

Zur Erzparagenese rezenter Sulfid-Vorkommen aus dem südlichen Pazifik

Von Werner TUFAR, Marburg/Lahn*), Heinrich GUNDLACH, Hannover**) und Vesna MARCHIG, Hannover**)

Mit 54 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

Aktiv divergierende Plattenränder stellen nicht nur Zonen des Magmenaufstieges aus dem Erdmantel dar, sondern sind außerdem Zentren einer intensiven rezenter Metallogense. Sie führt auch zur Bildung von „Schwarzen Rauchern“ („Black Smokers“), massiven Sulfiderzen, die sich durch extreme Anreicherungen an Zink und/oder Kupfer auszeichnen können. Anlässlich der deutschen Forschungsfahrt „Geometep 3“ wurde im südlichen Teil des Ostpazifischen Rückens zwischen 18° S und 22° S ein größeres Gebiet rezenter hydrothermaler Aktivität entdeckt, in dem massive Sulfiderz-Proben, bzw. Teile von „Schwarzen Rauchern“, gewonnen werden konnten. Diese zeigen einen zonaren Aufbau und zeichnen sich durch eine starke Variationsbreite der Hauptbestandteile Eisen, Zink und Kupfer aus. Da in allen Proben als Hauptgemengteile jeweils die gleichen Sulfide (Markasit, Pyrit, Zinkblende, Wurtzit, Schalenblende, Chalkopyrrhotin, Kupferkies) vorliegen, weisen diese ebenfalls starke Schwankungen in den jeweiligen Mengenverhältnissen auf. Charakteristisch ist außerdem, daß sich Hochtemperatur-Sulfide (z. B. Chalkopyrrhotin, Hochtemperatur-Kupferkies) mit, bzw. in enger Nachbarschaft finden mit Sulfiden (z. B. Markasit, Pyrit, Melnikovitpyrit, Schalenblende), die deutlich Kolloidalgefüge bzw. Gelfturen aufweisen. Paragenetisch auffallend ist auch ein fast völliges Fehlen von Bleiglanz in den massiven Sulfiderz-Proben.

Summary

Divergent plate boundaries are well-known as seafloor spreading centers and can furthermore be characterized as modern zones of intensive hydrothermal activity and mineralization, which is the cause for the formation of massive sulfide mineralizations („black smokers“). These can contain extremely high concentrations of zinc and/or copper. During the German „Geometep 3“ research expedition a large new field of hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 18° S and 22° S could

Adresse der Verfasser: *) Prof. Dr. Werner TUFAR, Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg, Lahnberge, D-3550 Marburg/Lahn, Bundesrepublik Deutschland
**) Prof. Dr. Heinrich GUNDLACH und Dr. Vesna MARCHIG, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51, Bundesrepublik Deutschland

be discovered from which a number of massive sulfide ore samples („black smokers“) were dredged. These massive sulfide ore samples exhibit zonal structures and are furthermore characterized by a large chemical variation of the three main elemental constituents iron, copper, and zinc. Because of the fact that all massive sulfide ore samples contain the same sulfides (marcasite, pyrite, sphalerite, wurtzite, schalenblende, chalcopyrrhotite, chalcopyrite) as major constituents, their proportions fluctuate strongly. A further characteristic feature of the paragenesis is the close association of high-temperature sulfides (e. g. chalcopyrrhotite, high-temperature chalcopyrite) with sulfides exhibiting colloidal and/or gel-textures (e. g. marcasite, pyrite, melnikovite-pyrite, schalenblende). Another striking property of the paragenesis is the almost total absence of galena.

Inhalt

Einführung	186
Zur Bildung rezenter submariner Sulfiderze	187
Lage, Auftreten und chemische Zusammensetzung der untersuchten Proben	193
Zur Erzparagenese der massiven Sulfiderze	196
Zur Erzparagenese der vererzten Basalte	202
Schlußfolgerungen – Ausblick	203
Literatur	209
Abbildungen	213

Einführung

Die genetische Lagerstättenforschung hat bereits frühzeitig zum Wohle des Bergbaues Modelle über die Bildungsbedingungen von Sulfid-Mineralisationen entwickelt, die später auch im Experiment, z. B. durch Sulfid-Synthesen, bestätigt wurden. Eine besondere Rolle spielen dabei hydrothermale Lösungen im klassischen Sinne als mineralisierende Lösungen. Unter der Vielzahl von syngenetischen Erzmineralisationen wird ebenfalls eine größere Anzahl auf hydrothermale Lösungen zurückgeführt. Bekannte Beispiele hierfür sind der klassische Typ „Lahn-Dill“ und dann der „erweiterte Typ Lahn-Dill“, nämlich die Buntmetall-Lagerstätten vom Typ „Meggen/Lenne – Rammelsberg/Harz“, syngenetische Erzmineralisationen, deren Bildung ein marines Milieu, bzw. eine Geosynklinale, voraussetzt.

Die Tatsache, daß hydrothermalen Lösungen eine erhebliche Bedeutung bei der Bildung von Sulfid-Mineralisationen zukommt, konnte in den letzten Jahren mit der Entdeckung rezenter Sulfid-Vorkommen an aktiv divergierenden Plattenrändern, nämlich im Roten Meer und am Ostpazifischen Rücken (East Pacific Rise), bewiesen werden.

Am Ostpazifischen Rücken kann besonders eindrucksvoll die rezente Bildung von auch bergwirtschaftlich interessanten Sulfid-Vorkommen beobachtet werden, wobei die Platznahme der Sulfide sedimentär erfolgt, die Herkunft der Sulfide, bzw. der mineralisierenden Lösungen, zweifelsfrei hydrothermalen Ursprungs ist – auch im klassischen Sinne – und mit dort ablaufenden vulkanischen Prozessen zusammenhängt.

Mit der Entdeckung der rezenten Sulfid-Vorkommen am Ostpazifischen Rücken (vgl. J. FRANCHETEAU und KOLLEGEN 1978, 1979) setzte eine intensive lagerstättenkundlich-geochemische Untersuchung dieser Erzmineralisation und vergleichbarer Bildungen am benachbarten Galápagos-Rift ein (vgl. z. B. J. L. BISCHOFF und KOLLEGEN 1983, J. B. CORLISS und KOLLEGEN 1979, J. M. EDMOND und KOLLEGEN 1982, M. S. GOLDFARB und KOLLEGEN 1983, R. M. HAYMON und M. KASTNER 1981, R. HEKINIAN und KOLLEGEN 1978, 1980, R. A. KOSKI, D. A. CLAGUE und E. OUDIN 1984, C. LALOU und E. BRICHET 1982, K. C. MACDONALD und F. N. SPIESS 1979, A. MALAHOFF und KOLLEGEN 1983, W. R. NORMARK und KOLLEGEN 1982, 1983, E. OUDIN 1982, 1983, P. A. RONA 1983, F. N. SPIESS und KOLLEGEN 1980, M. M. STYRT und KOLLEGEN 1981, R. A. ZIERENBERG, W. C. SHANKS III und J. L. BISCHOFF 1984). Auf die Anreicherung einiger Metalle in Tiefsee-Sedimenten am Ostpazifischen Rücken macht bereits I. S. SKORNYAKOVA (1964) aufmerksam. Metallreiche Sedimente bzw. oxidische Schlämme aus diesem Gebiet beschreiben u. a. G. ARRHENIUS und E. BONATTI (1965), auf die Natur dieser Bildung gehen K. BOSTRÖM und M. N. A. PETERSON (1966, 1969) ein. Als deutscher Beitrag werden am Ostpazifischen Rücken Untersuchungen im Rahmen des Geometep-Programmes (vgl. z. B. H. BÄCKER und V. MARCHIG 1983, H. GUNDLACH, V. MARCHIG und H. BÄCKER 1983, V. MARCHIG und H. GUNDLACH 1982, W. TUFAR, H. GUNDLACH und V. MARCHIG, in Druck) seit 1980 durchgeführt.

Es ist bereits jetzt abzusehen, daß nicht zuletzt auch aus bergwirtschaftlichen und rohstoffpolitischen Gründen die Untersuchung dieser rezenten Sulfid-Vorkommen, wie überhaupt die Untersuchung und systematische Erfassung der an aktiv divergierende Plattenränder gebundenen Metallogenese, in der Zukunft noch eine weitere Intensivierung erfahren wird.

Zur Bildung rezenter submariner Sulfiderze

Aktiv divergierende Plattenränder stellen Zonen des Magmenaufstieges aus dem Erdmantel, Akkretionszonen ozeanischer Kruste, dar und sind außerdem durch eine intensive rezente hydrothermale Lagerstättenbildung gekennzeichnet. Diese ist mittlerweile aus mehreren Gebieten bekannt (vgl. Abb. 1).

Die Bereiche aktiv divergierender Plattenränder, deren Gesamtlänge circa 65 000 km beträgt, finden sich zum überwiegenden Teil auf dem Meeresboden bzw. Ozeanboden (vgl. Abb. 1) und gehen nur in geringem Maße in das Festland (Westküste Nordamerikas, Ostafrika, Rotes Meer) hinein. Es ist daher weiter nicht verwunderlich, daß diese Zonen rezenter intensiver hydrothermalen Aktivität sehr spät, nämlich erst vor kurzem, entdeckt wurden.

Aus dem südlichen Pazifik (39° 4' S, 105° 5' W) wird bereits im vorigen Jahrhundert von J. MURRAY (1891), ohne allerdings darauf einzugehen, die Analyse eines Globigerinen-Schlammes veröffentlicht, der anlässlich der Forschungsfahrt mit der „Challenger“ gewonnen wurde. Offensichtlich handelt es sich bei diesem um einen mit Karbonat verdünnten oxidischen Erzschlamm. Ebenfalls im vorigen Jahrhundert erfolgte eine österreichische Forschungsfahrt mit der „Pola“ ins Rote Meer, bei der, wie den Analysen von K. NATTERER (1899, 1901) zu entnehmen ist,

bereits oxidische Erzschlämme aus dem dortigen Zentralgraben gewonnen wurden. Auch in diesem Falle wird nicht näher auf deren Genese eingegangen.

Entlang den divergierenden Plattenrändern liegen Aufwölbungen des Erdmantels vor und es kommt dort zum Aufstieg von Magmen. In der zentral und axial zwischen den auseinanderdriftenden Platten verlaufenden Zentralstruktur, bzw. im Zentralgraben, erfolgt sporadisch submarin die Förderung und Anlagerung, die Akkretion von basaltischer Lava aus dem Erdmantel an die Plattenränder. Häufig zu beobachten sind Kissenlaven („pillow lavas“) sowie Schichtlaven. Der chemischen Zusammensetzung der Laven nach liegen vorherrschend tholeiitische Basalte vor.

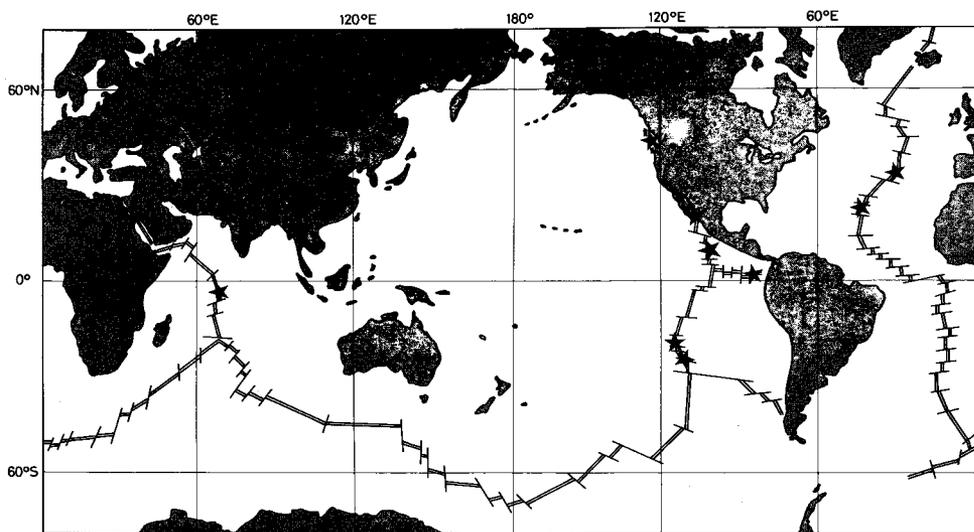


Abb. 1: Rezente Sulfid-Mineralisation (Sternchen) an aktiv divergierenden Plattenrändern.

Die Divergenzrate („spreading rate“) schwankt in den verschiedenen Gebieten deutlich und reicht von etwa 1 cm pro Jahr (z. B. Mittelatlantischer Rücken) bis um 18 cm pro Jahr (z. B. südlicher Bereich des Ostpazifischen Rückens).

Die morphologische Ausbildung des Ozeanbodens an den divergierenden Plattenrändern, sein Relief, ist in hohem Maße abhängig von der jeweiligen Divergenzrate. Diese bestimmt somit die Form der Aufwölbung und des langgezogenen Höhenzuges, der sich an der Divergenzlinie auseinanderdriftender Platten entwickelt hat. Sehr hohe Divergenzraten (z. B. südlicher Bereich des Ostpazifischen Rückens) haben einen schmalen Höhenzug zur Folge, auf dessen flachem Gipfelkamm, z. T. mit kleinen Einsenkungen, die Akkretionszone verläuft. Diese liegt bei einer dagegen etwas niedrigeren, aber immer noch höheren Divergenzrate (z. B. nördlicher Bereich des Ostpazifischen Rückens) in einem einige hundert Meter breiten und um 20 m tiefen Tal, einem Hochtal, das zentral innerhalb eines ebenfalls schmalen Höhenzuges, also in dessen Gipfelkamm-Bereich, auftritt. Bei mittleren Divergenzraten (z. B. Galápagos-Rift) ist dann bereits ein etwa 3–4 km breites Tal, wieder als Hochtal, in einer breiteren Aufwölbung anzutreffen und bei niedrigen Divergenzraten (z. B. Mittelatlantischer Rücken, Rotes Meer) ist ein tiefes, bis circa 30 km

breites „Rift Valley“ innerhalb einer großräumigen Aufwölbung ausgebildet. Im Roten Meer fehlt allerdings noch die Ausbildung eines Rückens.

Wie das Beispiel des Ostpazifischen Rückens besonders deutlich zeigt, kommt an divergierenden Plattenrändern auf Grund der dort auftretenden tektonischen Vorgänge und Strukturen Zerrungen eine besondere Bedeutung zu. Zudem liegt in diesen Bereichen durch die Aufwölbung des Erdmantels eine regionale Wärmeanomalie vor. Die ozeanische Kruste weist dort einen steilen Temperaturgradienten auf. Sie wird von oben, am Ozeanboden, durch das Meerwasser (Temperatur um 2° C) gekühlt, von unten, aus der Tiefe, von Magmenkammern bzw. vom Pluton (Temperaturen bis um etwa 1200° C) aus, erfolgt eine Aufheizung. Meerwasser gelangt entlang Rissen, Zerrklüften etc. in tiefere Bereiche der neugebildeten ozeanischen Kruste bzw. in den Basalt und wird darin aufgeheizt; es kommt zur Bildung von Konvektionsströmungen.

Jene Vorgänge, die letztlich zur Bildung der mineralisierenden hydrothermalen Lösungen führen, sind durchaus bereits zu übersehen (vgl. z. B. J. B. CORLISS 1971, M. J. MOTTL und W. E. SEYFRIED 1980). Auch im Experiment sind die in der ozeanischen Kruste bzw. im Basalt ablaufenden Lösungsvorgänge durch Hydrothermalversuche nachvollziehbar, und zwar an Meerwasser direkt sowie durch Laugung von Basalt in Meerwasser (vgl. z. B. J. L. BISCHOFF und F. W. DICKSON 1975, J. L. BISCHOFF und R. J. ROSENBAUER 1983, J. L. BISCHOFF und W. E. SEYFRIED 1978, M. J. MOTTL 1983, M. J. MOTTL und H. D. HOLLAND 1978, M. J. MOTTL, H. D. HOLLAND und R. F. CORR 1979, R. J. ROSENBAUER und J. L. BISCHOFF 1983, W. E. SEYFRIED 1977). Besondere Bedeutung kommt außerdem der direkten Beprobung der am Ozeanboden austretenden Hydrothermen zu, wodurch eine genaue Kenntnis über die chemische Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen möglich wurde, die zur Bildung der „Schwarzen Raucher“ führen. Derartige Beprobungen und Analysen wurden bereits an mehreren Stellen, und zwar am Ostpazifischen Rücken (bei 21° N) und am Galápagos-Rift (bei 86° W) durchgeführt (vgl. z. B. J. B. CORLISS und KOLLEGEN 1979, J. M. EDMOND 1983, J. M. EDMOND und KOLLEGEN 1982, R. J. ROSENBAUER und J. L. BISCHOFF 1983). Voraussetzung dafür ist allerdings ein geeignetes Tiefsee-Tauchboot.

In der neugebildeten ozeanischen Kruste, also im Basalt, bzw. in darin sich bildenden Konvektionszellen, kommt es nicht nur zur Aufheizung von Meerwasser, sondern dieses reagiert auch mit dem umgebenden Basalt. Es vollzieht sich die chemische Veränderung des Meerwassers zur hydrothermalen Lösung. Besondere Bedeutung kommt der deutlichen Absenkung des pH-Wertes zu, der beim Meerwasser etwa 8 beträgt, in den hydrothermalen Lösungen aber bei 3,6 liegt, also im sauren Bereich. Beim Erhitzen von Meerwasser, das bekanntlich leicht alkalisch und gut abgepuffert ist, setzen Reaktionen ein, die diesem Magnesium und OH-Ionen entziehen. Dabei bricht die Pufferung des Meerwassers zusammen und die Lösung wird sauer. Diese laugt aus der ozeanischen Kruste bzw. aus dem Basalt vor allem Eisen, Mangan, Kupfer, Zink usw., außerdem kommt es zur Oxidation von Fe⁺² zu Fe⁺³ durch Reduktion von (Meerwasser-) Sulfat zu Sulfid (entsprechend der Reaktion: $8 \text{FeO} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow 4 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{S}^{2-}$). Die hydrothermale Lösung enthält somit neben den ausgelaugten Metall-Ionen eine begrenzte Menge Sulfid-Ionen, aber keinen (freien) Sauerstoff mehr, praktisch auch kein Sulfat und kein Magnesium, sie

ist aber stark angereichert mit vor allem SiO_2 , Kalium, Calcium, Schwefelwasserstoff, Eisen, Mangan, Kupfer, Zink, Barium etc. Der Anreicherungsfaktor bei den Buntmetallen beträgt etwa 10^8 gegenüber dem normalen Meerwasser.

Die chemische Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen in den betreffenden ozeanischen Krustengebieten hängt von vielen Faktoren (z. B. Tiefenlage, Form und Ausdehnung des unterlagernden Plutons, Divergenzrate, Zusammensetzung der ozeanischen Kruste bzw. des Basaltes, Gesamtdurchsatz an Meerwasser, Eindringtiefe, Reaktionszeit bzw. Verweilzeit, Mischungsvorgänge) ab, deren Auswirkungen noch nicht restlos zu übersehen sind.

Im Rahmen der Forschungsfahrt „Geometep 3“ wurden zahlreiche Basalt-Proben am Ostpazifischen Rücken entnommen, von denen eine Reihe bereits untersucht werden konnte. Es fällt auf, daß der größte Teil davon keine Anzeichen hydrothermalen Umwandlung oder Zersetzung aufweist. Dies wäre aber durchaus zu erwarten, da bekannt ist, daß die ozeanische Kruste bzw. Basalte dieses Gebietes auf Grund der dort auftretenden hydrothermalen Aktivität von hydrothermalen Lösungen durchzogen bzw. gelaugt werden. Nach diesen vorläufigen Ergebnissen wäre zu folgern, daß hydrothermale Lösungen nur stellenweise, also punktuell, austreten. Dort entnommene Basalt-Proben zeigen dann allerdings hydrothermale Umwandlungen und Zersetzungen. Dieser erste Befund könnte außerdem dafür sprechen, daß Laugungen von Basalt durch hydrothermale Lösungen bevorzugt in bestimmten Bereichen der ozeanischen Kruste auftreten.

Die hydrothermalen Lösungen stehen unter hohen Drücken und strömen mit Temperaturen, die bis ca. $380^\circ \text{C} \pm 30^\circ \text{C}$ (vgl. z. B. F. N. SPIESS und KOLLEGEN 1980, J. M. EDMOND 1983, J. M. EDMOND und KOLLEGEN 1982) betragen, an „Leckstellen“, nämlich Rissen, Klüften, bzw. Störungen, im Zentralgraben am Meeresboden aus und können in Wassersäulen „jetartig“ bis zu etwa 100 m hochschießen, um sich dann, nach der Druckentlastung, pilzförmig bzw. wolkenartig, auszubreiten, allerdings deutlich asymmetrisch, in Abhängigkeit von der jeweiligen Tiefenströmung. Am Kontakt mit Meerwasser verfärbt sich die ausströmende und hochschießende hydrothermale Lösung, bzw. deren Wassersäule, durch die Fällung von feinstverteilten Sulfiden, vornehmlich Magnetkies, schwarz, wovon der bezeichnende Name „Black Smoker“, also „Schwarzer Raucher“, herrührt.

Unmittelbar um die Austrittsstelle, am Kontakt mit Meerwasser, also räumlich sehr begrenzt, werden zuerst die schwer löslichen Sulfide (Fe, Cu, Zn) ausgefällt, die rasch wachsende vulkanförmige Gebilde, Schornsteine, aufbauen können. Diese treten nicht vereinzelt, sondern in Gruppen auf, erreichen Höhen von mehreren Metern bis einigen Zehnermetern und können extrem hohe Gehalte an Kupfer und/oder Zink aufweisen (vgl. Tabelle 1).

Das gesamte Sulfid der hydrothermalen Lösung, dessen Menge als reduzierter Sulfatanteil des ursprünglichen Meerwassers begrenzt ist, zuzüglich geringer Mengen aus der ozeanischen Kruste bzw. aus dem Basalt selbst, wird unmittelbar an den Austrittsstellen durch die Ausfällung der Metall-Sulfide (z. B. Pyrit, Markasit, Magnetkies, Wurtzit, Zinkblende, Schalenblende, Chalkopyrrhotin, Kupferkies) aufgebraucht. Der noch verbleibende „Rest“ an gelaugten bzw. gelösten Metall-Ionen in der ausgeströmten hydrothermalen Lösung, bei weitem die Hauptmenge, fällt dann in Form von Hydroxiden aus, und zwar in riesigen Mengen und in einem

weiten Umkreis, abhängig von der Meeresströmung, selbst noch hunderte Kilometer von der Austrittsstelle entfernt. Sofern keine zu starke Verdünnung mit anderen Bestandteilen eintritt, können sich derartige Sedimente, also „oxidische hydrothermale Sedimente“, bzw. „oxidische Erzschlämme“, über größere Bereiche verbreitet finden und bestehen als Hauptkomponenten aus Eisen- und Mangan-Oxi-Hydroxiden. Abhängig von den jeweiligen Meeresströmungen bilden diese Sedimente öfters einen asymmetrischen Hof („Halo“) um die Austrittsstellen der Hydrothermen auf dem Ozeanboden.

Dem Nachweis und der Untersuchung dieser Sedimente (vgl. z. B. V. MARCHIG und H. GUNDLACH 1982, V. MARCHIG und KOLLEGEN 1982, V. MARCHIG, H. GUNDLACH und H. BÄCKER 1984) kommt eine große Bedeutung zu, da sie Auskunft über das Auftreten hydrothermalen Aktivitäten in den betreffenden Gebieten vermitteln. Daraus ergeben sich wichtige Hilfestellungen bei der Prospektion nach den Austrittsstellen der submarinen Hydrothermen und folglich auch nach den sich dort rezent bildenden massiven Sulfiderzen („Schwarze Raucher“).

Deutlich unterschieden werden müssen diese eisen- und manganreichen Sedimente mit ihren hydrothermalen Komponenten allerdings von vergleichbaren Sedimenten anderer Genese bzw. Ursprungs, nämlich marinen Fe-Mn-reichen Sedimenten und Krusten, die auf biogene Anreicherungen, Ausscheidungen aus dem Meerwasser ohne Beteiligung hydrothermalen Produkte, oder auf diagenetische Prozesse zurückgehen.

Wichtige Indikatoren für hydrothermale Aktivitäten stellen außerdem Methan und das Helium-Isotop ^3He dar. Beide werden ebenfalls von den submarinen Hydrothermen freigesetzt, stammen wahrscheinlich sogar aus dem Erdmantel und sind noch in sehr geringen Konzentrationen bestimmbar. Sie sind in einem großen Bereich um die Austrittsstellen der hydrothermalen Lösungen nachweisbar, so wird das Helium-Isotop ^3He noch in einer Entfernung von über 1000 km im Meerwasser gefunden.

Die Sulfide, bzw. die massiven Sulfiderze („Schwarze Raucher“), stellen nur einen kleinen Teil der rezenten hydrothermalen Metall-Förderung am Ostpazifischen Rücken dar und sind dementsprechend schwer aufzufinden. Die Hauptmasse liegt in Form oxidischer hydrothermalen Sedimente, als oxidische Erzschlämme, vor. Sie stehen zwar in direkter Beziehung zu den Sulfiden, weisen aber gegenüber diesen eine riesige Verbreitung auf. Der Erfassung dieser oxidischen hydrothermalen Sedimente kommt somit eine wichtige Rolle zu, auch für spätere Stoffbilanzierungen mit dem Ziele, die hydrothermale Produktion und Metall-Förderung am Ostpazifischen Rücken und vergleichbaren Gebieten insgesamt quantitativ in Raum und Zeit abzuklären.

Der Ostpazifische Rücken stellt mit seinen Vorkommen massiver Sulfiderze, seinen charakteristischen „Schwarzen Rauchern“ sowie mit den oxidischen Erzschlämmen ein äußerst eindrucksvolles Beispiel rezenter hydrothermalen Lagerstättenbildung an aktiv divergierenden Plattenrändern dar. Sulfiderze treten aber auch in anderen Gebieten mit vergleichbaren geologischen Verhältnissen auf (vgl. Abb. 1), z. B. am benachbarten Galápagos-Rift oder am Mittelatlantischen Rücken (vgl. z. B. E. BONATI, B.-M. GUERSTEIN-HONNOREZ und J. HONNOREZ 1976). Am längsten sind rezente Sulfiderze, allerdings in Form von Erzschlämmen, aus dem Roten Meer

bekannt (vgl. z. B. H. BÄCKER 1976, 1980, E. T. DEGENS und D. A. ROSS 1969, M. HARTMANN 1973, 1980, M. SCHOELL und E. FABER 1978, M. SCHOELL und M. HARTMANN 1973, 1978). Neuerdings (Anfang 1984) wurden im Roten Meer auch massive Sulfiderze gefunden (mündliche Mitteilung von Kollegen H. PUCHELT, Karlsruhe).

Gegenüber dem Ostpazifischen Rücken und geologisch vergleichbaren Gebieten sind die Verhältnisse im Roten Meer etwas anders gelagert. Es liegt zwar auch dort, in einem Zentralgraben, eine rezente hydrothermale Erzmineralisation an divergierenden Plattenrändern vor, doch ist deren Aufbruch noch relativ jung. Er begann im oberen Alttertiär und frühen Miozän und kam danach zum Stillstand, seit dem Pliozän driften die Platten aber wieder weiter auseinander. Die Divergenzrate ist niedrig, ein Rücken ist eigentlich noch nicht ausgebildet, sondern nur ein tiefes, breites „Rift Valley“ mit einem axialen Zentralgraben, der durch Störungen und Verwürfe etc. morphologisch stark gegliedert ist. Wie für Gebiete mit „seafloor spreading“ typisch, finden sich im Untergrund des Roten Meeres zwar Basalte, aber als Besonderheit außerdem mächtige Sedimentserien, die Evaporite enthalten.

Das in den Untergrund bis in die neugebildete ozeanische Kruste, bzw. in den Basalt, eindringende Meerwasser, das von unten wieder aufgeheizt wird, wodurch es zur Bildung von Konvektionsströmungen kommt, durchzieht dementsprechend auch Bereiche mit Salzlagerstätten und wird dadurch mit Salzen angereichert bzw. gesättigt. Dies hat Einfluß auf die Laugungsvorgänge im Basalt sowie auf den Stofftransport in den so entstandenen hydrothermalen Lösungen, die sich somit deutlich z. B. von denen am Ostpazifischen Rücken unterscheiden.

Die am Meeresboden im Zentralgraben des Roten Meeres austretenden heißen, hochsalinaren, hydrothermalen Lösungen bzw. Solen weisen auf Grund ihrer hohen Salzgehalte gegenüber Meerwasser eine höhere Dichte auf und bleiben deshalb stellenweise am Boden von Senken mit bestimmten „Fallenstrukturen“ erhalten, also „stecken“, ohne sich mit dem überlagernden leichteren Meerwasser zu vermischen. Derartige Spezialsenken sind im Roten Meer auf die Bereiche des Zentralgrabens beschränkt, die eine relativ starke Zerlegung durch Querstörungen („Transform-Verschiebungen“) aufweisen. Sofern eine Vermischung mit Meerwasser und eine dadurch bedingte Verdünnung der Solen nicht eintritt, die ansonsten zur Verzettelung der Wertmetalle führt, kommt es in derartigen mit hochsalinaren hydrothermalen Lösungen bzw. Solen gefüllten Senken, also abgeschlossenen Becken, zu Ausfällungen bzw. zur Abscheidung von sehr feinkörnigen, geschichteten bis lamellierten, mannigfaltigen Erzschlämmen (z. B. oxidische, sulfidische, sulfatische, karbonatische, silikatische Schlämme bzw. Erzschlämme) in Größenordnungen, die auch bergwirtschaftlich von Interesse sind. Dieses gilt den sulfidischen Erzschlämmen mit den darin enthaltenen Wertmetallen, vor allem Zink, Kupfer und Silber. Am bekanntesten ist das Atlantis II-Tief mit seinen gemischt oxidisch-sulfidischen Erzschlämmen, die dort eine cirka 60 km² große und bis etwa 25 m, durchschnittlich 10–11 m mächtige Lagerstätte bilden. Eine große Verbreitung zeigen oxidische Erzschlämme, die dann Eisen-Mangan-Vorkommen darstellen (z. B. Nereus-Tief, Suakin-Tief), insgesamt jedoch sind silikatische Erzschlämme, bzw. Schlämme der Silikat-Fazies, am häufigsten im Roten Meer in den Präzipitaten der Hydrothermal-laugen-Becken anzutreffen.

Lage, Auftreten und chemische Zusammensetzung der untersuchten Proben

Als eine Zone des Magmenaufstieges aus dem Erdmantel weist der Ostpazifische Rücken Divergenzraten auf, die von 6 cm pro Jahr im Norden bis zu 18 cm pro Jahr im Süden betragen und zeichnet sich durch Bereiche intensiver hydrothermaler Aktivität aus (21° N, 13° N, 18°–22° S, vgl. Abb. 1–2).

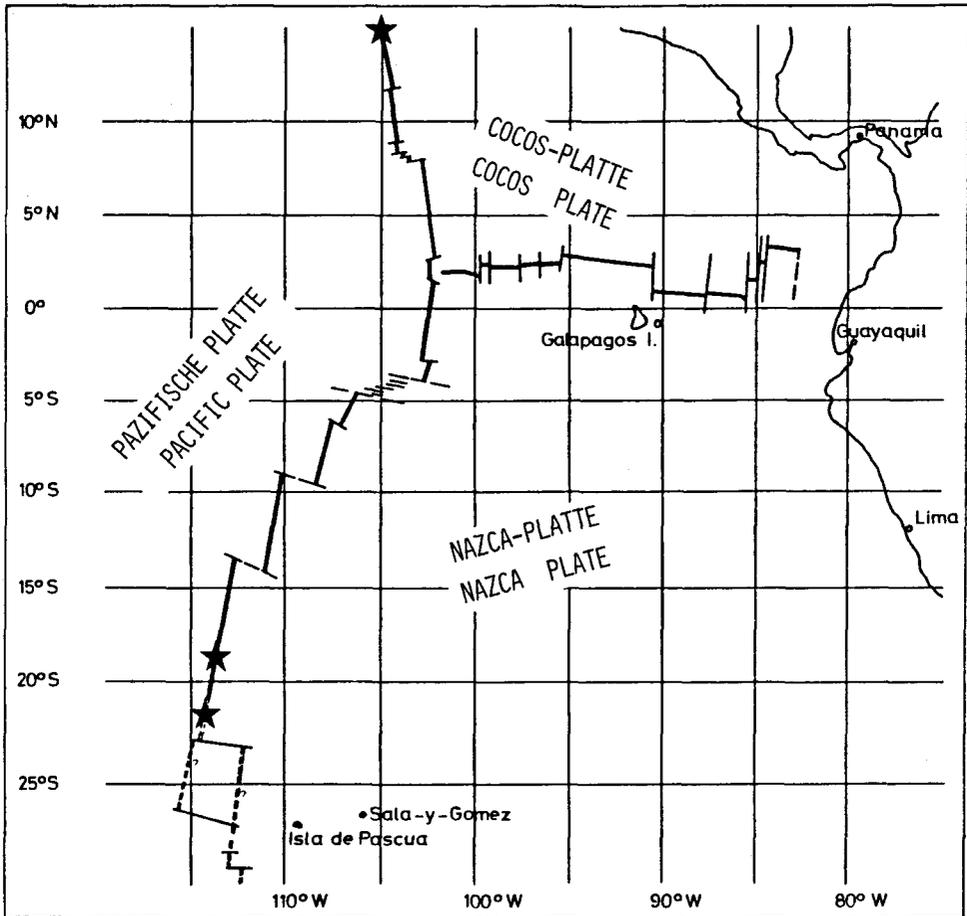


Abb. 2: Entnahmepunkte (Sternchen) der Sulfiderz-Proben am Ostpazifischen Rücken.

Im Rahmen der vom 17. Dezember 1982 bis 6. April 1983 durchgeführten Forschungsfahrt „Geometep 3“ (Geothermal Metallogeneses East Pacific) mit dem deutschen Rohstoff-Forschungsschiff „Sonne“ wurde im Axialbereich des südlichen Teiles des Ostpazifischen Rückens zwischen 18° S und 22° S ein größeres Gebiet rezenter hydrothermaler Aktivität entdeckt und im März 1983 konnten in einer Wassertiefe von knapp 3000 m Sulfiderz-Proben mittels Dredsche gewonnen werden (vgl. Abb. 2). Es wurden sowohl massive Sulfiderze, als auch Basalt-Proben mit Sulfid-Krusten und -Füllungen geborgen (vgl. Abb. 3).

Bei den massiven Sulfiderzen handelt es sich um Teile von „Schwarzen Rauchern“ („Black Smokers“), wobei auch vollständig erhaltene Querschnitte von „Schwarzen Rauchern“ mit noch erkennbarem „Schlot“, dem Zufuhrkanal bzw. der Aufstiegszone der hydrothermalen Lösung, vorliegen (vgl. Abb. 3). Gemeinsam ist den massiven Sulfiderz-Proben ein poröser, dendritischer, lagiger bis krustig-schaliger Aufbau, der außerdem eine zonare Anordnung der auftretenden Sulfide erkennen läßt, ausgehend vom Zentrum, bzw. dem Schlot, dem Zufuhrkanal der hydrothermalen Lösungen. Örtlich liegen außerdem Strukturen vor, die auf Organismen zurückzuführen sind (z. B. eingebettete Wurmröhren).

Die massiven Sulfiderz-Proben weisen deutlich unterschiedliche, z. T. sehr hohe Gehalte an Eisen, Zink und Kupfer auf, wobei letztere sogar extrem angereichert sein können, zeigen also in bezug auf diese drei Hauptbestandteile eine große Variationsbreite (vgl. Tabelle 1). Daraus ist bereits ersichtlich, daß der derzeitige Kenntnisstand gesicherte Aussagen über die statistische Verteilung dieser Metalle in den rezenten Sulfid-Vorkommen des Untersuchungsgebietes noch nicht zuläßt und diesbezügliche Schlußfolgerungen, wie sie im Schrifttum (vgl. z. B. J. B. MAYNARD 1983) über Elementverteilungen am Ostpazifischen Rücken bereits durchgeführt werden, noch verfrüht sind.

Tabelle 1: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung von massiven Sulfiderz-Proben (in Gew.-%)

	SO 26-182 D	SO 26-198 D	SO 26-198 D/3
Fe	12,7	26,2	26,2
Cu	3,6	6,7	21,0
Zn	34,5	11,5	1,7

Aus der pauschalen chemischen Zusammensetzung der massiven Sulfiderz-Proben, bzw. bei einer formalen Verrechnung der Hauptbestandteile in entsprechende Sulfide (z. B. Pyrit/Markasit, Zinkblende/Wurtzit, Chalkopyrrhotin, Kupferkies) ist außerdem sofort ablesbar, daß gegenüber den auftretenden Sulfiden der Anteil an Gangarten (z. B. Opal, Anhydrit, Gips, Baryt), die hier nicht weiter behandelt werden sollen, relativ gering ist.

Zu Vergleichszwecken wurde in die Untersuchungen eine massive Sulfiderz-Probe (SO 22-54 D SU 2) aus dem nördlichen Teil des Ostpazifischen Rückens (ca. 13° N, vgl. Abb. 2) mit aufgenommen, die während der Forschungsfahrt „Geometep 2“ gewonnen worden war. Diese Probe ist bezüglich der auftretenden Strukturen, Erzminerale etc. durchaus vergleichbar den massiven Sulfiderzen aus dem südlichen Bereich des Ostpazifischen Rückens. Sie zeigt allerdings in den vorliegenden Anschliffen vorherrschend Eisensulfide (Markasit, Pyrit), während Buntmetall-Sulfide (z. B. Zinkblende, Wurtzit, Schalenblende, Chalkopyrrhotin) zumeist deutlich zurücktreten.

Bei den vererzten Basalt-Proben (vgl. Abb. 3) handelt es sich um kleine „Pillows“, die außen, randlich um bzw. mit dem glasigen Saum Sulfide als Imprägnation bis Krusten enthalten. Darüber hinaus treten Sulfide als Verkittung („Matrix“) von Glasbruchstücken in Breccien auf, die in den Zwischenräumen kleiner „Pillows“ während der Abkühlung entstanden bzw. zerbrachen.

Die basaltischen „Pillows“ sind deutlich zonar aufgebaut und lassen im Inneren, in einem hauptsächlich aus isotrop erscheinendem Glas („Sideromelan“) bestehenden Kern Mikrolithen bzw. kleine Leisten von Plagioklas, die z. T. radialstrahlig angeordnet sind, erkennen, daneben vereinzelt außerdem Einsprenglinge von basischem Plagioklas und Olivin. Gegen außen, gegen die randlichen Zonen, erscheint das Glas dann schwach anisotrop und zeigt zunehmend stärkere Umwandlung, es liegen verschiedene Stadien der Glasverwitterung („Palagonitisierung“) vor. Dabei kommt es auch zur Neubildung von u. a. Chlorit. Der periphere, stark umgewandelte glasige Saum weist bereits deutliche Anisotropie auf. Vergleichbares gilt auch für die Breccien und deren Glasbruchstücke, die ebenfalls verschiedene Stadien der Umwandlung bzw. der Glasverwitterung zeigen.

Die chemische Analyse eines Basalt-„Pillows“ (vgl. Tabelle 2 und Abb. 3) und seiner Außenzonen stimmt sehr gut mit bisher im Rahmen dieses Untersuchungsprogrammes durchgeführten Basalt-Analysen vom Ostpazifischen Rücken überein, die vornehmlich undifferenzierte bis schwach differenzierte tholeiitische Basalte erkennen lassen.

Tabelle 2: Chemische Zusammensetzung der Basalt-Probe SO 26-198 D/14 (Oxide und Glühverlust in Gew.-%, Spurenelemente in ppm)

	Basalt-Kern	Saum	Außensaum		Basalt-Kern	Saum	Außensaum
SiO ₂	46,73	43,24	39,87	V	409	452	473
TiO ₂	1,61	1,76	1,69	Cr	347	399	371
Al ₂ O ₃	15,92	16,98	16,59	Co	61	88	91
Fe ₂ O ₃ *	11,79	16,56	20,92	Ni	119	134	140
MnO	0,17	0,06	0,09	Cu	145	393	373
MgO	6,53	2,34	3,62	Zn	139	119	106
CaO	9,82	5,20	3,28	Sr	116	129	88
Na ₂ O	2,80	3,16	2,21	Y	20	20	18
K ₂ O	0,10	0,17	0,10	Zr	100	113	104
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,13	Ba	173	138	127
SO ₃	0,17	0,25	0,41	La	22	34	20
Glühv.	3,58	9,48	10,50	Ce	63	60	59
	99,36	99,37	99,41	Sc	62	73	72

Die Gehalte an den Spurenelementen As, Rb, Nb, Mo, Sn, Ta, W, Bi, Th, U liegen unter den jeweiligen Nachweisgrenzen

Fe₂O₃*: Fe-gesamt als Fe₂O₃

Beim Vergleich des Differentiationsfaktors ($\frac{\text{FeO}^*}{\text{FeO}^* + \text{MgO}} \sim 0,5$ für undifferenzierte, $\sim 0,7$ für differenzierte tholeiitische Basalte; FeO*: Fe-gesamt als FeO) tendiert die vorliegende Probe (Differentiationsfaktor: Basalt-Kern = 0,62, Saum = 0,86, Außensaum = 0,84) mehr zu den differenzierten tholeiitischen Basalten dieses Gebietes. In dieses Bild fügen sich außerdem die Spurenelemente, die sich ebenfalls konform zum Differentiationszustand dieser Basalt-Probe verhalten.

Zum Teil zeigen die verschiedenen Zonen des „Pillows“ bzw. seine peripheren Bereiche Umbildungen und Neubildungen bzw. Verwitterung. Dies wird obendrein durch den relativ hohen Glühverlust (Außensaum sogar 10,50 %) belegt, der ansonsten in vergleichbaren Proben dieses Gebietes relativ niedrig (0,3 %–1 %) liegt.

Der höhere Schwefel-Gehalt im Außensaum geht auf dort auftretende Sulfide zurück, desgleichen die etwas erhöhte Konzentration an Kupfer.

Zur Erzparagenese der massiven Sulfiderze

Für eine paragenetische Vorstellung der Erzminerale in den vorliegenden Proben eignen sich besonders auflichtmikroskopische Untersuchungen. Sie geben ein aussagekräftiges Bild über die auftretenden Erzminerale und deren Verwachsungen bis hin zu wichtigen Aussagen über eine mögliche Verwertung bzw. Aufbereitung dieser auch bergwirtschaftlich interessanten Erzmineralisation. Darüber hinaus werden direkte Vergleiche mit bekannten, fossilen Erzlagerstätten ermöglicht.

Die vorliegenden massiven Sulfiderz-Proben zeichnen sich zwar durch sehr hohe Metallgehalte aus, bei allerdings sehr großer Variationsbreite der drei Hauptbestandteile Eisen, Kupfer und Zink, die Erzparagenese selbst setzt sich aber zumeist nur aus relativ wenigen Hauptgemengteilen zusammen. Diese werden von Sulfiden gebildet, die darüber hinaus sämtlichen Proben gleich sind, aber in ihren Mengenverhältnissen entsprechend der Variationsbreite der chemischen Hauptbestandteile schwanken.

Auffällig ist auch im mikroskopischen Bereich der bereits makroskopisch feststellbare poröse, lagige bis krustig-schalige Aufbau. Obendrein zeigen einige Sulfide häufig ein dendritisches Wachstum (vgl. z. B. Abb. 10–11, 17–18, 23, 26). Äußerst charakteristisch ist außerdem das Auftreten von Kolloidalgefügen bzw. Gelfturen (vgl. z. B. Abb. 4–7, 19–24, 27–29, 34–35).

Abhängig von der betreffenden chemischen Zusammensetzung sind als Hauptgemengteile, in jeweils unterschiedlichen Gehalten, Markasit, Pyrit, Zinkblende, Wurtzit, Schalenblende, Kupferkies und Chalkopyrrhotin anzutreffen. Der in dieser Paragenese durchaus zu erwartende Magnetkies tritt dagegen deutlich zurück und liegt als Neben- bis Übergemengteil vor, Bleiglanz konnte überhaupt nur selten beobachtet werden und stellt somit einen akzessorischen Gemengteil dar.

Als häufigstes Eisensulfid herrscht Markasit (vgl. Abb. 4–7, 16, 19–21, 23–24, 33, 37) gegenüber Pyrit mengenmäßig öfters stark vor und dominiert stellenweise auch gegenüber den anderen Sulfiden.

Idiomorphe Ausbildung von Markasit, z. B. in kleinen Drusen (vgl. Abb. 5, 7, 33), auch als Überzüge, liegt nur untergeordnet vor, desgleichen idiomorph entwickelte tafelige Kristalle. Letztere sind außerdem zu unterscheiden von Markasit pseudomorph nach tafeligem Magnetkies. Vorherrschend tritt Markasit in rhythmisch gebänderten, traubig-nierigen, krustig-lagigen bis konzentrisch-schaligen, stellenweise außerdem kugelig-radialen Massen (vgl. Abb. 4–7, 19–21, 24) auf, belegt dadurch eindrucksvoll das Vorliegen von Kolloidalgefügen bzw. Gelfturen und kann in diesen Verwachsungen häufig mit Pyrit (vgl. Abb. 4, 6–7, 19–21, 24) und Zinkblende bzw. Schalenblende (vgl. Abb. 4–6, 19–21) vergesellschaftet sein. Zumeist ist Markasit verzwilligt (vgl. Abb. 4–6) und läßt größere bis feine, polysynthetische Lamellen beobachten.

Pyrit (vgl. Abb. 4, 6–13, 19–24, 32–33, 36) ist häufig zusammen mit Markasit anzutreffen und bildet dementsprechend wie dieser ebenfalls vielfach deutlich Kolloidalgefüge bzw. Gelfturen (vgl. Abb. 4–7, 19–21, 24) ab. Stellenweise wird Pyrit

in diesen Verwachsungen außerdem noch begleitet von Melnikovitpyrit („Gelpyrit“) und dem „Zwischenprodukt“. Nur relativ selten waren kleine, rhythmisch konzentrisch-schalige Pyrit-Kügelchen sowie Himbeer-Pyrit (vgl. Abb. 8–9) anzutreffen, und zwar meistens als Einschlüsse in Zinkblende. Idiomorph ausgebildeter Pyrit (vgl. Abb. 10–12, 32–33, 36) ist durchaus verbreitet und mit anderen Sulfiden, wie z. B. Zinkblende, Schalenblende, Kupferkies, Chalkopyrrhotin und Magnetkies, anzutreffen. Kristalle bzw. Kristall-Aggregate von Pyrit können als Einschlüsse andere Sulfide enthalten (vgl. Abb. 11–12). Wiederholt liegen außerdem dendritische bis „gestrickte“ Partien von Pyrit vor, die randlich Zinkblende-Säumung aufweisen können. In an Zinkblende reichen dendritischen Partien ist öfters im Zentrum der Dendriten auf Grund seiner großen Kristallisationsfreudigkeit idiomorpher Pyrit anzutreffen, dessen Kristall-Aggregate sowie z. T. Kristallskelette dann außen von Zinkblende gesäumt werden (vgl. Abb. 10–11), aber ihrerseits Zinkblende als Einschlüsse bzw. Relikte führen, z. T. sogar zonar angeordnet (vgl. Abb. 11). Als ausgesprochene Seltenheit zeigt Pyrit in seinen Kristall-Aggregaten sogar myrmekitische Verwachsung mit Kupferkies (vgl. Abb. 12).

Einen weiteren Hauptgemengteil, dessen Gehalt in den vorliegenden massiven Sulfiderz-Proben ebenfalls stark schwanken kann, stellt Zinksulfid dar. Dieses kann einerseits gegenüber den anderen Sulfiden dominieren und dann praktisch fast „monomineralische“ Zonen bilden, andererseits aber auch, z. B. in vorherrschend aus Markasit und Pyrit bestehenden Partien, deutlich zurücktreten.

Eine Unterscheidung, welche Zinksulfid-Modifikation jeweils vorliegt, ist nicht immer einfach durchzuführen und nur von Fall zu Fall sicher zu klären. Wie dem umfangreichen Schrifttum (vgl. z. B. M. S. GOLDFARB und KOLLEGEN 1984, E. OUDIN 1983) zu entnehmen ist, wird ein häufiges Auftreten von Wurtzit in Kristallen bzw. Kristall-Aggregaten in Sulfiderzen vom Ostpazifischen Rücken beschrieben. In den vorliegenden Proben sind als ursprüngliche Bildungen sowohl Zinkblende als auch Wurtzit sowie Schalenblende anzutreffen.

Für die Unterscheidung ist wichtig, daß sich eine primäre Kristallisation von Zinkblende bereits aus den auftretenden Kornformen bzw. Kristallflächen in den entsprechenden Aggregaten und Dendriten ableiten läßt. Darüber hinaus kann in diesen, als Besonderheit durch geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen bedingt, immer wieder die für Zinkblende typische Verzwillingung (vgl. Abb. 8, 13, 34), auch in Form polysynthetischer Lamellen, beobachtet werden. Charakteristische Kornformen, nämlich idiomorphe, tafelige Ausbildung (vgl. Abb. 4, 14–16, 18, 26, 28) in Aggregaten und Dendriten, ferner als Einschlüsse in Kupferkies, lassen obendrein ersehen, daß ursprünglich außerdem Wurtzit zur Bildung kam. Seine Kristall-Aggregate lassen stellenweise hemimorphe Entwicklung erkennen, wobei (0001) uneben, rau und (000 $\bar{1}$) glatt ausgebildet ist. Die öfters für Wurtzit als charakteristisch angesehene „Eisblumenstruktur“ konnte bisher noch nicht nachgewiesen werden. Entsprechende spezielle Röntgenuntersuchungen, die schon zur Unterscheidung von Zinkblende und Wurtzit durchgeführt wurden, ergaben jeweils das Vorliegen von Zinkblende. Dieses Ergebnis wurde außerdem für solche Aggregate und Dendriten erzielt, die neben den typischen Ausbildungsformen von Zinkblende stellenweise blättchenförmige Entwicklung nach {0001} aufweisen, somit also auch primäre Kristallisation von Wurtzit erkennen lassen und mit denen sich

obendrein Schalenblende finden kann. Daraus folgert, daß zumindest teilweise Wurtzit bereits von Zinkblende paramorphosiert wurde.

Zinkblende (vgl. Abb. 8–14, 17–19, 22–27, 29, 31, 34) ist in Kristall-Aggregaten sowie dendritischen bis „gestrickten“ Aggregaten, z. T. mit und paramorph nach Wurtzit, weit verbreitet und tritt in sämtlichen Bereichen der massiven Sulfiderz-Proben auf, vom Zentrum (Schlot bzw. Zufuhrkanal der hydrothermalen Lösungen) bis in die peripheren, randlichen Zonen. Derartige Aggregate treten sowohl frei auf, als auch eingewachsen in anderen Sulfiden, z. B. in Markasit (vgl. Abb. 19), Pyrit oder Kupferkies. Umgekehrt können andere Sulfide, z. B. Markasit oder Pyrit (vgl. Abb. 10–11), wieder als Einschlüsse in Dendriten von Zinkblende vorliegen und von dieser gesäumt werden. Die Zinkblende-Aggregate bzw. -Dendriten können stellenweise einen bereits makroskopisch erkennbaren Zonarbau nachzeichnen bzw. abbilden. Im Zentrum eines zinkreichen „Schwarzen Rauchers“ weisen derartige Dendriten, z. T. eisblumenartig ausgebildet, in Richtung auf den Zufuhrkanal (vgl. Abb. 17) der hydrothermalen Lösung. In mehreren Bereichen der massiven Sulfiderze enthalten die Zinkblende-Aggregate manchmal zentral als Einschlüsse „Seelen“ bzw. Kristallskelette von Chalkopyrrhotin (vgl. Abb. 26) und/oder Kupferkies. Örtlich treten auch Entmischungen auf. Zinkblende findet sich selbst als Entmischung in Form kleiner Sternchen gelegentlich in Chalkopyrrhotin sowie in dessen entmischten Kupferkies-Spindeln (vgl. Abb. 25, 29).

Aus den auftretenden Verwachsungen von Zinkblende ergibt sich bereits, daß sehr komplexe Abfolgen bis Wechselfolgen vorliegen können. Die Komplexität der Vorgänge führt u. a. dazu, daß z. B. einerseits Zinkblende Kupferkies säumen kann, andererseits dieser dann selbst aber stellenweise wieder Säumung durch Zinkblende aufweist. Komplexe Abfolgen lassen außerdem Verwachsungen von Zinkblende, Wurtzit und Schalenblende mit Chalkopyrrhotin ersehen (vgl. Abb. 14, 23–24, 27–29) und zeigen obendrein, daß rhythmische Wechsellagerungen bzw. rhythmische Fällungen auftreten.

Neben Kristall-Aggregaten und dendritischen bis „gestrickten“ Aggregaten von Zinkblende und Wurtzit, der zumindest teilweise bereits von dieser paramorphosiert wurde, ist häufig Schalenblende (vgl. Abb. 5–6, 13, 20–23, 27–29, 34–35) anzutreffen. Sie bildet durch ihre charakteristische rhythmische, krustig-schalige, traubig-nierige bis konzentrisch-schalige Ausbildung eindrucksvoll Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen ab und kann stellenweise größere Bereiche in den massiven Sulfiderzen einnehmen. Schalenblende findet sich häufig mit Markasit, Pyrit, Melnikovitpyrit und „Zwischenprodukt“ (vgl. Abb. 5–6, 20–21), außerdem in und mit vorherrschend aus Markasit und etwas Pyrit bestehenden Massen, die ebenfalls deutlich kolloidale Strukturen belegen. Öfters nimmt Schalenblende das Zentrum von Aggregaten ein und geht dann, gegen außen, in Zinkblende und/oder Wurtzit über bzw. wird von diesen umwachsen, wobei obendrein noch Kupferkies und Chalkopyrrhotin hinzutreten können (vgl. Abb. 13, 22, 27). Als Besonderheit weist Schalenblende häufig geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen auf und läßt dadurch stellenweise deutlich den rhythmischen Aufbau in den krustenförmigen Wechsellagerungen bis traubig-nierigen und konzentrisch-schaligen Massen bzw. rhythmischen Fällungen beobachten (vg. Abb. 21).

Geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen zeigt als Besonderheit ebenfalls

Zinkblende, wodurch stellenweise ein Zonarbau sowie, als wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegen Wurtzit, die für Zinkblende typische Verzwilligung erkennbar wird (vgl. Abb. 8, 13, 34). Diese geringen Unterschiede im Reflexionsvermögen von Zinkblende und Schalenblende gehen wohl vor allem auf unterschiedliche Eisen-Gehalte in den entsprechenden Zinkblende-Aggregaten und in den jeweiligen Schalenblende-Lagen zurück, wie dies außerdem die dementsprechend stellenweise starke Schwankung in Anzahl, Intensität und Farbe der Innenreflexe von Zinkblende und Schalenblende belegt. Vergleichbares konnte bezüglich der Innenreflexe ferner wiederholt bei Wurtzit beobachtet werden. Informative erste Mikrosonden-Untersuchungen ergaben ebenfalls Schwankungen des Eisen-Gehaltes derartiger Zinkblende- und Schalenblende-Partien sowie auch in Wurtzit-Aggregaten. Auf etwas unterschiedliche chemische Zusammensetzung sind außerdem bei Untersuchung des Reflexionsverhaltens zu beobachtende leichte Farbschwankungen von Zinkblende, Wurtzit und Schalenblende zurückzuführen.

Cu-Fe-Sulfide treten ebenfalls als Hauptgemengteile auf, und zwar Chalkopyrrhotin und Kupferkies. Beide finden sich nicht nur in Cu-reichen „Schwarzen Rauchern“, sondern auch in Zn-reichen sowie in vorherrschend aus Markasit und Pyrit bestehenden massiven Sulfiderzen, stellenweise dann entsprechend der jeweiligen chemischen Zusammensetzung in den Hintergrund tretend. Vor allem Chalkopyrrhotin ist, allerdings in unterschiedlichen Mengenverhältnissen, in den „Schwarzen Rauchern“ von den zentralen Partien bis in die peripheren, äußeren Zonen anzutreffen.

Das Hochtemperatur-Sulfid Chalkopyrrhotin (vgl. Abb. 13–15, 17–18, 21–29, 31–36) kann gegenüber anderen Sulfiden manchmal stark vorherrschen und dann in Form größerer Korn-Aggregate (vgl. Abb. 17, 23–25, 29, 31–33) entsprechende Zonen innerhalb der massiven Sulfiderze aufbauen, besonders in Cu-reichen Partien. Meistens läßt er Kupferkies als Entmischung beobachten und kann diesen ferner zonar, in größeren Partien bzw. Einschlüssen enthalten. Vergleichbare größere Kristall-Aggregate von Chalkopyrrhotin, stellenweise untergeordnet begleitet auch von solchen von Kupferkies, die dann ihrerseits Chalkopyrrhotin als Entmischung sowie in Randpartien aufweisen können, wobei letztere wieder feine Kupferkies-Entmischung zeigen, säumen bzw. nehmen die zentralen Teile um den Zufuhrkanal eines Cu-reichen „Schwarzen Rauchers“ ein (vgl. Abb. 23–24). Diese Aggregate können randlich, gegen den Zufuhrkanal, Umwachsung von Zinkblende, z. T. orientiert, beobachten lassen, die peripher in Schalenblende übergehen kann. Manchmal jedoch zeigt die Zinkblende ihrerseits noch einen Saum von „normalem“ Chalkopyrrhotin. Darauf, oder direkt auf die Zinkblende bzw. Schalenblende, folgen als Anlagerung wieder Chalkopyrrhotin und Schalenblende, die beide deutlich kolloidale Strukturen (Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen) ausgebildet haben. In diesen Verwachsungen können manchmal außerdem etwas Markasit und Pyrit sowie gelegentlich Spuren von Covellin vorliegen. Örtlich lagert derartiger, sehr poröser Chalkopyrrhotin auch direkt an Kristall-Aggregate von Kupferkies an (vgl. Abb. 24). Noch weiter zum Zufuhrkanal hin ist dann wieder Kristallisation von Chalkopyrrhotin, allerdings in körnigen Aggregaten bis Dendriten, zu beobachten (vgl. Abb. 23). Diese weisen ebenfalls Entmischung von Kupferkies auf.

Bereits in diesen Zonen läßt sich am Beispiel von Chalkopyrrhotin und Zinkblende-

de sowie Schalenblende deutlich ersehen, daß sehr komplexe Abfolgen bzw. Wechselfolgen auftreten. Dies gilt ebenso für Verwachsungen von Chalkopyrrhotin mit Zinkblende, Wurtzit und Schalenblende, vor allem in zinkreichen Zonen der massiven Sulfiderze. Die Aggregate und Dendriten von Zinkblende, z. T. mit und paramorph nach Wurtzit, enthalten stellenweise häufig Chalkopyrrhotin als größere Einschlüsse (vgl. Abb. 17) bis hin zu „Seelen“ bzw. Kristallskeletten (vgl. Abb. 26). In sämtlichen dieser Verwachsungen weist Chalkopyrrhotin meistens Entmischung von Kupferkies auf, beide können örtlich außerdem feine Zinkblende-Sternchen entmischt enthalten (vgl. Abb. 25, 29).

Größere Chalkopyrrhotin-Aggregate, dann öfters das Zentrum bildend, können randlich, z. T. auch orientiert, von Zinkblende gesäumt werden (vg. Abb. 23, 25). Umgekehrt finden sich Zinkblende-Aggregate wieder als Einschlüsse, häufig also selbst das Zentrum bildend, in Chalkopyrrhotin. Vergleichbares gilt außerdem für Wurtzit und Schalenblende in Verwachsung mit Chalkopyrrhotin. Dabei kann dieser obendrein sogar in wiederholter Abfolge, als mehrmalige Säumung mit bzw. um idiomorphen Wurtzit auftreten und dessen Kristallbegrenzungen nachzeichnen, der das Zentrum derartiger Aggregate bildet (vgl. Abb. 14, 28). Diese können außen, randlich in Zinkblende übergehen, die teilweise idiomorphe Ausbildung erkennen läßt und stellenweise größere Einschlüsse von Chalkopyrrhotin enthält. Außerdem ist örtlich sogar Kristallisation von idiomorphem Wurtzit, eingebettet in Chalkopyrrhotin, zu beobachten, der dann die Zwickel, also die „Matrix“, zwischen den Tafeln bzw. Kristall-Aggregaten von Wurtzit bildet und diese auch säumt (vgl. Abb. 15). Das Vorliegen komplexer Abfolgen gilt ebenso für die Verwachsungen von Chalkopyrrhotin mit Schalenblende. Öfters ist zu ersehen, daß wiederholte, rhythmische Abfolgen bzw. Wechsellagerung von Schalenblende und Chalkopyrrhotin vorliegen (vgl. Abb. 23, 27–29), der darin ebenfalls charakteristische Entmischung von Kupferkies aufweisen kann. Derartige Aggregate können randlich dann in Zinkblende übergehen, bzw. diese angelagert enthalten. Sie zeigt z. T. idiomorphe Ausbildung und enthält stellenweise außerdem größeren Chalkopyrrhotin (vgl. Abb. 27). Darüber hinaus liegen manchmal vergleichbare Abfolgen bzw. Wechsellagerung von Schalenblende und Chalkopyrrhotin als Einschlüsse in dessen größeren Kornaggregaten vor (vgl. Abb. 29), ferner teilweise ebenso von Zinkblende und Chalkopyrrhotin.

Kupferkies (vgl. Abb. 12, 14–16, 22–30, 32–33, 36) bildet stellenweise in den massiven Sulfidieren bzw. „Schwarzen Rauchern“ körnige Aggregate. Diese lassen örtlich die charakteristischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen von ursprünglichem Hochtemperatur-Kupferkies nachweisen (vgl. Abb. 30) und geben somit wichtige Hinweise für die Abschätzung auftretender Bildungstemperaturen in den massiven Sulfidieren. Stellenweise zeigt Kupferkies Entmischung von Chalkopyrrhotin (vgl. Abb. 36). Dieser kann in Kupferkies-Aggregaten Randpartien einnehmen oder diese säumen, wobei Chalkopyrrhotin dann seinerseits wieder häufig feine Kupferkies-Entmischung aufweist (vgl. Abb. 24). Als Einschlüsse sowie als Verdrängungsreste finden sich in Kupferkies Magnetkies, Zinkblende, Schalenblende und idiomorpher Wurtzit, dessen Tafeln gelegentlich deutlich Verdrängungssäume von Kupferkies zeigen (vgl. Abb. 16). Recht häufig liegt Kupferkies als Entmischung in Form von gröberen bis sehr feinen Spindeln in Chalkopyr-

rhotin vor (vgl. Abb. 14–15, 23–29, 32–33). Dieser enthält manchmal außerdem größere Einschlüsse sowie Aggregate von Kupferkies, die keine oder kaum Entmischung von Chalkopyrrhotin aufweisen (vgl. Abb. 23).

Die bereits angesprochene Komplexität der Abfolgen läßt sich ferner am Beispiel von Kupferkies und Zinkblende belegen. Einerseits enthält Kupferkies stellenweise diese als Einschuß, wird aber andererseits selbst wieder randlich von ihr gesäumt. Dabei können außerdem mehrmalige Abfolgen bzw. Wechsellagerung beider Sulfide vorliegen. Hier anzuschließen sind weiters Aggregate von Schalenblende, z. T. mit randlichen Übergängen in Zinkblende, die beide von Kupferkies gesäumt werden, der dann seinerseits wieder Säumung durch Chalkopyrrhotin aufweist, um den dann letztlich, ganz außen, wieder Zinkblende, teilweise orientiert, kristallisiert bzw. anlagert (vgl. Abb. 22).

Myrmekitische Verwachsungen von Kupferkies mit Pyrit konnten als Seltenheit in dessen Kristall-Aggregaten nachgewiesen werden (vgl. Abb. 12).

Als weiteres Eisensulfid ist Magnetkies (vgl. Abb. 17–18, 31–33) in den vorliegenden massiven Sulfiderz-Proben anzutreffen, allerdings nur mehr als Neben- bis Übergemengteil. Magnetkies findet sich, stellenweise idiomorph entwickelt, mit und in Chalkopyrrhotin (vgl. Abb. 31–33), Zinkblende bzw. Wurtzit (vgl. Abb. 17–18), Kupferkies, Pyrit und Markasit. Öfters liegt Magnetkies in diesen Verwachsungen nur mehr als Verdrängungsrest vor. Die häufig zu beobachtende Verdrängung durch Markasit und Pyrit kann stellenweise bis zur vollständigen Pseudomorphosierung von Magnetkies bzw. seiner Körner, idiomorphen Tafeln sowie Kristall-Aggregate führen (vgl. Abb. 32–33). Derartige Pseudomorphosen von Pyrit nach idiomorphem Magnetkies können randlich außerdem noch von idiomorphem, feinkörnigem Markasit umhüllt und gesäumt werden (vgl. Abb. 33).

Bleiglanz (vgl. Abb. 34–35) konnte bisher nur als akzessorischer Gemengteil in den äußeren, peripheren Zonen eines zinkreichen „Schwarzen Rauchers“ nachgewiesen werden, in einer Spur außerdem in dessen Zentrum, nahe dem Zufuhrkanal. Charakteristisch für Bleiglanz ist sein Auftreten in Form kleiner Kristallskelette (vgl. Abb. 34–35), die sich örtlich in den Hohlräumen bzw. Poren von Schalenblende-Aggregaten sowie von Zinkblende-Aggregaten und -Dendriten, z. T. mit und paramorph nach Wurtzit, finden. Noch seltener sind unregelmäßige kleine Einschlüsse von Bleiglanz in derartigen Aggregaten und Dendriten.

Covellin tritt ebenfalls ausschließlich als akzessorischer Gemengteil auf. Er findet sich jeweils nur in Spuren, und zwar einerseits in kleinen, idiomorphen Blättchen, die z. B. in Hohlräumen röhrenförmiger Krusten von Pyrit oder als Einschuß in Markasit-Aggregaten vorliegen. Andererseits kann selten ein wenig Covellin mit Schalenblende und Chalkopyrrhotin in Kolloidalgefügen bzw. Geltexturen vorliegen (vgl. Abb. 23). Örtlich ist in Spuren Covellin ferner als Verdränger von Kupferkies und Chalkopyrrhotin zu beobachten.

Bornit war bisher nur in Spuren in einem Anschliff anzutreffen, desgleichen Bravoi.

Bisher ebenfalls nur in Spuren konnte in einem Anschliff Eisenglanz nachgewiesen werden. Er liegt in kleinen idiomorphen Täfelchen bzw. Kristall-Aggregaten vor, die sich mit körnigem Kupferkies und Kristall-Aggregaten von Pyrit finden (vgl. Abb. 36).

Gelegentlich ist als akzessorischer Gemengteil Limonit anzutreffen, und zwar als Verdränger von Sulfiden (z. B. Kupferkies, Magnetkies, Pyrit, Markasit, „Zwischenprodukt“). Vorherrschend handelt es sich dabei um Nadeleisenerz. Das Auftreten von Limonit ist als Anzeichen dafür zu werten, daß der betreffende „Schwarze Raucher“ nicht mehr aktiv gewesen sein dürfte und bereits seine Verwitterung bzw. Oxidation eingesetzt hat.

Selten liegen in Markasit und Pyrit kleine Einschlüsse vor, die sich für den geübten Beobachter deutlich von Flüssigkeitseinschlüssen unterscheiden. Die morphologische Ausbildung dieser Einschlüsse, nämlich knospige Formen sowie kleine Nebenknospen an Stielen, läßt an das Vorliegen pseudomorphosierter Mikroorganismen denken, und zwar an *Pyrodictium* (vgl. Abb. 37). Dafür würde auch das Auftreten mit Erzbildung am Meeresboden bzw. Ozeanboden sprechen. Mikroorganismen, konserviert in den rezenten massiven Sulfiderzen, wären an sich durchaus zu erwarten, da Mikroorganismen bekanntlich den Beginn der Nahrungskette für die verblüffend reiche Lebewelt im Bereich um die „Schwarzen Raucher“ und „Weißen Raucher“ darstellen.

Zur Erzparagenese der vererzten Basalte

Gegenüber den massiven Sulfiderzen ist die Erzvergesellschaftung der vererzten Basalte wesentlich einfacher zusammengesetzt und beschränkt sich auf nur wenige Erzminerale.

Pyrit (vgl. Abb. 38–42) ist vielfach als einziges Erzmineral in den glasigen Säumen um die „Pillows“ sowie in den Breccien, nämlich in deren Glasbruchstücken und als Verkittung („Matrix“) um diese, anzutreffen. Er tritt teilweise in Aggregaten auf, die netzförmig, unregelmäßig begrenzt, xenomorph, locker porös und dann stellenweise reichlich Gangart als Einschlüsse („Fülle“) führend, bis strahlig sowie skelettförmig ausgebildet sein können (vgl. Abb. 38–39). Entsprechend seiner jungen Stellung bzw. Kristallisation ist seine Ausbildung auch abhängig vom Gefüge der glasigen Grundmasse, von darin auftretenden Mikrolithen, Rissen usw. Wiederholt läßt Pyrit außerdem in diesen Bildungen in kleineren und größeren Körnern und Aggregaten idiomorphe Entwicklung erkennen (vgl. Abb. 39–40). Darüber hinaus liegt er öfters in größeren, deutlich idiomorphen Körnern und Kristall-Aggregaten vor (vgl. Abb. 41–42).

Begleitet wird Pyrit stellenweise bis gelegentlich von Kupferkies (vgl. Abb. 42), der insgesamt gegen Pyrit deutlich zurücktritt. Kupferkies kann in größeren Aggregaten mit Pyrit auftreten und füllt dann, durch dessen größere Kristallisationskraft bedingt, die Negativformen bzw. „Zwickel“ zwischen dessen Kristall-Aggregaten (vgl. Abb. 42).

Markasit konnte in Spuren mit Pyrit beobachtet werden und ist z. T. von diesem verdrängt bzw. paramorphosiert.

Covellin, der ebenfalls nur in geringen Spuren vorliegt, leitet sich öfters aus der Umbildung bzw. Verdrängung von Kupferkies ab.

Gelegentlich findet sich akzessorisch außerdem ein wenig Limonit als Folge der bereits eingesetzten Verwitterung bzw. Oxidation, z. B. örtlich als dünner Verdrängungssaum um Pyrit oder als Ausfüllung bzw. Verheilung von dünnen Rissen in der glasigen Grundmasse. Vornehmlich handelt es sich ebenfalls um Nadeleisenerz.

Schlußfolgerungen – Ausblick

Die vererzten Basalt-Proben zeigen eine aus nur wenigen Sulfiden gebildete Erzparagenese, die zudem stellenweise praktisch ausschließlich aus Pyrit besteht. Entsprechend der Kristallisation bzw. der Platznahme der Sulfide in den Basalten sowie Breccien, also in einer „festen Matrix“, sind auch die auftretenden Gefüge bzw. Verwachsungen ausgebildet.

Deutlich davon unterschieden sind die massiven Sulfiderze („Schwarze Raucher“) und deren Erzparagenese. Diese weist, wenngleich immer noch relativ wenige, so doch schon einige Sulfidarten mehr als Hauptgemengteile auf und zeichnet sich obendrein noch durch äußerst komplexe Verwachsungen aus.

Die untersuchten massiven Sulfiderze sind durch erhebliche Schwankungen bzw. Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung gekennzeichnet, wobei die Konzentration an den Wertmetallen Zink oder Kupfer in einigen „Schwarzen Rauchern“ Extremwerte erreicht (vgl. Tabelle 1). In sämtlichen massiven Sulfiderz-Proben liegen, allerdings entsprechend der chemischen Variationsbreite in unterschiedlichen Mengenverhältnissen, die gleichen Sulfide als Hauptgemengteile vor. Diese auffallend weitgehende Ähnlichkeit bzw. Übereinstimmung ist aber damit noch nicht erschöpft, sondern erstreckt sich u. a. auch auf die in den „Schwarzen Rauchern“ auftretenden Verwachsungen. Diese sind zwar z. T. äußerst komplex zusammengesetzt, aber dennoch durchaus vergleichbar, bzw. recht ähnlich in den verschiedenen massiven Sulfiderzen.

Als ein charakteristisches Merkmal zeichnet sich die Erzparagenese durch das Auftreten von Hochtemperatur-Sulfiden aus, vor allem von Chalkopyrrhotin, daneben außerdem von Hochtemperatur-Kupferkies. Ein weiteres Kennzeichen sind aber auch Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen, die häufig vorliegen und äußerst eindrucksvoll vor allem von Markasit, Pyrit und Schalenblende, stellenweise ferner von Melnikovitpyrit, abgebildet werden. Es handelt sich somit um Ausbildungsformen, für die allgemein im Schrifttum (vgl. z. B. P. RAMDOHR 1975) tieftemperierte Bildungsbedingungen angenommen werden. Als eine Besonderheit ist stellenweise sogar Chalkopyrrhotin in Kolloidalgefügen bzw. Geltexturen anzutreffen. Da die Hochtemperatur-Sulfide in engster Nachbarschaft mit Sulfiden vorliegen, die Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen aufweisen, ergibt sich, daß obendrein „Telescoping“ vorliegt bzw. eine Rolle spielt.

Die hydrothermalen Lösungen am Ostpazifischen Rücken strömen mit Temperaturen bis ca. $380^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ (vgl. z. B. F. N. SPIESS und KOLLEGEN 1980, J. M. EDMOND 1983, J. M. EDMOND und KOLLEGEN 1982) aus den „Schwarzen Rauchern“ ins Meereswasser, das dagegen nur eine Temperatur von cirka 2°C aufweist und werden dadurch am Kontakt mit diesem abrupt abgekühlt. Diese Verhältnisse machen auch verständlich, daß einerseits Hochtemperatur-Sulfide ausfällt werden und andererseits Sulfide, die Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen aufweisen. Es wird außerdem erklärlich, daß Sulfide nebeneinander auftreten, die nicht miteinander im Gleichgewicht stehen.

Für eine Bildung des Hochtemperatur-Sulfides Chalkopyrrhotin sind Temperaturen einer Größenordnung notwendig, wie sie durchaus jenen entsprechen, die als Austrittstemperaturen der hydrothermalen Lösungen aus den Schloten ermittelt

wurden. Wesentlich höhere Temperaturen setzt dagegen der neu aufgefundene Hochtemperatur-Kupferkies (vgl. Abb. 30) für seine Bildung voraus. Als Umwandlungstemperatur von tetragonalem Kupferkies in eine Hochtemperatur-Mischkristallphase geben J. E. HILLER und K. PROBSTHAIN (1956) 550°C an. In den Untersuchungen von R. A. YUND und G. KULLERUD (1961, 1966) beträgt der Umwandlungspunkt tetragonaler Kupferkies – kubischer Hochtemperatur-Kupferkies $547^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$, während sich synthetischer tetragonaler Kupferkies im Gleichgewicht mit Cubanit bei annähernd 480°C in die kubische Modifikation umwandelt. Der Umwandlungspunkt tetragonaler Kupferkies – kubischer Hochtemperatur-Kupferkies sinkt nach G. KULLERUD, P. M. BELL und J. L. ENGLAND (1965) sowie R. A. YUND und G. KULLERUD (1966) mit steigendem Druck durchschnittlich um 4°C pro 1000 Bar und liegt bei 40 Kilobar bei $400^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$. Eine Herabsetzung dieses Umwandlungspunktes auf Grund einer Wasserbedeckung bzw. Wassertiefe von „nur“ knapp 3000 m scheidet somit aus. Vielmehr ist daran zu denken und zu berücksichtigen, daß es sich bei den an „Schwarzen Rauchern“ gemessenen hohen Temperaturen um die Austrittstemperaturen der hydrothermalen Lösungen am Ozeanboden handelt, die Auslaugungssysteme aber bei noch wesentlich höheren Temperaturen arbeiten.

Bereits der makroskopisch erkennbare zonare Aufbau der massiven Sulfiderze, die zonenweise z. T. starken Variationen in der chemischen Zusammensetzung, können als Hinweis dafür angesehen werden, daß zeitlich Unterschiede, also Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen auftraten, welche die jeweiligen „Schwarzen Raucher“ aufbauten und durchströmten. Dafür sprechen u. a. auch rhythmische Wechsellagerungen verschiedener Sulfide, z. B. in Kolloidalgefügen, oder die stellenweise zonar unterschiedlichen Eisen-Gehalte in Zinkblende und Schalenblende. Nicht weiter sei hier auf rhythmische Wechsellagerungen eingegangen, die im Schrifttum (vgl. z. B. M. S. GOLDFARB und KOLLEGEN 1983, E. OUDIN 1983) nicht erkannt wurden und unzutreffend als Verdrängungsstrukturen gedeutet werden.

Die chemische Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen ist entscheidend für die Ausbildung der „Schwarzen Raucher“. Von gewisser Bedeutung ist auch deren jeweilige Größe, von der es abhängt, ob und in welchem Maße z. B. Reaktionen zwischen den die „Schwarzen Raucher“ durchströmenden Lösungen und den bereits ausgefallenen Mineralien stattfinden. Die durchströmenden bzw. zirkulierenden, reduzierenden hydrothermalen Lösungen stellen außerdem vorläufig einen Schutz gegen die Oxidation bzw. Auflösung der „Schwarzen Raucher“ durch das an Sauerstoff reiche Tiefenwasser dar, gegenüber dem die Sulfiderze nicht beständig sind.

Ein Vergleich der vorliegenden massiven Sulfiderze mit den „Schwarzen Rauchern“ bzw. den massiven Sulfiderzen der anderen bekannten Vorkommen vom Ostpazifischen Rücken, ebenso am Galápagos-Rift, führt zu durchaus übereinstimmenden Ergebnissen. Dies gilt vor allem auch für die auftretenden Sulfide und deren Verwachsungen.

Die massiven Sulfiderze („Schwarze Raucher“) am Ostpazifischen Rücken stellen häufig rasch wachsende, kurzlebige Bildungen dar. Die Ausfällung bzw. Anlagerung von einer Tonne Sulfiderz dauert oft nur einige Wochen. Sieht man von den direkt

rezent zur Ausfällung gelangenden Sulfiderzen ab, so zeigen absolute Altersbestimmungen (vgl. z. B. C. LALOU und E. BRICHET 1982), daß die ältesten noch erhaltenen derartigen Sulfiderze vor etwa 4000 Jahren entstanden sein dürften, zumeist aber weisen die darauf untersuchten Proben ein Alter zwischen 20 und 100 Jahren auf.

Sobald die Produktion der Hydrothermen versiegt, setzt unverzüglich die Oxidation der betreffenden Sulfiderze und deren Auflösung im sauerstoffreichen Tiefenwasser ein. Einen gewissen kurzfristigen Schutz geben dann anfangs noch die Verwitterungsbildungen (Limonit), die außen, randlich um die „Schwarzen Raucher“ Krusten bilden können, letztlich aber selbst weggelöst werden.

Ein Überdauern, also eine Erhaltung inaktiver „Schwarzer Raucher“, bzw. derartiger Sulfiderze, wäre nur möglich, wenn diese z. B. von Lava überdeckt und dadurch, gegen Meerwasser geschützt, bestehen bleiben, oder eine Ausfällung der Sulfide bereits in den Zufuhrkanälen der hydrothermalen Lösungen im Basalt stattfindet und im weiteren Verlaufe ein Kontakt mit Meerwasser, der letztlich zur Oxidation bzw. Auflösung führen würde, unterbleibt. Eine Erhaltung der massiven Sulfiderze durch rasche Bedeckung mit Sediment scheidet als weitere Möglichkeit aus, da dafür in diesen Gebieten die normale Sedimentationsrate zu gering ist.

Mit den „Schwarzen Rauchern“ liegen am Ostpazifischen Rücken sich ständig erneuernde, regenerierende, submarine hydrothermale Sulfid-Vorkommen vor, die durchaus bergwirtschaftlich von Interesse sind. Die Aufbereitung dieser Buntmetall-Erze dürfte, wie die Verwachsungen der Sulfide (vgl. Abb. 4–36) ersehen lassen, kaum auf Schwierigkeiten stoßen, was wohl auch für eine weitere Verhüttung der Konzentrate gilt. Die Problematik liegt derzeit u. a. wohl eher noch in der Entwicklung wirtschaftlich vertretbarer Verfahren für eine mobile Förderung auch kleinerer Vorkommen, in der Ausschaltung möglicher Umweltbelastungen und in der Seerechtslage.

Aus dem geologisch klar abgrenzbaren Auftreten der „Schwarzen Raucher“, nämlich ihrer charakteristischen Bindung an aktiv divergierende Plattenränder, folgert, daß dieser in der Evolution der Lagerstätten (vgl. z. B. W. TUFAR 1977) junge Typ syngenetischer, submariner hydrothermalen Sulfid-Mineralisationen, auf die Ozeane beschränkt ist und im Regelfall des Ablaufes der Kontinentaldrift auf den Kontinenten nicht vorliegt.

Eine Ausnahme stellen jene Gebiete ehemaliger ozeanischer Kruste (Ophiolith-Komplexe!) dar, die durch entsprechende tektonische Vorgänge gehoben wurden und heute stellenweise auf den Kontinenten anzutreffen sind. Das wohl am besten bekannte Beispiel hierfür ist das Troodos-Gebirge auf Zypern mit seinen Kies-Lagerstätten (Pyrit, Kupferkies, Zinkblende). Diese zeigen allgemein ein deutliches Zurücktreten von Zink gegenüber Kupfer und liegen in der Zone der „Oberen Pillow-Laven“. Direkt im Hangenden weisen die sulfidischen Erzkörper Fe-reiche Lagen („Ocker“) auf, die möglicherweise auf eine submarine Verwitterung bzw. Oxidation der Sulfide zurückgehen, aber auch eine oxidische Erzschlamm-Bildung darstellen könnten. Weiter hangend, stratigraphisch höher, finden sich in den „Pillow“-Laven außerdem Mn-reiche Vorkommen („Umbra“). Im Liegenden sind epigenetische Kies-Vererzungen anzutreffen, und zwar in den hangenden Bereichen des „Sheeted Complex“ sowie darüber, in den liegenden Teilen der „Pillow“-Laven. Angeschlossen könnten

hier einige weitere Sulfid-Vorkommen werden, die ebenfalls in ophiolithischen Serien auftreten, z. B. auf den Philippinen, in Japan oder in Neufundland (Kanada).

Überblickt man allgemein vergleichend auf den Kontinenten bekannte syngenetische „fossile“ Buntmetall-Lagerstätten, die in einem marinen Milieu zur Bildung gelangten, so ergibt sich, daß diese teilweise durch solche paragenetische Verhältnisse und Gefüge (Kolloidalgefüge!) gekennzeichnet sind, wie sie in der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) am Ostpazifischen Rücken anzutreffen sind. Von dieser Seite aus können vorsichtige Vergleiche zwischen fossilen Erzmineralisationen und dieser rezenten Sulfid-Mineralisation versucht werden.

Sehr ähnliche bzw. direkt vergleichbare Ausbildungen weisen außerdem andere Erzmineralisationen in den Ozeanen auf. So sind krustenförmige, rhythmische Wechsellagerungen von Pyrit, Melnikovitpyrit, „Zwischenprodukt“ und Markasit vom Ostpazifischen Rücken (vgl. Abb. 7) durchaus vergleichbar den rhythmisch schaligen, traubig-nierigen Wechsellagerungen in den Co-reichen Fe-Mn-Erzkrusten aus dem Zentralpazifik (vgl. Abb. 43) und den Mangan-Knollen in den Ozeanen.

Für derartige Vergleiche bieten sich aus der großen Anzahl der fossilen syngenetischen Buntmetall-Lagerstätten, nämlich Cu-Pb-Zn-Vorkommen und ausgesprochene Pb-Zn-Mineralisationen, vor allem jene an, die nach ihrer Bildung durch spätere Ereignisse (Regionalmetamorphose etc.) möglichst wenig überprägt wurden, also noch relativ ursprüngliche Bildungen erkennen bzw. rekonstruieren lassen.

Auffallend sind auch in dieser großen Gruppe sehr unterschiedlicher Buntmetall-Mineralisationen, trotz späterer Umbildungen, Umkristallisationen etc., häufig noch zu beobachtende bzw. erhaltene Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen (vgl. Abb. 44–54), wie sie für die rezente Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) vom Ostpazifischen Rücken durchaus typisch sind. Aus der Vielzahl der sich hier für Vergleiche anbietenden Buntmetall-Lagerstätten seien abschließend nur einige wenige angeführt.

Verblüffend ursprünglich erhaltene Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen zeigt besonders eindrucksvoll eine neu entdeckte große Blei-Zink-Lagerstätte im Westen der USA (vgl. Abb. 44–47). Diese liegt in einer mächtigen karbonatführenden Sedimentserie des Ordoviziums und Silurs, die sich außerdem durch eine Vulkanitführung auszeichnet.

Ein weiteres typisches Beispiel stellt die Blei-Zink-Lagerstätte Meggen/Lenne im Devon des Rheinischen Schiefergebirges (Bundesrepublik Deutschland) dar, eine Typlokalität einer syngenetischen Buntmetall-Mineralisation. Das Meggener Lager zeigt zwar bereits eine schwache regionalmetamorphe Überprägung, dennoch lassen sich noch deutlich im Erz charakteristische Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen beobachten (vgl. Abb. 48–50). Als eine Besonderheit konnten im Meggener Lager Radiolarien nachgewiesen werden. Deren Skelette sind ausgezeichnet erhalten, wurden aber von Zinkblende verdrängt und pseudomorphosiert (vgl. Abb. 51). Es handelt sich bei diesen vermutlich ausschließlich um Spumellaria; Nassellaria konnten keine beobachtet werden. Daraus kann bereits ein paläozoisches Alter der Lagerstätte gefolgert werden, deren Entstehung, bekanntlich genau einstuftbar, in die Zeit des Oberen Mitteldevons bzw. an den Übergang von Mittel- und Oberdevon fällt. Der ausgezeichnete Erhaltungszustand der Radiolarien-Skelette im Erz spricht

dafür, daß deren Verdrängung und Pseudomorphosierung durch Zinkblende rasch nach dem Absterben der Radiolarien und Absinken ihrer Skelette auf den damaligen Meeresboden vor sich ging und belegt sogar auf diese Weise einmal mehr die syngenetische Anlage dieser klassischen Lagerstätte.

Ein weiteres ausgezeichnetes Beispiel stellt die syngenetische Blei-Zink-Baryt-Lagerstätte von Veovača in den Dinariden Bosniens (Jugoslawien) dar, die ebenfalls im Erz besonders eindrucksvolle Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen aufweist (vgl. Abb. 52). Diese syngenetische Erzmineralisation ist Teil einer geosynklinalen triadischen Sedimentserie, die durch eine Vulkanitführung (Diabase, Spilite, Tuffe) gekennzeichnet ist und der Lagerstätte Veovača benachbart außerdem die bekannte syngenetische, vulkanogen-sedimentäre Eisenlagerstätte Vareš enthält. Deren Hämatitlager, bzw. dessen Äquivalent, allerdings in der Mächtigkeit stark reduziert, ist auch im Bereich der Lagerstätte Veovača anzutreffen.

Weit verbreitet sind die charakteristischen Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen u. a. außerdem in den kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten vom Typ „Bleiberg-Kreuth/Kärnten (Österreich) – Mežica/Slowenien (Jugoslawien)“ (entsprechend z. B. Abb. 21, 44) und vergleichbaren Vorkommen, bis hin zu den Blei-Zink-Lagerstätten in karbonatischen Plattform-Sedimenten, z. B. im Muschelkalk Oberschlesiens (Górny Śląsk, z. B. Beuthen/Bytom, Olkusz, Chrzanow). Ähnlich der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) vom Ostpazifischen Rücken treten stellenweise außerdem auch in den kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten dendritische bis „gestricke“ Aggregate von z. B. Zinkblende und Schalenblende mit anderen Sulfiden auf (vgl. Abb. 53–54).

Ein mineralparagenetischer Vergleich der Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen in der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) vom Ostpazifischen Rücken und in fossilen syngenetischen Buntmetall-Lagerstätten zeigt sofort auf, daß durchaus ähnliche Verhältnisse vorliegen und diesbezüglich auf durchaus vergleichbare Ausfällungs- bzw. Abscheidungsmechanismen geschlossen werden kann. Hierbei darf allerdings nicht übersehen werden, daß Kolloidalgefüge bzw. Geltexturen nicht nur auf syngenetische Mineralisationen beschränkt sind, sondern auch in (niedrig temperierten) epigenetischen Bildungen bzw. Lagerstätten vorliegen können.

Auffallend ist in der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) vom Ostpazifischen Rücken zwar ein fast völliges Fehlen von Blei bzw. Bleiglanz, der ansonsten in fossilen syngenetischen Buntmetall-Lagerstätten weit verbreitet ist. Dies ist aber weiter nicht verwunderlich, da letztere in „kontinentaler Kruste“, also in Gesteinsserien mit entsprechend hohem Blei-Angebot auftreten bzw. zur Bildung kamen. Die ozeanische Kruste bzw. der Basalt ist dagegen als Stofflieferant für die rezente Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) am Ostpazifischen Rücken deutlich ärmer an Blei.

Bemerkenswert ist auch ein häufiges Auftreten von Chalkopyrrhotin in der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) vom Ostpazifischen Rücken, während dieses Hochtemperatur-Sulfid in den angeführten fossilen syngenetischen Buntmetall-Mineralisationen aber fehlt. Dies ist ebenfalls durchaus verständlich, da dieses unbeständige Hochtemperatur-Sulfid vor allem nur dort erhalten bleibt, wo entsprechende außergewöhnliche Mischungsverhältnisse vorliegen oder eine sehr rasche Abkühlung erfolgte. Eine dieser Möglichkeiten für das Vorkommen von Chalko-

pyrrhotin ist somit bei der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) durchaus gegeben, unter den fossilen Lagerstätten aber nur bei gewissen magmatischen, pegmatitisch-pneumatolytischen, kontaktmetamorphen und heißhydrothermalen Lagerstätten, wobei es sich bei letzteren dann vor allem um subvulkanische, also relativ oberflächennahe Bildungen handelt.

Die Herkunft der mineralisierenden Lösungen ist für die rezente Sulfid-Mineralisation mit ihren „Schwarzen Rauchern“ am Ostpazifischen Rücken und vergleichbaren Gebieten zweifelsfrei geklärt. Es besteht dort sogar die einmalige Möglichkeit, rezent die Bildung von Sulfiderzen, also ihre Abscheidung bzw. Ausfällung aus hydrothermalen Lösungen – auch im klassischen Sinne – direkt beobachten zu können.

Zufuhrwege der mineralisierenden Lösungen bzw. der hydrothermalen Lösungen, nämlich von submarinen Hydrothermen, werden auch bei fossilen syngenetischen Buntmetall-Mineralisationen angeführt bzw. rekonstruiert. So beschreiben H. EHRENBERG und KOLLEGEN (1954) derartige Zufuhrkanäle („Erzablagerungen über Aufstiegswegen“) aus der Typlagerstätte Meggen/Lenne. Diese sind aber wohl mehr hypothetischen Charakters. In der Typlagerstätte Rammelsberg/Harz (Bundesrepublik Deutschland) gilt der „Kniest“ (silifiziertes, brecciertes Nebengestein bzw. Schiefer mit niedrigprozentigen Gehalten an Kupfer, Zink und Blei) ebenfalls seit längerem als (möglicher) Zufuhrweg der hydrothermalen Lösungen. In Anlehnung an den Ostpazifischen Rücken und seine „Schwarzen Raucher“ sehen R. C. L. LARTER, A. J. BOYCE und M. J. RUSSEL (1981) vergleichbare Pyrit-Schornsteine mit Baryt-Säumen in der unterkarbonischen Baryt-Lagerstätte Ballynoe im Silvermines-Lagerstädtendistrikt in Irland.

Bei den fossilen Lagerstätten, syngenetischen wie epigenetischen, ist die Klärung der Frage nach der Herkunft der mineralisierenden Lösungen, wie das äußerst umfangreiche Schrifttum sogleich ersehen läßt, sehr problematisch und hat häufig zu völlig gegensätzlichen Auffassungen geführt.

Als eines von vielen Beispielen zeigen die hier bereits angeführten kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten vom Typ „Bleiberg-Kreuth/Kärnten (Österreich) – Mežica/Slowenien (Jugoslawien)“ sofort deutlich auf, daß auch bei diesem sehr eingehend untersuchten, klassischen syngenetischen Mineralisationstyp die Frage nach der Herkunft der mineralisierenden Lösungen noch einer Abklärung bedarf, auch insofern, ob und inwieweit hydrothermale Lösungen für diese Buntmetall-Lagerstätten überhaupt von Bedeutung sind.

Klar ersichtlich ist außerdem die genetische Verknüpfung der rezenten Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) am Ostpazifischen Rücken etc. mit der Ablagerung und dem Auftreten oxidischer Erzschlämme in diesen Gebieten.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß auch in Geosynklinalserien mit Vulkanitführung syngenetische, vulkanogen-sedimentäre Buntmetall-Lagerstätten und oxidische Eisen-Vorkommen vorliegen können. So kam es im Rhenoheryzynikum im Mitteldevon, und zwar in der Eifel-Stufe, zur Bildung der polymetallischen Lagerstätte vom Rammelsberg/Harz (Cu, Zn, Pb, Baryt), etwas später, im Oberen Mitteldevon bzw. am Übergang vom Mitteldevon zum Oberdevon entstand das Meggener Lager (Zn, Pb, Baryt), und im Grenzbereich vom Mitteldevon zum Oberdevon („Grenzlager“) wurden die klassischen Eisenlagerstätten vom Typ

„Lahn-Dill“ abgelagert. Ein weiteres Beispiel hierfür ist, wie bereits dargelegt, die Blei-Zink-Baryt-Lagerstätte Veoväca mit der benachbarten Eisen-Lagerstätte Vareš in der Trias der Dinariden Bosniens (Jugoslawien). Mn-Oxide sind außerdem in der Eisen-Lagerstätte Vareš anzutreffen, darüber hinaus findet sich in der dortigen Trias u. a. auch die syngenetische Mangan-Lagerstätte Čevljanovići.

Überblickt man zusammenfassend, so zeigt die rezente Sulfid-Mineralisation („Schwarze Raucher“) vom Ostpazifischen Rücken gegenüber fossilen syngenetischen Buntmetall-Lagerstätten einige charakteristische paragenetische Besonderheiten. Dazu gehören ein Vorherrschen von Eisen, Zink und Kupfer, bzw. entsprechenden Sulfiden, wobei stellenweise Zink oder Kupfer in sehr hoher bis extrem hoher Anreicherung vorliegen kann, ein fast völliges Fehlen von Blei (Bleiglanz ist nur akzessorisch bzw. in Spuren anzutreffen) und ein Auftreten von Kolloidalfüge bzw. Geltexturen aufweisenden Sulfiden zusammen mit Hochtemperatur-Sulfiden.

Es ist wohl faszinierend, am Ostpazifischen Rücken Vorgänge direkt beobachten zu können, die in anderen geologischen Zeitaltern zur Ausbildung bekannter Lagerstätten beigetragen haben. Die Beobachtung der rezenten Vorgänge läßt bei vorsichtiger Deutung wichtige Erkenntnisse auch für die genetische Klärung der Lagerstättenbildung in vorangegangenen geologischen Perioden erwarten. Sicher ist hier vor übereilten Schlußfolgerungen und Parallelisierungen zu warnen.

Für die freundliche Beratung bei mikrobiologischen Fragen danken wir den Herren Prof. Dr. K. O. Stetter (Regensburg) und Prof. Dr. R. K. Thauer (Marburg/Lahn).

Literatur

- ARRHENIUS, G. und E. BONATTI: Neptunism and volcanism in the ocean. – In: SEARS, M.: Progress in Oceanography, 7–22, Pergamon Press, Oxford 1965.
- BÄCKER, H.: Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfällungen aus Mineralquellen im Roten Meer. – Geol. Jb., Reihe D, H. 17, 151–172, Hannover 1976.
- BÄCKER, H. (mit Beiträgen von H. A. ROESER, M. HARTMANN und B. MATTIAT): 2.2 Erzschlämme. – In: SCHOTT, W.: Die Fahrten des Forschungsschiffes „Valdivia“ 1971–1978 – Geowissenschaftliche Ergebnisse. – Geol. Jb., Reihe D, H. 38, 77–108, Hannover 1980.
- BÄCKER, H. und V. MARCHIG: Sulfiderze in der Tiefsee: Das Forschungsprogramm GEOMETEP mit dem Forschungsschiff „Sonne“. – Meerestechnik, Bd. 14, H. 4, 134–140, Düsseldorf 1983.
- BISCHOFF, J. L. und F. W. DICKSON: Seawater-basalt interaction at 200° C and 500 bars: Implication for origin of sea-floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry. – Earth Planet. Sci. Lett., Bd. 25, 385–397, Amsterdam 1975.
- BISCHOFF, J. L. und R. J. ROSENBAUER: A note on the geochemistry of seawater in the range 350° C – 500° C. – Geochim. Cosmochim. Acta, Bd. 47, 139–144, Elmsford, New York 1983.
- BISCHOFF, J. L., R. J. ROSENBAUER, P. J. ARUSCAVAGE, P. A. BAEDCKER und J. G. CROCK: Sea-Floor Massive Sulfide Deposits from 21° N, East Pacific Rise; Juan de Fuca Ridge; and Galapagos Rift: Bulk Chemical Composition and Economic Implications. – Econ. Geol., Bd. 78, Nr. 8, 1711–1720, Lancaster, Pennsylvania 1983.
- BISCHOFF, J. L. und W. E. SEYFRIED: Hydrothermal chemistry of seawater from 25° C to 350° C. – Amer. Journ. Sci., Bd. 278, 838–860, New Haven 1978.
- BONATTI, E., B.-M. GUERSTEIN-HONNOREZ und J. HONNOREZ: Copper-Iron Sulfide Mineralizations from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. – Econ. Geol., Bd. 71, 1515–1525, Lancaster, Pennsylvania 1976.
- BOSTRÖM, K. und M. N. A. PETERSON: Precipitates from hydrothermal Exhalations on the East Pacific Rise. – Econ. Geol., Bd. 61, 1258–1265, Lancaster, Pennsylvania 1966.
- BOSTRÖM, K. und M. N. A. PETERSON: The origin of Aluminum-poor ferromanganian sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. – Marine Geol., Bd. 7, 427–447, Amsterdam 1969.
- CORLISS, J. B.: The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. – Journ. Geophys. Research, Bd. 76, 8128–8138, Washington 1971.

- CORLISS, J. B., J. DYMOND, L. I. GORDON, J. M. EDMOND, R. P. von HERZEN, R. D. BALLARD, K. GREEN, D. WILLIAMS, A. BAINBRIDGE, K. CRANE und T. H. van ANDEL: Submarine Thermal Springs on the Galápagos Rift. – Science, Bd. 203, Nr. 4385, 1073–1083, Washington 1979.
- DEGENS, E. T. und D. A. ROSS: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. – Springer-Verlag, New York–Berlin–Heidelberg 1969.
- EDMOND, J. M.: Chemistry of the 350° C hot springs on the crest of the East Pacific Rise at 21° N. – Journ. Geochem. Expl., Bd. 19, 491–492, Amsterdam 1983.
- EDMOND, J. M., K. L. von DAMM, R. E. MCDUFF und C. I. MEASURES: Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. – Nature, Bd. 297, 187–191, London 1982.
- EHRENBERG, H., A. PILGER und F. SCHRÖDER (mit Beiträgen von E. GOEBEL und K. WILD): Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). – Beih. Geol. Jb., Bd. 12, 1–352, Hannover 1954.
- FRANCHETEAU, J., H. D. NEEDHAM, P. CHOUKROUNE, T. JUTEAU, M. SÉGURET, R. D. BALLARD, P. J. FOX, W. NORMARK, A. CARRANZA, D. CORDOBA, J. GUERRERO, C. RANGIN, H. BOUGAULT, P. CAMBON und R. HEKINIAN: Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du pacifique oriental par 21° N. – C. R. Acad. Sc. Paris, Bd. 287, Serie D, 1365–1368, Paris 1978.
- FRANCHETEAU, J., H. D. NEEDHAM, P. CHOUKROUNE, T. JUTEAU, M. SÉGURET, R. D. BALLARD, P. J. FOX, W. NORMARK, A. CARRANZA, D. CORDOBA, J. GUERRERO, C. RANGIN, H. BOUGAULT, P. CAMBON und R. HEKINIAN: Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. – Nature, Bd. 277, 523–528, London 1979.
- GOLDFARB, M. S., D. R. CONVERSE, H. D. HOLLAND und J. M. EDMOND: The Genesis of Hot Spring Deposits on the East Pacific Rise, 21° N. – Econ. Geol., Monograph 5, 184–197, Lancaster, Pennsylvania 1983.
- GUNDLACH, H., V. MARCHIG und H. BÄCKER: Neue Erzfunde im Pazifik, „Geometep 3“ – Dritte deutsche Forschungsfahrt zu aktiven Plattenrändern im Pazifik. – Erzmetall, Bd. 36, 495–500, Weinheim 1983.
- HARTMANN, M.: Untersuchung von suspendiertem Material in den Hydrothermallaugen des Atlantis-II-Tiefs. – Geol. Rdsch., Bd. 62, 742–754, Stuttgart 1973.
- HARTMANN, M.: Atlantis II Deep. Geothermal brine system. Hydrothermal situation in 1977 and changes since 1965. – Deep Sea Research, Bd. 27 A, 161–171, Oxford 1980.
- HAYMON, R. M. und M. KASTNER: Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21° N: preliminary description of mineralogy and genesis. – Earth Planet. Sci. Lett., Bd. 53, 363–381, Amsterdam 1981.
- HEKINIAN, R., B. R. ROSENDAHL, D. S. CRONAN, Y. DIMITRIEV, R. V. FODOR, R. M. GOLL, M. HOFFERT, S. E. HUMPHRIS, D. P. MATTEY, J. NATLAND, N. PETERSEN, W. ROGGENTHEN, E. L. SCHRADER, R. K. SRIVASTAVA und N. WARREN: Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos Spreading Centre. – Oceanologica Acta, Bd. 1, H. 4, 473–482, Paris 1978.
- HEKINIAN, R., M. FEVRIER, J. L. BISCHOFF, P. PICOT und W. C. SHANKS: Sulfide Deposits from the East Pacific Rise Near 21° N. – Science, Bd. 207, 1433–1444, Washington 1980.
- HILLER, J. E. und K. PROBSTHAIN: Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies. – Zeitschr. Kristall., Bd. 108, 108–129, Frankfurt/Main 1956.
- KOSKI, R. A., D. A. CLAGUE und E. OUDIN: Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge. – Geol. Soc. Amer. Bull., Bd. 95, 930–945, Boulder, Colorado 1984.
- KULLERUD, G., P. M. BELL und J. L. ENGLAND: High-Pressure Differential Thermal Analysis. – Carnegie Inst. Washington, Year Book, Bd. 64, Jg. 1964–1965, 197–199, Washington 1965.
- LALOU, C. und E. BRICHET: Ages and implications of East Pacific Rise sulphide deposits at 21° N. – Nature, Bd. 300, Nr. 5888, 169–171, London 1982.
- LARTER, R. C. L., A. J. BOYCE und M. J. RUSSELL: Hydrothermal Pyrite Chimneys from the Ballynoe Baryte Deposit, Silvermines, County Tipperary, Ireland. – Mineral. Deposita, Bd. 16, 309–318, Berlin 1981.
- MACDONALD, K. C. und F. N. SPIESS: RISE: Geophysical experiments on the East Pacific Rise near 21° N. – EOS, Bd. 60, Nr. 18, 376, Washington 1979.
- MALAHOFF, A., R. W. EMBLEY, D. S. CRONAN und R. SKIRROW: The Geological Setting and Chemistry of Hydrothermal Sulfides and Associated Deposits from the Galapagos Rift at 86° W. – Marine Mining, Bd. 4, Nr. 1, 123–137, New York 1983.
- MARCHIG, V. und H. GUNDLACH: Iron-rich metalliferous sediments on the East Pacific Rise: prototype of undifferentiated metalliferous sediments on divergent plate boundaries. – Earth Planet. Sci. Lett., Bd. 58, 361–382, Amsterdam 1982.
- MARCHIG, V., H. GUNDLACH und H. BÄCKER: Geochemical indication in deep-sea sediments for hydrothermal discharge. – Marine Geol., Bd. 56, 319–323, Amsterdam 1984.
- MARCHIG, V., H. GUNDLACH, P. MÖLLER und F. SCHLEY: Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. – Marine Geol., Bd. 50, 241–256, Amsterdam 1982.

- MAYNARD, J. B.: *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. – Springer-Verlag, New York Heidelberg Berlin 1983.
- MOTTL, M. J.: Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Bd. 94, 161–180, Boulder, Colorado 1983.
- MOTTL, M. J. und H. D. HOLLAND: Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater – I. Experimental results for major and minor components of seawater. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, Bd. 42, 1103–1115, Elmsford, New York 1978.
- MOTTL, M. J., H. D. HOLLAND und R. F. CORR: Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater – II. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, Bd. 43, 869–884, Elmsford, New York 1979.
- MOTTL, M. J. und W. E. SEYFRIED: Sub-seafloor hydrothermal systems: rock-versus seawater-dominated. – In: RONA, P. A. und R. P. LOWELL: *Seafloor Spreading Centers: Hydrothermal Systems*, Benchmark Papers in Geology, Bd. 56, 66–82, London 1980 – Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania 1980.
- MURRAY, J.: Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger during the years 1873 – 76, Part III. – Jonson Reprint Corporation, New York and London 1891.
- NATTERER, K.: *Chemisch-Geologische Tiefsee-Forschung (Expedition der Schiffe „Pola“ und „Taurus“ in das östliche Mittelmeer, Marmara Meer und Rote Meer)*. – *Geograph. Zeitschr.*, Bd. 5, 190–209, 252–260, Leipzig 1899.
- NATTERER, K.: Expedition S. M. Schiff „Pola“ in das Rote Meer, Südliche Hälfte, Sept. 1897 – März 1898. – 15: *Chemische Untersuchung von Wasser und Grundproben*. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I*, Bd. 69, 297–309, Wien 1901.
- NORMARK, W. R., J. E. LUPTON, J. W. MURRAY, J. R. DELANEY, H. P. JOHNSON, R. A. KOSKI, D. A. CLAGUE und J. L. MORTON: Polymetallic Sulfide Deposits and Water-Column of Active Hydrothermal Vents on the Southern Juan de Fuca Ridge. – *Marine Techn. Soc. Journ.*, Bd. 16, Nr. 3. 46–53, Washington 1982.
- NORMARK, W. R., J. L. MORTON, R. A. KOSKI, D. A. CLAGUE und J. R. DELANEY: Active hydrothermal vents and sulfide deposits on the southern Juan de Fuca Ridge. – *Geology*, Bd. 11, 158–163, Boulder, Colorado 1983.
- UDIN, E.: Études minéralogique et géochimique des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la Ride Est-Pacifique (21° N). – *Documents du B. R. G. M.*, Bd. 25, 1–241, Orleans Cedex 1981.
- UDIN, E.: Hydrothermal Sulfide Deposits of the East Pacific Rise (21° N), Part I: Descriptive Mineralogy. – *Marine Mining*, Bd. 4, Nr. 1, 39–72, New York 1983.
- RAMDOHR, P.: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. – 4. Aufl., Akademie-Verlag, Berlin 1975.
- RONA, P. A.: Exploration for Hydrothermal Mineral Deposits at Seafloor Spreading Centers. – *Marine Mining*, Bd. 4, Nr. 1, 7–38, New York 1983.
- ROSENBAUER, R. J. und J. L. BISCHOFF: Uptake and transport of heavy metals by heated seawater: A summary of the experimental results. – In: RONA, P. A., K. BOSTRÖM, L. LAUBIER und K. L. SMITH: *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. – NATO Conference Series, Serie IV: Marine Sciences, Bd. 12, 177–197, Plenum Press, New York 1983.
- SCHOELL, M. und E. FABER: New isotopic evidence for the origin of the Red Sea brines. – *Nature*, Bd. 275, 436–438, London 1978.
- SCHOELL, M. und M. HARTMANN: Detailed temperature structure of the hot brines in the Atlantis II Deep area (Red Sea). – *Marine Geol.*, Bd. 14, H. 1, 1–14, Amsterdam 1973.
- SCHOELL, M. und M. HARTMANN: Changing hydrothermal activity in the Atlantis II Deep geothermal system. – *Nature*, Bd. 274, Nr. 5673, 784–785, London 1978.
- SEYFRIED, W. E.: Seawater-basalt interaction from 25° – 300° C and 1–500 bars: Implications for the origin of submarine metal-bearing hydrothermal solutions and regulation of ocean chemistry. – *Doktor-Dissertation, University of South California, 1977*.
- SKORNYAKOVA, I. S.: Dispersed iron and manganese in Pacific Ocean sediments. – *Intern. Geol. Rev.*, Bd. 7, H. 12, 2161–2175, Silver Spring, Maryland 1964.
- SPIESS, F. N., K. C. MACDONALD, T. ATWATER, R. BALLARD, A. CARRANZA, D. CORDOBA, C. COX, V. M. DIAZ GARCIA, J. FRANCHETEAU, J. T. GUERRERO, J. HAWKINS, R. M. HAYMON, R. HESSLER, T. JUTEAU, M. KASTNER, R. LARSON, B. LUYDENDYK, J. D. MACDOUGALL, S. MILLER, W. R. NORMARK, J. ORCUTT und C. RANGIN: East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments. – *Science*, Bd. 207, 1421–1433, Washington 1980.
- STYRT, M. M., A. J. BRACKMANN, H. D. HOLLAND, B. C. CLARK, V. PISUTHA-ARNOND, C. S. ELDRIDGE und H. OHMOTO: The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21° N latitude. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Bd. 53, 382–390, Amsterdam 1981.
- TUFAR, W.: *Die Evolution der Lagerstätten*. – *Gießener Geol. Schriften*, Bd. 12, Festschrift Prof. Weyl, 383–428, Gießen 1977.
- TUFAR, W., H. GUNDLACH und V. MARCHIG: Ore Paragenesis of Recent Sulfide Formations from the

- East Pacific Rise. – Monograph Series on Mineral Deposits, Bd.: „Geochemical aspects of ore formation in recent and fossil sedimentary environments“, Hans-J. Schneider-Festband, in Druck.
- YUND, R. A. und G. KULLERUD: The System Cu-Fe-S. – Carnegie Inst. Washington, Year Book, Bd. 60, Jg. 1960–1961, 180–181, Washington 1961.
- YUND, R. A. und G. KULLERUD: Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. – Journ. Petrol., Bd. 7, Nr. 3, 454–488, Oxford 1966.
- ZIERENBERG, R. A., W. C. SHANKS III und J. L. BISCHOFF: Massive sulfide deposits at 21° N, East Pacific Rise: Chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria. – Geol. Soc. Amer. Bull., Bd. 95, 922–929, Boulder, Colorado 1984.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 1. Oktober 1984.

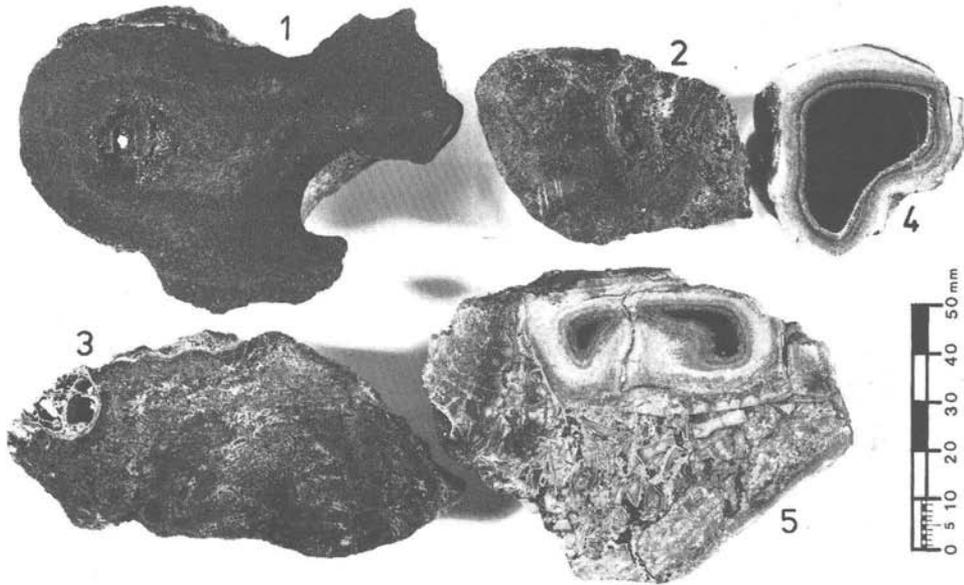


Abb. 3: Schnitte durch massive Sulfiderze (1–3) und durch Basalt-Proben mit Sulfiden (4–5). (1: SO 26–182 D; 2: SO 26–198 D/3; 3: SO 26–198 D/6; 4: SO 26–198 D/14; 5: SO 26–198 D/9). Probe SO 26–182 D zeigt einen kompletten Querschnitt durch einen ZnS-reichen „Schwarzen Raucher“ mit Aufstiegskanal („Schlot“, mehrere Öffnungen) der hydrothermalen Lösung im Zentrum und zonar, um diesen, eine dünne, vorherrschend ZnS führende Zone, daran anschließend eine Cu-Fe-Sulfid-Zone mit ZnS etc. und außen, peripher, wieder eine ZnS-reiche Zone. Probe SO 26–198 D/3 (Cu-reich; ebenfalls erkennbarer Aufstiegskanal bzw. „Schlot“, mehrere Öffnungen) und Probe SO 26–198 D/6 stellen Teile von zonar aufgebauten „Schwarzen Rauchern“ dar. Bei Probe SO 26–198 D/14 liegt ein „Pillow“ vor, das aus einem Basalt-Kern (schwarz) und randlich einem glasigen Saum besteht. Dieser enthält Sulfide, vornehmlich Pyrit, der sich stellenweise auch ganz außen als dünne Kruste findet. Probe SO 26–198 D/9 zeigt zwei „Pillows“, jeweils mit Basalt-Kern (schwarz) und glasigem Saum, eingebettet in eine Breccie, bestehend aus Glasbruchstücken, die von Sulfid, hauptsächlich Pyrit, verkittet werden.



Abb. 4 a



Abb. 4 b

Abb. 4: Probe SO 22-54 D SU 2.

Randlicher Ausschnitt aus rhythmischer Wechselfolge. Markasit (lichtgrau; feine unterschiedliche Töne, bzw. „rauer“ Untergrund, durch schwachen Reflexionspleochroismus) in teilweise kugelig-radialen Massen enthält als Einschuß z. T. idiomorphen Wurtzit (dunkelgrau) und bildet Säume um Lagen von feinkörnigem Pyrit (Spur heller lichtgrau), der seinerseits wieder feinkörnige Massen bzw. Lagen von Pyrit und Markasit (rechte untere Bildecke) säumt. In Abb. 4 b ist durch die starken Anisotropieeffekte von Markasit der Kornaufbau seiner Massen ersichtlich, außerdem die Unterscheidung von Pyrit (dunkelgrau in verschiedenen Tönen, fast schwarz – schwache Anisotropieeffekte!) in den feinkörnigen Verwachsungen mit Markasit (rechte untere Bildecke) leicht durchführbar. Pyrit läßt durch schwache Anisotropieeffekte den feinkörnigen Aufbau seiner Massen erkennen. Natürliche Poren bzw. Hohlräume (Abb. 4 a: schwarz, Abb. 4 b: durch Innenreflexe stark aufgehellt bis fast weiß).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 120 ×, Abb. 4 a: 1 Pol., Abb. 4 b: + Pol.

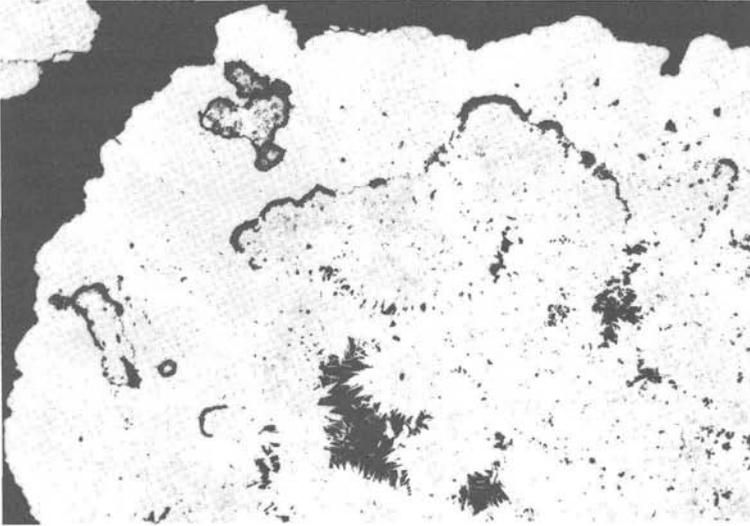


Abb. 5 a

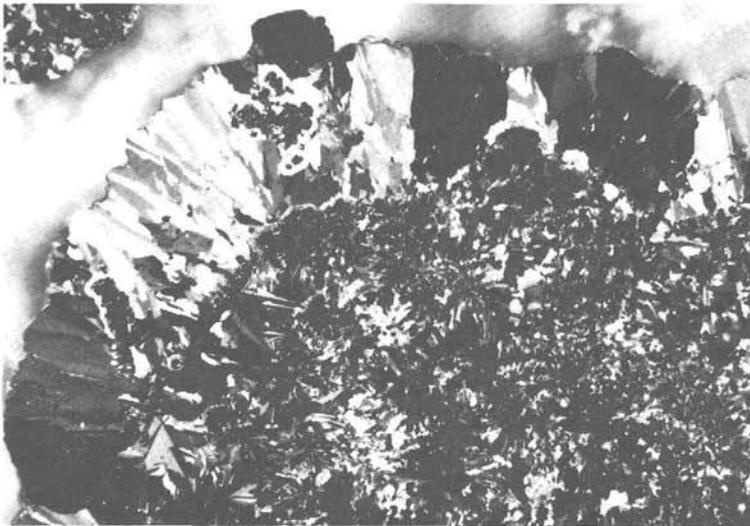


Abb. 5 b

Abb. 5: Probe SO 26–198 D.

Radiale Massen von feinkörnigem Markasit (lichtgrau, verschiedene Töne, bzw. „rauher“ Untergrund, durch schwachen Reflexionspleochroismus), in denen dieser gegen Hohlräume (schwarz) randlich deutlich idiomorphe Ausbildung zeigt, werden peripher stellenweise dünn von Schalenblende (Abb. 5 a: dunkelgrau, fast schwarz, Abb. 5 b: durch Innenreflexe stark aufgehellt, fast weiß) umkrustet und beide dann außen von gröberkörnigem Markasit gesäumt. In Abb. 5 b läßt Markasit durch seine starken Anisotropieeffekte deutlich den Kornaufbau seiner jeweiligen Massen beobachten. Natürliche Poren bzw. Hohlräume (Abb. 5 a: schwarz, Abb. 5 b: durch Innenreflexe stark aufgehellt).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 120 ×, Abb. 5 a: 1 Pol., Abb. 5 b: + Pol.



Abb. 6 a

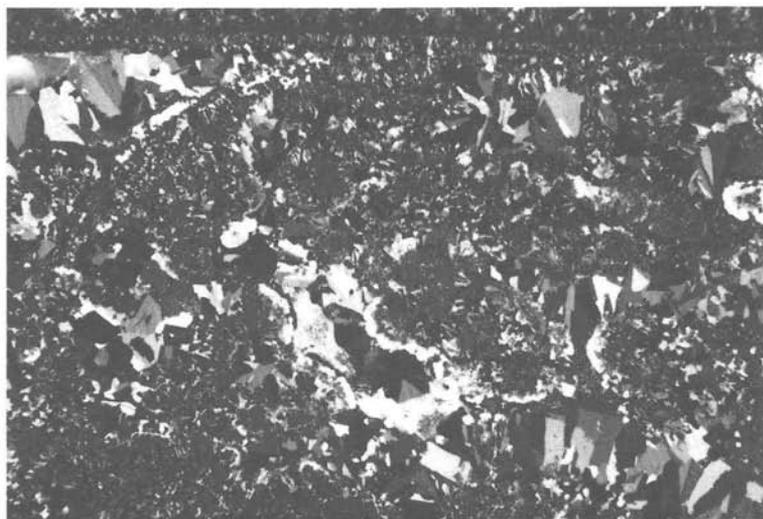


Abb. 6 b

Abb. 6: Probe SO 26–198 D.

Rhythmische, lagig-krustige bis traubig-nierige, z. T. radiale und konzentrisch-schalige Massen von vorherrschend Markasit (lichtgrau, verschiedene Töne, bzw. „rauer“ Untergrund, durch schwachen Reflexionspleochroismus), wenig Pyrit (lichtgrau, in Abb. kaum von Markasit unterscheidbar), etwas Melnikovitpyrit (mittelgrau) sowie Schalenblende (dunkelgrau, fast schwarz). In Abb. 6 b sind durch die starken Anisotropieeffekte von Markasit deutlich seine unterschiedliche Korngröße und innige Verwachsung in diesen rhythmischen Massen erkennbar. Natürliche Poren bzw. Hohlräume (Abb. 6 a: schwarz, Abb. 6 b: durch Innenreflexe z. T. stark aufgehell).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 120 ×, Abb. 6 a: 1 Pol., Abb. 6 b: + Pol.

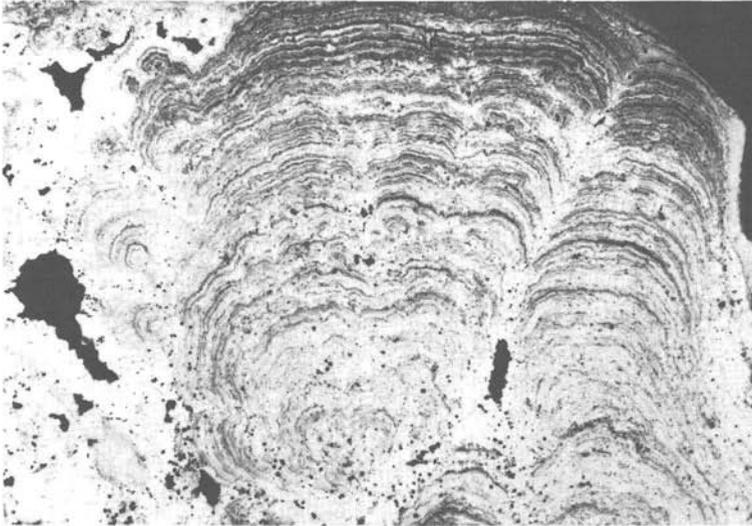


Abb. 7: Probe SO 26-198 D.

Krustenförmiger, rhythmisch-schaliger Pyrit (lichtgrau), etwas Melnikovitpyrit (mittelgrau bis dunkelgrau) und „Zwischenprodukt“ (ebenfalls mittelgrau bis dunkelgrau) sowie Markasit (lichtgrau, Spur heller als Pyrit). Dieser verheilt außerdem Risse, säumt z. T. Hohlräume (schwarz) und läßt dabei stellenweise auch idiomorphe Ausbildung erkennen. Randlich zeigt die krustenförmige Wechsellagerung teilweise bereits beginnende Oxidation, bzw. Verdrängung von Pyrit etc. durch Limonit (vornehmlich Nadeleisenerz; dunkelgrau, fast schwarz). Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 150 \times .

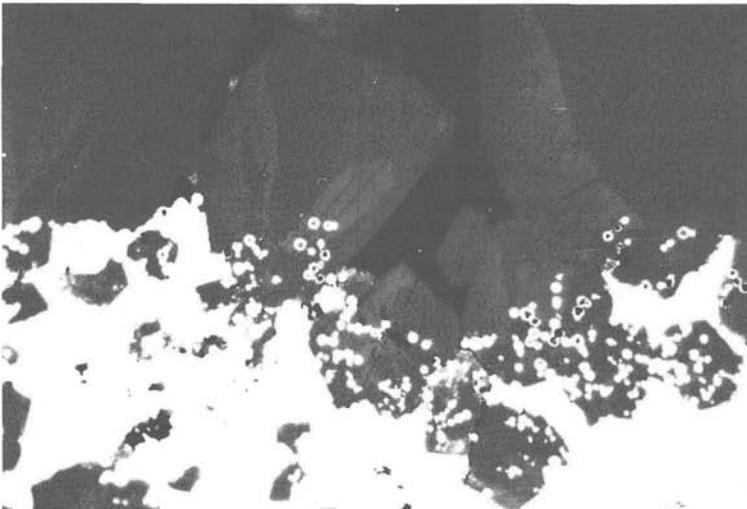


Abb. 8: Probe SO 26-198 D.

Pyrit (hellgrau, fast weiß) füllt Zwickel zwischen Aggregaten von z. T. idiomorph ausgebildeter Zinkblende (dunkelgrau in verschiedenen Tönen, örtlich Innenreflexe) und enthält diese auch als Einschuß. Die Zinkblende weist geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen auf, wodurch stellenweise Verzwilligung sowie Zonarbau erkennbar werden und enthält ihrerseits randlich zum Pyrit Einschlüsse von kleinem Himbeer-Pyrit, der örtlich außerdem im größer-körnigen Pyrit vorliegt. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz). Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375 \times .

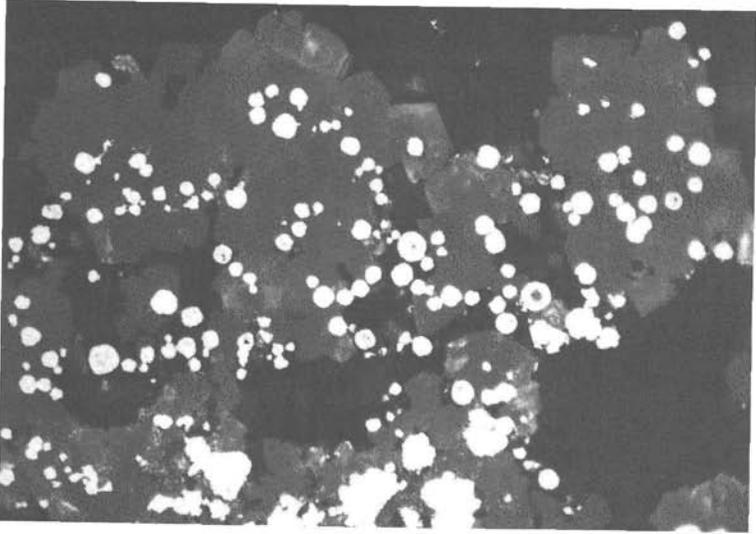


Abb. 9: Probe SO 26-198 D.
 Kleiner Himbeer-Pyrit (hellgrau, fast weiß) findet sich als Einschuß in Zinkblende-Aggregaten (dunkelgrau, durch zahlreiche Innenreflexe stellenweise stark aufgehellert) sowie in Poren bzw. Hohlräumen (schwarz) dazwischen. Zinkblende enthält örtlich außerdem Einschlüsse von unregelmäßig begrenztem Pyrit und zeigt randlich in ihren Aggregaten z. T. idiomorphe Ausbildung.
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

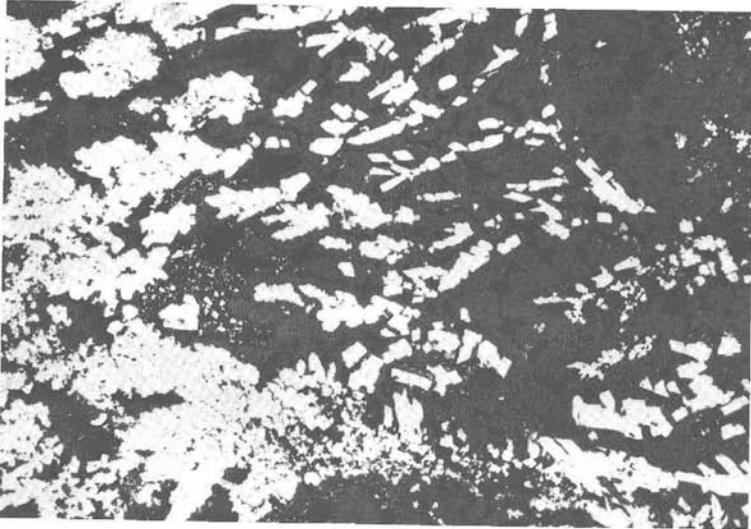


Abb. 10: Probe SO 26-198 D.
 Dendritische bzw. „gestrickte“ Aggregate von Zinkblende (dunkelgrau) enthalten teilweise zonar, im Zentrum, dendritische Aggregate von Pyrit (lichtgrau) und säumen diese dann. Stellenweise zeigt Pyrit in seinen Aggregaten deutlich idiomorphe Ausbildung. Zahlreiche natürliche Hohlräume bzw. Poren, wenig Gangart (schwarz).
 Anschliff, Vergr.: 30 ×.

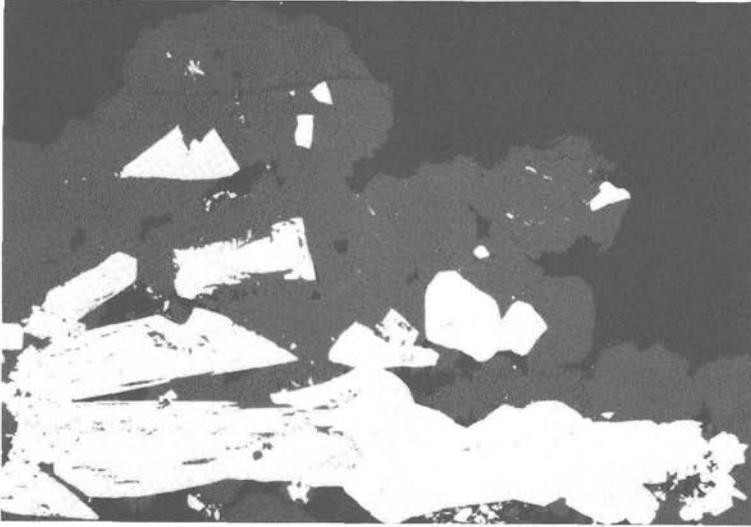


Abb. 11: Probe SO 26–198 D.

Dendritisches Kristall-Aggregat von Pyrit (hellgrau, fast weiß), örtlich auch als Kristallskelett, bildet Einschluß in dendritischem bzw. „gestricktem“ Aggregat von Zinkblende (dunkelgrau), die ihrerseits stellenweise in feinen Einschlüssen zonar angeordnet in Pyrit vorliegt. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 150 ×.

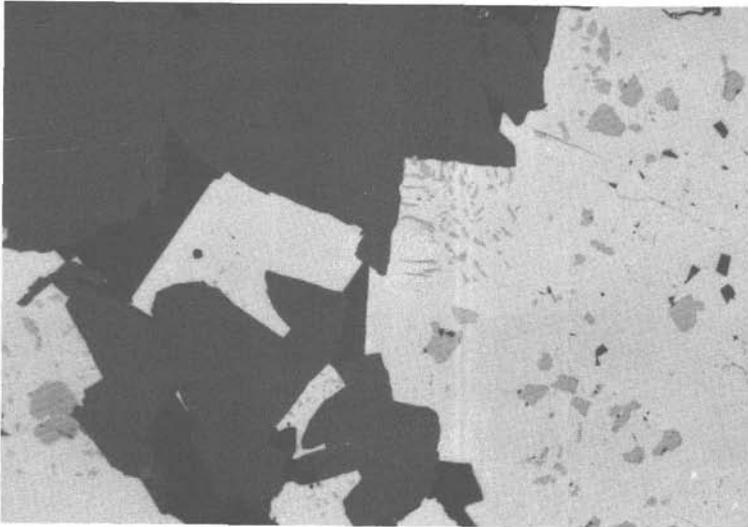


Abb. 12: Probe SO 26–198 D.

Zinkblende (dunkelgrau, fast schwarz) neben Pyrit (lichtgrau), der in seinen Kristall-Aggregaten Kupferkies (mittelgrau) in kleinen Einschlüssen enthält und mit diesem außerdem in einem feinen Myrmekit (rechts oberhalb Bildzentrum) verwachsen vorliegt. Natürliche Poren bzw. Hohlräume (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 180 ×.



Abb. 13: Probe SO 26–198 D/6.
Rhythmisch konzentrisch-schalige Schalenblende (dunkelgrau) geht randlich in größere Aggregate von Zinkblende (ebenfalls dunkelgrau, verschiedene Töne) über. Diese zeigt teilweise Ausbildung von Kristallflächen und weist geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen auf. Dadurch läßt Zinkblende den Kornaufbau ihrer Aggregate, Verzwilligung, auch polysynthetische Lamellen und Zonarbau erkennen. Örtlich findet sich ein wenig Pyrit und Chalkopyrrhotin (beide hellgrau, fast weiß). Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr. 150 ×.

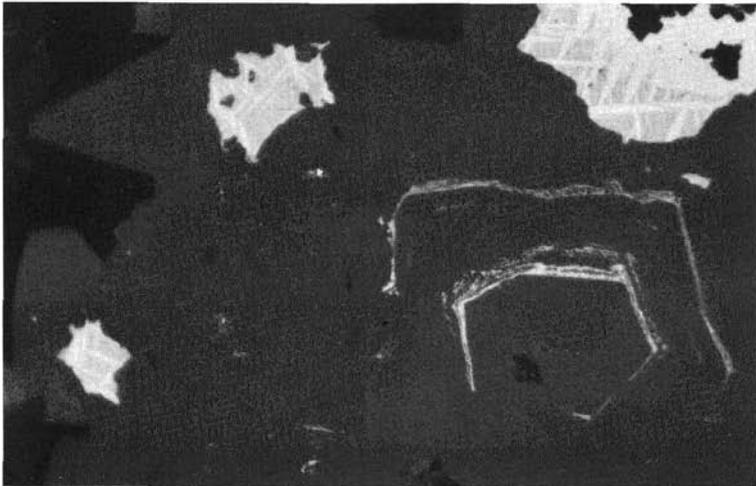


Abb. 14: Probe SO 26–182 D.
Idiomorphe Tafel von Wurtzit (dunkelgrau; Basis $\{0001\}$ etwa parallel zur Anschliff-Ebene) im Zentrum des Aggregates zeigt rhythmisch, in mehrmaliger Folge, orientierte Umwachsung von Chalkopyrrhotin (lichtgrau), dieser jeweils seinerseits wieder von Wurtzit, worauf dann peripher Zinkblende (ebenfalls dunkelgrau) anlagert. Diese läßt randlich stellenweise idiomorphe Entwicklung erkennen und enthält größere Einschlüsse von Chalkopyrrhotin, der in diesen feine Entmischung von Kupferkies (Spur heller lichtgrau) aufweist. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

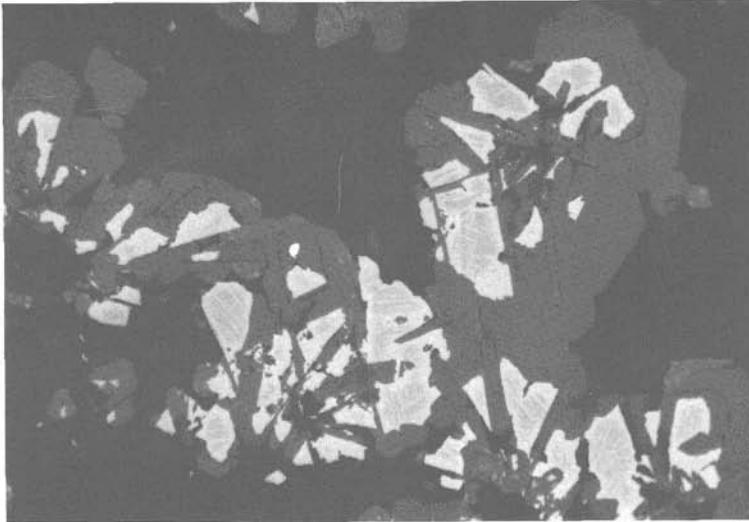


Abb. 15: Probe SO 26-198 D/6.
 Kristall-Aggregat von Wurtzit (dunkelgrau), der deutlich idiomorphe, tafelige Ausbildung nach $\{0001\}$ erkennen läßt und als Zwickelfüllung Chalkopyrrhotin (lichtgrau) enthält. Dieser zeigt feine Entmischungslamellen von Kupferkies (Spur heller lichtgrau). Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 250 \times .

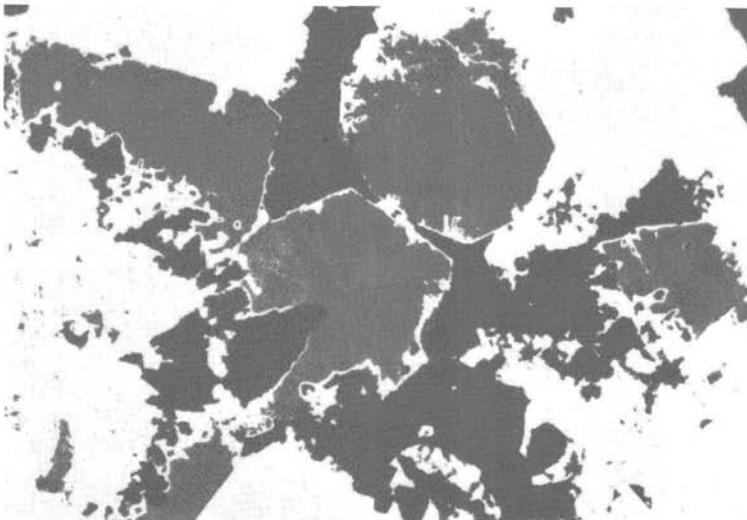


Abb. 16: Probe SO 26-198 D.
 Idiomorphe Tafeln von Wurtzit (dunkelgrau, örtlich Innenreflexe), Basis $\{0001\}$ etwa parallel zur Anschliff-Ebene, liegen z. T. eingebettet in Kupferkies und werden von diesem, von Korngrenzen und Rissen ausgehend, verdrängt, wobei Kupferkies auch deutlich Verdrängungssäume um die Wurtzit-Tafeln bildet. Stellenweise enthält Kupferkies etwas Markasit (Spur heller lichtgrau; rechte untere Bildecke, in Abb. schwer unterscheidbar). Natürliche Poren bzw. Hohlräume, Gangart (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 350 \times .

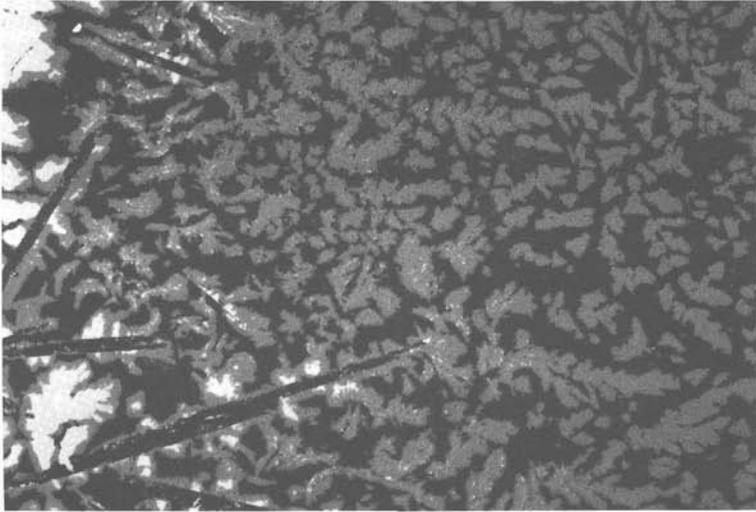


Abb. 17: Probe SO 26-182 D.

Übersicht aus porösem Zentrum (Hohlräume: schwarz) eines „Schwarzen Rauchers“ mit dendritischen Aggregaten von Zinkblende mit Wurtzit (beide dunkelgrau), die auf den Zufuhrkanal („Schlot“; Beginn am rechten Bildrand) gerichtet sind. In einem Abstand dazu tritt dann vorherrschend Chalkopyrrhotin (lichtgrau, linker Bildrand) auf, ebenfalls dendritisch, wird von Zinkblende gesäumt und findet sich außerdem stellenweise, gegen den Zufuhrkanal hin, in kleinen Einschlüssen in dieser. Mehrfach liegen Reste idiomorpher Tafeln von Magnetkies (ebenfalls lichtgrau, linke Bildhälfte) bzw. Pseudomorphosen sowie Hohlräume nach diesen vor. Die Umrisse der ursprünglichen Magnetkies-Tafeln sind durch die Säumung mit Zinkblende-Wurtzit-Dendriten, die z. T. zonar im Zentrum Chalkopyrrhotin enthalten, deutlich erkennbar. Zahlreiche natürliche Hohlräume bzw. Poren, wenig Gangart (schwarz).

Anschliff, Vergr.: 30 ×.

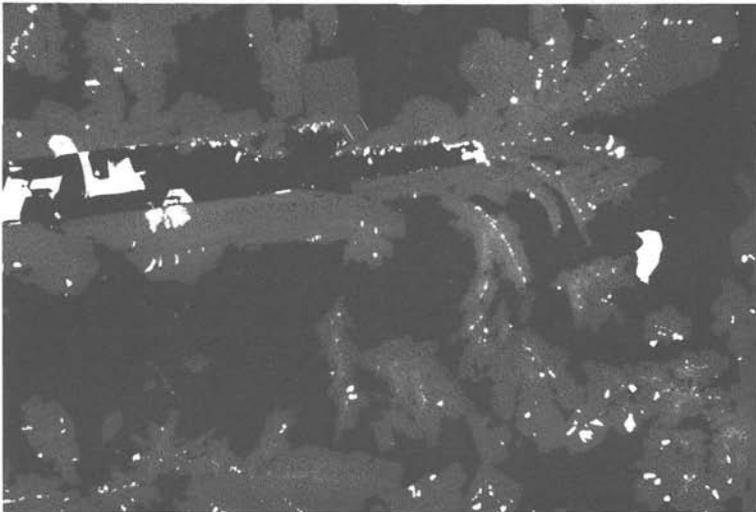


Abb. 18: Probe SO 26-182 D.

Dendritische Aggregate von Zinkblende mit Wurtzit (beide dunkelgrau, schwach unterschiedliche Töne durch geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen; gelegentlich Innenreflexe), darin stellenweise ein wenig Chalkopyrrhotin (lichtgrau), säumen ursprünglich vollständige, idiomorphe Tafeln von Magnetkies (ebenfalls lichtgrau), der nur noch in Resten vorhanden ist. Wurtzit ist manchmal durch seine blättchenförmige Ausbildung (Basis!) erkennbar. Zahlreiche natürliche Hohlräume bzw. Poren, wenig Gangart (schwarz).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 150 ×.

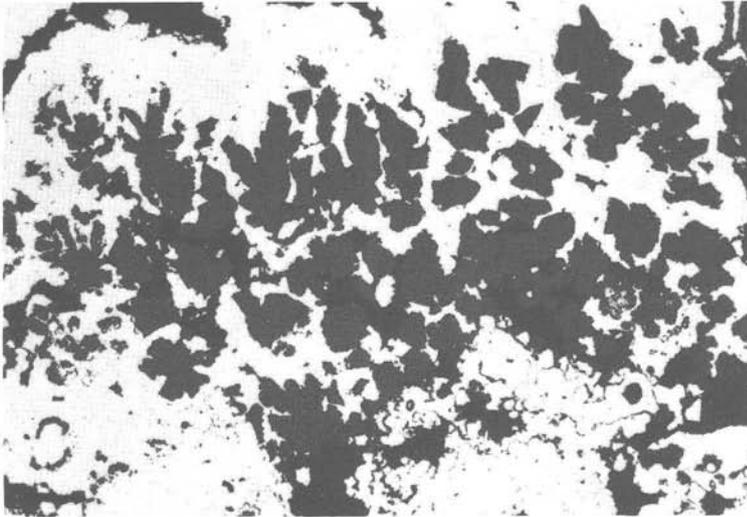


Abb. 19: Probe SO 26-198 D.
Dendritische Aggregate von Zinkblende (dunkelgrau), die teilweise idiomorphe Ausbildung aufweist, in rhythmisch konzentrisch-schaligem (in Abb. schwer ersichtlich) Markasit (hellgrau). Mit bzw. in diesem treten außerdem etwas Pyrit (ebenfalls hellgrau) sowie örtlich dünne Lagen von Schalenblende (ebenfalls dunkelgrau, z. B. rechte untere Bildecke) auf. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 60 ×.

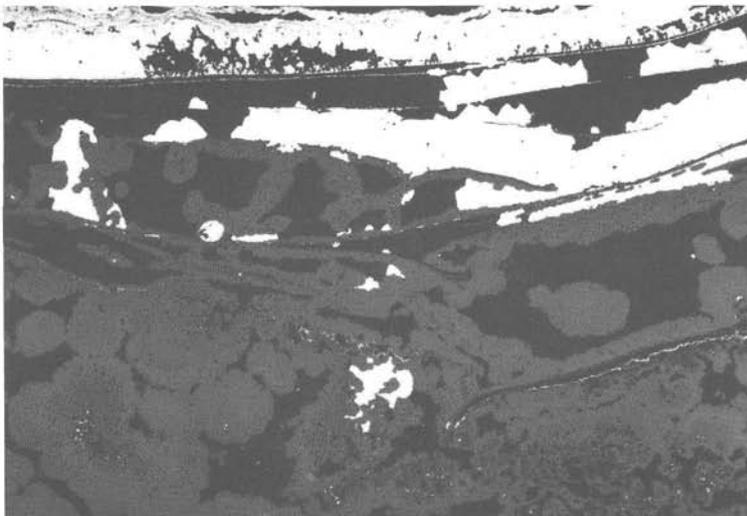


Abb. 20: Probe SO 26-198 D/6.
Krustig-schalige bis traubig-nierige Schalenblende (dunkelgrau) und Markasit (lichtgrau) sowie etwas Pyrit (ebenfalls lichtgrau) und stellenweise (oberer Bildrand) mit diesen, in rhythmischer Wechsellagerung, außerdem Melnikovitpyrit (mittel- bis dunkelgrau) und „Zwischenprodukt“ (dunkelgrau). Zahlreiche natürliche Hohlräume bzw. Poren, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 30 ×.

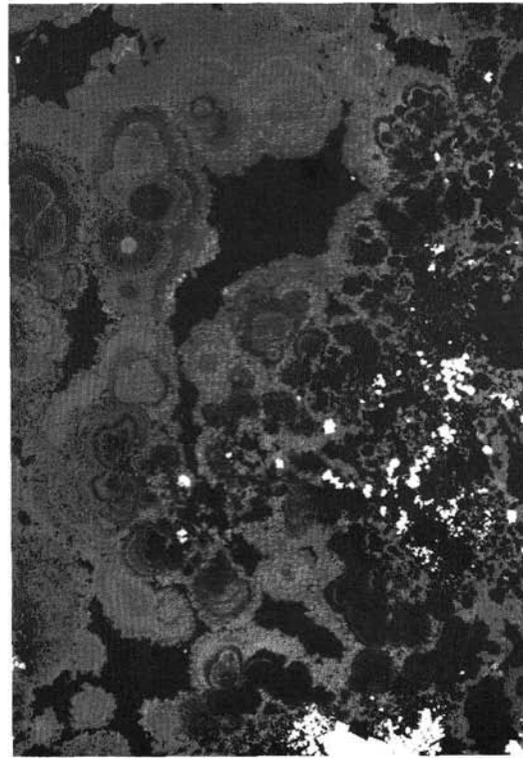


Abb. 21 a

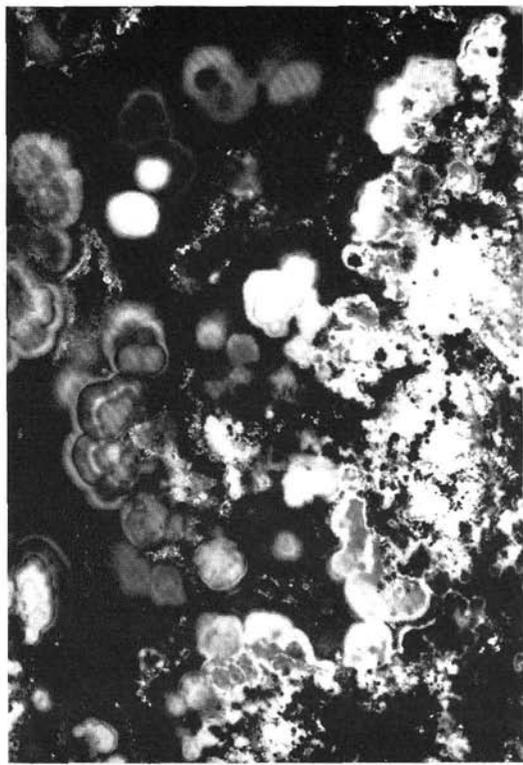


Abb. 21 b

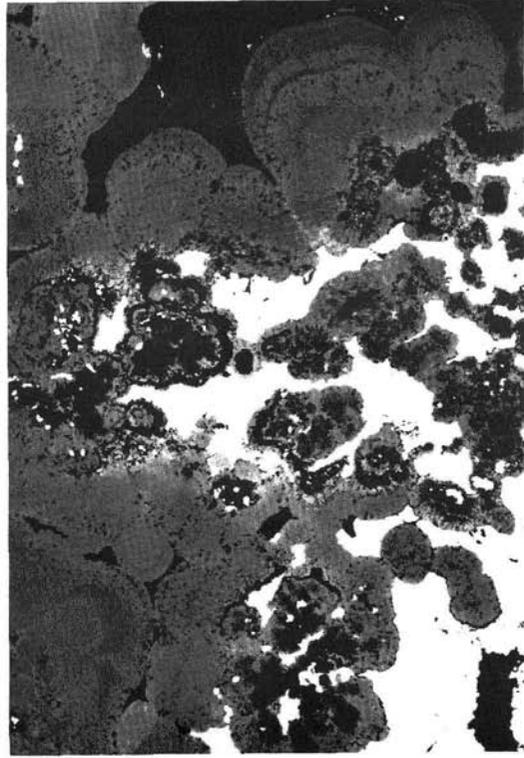


Abb. 21 c

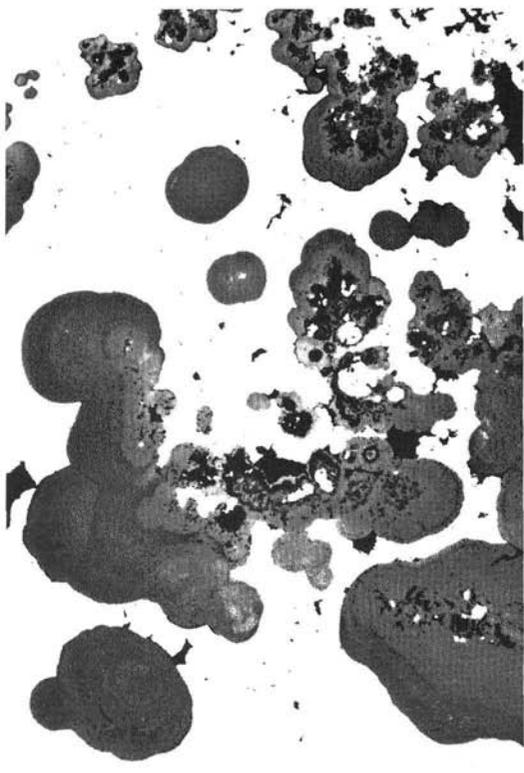


Abb. 21 d

Abb. 21: Probe SO 26-198 D/6.

Rhythmisch konzentrisch-schalige Schalenblende (dunkelgrau in verschiedenen Tönen, z. T. Innenreflexe) stellenweise mit und in rhythmisch konzentrisch-schaligem bis kugelig-radialem Markasit (hellgrau, fast weiß – Abb. 21 c-d) und etwas Pyrit (ebenfalls hellgrau, fast weiß – Abb. 21 a, c-d). Dieser liegt gelegentlich außerdem in Kristall-Aggregaten vor (Abb. 21 a). Örtlich finden sich in der Schalenblende ein wenig Chalkopyrrhotin und Kupferkies (beide ebenfalls hellgrau, fast weiß – Abb. 21 a). Durch geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen bildet die Schalenblende prächtig Zonarbau bzw. die rhythmische Wechsellagerung ab, die in Abb. 21 b gleichfalls deutlich hervortritt. Stellenweise ist die Schalenblende auffällig porös (Abb. 21 c). Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz, in Abb. 21 b durch Innenreflexe teilweise stark aufgehellt).
 Anschliffe, Ölimmersion, Vergr.: Abb. 21 a-b: 120 ×, Abb. 21 a: 1 Pol., Abb. 21 b: + Pol., Vergr.: Abb. 21 c-d: 150 ×, 1 Pol.

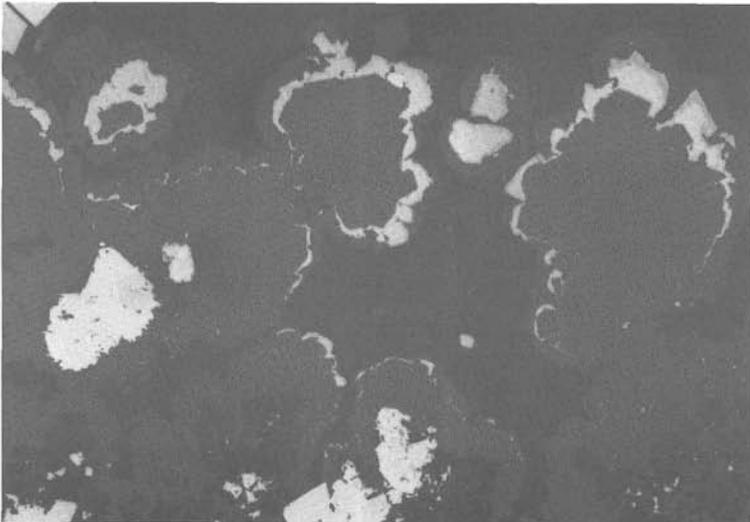


Abb. 22: Probe SO 26-198 D/6.

Rhythmisch konzentrisch-schalige Schalenblende (dunkelgrau) geht peripher z. T. in Zinkblende (ebenfalls dunkelgrau) über. Beide werden von Kupferkies (lichtgrau) gesäumt, der seinerseits, z. T. orientiert, von Chalkopyrrhotin (Spur dunkler lichtgrau, in Abb. kaum von Kupferkies unterscheidbar) umwachsen wird, um den letztlich, z. T. ebenfalls orientiert, Zinkblende säumend anlagert. Stellenweise sind Kristall-Aggregate von Pyrit (ebenfalls lichtgrau) in der Schalenblende anzutreffen. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 150 ×.

Abb. 23 a

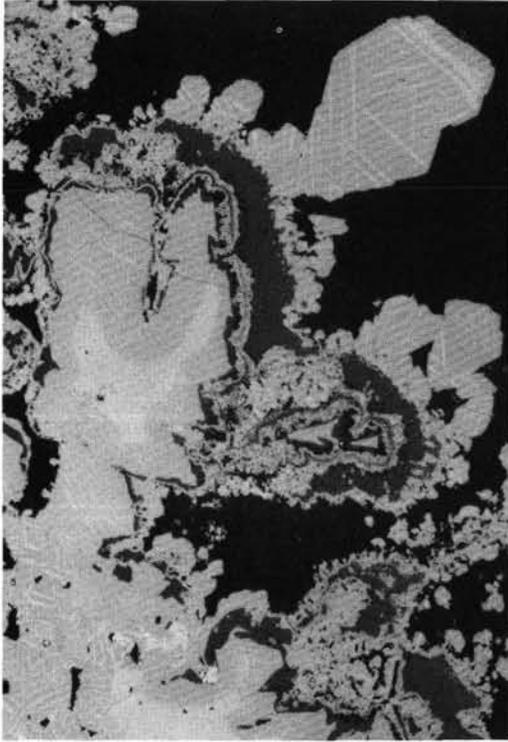


Abb. 23 c

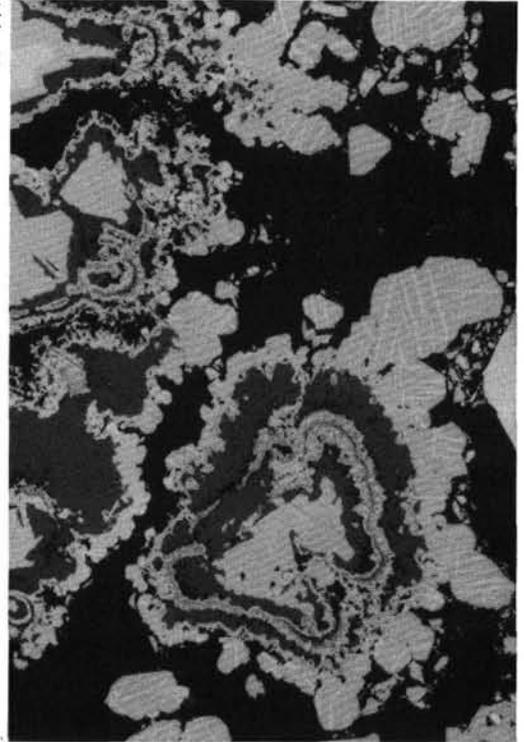


Abb. 23 b

Abb. 23: Probe SO 26-198 D/3.

Kristall-Aggregate von Chalkopyrrhotin (mittelgrau) enthalten Kupferkies (heller mittelgrau) entmischt in feinen Spindeln, der außerdem stellenweise größere Partien im Zentrum der Aggregate einnehmen kann. Örtlich liegen Pyrit und Markasit (beide hellgrau) in Spuren vor. Randlich, gegen den Zufuhrkanal („Schlot“, jeweils oberer Bildrand) wird Chalkopyrrhotin von Zinkblende (dunkelgrau), z. T. orientiert, gesäumt, die peripher in Schalenblende (ebenfalls dunkelgrau) übergehen kann. Darauf folgen rhythmische, z. T. konzentrisch-schalige Anlagerungen bzw. Verwachsungen (Kolloidalgefüge!) von Chalkopyrrhotin und Schalenblende, in beiden örtlich außerdem Spuren von feinem Covellin (schwarz, in Abb. schwer erkennbar) und noch näher hin zum Zufuhrkanal letztlich wieder, teilweise dendritisch, gröberkörniger Chalkopyrrhotin mit Entmischung von Kupferkies-Spindeln. Natürliche Poren, Hohlräume bzw. Zufuhrkanal (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: Abb. 23 a: 60 ×, Abb. 23 b (Detail aus Abb. 23 a): 120 ×, Abb. 23 c: 75 ×.

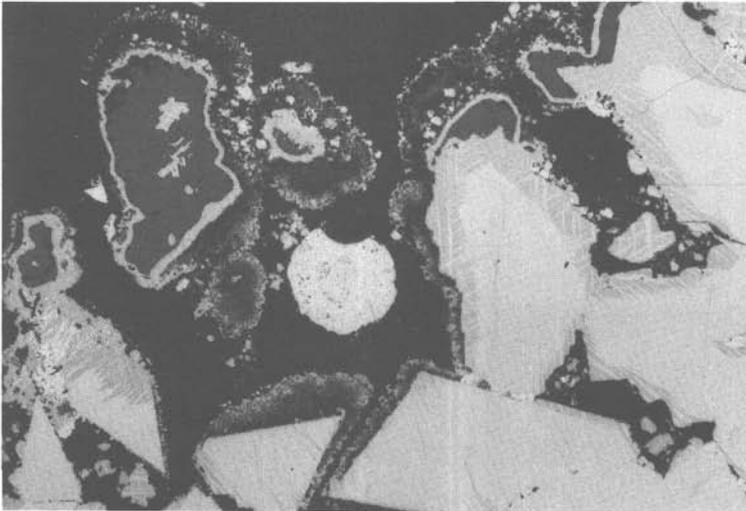


Abb. 24: Probe SO 26-198 D/3.

Kristall-Aggregate von Kupferkies (hell mittelgrau) weisen randlich stellenweise Säumung durch Chalkopyrrhotin (mittelgrau) auf, der örtlich auch als Entmischung im Kupferkies vorliegt. Die Chalkopyrrhotin-Säume um Kupferkies enthalten diesen in feinen Spindeln entmischt und werden teilweise von Zinkblende (dunkelgrau) orientiert umwachsen, die ihrerseits wieder von Chalkopyrrhotin dünn gesäumt wird, auf den dann ganz außen, gegen den Zufuhrkanal („Schlot“, linker oberer Bildrand) feinkörniger, poröser Chalkopyrrhotin (kolloidale Strukturen!) folgt, der außerdem direkt um Kupferkies sowie um dessen Kupferkies-entmischte Chalkopyrrhotin-Säume zu beobachten ist. Daneben liegt Pyrit (hellgrau, Bildmitte) rhythmisch konzentrisch-schalig, z. T. auch etwas radial, vor, begleitet von Markasit (ebenfalls hellgrau). Natürliche Poren, Hohlräume bzw. Zufuhrkanal (schwarz). Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 120 ×.

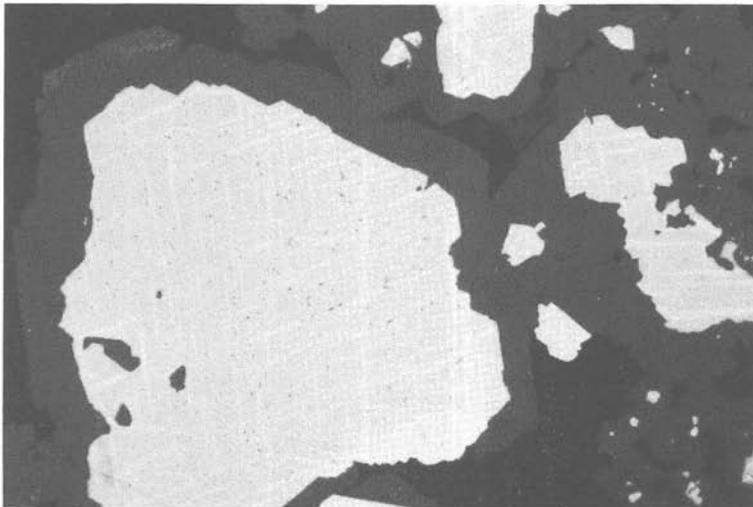


Abb. 25: Probe SO 26-182 D.

Chalkopyrrhotin (mittelgrau) weist Entmischung von Kupferkies (heller mittelgrau) auf und wird von Zinkblende (dunkelgrau, örtlich Innenreflexe), z. T. epitaktisch, gesäumt, die häufig idiomorphe Begrenzung zeigt. Stellenweise liegen im Chalkopyrrhotin sowie in dessen Kupferkies-Entmischungsspindeln kleinste Zinkblende-Sternchen entmischt vor. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz). Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375 ×.

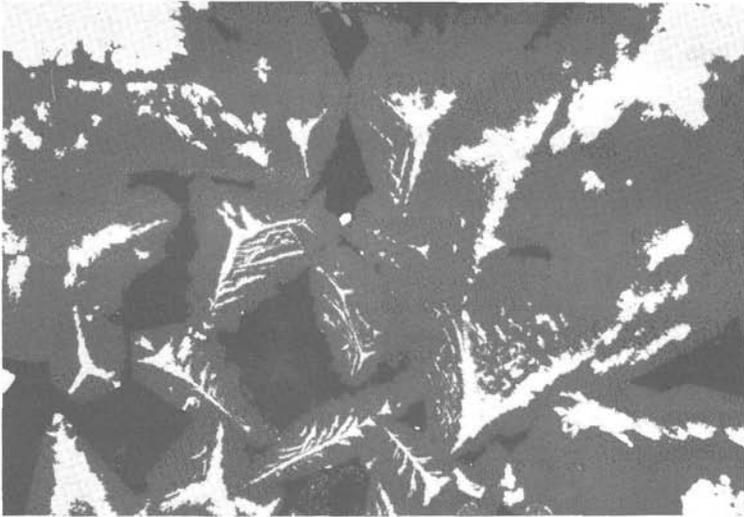


Abb. 26 a

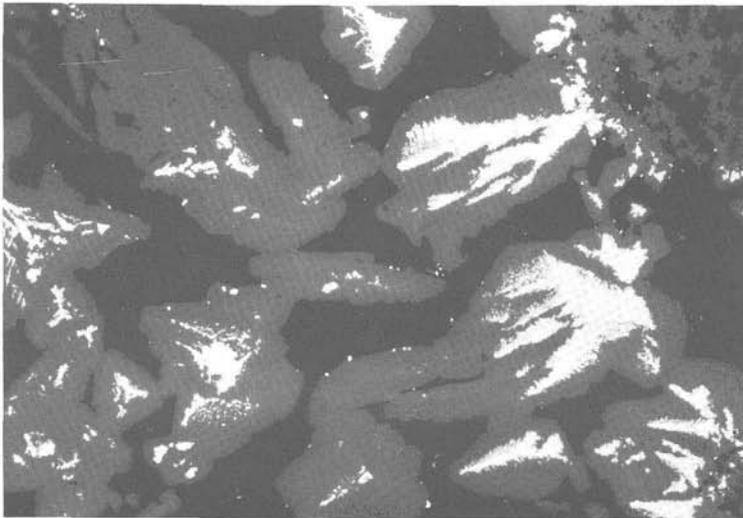


Abb. 26 b

Abb. 26: Probe SO 26–182 D.

Ausschnitt aus dendritischen Aggregaten von Zinkblende (dunkelgrau), z. T. paramorph nach Wurtzit, die als „Seelen“ Kristallskelette bis größere Aggregate von Chalkopyrrhotin (mittelgrau) enthalten. Dieser weist seinerseits feine Entmischung von Kupferkies (heller mittelgrau, in Abb. schwer erkennbar) auf. Stellenweise ist noch die blättchenförmige Ausbildung (Basis!) von ursprünglichem Wurtzit (Abb. 26 b) ersichtlich, der von Zinkblende paramorphosiert wurde. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: Abb. 26 a: 150 ×, Abb. 26 b: 120 ×.

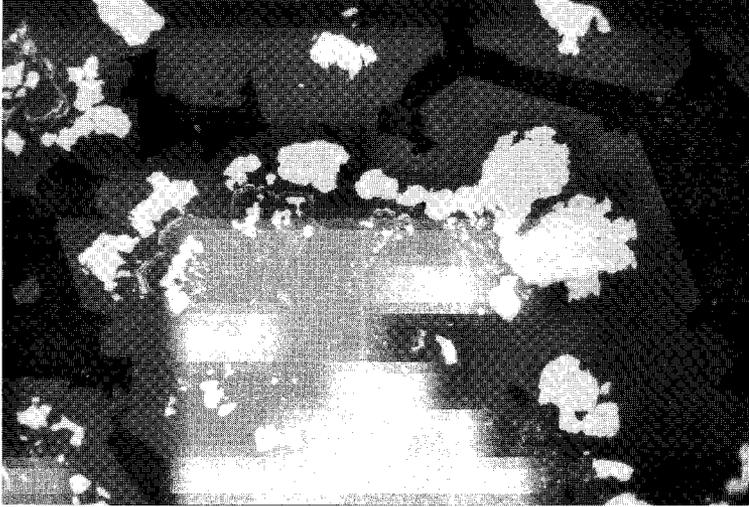


Abb. 27: Probe SO 26-182 D.
 Schalenblende (dunkelgrau) als Zentrum zeigt rhythmisch konzentrisch-schalige Wechsellagerung mit Chalkopyrrhotin (mittelgrau), der dann, weiter außen, in größeren Aggregaten vorliegt bzw. anlagert, worauf Zinkblende (ebenfalls dunkelgrau) folgt bzw. beide umwächst und idiomorphe Begrenzungen in den Aggregaten ausgebildet hat. Chalkopyrrhotin weist Entmischung von Kupferkies (heller mittelgrau bzw. lichtgrau) auf. Natürliche Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375 ×.

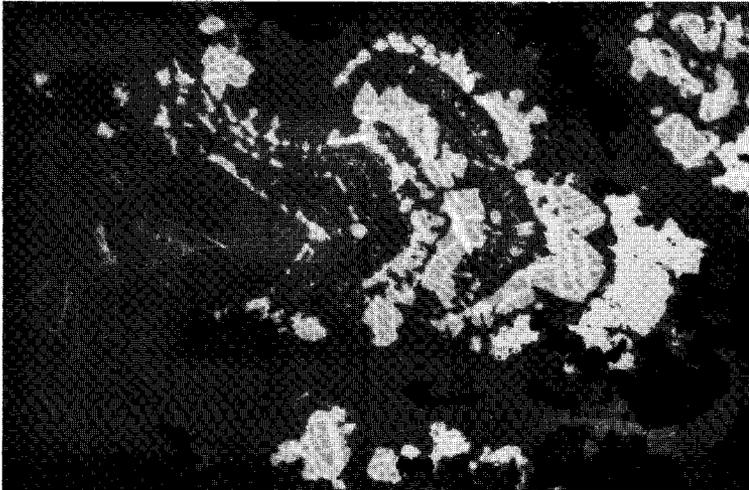


Abb. 28: Probe SO 26-182 D.
 Um Wurtzit-Tafel (dunkelgrau, örtlich Innenreflexe; links von Bildmitte, Basis {0001} etwa parallel zur Anschliff-Ebene) im Zentrum, die durch teilweise Säumung mit Chalkopyrrhotin (mittelgrau) erkennbar wird, folgt rhythmisch konzentrisch-schalige Wechsellagerung von Schalenblende (ebenfalls dunkelgrau, örtlich Innenreflexe) und Chalkopyrrhotin, peripher auch etwas Kupferkies (heller mittelgrau bzw. lichtgrau). Dieser liegt ansonsten in feinen Spindeln entmischt in Chalkopyrrhotin vor. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

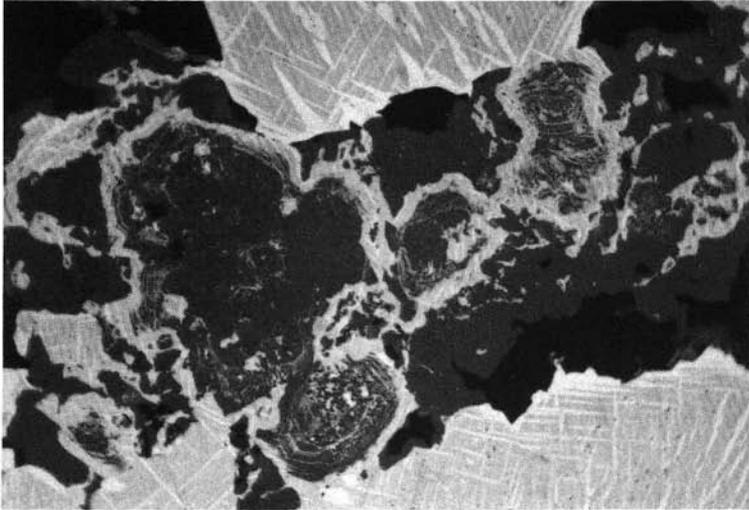


Abb. 29: Probe SO 26–182 D.

Schalensblende (dunkelgrau, örtlich Innenreflexe) in teilweise feiner, rhythmisch konzentrisch-schaliger Wechsellagerung mit Chalkopyrrhotin (mittelgrau), eingebettet in bzw. umwachsen von größeren Aggregaten von Chalkopyrrhotin. Dieser zeigt Entmischung von Kupferkies-Spindeln (heller mittelgrau bzw. lichtgrau), in beiden sind außerdem stellenweise kleinste Zinkblende-Sternchen (ebenfalls dunkelgrau) entmischt. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

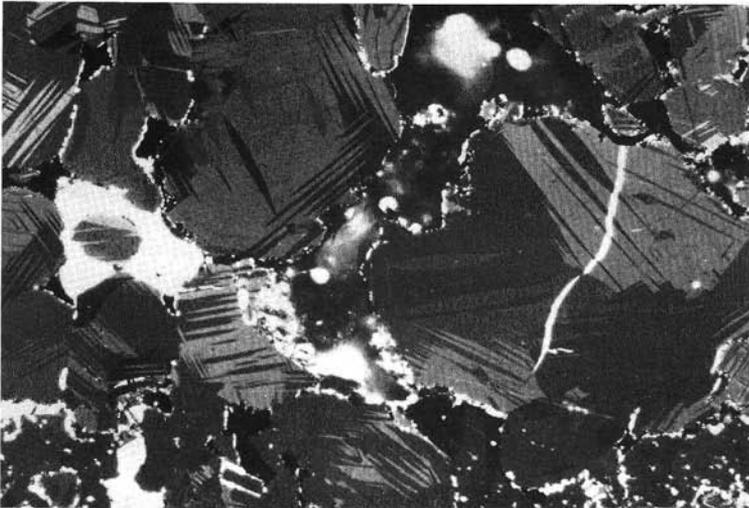


Abb. 30: Probe SO 26–198 D.

Ausschnitt aus körnigem Kupferkies, der deutlich die charakteristischen oleanderblatt- bis lanzettförmigen Umwandlungslamellen von Hochtemperatur-Kupferkies ausgeprägt hat. Natürliche Risse bzw. Hohlräume sowie die wenige Gangart erscheinen teilweise durch Innenreflexe stark aufgehellt bis weiß.

Anschliff, Vergr.: 210 ×, + Pol.



Abb. 31: Probe SO 26-182 D.
Idiomorpher tafeliger Magnetkies (lichtgrau) mit Chalkopyrrhotin (Spur dunkler lichtgrau) und etwas Zinkblende (dunkelgrau, fast schwarz). Der Magnetkies ist in seinen Tafeln teilweise bereits stark nach der Basis $\{0001\}$ verdrängt bzw. weggelöst und liegt dann nur noch in Relikten vor. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 250 \times .

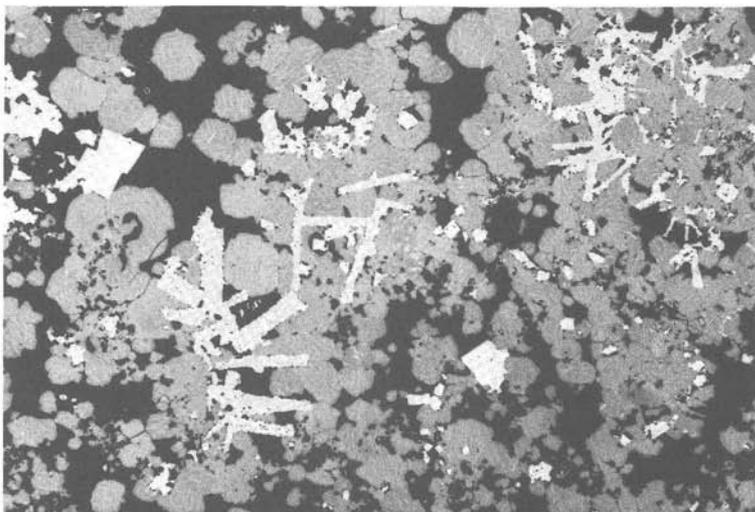


Abb. 32: Probe SO 26-198 D/3.
Körnige Aggregate von Chalkopyrrhotin (mittelgrau), der feine Entmischung von Kupferkies (heller mittelgrau) aufweist, in Verwachsung mit einigen Kristall-Aggregaten von Pyrit (hellgrau) sowie mit Pyrit pseudomorph nach idiomorphem, tafeligem Magnetkies, der bereits zur Gänze verdrängt ist. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 150 \times .

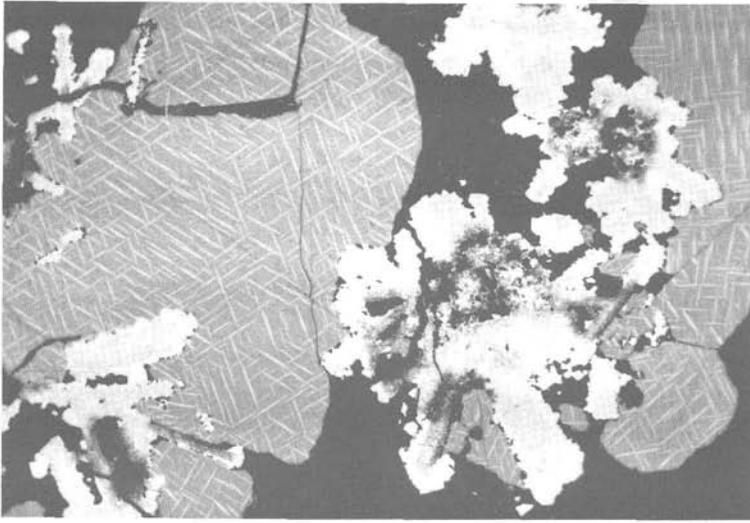


Abb. 33: Probe SO 26-198 D/3.

Kristall-Aggregate von Magnetkies, dessen idiomorphe Tafeln bereits vollständig von feinkörnigem Pyrit (lichtgrau) verdrängt bzw. pseudomorphosiert wurden, verwachsen mit körnigem Chalkopyrrhotin (mittelgrau), der Entmischung von Kupferkies (heller mittelgrau) in feinen Spindeln aufweist. Die ehemaligen Magnetkies-Tafeln werden außen von vorherrschend Markasit (hellgrau) und etwas Pyrit (ebenfalls hellgrau) gesäumt, die beide stellenweise kleine Kristalle ausgebildet haben. Gegenüber diesen Säumen erscheint der noch feinkörnigere Pyrit in den Pseudomorphosen nach den Magnetkies-Tafeln etwas dunkler, wodurch deren ehemalige Umrisse („Seelen“) ersichtlich werden können. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375 ×.

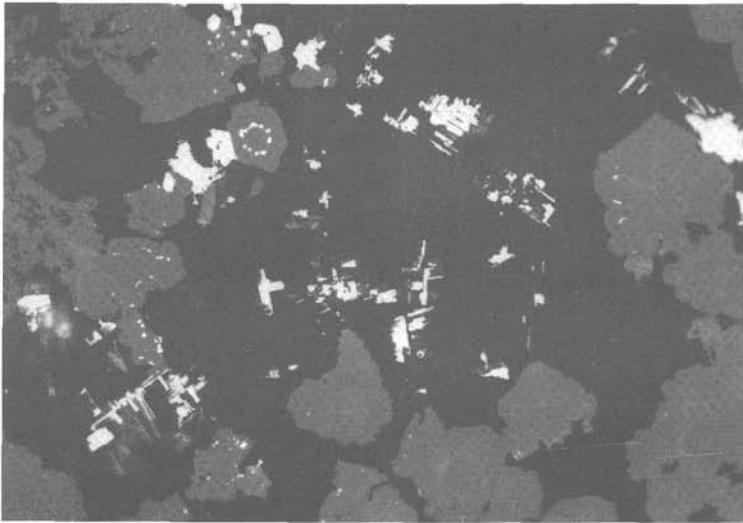


Abb. 34: Probe SO 26-182 D.

Bleiglanz (hellgrau) findet sich vor allem in Form kleiner Kristallskelette in Poren bzw. Hohlräumen (schwarz) um Zinkblende (dunkelgrau, verschiedene Töne; örtlich Innenreflexe) und Schalenblende (ebenfalls dunkelgrau, örtlich Innenreflexe), stellenweise auch mit diesen verwachsen. Zinkblende weist geringe Unterschiede im Reflexionsvermögen auf und läßt dadurch Verzwilligung erkennen. Zinkblende und Schalenblende enthalten gelegentlich ein wenig Chalkopyrrhotin (ebenfalls hellgrau), der in letzterer stellenweise den rhythmisch konzentrisch-schaligen Aufbau verdeutlicht. Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 375 ×.



Abb. 35: Probe SO 26-182 D.
 Kristallskelett von Bleiglanz (lichtgrau) in Hohlraum (schwarz) zwischen Schalenblende (dunkelgrau, z. T. Innenreflexe). Diese enthält Spuren von Chalkopyrrhotin (ebenfalls lichtgrau) und zeigt stellenweise deutlich den rhythmisch-schaligen Aufbau.
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

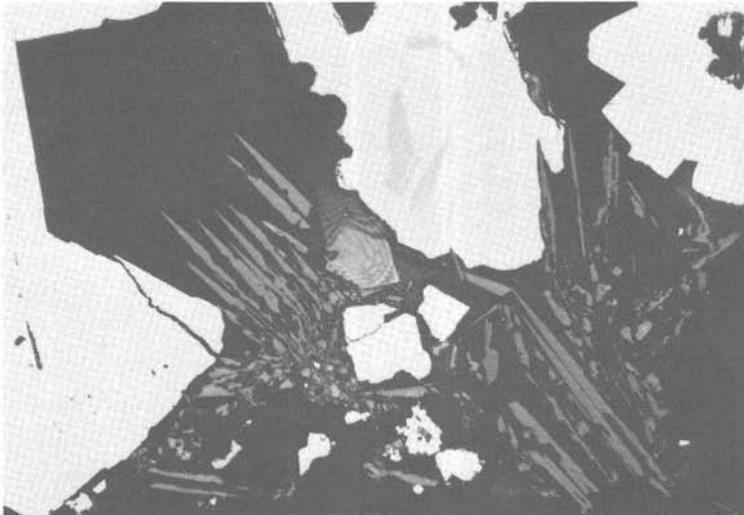


Abb. 36: Probe SO 26-198 D.
 Idiomorpher, dünn tafelig nach $\{0001\}$ entwickelter Eisenglanz (dunkelgrau, eine Tafel zeigt Innenreflexe – Bildmitte) mit Kupferkies (hellgrau), der etwas Chalkopyrrhotin (mittelgrau) entmischt enthält sowie mit Kristall-Aggregaten von Pyrit (hellgrau, fast weiß; linker Bildrand, rechte obere Bildecke). Natürliche Poren bzw. Hohlräume, wenig Gangart (schwarz).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 1000 ×.

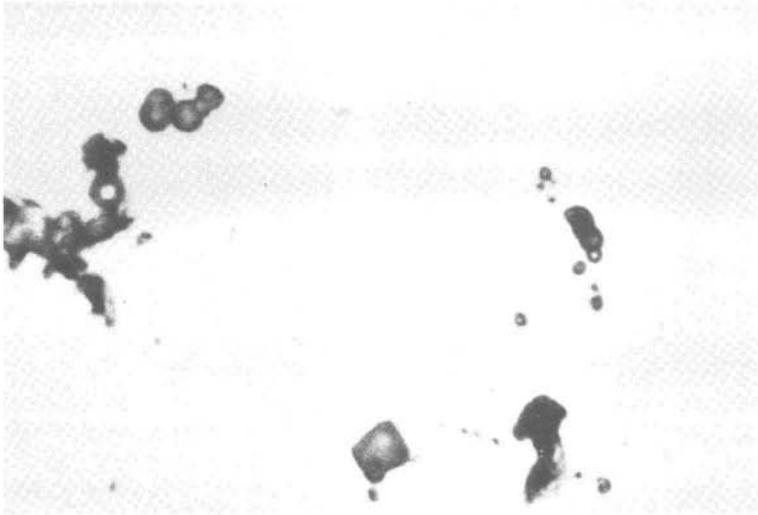


Abb. 37: Probe SO 26-198 D.
 Markasit (hellgrau) enthält als kleine Einschlüsse Pseudomorphosen nach vermutlich *Pyroditium* (knospig, kleine Nebenknospen an Stielen).
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 3200 ×.

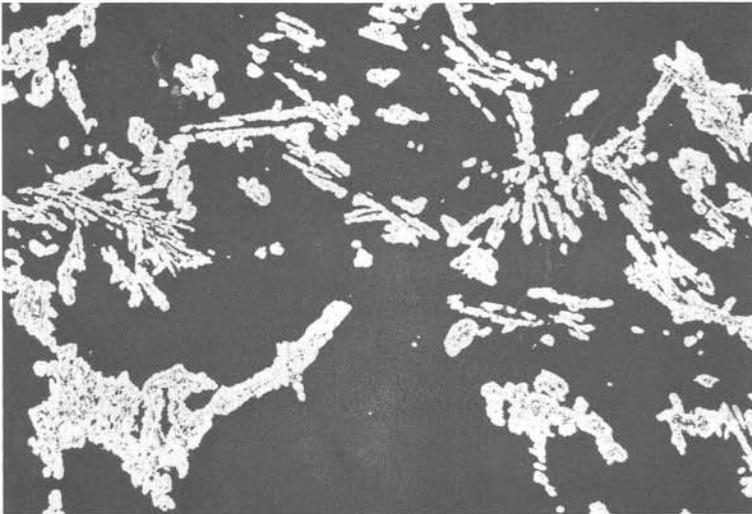


Abb. 38: Probe SO 26-198 D/9.
 Netzförmige Aggregate von Pyrit (hellgrau, fast weiß) in Glas-Gangart (schwarz, durch Innenreflexe örtlich etwas aufgehellt) enthalten diese stellenweise in zahlreichen kleinen Einschlüssen als „Fülle“. Gelegentlich säumt Pyrit längliche Mikrolithen. Spuren von Limonit (dunkelgrau, fast schwarz, in Abb. kaum erkennbar) verheilen dünne Risse in der Gangart.
 Anschliff, Vergr.: 120 ×.

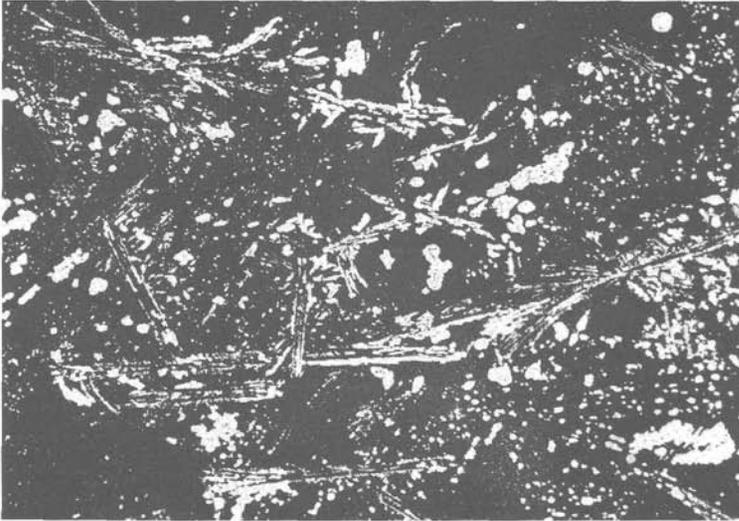


Abb. 39: Probe SO 26-198 D/9.

Pyrit (hellgrau, fast weiß) durchstäubt in feinkörnigen Aggregaten die Glas-Gangart (schwarz) und säumt außerdem längliche Mikrolithen in dieser. Anschliff, Vergr.: 120 \times .

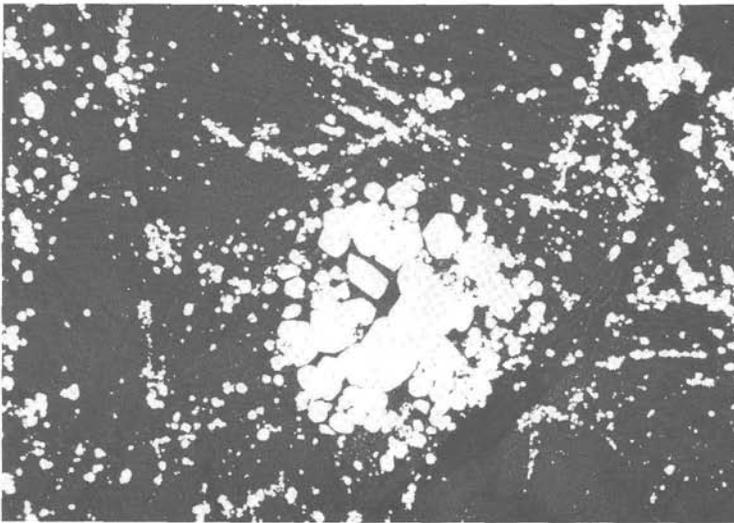


Abb. 40: Probe SO 26-198 D/9.

Glas-Gangart (fast schwarz bis schwarz) weist stellenweise längliche Mikrolithen, z. T. radialstrahlig angeordnet, auf und enthält reichlich Pyrit (hellgrau, fast weiß), der in seinen kleinen sowie größeren Aggregaten häufig idiomorphe Ausbildung erkennen läßt. Anschliff, Vergr.: 150 \times .

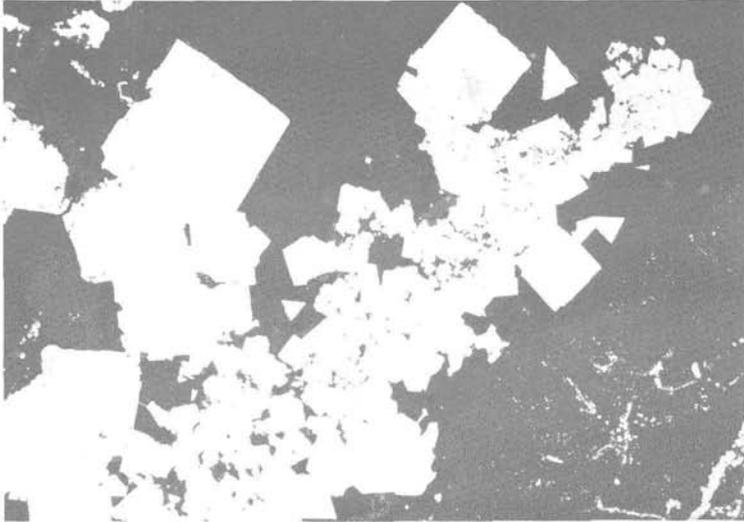


Abb. 41: Probe SO 26-198 D/9.

Glas-Gangart (schwarz) enthält deutlich idiomorph entwickelten Pyrit (hellgrau, fast weiß), der diese stellenweise in feinen Einschlüssen, auch zonar angeordnet, führen kann. Daneben findet sich ein wenig Pyrit in feinkörnigen, z. T. netzförmigen Aggregaten.
Anschliff, Vergr.: 60 ×.

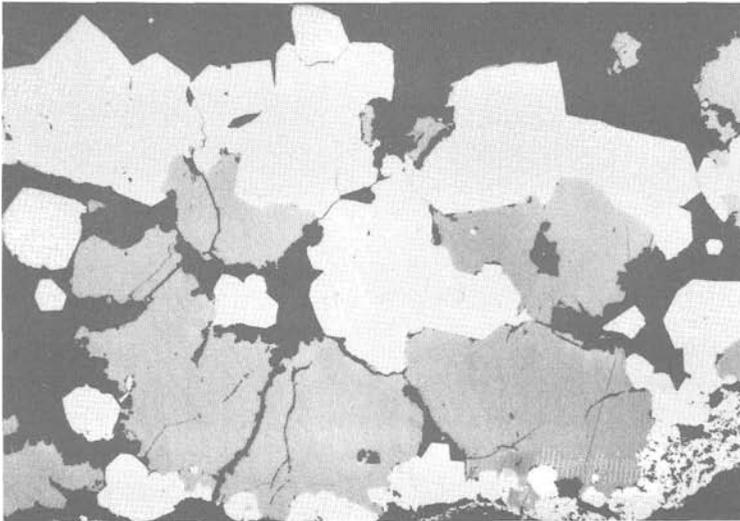


Abb. 42: Probe SO 26-198 D/14.

Glas-Gangart (schwarz), darin Kristall-Aggregat von Pyrit (hellgrau, fast weiß) mit Kupferkies (mittelgrau), der auf Grund seiner geringeren Kristallisationsfreudigkeit auch Negativformen („Zwickel“) zwischen Pyrit einnimmt. Randlich liegt außerdem ein wenig Pyrit in netzförmigen Aggregaten vor, die zahlreiche kleine Gangart-Einschlüsse als „Fülle“ aufweisen und verheilt außerdem einen Riß in der Gangart.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 60 ×.

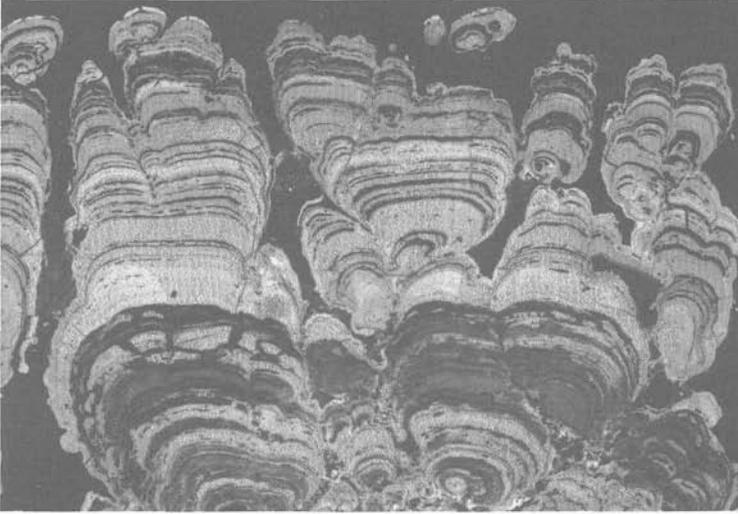


Abb. 43: Probe SO 18 DK 75 a.
Kobaltreiche Fe-Mn-Kruste auf Basalt aus dem Zentralpazifik zeigt prächtige kolloidale Strukturen: Ausgeprägte rhythmisch schalige, teils konzentrisch-schalige, Wechsellagerung von feinen Fe-Oxid-reichen (dunkelgrau, verschiedene Töne; vor allem in unterer Bildhälfte – Liegendes) und Mn-Oxid-reichen Lagen (mittelgrau – lichtgrau in verschiedenen Tönen; vorherrschend in oberer Bildhälfte – Hangendes). Natürliche Poren und Hohlräume (schwarz).
Anschliff, Vergr.: 30 ×.

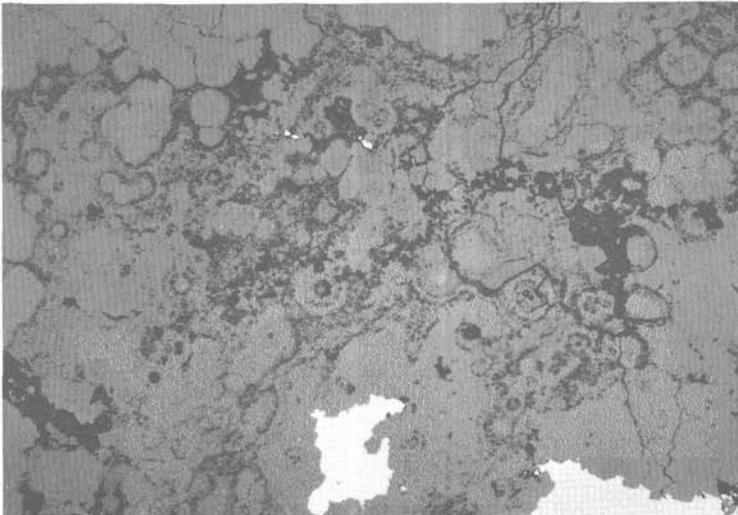


Abb. 44: Westliche USA.
Rhythmisch konzentrisch-schalige Massen von Schalenblende (dunkelgrau) in Karbonat-Gangart (schwarz). Stellenweise findet sich etwas Bleiglantz (hellgrau, fast weiß).
Anschliff, Vergr.: 120 ×.

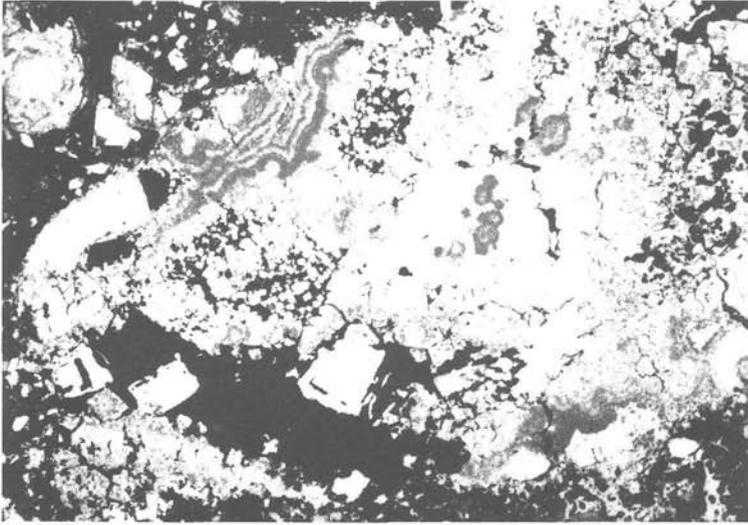


Abb. 45: Westliche USA.

Bleiglanz (hellgrau, fast weiß) zeigt häufig deutlich rhythmisch schalige bis konzentrisch-schalige Wechsellagerung mit Schalenblende (dunkelgrau). Beide werden teilweise von Schrumpfungsrissen durchzogen, die von Karbonat-Gangart (schwarz) verheilt werden. Daneben liegt Bleiglanz stellenweise außerdem in kleinen sowie etwas größeren idiomorphen Kristallen vor, meist eingebettet in Karbonat-Gangart.

Anschliff, Vergr.: 120 ×



Abb. 46 a

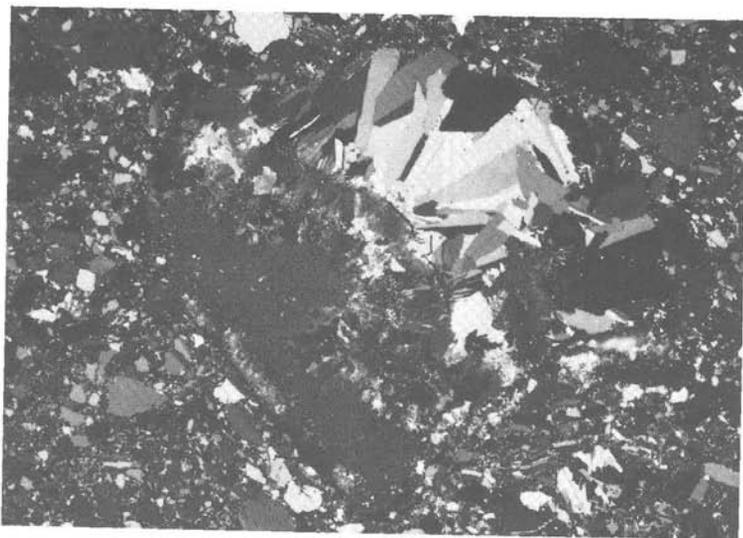


Abb. 46 b

Abb. 46: Westliche USA.

Erzbreccie mit großem Bruchstück aus rhythmisch schaliger Wechsellagerung von Pyrit (lichtgrau), feinkörnigem Markasit (lichtgrau, verschiedene Töne durch schwachen Reflexionspleochroismus) und Schalenblende (dunkelgrau, fast schwarz), abschließend mit gröberkörnigem Markasit, eingebettet in kleinere Bruchstücke dieser Sulfide sowie etwas Bleiglanz (mittelgrau) und Karbonat-Gangart (schwarz). In Abb. 46 b ist durch die starken Anisotropieeffekte von Markasit dessen Kornaufbau, besonders in der rhythmischen Wechsellagerung des großen Bruchstückes, deutlich ersichtlich. Pyrit erscheint gleichmäßig dunkelgrau, fast schwarz, Schalenblende und Karbonat-Gangart durch Innenreflexe teilweise aufgehellt. Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 120 \times , Abb. 46 a: 1 Pol., Abb. 46 b: + Pol.

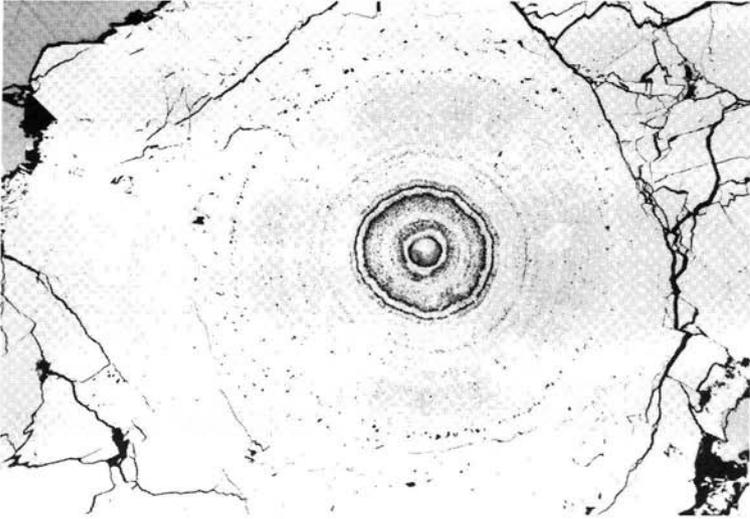


Abb. 47 a

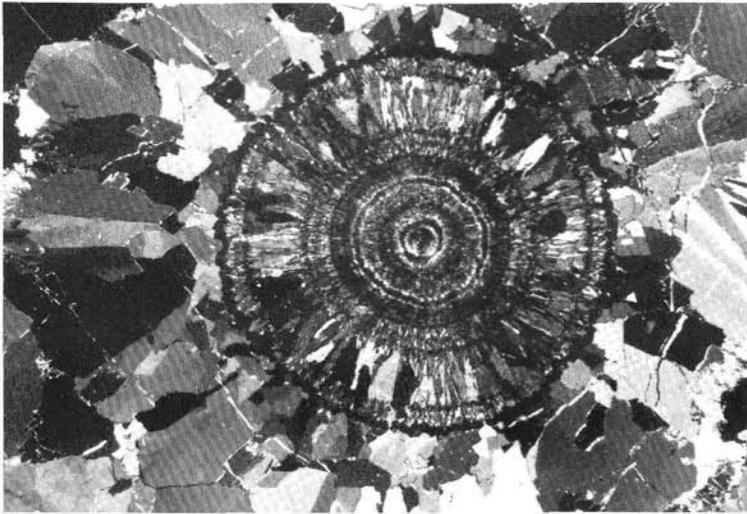


Abb. 47 b

Abb. 47: Westliche USA.

Prächtigt rhythmisch konzentrisch-schaliger sowie außerdem radialer Markasit (lichtgrau, verschiedene Töne durch schwachen Reflexionspleochroismus) mit Pyrit (lichtgrau) und örtlich etwas „Zwischenprodukt“ (dunkelgrau). Randlich liegt etwas Bleiglanz (mittelgrau; linke obere und rechte untere Bildecke) vor, ferner ein wenig Karbonat-Gangart (schwarz). In Abb. 47 b ist der konzentrisch-schalige Pyrit (dunkel) deutlich vom Markasit mit dessen starken Anisotropieeffekten zu unterscheiden, wodurch der Aufbau dieser kolloidalen Struktur besonders gut ersichtlich wird. Die Karbonat-Gangart erscheint durch Innenreflexe teilweise stark aufgehellt.

Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 120 ×, Abb. 47 a: 1 Pol., Abb. 47 b: + Pol.

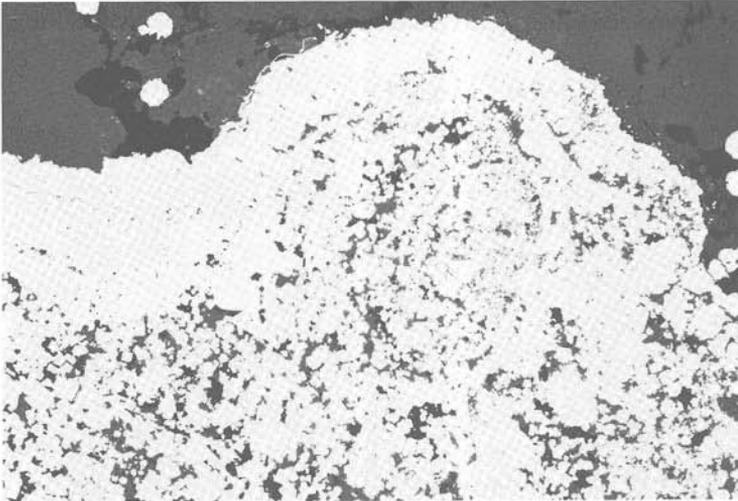


Abb. 48: Meggen/Lenne (Bundesrepublik Deutschland).

Trotz schwacher regionalmetamorpher Überprägung ist die Natur der ehemaligen rhythmischen Fällungen von Pyrit und Schalenblende noch gut zu erkennen, die von diesem mit Zinkblende nachgezeichnet werden. Der konzentrisch-schalige Pyrit (hellgrau) liegt jetzt etwas aufgesproßt in feinen Verwachsungen mit nunmehr Zinkblende (dunkelgrau) vor, in denen er kleine Kristalle bzw. Kristall-Aggregate bildet, die stellenweise eingebettet in Zinkblende und örtlich etwas Gangart (schwarz) liegen. Die randlich angrenzende größere Zinkblende-Partie enthält neben Gangart, z. T. mit dieser, außerdem einige kleine Himbeer-Pyrite. Anschliff, Ölimmersion, Vegr.: 120 ×.

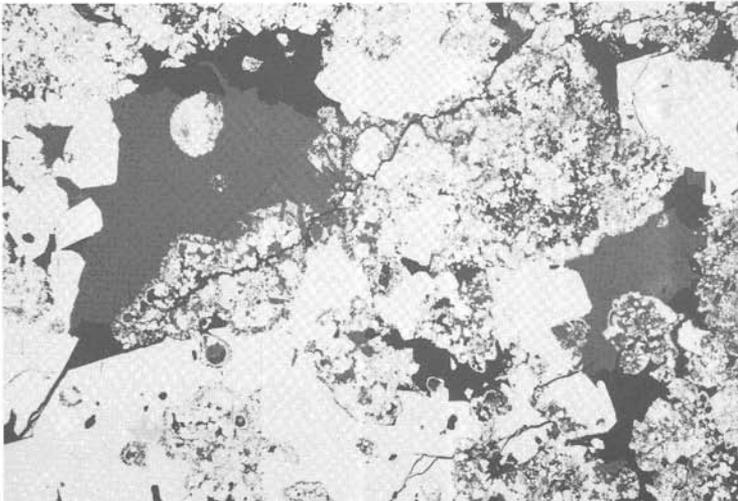


Abb. 49: Meggen/Lenne (Bundesrepublik Deutschland).

Neben feinen rhythmisch konzentrisch-schaligen Aggregaten von Pyrit (hellgrau) mit Zinkblende (dunkelgrau, örtlich Innenreflexe), mit denen sich auch Melnikovitpyrit (lichtgrau – mittelgrau) findet, tritt Pyrit außerdem in aufgesproßten, stellenweise einschlußfreien, idiomorph-idioblastischen Aggregaten auf. Gangart (schwarz) läßt randlich gegen größere Zinkblende-Partien z. T. idiomorphe Ausbildung erkennen. Anschliff, Ölimmersion, Vegr.: 150 ×.

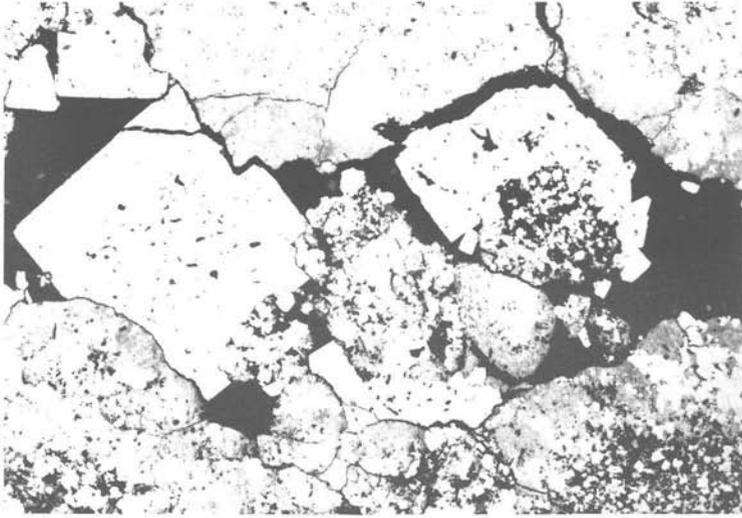


Abb. 50: Meggen/Lenne (Bundesrepublik Deutschland).
Kugelig-radiale, etwas konzentrische Massen von Melnikovitpyrit (lichtgrau-mittelgrau), darin z. T. noch etwas Markasit (lichtgrau, in Abb. kaum zu unterscheiden von Pyrit) in Verwachsung mit aufgesproßtem, idiomorph-idioblastischem Pyrit (ebenfalls lichtgrau), der stellenweise reichlich Einschlüsse von Gangart (schwarz) enthält. In der Gangart finden sich kleine Partikelchen von Kohle (dunkelgrau, fast schwarz) und Spuren von Rutil (mittel dunkelgrau).
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 75 ×.

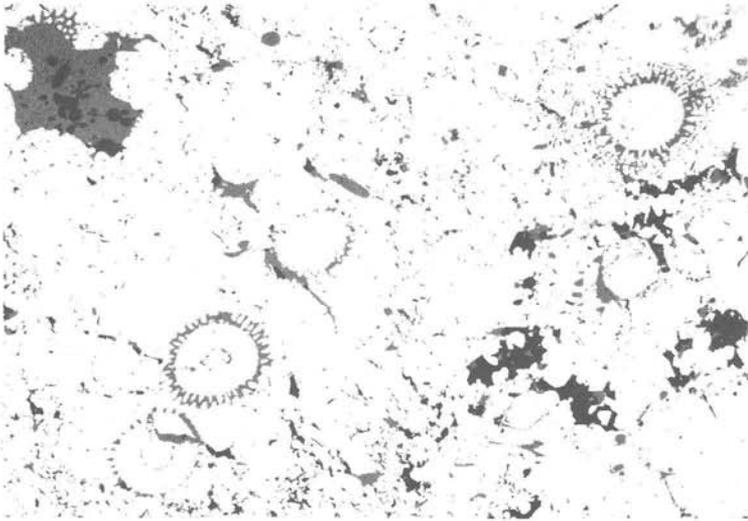


Abb. 51 a



Abb. 51 b

Abb. 51: Meggen/Lenne (Bundesrepublik Deutschland).
 In feinkörniger Grundmasse aus vorherrschend Pyrit mit etwas Markasit (beide lichtgrau, verschiedene Töne) finden sich Radiolarien-Skelette (cf. Spumellaria) erhalten, die von Zinkblende (dunkelgrau) verdrängt und ausgezeichnet abgeformt bzw. pseudomorphosiert werden. Eine größere Zinkblende-Partie zeigt ebenfalls Verdrängung bzw. Pseudomorphosierung eines Radiolarien-Skelettes (linke obere Bildecke). Örtlich findet sich ein wenig Gangart (schwarz), auch in der Zinkblende. Pyrit zeigt stellenweise aufgesproßte kleine Kristall-Aggregate in und gegen Gangart.
 Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: Abb. 51 a: 120 \times , Abb. 51 b: 375 \times .

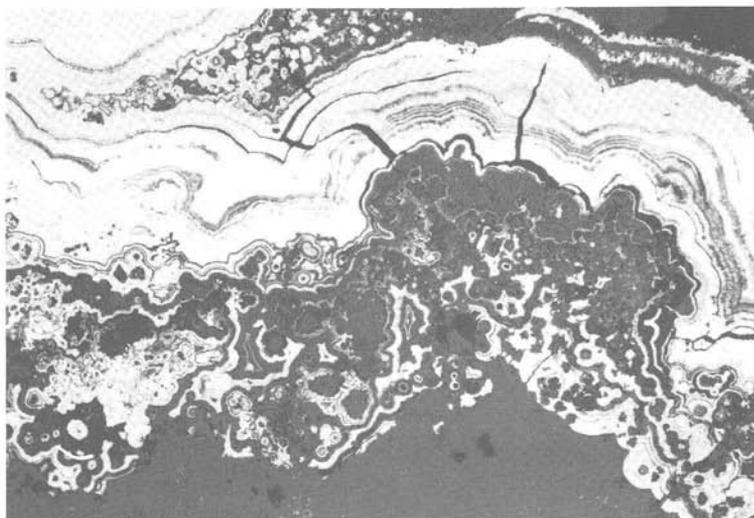


Abb. 52: Veovača (Bosnien, Jugoslawien).
Ausgezeichnet rhythmisch schalige, z. T. auch konzentrisch-schalige Massen von Schalenblende (dunkelgrau) und Pyrit (hellgrau). Stellenweise treten typische Schrumpfrisse auf, die von Gangart (schwarz) verheilt werden.
Anschliff, Ölimmersion, Vergr.: 75 ×.

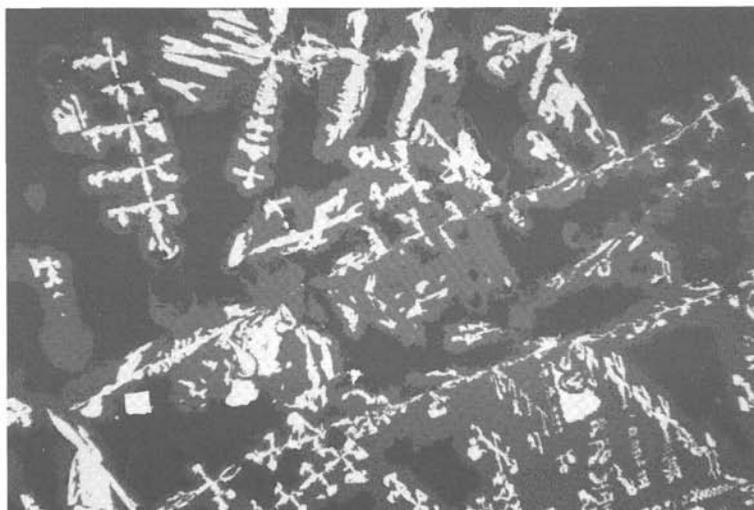


Abb. 53: Topla (Slowenien, Jugoslawien), Horizont +1143 m.
Dendritische bzw. „gestreckte“ Aggregate von Schalenblende (dunkelgrau) in Karbonat-Gangart (schwarz) enthalten prächtige Kristallskelette von Bleiglanz (hellgrau, fast weiß). Örtlich findet sich randlich kleiner, teilweise idiomorpher Pyrit (ebenfalls hellgrau, fast weiß) in der Karbonat-Gangart.
Anschliff, Vergr.: 10 ×.

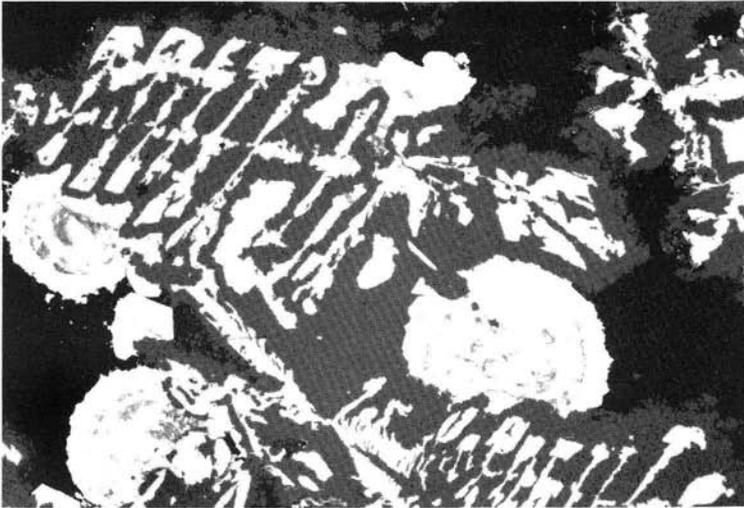


Abb. 54: Topla (Slowenien, Jugoslawien), Horizont +1143 m.
Ausschnitt aus dendritischen bzw. „gestrickten“ Aggregaten von Schalenblende (dunkelgrau), in denen Bleiglanz (lichtgrau) in Form typischer Kristallskelette vorliegt. Randlich, gegen die Karbonat-Gangart (schwarz), findet sich stellenweise kugelig, z. T. auch radialer, vorherrschend rhythmisch konzentrisch-schaliger Pyrit (hellgrau, fast weiß) mit etwas Schalenblende und ist in diesen rhythmischen Massen zumindest teilweise paramorph nach Markasit. Örtlich tritt außerdem ein wenig Pyrit auf, der idiomorphe Begrenzung zeigen kann.
Anschliff, Vergr.: 30 ×.