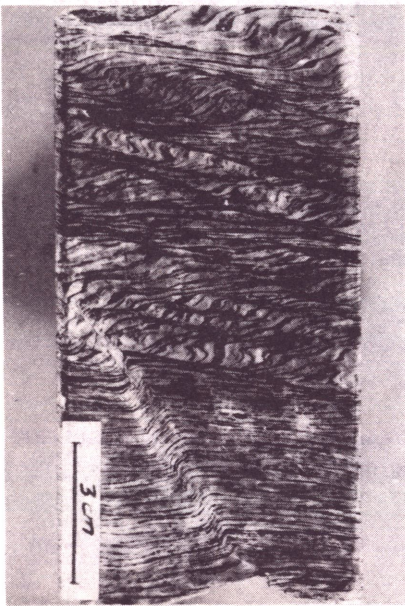


Abb. 17 (links): Ba 2209, Bohrung Ba 2, im Süden des M-Lagers, Anschliff; wie Abb. 16, überscherter Quarzlagenphyllit mit gewelltem, gefälteltem bis knittergefälteltem älteren Lagengefüge

Abb. 18 (rechts): Ba 1835 a, M-Lager 220 m-Sohle, Erzhdg., Dünnschliff; älteres verfälteltes Lagengefüge aus Quarzkornlagen und geregelten Chloritschüppchen bestehend, zwischen zwei Scherzonen

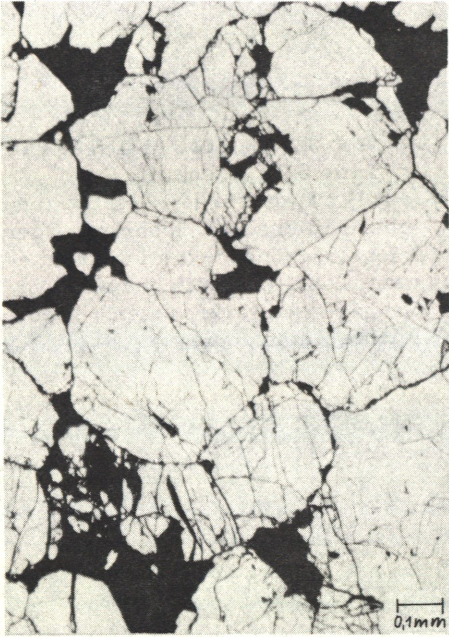


Abb. 19 (links): Ba 167, M-Lager 360 m-Sohle Süd, Anschliff;

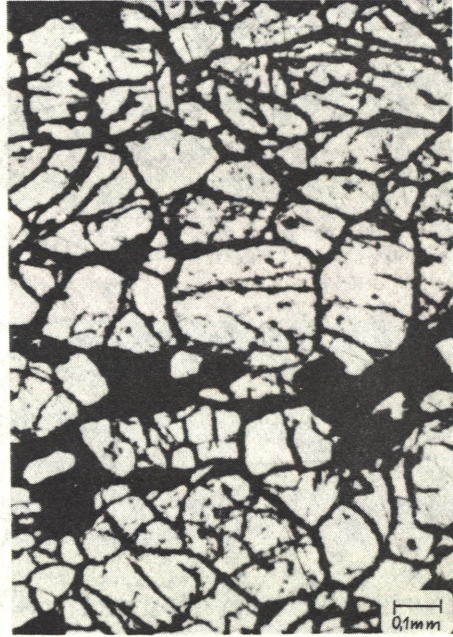


Abb. 20 (rechts): Ba 1316 a, M-Lager 400 m-Sohle Süd, Anschliff;
wie bei Abb. 19, aus Störungsbereich: kataklastisch stark zerbrochener
Pyrit (weiß), z. T. inselförmig aufgelöst, Gangart (schwarz)

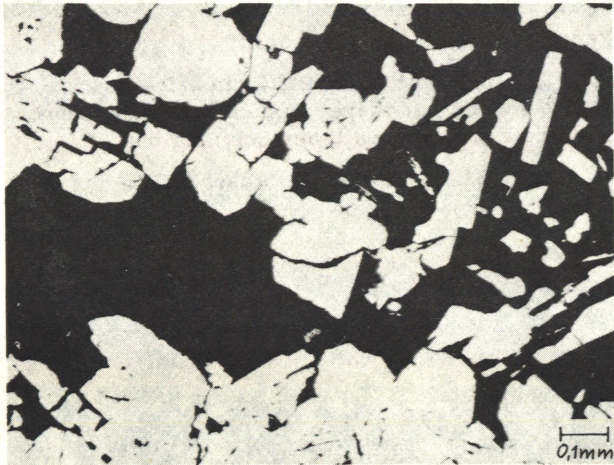


Abb. 21: Ba 565,
M-Lager 360 m-Sohle
Süd, Anschliff; aus
Störungsbereich:
Pyrit (weiß), insel-
förmig aufgelöst bis
zerschnitzelt, in
Gangart (Quarz,
schwarz)

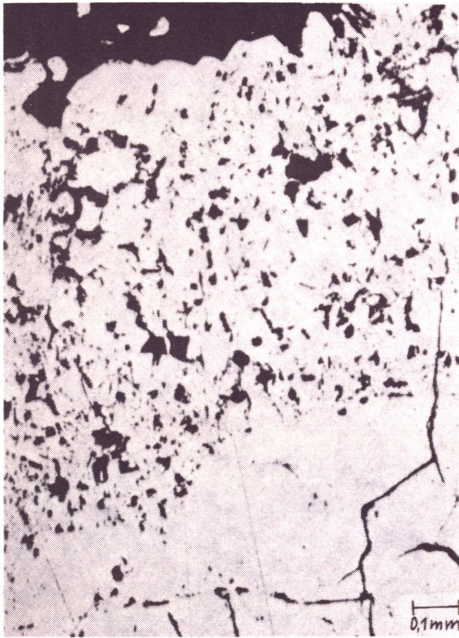


Abb. 22: Ba 565, M-Lager 360 m-Sohle Süd, Anschliff; Pyrit (weiß) mit deutlicher Gelstruktur (obere Bildhälfte), löchriger Oberfläche, Sprüngen, die in der unteren Bildhälfte deutlicher werden; Gangart (schwarz), unter + Nicols leichte Anisotropie

Abb. 23: Ba 1370, M-Lager 400 m-Sohle Mitte, Anschliff

Abb. 24: Ba 322, M-Lager 377 m-Sohle Süd, Anschliff

Abb. 25: Ba 69 b, M-Lager 340 m-Sohle, Anschliff; wie bei Abb. 23 und 24, Pyrit (weiß), Gangart (schwarz), lockere bis dichte Kornpackung, deutliche Korngrößenunterschiede z. T. innerhalb des Schliffbildes

Abb. 26: Ba 12, M-Lager 322 m-Sohle, Aufhauen, Anschliff; Pyrit (weiß), Pflastergefüge

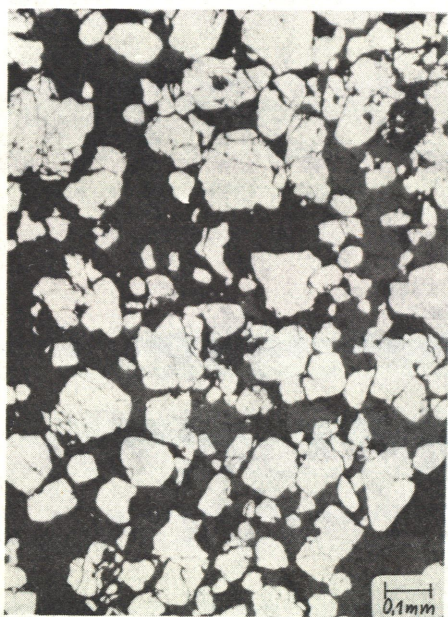


Abb. 23

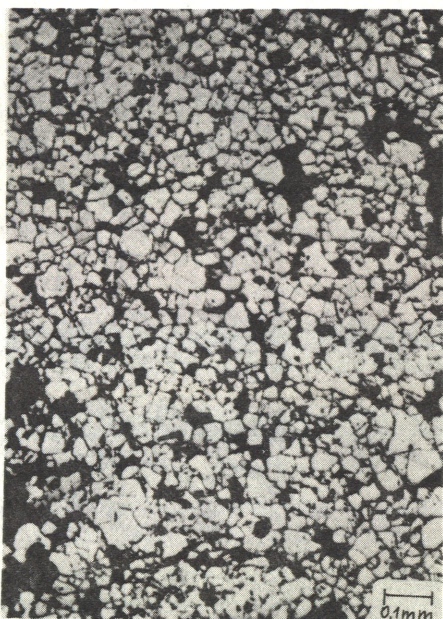


Abb. 24

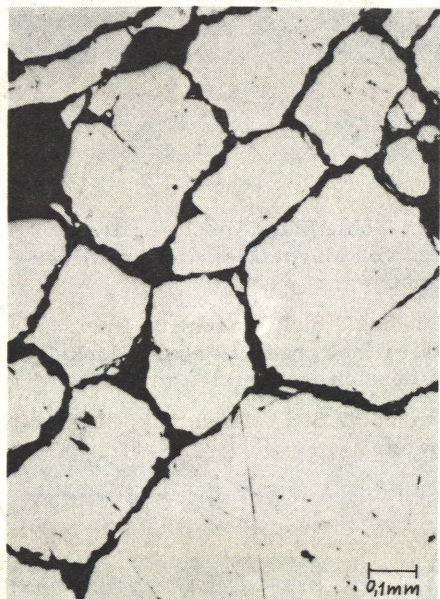


Abb. 25

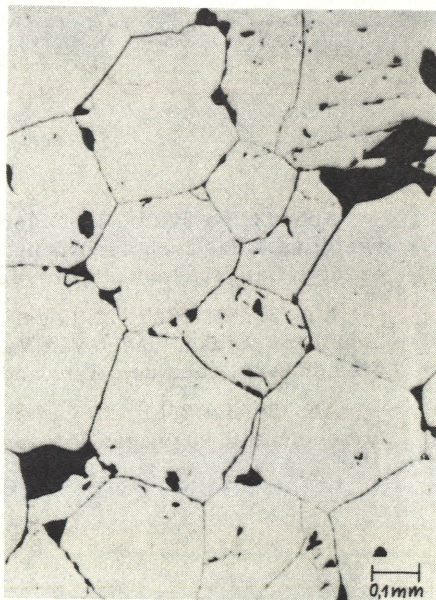


Abb. 26

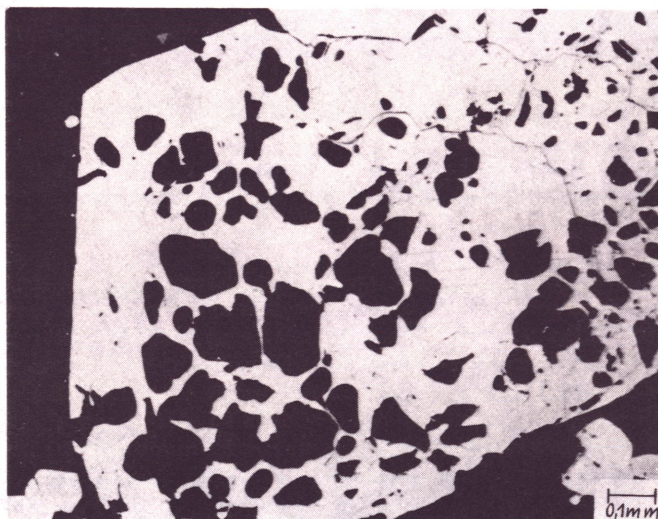


Abb. 27: Ba 154, M-Lager 340 m-Sohle, Mitte, Anschliff; Pyritporphyroblast (weiß) mit Siebstruktur, Gangart (schwarz)

Abb. 28: Ba 572 b, M-Lager 360 m-Sohle Süd, Anschliff; Pyrit (weiß) kataklastisch zerbrochen, wird von Magnetkies (hellgrau) verdrängt, Gangart (dunkelgrau bis grauschwarz)

Abb. 29: Ba 1625, M-Lager 230 m-Sohle Süd, Anschliff; Pyrit (weiß) mit Einschlüssen von Magnetkies (hellgrau); Gangart (dunkelgrau bis schwarz), aus dem Umwandlungsbereich Magnetkies in Pyrit

Abb. 30: Ba 3051, M-Lager 230 m-Sohle Süd, Handstück; Magnetkies derb mit kugeligen Pyritaggregaten



Abb. 28

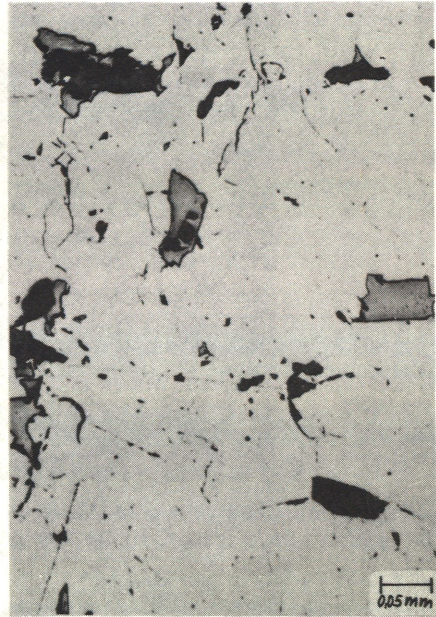


Abb. 29

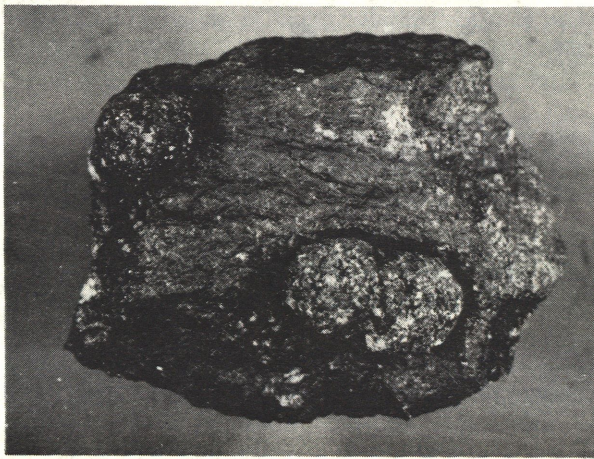


Abb. 30

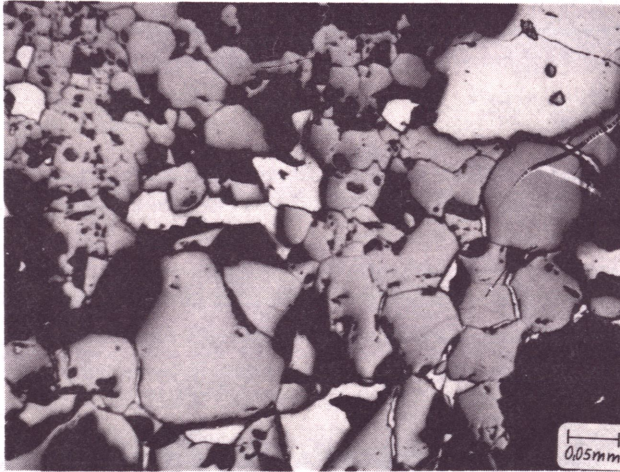


Abb. 31: Ba 1621 a, M-Lager 400 m-Sohle Nord, Anschliff; Magnetit (dunkelgrau mit Relief), Kupferkies (hellgrau), Gangart (schwarz)

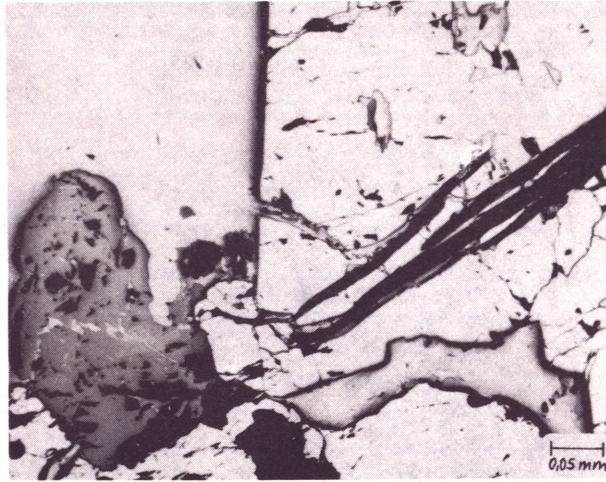


Abb. 32: Ba 2746, M-Lager 280 m-Sohle Nord, Anschliff; Arsenkies (weiß mit Relief, rechte obere Hälfte), kataklastisch zerbrochen, mit Einschlüssen, Boulangerit (hellgrau, linke Seite) mit Kupferkiesentmischung, Pyrit (weiß, unten), Gangart (schwarzgrau bis schwarz)