

Die Erzmineralparagenese im Marmor von Wunsiedel/Fichtelgebirge

(Ein paragenetischer Vergleich mit dem Mineralinhalt der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen)

Mitteilung aus dem Institut für Mineralogie der Technischen Universität Berlin

von

H. Felser, E. Seeliger und H. Strunz*)

Mit 27 Abbildungen und 4 Tabellen

Inhalt

1. Einleitung	35
2. Geographisch-geologischer Überblick	36
3. Erzmikroskopische, paragenetische und strukturelle Untersuchungen an Erzen aus dem Wunsiedeler Marmor und seiner Nebengesteine	38
4. Paragenetischer Vergleich mit dem Erzmineralinhalt des Vorkommens der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen	45
a. Epi- bis mesothermal-hydrothermale Bildungen	46
b. Meso- bis katathermal-hydrothermale Teilparagenese	48
c. Kontaktpneumatolytische Teilparagenese	49
d. „Liquidmagmatische“ Teilparagenese	50
5. Zusammenfassung	50

1. Einleitung

Die Marmorvorkommen der Umgebung von Wunsiedel gehören zu den berühmtesten Mineralfundstätten des Fichtelgebirges. Sie wurden bereits von M. von FLURL 1792 in seiner Beschreibung der Gebirge von Bayern und der Oberen Pfalz erwähnt und haben bis zum heutigen Tage in zunehmendem Ausmaß einen größeren Kreis von Mineralogen und Geologen interessiert.

In ihrer mineralogischen Erforschung und Beschreibung hat sich besonders verdient gemacht die Apothekerfamilie SCHMIDT (seit 1768 im Besitz der Wunsiedeler Stadtapothek). Sie war immer naturwissenschaftlich und speziell mineralogisch-geognostisch interessiert, hat Mineralien gesammelt und verfügte lange Zeit über die beste mineralogische Lokalsammlung der Gegend. Durch Veröffentlichungen zunächst von Friedrich SCHMIDT (1858), später von Adolf SCHMIDT (1895 und 1903) ist der Mineralinhalt der Fichtelgebirgsmarmore relativ gut bekannt geworden.

Eine Fülle von weiteren Arbeiten (siehe das Literaturverzeichnis) hat das Bild unserer Vorstellungen von Aufbau und Schicksal dieses Gesteinskomplexes in mineralogischer, besonders aber in geologischer Hinsicht allmählich abgerundet.

Trotzdem fehlt es nicht an Problemen. Uns interessierte z. B. ob überhaupt und,

* Dipl.-Mineraloge Heinrich Felser, Mineralog.-Petrographisches Institut der TH, 33 Braunschweig, Konstantin-Uhde-Str. 1.

Prof. Dr. Erich Seeliger und Prof. Dr. Dr. Hugo Strunz, Institut für Mineralogie (Kristall-, Mineral-, Gesteinskunde), Technische Universität Berlin.

wenn ja, in welchem Ausmaße Beziehungen bestehen können zwischen den lange und gut bekannten Erzmineralparagenesen der Grube Bayerland bei Waldsassen und der geringfügigen Erzführung im Wunsiedeler Marmor, weil uns schon durch die Arbeiten von Friedrich und Albert SCHMIDT paragenetische Ähnlichkeiten in beiden Vererzungen bekannt waren. Wir hofften, durch erzmikroskopische Untersuchungen eines ungewöhnlich umfangreichen Materials zeigen zu können, daß aus gleichen oder ähnlichen Stoffbeständen gleicher oder ungleicher Herkunft und wahrscheinlich ungleichen Alters dann gleiche oder ähnliche Mineralparagenesen entstehen, wenn das Schicksal solcher Stoffbestände in physikalisch-chemischer Hinsicht gleich gewesen ist.

Bei der räumlich engen Nachbarschaft beider Vorkommen, ihrer Lage im gleichen und \pm gleich hoch metamorphen Gesteinskomplex war hier natürlich die Einflußnahme der Metamorphose auf Mineralisierungs- und Ummineralisierungsvorgänge als gleichartig anzunehmen. Der Stoffinhalt ist im Wunsiedeler Marmor sicher z. T. synsedimentär, in Bayerland mit großer Wahrscheinlichkeit auch, während das Alter beider Vorkommen nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis verschieden ist.

Wir glaubten außerdem nachweisen zu können, daß es nicht eines Magmas als Stofflieferanten bedarf, um paragenetisch und formal verschieden hochtemperierte pneumatolytische oder hydrothermale Vererzungen zu erzeugen, sondern daß auch die Polymetamorphose selbst als Energiequelle aus synsedimentären Stoffbeständen als Konvergenzerscheinung gleiches vermag.

2. Geographisch-geologischer Überblick

Die ersten stratigraphischen Einheiten, die schon C. W. v. GÜMBEL aus den kristallinen Schiefen des Fichtelgebirges ausgeschieden hatte, waren die Marmore. Sie liegen in Form zweier mehr oder minder stark zerstückelter Züge in einer Serie aus Graphitschiefern, Phylliten, Phyllitquarziten und Quarziten, die v. GÜMBEL als „Phyllit-Serie“, v. GAERTNER (1942) als „Arzberger Serie“ zusammenfassend bezeichnet hat. Diese „Arzberger Serie“ tritt in einem großen, als Fichtelgebirgs-Hauptsattel bezeichneten Aufbruch in der Umrahmung der Fichtelgebirgsgranite unter jüngeren, ordovizischen Gesteinen zu Tage. Ihr Metamorphosegrad nimmt von Osten nach Westen zu, ist

Gegenüberstellung der Arzberger Serie

im Raum um Arzberg v. GAERTNER 1942	im Raum um Wunsiedel STETTNER 1958
Hangendes Ordovizium	
Frauenbachquarzit	nicht vorhanden
Bänderschiefer und Plattenquarzit	Plattenquarzite fehlen. Wechsellagerung von dunklen, z. T. gebänderten Quarziten und Muskovit-Biotit-Glimmerschiefern
Graphitführende Tonschiefer	Graphitschieferserie (Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer mit lagenweiser Graphitanreicherung). Einlagerung von Kalksilikaten
„Wunsiedeler Marmor“	Wuns. Marmor, massige Kalksilikatfelse
nicht vorhanden	Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer, Quarzite. Einlagerung von Amphiboliten.

aber schon auf Blatt Waldsassen (1942 von v. GAERTNER aufgenommen) so stark, daß keine Fossilreste mehr feststellbar sind. Da die Gesteinsfolge aber südlich von Arzberg ohne erkennbare Diskordanz unter den Kohlwaldquarzit (entspricht dem ordovizischen Frauenbachquarzit Thüringens) abtaucht, gilt ihr präordovizisches Alter als gesichert. Lange Zeit hielt man den Marmor für das Liegende und damit das Älteste der Arzberger Serie, bis G. STETTNER 1958 anlässlich der Kartierung von Blatt Fichtelberg den Nachweis von noch älteren Muskovit-Biotit-Glimmerschiefern führte. Das geologische Alter der Marmore ist bis heute noch nicht eindeutig geklärt. Es stehen zur Diskussion die Ansichten von A. WURM (1932), SCHWARZBACH (1936) und BENDERKE (1956), die algonkisches Alter annehmen, während v. GAERTNER (1942) sie für unterkambrisch hält.

Der nördliche der beiden Wunsiedeler Marmorzüge beginnt bei Mehlmeisel, wird durch den Fichtelgebirgsrandgranit (Kösseine-Granit) unterbrochen und setzt sich jenseits desselben von Eulenlohe über Tröstau, Wunsiedel, Hohenbrunn, Sinatengrün, Göpfersgrün, Thiersheim, Stemmas, Kothigenbibersbach bis nach Hohenberg fort. Der südliche beginnt bei Unterwappenöst, tritt dann aber erst jenseits einer großen, parallel der Fränkischen Linie verlaufenden Störungszone (Fichtelnaabstörung) bei Neusorg wieder auf und läßt sich mit teilweise großen Unterbrechungen über Pullenreuth, Dechantsees, Waldershof bis nach Marktredwitz verfolgen. Hier wird er durch den Intrusivkomplex des Redwitzites und Porphygranites unterbrochen, zieht dann aber von Röthenbach aus über Arzberg nach Schirnding, wo er unter die hangenden Graphitschiefer abtaucht. Zwischen dem nördlichen und südlichen Kalkzug liegen bei Ebnath zwei weitere, wenig untersuchte, kleinere Marmor- bzw. Kalksilikathornfelschollen. In der Umgebung von Wunsiedel wird der Marmor meist von \pm mächtigen diluvialen und alluvialen Lehmen und Schottern überdeckt, unter denen oft noch mächtigere tertiäre Verwitterungslehme mit Einschlüssen von Quarzgeröllern auftreten. Solche Verwitterungslehme greifen z. T. in Form von Karren oder geologischen Orgeln mitunter tief in den Marmor hinein.

Dieser selbst ist ein mittel- bis grobkörniges und fast ausschließlich aus Kalkspat bestehendes Gestein, das durch Einlagerungen verschiedenster Art bisweilen gefärbt erscheint. Dabei ist der Marmor fast immer gut geschichtet und nur selten massig. Hin und wieder finden sich feinkörnige dolomitische Lagen und selten auch unregelmäßigere, wohl metasomatisch entstanden zu deutende Dolomitisierungen. Die geringfügige Verzerrung folgt im allgemeinen der Schichtung, seltener tritt sie als Ausdruck von Mobilisierungen des Stoffbestandes auch in Klüftchen und Haarspalten des Gesteines oder auf Intergranularen des Calcitgefüges auf.

Fast ständige Begleiter des Marmors im Wunsiedeler Raum sind Züge aus massigen Kalksilikathornfelseln, die im wesentlichen als Produkte der gleichen Regionalmetamorphose an stratigraphisch äquivalenten, aber faziell und der chemischen Zusammensetzung nach anders gearteten Ausgangssedimenten aufgefaßt werden müssen. Nur ein kleiner Teil von ihnen weist auf Kontaktmetamorphose mit Stoffzufuhr hin. STETTNER (1958) macht z. B. darauf aufmerksam, daß im unmittelbaren Kontaktbereich mit dem frühvaristischen Granit der Wunsiedeler Bucht, der heute als Orthogneis in Hornfelsfazies vorliegt, die Kalke fast vollständig in Kalksilikatfelse, z. T. sogar Kalksilikatquarzite umgewandelt wurden. Andererseits hat aber STETTNER auch sicher richtig erkannt, daß der kontaktmetamorphe Einfluß der varistischen Granite auf die Marmore sehr viel geringer ist. Das scharf geregelte Korngefüge und die differentielle

Feinfältelung der silikatischen Lagen spricht für einen präorogenen Silikatbestand und nicht für postorogene Zufuhren. Schließlich ist nicht zu übersehen, daß die nördlich des Marmorzuges liegenden Äquivalente mehr oder weniger in Kalksilikate umgewandelt sind, und gerade das weist eher auf Fazieswechsel als auf Kontaktwirkungen des Weisenstädter Porphygranites hin.

Fast alle Kalksilikathornfelse der Gegend sind durch die wechselnde Mineralisation mit Granat, Diopsid, Epidot, Hornblende usw. schön gebänderte Gesteine und enthalten mehr oder weniger fein verteilt auch Carbonat. Seine Anwesenheit führt im Zusammenhang mit seiner leichten Auslaugbarkeit bei beginnender Verwitterung zu einem sehr augenfälligen Heraustreten einer Feinfältelung.

In unsere Untersuchungen gelegentlich miteinbezogen worden ist der sekundäre und, wenn reliktilsch erhalten, auch der primäre Erzmineralinhalt von Gesteinen, die WURM (1925 und 1932) als Amphibolit- und Chloritamphibolitgänge beschrieben hat. Sie treten sowohl als konkordante Einschaltungen in Form von Lagergängen im Marmor, als auch dessen Schichtung diskordant durchschneidende Gänge verschiedener Mächtigkeit, z. T. mit apophysenartigen Abläufem verknüpft im Bereich der Wunsiedeler Marmorbrüche häufiger auf. In den lagergangartigen Typen ist die Schieferung gut ausgeprägt und verläuft parallel zum Salband, während sie in den diskordanten Gängen im Marmor schief zum Salband liegt. Die auftretenden Richtungen sind parallel mit einer fast immer deutlichen biachsialen Striemung im Marmor selbst, die hier oft so ausgeprägt ist, daß er in scheitartige, stark geriefte Körper ausgewalzt ist.

Diesen ganz knappen, kleintektonischen Angaben muß hinzugefügt werden, daß auch die ac-Klüftung, die die massigen Kalke in größere Blöcke auflöst und zugleich Angriffsfläche für Anlösungseffekte und metasomatische Reaktionen durch Oberflächenwässer oder aszendierende Säuerlinge im Gefolge des tertiären Basaltvulkanismus gewesen ist, uns hier zu interessieren hat. Kleinfältelung, Schieferung und Klüftung im Kleinstausmaß beeinflußt nämlich das textuelle Bild einiger harter, spröder Erze, und nur insoweit interessieren an dieser Stelle Arbeiten, die auf kleintektonischem und großtektonischem Sektor im Raume Wunsiedel geleistet worden sind (NÖRING 1949, DIMROTH 1960 und STETTNER 1958 und 1960).

3. Erzmikroskopische, paragenetische und strukturelle Untersuchungen an Erzen aus dem Wunsiedeler Marmor und seiner Nebengesteine.

Nachdem sich in den von uns über viele Jahre hinweg betriebenen Aufsammlungen von erzeichen Partien aus dem Wunsiedeler Marmor und seiner Nebengesteine Anzeichen für das Auftreten einer gliederreichen und sicher sehr wechselvoll temperierten Mineralgesellschaft ergeben hatten, wurde es notwendig, eine Bestandsaufnahme mikroskopisch vorzunehmen, zumal die alten tabellarischen Zusammenstellungen von A. SCHMIDT (1895 und 1903) sich bald als unvollständig bzw. ergänzungsbedürftig erwiesen. Unnötig erschien es uns indessen, die Erze von Bayerland neuerlich zu untersuchen, weil diese bereits von SPROSS, MAUCHER, RECHENBERG, RAMDOHR etc. gut beschrieben worden sind.

Unseren Untersuchungsergebnissen liegen mehrere hundert Anschliffe zugrunde, die mikroskopisch durchgesehen wurden; eventuell zweifelhafte Diagnosen versuchten wir

durch Röntgenpulveraufnahmen etc. zu bestätigen; in einigen Fällen standen gut meßbare Kristalle zur Verfügung, die Anlaß zu kleineren Trachtstudien, z. B. bei Pyrit und Arsenkies, gegeben haben.

Naturgemäß ist Eisen das häufigste Element in der Erzmineralparagenese und in der Hauptsache in Form von Magnetkies und Pyrit in ihr fixiert. Zusammen mit Kupfer geht es in den häufigen Kupferkies und in die selteneren Mineralien Cubanit, Vallerit und Chalkopyrrhotin, und all diese sind verknüpft mit Zinkblende mit z. T. hohem Eisengehalt. Hochtemperiert gebildetes Trägermineral von Fe und As ist Arsenkies, doch geht die Hauptmenge des Arsen und Antimon in eine Teilparagenese mit Fahlerz, Gudmundit und Bleiglanz hinein, der neben Silberträgern einige Bleispießglanzminerale enthält.

Um sonst unvermeidliche Wiederholungen bei der knapp gehaltenen Beschreibung der Erze im Wunsiedeler Marmor zu vermeiden, wird die hier angeführte Reihenfolge gewählt, bevor schließlich auf den Molybdänglanz und einige oxidische Erze eingegangen wird.

Magnetkies ist vielleicht häufigstes und verbreitetstes Erz, aber doch bevorzugt in glimmer- und hornblendereichen Marmorvarietäten oder in den begleitenden Amphiboliten anzutreffen. Bei xenomorphen, z. T. hypidiomorphen Kornformen sind die Korndurchmesser allgemein gering, maximal 5 mm. Entmischungsartige Verwachsungen beider Magnetkiestypen (α -FeS und β -FeS, Abb. 1) sind gemein, echte Entmischungen, etwa von Pentlandit, dagegen selten. Sie sind beschränkt auf FeS der Amphibolitgänge oder der hornblendereichen Lagen im Marmor und im Einzelkorn auf die Randpartien, was vielleicht für einen zonar etwas verschiedenen Chemismus spricht. Hypidiomorphe Pentlanditkörner mit der charakteristischen Spaltbarkeit sind nur einmal beobachtet, mehrfach dagegen die typischen Pentlanditflammen \parallel (0001)-FeS (Abb. 2). Im Gegensatz zur Seltenheit von Pentlandit steht, daß in 10 spektralanalytisch untersuchten Magnetkiesproben aus dem Marmor von Wunsiedel in allen Fällen etwas Ni, Mn sowie Spuren von Ti vorhanden waren, ein Befund, der auch von Magnetkiesen aus dem Kontaktmarmor von Auerbach-Hochstätten bekannt ist.

Genesis und Altersstellung der Magnetkiese sind dubios. Als frühpostsilikatische Bildung füllen sie in xenomorphen Kornaggregaten die Zwickel von Silikaten (Abb. 3). Wahrscheinlich jünger sind Xenoblasten und Hypidioblasten, z. T. mit schönen poikilitischen Strukturen. Auf Grenzflächen zwischen Carbonatkörnern im Marmor finden sich idiomorphe, dünntafelige und wohl tieftemperiert entstandene Einkristalle. Pyrit kann örtlich von seiner Spaltbarkeit \parallel (100) aus von CuFeS_2 , ZnS, aber auch von Magnetkies verdrängt werden. Schließlich findet er sich, selbst verdrängt durch Pyrit, in Form runder Einschlüsse reliktilisch in Pyrit-Idioblasten (Abb. 4). Die Mannigfaltigkeit des Auftretens weist darauf hin, daß FeS nicht durch einaktige Abrüstung aus Pyrit allein entstanden sein kann. Zum Teil ist er sicher hydrothermal bei niedrigen S-Partialdrücken gebildet. Wo es zur Idioblastenbildung von Pyriten im Magnetkies gekommen ist, kann man sich das eigentlich nur unter hydrothermalen Bedingungen und ganz örtlich hohen Schwefeldampfdrücken vorstellen. Es fehlen jedenfalls (vielleicht aber rein zufällig) im vorhandenen Schliffmaterial die für deszendente-hydrothermale Rückbildungen charakteristischen Pseudomorphosen von Pyrit und Markasit nach Magnetkies und die in diesem Bereich auch fast immer anzutreffenden „birds-eye“-Strukturen.

Vom Pyrit hat schon Albert SCHMIDT (1903) die Häufigkeit flächenreicher Einkristalle aus Kalken und Amphibolitschiefern festgestellt, aber an solchen keine Messungen vorgenommen, so daß bisher nur die Formen (100) und das Pentagonododekaeder (210) bekannt waren. Wir fanden besonders schönes Pyritmaterial in einem Bruch, der nördlich der Straße Wunsiedel—Göpfersgrün liegt und erst seit 1950 in Betrieb ist. Anreicherungen winziger Kristalle treten hier im mittelkörnigen, sonst sehr reinen Marmor nahe der Grenze zu hornblendeführenden Einlagerungen auf. Konzentrate, die nach Auflösung des Gesteines mit HCl hergestellt worden sind, enthielten viele gut meßbare und z. T. extrem flächenreiche Kristalle mit Durchmesser bis zu 2 mm. An ihnen herrscht im allgemeinen (210) vor, außerdem waren aber nachweisbar (100), (720), (111), (121) und (142) (Abb. 5).

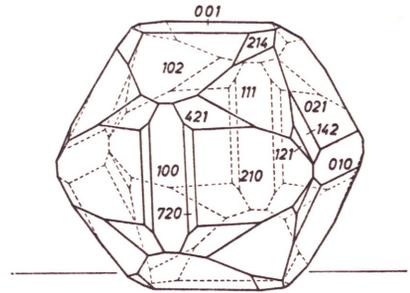


Abb. 5. Pyritkristall.

In Formenreichtum und Flächenqualität stehen die Wunsiedeler Pyritkristalle denen von Brosso oder Traversella, Piemont, nicht nach. Genetisch gesehen bedeutet Flächenreichtum mit kurzlebigen Formen an den winzigen und meist allseitig gleichmäßig gut entwickelten Kristallen ein sehr spontanes Wachstum mit schnellem Ende bei Stoffverbrauch. Es sind so geartete Kristalle unserer Ansicht nach geradezu typogen für Umkristallisationen im Rahmen der Metamorphose vom Kalk zum Marmor. Wie ihre lagenhafte Anordnung zeugt auch ihre Form unserer Ansicht nach dafür, daß Stoffzufuhren nicht eingetreten sind, sondern daß lediglich synsedimentäre oder jedenfalls prämetamorphe Sulfidanreicherungen betroffen worden sind, und daß mit der Kornvergrößerung im CaCO_3 auch nur eine Kornvergrößerung durch Umkristallisation bei den Sulfiden eingetreten ist.

Die größeren Pyrite, die teils in Klüften im Marmor, teils in dessen Schieferung oder in silikatreichen Partien oder in Kalksilikathornfelsen vorkommen, sind im allgemeinen flächenarm und nur von Würfel und Pentagonododekaeder begrenzt und stark gestreift.

Im mikroskopischen Bild fällt auf, daß Pyrite aus silikatreichen Lagen in der Regel Porphyroblasten mit hypidiomorphen Formen darstellen, die bis zu 40 % Silikat siebartig einschließen können (Abb. 6). Auch in kupferkies-magnetkiesreichen Partien ist Pyritblastese verhältnismäßig hoch temperiert bei steigenden S-Partialdrücken während der Metamorphose erfolgt. Naturgemäß werden hier siebartig eingeschlossen Gemenge von Kupferkies und Magnetkies (Abb. 4) oder auch neugebildeter Siderit, der dann auch in der Grenzpartie des FeS_2 -Porphyroblasten gegen FeS saumartig auftritt. (Abb. 7).

Verbunden mit der Schieferung zeigt der Pyrit gelegentlich deutliche Kataklase im Sinne eines Zerbruchs nach seiner Spaltbarkeit. Von dieser oder von der Oberfläche ausgehend kann er durch Magnetkies oder auch durch Kupferkies verdrängt sein. Unserer

Ansicht nach handelt es sich hier um alte Pyrite und um Relikte, die zeigen, daß die Abröstung des FeS_2 zu FeS vielleicht mangels hoher Temperaturen nicht vollständig eingetreten ist. (Abb. 8).

Der Hauptteil des Kupferkieses ist meist mit Magnetkies, Quarz und Silikaten verwachsen, und im Grenzbereich Magnetkies-Kupferkies oder im Kupferkies selbst treten die Kupfer-Eisen-Sulfide Chalkopyrrhotin, Cubanit und Vallerit gelegentlich einschlußartig auf. Flächenreiche, wenn auch kleine Kristalle von CuFeS_2 finden sich in jüngeren, durch Calcit ausgeheilten Teilen der Klüftung, in der Regel mit einer Kruste von Oxydationsprodukten hauptsächlich von Brauneisen, aber auch von Malachit, Azurit und Chrysokoll überzogen. Im mikroskopischen Bild zeigt CuFeS_2 zusammenhängende Partien, die xenomorphe Kornaggregate sind oder aber xenomorphe bis hypidiomorphe Einzelkörner im Marmor.

Das mikroskopische Bild zeigt ferner, daß er als Durchläufermineral sicher zu sehr verschiedenen Zeitpunkten und bei sehr verschiedenen Bedingungen sich gebildet hat. Ein Teil trägt Charakterzüge katathermaler Bildung durch Einschlüsse von sternchenförmigen Zinkblende-Entmischungskörpern (Abb. 9 und 10) oder durch Entmischungskörper von Chalkopyrrhotin (Abb. 11), die oft ebenfalls Sternchenformen haben. Auch Cubanitlamellen (Abb. 12) und im Kupferkies streng orientierte Valleriite (Abb. 10, 13 u. 14) sind hier keine Seltenheit. Als Hochtemperaturform charakterisiert sich diese Form des CuFeS_2 auch dadurch, daß sie sich in Verbindung mit all diesen Entmischungserscheinungen bei gekreuzten Nicols auch als durch Umwandlung mimetisch kompliziert verzwilligt erweist. Viele andere Kupferkiese zeigen nichts davon, ein unkomplizierter innerer Aufbau mit wenigen Zwillinglamellen und seltene Einschlüsse von Pyrit bezeugen spätere, tieftemperierte Bildung.

In einer hornblendereichen Partie im Marmor, die aus der Nachbarschaft eines Amphibolitganges stammt, enthält der Magnetkies Einschlüsse von Kupferkies in regelmäßiger Verwachsung, die man als Entmischungen, ebenso gut aber auch als zonare orientierte Aufwachsungen von Kupferkies auf Magnetkies deuten kann. CuFeS_2 ist schließlich selten auch Entmischungskörper in Zinkblende (Abb. 15). Für sie gilt, was hinsichtlich des Kupferkieses als Durchläufer über seine Bildungsumstände gesagt ist. Nur in sehr eisenreichen und sehr dunklen Blenden ist Kupferkies entmischt, die Hauptmasse aber ist graduell sehr verschieden weniger eisenreich und z. T. sogar sehr eisenarm und hell. Da das Milieu des Marmors aber prinzipiell nicht sehr eisenreich ist, ist natürlich auch daran zu denken, daß Sättigungsmöglichkeiten für Eisen auch bei hochtemperiert gebildeten Blenden örtlich nicht mehr gegeben waren. Zinkblende ist im Marmor extensiv weit verbreitet, die Mengen sind aber sehr gering und die Korngrößen überschreiten fast nie die Millimetergrenze.

In Anschliffen ist Arsenkies besonders in der Gesellschaft von Pyrit, CuFeS_2 und CuFe_2S_3 in idiomorphen Kristallen gefunden worden und auch hier in der Regel bei gekreuzten Nicols als innerlich verzwilligt zu erkennen. Zonarbau fehlt, Kataklyse ist selten, und wo zu erkennen ist eine jüngere Verheilung nicht eingetreten. Sehr merkwürdig sind winzige Arsenkieseinschlüsse in Fahlerz, die an Verdrängungsreste erinnern (Abb. 16), obwohl das Fahlerz durch seinen schmutzig blaugrauen Farbeindruck und sein Reflexionsvermögen ein eisenreiches Antimonfahlerz ist, das dem Typ nach dem schon in alter Zeit von D'ACHIARDI aus dem Marmor von Carara beschriebenen gleicht. Die Fahlerze sind in der Nachbarschaft von Kupferkies oder von Magnetkies stets frisch,

in der Regel aber da in Gemenge von Kupferkies und Guldandit zerfallen, wo unmittelbar am Fahlerz Pyritblastese im Magnetkies eingetreten ist (Abb. 17).

Arsenkies gehört in Wunsiedel zu den Seltenheiten, ist aber trotzdem von dort lange bekannt. Schon K. OEBBEKE (1890) beschrieb einen „brachydiagonal“ gestreckten und stark gestreiften Kristall (Abb. 18) mit vorherrschendem q (011) und gut ausgebildeten Flächen e (101) sowie klein auch m (110) und „daneben noch andere Domenflächen“.

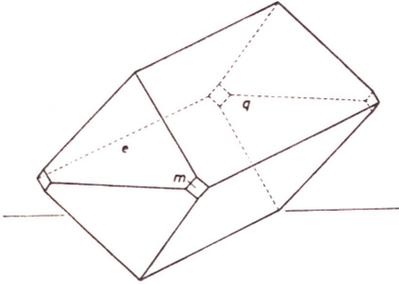


Abb. 18. Arsenkieskristall,
 q (011), e (101), m (110),
nach OEBBEKE 1890.

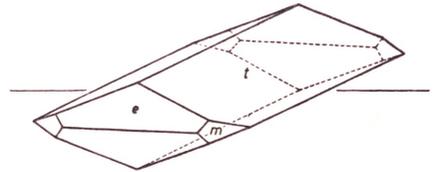


Abb. 19. Arsenkieskristall,
 t (013), e (101), m (110).

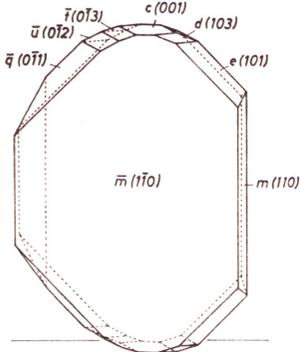


Abb. 20. Arsenkieskristall,
Juxtapositionszwilling nach (110).

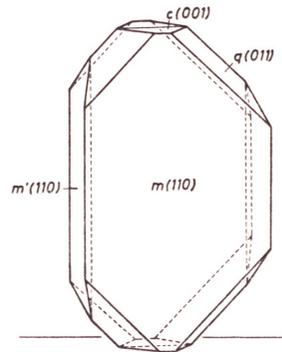


Abb. 21. Arsenkieskristall,
Penetrationszwilling nach (110).

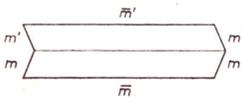


Abb. 22. Arsenkieszwilling,
schematisches Kopfbild der Abb. 20.

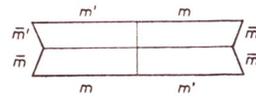


Abb. 23. Arsenkieszwilling,
schematisches Kopfbild der Abb. 21.

Wir fanden nur einmal rein zufällig in Erzmineralkonzentraten aus phlogopitreichen Marmorpartien gut meßbare FeAsS-Kristalle in größerer Anzahl. Bei zweikreisiger Vermessung stellte sich heraus, daß Einkristalle mit vorherrschendem t (013), e (101) und sehr untergeordnetem m (110) vorlagen (Abb. 19). Die Fläche t ist durch alternierendes

Wachstum mit $q(011)$ sehr deutlich gestreift. Daneben traten Juxtapositionszwillinge nach $m(110)$ mit einem einspringenden Winkel von $42^{\circ}24'$ und einem ausspringenden Winkel desselben Betrages zwischen je zwei $m(110)$ -Flächen auf. Streifung konnte dabei auf keiner Fläche beobachtet werden. Die Individuen sind stets, die Zwillinge meist ausgeprägt tafelig nach m und zeigen $q(011)$, $n(012)$, $t(103)$, $c(001)$, $d(103)$ und $e(101)$ (Abb. 20 u. 22). Es treten aber auch Penetrationszwillinge nach $m(110)$ mit zwei einspringenden Winkeln von $42^{\circ}24'$ zwischen je zwei $m(110)$ -Flächen auf. Dieser Zwillingstyp ist verhältnismäßig dicktafelig und flächenarm mit unkomplizierten Kombinationen von $q(011)$ und $c(001)$ mit $m(110)$ (Abb. 21 u. 23). Während in einer Analyse von A. BÖTTIGER (OEBBEKE 1890) Spuren von Ni bei Abwesenheit von Co nachgewiesen werden konnten, zeigten sich in Spektralanalysen an unserem Material nur Spuren von Kupfer.

Der Bleiglanz, der schon von A. SCHMIDT und von v. GÜMBEL erwähnt und wegen seines hohen Silbergehaltes gerühmt wird, ist im Wunsiedeler Marmor nicht häufig. Örtlich kommt er aber wohl in lagenartiger Anordnung oder auch als Kluftausfüllung in körnigen Aggregaten vor, die keine Anzeichen tektonischer Beanspruchungen zeigen und z. B. in Verdrängungsstrukturen im Carbonat sogar Anzeichen für jugendliche Migrationen erkennen lassen. In Wunsiedel ist das PbS zudem fast ganz ausschließlich in sehr reinen Marmorpartien, nicht dagegen in der Nachbarschaft von Silikat-einlagerungen beheimatet. Wie in vielen, an Kalke gebundenen Bleiglanzlagerstätten ist mit Blei und Schwefel auch hier das Silber und ein Teil des Antimon geochemisch verknüpft. Der Ag-Inhalt der Wunsiedeler Bleiglanze ist in einer ganzen Reihe von gut diagnostizierbaren Silberträgern im Bleiglanz gebunden. Ged. Silber ist selten, wie auch Silberglanzflämmchen und Dyskrasit, häufiger sind Stephanit und Polybasit, während Margyrit nur in wenigen, winzigen Körnern in einem Anschliff gefunden wurde. Schapbachit, $AgBiS_2$, war als Silberträger nicht zu beweisen, obwohl spektralanalytische Untersuchungen neben deutlichem Ag- und Sb-Gehalt (As fehlt) mitunter nicht ganz wenig Bi nachzuweisen gestatteten.

Der Bleiglanz ist in der Regel das jüngste Glied der Erzmineralgesellschaft und enthält deshalb auch Einschlüsse älterer, von ihm umhüllter oder verdrängter Mineralien, so von Magnetkies, Zinkblende und Kupferkies.

Durch Verwitterungslösungen wird er infolge der $CaCO_3$ -reichen Umgebung schnell randlich in Cerussit übergeführt, der zusammenhängende Krusten um PbS bilden kann und dieses dann vor weiterem Angriff durch deszendierende Wässer schützt.

Die Silberträgermineralien im PbS von Wunsiedel sind, wie meist, feinkörnig, hier aber doch groß genug, um schon bei mittleren Vergrößerungen mit Sicherheit bestimmt werden zu können. Sie sind mitunter zonar oder jedenfalls mit Andeutung von Regelung als idiomorphe oder hypidiomorphe Einkristalle oder Zwillinge im PbS eingeschlossen.

Polybasit, $Ag_{16}Sb_2S_{11}$, ist am verbreitetsten, meist ist er idiomorph und dünn-tafelig, kommt aber auch in Form unregelmäßiger Flecken in xenomorphen Mehrkornaggregaten vor (Abb. 24). Wo Verdacht auf das Vorkommen von Pearceit, dem Arsenanalogon des Polybasits, bestand, sind Spektralanalysen zur Arsenbestimmung herangezogen worden; ein Nachweis von As gelang jedoch nicht. Während man den Polybasit, abgesehen von seinen wenigen roten Innenreflexen und den charakteristisch markasitartigen Farbeffekten bei gekreuzten Nicols, schon an seinem graugrünen Farbeindruck gegenüber dem Bleiglanz leicht erkennt, ist der Stephanit durch seinen rosa

Farbton im Vergleich mit PbS nicht falsch zu bestimmen. Mitunter bildet er dicksäulige Kristalle, oft aber auch xenomorphe, wenig verzahnte, meist rundliche Kornaggregate mit teils lamellar polysynthetischer, teils auch zyklischer innerer Verzwilligung (Abb. 25). Die Bestimmung der meist winzigen *Dyskrasit*-Einschlüsse im Wunsiedeler PbS macht dann Schwierigkeiten, wenn sie nicht mit etwas ged. Silber und etwas Silberglanz vergesellschaftet sind. Anisotropie und Verzwilligung lassen aber doch in vielen Fällen die mikroskopisch richtige Diagnose leicht zu (Abb. 26). Wie groß die Bedeutung des Ag_3Sb als Ag-Träger im Bleiglanz von Wunsiedel ist, ist schwer zu sagen, weil beim Fehlen von Vergleichsmöglichkeiten winzige Körner nicht von ged. Ag unterschieden werden konnten.

In der Mineraliensammlung des Fichtelgebirgsmuseums in Wunsiedel, der ehemaligen SCHMIDT'schen Sammlung, befindet sich ein Handstück aus bleigrauen, dicknadeligen, längsgestreiften Kristallen neben Magnetkies auf Marmor, das 1933 von Heinrich LAUBMANN als „Plagionit“ von Wunsiedel etikettiert worden ist. In kleineren Mengen fand sich analoges Spießglanzmaterial auch in unseren eigenen Aufsammlungen, die übrigens zeigen, daß Spießglanze in Wunsiedel gar nicht so selten sind. Durch erzmikroskopische und später röntgenographische Untersuchung stellte sich dann bald heraus, daß der „Plagionit“ von Wunsiedel in Wirklichkeit *Jamesonit* ist (Abb. 27). Eingeschlossen in Bleiglanz fand sich aber ausnahmsweise einmal ein Spießglanzmineral mit gegenüber Jamesonit abweichender Optik. Alle auflichtoptischen Eigenschaften weisen auf *Meneghinit* hin, infolge der Kleinheit der Kristalle konnte die optische Diagnose röntgenographisch nicht gestützt werden.

Der Marmor von Wunsiedel enthält Molybdän in Form von *Molybdänglanz* in so geringen Mengen, daß man nicht an magmatogene Zufuhren des Metalles denken muß, sondern daß sich seine Herkunft geochemisch auch sedimentogen erklären läßt. Zur Bildung von Molybdänglanz allerdings ist es erst während der Metamorphose gekommen; denn es treten schöne, wenn auch kleine Einkristalle als Einschluß gewöhnlich in Einzelkörnern von Kalkspat auf, wo sie nur da Zerknitterungserscheinungen zeigen, wo der Wirt, Kalkspat, stärker zwillingslamelliert ist. Überhaupt ist die Verbreitung des Molybdänglanzes auf die reinen Marmorpartien und besonders auf die Nachbarschaft von in ihm enthaltenen Magnetkiesanreicherungen beschränkt. In den hornblendereicheren Lagen ist er nur im Ausnahmefall beobachtet.

Im Gegensatz zu den Passauer Graphitmarmoren, in denen meßbar große Graphit-Einkristalle mitunter anzutreffen sind, kommt Graphit in Wunsiedel in Form von dünnen, linsenartigen Anreicherungen vor, die sich unter dem Mikroskop als wirr angeordnete Aggregate mit starken Zerknitterungserscheinungen erweisen. In der Nachbarschaft der von uns hauptsächlich untersuchten Erze ist er sehr selten; er fehlt auch fast ganz in den lagenartigen Anreicherungen von Silikaten. Wo man ihn in der Nachbarschaft von Erz aber findet, ist er eingeschlossen in Körnern von Kalkspat oder von Quarz.

Magnetit, Ilmenit, Rutil und der größte Teil des in den Schliffen auftretenden *Anatas* ist in den hornblendereichen Partien im Marmor oder in amphibolitischen Einschaltungen beheimatet. Der Magnetit enthält keine Entmischungen, zeigt aber eine schwache anomale Anisotropie. Ilmenitkörner aus Amphiboliten lassen an den Kornrändern fast immer Neubildung von „*Leukoxen*“ erkennen. *Rutil* bildet klein-körnige Aggregate oder tritt in Einkristallen oder knieförmigen Zwillingen nach (101)

auf. Polysynthetische Zwillingslamellierung ist vielfach für ihn charakteristisch. Die Rutil, die Neubildungen sind und in Form dünner Nadeln in hornblendereichen Partien vorkommen, ordnen sich in die Regelung des Hornblendegefüges ein. Zu irgendeinem Zeitpunkt der Metamorphose hat Porphyroblastenbildung von Titanit eingesetzt, wobei im wesentlichen Rutil der Titanlieferant gewesen ist. Beide Mineralien treten dann eng nebeneinander und z. T. eng miteinander verwachsen auf. Umgekehrt entsteht aber auch Rutil durch Zerfall von Titanit. Hierbei bildet sich allerdings häufiger Anatas, dessen blaue Innenreflexe und geringe Doppelbrechung die Unterscheidung von Rutil erleichtern.

Wo die beschriebenen Erze oberhalb des Grundwassers von Atmosphärien oder absinkendem Regenwasser beeinflusst werden, entsteht naturgemäß auch eine Paragenese von Mineralien der Oxydationszone mit Kupferglanz, sowie feinkörnigen Gemengen aus Limonit, Cuprit und Malachit. Auch Tenorit, Covellin und Chrysokoll sind keine Seltenheit.

4. Paragenetischer Vergleich mit dem Erzmineralinhalt des Vorkommens der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen

Betrachtet man in einer Art Nachschau den beschriebenen Mineralbestand, so fällt zunächst auf, daß er sich eng an den vieler sogenannter kontaktpneumatolytischer Lagerstätten anschließt und unmittelbar vergleichbar ist mit dem mancher Skarnlagerstätten Mittelschwedens, mit Outokumpu/Finnland und auch mit dem von der Grube „Bayerland“ abgebauten Vorkommen von Pfaffenreuth unweit Waldsassen.

Es ist sicher kein Zufall, daß gerade dieses Vorkommen, das räumlich dem Wunsiedeler Marmorzug eng benachbart ist, eine bis ins Detail gehende prinzipielle Übereinstimmung im Erzmineralinhalt mit dem hier von Wunsiedel beschriebenen aufweist. Beide Vorkommen sind nur knapp 25 km voneinander entfernt, liegen geologisch gesehen im gleichen Komplex alter, stark gefalteter und hochmetamorpher ehemaliger Sedimente und sind bei fast gleichem charakteristischem Stoffinhalt typische polymetamorphe Bildungen und für Deutschland ziemlich singuläre Erscheinungen.

Paragenetische Unterschiede (siehe Tabelle 1) zwischen den Erzen beider Lokalitäten sind unbedeutend und wahrscheinlich zum Teil nur darauf zurückzuführen, daß die Erze von Bayerland wie die von Wunsiedel noch nicht ausreichend gründlich untersucht worden sind. Der Stoffinhalt ist in beiden Vorkommen, soweit er die Erze betrifft, gleich. Unterschiedlich sind nur die absoluten Erzmengen, denn sogar in den relativen Häufigkeiten einzelner Teilparagenesen besteht Übereinstimmung.

Beim Vergleich der Erzführung wird ferner mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit verdeutlicht, daß das geologische Schicksal beider Vorkommen wechselvoll und sehr ähnlich, wenn nicht gar fast gleich gewesen sein muß, weil sich aus ganz analogen Teilparagenesen analoge Bildungsbedingungen ableiten lassen, und zwar solche, die in Bezug auf die Bildungstemperaturen sich vom liquidmagmatischen bis zum epithermal-hydrothermalen Bereich hin erstrecken. Unterschiede, die sich besonders bei der Einbeziehung der Gangarten in unserem Vergleich bemerkbar machen, sind rein faziell bedingt. Das dominierende Auftreten von Calcit und Dolomit in Wunsiedel einerseits, das Vorherrschen von hochmetamorphen Äquivalenten ehemaliger toniger Sedimente in Pfaffenreuth andererseits, ist für unseren Vergleich ganz unwesentlich. Sieht man

außerdem von der nutzlosen Gegenüberstellung sekundärer Bildungen der Oxydations- und Zementationszone ab, so bleibt entscheidend das Auftreten der im folgenden zu behandelnden genetisch als äquivalent auffaßbaren Teilparagenesen.

Tabelle 1

Vergleich der Paragenesen von Wunsiedel und der Grube „Bayerland“

	Wunsiedel (Marmor)	Grube „Bayerland“ bei Waldsassen (MAUCHER, RAMDOHR, RECHENBERG, STRUNZ, ZIEHR)	
		(M-Lager)	(P-Lager)
1. Pyrit	xxx	xxxx	xxxxxx
2. Magnetkies	xxx	xxxxxxx	xxxx
3. Kupferkies	xxx	xxx	xxx
4. Zinkblende	xx	xxx	xxx
5. Bleiglanz	x	xx	xx
6. Arsenkies	x	x	x
7. Magnetit	x	x	x
8. Ilmenit	x	—	—
9. Tetraedrit	x	x	x
10. Tennantit	—	x	x
11. Molybdänglanz	x	—	x
12. Rutil	x	—	x
13. Cubanit	x	x	x
14. Vallerit	x	x	x
15. Boulangerit	—	x	x
16. Geokronit	—	—	x
17. Bournonit	—	x	x
18. Jamesonit	x	x	x
19. Wolfsbergit	—	—	x
20. Gudmundit	x	x	x
21. Pyrargyrit	—	—	x
22. Polybasit	x	—	x
23. Dyskrasit	x	—	x
24. ged. Silber	x	—	x
25. ged. Antimon	—	—	x
26. ged. Arsen	—	—	x
27. ged. Wismut	—	—	x
28. Stephanit	x	—	—
29. Meneghinit	x	—	—
30. Silberglanz	x	—	—
31. Chalkopyrrhotin	x	—	—
32. Pentlandit	x	—	—
33. Graphit	x	—	—
34. Anatas	x	—	—
35. Titanit	x	—	—
36. Hämatit	x	—	—

a. Epi- bis mesothermal-hydrothermale Bildungen

In beiden Vorkommen jung, jedenfalls jünger als alle metamorphen Vorgänge, zumindest soweit das den am tiefsten temperierten Teil der Mineralgesellschaft betrifft. Separierte, lokal angereicherte und seltene Bildungen in Pfaffenreuth, seltene Bildungen auch in Wunsiedel. Entstehung derselben kann ausgelöst sein

- a. durch thermalen Nachhall im Zusammenhang mit dem Ausklingen der Metamorphose
- b. durch postvulkanische Thermaltätigkeit im Tertiär
- c. durch sekundärhydrothermale Umbildungsvorgänge an älteren Erzen im tieferen Grundwasser.

Neben einer Gruppe typogener Verbindungen gehören hierher mit Sicherheit Mineralien, die als „Durchläufer“ auch sonst weltweit verbreitet in epithermalen Mineralgesellschaften beheimatet sein können.

Vor Durchsicht der Tabelle 2 halten es die Verfasser für angebracht zu erinnern, daß aus den Aufschlüssen der Grube Bayerland bei Pfaffenreuth südlich Waldsassen bisher zwei Erzlager bekannt sind, ein nördliches, das man als P-Lager (Pyrit-Lager) bezeichnet hat und ein südliches M-Lager (Magnetkies-Lager). Beide liegen konkordant in einer mächtigen Folge von Phylliten, Chlorit-Serizit- Quarzphylliten, Quarz-Chlorit-Phylliten und Granat-Chloritschiefern, die, wie die Marmore von Wunsiedel, der sogenannten „Arzberger Serie“ v. GAERTNERs angehören.

Das Pyrit-Lager, dessen Mineralinhalt von MAUCHER (1939) und RAMDOHR (1939) gründlich untersucht wurde, zeigt gegenüber dem M-Lager a priori den Charakterzug einer tiefer temperiert hydrothermalen Überprägung. So fällt unter anderem auf (siehe Tabelle 2), daß dort zum Beispiel eine größere Gruppe von selbständigen Trägermineralien des Silbers von z. T. komplizierter chemischer Zusammensetzung beheimatet ist, die man aus dem Magnetkieslager nicht kennt und die dort überhaupt fehlen dürfte, in Wunsiedel dagegen ganz analog vorkommt. Pb- oder Cu-Sb-Spießglanze sind hier durch Jamesonit und Meneghinit vertreten, in Bayerland dagegen durch eine gliederreichere Gruppe. Die tieftemperierten, sehr seltenen Glieder Wolfsbergit

Tabelle 2

Epi- bis mesothermal-hydrothermale Teilparagenese

	Wunsiedel (Marmor)	Grube „Bayerland“ bei (M-Lager)	Waldsassen (P-Lager)
1. Jamesonit	x	x	x
2. Boulangerit	—	x	x
3. Wolfsbergit	—	—	x
4. Geokronit	—	—	x
5. Bournonit	—	x	x
6. Gudmundit	x	x	x
7. Meneghinit	x	—	—
8. Fahlerze	x	x	x
9. Pyrargyrit	—	—	x
10. Polybasit	x	—	x
11. Stephanit	x	—	—
12. Dyskrasit	x	—	x
13. ged. Silber	x	—	x
14. Silberglanz	x	—	—
15. „Eisenrahm“	x	x?	x?
16. Anatas	x	—	—
17. Asbest	x	—	—
18. Chlorit	x	x	x
19. Talk	x	—	—
20. Serizit	x	x	x

Durchläufer: Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Carbonate, Quarz, Fluorit.

und Geokronit treten nur im P-Lager, Boulangerit, Jamesonit und Bournonit, die auch sonst aus vielen mesothermal gebildeten Mineralgesellschaften bekannt sind, auch im M-Lager auf. Sicher ist der tieftemperiert gebildete Anteil an Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz im P-Lager und von Wunsiedel relativ gesehen größer als im M-Lager von Bayerland. Dieser Teil der Pfaffenreuther Lagerstätte zeigt nun einmal generell durch das Vorherrschen von Magnetkies den Einfluß hoher Bildungstemperaturen viel ausgesprochener.

b. Meso- bis katathermal-hydrothermale Teilparagenese

Die hier zusammengefaßten Mineralien sind intrametamorphe Bildungen und in ihrem höher temperierten älteren Teil bei mesozonalen Metamorphosebedingungen entstanden. Der jüngere Teil dagegen gehört wahrscheinlich in ein Stadium der regressiven Metamorphose (Diaphtorese) und läßt Bildungsbedingungen erkennen, die man sich in der Epizone leicht vorstellen kann und die temperaturmäßig etwa mesothermal aufzufassen sein müssen.

Neben typogenen Verbindungen sind hier auch ebensolche Strukturen mit zu berücksichtigen. So wären Entmischungen von Kupferkies in Zinkblende als mesothermal zu deuten. Entmischungen von Zinkblende in Kupferkies als etwas höher temperiert, vielleicht katathermal. Während Pyrit noch mesothermal aufzufassen ist, stellt der Magnetkies z. T. schon eine katathermale Komponente der Paragenese dar. Auf die Bedeutung von Cubanit, Vallerit und Chalkopyrrhotin für die geologische Thermometrierung braucht an dieser Stelle nicht mehr eingegangen zu werden.

Tabelle 3

Meso- bis katathermal-hydrothermale Teilparagenese

	Wunsiedel (Marmor)	Grube „Bayerland“ bei (M-Lager)	Waldsassen (P-Lager)
1. (Pyrit)	x	x	x
2. Zinkblende	x	x	x
3. Kupferkies	x	x	x
4. Magnetkies	x	x	x
5. (Bleiglanz)	x	x	x
6. Arsenkies	x	x	x
7. Tetraedrit	x	x	x
8. Tennantit	—	x	x
9. Cubanit	x	x	x
10. Vallerit	x	x	x
11. Chalkopyrrhotin	x	—	—
12. Carbonate	x	x	x
13. Quarz	x	x	x
14. Albit	x	—	—
15. Bytownit/Anorthit	x	—	—
16. Serpentin	x	—	—
17. Tremolit	x	—	—
18. Aktinolith	x	x	x
19. Margarit	x	—	—
20. Muskovit	x	x	x
21. Fuchsit	x	—	—

Durchläufer: Quarz, Apatit, Fluorit, Rutil, Boulangerit, Jamesonit, Bournonit.

Tafel I

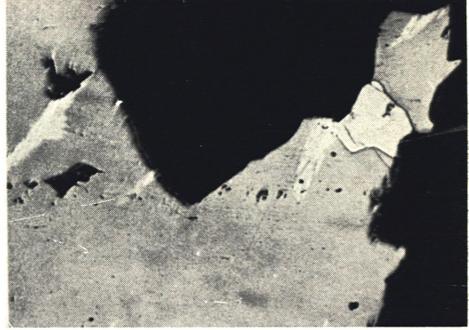


Abb. 1. Spindelförmiger Körper von hellerem β -FeS in dunklerem α -Magnetkies. Vergr. $\approx 200\times$, 8 mm Öl, 1 N.

Abb. 2. In den Randpartien eines Magnetkieskornes (mittelgrau) Pentlanditflammen (weiß). Ebenfalls nahezu weiß, mit deutlichem Relief gegen FeS: Kupferkies. Vergr. $\approx 200\times$, 8 mm Öl, 1 N, Grünfilter.

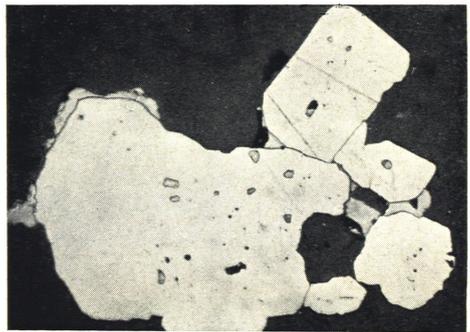
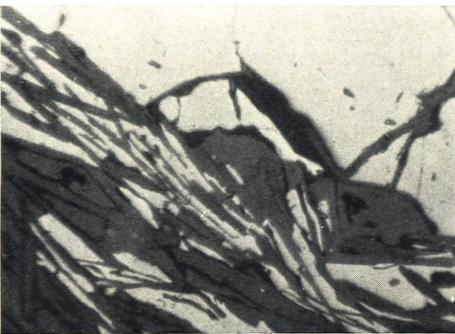


Abb. 3. Typische Verwachsungsart von Magnetkies (hellgrau) mit Silikaten, hier Hornblenden. Vergr. $\approx 150\times$, P 3 b, 1 N.

Abb. 4. Pyrit-Idioblasten (weiß) mit siebartig eingeschlossenen Relikten von Magnetkies (hellgrau). Vergr. $\approx 100\times$, P 3 b, 1 N.

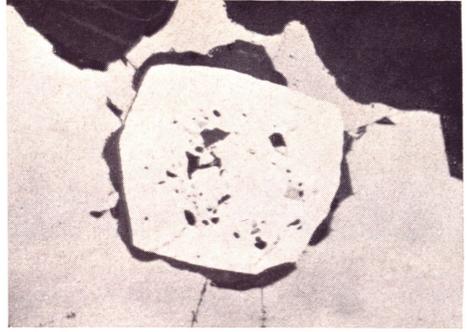
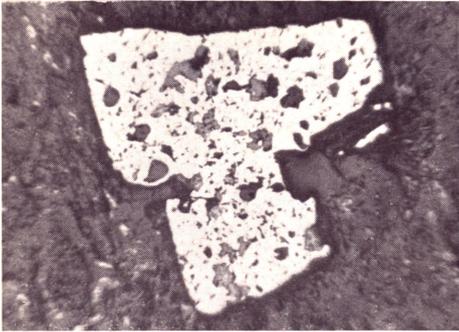


Abb. 6. Flächenarmer Pyritidioblast (weiß) mit auffälliger Siebstruktur. Eingeschlossen sind Titanit, Hornblende und Quarz. Vergr. $\sim 50 \times$, P 1 b, 1 N.

Abb.7. Pyritidioblast (weiß) als Neubildung in Magnetkies (hellgrau). Zonare, siebartige Einschlüsse im FeS_2 und ein grauer Randsaum auf der Grenzfläche im FeS ist FeCO_3 . Vergr. $\sim 150 \times$, P 3 b, 1 N.

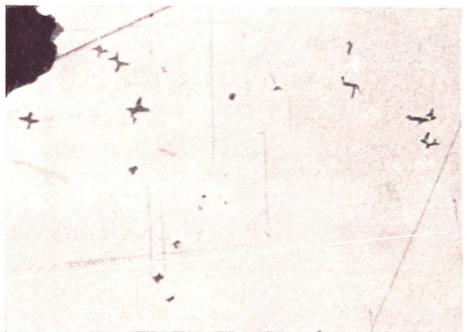


Abb. 8. Älterer Pyrit (nahezu weiß), der z. T. in idiomorphen Oktaedern vorgelegen hat, wird von der Spaltbarkeit nach (100) aus durch Magnetkies (hellgrau) teilverdrängt. Weiß und gut poliert Arsenkies, mittelgrau, etwas Zinkblende und dunkelgrau bzw. schwarz Gangart und Löcher im Schliff. Vergr. $\sim 150 \times$, P 3 b, 1 N.

Abb. 9. Sternchenförmige Entmischungskörper von Zinkblende (mittelgrau) in Kupferkies (nahezu weiß). Daneben sind streng orientierte, der Bildsenkrechten folgende Entmischungskörper von Vallerit (wenig dunkler als Kupferkies) eben erkennbar. Vergr. $\sim 150 \times$, P 3 b, 1 N.

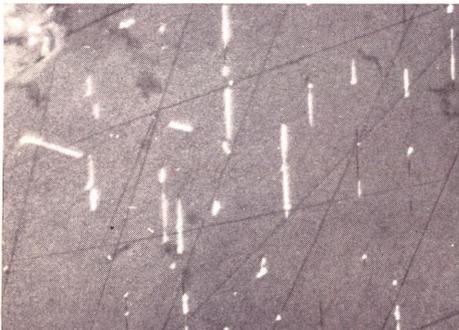


Abb. 10. Wie Abb. 9, aber Nicols gekreuzt. Im Kupferkies (hier dunkelgrau) werden die in Hellstellung befindlichen entmischten Valleriite (weiß) als deutlich in zwei Richtungen orientiert erkennbar. Vergr. $\sim 150 \times$, P 3 b, + N.

Abb. 11. An den Korngrenzen zwischen Quarz (fast schwarz) und Kupferkies (nahezu weiß) treten idiomorphe, würfelige Chalkopyrrhotine (mittelgrau) auf. Bei genauem Hinsehen ist die Spaltbarkeit nach dem Würfel am Chalkopyrrhotin eben erkennbar. Ein winziges Korn, Magnetkies in Hellstellung liegt im RV zwischen Chalkopyrrhotin und CuFeS_2 . Vergr. $\sim 250 \times$, 8 mm Öl, 1 N.

Tafel III

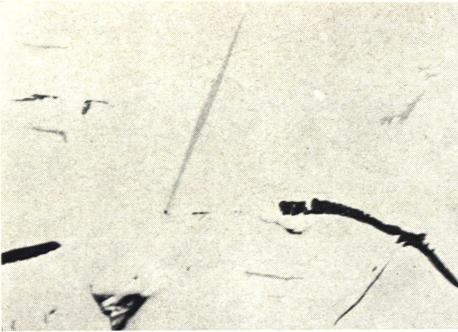
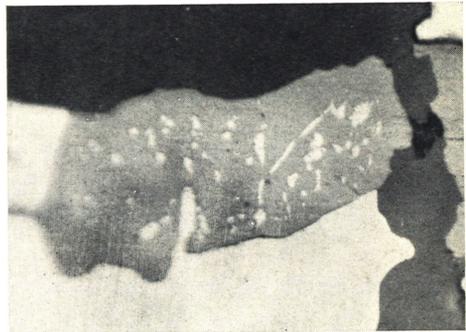
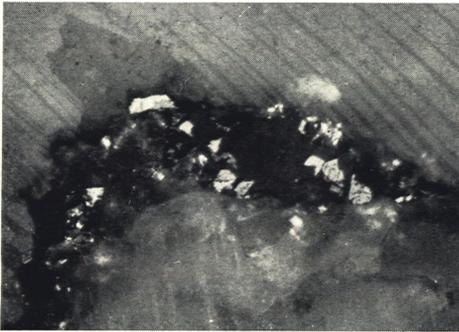


Abb. 12. Entmischter Cubanit (eine einzelne, schmale Lamelle, zartgrau) in Kupferkies (deutlich heller). Daneben Vallerit in verbogenen oder stark gezackten Körnern in Hellstellung, wenig dunkler als Cubanit, in Dunkelstellung mittelgrau. Nahezu schwarz: ZnS-E-Körper. Vergr. $\sim 250 \times$, 8 mm Öl, 1 N.

Abb. 13. Valerit (fleckig hellgrau) fein verteilt an der Grenzfläche zwischen Kupferkies (nahezu weiß) und Carbonat (fleckig grau mit erkennbaren Zwillingslamellen). Vergr. $\sim 150 \times$, P 3 b, 1 N.



Au. 14. Wie Abb. 13, aber Nicols gekreuzt. Im Kupferkies (jetzt dunkelgrau) wird der in Hellstellung befindliche und angenähert parallel zu seiner Tafelfläche getroffene Valerit in seiner ganzen und übrigens erstaunlich großen Menge erkennbar. Carbonat jetzt durch Innenreflexe fleckig hellgrau mit erkennbaren Zwillingslamellen. Vergr. $\sim 150 \times$, P 3 b, + N.

Abb. 15. Zinkblende (mittelgrau) mit Entmischungskörpern von Kupferkies (nahezu weiß) am Rand eines Kupferkieskornes. Vergr. $\sim 400 \times$, P 6, 1 N.

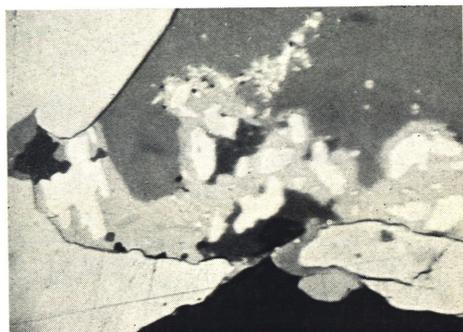
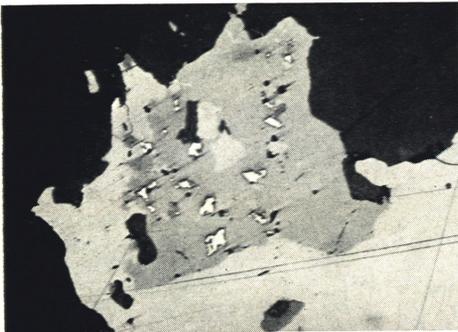


Abb. 16. Winzige Arsenkieskristalle (hart und weiß) als Einschluf in Fahlerz (mittelgrau). Das Fahlerz ist umwachsen von Kupferkies (hellgrau). Schwarz: Gangart. Vergr. $\sim 250 \times$, 8 mm Öl, Blaufilter, 1 N.

Abb. 17. Von Pyrit (hart und sehr hellgrau) eingeschlossen ein Fahlerzkorn (mittelgrau), das in der Grenzpartie gegen Pyrit teilweise zerfallen ist. Zerfallsprodukte sind hellgrau: Kupferkies, nahezu weiß; Gudmundit. Außerdem ist etwas Zinkblende (dunkelgrau) erkennbar. Vergr. $\sim 700 \times$, 1/7 Fl Öl, Blaufilter, 1 N.

Tafel IV

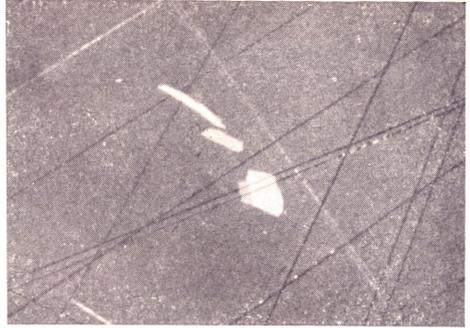
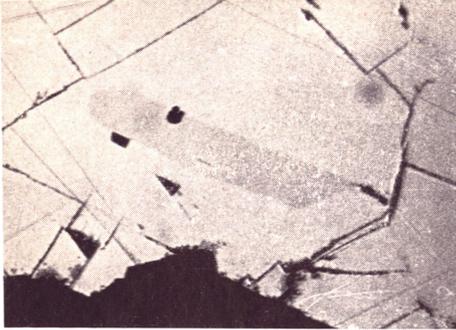


Abb. 24. Polybasit-Einkristall (mittelgrau) in Bleiglanz (heller) mit gut erkennbarer Spaltbarkeit. Vergr. $\approx 400\times$, 8 mm Öl, 1 N.

Abb. 25. Einschlüsse von Stephanit (von der Schnittlage abhängig verschieden hellgrau) in Bleiglanz (dunkelgrau). Vergr. $\approx 150\times$, P 3 b, + N.

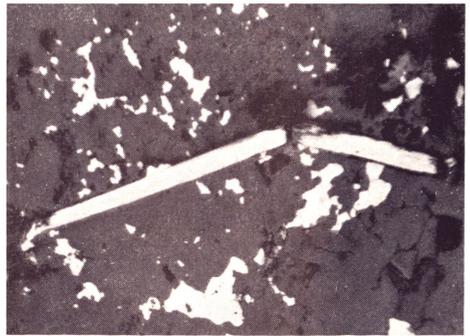
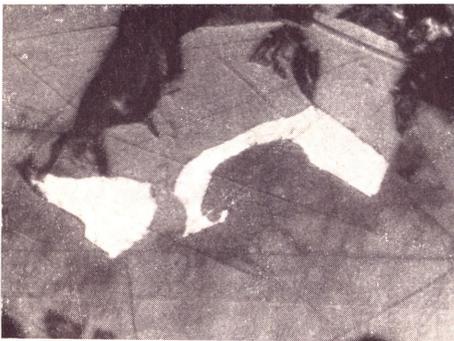


Abb. 26. Dyskrasit (fast weiß) in der Grenzpartie zwischen Magnetkies (löcherig mittelgrau) und Kupferkies (hier, weil angelaufen, fleckig und etwas dunkler). Vergr. $\approx 500\times$, 1/7 Fl Öl, 1 N.

Abb. 27. Jamesonitnadel (nahezu weiß) neben Bleiglanz in Carbonat. Vergr. $\approx 150\times$, P 3 b, 1 N.

Von den Gangarten gehören mit großer Wahrscheinlichkeit hierher: Ein Teil der Quarze, Feldspatneubildungen, Serpentin, ein Teil der Hornblenden, besonders Tremolit und Aktinolith sowie einige Glimmer, von denen nach Ansicht der Verfasser Margarit, Muskovit und Fuchsit an dieser Stelle aufgeführt werden sollten.

Auf Tabelle 3 ist eine Gegenüberstellung der meso- bis katathermalen Teilparagenese von Wunsiedel mit der aus dem M- und P-Lager von Bayerland vorgenommen worden. Die Übereinstimmung ist sehr gut, auch in den Strukturen, die für Wunsiedel oben bereits ins einzelne gehend beschrieben worden sind. Daß Chalkopyrrhotin von Bayerland unbekannt ist, ist ganz unbedeutend und wohl nur darauf zurückzuführen, daß man die mikroskopische Untersuchung an den Bayerland-Erzen noch nicht als abgeschlossen ansehen kann.

Prämetamorphe fazielle Unterschiede in den Ausgangsgesteinen müssen zwangsläufig auch zu Verschiedenheiten im Mineralbestand der Gangarten nach der Metamorphose führen, doch stellen, nach Ansicht der Verfasser, die hier angeführten Glieder bildungsmäßige Äquivalente von sehr geringfügig verschiedenen Ausgangsstoffbeständen dar.

c. Kontaktpneumatolytische Teilparagenese

Vielleicht heterogene Mineralgesellschaft bei charakteristisch hohen, überkritischen Temperaturen, sonst aber recht wechselvollen Bedingungen entstanden (siehe Tabelle 4). Granat, Zoisit, Spinell, Magnetit, als Durchläufer auch Magnetkies, könnten Bildungen an „trockenen“ Granitkontakten, gleichermaßen aber auch Produkte extremer Regionalmetamorphose sein. Da diese anderenorts vielfach für die Entstehung von „Skarnsilikaten“ — diopsidischen Augiten, Augiten, Hornblenden, Granat, Titanit und Glimmermineralien — berechtigt verantwortlich gemacht wird, dürfte auch in unserem Vergleich

Tabelle 4

Pneumatolytische bis kontaktpneumatolytische Teilparagenese

	Wunsiedel (Marmor)	Grube „Bayerland“ bei Waldsassen (M-Lager)	(P-Lager)
1. Molybdänglanz	x	—	x
2. Rutil	x	—	x
3. ged. Antimon	—	—	x
4. ged. Wismut	—	—	x
5. Apatit	x	x	x
6. Phlogopit	x	—	—
7. Biotit	x	x	x
8. Hornblenden	x	x	x
9. Diopsid	x	x	x
10. Augit	x	x	x
11. Titanit	x	x	x
12. Zirkon	x	—	—
13. Skapolith	x	—	—
14. Granat	x	x	x
15. Zoisit	x	—	—
16. Spinell	x	—	—
17. Magnetit	x	x	x
18. Fluorit	x	—	—
19. Turmalin	x	x	x

Durchläufer: Magnetkies, Arsenkies, Graphit.

— sowohl in Bayerland als auch in Wunsiedel — der im einzelnen heute noch schwer deutbare Vorgang der Verskarnung am Auftreten der bisher genannten Mineralgesellschaft wesentlich mitgewirkt haben.

Das Vorkommen von Turmalin, Apatit, Fluorit, Phlogopit und Skapolith dokumentiert im lokalen Auftreten der genannten Mineralien die Mit- und Auswirkungen der leichtflüchtigen Komponenten Kohlensäure, Borsäure, Flußsäure und Phosphorsäure, wie sich die Anwesenheit und Wirkung von Wasser generell durch hydroxylhaltige Silikate bei der regionalmetamorphen Verskarnung ausdrückt. Sehr charakteristisch sind hier typogen pneumatolytische Mineralien nur ganz lokale, nicht zusammenhängende Bildungen, und so kommt es, daß infolge der noch nicht ausreichend gründlichen Untersuchung z. B. typogen pneumatolytische Erzminerale hier bisher nur durch Molybdänglanz vertreten zu sein scheinen.

Unsicher ist schließlich die Stellung der in Tabelle 4 angeführten Mineralien Rutil, Antimon und Wismut.

d. „Liquidmagmatische“ Teilparagenese

Echte liquidmagmatische Differentiate gibt es natürlich aus dem Bereich der Regionalmetamorphose weder in Wunsiedel noch in Pfaffenreuth. Immerhin existieren aus dem Raume Wunsiedel, aus der Gegend von Stemmas metamorphe Neubildungen von Forsteriten, die in ihrer Vergesellschaftung mit Nickelmagnetkiesen, also mit Pentlandit, schon auf bildungsmäßige Annäherung auf den liquidmagmatischen Zustand durch Analogie zu derartigen Paragenesen hinzudeuten scheinen. Solche Bildungen hat F. K. DRESCHER-KADEN (mündl. Mitteilung) dort und besonders im Gebiet der italienischen Dolomiten untersucht. Die näheren Bildungsumstände sind uns heute noch rätselhaft.

Mit Pentlandit verknüpfte Magnetkiesvorkommen in Gangdiabasen oder in ihren metamorphen Äquivalenten im Raume Wunsiedel verwundern dagegen nicht.

5. Zusammenfassung

Bei zusammenfassender Betrachtung des geführten Vergleiches fällt zunächst auf, daß im Raume Wunsiedel wie Pfaffenreuth eine ganze Anzahl von Mineralgesellschaften miteinander verknüpft sind, die sich stufenlos vom liquidmagmatischen bis zum epithermal-hydrothermalen Bildungsbereich hin erstrecken. Die Paragenesen treten räumlich eng beieinander, gewissermaßen ineinandergeschachtelt, auf. Es liegt also ein dem „Telescoping“ mancher extrusiv-hydrothermalen Lagerstätten vergleichbares Phänomen vor, das aber hier durch die Metamorphose und die sich an diese anschließenden pneumatolytischen und hydrothermalen Vorgänge hervorgerufen wird.

Der Stoffbestand ist in beiden Vorkommen nahezu gleich, besonders, soweit er die an Erzminerale gebundenen Elemente Fe, Cu, Zn, Pb, As, Sb, Ag, Ni, Mo und S betrifft. Faziell bedingt sind die Elemente Ca und Mg in Wunsiedel, Si und Al in Pfaffenreuth mit großem Übergewicht vorhanden. Übereinstimmung dürfte ferner bestehen in der Verbreitung von Na, K, P, B, Cl, F und OH, die als Mineralisatoren im Rahmen der Polymetamorphose bei Umkristallisationen in beiden Vorkommen von Bedeutung gewesen sein werden.

Bei soweit übereinstimmendem Stoffbestand sind die Mengen der Elemente in Pfaffenreuth bis zur Bauwürdigkeit angereichert, in Wunsiedel liegen die Metallinhalte

dagegen oft nicht höher als in vielen normalen Sedimenten (etwa Bleiglanzbänke in der südwestdeutschen Trias), bei größenordnungsmäßig einigen kg/t bis maximal vielleicht bei 1 %, wobei der größte Teil, mindestens 70 — 80 % des an Erze gebundenen Stoffbestandes, an Eisensulfide gebunden ist. Für die Erzmineralparagenese von Wunsiedel ist es also nicht notwendig, an wesentliche Stoffzufuhren magmatogener Art zu denken, während in Pfaffenreuth Anreicherungen nicht näher bekannter Art entweder intrametamorph zugeführt oder bereits prämetamorph vorhanden gewesen sein müssen.

Man könnte daran denken, daß Vererzungen vom Typ Kupferberg im Frankenwald und Sparneck im Rahmen der Metamorphose, die die Arzberger Serie so kompliziert betroffen und verändert hat, zu Lagerstätten vom Typ Pfaffenreuth geworden sind. Vielleicht ist es nur ein merkwürdiger Zufall, daß Kupferberg im Frankenwald, Wunsiedel und Pfaffenreuth geographisch auf einer gemeinsamen, fast 60 km langen Linie liegen, die etwa WNW-ESE streicht.

Das wichtigste Ergebnis der mikroskopischen Untersuchungen am Erzmineralinhalt der Marmore von Wunsiedel bleibt aber, daß im Rahmen der Polymetamorphose aus zwei verschiedenen alten Stoffbeständen (Kambrium - Wunsiedel, Ordovizium - Pfaffenreuth) die wahrscheinlich auch herkunftsmäßig (Wunsiedel — synsedimentär) verschiedenen aufzufassen, stofflich aber gleich sind, durch metamorphe und postmetamorphe Vorgänge gleiche Erzmineralgesellschaften und ähnliche Vererzungsformen in den miteinander verglichenen Erzvorkommen entstanden sind.

LITERATUR

- Aust, P.*: Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Kalke des Fichtelgebirges. — Inaug. Diss. Erlangen 1896.
- Berry, L. G.*: Studies of mineral sulpho-salts II: Jamesonite from Cornwall and Bolivia. — *Am Min.* 25. (1940.) 597—608.
- Borchert, H.*: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. — *N. Jb. Min., Abh.* 91. (1957). 541—572.
- Buerger, M. J.*: The Symmetry and Crystal Structure of the Minerals of the Arsenopyrite Group. — *Z. Krist.* 95. (1936). 83—113.
- Cotta v., B.*: Über den Wunsiedler Kalk. — *Z. dt. geol. Ges.* 5. (1853). 492.
- Dimroth, E.*: Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose im südwestlichen Fichtelgebirge. — 8. Sonderheft d. Aufschluß. (1960). 71—89.
- Düll, E.*: Gesteine und Mineralien der Acherwiese. — Beilage z. 8. Jahresbericht d. K. Luitpold-Kreisrealschule München 1899.
- Flurl v., M.*: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. — München 1792.
- Gaertner v., H. R.*: Geologische Bemerkungen zur Geschichte der Lagerstätte „Bayerland“ bei Waldsassen. [in Maucher: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen in der Oberpfalz. — *Z. ang. Min.* 2. (1940). 221—225.]
- Gaertner v., H. R.*: Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. — *Jb. Reichsst. f. Bodenforsch.* 62. (1942). 54—80.
- Probleme des Saxothuringikums. — *Geol. Jb.* 65. (1950). 409—450.
- Gümbel v., C. W.*: Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. III. Abth. Fichtelgebirge mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. — Gotha 1879.
- Hegemann, F.*: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. — *Fortschr. Min.* 27. (1948). 45—46.
- Über sedimentäre Lagerstätten mit submarin vulkanischer Stoffzufuhr. — *Fortschr. Min.* 27. (1948). 54—55.
- Hiller, J. E.*: Röntgenographische Bestimmungsmethoden und Untersuchung der Bleispießglanze. *Z. Krist.* 100. (1939). 128—156.

- & Hofmann, W.: Nachtrag zu der Arbeit von J. E. Hiller: Röntgenographische Bestimmungsmethoden und Untersuchung der Bleispißglanze. — Z. Krist. 102. (1939). 143—144.
- Hofmann, R.: Zur Tektonik des alten Gebirges westlich und südlich des Steinwaldes. — Z. dt. geol. Ges. 111. (1959). 563—578.
- & Richter, D.: Kleintektonische Probleme des westlichen Fichtelgebirges zwischen Goldkronach und Erbdorf. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 108. (1959).
- Kiskyras, D. A.: Untersuchungen der magnetischen Eigenschaften des Magnetkieses bei verschiedenen Temperaturen im besonderen Hinblick auf seine Entstehung. — N. Jb. Min., Abh. 80. (1950). 297—342.
- Laubmann, H.: Über Kalksilikatfelse aus dem Fichtelgebirge. — Zbl. Min., Mh. 1916. 346—353.
- Die Minerallagerstätten von Bayern rechts des Rheines. — München 1924.
- Die Schmidt'sche Mineraliensammlung in Wunsiedel. — Der Siebenstern 8. (1934). 55—58.
- Lindemann, B.: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Structur. — N. Jb. Min., B. B. 19. (1904). 197—318.
- Maucher, A.: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen in der Oberpfalz. Z. angew. Min. 2. (1940). 219—276.
- Nüzeki, N. & Buerger, M. J.: The crystal structure of Jamesonite. — Z. Krist. 109. (1957). 161—183.
- Nöring, F.: Kleintektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge, südlich Wunsiedel. — Geol. Rdsch. 37. (1949). 87—88.
- Oebbeke, K.: Arsenkies aus dem körnigen Kalke von Wunsiedel. — Z. Krist. 17. (1890). 384—385.
- Papageorgakis, J.: Marmore und Silikatfelse der Zone Ivrea—Verbano zwischen Ascona und Candoglia. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41. (1961). 157—254.
- Pfeuffer, H.: Nebengesteine der Grube Bayerland. — 8. Sonderheft. „Der Aufschluß“. 1960. 51—56.
- Ramdobr, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — 3. Aufl. Berlin 1960.
- Rankama, K. & Sahama, Th.: Geochemistry. — Chicago 1950.
- Rechenberg, H.: Neue Untersuchungen über die Lagerstätte der Grube Bayerland in der Bayerischen Oberpfalz. — N. Jb. Min. Abh. 85. (1953). 395—466.
- Richter, D.: Tektonik und Metamorphose im westlichen Fichtelgebirge. — Z. dt. geol. Ges. 111 (1959). 62—73.
- Rost, F.: Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des ostbayerischen Grenzgebirges. — Ein Beitrag zur Geochemie von Nickel und Kobalt. — Z. angew. Min. 2. (1940). 1—27.
- Schmidt, A.: Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der Centralgruppe des Fichtelgebirges nebst einem Verzeichnisse der dort auftretenden Mineralien und deren Fundstätten. — Diss. Nürnberg 1895.
- Tabellarische Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirges und des Steinwaldes. — Bayreuth 1903.
- Schmidt, F.: Die Kalksteinlager im Fichtelgebirge. — Corresp. Bl. d. zool. u. mineral. Ver. Regensburg. 12. (1858). 9—16.
- Über Erlan im Fichtelgebirge. 1863.
- Schüller, A.: Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. — Geol. Rdsch. 27. (1936). 260—275.
- Schuster, M.: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. V. Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald und angrenzende Gebiete. — München 1924.
- Schürmann, H. M. E.: Über die chemische Zusammensetzung des Granits und des Gneises der Fichtelgebirgs-Aufwölbung. — Zbl. Miner. (A). (1927). 310—313.
- Seyfarth, W.: Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau. — Geognost. Jh. 21. (1908). 97—135.
- Stettner, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Blatt Nr. 5937 Fichtelberg. — München 1958.
- Die Lagerstätten des Specksteines von Göpfersgrün—Thiersheim im Fichtelgebirge. — Geologica Bavarica, Heft 42. (1959).

- Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. — Geol. Rdsch. 49. (1960). 350—375.
- Über die geologische Entwicklung des Fichtelgebirges. — 8. Sonderheft „Der Aufschluß“ 1960. 9—22.
- Zur Geologie der Münchberger Gneismasse. — 8. Sonderheft „Der Aufschluß“ 1960. 104—111.
- Stille, H.*: Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamt europäischen. — Z. dt. geol. Ges. 100. (1948). 223—226.
- Strunz, H.*: Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. — Acta Albertina Ratisbonensia. 20. (1951/52). 81—203.
- Mineralogische Tabellen. — 4. Aufl. Leipzig 1965.
- Teuscher, E. O.*: Die Kalksilikatfelse der nördlichen Oberpfalz. — Geologica Bavarica. Heft 14. (1952). 7—15.
- Tröger, K. H.*: Kaledonische und frühvariszische Phasen im Vogtland und in den angrenzenden Gebieten. — Freiburger Forschungshefte C 73. (1959). 1—52.
- Vogt, J. H. L.*: Der Marmor in Bezug auf seine Geologie, Structure und seine mechanischen Eigenschaften. — Z. prakt. Geol. (1898). 4—16, 43—52.
- Weinschenk, E.*: Vergleichende Studien über den Contactmetamorphismus. — Z. dt. geol. Ges. 54. (1902). 441—479.
- Winogradow, A. P.*: Geochemie seltener und nur in Spuren vorhandener chemischer Elemente im Boden. — Berlin 1954.
- Wurm, A.*: Über alte geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedeler Marmorzuges. — Z. dt. geol. Ges. 77. (1925). 174—182.
- Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925.
- Geologie von Bayern. 1. Teil Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. — Berlin 1925.
- Das Fichtelgebirger Algonkium und seine Beziehungen zum Algonkium Mitteleuropas. — Abh. geol. Landesuntersuch. am Bayer. Oberbergamt, H. 6, 1—12, München 1932.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Blatt Wunsiedel. — Würzburg 1932.
- Probleme im variskischen Gebirge Bayerns. — Geol. Rdsch. 40. (1952). 287.
- Neue Ergebnisse der Forschungen im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — Z. dt. geol. Ges. 108. (1956). 6—20.
- Führer zu geologischen Exkursionen durch Frankenwald und Fichtelgebirge. — Z. dt. geol. Ges. 108. (1956). 270—306.
- Zur Problematik der erdgeschichtlichen Analyse des Kristallins im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — Geologie 7. (1958). 569—575.
- Zur Frage kaledonischer Tektonik und Magmenbewegung im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — Geol. Rdsch. 51. (1961). 140—144.
- Geologie von Bayern. I. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. — Berlin 1961.

