Geologica Bavarica

65 München 1972

Herausgeber und Verlag
Bayer. Geologisches Landesamt

GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt

65

Zur Lagerstättenkunde Nordbayerns

Mit Beiträgen von

WALTER ECKMANN
HELMUT GUDDEN
GERHARD v. HORSTIG
ERNST OTTO TEUSCHER
HANS URBAN
RAIMUND VACHÉ
WINFRIED WEINELT

Herausgeber und Verlag:
Bayer. Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28

Redaktion: HERMANN SCHMIDT-KALER

MÜNCHEN 1972

Geologica Bavarica	65	184 S.	50 Abb.	13 Tab.	12 Beil.	München 1972

Gesamtherstellung: Akademische Buchdruckerei F. Straub, München

Inhaltsverzeichnis

Seite

ECKMANN, W. & GUDDEN, H.: Die Eisenerzlagerstätte „Leonie" bei Auerbach/Opf. 126

GUDDEN, H.: Die Bildung und Erhaltung der Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten in Abhängigkeit von Biegungs- und Bruchtektonik . . . 107

GUDDEN, H.: Siehe ECKMANN, W. & GUDDEN, H.

HORSTIG, G. v.: Mineralabfolge und Tektonik in den flußspatführenden Mineralgängen des Frankenwaldes 160

TEUSCHER, E. O. & WEINELT, WI.: Die Metallogenese im Raume Spessart - Fichtelgebirge - Oberpfälzer Wald - Bayerischer Wald 5

URBAN, H. & VACHÉ, R.: Die Kupfererzlagerstätten von Kupferberg—Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse 74

WEINELT, WI.: Siehe TEUSCHER, E. O. & WEINELT, WI.

Verzeichnis der Beilagen

Eckmann, W. & Gudden, H.:	Beilage 1:	Profilserie durch den Erztrog „Leonie" bei Auerbach/Opf.
	Beilage 2:	Situations- und Grundrißpläne
	Beilage 3:	Angaben zum Chemismus der Erze
Gudden, H.:	Beilage 1:	Die Haupt-Erztröge und Lagerstätten im Rahmen der Biegungs- und Bruchtektonik am Ostrand der Frankenalb
	Beilage 2:	Querprofile aus den Oberpfälzer Erztrögen
Horstig, G. v.:	Beilage 1:	Querprofil durch den Lichtenberger Gang
	Beilage 2:	Gangkartierung im Schacht IV der Grube Issigau
	Beilage 3:	Fluorit- und Karbonatführung im Schacht IV der Grube Issigau
	Beilage 4:	Kartierung des Neubeschertglück- und des Friedensgrubener Ganges
Teuscher, E. O. & Weinelt, Wi.:	Beilage 1:	Karte der Metallogenetischen Einheiten im Nord- und Nordostbayerischen Kristallin
Urban, H. & Vaché, R.:	Beilage 1:	Geologische Karte des Lagerstättengebietes zwischen Kupferberg und Wirsberg
	Beilage 2:	Lagerstättenkarte des Gebietes zwischen Kupferberg und Wirsberg

Geologica Bavarica	65	5—73	München 1972

Die Metallogenese im Raume Spessart - Fichtelgebirge - Oberpfälzer Wald - Bayerischer Wald

Von E. O. TEUSCHER & Wi. WEINELT *)

Mit 7 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Karte der Metallogenetischen Einheiten im Nord- und Nordostbayerischen Kristallin i. M. 1 : 500 000 (Beilage 1)

Kurzfassung

Die Metallogenese im Alten Gebirge Bayerns am Rande der Böhmischen Masse und im Spessart wird in Beziehung zum geologischen Aufbau und zur tektonischen Struktur dargestellt.

Inhalt

Seite

1. Einleitung und geologische Übersicht 5
   1.1. Basische Magmatite 8
   1.2. Sauere bis intermediäre Magmatite 9
   1.3. Tiefenstörungen 15
2. Die Abfolgen der Metallogenese 16
   2.1. Pegmatite 16
      2.1.1. Albitpegmatoide 17
      2.1.2. Metapegmatite 19
      2.1.3. Pegmatite im Gefolge variskischer Granitintrusionen 20
   2.2. Zinn — Wolfram 25
   2.3. Gold 28
   2.4. Kupfer 30
   2.5. Blei — Zink 35
   2.6. Eisen — Mangan 38
      2.6.1. Metasomatische Eisenerzvorkommen 38
      2.6.2. Hämatit-Quarz-Gänge 39
      2.6.3. Siderit 41
   2.7. Fluorit-Baryt 41
      2.7.1 Rotbaryt-Fluorit-Abfolge 44
      2.7.2. Gänge mit Weißbaryt und Fluorit 51
   2.8. Quarz 58
   2.9. Wismut — Kobalt — Nickel 59
   2.10. Antimon — Quecksilber 59
3. Zusammenfassung 60
4. Literatur 61

1. Einleitung und geologische Übersicht

In den letzten Jahren wurden vom Bayerischen Geologischen Landesamt Beiträge zu mehreren metallogenetischen Karten geliefert, so zu der Metallogenetischen Karte von Europa, zur Carte Internationale des Gisements de Fer de l'Europe und zur Karte der postmagmatischen Mineralisation der Böhmischen Masse, die auf dem XXIII. Internationalen Geologenkongreß in Prag 1968 vor-

*) Anschrift der Verfasser: Oberregierungsdirektor Dr. ERNST OTTO TEUSCHER, Oberregierungsrat Dr. WINFRIED WEINELT, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

gelegt worden ist. Besonders für diese ist von beiden Autoren unter Mitwirkung von W. BAUBERGER, G. v. HORSTIG und G. STETTNER eine kartenmäßige Bearbeitung des ostbayerischen Alten Gebirges und seiner Metallogenese als Beitrag geliefert worden, der in der genannten Karte nur auszugsweise noch verwertet worden ist.

Die Darstellung des geologisch-tektonischen Rahmens im Bereich des Nordbayerischen Kristallins wurde in der vorliegenden Karte in lichten Farbtönen gehalten, damit die Angaben zur Metallogenese deutlich hervortreten; zusätzlich sind einige Vererzungsbezirke durch farbige Umgrenzung hervorgehoben worden, wodurch die Beziehungen zu entsprechenden Bezirken und Provinzen im zentralen Bereich der Böhmischen Masse herausgestellt werden konnten (vgl. die Karte von J. CHRT und H. BOLDUAN der „Postmagmatischen Mineralisation der Böhmischen Masse" von 1966 und die „Metallogenetic Map im Geological Atlas", der von der Geologischen Anstalt von Böhmen und Mähren 1967 in Prag herausgegeben worden ist).

Als Unterlagen wurden die überarbeiteten Geologischen Übersichtskarten 1 : 500 000 von Bayern und vom Westteil der Tschechoslowakei benutzt. Die Karte umfaßt damit noch teilweise das Erzgebirge und das böhmische Gebiet bis knapp an die Blanitzer Furche. Die ursprüngliche Aufgabenstellung, das Grundgebirge in Bayern quasi als Westteil der Böhmischen Masse zu behandeln, führte von vornherein zur Herausarbeitung der gemeinsamen strukturellen Elemente und der geologischen und metallogenetischen Zusammenhänge über die Landesgrenzen hinweg. Die großtektonische Anlage des Alten Gebirges Europas (vgl. F. E. SUESS, F. KOSSMAT, H. STILLE, S. v. BUBNOFF), die von der Böhmischen Masse nach W durchziehende Elemente zeigt, wird infolge der jungen Heraushebung der kratonischen Masse und der Überflutung des Vorlands im Mesozoikum am Westrande des Fichtelgebirges und des Oberpfälzer Waldes von den jungen Sedimenten verdeckt. Die Kernzone des Moldanubikums, die von Zentralböhmen über das Kristallin des Bayerischen Waldes und des Oberpfälzer Waldes nach W (WSW) verläuft, ist in einer Reihe von Bohrungen südlich der Donau angetroffen worden, welche den mehrere 1000 m mächtigen voralpinen Molassetrog durchörtert haben. Sie tritt erst im Schwarzwald wieder zu Tage.

Der letztmalig moldanubisch gefalteten Kernzone stehen im N die Gebiete des Saxothuringikums gegenüber, die eine intensive variskische Tektogenese erfahren haben. Im Verlauf der variskischen Orogenese wanderte die Zone intensiver Faltungen von dem Kerngebiet nach außen. Auf die Erzgebirgs-Fichtelgebirgs-Region, die im Bereich des Spessarts, Odenwaldes und Nordschwarzwaldes ihre westliche Fortsetzung findet, folgt nordwärts ein Bereich mit mächtigen karbonischen und unterpermischen Vorlandsedimenten in Molassefazies, z. T. mit subsequenten Ergüssen erfüllt. Ihr Verlauf ist prinzipiell E—W, wenn auch in der Rotliegendzeit Buchten sehr weit nach S bis in die Gegend von Weiden und Schmidgaden eingreifen. Relativ scharfe Grenzen zwischen den verschiedenen Einheiten sind erst durch tiefgreifende jüngere Brüche entstanden. So werden im Erzgebirgsabschnitt die Gesteine saxothuringischer Prägung im S vom Egertalgraben mit seinen tertiären Sedimenten und den Produkten des basaltischen Neovulkanismus abgeschnitten. Dieser Grabenbruch hat in Bayern eine weniger markante Fortsetzung im Mitterteicher Becken mit seinem ebenfalls vergleichsweise reduzierten Vulkanismus.

Die Hauptantiklinalen des Alten Gebirges haben erzgebirgisches Streichen (SW—NE), die ausgeprägten herzynischen Lineamente (NW—SE) sind zwar variskisch schon angelegt, ihren Charakter als Randbrüche des Kristallins erhielten sie erst mit ihrem Weiterbau während der alpidischen Orogenese, die sich im Bereich der Böhmischen Masse als rein germanotype Bruchtektonik auswirkte. Es ist zu bemerken, daß die variskische Orogenese gewisse Strukturelemente enthält, die auf kurze Strecken das allgemeine WSW—ENE-Streichen mit Quersätteln und Quermulden unterbrechen. Auch die Grenze zwischen moldanubischen Gneisen und der saxothuringischen Serie folgt in Bayern nicht einfach dem Egerlineament, das nach WSW etwa über Erbendorf verläuft und dort von der Fränkischen Linie abgeschnitten wird. Gesteine von saxothuringischem Charakter, verschuppt mit moldanubischen Gneisen, ziehen bogenförmig am Westrande des Alten Gebirges noch ca. 30 km weit nach S bis zur Luhe-Linie in der Oberpfalz (= Nordrand des Naabgebirges). Den Ostrand dieser saxothuringischen Gesteine bildet ein altes Querelement, das von einer N—S-ziehenden, an Metabasiten reichen Zone repräsentiert wird, die den Falkenberger Pluton im Süden in zwei Teilmassive trennt (s. Abb. 1).

Neben der moldanubischen Kernzone, deren herausgehobene kristalline Teile im wesentlichen eine moldanubische Regionalmetamorphose erfahren haben, ent-

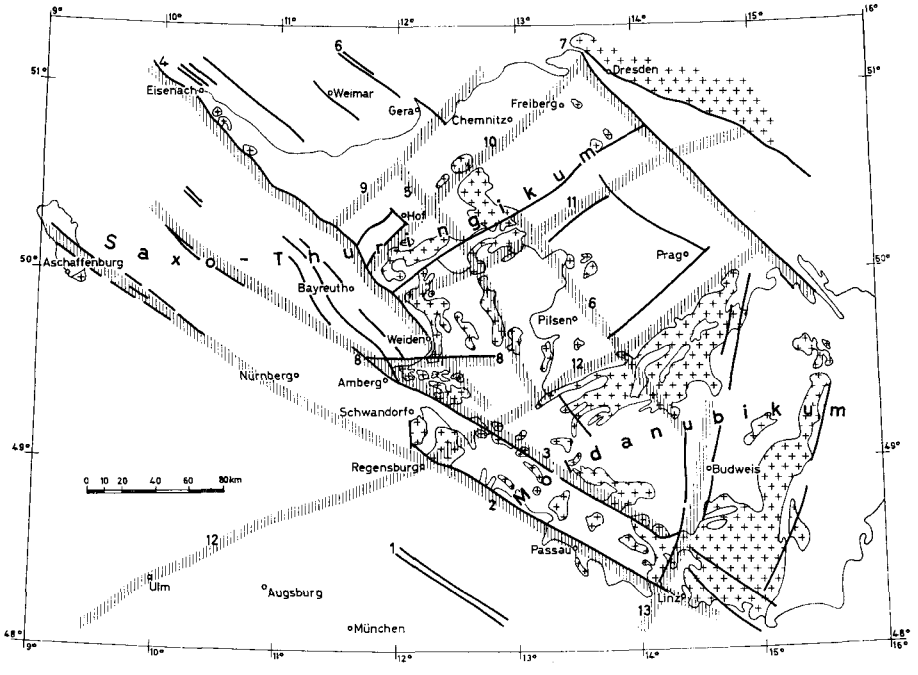


Abb. 1. Tiefenstörungen (Lineamente) im Bereich der Böhmischen Masse: 1) Landshut—Neuöttinger Hoch — 2) Donaurandbruch — 3) Bayerischer Pfahl — 4) Fränkische Linie — 5) Lineament Bad Elster—Bad Brambach—Marienbad—Taus — 6) Lineament Gera—Joachimsthal—Budweis — 7) Elbe-Lineament — 8) Luhe-Linie — 9) Nordwestsächsisches Lineament — 10) Mittelsächsisches Lineament — 11) Eger-Lineament — 12) Mittelböhmisches Lineament — 13) Blanicer Furche.

hält auch die saxothuringische Region Anteile, die schon prävariskisch gefaltet und metamorphosiert worden sind. Vergneiste Magmatite dieser Epoche (Orthogneise und Metabasite der Karte) waren mit pegmatitischen Restlösungen, mit kontaktpneumatolytischen Erscheinungen und mit epigenetischer Metallogenese verbunden. Sie sind auch im Alten Gebirge in Bayern in Spuren zu finden. Die variskische Tektogenese und der intensive Magmatismus haben die Gesteine des Bayerischen und des Oberpfälzer Waldes ebenso wie das prävariskische Kristallin des Fichtelgebirges und des Spessarts so intensiv überprägt, daß Zeugen assyntischer und kaledonischer Metallogenese heute nurmehr selten mit Sicherheit zu erkennen sind. Die physikalische Altersbestimmung an Biotiten gibt meist nur noch das Alter der letzten intensiven Aufwärmung, der variskischen, an. Zur prävariskischen Metallogenese gehören — wie in den außerbayerischen Gebieten der Böhmischen Masse — wohl eine Reihe von Pegmatiten und einige sulfidische lagerartige Vorkommen, soweit sie einen vulkanischen Anteil besitzen, dagegen sind sicher prävariskische gangartige Erzvorkommen in Bayern nicht bekannt.

1.1. Basische Magmatite

Wegen ihrer besonderen Bedeutung für die Metallogenese sind in der Karte die Magmatite hervorgehoben worden. Basische und ultrabasische Gesteine innerhalb der metamorphen, wohl vorwiegend altproterozoischen moldanubischen Serie (dunkelgrün dargestellt) sind nicht weiter differenziert worden, ebenso wie die entsprechenden Gesteine im Fichtelgebirge und im Spessart. In Bayern finden sich in den ultrabasischen Vertretern dieser Gruppe keine bemerkenswerten Konzentrationen an Nickel wie in den angrenzenden Räumen, beispielsweise in Peridotiten von Krems bei Budweis oder in serpentinisierten Metasaxoniten bei Kuhschnappel im Sächsischen Granulitgebirge, wo vor allem im Bereich nicht abgetragener subtropischer (tertiärer) Bodenbildungen bauwürdige Konzentrationen von Huterzen mit sekundären Nickelmineralen erhalten sind. Beide Vorkommen ebenso wie die nickelführenden Metabasite des Moravikums gehören wahrscheinlich zur altproterozoischen moldanubischen Gruppe. Konzentrationen von Cr und Ti sind angedeutet im Metagabbro vom Hohen Bogen.

Es ist möglich, daß die im südlichen Fichtelgebirge verbreiteten gabbronoritischen bis peridotitischen Gesteine eine Rolle als Mg-Lieferanten bei der Magnesium-Metasomatose gespielt haben, bei der aus vermutlich kambrischen Kalken (Marmore der Wunsiedel—Arzberger Züge) stellenweise Talklagerstätten (Speckstein) entstanden sind.

Die stratiform eingeschlichteten **Spilite** des innerböhmischen Algonkiums (Extrusiva, z. T. untermeerisch, auch flache Lagerintrusiva feldspatbasaltischer Laven und Tuffe) wurden in der Karte gegenüber der vorigen Gruppe hervorgehoben. Diese Spilite gehen am Ostrand der Gabbroamphibolitmasse vom Hohen Bogen (bei Furth i. W.—Taus) in Metabasite über, doch die meisten basischen Einschaltungen im tiefststufigen Metamorphikum lassen sich stratigraphisch nicht mit Sicherheit deuten und schwerpunktmäßig dürften die Metabasite im Bereich der moldanubischen Aufwölbung ins tiefere Präkambrium (Moldanubische Serie) gehören. Die Spilite sind in mehreren Zügen dem Algonkium eingeschaltet und mit Alaun- und Pyritschiefern eng verbunden, die auf Stoffzufuhr in spätvulkanischen Phasen weisen.

Die Repräsentanten des devonischen basischen Vulkanismus (**Diabase**) konnten in gleicher Weise wie die Spilite dargestellt werden, da sich die Unterscheidung aus ihrer Lage innerhalb des Altpaläozoikums ergibt. Die sehr ungleichmäßigen, teils brekziösen, teils schichtigen Eisenerze innerhalb der Diabastuffe des Oberdevons führen in zwei Lagern vorwiegend Hämatit, untergeordnet Chamosit und Magnetit in einem calcitischen oder quarzigen Bindemittel. Die Grenzen der Provinz dieser exhalativ-sedimentären Eisenerze decken sich mit dem Verbreitungsgebiet der Diabase im Raum von Oberfranken und im thüringisch-sächsischen Vogtland. Die einzelnen Lagerstätten wurden a. a. O. genauer dargestellt[1]). Der in der Karte umrissene Bezirk der Spateisensteingänge deckt sich etwa mit der Provinz des oberfränkisch-vogtländischen Diabasvulkanismus.

Schließlich ist noch darauf hinzuweisen, daß der in der Karte herausgehobene **Neovulkanismus** vorwiegend — in Bayern sogar ausschließlich — durch basische Gesteine (Basalte) repräsentiert wird. Innerhalb dieser Gesteinsprovinz sind keine metallogenetisch wichtigen Metall-Konzentrationen bekannt, das Verbreitungsgebiet ist jedoch eng an Schwächezonen geknüpft (Egerlineament), die auch von Thermen führenden Spalten begleitet sind, und der Neovulkanismus beeinflußte wohl nicht nur die intensive Kaolinisierung im Mitterteicher Becken, sondern führte auch zu ausgesprochen metallarmen Quarzabsätzen auf jungen Klüften. Basalteisensteine, die bis ins 19. Jh. im Mitterteicher Becken an mehreren Orten im Kleinstbetrieb gewonnen worden sind, verdanken ihre Entstehung wohl in stärkerem Maße Verwitterungsvorgängen als spätvulkanischen Prozessen.

1.2. Sauere bis intermediäre Magmatite

Die im weitesten Sinne granitischen saueren bis intermediären Plutonite des Alten Gebirges wurden nur in variskische und ältere Intrusiva gegliedert. Deckenergüsse solcher Magmen, in denen praktisch keine Bildung metallogenetisch interessanter Restlösungen anzutreffen ist und zu ihnen gehörige Tuffe wurden in der Karte davon unterschieden.

Prävariskische Glieder dieser Serie sind im Moldanubischen Bereich selten. Sie bilden zahlreiche kleine Körper, die in einer Übersichtskarte nicht einzeln darstellbar sind, vor allem nicht in Gebieten, wo Übergänge von Diatexiten bis zu Hybridgraniten vorliegen. Für die Mehrzahl der Metagranite und der Metaaplite ist auch nicht sicher, wie weit sie frühvariskische Intrusionen darstellen, die in der variskischen Orogenese vergneist worden sind. Häufiger können verschieferte prävariskische Eruptiva in der saxothuringischen Region angetroffen und datiert werden, im Erzgebirge (Rotgneis- und Graugneiskuppeln) und im Fichtelgebirge (Gneise der Wunsiedler Bucht). In den größeren Eruptivgneiskörpern sind ausgeschieferte Pegmatite und Aplite bekannt, z. B. innerhalb des Eruptivgneiskörpers südlich von Marktredwitz. Die Kontakte dieser alten Plutone sind in Bayern so verschliffen, daß keine kontaktpneumatolytischen oder gangartigen Metallaureolen um diese Körper mehr zu erkennen sind, nur Turmalinschiefer, die zu diesen älteren Graniten gehören könnten, sind am Südrande des Marktredwitzer Epimylonitgneises bekannt. Eine Skarn-

[1]) Horstig, G. v. & Teuscher, E. O.: Die Eisenerze in der Umrandung der Böhmischen Masse. — Erscheint in den Beiheften d. Jb. d. Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, als Teil der Eisenerzmonographie.

bildung im Kontakthof prävariskischer Magmatite, wie sie im Erzgebirge verbreitet ist, findet sich in einigen kleinen Kalksilikatvorkommen in den Paragneisen, welche den Orthogneis von Wunsiedel umgeben, angedeutet. Es ist aber möglich, daß die selten beobachteten sulfidischen Blei-Zink-Kupfererze neben Pyrrhotin auch auf den variskischen Fichtelgebirgsgranit zurückzuführen sind, wofür das Vorkommen in unmittelbarer Berührung z. T. mit diesem und die (selten) beobachteten Minerale Fluorit, Turmalin und Kassiterit hinweisen.

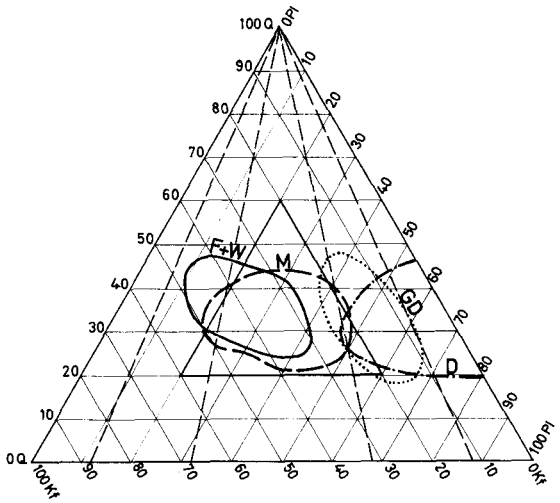
Bei den **saueren variskischen Magmatiten** zeigt sich ein Unterschied zwischen den in höhere Stockwerke der Regionalmetamorphose intrudierten der saxothuringischen Region — die infolge des mineralfaziellen Gefälles zum Nebengestein z. T. markante Kontakthöfe erzeugten — und denen im Moldanubikum, die sich in einem tieferen Stockwerk befinden, z. T. unfern der Bildungsräume granitischer Magmen. Mit der Verlagerung der Hauptfaltungsaktivität von Süden nach Norden hat sich das Alter der Intrusionen in gleicher Richtung schwerpunktmäßig zu jüngeren verschoben und auch die Acidität der Magmen nimmt zu.

Intermediäre Typen, die z. T. als Mischgesteine von granitischen Magmen mit basischen Vorläufern oder allgemein als Assimilate aufgefaßt werden können, zeigen eine große Variabilität des Mineralbestandes, bisweilen innerhalb des gleichen Körpers. Von G. FISCHER (1965) ist dies anschaulich in einer Reihe von Diagrammen der Mineralzusammensetzung dargestellt worden. In unserer Karte sind nur größere Verbreitungsgebiete solcher Gesteine berücksichtigt worden, wie das Vorkommen mit redwitzitischen Strukturen (sperriges Biotitgefüge) am Nordrande des Falkenberger Granitmassivs, das durch Assimilierung der Gesteine des Kontaktshofs der ältesten Intrusion und durch Bildung hybrider Reaktionsprodukte entstanden ist und generell etwa dioritischen Gesteinstypen entspricht.

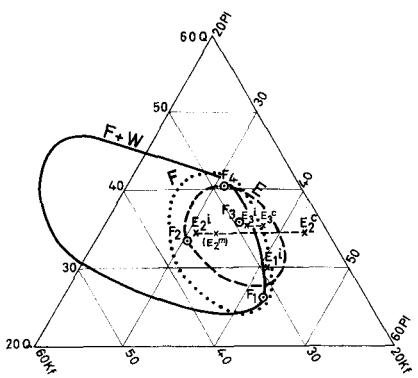
Auch die dioritischen Varianten im Intrusivgebiet von Fürstenstein treten gegenüber den granitischen Hauptgesteinen (Saldenburger Granit) zurück (vgl. TROLL 1964). Sie werden so gedeutet, daß der Tittlinger Granit die vorausgegangenen etwa gangförmigen Vorläufer — die heute als Quarzglimmerdiorite vorliegen — aus ihrem Intrusionsverband im Gneis herausgeschält hat.

Diese beiden und die zahlreichen in der Karte nicht dargestellten kleinen Vorkommen, meist hybridisierte Metabasite, bleiben unter 10 % der im bayerischen Kristallin angeschnitten vorliegenden Plutone. Der fichtelgebirgisch-erzgebirgische und der südböhmisch-bayerische Gesamtpluton unterscheiden sich damit wesentlich vom Mittelböhmischen Pluton, der mit seinem Westrand noch ins Kartengebiet hereinreicht. In ihm haben granodioritische und dioritische Gesteinstypen den Hauptanteil und Hornblenden und Pyroxene überwiegen im Mafitenbestand.

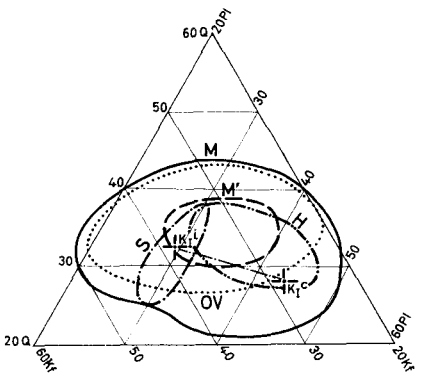
Auch für die Hauptgesteine der granitischen Plutone (mit folgenden Typen nach der Nomenklatur TRÖGERS: Granitporphyr-Normalgranit-Pyterlit-Wiborgit-Yosemitit-Masanit, seltenere Typen sind Aplitgranit-Engadinit-Kaligranit-Rapakiwigranit-Tirilit-Hurumit) hat G. FISCHER 1965 die Variabilität des Mineralbestandes behandelt. Ein Vergleich der mittleren Zusammensetzung der großen Körper zeigt, daß der Chemismus der Gesamtmagmen



2a



2b



2c

Abb. 2. Kf-Pl-Q-(Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-)Diagramme sauerer bis intermediärer Eruptivgesteine im Alten Gebirge Bayerns.

Abb. 2 a. Vollständiges Diagramm (100 %). M = Massivgranite des Moldanubikums, F+W = Granite des Fichtelgebirges (Waldsteinzone nach GOEMANN 1970), GD = Granodiorite des Bayerischen Waldes, D = Quarzdiorite und Opdalite des Bayerischen Waldes (M, GD und D nach G. FISCHER 1965).

Abb. 2 b. Zentralteil (60 Kf- 60 Pl- 60 Q) von 2 a. vergrößert. Bezeichnung wie in 2 a. dazu: E = Westerzgebirgsgranite, Massiv von Eibenstock—Neudek, E_1 = Randfazies, E_2 = Kernfazies, E_3 = Aplitgranite, i = optische Integration, c = Normminerale nach der chem. Analyse, m = modaler Mineralbestand nach der chem. Analyse (vgl. TEUSCHER 1936). F = Fichtelgebirgsgranite des Hauptmassivs allein, F_1 = Porphyrgranit von Weißenstadt, F_2 = Fichtelgebirgsmassiv, Randgranit, F_3 = Kerngranit, F_4 = Zinngranit (Analyse cit. bei STETTNER 1958, S. 111 ff., Nr. 10, 11, 12 anal. ABELE, Nr. 13 anal. SPRINGER, Nr. 14, 15 anal. OBEREMBT).

Abb. 2 c. wie 2 b. Zusätzliche Signaturen: M = dicht belegtes Feld der Massivgranite des Moldanubikums, H = Hauzenberger Massiv, S = Saldenburger Massiv, OV = Granite von Oberviechtach, K I = Kristallgranit I, $K I^i$ = Mineralbestand zufolge der optischen Integration, $K I^c$ = normativer Mineralbestand (vgl. G. KRAUS 1962, anal. PÖTZL).

von Massiv zu Massiv sich weniger unterscheidet als der extremer Typen innerhalb eines Körpers, so daß sich die Felder der Analysen — je mehr Proben untersucht werden, um so stärker — überschneiden. Besonders in den Randfazien (Decken-) kann das Magmenbild durch Assimilation stark verändert sein. Die Platznahme unter verschiedenen pt-Bedingungen und die Restkristallisation am endgültigen Intrusionsort sind offensichtlich die wichtigsten Faktoren für die Entwicklung gewisser Metallaureolen um die Plutone (s. Abb. 2).

Der Unterschied zwischen der mittleren Zusammensetzung der Granite in der moldanubischen und denen in der saxothuringischen Region ist auch davon beeinflußt, daß letztere großenteils in ein höheres Stockwerk (Oberbau) intrudiert sind, wo wir besonders in den stockförmigen Aufbauten die differenziertesten Restmagmen finden; bereits in 1000 m Tiefe unter der Oberfläche verbreitert sich die Basisfläche der heutigen Massivanschnitte im fichtelgebirgisch- erzgebirgischen Raum fast auf das Doppelte und die Analyse der Granite aus dieser Tiefe dürfte denen der moldanubischen Granite noch ähnlicher sein. Auch eine Verschiebung der Hauptintrusionszeiten zu jüngeren Phasen im Saxothuringikum (bis Unterperm) mag die Herausbildung stärkerer Differenzierung von einem Stamm-Magma weg mitveranlaßt haben.

Die lange Dauer der variskischen Orogenese und des damit verbundenen Magmatismus (Biotitalter, die uns die physikalischen Altersbestimmungen geliefert haben, geben einen Spielraum von mindestens 330 bis 280 ma [Mill. Jahre], evtl. sogar 360—260 ma an), erklären es, daß in den verschiedenen größeren Massiven eine jeweilige selbständige Entwicklung stattfinden konnte. Sie führte von Vorläufern über mehrere Phasen der Hauptintrusion zum Ganggefolge, und so müssen stofflich und strukturell ähnliche Typen verschiedener Massive nicht zeitgleich entstanden sein, und es können sich auch aus Magmen des gleichen Stammes in getrennten Massiven verschiedene Extremtypen entwickelt haben. Dennoch sind gewisse Gruppen erkennbar, wenn man die Granite des fichtelgebirgisch-oberpfälzischen Raumes und des engeren Moldanubikums (südlich der Luhe-Linie) gegenüberstellt.

Der **Fichtelgebirgsgranit** mit seinen nördlich vorgelagerten kleinen Nebenkörpern, die aller Wahrscheinlichkeit nach in der Tiefe mit dem Hauptmassiv verbunden sind (Körper des Waldsteins, des Kleinen und Großen Kornbergs) geht nach Osten hin in die westerzgebirgische Granitmassivzone über, deren verschiedene Granittypen eine deutliche Stammesverwandtschaft zeigen. Die Teilmassive verbinden sich zahlreichen Tiefbohrungen zufolge (s. WATZNAUER 1954) in der Tiefe zu einem großen fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Pluton. Auch wenn der Biotit als Zeitmesser einen Spielraum für die Abkühlung der Magmen von über 50 ma angibt und wenn mehrere Autoren heute die Intrusion in Sachsen zwei Hauptphasen (ältere = oberkarbonische und jüngere = unterpermische) zuordnen, so haben andererseits auch die neueren Untersuchungen (TISCHENDORF et al. 1969) gezeigt, daß zwischen den älteren (= Gebirgsgraniten nach G. LAUBE 1876) und den jüngeren Graniten (= Erzgebirgsgraniten nach LAUBE) keine so große Differenz besteht (verschiedene Magmasippe) wie M. STARK (1914) früher annahm.

Die markantesten äußeren Kennzeichen der Granite aus weit entwickelten Magmen mit Restlösungscharakter sind ihr Reichtum an Mineralen mit flüch-

tigen Komponenten (Turmalin, Topas, Lithiumglimmer, sek. Muskowit), die mit einer typischen Ungleichmäßigkeit der Körnung (rascher Wechsel von feinkörnig bis zu grob- und cm-körnig) und des Gefüges einhergehen und eine intensive autometamorphe Überprägung. Es wurde von E. O. TEUSCHER (1935) in einer weiträumigen Untersuchung festgestellt, daß der Spielraum der magmatischen Differentiation, wie ihn z. B. noch TRÖGER (1929) durch Benutzung alter oder ungenauer Analysen an z. T. ungeeigneten Proben aufgestellt hatte, zu korrigieren war, da ein Teil der gezeigten Differentiation auf das Konto der Autometamorphose geht, die stellenweise mit erheblichen Stoffzu- und abfuhren verbunden war und sich nicht auf deuterischen Stoffaustausch von Mineral zu Mineral beschränkte. Bei kritischer Probenahme und genauer Analyse ergibt sich ein kontinuierlicher Übergang von normalen Granittypen zu den weiter entwickelten, z. B. von der Randfazies zur Kernfazies des normalen Hauptgranits im böhmischen Teil des Granits von Eibenstock—Neudek und weiter bis zu wenig autometamorphen (entgasten) Lagergraniten (Sillgraniten) im Eibenstocker Massivteil mit kleinem Topas- und Muskowitanteil ($< 2\,\%$), die ihre fluiden Komponenten weitgehend an ihre Dachregion abgegeben haben.

Für den bayerischen Anteil des Fichtelgebirgsgranits haben die Untersuchungen zur Altersdatierung für die verschiedenen Granitvarianten zwar auch verschiedene Alter geliefert (v. GAERTNER, FAUTH 1970), nämlich zwischen 320 und 280 ma, aber die Bestimmungen — einmal an Biotit und an Muskowit, zum anderen nach der K/Ar- und der Rb/Sr-Methode — haben einen so großen Spielraum für das Alter der gleichen Probe auf Grund der 4 Messungen und so geringe Differenzen zwischen den vier petrographisch unterschiedenen Typen ergeben, daß sich somit eher das Bild einer langdauernden mehrphasigen Magmenerstarrung als das einer eindeutig zweiphasigen Intrusion ergibt.

Der älteste Granit des Fichtelgebirges (Porphyrgranit nach G. STETTNER 1958) wird der Hauptvariante des Falkenberger Granits an seinem Nordrande und z. T. dem mit ovalem Querschnitt aufgewölbten Teilmassiv des Steinwaldes gleichgestellt. Unter dem Mantel der Randfazies (Dach-) entwickelte sich eine Kernfazies von gröberem, mehr serialem Korn, die z. T. in den schon verfestigten Dachbereich intrudierte. Diese Magmen im Gebiet der Teilmassive vom Waldstein und Kornberg (Epprechtstein) waren bereits reich an flüchtigen Substanzen (Turmalin-, Topas-, Lithionitführung besonders in zahlreichen pegmatitischen Gängen und Schlieren), die stärkste Pneumatolyse ist jedoch an den Zinngranit geknüpft. In einigen bis km-langen, 140° streichenden, steilen Trümerzonen bei Weißenstadt (am Rudolphstein) sind bis 50 Trümchen von cm- bis dm-Mächtigkeit von Muskowit- und Topas-Greisen als Endglieder einer pneumatolytischen Metasomatose entstanden. Die primären Quarze des Greisens lassen noch der Form und Anordnung nach die Granitstruktur erkennen, das Metasom besteht aus Topas, Muskowit und sekundärem Quarz, letzterer in einer Menge, wie sie der bei der Umwandlung von Kalifeldspat und sauerem Plagioklas freiwerdenden Kieselsäure entspricht. Zwischen der Greisenplatte und dem frischen Granit befindet sich eine mehrere Meter breite Zone mit abnehmender Vergreisenung, bei der zuerst die aluminiumreichsten Partien, die Oligoklaskerne der Plagioklase von intensiver Neubildung von Muskowit ergriffen werden; mit größerem Abstand vom Greisenband fehlen größere Muskowite

(Φ bis 1 mm) und hier tritt vor allem feinschuppiger Serizit auf. Häufige Entwicklung stockförmiger Pegmatite und partielle Vergreisenung finden sich auch im südöstlichen Teil des Falkenberger Massivs, dem Flossenbürger Granit und in dessen unter Tage liegendem Erstreckungsbereich bis nach Hagendorf.

Die Verteilung der jüngeren, im saxothuringischen Bereich verbreiteten Granite, nimmt südlich der Luhelinie ab (hier findet sich noch das Neunburger Massiv, dessen Granite in Zusammensetzung und Struktur mit denen des Falkenberger Granits weitgehend übereinstimmen). Als Granite vom Typ Eisgarn kommen sie jedoch neben den im Moldanubischen Bereich vorherrschenden älteren Graniten bis an den Südrand der Böhmischen Masse in Oberösterreich vor.

Der Neunburger Granit zeigt zusammen mit den ihn umgebenden Sillgraniten eine erhebliche Entwicklungsphase von feinkörnigen lagergangähnlich intrudierten granodioritischen Vorläufern über grobporphyrartige Kristallgranite zu gleichmäßig mittelkörnigen Graniten bis zu seltenen aplitisch-pegmatitischen Nachschüben. Die Differentiation führt von an Biotit und Plagioklas reichen zu stärker leukokraten Gesteinen mit zunehmender Mikroklin-Vormacht. An deuterischen Vorgängen ist neben dem Serizitwachstum von Spaltrissen im Kalifeldspat aus die Bildung mikroskopischer Fluoritkörner im Kern von Plagioklasen bemerkenswert (vgl. H. BADER 1959).

Die **Südböhmische Intrusivmasse,** die zwischen Blanitzer und Boscovicer Furche einen zusammenhängenden Körper bildet, biegt hufeisenförmig nach W und in Bayern nach NW um. In ihr sind auf österreichischem Gebiet 3 Hauptgesteinstypen unterschieden worden, mit denen die Granite im Bayerischen Abschnitt des Moldanubikums verglichen werden können.

Der **Weinsberger Granit** (Typlokalität ca. 25 km nördlich von Ybbs/Donau) hat im österreichischen Wald- und Mühlviertel ein großes zusammenhängendes Verbreitungsgebiet (> 5000 km²). Seine Ausläufer erreichen östlich von Passau (bei Wegscheid) eben noch bayerisches Gebiet. Dieser Typ, der in Bayern dem Kristallgranit I entspricht (Neudefinition der alten GÜMBELschen Bezeichnungen nach G. FISCHER), findet sich im Lusenmassiv und vor allem im Gebiet SW vom Pfahl im Regensburger Wald sowie bei Winzer. Dieser ältere (präsudetische) Granit zeigt im Dach bisweilen kontinuierliche Übergänge in metablastische Perlgneise. Es fehlen meist scharfe Kontakte zu den Nebengesteinen; sein Gefüge besitzt oft eine gute Regelung. Der vorwiegend porphyrartige Granit — nach der Zusammensetzung oft granodioritisch — hat um 10 % Dunkelglimmer, Plagioklas (30—40 %), meist deutlich mehr als Kalifeldspat (20—30 %) und Quarz (20—30 %).

Der Granit von **Neuhaus—Schärding,** der bei Neuburg/Inn auf das linke Innufer übergreift, schließt sich in Bezug auf seine Korngröße und sein Aussehen an den folgenden Mauthausener Typ an. Er unterscheidet sich jedoch von diesem durch seinen größeren Kalifeldspatreichtum, seinen Reichtum an Fremdeinschlüssen und seine Cordieritführung. Altbestandsrelikte und Cordieritführung sind zusammen mit seinen Kontaktverhältnissen zum Nebengestein Anzeichen dafür, daß es sich um einen anatektischen Granit handelt (O. THIELE 1968).

Der **Mauthausener Granit** (Typlokalität Mauthausen a. d. Donau, ca. 20 km unterhalb Linz) wird vom Tittlinger Granit in der Randzone der Fürstensteiner Intrusivmasse repräsentiert. Er wird durch Resorption dioritischen Materials lokal

granodioritisch, im allgemeinen ist seine Zusammensetzung gekennzeichnet durch Abwesenheit von Hellglimmern bei einem Anteil an Dunkelglimmer von ca. 10%, Plagioklas von 35—50% (An 20—30), Kalifeldspat 10—30%, Quarz 20—30%. In ihm auftretende Pegmatittrümer führen Beryllium-Minerale und Molybdänglanz. Die physikalische Altersdatierung ergab für den Tittlinger Granit 335 ± 25 ma.

Diesen Typ repräsentiert in der Hauptsache auch das **Hauzenberger Massiv.** Sein Granit ist in der Dachfazies kleinkörnig mit einem Mineralbestand von etwa 30% Plagioklas, 30% Kalifeldspat, 30% Quarz und 10% Biotit + Muskowit. Eine hydrothermale Mineralisation mit Pyrit, Uranglimmer, Molybdänglanz und Fluorit ist örtlich auf Klüften entwickelt.

Der tektonisch beanspruchte Granit von Neustift hat eine Sonderstellung, er ist vermutlich auch älter.

Den nördlichsten Vertreter des Mauthausener (= Hauzenberger) Typus in der Oberpfalz stellt das kleine Massiv von Oberviechtach dar. Es enthält einen kleinkörnigen Biotitgranit (Korndurchmesser 0,4—1 mm) mit etwa 31% Quarz, 54% Feldspat (Kalifeldspat vorherrschend, Plagioklas am Rand albitisch, im Kern Oligoklas), 15% Glimmer und Mafiten (Biotit > Muskowit). (Siehe Düsing 1959).

Der **Eisgarner Granit** (Typlokalität 50 km N von Ybbs). Das westlichste Vorkommen des Typs greift am Dreisesselberg (Grenze BRD/ČSSR/BROe) auf bayerisches Gebiet über und zieht parallel zur Grenze bis in die Gegend von Zwiesel. Er bildet den Kern des Lusengranits, ist im Gegensatz zu diesem ein heller, grobkörniger Zweiglimmergranit, meist porphyrartig durch Großkristalle von Kalifeldspat und wird als jüngerer Kristallgranit (Kristallgranit II) bezeichnet.

Dem Typus Eisgarn entspricht auch der Saldenburger Granit, der etwa 50% des Intrusivgebietes von Fürstenstein einnimmt. Der Haupttyp ist grobkörnig, porphyrartig durch Großkristalle von Kalifeldspat. Die mittlere Zusammensetzung ist: Plagioklas etwa 30% (An 15—20 im Mittel), Kalifeldspat 30—40%, Quarz 25—33% und Dunkelglimmer 5—6% (Troll 1964). Charakteristisch ist das Auftreten von Xenotim und Monazit in den jüngeren Graniten des Passauer Waldes, die Ti-reiche Biotite besitzen (Claus 1936).

1.3. Tiefenstörungen

Die Hauptplutone lassen eine Beziehung zu Tiefenstörungen erkennen, die z. T. in geophysikalischen Karten deutlich hervortreten (Karten der magnetischen und der Schwereanomalien). So folgt der nördliche Ast des Südböhmischen Plutons zwei Nord—Süd-verlaufenden Lineamenten — wie schon oben gesagt worden ist — und der nach NW verlaufende Ast im bayerischen Kristallin zeigt eine Anlehnung an das nach NW verlaufende Lineament, das durch den Bayerischen Pfahl nachgezeichnet wird. Störungen dieser Richtung waren in früh- und nachvariskischer Zeit wirksam, als die kratonische Böhmische Masse herausgehoben wurde. Sie führten zur Zerlegung des Kristallins in mehrere SE—NW-streichende Schollenbretter und bestimmten seine Begrenzung gegen das mesozoische Vorland. Parallel zum Pfahl verläuft ein Lineament (Donaurand-

bruch), das sich im NW in dem 70—80 km langen Karlstadt—Würzburger Störungsbündel und in den SE—NW-streichenden Störungen des Spessarts fortsetzt, die eine Mineralisierungszone erkennen lassen. Noch weiter im SW ist im Untergrund der Vorland-Molasse ein paralleles Element im Hoch von Landshut—Neuötting vorhanden, an dem ebenfalls Schollenbewegungen mit einer Sprunghöhe von über 1 km stattgefunden haben (s. Abb. 1).

Im Raum Amberg—Regensburg—Taus (= Domažlice)—Eger (= Cheb) findet sich eine Vergitterung der großen Störungslinien. Während die Richtung des Randbruches zwischen Passau und Regensburg mit 120° flach herzynisch verläuft, liegt das Streichen der Fränkischen Linie zwischen Amberg und Bayreuth bei 135°. Die zentraler liegenden Lineamente von Plauen—Eger—Taus und von Gera—Pilsen—Budweis (= České Budějovice) haben steile herzynische Richtung, während das Elbelineament wieder flacher herzynisch verläuft.

Die Lineamente erzgebirgischer Richtung erfahren z. T. Ablenkungen im Bereich der erwähnten Vergitterung, die vermutlich die Auswirkung prävariskischer tektonischer Elemente anzeigen. Das Nordwestsächsische Lineament und das Mittelsächsische streichen 40° NE, das Eger (= Oharec-)Lineament etwas flacher 50—60° NE und die Luhe-Linie dreht fast auf W—E. Das Lineament Prag—Hoher Bogen (= Mittelböhmisches Lineament), das die granitisch verschweißte Fuge zwischen dem moldanubischen Kern im Süden und dem Barrandium darstellt, hat wieder eine steiler erzgebirgische Richtung.

Der Mittelböhmische Pluton, der die moldanubische Antiklinalzone markiert und einem Längslineament folgt, ist auf bayerischem Gebiet in kleine Massive aufgelöst. Am deutlichsten ist die Fortsetzung einer granitischen Zone unter Tage durch ein Pegmatitverbreitungsgebiet angezeigt; westlich der Pfahllinie dagegen erscheint die Anordnung der Granitanschnitte durch die herzynischen Linien (und Brüche) bestimmt.

In der westlichen Fortsetzung der Barrandischen Region sind sowohl im Tepler Hochland als auch weiter westlich im Oberpfälzer Wald die Beziehungen der Granitintrusionen zu Querelementen (z. B. zum Lineament von Marienbad—Taus) erkennbar. Auch die beiden Äste des Falkenberger Granits (Leuchtenberger und Flossenbürger Teilmassiv) und der Granit, der bei Waidhaus und Bärnau eben bayerisches Gebiet berührt, erstrecken sich in NNW—SSE-Richtung. In der fichtelgebirgischen Fortsetzung der erzgebirgischen Antiklinalzone lassen die Granite ebenso deutlich die Beziehungen zu Längslineamenten erkennen wie im anschließenden sächsischen Bereich (Massive von Bergen—Kirchberg). Der Fichtelgebirgspluton liegt zwischen der Fortsetzung von zwei Längslineamenten (Eger- und Mittelsächsischem Lineament).

2. Die Abfolgen der Metallogenese

2.1. Pegmatite

Die Pegmatite im Kristallin Nordbayerns gehören drei verschiedenen Gruppen an:

a) Albitpegmatoide der Münchberger Gneismasse (M.M.) und des Spessarts.

b) Metapegmatite und Metaaplite als prävariskisch (evtl. frühvariskisch) vergneiste pegmatitische Bildungen.

c) Normale Pegmatite (samt aplitischer Fazies) in großer Zahl an die variskischen, besonders die jungvariskischen Granitintrusionen geknüpft.

2.1.1. Albitpegmatoide

Die Albitpegmatoide der M.M. (Münchberger Gneismasse) gehören im strengen Sinne nicht zu den epigenetischen Bildungen, von denen sie sich rein stofflich schon durch ihre Einförmigkeit unterscheiden. Es wurden zahlreiche Vertreter gründlich untersucht und dabei in keinem Falle Abweichungen von

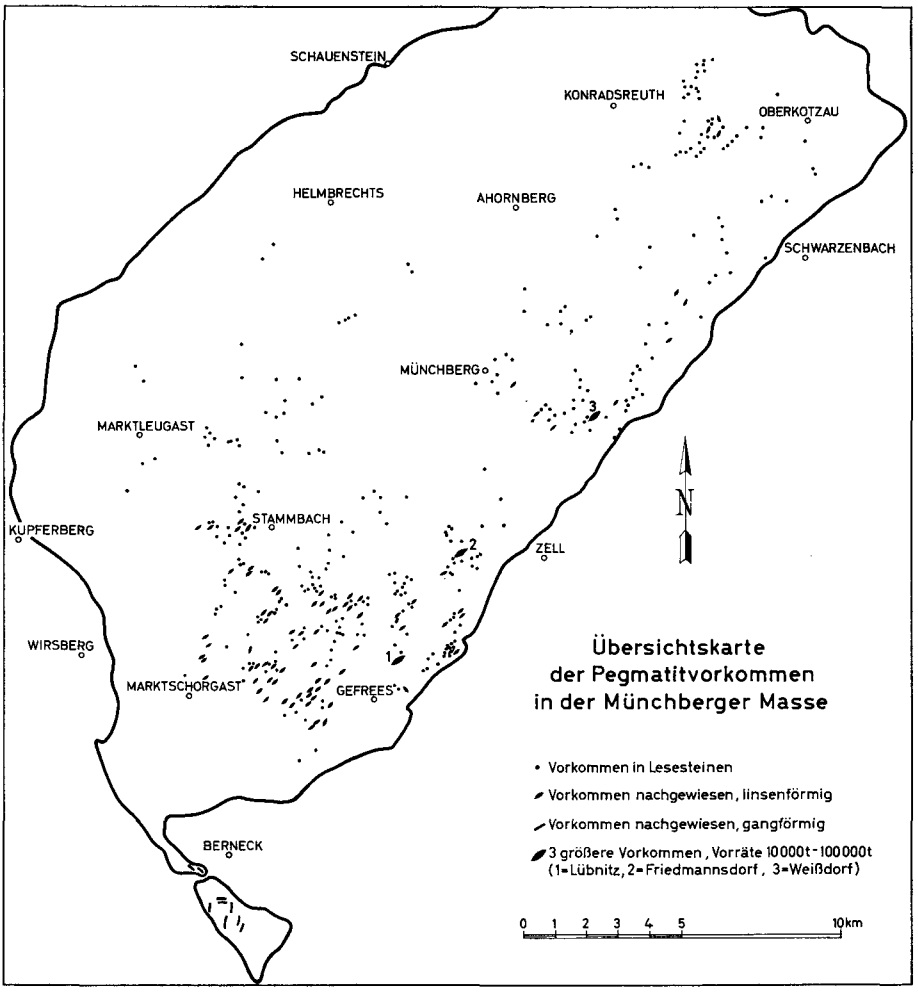


Abb. 3. Übersichtskarte der Häufigkeit von Pegmatitvorkommen (nach Unterlagen von Bauberger, v. Horstig, Stettner, Teuscher, Wolff, siehe auch Karte bei Bauberger 1957).

den charakteristischen Typmerkmalen beobachtet[2]). Die Kartenskizze (Abb. 3) zeigt, daß die Pegmatoide im wesentlichen auf den südöstlichen Streifen der rund 400 qkm großen Anschnittfläche der M.M. beschränkt sind und hier wieder innerhalb von drei Zonen quer zu den NE-streichenden Faltenachsen die größten Massen an pegmatoidem Material mobilisiert worden sind.

Die Pegmatoide der M.M. sind metamorphe Mobilisate, wenig mächtige pegmatoide „Schlieren", die sich noch unweit der Bildungsräume befinden. Sie zeigen enges akkordantes Anschmiegen an das Gefüge der oft amphibolitisch gebänderten Gneise ihres Rahmens; zu bauwürdigen Konzentrationen ist es nur gekommen, wo Mobilisate z. B. in Faltenscheiteln größere Mächtigkeiten erreichen. Die Längsachsen solcher flach linsenförmiger Körper tauchen oft in Richtung des Achsenfallens ein (nach NE mit 20—30° im Mittel). Die größten Körper (Inhalt über 10 000 t) befinden sich in tektonisch inhomogenem Verband, auch die gangartigen plattenförmigen Körper (z. B. im Bernecker Gneiskeil) zeigen deutlich eine Wanderung der Mobilisate vom Entstehungsort in die Absatzräume an.

Das primär offenbar großkörnige Gestein (cm-körnig) der Pegmatoide (W. BAUBERGER [1957] schätzt den maximalen primären Korndurchmesser auf 10 cm) ist durch spättektonische Kataklase sekundär etwa kleinkörnig granuliert worden. Selbst der im allgemeinen am wenigsten tektonisch beanspruchte Muskowit kann in Scherzonen in feinkörnigen Häcksel zerlegt vorliegen. Als Folge der späten tektonischen Beanspruchung zeigen die Pegmatoide im Handstück meist eine b-axiale Striemung.

Der einheitliche Sippencharakter der Pegmatoide der M.M. zeigt sich am deutlichsten in der nur wenig schwankenden monotonen Zusammensetzung. Betriebsanalysen von Dr. WOLFF ergaben, daß nur geringe Abweichungen von einem Mittelwert vorhanden sind, der durch die chemische Analyse einer guten Durchschnittsprobe von aufbereitetem Material (Entfernung des Glimmers und der Akzessorien durch Magnetscheidung) gewonnen worden ist.

Die bergmännische Produktion, „der Natronfeldspat" der M.M. enthält im Mittel 75—80 % Feldspat, 15—20 % Quarz und unter 5 % Muskowit. Die für Pegmatite kennzeichnenden und verbreiteten fluiden Stoffe F, B, aber auch Li, Be, P sind an keiner Stelle angereichert. Einige seltene Minerale wie Chlorit, Granat, Klinozoisit weisen auf resorbiertes Nebengestein der Pegmatoide. Bei den bergmännischen Untersuchungen von rund 100 Vorkommen, denen ein mehr oder minder vollständiger Abbau von etwa 30 Vorkommen folgte, ergaben sich keine größeren Schwankungen in der Zusammensetzung der Pegmatoide, lediglich das Auftreten quarzreicher Lagen ließ sich beobachten sowie gelegentlich im Streichen ein Übergang von Pegmatoiden in Quarztrümer. Der An-Gehalt der Albite, die nicht zonar gebaut sind, beträgt im Mittel 8—10 Mol% (errechnet aus der chemischen Analyse, vgl. Tab. 1).

---

[2]) Systematische Untersuchungsarbeiten der Fa. F. Mandt/Krohenhammer in den Jahren 1953—1960, die von Dr. WOLFF, E. O. TEUSCHER, G. STETTNER und W. BAUBERGER betreut und ausgewertet worden sind, vgl. Berichte im Archiv des BGLA und Veröffentlichungen W. BAUBERGER 1957, G. STETTNER 1960, G. v. HORSTIG & E. O. TEUSCHER 1953.

Tabelle 1

	I	II	III	IV	V
SiO_2	70,32	71,82	72,69	64,80	64,40
Al_2O_3	17,94	16,30	16,06	19,80	19,27
Fe_2O_3	0,22	0,95	0,30	0,08	0,16
CaO	1,40	0,50	0,20	—	0,50
MgO	0,16	0,25	0,08	—	—
MnO	—	0,92	0,05	—	—
K_2O	1,50	4,62	4,80	12,45	12,50
Na_2O	7,89	4,38	5,40	2,40	2,65
P_2O_5	—	0,34	0,60	—	
Glühv. H_2O	0,66	—	0,55	0,33	0,39
	100,09	100,08	100,73	99,86	99,87

I. Albitpegmatoid von Lübnitz (Münchberger Gneismasse), Analyse der Fa. Mandt von Dr. WOLFF. Betrifft aufbereitete Handelsware, Pegmatit aus dem etwa 2 % Muskowit entfernt worden sind. 75—80 % Natronfeldspat (An 8—10), 15—20 % Quarz, 5 % Muskowit.

II. Schlieriger grobkörniger Pegmatit mit Turmalinführung von Brünst, nördl. von Waidhaus. Werkanalyse (Hauptminerale: Plagioklas 40 %, Quarz 30 %, Kalifeldspat 25 %, Rest 5—6 % = Biotit, Muskowit, Turmalin, Granat, FORSTER 1965).

III. Aplit von „Silbergrube" bei Waidhaus (Werkanalyse). Die optische Analyse (Integration von 4 Schliffen) ergab: 45,3 % Plagioklas (An 5—12), 27,8 % Quarz, 9,9 % Orthoklas, 5,3 % Mikroklin, 10,3 % Muskowit und 2,4 % Akzessorien (FORSTER 1965).

IV. Feldspatmehl, Handelssorte „Spezial" aus Pegmatitfeldspat von Hagendorf-Süd mit etwa 94 % Feldspat (Verhältnis der Normminerale or: ab etwa = 3 : 1), Quarz rd. 6 % (Betriebsanalyse, cit. HALLBAUER, 1967).

V. Zum Vergleich die Mineralanalyse eines Feldspatkristalls aus dem Pegmatit vom Wendelberg/Spessart. (Analyse MOSEBACH 1938, vgl. WI. WEINELT 1962, S. 232).

Ähnliche Pegmatoide, die als hydrothermale Mobilisate aufgefaßt werden, finden sich in den Paragneis-Serien des mittleren und nördlichen **Spessarts.** Sie haben dort keine solche Größe erreicht, daß sie Anreiz zum Bergbau gegeben hätten. An der Zusammensetzung dieser grobstrukturierten Mineralaggregate beteiligen sich Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit und Muskowit, an charakteristischen Übergemengteilen Turmalin und Sillimanit. Die pegmatoiden Einschaltungen besitzen die gleiche qualitative Mineralführung wie die Paragneise, ihre Plagioklase die gleichen An-Gehalte wie die Plagioklase des Nebengesteins (von S nach N von 30—37 % auf 12—25 Mol% abnehmend). Daraus kann die exsudative Entstehung der Pegmatoidkörper — infolge Stoffmobilisation — gefolgert werden. Sie wurden unterhalb der eutektischen Schmelztemperatur gebildet und relativ spät, im wesentlichen am Ende des Vergneisungsvorganges ausgepreßt, wobei die einwirkende Deformation ihre Auskristallisation überdauerte.

2.1.2. Metapegmatite

Pegmatitbildungen prävariskischer Intrusiva wurden als vergneiste Metaaplite, seltener als Metapegmatite frühzeitig in der orthogenen Rotgneisgruppe des Erzgebirges erkannt. Vertreter dieser nur genetisch interessanten Gruppe finden sich auch im bayerischen Kristallin, z. B. ein epizonal ausgeschieferter Pegmatit im Wunsiedler Orthogneis (Stbr. Pfaffenreuth S. von Marktredwitz). Zu

dieser Gruppe gehören auch die überprägten Pegmatite des Spessarts, von denen einige einen unbedeutenden Abbau erfahren haben. Sie bestehen hier im wesentlichen aus Quarz, Kalifeldspat, ± Plagioklas, Muskowit, seltener Biotit, gelegentlich auch Turmalin und sind mit dem umgebenden Orthogneis gemeinsam verformt worden.

Im Oberpfälzer Wald, besonders auf Blatt Vohenstrauß sind von FORSTER (1965) eine Reihe von Metapegmatiten (und Metaapliten) mit Granat- oder Turmalinführung ausgeschieden worden, die als mitverformte Teile eines granitartigen Intrusivs der assyntischen Orogenese gedeutet werden.

Unter Aufblätterung der Scherflächen sind Granite und ihre Restschmelzen in bisweilen km-langen linsenförmigen Platten in die Paragneise eingepreßt worden und haben — vor allem in ihren Randpartien — gleiche Kristallisations- und Bewegungsvorgänge erfahren wie diese.

Ähnliche pegmatoide Schlieren kommen auch sonst in Bereichen mit starker Migmatitbildung oft vor, sie haben im Bayerischen Kristallin keine Bedeutung als Lagerstätten von Feldspat oder von seltenen Mineralen.

2.1.3. Pegmatite im Gefolge variskischer Granitintrusionen

Dieser Gruppe gehören die großen wirtschaftlich bedeutenden Körper an, daneben in großer Zahl pegmatitische Gänge und Schlieren, die hier nicht näher behandelt werden, da sie neben den Großvorkommen quantitativ und damit praktisch keine Bedeutung besitzen; sie zeigen auch genetisch nichts Zusätzliches gegenüber den beschriebenen, gut aufgeschlossenen Lagerstätten, von denen sie bisweilen nur Apophysen sind.

Im **Spessart** beschränkt sich das Auftreten spät- bis nachkinematischer Gänge von Granitpegmatit auf das Gebiet Aschaffenburg—Damm—Glattbach—Unterafferbach, in dem eine „Wärmebeule" zu stärkeren Mobilisationserscheinungen geführt hat. E. BEDERKE (1957) nimmt an, daß die Pegmatite und die in der Nähe aufsetzenden Granitoide (Quarz-Plagioklas-Felse) als nachtektonische Intrusionen einem tieferen Herd granitischer bis granodioritischer Gesteine entstammen. Die Vorkommen vom Dahlem's Buckel (Aftholder) und nördlich der Glattbacher Kirche sowie vom Grauenstein, die in Feldspatgruben ausgebeutet wurden, gehören einem Pegmatitgangzug an, dessen Zusammensetzung mit Feldspat > Quarz, Kalifeldspat > Plagioklas, Muskowit ⩾ Biotit granitpegmatitisch ist. Außer mit Quarz schriftgranitisch verwachsenem Kalifeldspat (Mikroklin, z. T. ungegittert), in über 10 cm großen Individuen, und reichlich vorhandenem Plagioklas (Albit, Oligoklas), treten lithiumhaltiger Biotit, dezimetergroße Tafeln von Muskowit, Spessartin, in 1—2 cm großen, idiomorphen Kristallen, Titanomagnetit, Magnetit (mit Gehalten an Cu und Co), Turmalin und Sillimanit auf.

Im Bereich des **Fichtelgebirgsmassivs** überwiegen ähnlich wie in der benachbarten Erzgebirgsregion vor allem gangförmige Pegmatite, z. T. eng verknüpft mit aplitischer Strukturfazies. Kennzeichnende Minerale dieser Gruppe, deren Vertreter vom Epprechtstein (Waldsteinmassiv) sich in vielen Mineraliensammlungen finden, sind neben Orthoklas, Rauchquarz, Fluorit, Apatit, vor allem Topas, Turmalin und Zinnwaldit. F, B und Li sind für die Fichtelgebirgs-

provinz ebenso charakteristisch wie für das Westerzgebirge, dabei zeigt sich, daß sich der Schwerpunkt von E nach W zum Turmalin, unter Zurücktreten des Topases verlagert.

Die wichtigste Pegmatitprovinz ist an das große Granitmassiv von **Falkenberg** geknüpft, in dem sich zonale Verschiedenheiten feststellen lassen. So ist der Westrand, der mit dem Teilmassiv von Leuchtenberg weit nach SSE verläuft, arm an Phosphaten, führt Turmalin, selten Topas und Beryll, sehr selten Niobit (Püllersreuth), Beryll ist auch im Hauptmassiv von Falkenberg bis in seinen nordöstlichen Teil (Tirschenreuth) mehrfach beobachtet worden.

Differenzierter ist der Ostteil, das Flossenbürger Teilmassiv, dessen Fortsetzung in der Tiefe mindestens bis zur Luhe-Linie durch mehrere kleine Granitanschnitte in einem 5—8 km breiten, nach S ziehenden Streifen markiert wird. Besonders in diesem südlichen Teil trägt das Massiv eine Reihe großer Pegmatit-Stöcke als Aufbauten, die in den Gneisrahmen eingedrungen sind (Stöcke von Pleystein, Hagendorf-N und Hagendorf-S, Vorkommen bei Waidhaus) und die in verschiedenen primären Teufen angeschnitten vorliegen. Den vollständigsten Aufschluß bietet der Körper Hagendorf-Süd, dessen Kuppe offenbar nur wenig über der heutigen Oberfläche gelegen hat und den der rd. 120 m tief reichende Bergbau sowie die weitere 30 m hinabreichenden Untersuchungsbohrungen aus der Grube heraus (s. Abb. 4) gut aufgeschlossen haben (vgl. H. Schmid 1955, E. O. Teuscher, Schlußbericht über Bohrarbeiten 1962, im Bayer. Geologischen Landesamt, A. Forster 1965 und 1967).

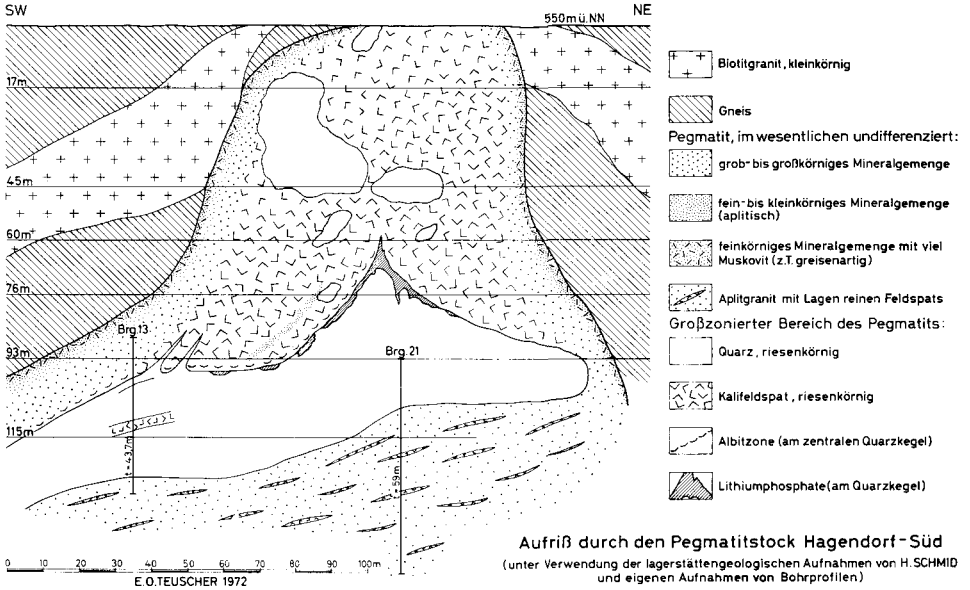


Abb. 4. Aufriß des Pegmatitstockes von Hagendorf-Süd, östlich von Weiden/Opf.

Die im Flossenbürger Massiv liegenden Pegmatite ähneln denen im Leuchtenberger Massivteil noch am stärksten in der Struktur und Mineralführung (großkörnig, teilweise schriftgranitisch, mit Turmalin, Granat, Biotit, Beryll). Die

außerhalb des geschlossenen Massivs liegenden Pegmatite besitzen z. T. einen zonaren Bau, sind partienweise dm- bis m-körnig und in der Mineralführung durch ihren Reichtum an Phosphaten neben Beryll, Columbit und Sulfiden (vor allem Sphalerit, wenig Galenit) als Absätze letzter hydrothermaler Phasen ausgezeichnet. Die Mineralogie dieser Pegmatite ist in einer Reihe von Arbeiten, vor allem von SCHOLZ 1925, STRUNZ 1952, 1954 und 1957, FORSTER 1965 und 1967 festgehalten worden. Gegenüber den Pegmatiten der Fichtelgebirgsprovinz treten B und F stark zurück. Statt im Topas ist mehrfach eine leichte F-Konzentration in verglimmerten (greisenartigen) Zonen zu beobachten; Li tritt zurück und findet sich stellenweise im Triphylin (in beiden Hagendorfer Stöcken); P, der auch in den westerzgebirgischen Graniten und Pegmatiten leicht über dem allgemeinen Durchschnitt der Granite der Böhmischen Masse angereichert erscheint, wird besonders im Flossenbürger Teilmassiv zum charakteristischen Element der Pegmatite und bildet nicht nur die seltenen Phosphate, für die Hagendorf und Pleystein als klassische Fundorte bekannt sind, sondern ist offenbar in Spuren auch in das Feldspatgitter eingebaut (FORSTER 1967). Ein weiteres Kennzeichen der gesamten Falkenberger Pegmatitprovinz ist das Auftreten von Be im Beryll, der in den Fichtelgebirgspegmatiten sehr selten ist, und von seltenen Erden, wobei im Columbit das Nb eine große Vormacht über das Ta besitzt (im W Püllersreuth, im E Hagendorf). Radioaktive Minerale (Torbernit, Pechblende) sind mit empfindlichen Geräten (Scintillometer) an mehreren Stellen als seltene Minerale gefunden worden, dennoch liegt ihre Konzentration u n t e r der in Oberpfälzer Graniten, die U feinverteilt aber regelmäßig in Spuren (10—20 g/t Gestein) enthalten.

Von den pegmatitischen Stöcken, die im Bereich der unter Tage liegenden Südfortsetzung des Flossenbürger Massivs als Aufbauten an die heutige Oberfläche heranreichen, ist H a g e n d o r f - S ü d der vollständigste, während die anderen nur Ruinen in verschiedenen Stufen der Abtragung sind (vgl. schematische Skizzen bei FORSTER 1967). Das Bild dieses großen und auch gut aufgeschlossenen Körpers ist deshalb besonders geeignet, einen Überblick über den Bau und über die quantitativen Verhältnisse zu geben (s. Abb. 4).

Wir haben die Mengenberechnungen von H. SCHMID (1955), die auf Grund genauer Lagerstättenkartierung in 5 Horizontalschnitten (bei 17, 45, 60, 76 und 93 m Teufe) gemacht worden sind, nach eigenen ergänzenden Aufnahmen des fortgeschrittenen Bergbaus und mit Hilfe der Ergebnisse einer Reihe von Untersuchungsbohrungen erweitert und kamen für den gesamten Pegmatitkörper bis zu seiner Basisfläche in rd. 150 m Teufe zu einem Inhalt von schätzungsweise 6—8 Mio t. Hierin ist der vermutlich ältere feinkörnige Biotitgranit nicht einbezogen, den wir mit zum Gneisrahmen gezogen haben, an den der Stock grenzt, auch nicht die Massen des Stiels, der die Intrusion mit dem vermuteten magmatischen Herd verbindet.

Etwa die Hälfte des Gesteins im Gesamtstock Hagendorf-Süd ist ein grob- bis großkörniges Gemenge von Feldspat, Quarz und Glimmern in einem etwa dem Quarzfeldspateutektikum entsprechenden Verhältnis (35 : 65); große Teile dieser peripheren Zone, die sich nach der Tiefe zu verbreitert, sind auch kleinkörnig-aplitisch mit hohem Muskowitgehalt, der örtlich sekundär durch Pneumatolyse so zunehmen kann, daß greisenartige Gesteine entstehen. Die andere

Hälfte (vor allem der Zentralteil des Stockes) ist durch großräumige zonale Trennung in fast reine Quarz- oder Feldspatmassen gekennzeichnet, wobei der Quarz besonders im Fußteil des Stockes einen Kegel bildet, den der reine Feldspat in einem Mantel umschließt. Dieser war über der Spitze des Kegels weitgehend geschlossen und enthielt hier Quarz nur in größeren Einschlüssen (Massen bis zu einigen 100 t). In dem 1955 aufgeschlossenen Bereich (die 93 m-Sohle war damals erst teilweise aufgefahren) hat SCHMID ein Verhältnis von reinen Quarz- und Feldspatmassen etwa wie 1 : 1 ermittelt, unterhalb 100 m Teufe kann der Mantel aus reinem Feldspat stellenweise ganz fehlen und der Quarzkegel unmittelbar an grobkörnigen Pegmatit bzw. an Aplit grenzen, wodurch sich das Verhältnis stark zugunsten des reinen Quarzes verschiebt.

Trotz verschiedener Unsicherheiten in der Mengenberechnung läßt sich sagen, daß sich der Gesamtinhalt des Stockes an reinen Feldspatmassen (1,2 Mio t nach SCHMID 1955) durch den erfolgten Tiefenaufschluß nur geringfügig vermehrt hat, wozu noch gewisse Mengen an feldspatreichem Gestein kommen. Die Vorräte an reinem Quarz haben sich dagegen von 1,1 Mio t auf über 2 Mio t erhöht, das bedeutet einen Überschuß von mindesten 1 Mio t Quarz über die Menge, die bei der Seigerung von 2,5 Mio t eutektischem Quarz-Feldspatgemenge (mit 1,5 Mio t Feldspat + 1 Mio t Quarz) abgeleitet werden kann. Die nicht nur in den Randzonen des Hagendorfer Stockes, sondern allgemein im Flossenbürger Granit verbreiteten pneumatolytischen Vorgänge (Bildung sekundären Muskowits unter Ausscheidung von Quarz, der z. T. abgeführt wird (vgl. G. FISCHER 1965, S. 19) setzen voraus, daß etwa z. B. neben den 2,5 Mio t grobgeseigerten Pegmatitmaterials noch rd. 10 Mio t granitisch-pegmatitisches Material im Kristallisationsraum des Stockes vorhanden waren, aus denen durch Bildung von 10 % Muskowit eine Quarzmenge dieser Größe frei geworden sein konnte. Pegmatite mit aplitischer Struktur liegen z. B. in der Silbergrube bei Waidhaus vor und greisenartige Partien im Hauptgranit von Flossenbürg mit 10 % Muskowit und mehr sind keine Seltenheit.

Mit dieser Überschlagsrechnung möchten wir zeigen, daß die Entstehung des größten intrusiven Quarzstocks im europäischen Kristallin (ähnliche Quarzkegel sind von Pleystein, vom Schwarzeck bei Lam, aber auch von Sadisdorf im Osterzgebirge bekannt) sich von einem granitisch-pegmatitischen Ausgangsmaterial quasi am Ort ableiten läßt, und daß keine Zufuhren von Quarz aus weitentfernten Räumen angenommen werden müssen.

Während im Oberpfälzer Wald, südlich der Luhelinie, verhältnismäßig wenige Pegmatite und Aplite bekannt sind, die obendrein arm an Pegmatitmineralen sind und nur selten etwas Turmalin führen, zeichnet sich nordöstlich des Pfahls im Abschnitt **Cham—Zwiesel** — in der streichenden Fortsetzung des Mittelböhmischen Plutons — eine Häufung pegmatischer Gänge und Stöcke ab. Diese sind durch alten Bergbau z. T. gut aufgeschlossen worden, der vor allem dem wegen seiner Reinheit von der Glasindustrie geschätzten Pegmatitquarz galt. Die größten stockförmigen Vorkommen sind am Schwarzeck bei Lam (Quarzkern mit einem Mantel von Kalifeldspat), am Hühnerkobel zwischen Bodenmais und Zwiesel (differenzierter, zonal gebauter Körper) und in der Frathgrube nordwestlich von Bodenmais (Quarzkern eines Pegmatitstockes) gebaut worden.

Als geeigneter Repräsentant wird das Vorkommen am Hühnerkobel (zwischen Bodenmais und Zwiesel) kurz beschrieben, das ziemlich vollständig aufgeschlossen worden ist und einen großen Reichtum an Mineralen aufwies. Die übrigen Pegmatite zeigen außer Turmalin keine Besonderheiten, wenn man von in ihnen verbreiteten Tonerdeüberschußmineralen absieht: z. B. dem gegenüber Graniten vermehrten Gehalt an Glimmern; daneben kommen Granat, Andalusit und Cordierit, vor allem in hybridisierten Pegmatiten, häufig vor.

Der Pegmatit vom Hühnerkobel hat die Form eines liegenden Zylinders von tropfenförmig ovalem Querschnitt (⌀ der Achsen 15 und 20 m) und rd. 100 m Länge (vgl. H. SCHMID 1955 u. Erl. z. Geol. Karte 1 : 25 000, Blatt Zwiesel) bei einem Volumen von rd. 15 000 m³. Er ist wie die Hagendorfer Stöcke zonal gut gegliedert in einen Kern aus fast reinem Quarz (⌀ 5—7 m, 5000—6000 t), eine Zwischenzone von dm- bis m-körnigem Pegmatit mit perthitischem Kalifeldspat und Quarz (4—5 m mächtig, rd. 22 000 t) und eine Randzone von Albit (etwa 1 m mächtig, um 5000 t). Neben dem Albit tritt nach innen zu in zunehmender Menge Quarz auf, zur Paragenese gehören weiter Dunkel- und Hellglimmer und selten Turmalin. In der Außenschale wurden die Phosphatminerale und der Beryll bevorzugt und in nesterförmigen Anhäufungen angetroffen, die im gesamten Pegmatit nur etwa 0,1 bzw. 0,05 % ausmachen. Im feinkörnigen Zweiglimmergranit, der den Pegmatit umgibt, findet sich eine 5—10 m mächtige Aureole, wo dieser greisenartig muskowitisiert und teilweise auch kaolinisiert worden ist. Während der Abkühlung der pegmatitischen Linse gab es offenbar Phasen stärkerer Abgabe von fluiden Stoffen, in denen die Phosphate in die Randzone zugeführt worden sind, während die besonders flüchtigen Hydroxylionen bis in den feinkörnigen Granit gelangt sind, der im wesentlichen nur deuterische Umwandlungen erfahren hat.

Die im Pegmatit beobachteten Primärphosphate sind Apatit (z. T. Manganapatit), Triplit, Triphylin, Triploidit, ferner an 20 verschiedene sekundäre Phosphate (vgl. vor allem SCHOLZ 1925 und STRUNZ 1952). Als weitere seltene Minerale sind bekannt Columbit (mit 56,5 % Nb und 22,8 % Ta nach FORSTER 1967), Limonit, Pyrolusit sowie Pyrit, Sphalerit, Arsenkies, selten Pyrrhotin und Chalkopyrit.

Im Pegmatitrevier von Bodenmais-Zwiesel finden sich noch 2 größere stockförmige Körper in der Frathgrube NW von Bodenmais und am Schwarzeck bei Lam, die auch eine gewisse zonale Gliederung erkennen lassen. Der Pegmatit vom Schwarzeck hat ovalen Grundriß (etwa 15 × 10 m) und ist fast senkrecht durch die Paragneise emporgedrungen, in die er einige dm-mächtige Blattintrusionen sendet. Das Gestein ist in einer 1—2 m mächtigen Mantelzone grobkörnig, nur im Zentralteil erreicht es dm-große Körnung und hier kommen größere Akkumulate von reinem Quarz und reinem Feldspat vor, die eine Klaubung von Hand und damit in alten Zeiten einen primitiven Quarzbergbau erlaubten. Vom Frathpegmatit ist ähnlich dem von Pleystein vor allem der Quarzkern durch die Erosion freigelegt. Seine Mineralführung ist relativ arm, neben Muskowit in großen Butzen sind Granat, Turmalin und etwas Autunit beobachtet worden. Die anderen Pegmatite des Reviers sind heute nicht mehr aufgeschlossen, der Literatur zufolge lieferten sie keine Minerale, die das vom Hühnerkobel als Typ gegebene Bild wesentlich ergänzen könnten.

Im **Unteren Bayerischen Wald** finden sich verstreut kleinere Pegmatitvorkommen, die als wenige Meter mächtige Gänge oder als kleine drusige Partien im Granit entwickelt sind. Der Pegmatit von Erlbach, NE von Regensburg, im Körnelgneis (einem granitisch homogenen Diatexit) entspricht einer ausgesprochen trockenen Restschmelze. Es fehlen typische Pegmatitminerale, als Tonerdeüberschußmineral tritt neben Biotit und Muskowit selten Spessartin auf. Der auf 150 m Länge und 30 m flache Teufe aufgeschlossene Körper fiel flach (30—40°) nach SSE; bei der geringen Mächtigkeit von 0,5—2 m war die Gewinnung von Feldspat, der nur partienweise dm-körnig war und damit Handklaubung gestattete, nicht lohnend und wurde bald eingestellt. Columbit ist nach alter Überlieferung in den Pegmatiten nördlich von Deggendorf (Rusel) gefunden worden.

Im **Passauer Wald** sind die Vorkommen von Waldkirchen, Bauzing, Hemerau und Wotzdorf zu nennen. Beryll findet sich in ihnen nur in sehr kleinen Individuen. Molybdänglanz tritt in einigen Graniten des Passauer Waldes auf. Im Hauzenberger Massiv ist sein Vorkommen auf die granodioritische Randzone und auf redwitzitische Typen im Süden des Massivs (Wotzdorf) beschränkt. Es ist möglich, daß der Mo-Gehalt aus dem euxinisch abgelagerten und vom granitischen Magma resorbierten Paramaterial des Gneisgebirges stammt, da Molybdänglanz auch in den Graphitflözen im nahegelegenen Kropfmühl vorkommt. In kleinen Miarolen erscheinen im Granit Pyrit, Chalkopyrit, Fluorit und Zeolith. Pegmatoide vom Wimhof und von Hausbach bei Vilshofen, die im Verband mit Dolomitmarmor und Kontaktsilikatfels stehen, führen Beryll neben einer Fülle von Mineralen, die in den hybridisierten Pegmatiten und im Kontakt mit Kalk auftreten (vgl. MÜLLBAUER 1930). Bis zu 10 cm lange Berylle kommen in den Pegmatiten des Fürstensteiner Intrusivgebietes bei Tittling vor; sie sind durch seltene Pseudomorphosen nach Beryll bekannt geworden (vgl. TENNYSON 1960).

2.2. Zinn — Wolfram (Sn—W)

Ähnlich den Pegmatiten als Restschmelzen sind auch die Sn-W-Lagerstätten stets eng mit granitischen Intrusionen verknüpft. Sie sind fast auf die saxothuringische Zone beschränkt. Während Li in den Pegmatiten der Oberpfalz gelegentlich als Phosphat fixiert worden ist, seltener im Fichtelgebirge (Lithionit), finden wir Sn in ihnen selten angereichert, wohl aber ist der Spurengehalt in den weit entwickelten Granittypen des Fichtelgebirges (Zinngranit) erhöht. Angereichert wurde Sn vor allem in der endogenen Kontaktzone des Fichtelgebirgsgranits. Es war vermutlich noch stärker in den bereits erodierten Dachpartien vertreten, weshalb im Fichtelgebirge in alter Zeit der Seifenbergbau auf Zinnerz eine größere Rolle gespielt hat als der Bergbau auf primären Lagerstätten, der vor allem am Seehaus südlich vom Schneeberg und bei Schönlind westlich von Weißenstadt seine Spuren hinterlassen hat. Die Verbreitung des Sn war wohl am größten in den heute bereits abgetragenen Dachregionen, deren Material in den Hauptseifengebieten in der Wunsiedler Bucht entlang der Eger zwischen Weißenstadt und Oberröslau und zwischen Tröstau und Weißenstadt abgelagert ist, nahe der heutigen Granit—Gneis-Grenze.

Wenn auch der Zeitraum, in dem es im variskischen Orogen mobile granitische Massen gegeben hat, länger als 30 ma (Mill. Jahre) dauerte, gilt es heute als wahrscheinlich, daß alle Granite vom Fichtelgebirge bis zum Westerzgebirge einem gemeinsamen Magmenherde entstammen (dafür sprechen sowohl die Verbreitung der Granitmassive und ihr „Zusammenschließen" in der Tiefe (vgl. WATZNAUER 1954 und CHR. OELSNER 1963) als auch petrogenetische Zusammenhänge (vgl. TISCHENDORF 1969). Die extremen ältesten, randlichsten und basischsten Typen sind durch Übergänge mit den jüngsten zentraleren, weiter entwickelten verbunden. Manche extreme Typen sind nicht durch magmatische Entwicklung allein (FRITZSCHE 1928, TRÖGER 1929) entstanden, sondern durch nachträgliche Autometamorphose. Zumindest ist es nicht gerechtfertigt, zwei getrennte Magmensippen anzunehmen (M. STARK 1914 und später), auch wenn die frühesten Intrusionen schon in der erzgebirgischen Phase erfolgt sind und die Daten für die letzten Biotitumschlagspunkte (nach der K-Ar-Methode bestimmt) etwa höchstes Oberkarbon angeben. Die physikalischen Altersbestimmungen an Fichtelgebirgsgraniten (Bundesanstalt für Bodenforschung 1967) weisen in ihrer Vielschichtigkeit (Spielräume bei Altersbestimmungen an der gleichen Probe mit verschiedenen Methoden sind größer als die Altersdifferenzen, die für verschiedene Granittypen mit der gleichen Methode ermittelt worden sind) eher auf eine kontinuierliche, mehrphasige Bildungsgeschichte der Granitvarianten hin als auf eine Gliederung in nur 2 Hauptintrusionen (Gebirgsgranit: Erzgebirgsgranit nach dem Schema LAUBES 1876). Das Lineament quer zur fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Aufwölbung, das vom Massivzug von Eibenstock—Neudek—Karlsbad angezeigt wird, mag eine Bedeutung für den Aufstieg besonders der relativ jüngsten Magmen gehabt haben. In diesem Zuge finden wir vor allem Zeugen besonders intensiver Pneumatolyse im Dach, z. B. häufig Turmalinschiefer. Im endogenen Kontaktbereich sind plattenförmige und stockförmige Greisenkörper mit Glimmer und Topas, seltener mit Turmalin, Apatit, Arsenkies und Kassitterit entwickelt. Im Vergleich mit der Eibenstocker Kernzone zeigt die Pneumatolyse in den randlichen Massiven um Schwarzenberg—Aue sowie in denen von Kirchberg und Bergen eine reduzierte Entwicklung, Topas und Kassitterit treten fast völlig zurück, Wolframit und Sulfide dafür stärker in Erscheinung. Der Schwerpunkt ist zu niedriger temperierten Phasen (hochthermal) verschoben (z. T. reine Wolframit-Quarzgänge mit Sulfiden). Die autometamorphen (deuterischen) Überprägungen des Granits außerhalb ausgesprochen pneumatolytischer Zonen sind auch im Fichtelgebirgsmassiv qualitativ und quantitativ geringer als in den Gebieten um Eibenstock oder um Schlaggenwald.

Die Sn-W-Lagerstätten des Fichtelgebirges zeigen deutlich den Charakter von Übergangslagerstätten (vgl. CISSARZ 1928). Auch bei der Autometamorphose des Granits am Salband der Gangzonen zeigt sich neben der pneumatolytischen Phase (Topas, Muskowit) die hydrothermale (Kaolinisierung) recht ausgeprägt. Zinnerzanreicherungen (linsenförmig) waren in einer m-mächtigen pneumatolytischen gangartigen Zone nahe dem Kontakt des Granits beobachtet worden, wobei im Granit Neubildungen von Glimmer, Topas, Turmalin und Fluorit neben Imprägnation mit Arsenkies und Pyrit auftraten (Aufschluß eines der in alter Zeit bebauten 6 „Gänge" bei Schönlind während des 1. Weltkrieges). Ausgesprochene Greisentrümerzonen sind erst in neuester Zeit am Rudolphstein bei

Weißenstadt aufgeschlossen worden, als die Lagerstätte wegen der in einer späteren hydrothermalen Phase abgesetzten Torbernite auf ihre Uranführung untersucht wurde (Ergebnisse der Untersuchungsarbeiten auf Uran wurden von GUDDEN & ECKMANN 1970 mitgeteilt). Diese Greisentrümer entsprechen in ihrer Ausbildung nicht den bis über 10 m mächtigen gang- oder schlauchartigen Zonen bei Eibenstock, Platten oder Schlaggenwald, sondern eher solchen reduzierten Greisenbildungen wie bei Pechtelsgrün z. B., im Kirchberger Granit (WERNICKE & TEUSCHER 1936), wo auch Bündel von 10—100 parallelen Greisentrümchen vorliegen, die nicht zu einem mächtigen Körper zusammenschließen. Wir kennen bei Weißenstadt 2 Trümerzonen von je 2—10 m Mächtigkeit in etwa 50 m Abstand parallel 148° ± 7° streichend und steil (83° ± 5°) nach NE fallend. Ein Stollenaufschluß fuhr an 100 zählbare Einzeltrümchen von wenigen mm bis zu etwa 1 dm Mächtigkeit an. Auf der besser ausgebildeten südwestlichen Trümerzone hat die streichende Auffahrung über 500 m Länge erreicht und endete in Bereichen, wo nur noch wenige Zentimetertrümchen eine schwache Einwirkung auf den Granit und praktisch keine sichtbare Erzzufuhr bewirkt haben. Die Greisentrümer schließen bei einer Gesamtmächtigkeit von etwa 1 m rd. das Zehnfache an unvollständig verändertem Granit zwischen sich ein. Reiner heller Topasgreisen, wie er vor allem auf Stollensohle und bis 90 m unter Stollensohle gefunden wurde (bis 1 dm mächtig das Einzeltrum) besteht aus Quarz (60 %, davon ca. 30 % Paläosom, ca. 30 % Neosom), Muskowit, Topas, etwas Apatit und Hämatit. Er führt an Erzen Arsenkies, Chalkopyrit, Pyrit, Wolframit (extrem Mn-armen Ferberit, Mn : Fe = 0,01 nach einer Bestimmung von Dr. M. SALGER). Der Schwermineralaustrag im Sichertrog enthielt Uraninitkriställchen in einer Menge von wenigen g/t Gestein (KUMMER 1949 und NEUHAUS 1953) neben Ilmenit, Magnetit und den schon angeführten sichtbaren Erzen. Die Greisen gehen in autometamorphen Granit mit erhaltenen Umrissen der Primärminerale unter Bildung von spreuartigen Serizitschüppchen über, die besonders im Kern der Plagioklase gehäuft sind. Daneben erscheinen entmischte Kalifeldspäte (breite Flammenperthite bis Schachbrettalbite), gebleichte oder chloritisierte Biotite, größere, gelegentlich in Kalifeldspat eingewachsene Muskowite. Der Quarz zeigt Neigung, Kornreihen parallel zu den Trümerflächen zu bilden. Die Greisentrumzone wird von mehreren Quarztrümchen durchsetzt. Das mächtigste (1—2 dm) schnitt die Trümerzone spitzwinklig (Streichen ca. 168°/saiger) und führte neben Arsenkies und Pyrit oft erhebliche Mengen von Torbernit.

In der Tiefe — der Aufschluß reichte bis rd. 200 m unter die Tagesoberfläche — war eine Abnahme der Zahl und Mächtigkeit der Greisentrümer zu erkennen. Solche Vertaubungen in entsprechend geringen Teufen sind im Eibenstocker Granit die Regel. Der Bereich stärkster pneumatolytischer Zufuhr liegt in Weißenstadt bei ca. 50—150 m Teufe. Die Imprägnation des Greisens mit Zinn, die im allgemeinen in dieser Zone am stärksten ist, konnte nur durch Spurenanalyse des Greisens nachgewiesen werden (35 g Sn/t Greisen), während arsenidisch-sulfidische Imprägnationen erheblich sein können (5 % Arsenkies und Sulfide). Kassiterit konnte in Schürfen an der Oberfläche beobachtet werden. (Körner von mm ⌀ auf pegmatitisch-pneumatolytischen Kluftfüllungen von ca. 1 cm Mächtigkeit, die von schmalen Säumen mit nur greisenähnlicher Umwandlung des Granits umgeben sind.) Die beste Auskunft über das mittlere Verhältnis von Sn : W = 2 : 1 in den oberflächennahen Erzen liefern wohl die Angaben aus

der letzten Periode des Seifenbergbaus (1940); der eingestellt worden ist, als noch etwa 30 000 t Seifenmaterial in Weißenstadt anstanden, das einen Gehalt von etwa 4 kg Sn + W je Tonne besaß. Auf den Greisenzügen ist in geringen Mengen Torbernit abgesetzt, angereichert ist dieser vor allem auf ca. 20 jüngeren fast seigeren Kluftzonen, die den Greisenzug etwa senkrecht kreuzen. Der Gehalt an Torbernit und Metatorbernit nimmt mit der Entfernung von der Trümerzone rasch ab, die längsten Kluftauffahrungen hatten 10 bis einige 10 m Länge.

Die gesamte Bergbauproduktion an Zinn im Fichtelgebirge betrug nur einen Bruchteil derjenigen im Erzgebirge, und dort war die Produktion wieder am größten im Osterzgebirge, wo die Dachregionen der Massive nicht so stark abgetragen vorliegen wie im Eibenstocker Massiv.

2.3. Gold (Au)

Die bedeutendste geschlossene Gold-Mineralisation der Böhmischen Masse findet sich im Bereich des Mittelböhmischen Plutons. Sie wird durch zahlreiche im allgemeinen nur wenige dm-mächtige und wenige 100 m im Streichen ausgedehnte Quarzgänge repräsentiert, deren Mineralführung selten unter Teufen von mehr als 100 m verfolgt worden ist (vgl. CHRT 1966) und hat offenbar einige unbedeutende Ausläufer auf bayerischem Gebiet. Es sind zwar von mehreren Orten alte Versuche zur Goldgewinnung bekannt (vor allem auf arme Seifen), aber an keiner Stelle wurden im Bayerischen Wald bauwürdige Goldquarzgänge aufgeschlossen.

Einen geringen Goldgehalt hatten die Erze des Kieslagers von Bodenmais (1—2 g Au/t Erz).

Ein unbedeutendes Vorkommen von goldführendem Arsenkies und Pyrit in Quarzlinsen (Dimensionen m × cm!) ohne deutlichen gangartigen Zusammenhang fand sich bei Neualbenreuth (vgl. PFEUFER 1960). Es handelt sich wahrscheinlich um eine metamorph überprägte sedimentäre Schwermineralkonzentration (Seife), wie solche in der Nähe, ebenfalls im Ordovizium, deutlicher ausgeprägt beobachtet worden sind (Lagen von Zirkon und Monazit, die z. T. infolge ihrer erhöhten Radioaktivität meßbare streichende Anomalien im Gelände lieferten).

Im Fichtelgebirge finden sich in der paläozoischen Mantelzone der Münchberger Gneismasse (Ordovizium) Goldquarzgänge im Revier von Brandholz — Goldkronach. Es sind 14 Gangtrümer rißkundig geworden, von denen der „Hauptgang" mit Unterbrechungen in reichlich 1000 m Länge aufgefahren worden ist. Nur dieser wurde von der Bergbaugesellschaft Fichtelgold 1920—25 nochmals untersucht (mittels Schacht und Gangstrecken auf einer 148 m- und einer 193 m-Sohle), ohne daß ein rentabler Bergbau in Gang gebracht werden konnte. Der staatliche bayerische Bergbau i. d. J. 1828—1865 ging ebenfalls auf dem „Hauptgang" um und hatte auch Teile des „Kiesgangs" betroffen; durch ihn dürften die Vorräte bis zur 130 m-Sohle ziemlich vollständig abgebaut worden sein.

Die in der letzten Betriebsperiode angetroffenen Verhältnisse sind von BUSCHENDORF (1931) zusammenfassend monographisch dargestellt worden. Auf Grund nochmaliger Begehungen im Jahre 1954 ist nur hinzuzufügen, daß an

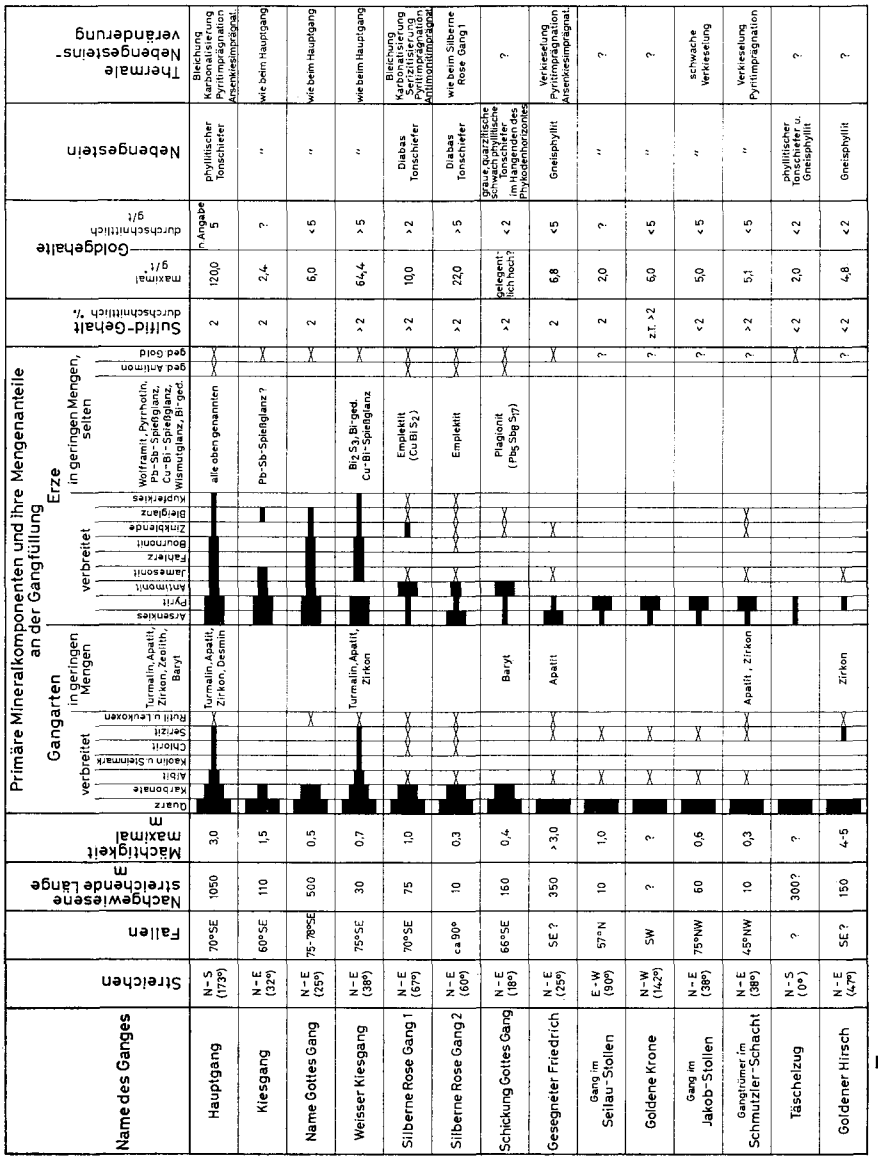


Abb. 5. Die Mineralführung der Goldquarzgänge bei Goldkronach im Fichtelgebirge (Aus: BUSCHENDORF: Das Gangrevier von Brandholz—Goldkronach, Halle 1931, Taf. XI).

keiner Stelle über den Gangausbissen oder über den Halden radioaktive Anomalien festgestellt werden konnten, daß also auch mittels empfindlicher Meßgeräte kein Hinweis für eine schwache Führung von Uranmineralen geliefert worden ist, die im Bereich des Fichtelgebirgsgranits auf Klüften oft vorkommt.

In dem zwischen 148 m- und 193 m-Sohle aufgeschlossenen Bereich hatte der „Hauptgang" auf etwa 250 m Länge eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,8 m (wenige dm bis 3 m, tektonisch bedingte Zu- und Abnahmen). Ein Block von rd. 50 000 t Erz in diesem Bereich hatte einen mittleren Gehalt von 4—5 g Au/t Haufwerk; von diesem Erz ist etwa die Hälfte bis 1925 abgebaut worden. Bei den geringen Erzmengen rentierte sich ein Tiefbau nicht.

Die Mineralisation des Hauptgangs besteht nach BUSCHENDORF aus: Quarz, der in 4 Generationen auftritt, er macht etwa 96 % der Gangmasse aus. Die übrigen Gangarten sind Calcit, Carbonate der Braunspatreihe, Albit, Kaolin, Chlorit und Serizit, sowie selten Rutil, Leukoxen, Turmalin, Apatit, Zirkon, Desmin und Baryt (zusammen rd. 2,5 %). An Erzen (zusammen 1,5 %) wurden beobachtet: Arsenkies, Pyrit, Antimonit, Jamesonit und Plagionit, Fahlerz und Bournonit (mit Sn-Gehalt), Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit, Wolframit, Pyrrhotin, Meneghinit, Wismutglanz, Emplektit, ged. Wismut, ged. Antimon und ged. Gold. Der Au-Gehalt in der Tiefe ist aszendent hydrothermal, er findet sich meist mit jüngeren Sulfiden und Sulfosalzen auf Arsenkies aufzementiert, seltener frei. Ein großer Teil der Gänge und Gangpartien ist noch geringer vererzt bis praktisch taub; einige Gänge sind auch durch relativen Sb-Reichtum bekannt (vgl. Tabelle, Abb. 5).

In den Chalkopyrit führenden Sulfiderzen von Bodenmais ist Gold nachgewiesen worden. Die stark schwankenden Analysenwerte für relativ geringe Probenmengen lagen bei 0,5—4 g Au/t Erz (s. MÜNICHSDORFER), der Durchschnitt dürfte bei 1—2 g gelegen haben. Er war nur in den Rückständen der alten Vitriolerzeugung etwas angereichert, die 3 g Au und 138 g Ag/t enthielten (GÜMBEL 1868). Auch in den lagerartigen Kupferkiesvorkommen bei Kupferberg und Sparneck traten geringe Au-Gehalte auf. 1920 aufgeschlossene Erze in der Grubenabteilung „Franz-Ludwig" hatten bei einem Cu-Gehalt von 1,25 % Gehalte von 113 g Ag/t und 12,5 g Au/t Roherz; Haldenerze von Sparneck mit Cu-Gehalten von 1—2,5 % hatten Au-Gehalte von 0,8 g/t Erz und 90 g Ag/t Erz.

2.4. Kupfer (Cu)

Kupferkieslager von wahrscheinlich vulkanisch-sedimentärer Genese finden sich in einem Zug von rd. 30 km (NW—SE) streichender Ausdehnung zwischen Unterried—**Bodenmais**—Zwiesel, der allerdings mehrfach tektonisch unterbrochen vorliegt und nur bei Bodenmais auf über 1 km Länge zusammenhängend nachgewiesen worden ist. Er ist in die Serie von teilweise stark anatektischen Paragneisen (Granatglimmergneise und Cordieritgneise) konkordant eingeschaltet. Geologie und Erzführung sind von GÜMBEL, MIELEITNER, DESSAU, HARTMANN, HEGEMANN & MAUCHER und jüngst von SCHRÖCKE sowie RAMDOHR & SCHREYER behandelt worden. Die metamorphen Kieslager haben bei Bodenmais ein mittleres Streichen von 140° SE und fallen im Mittel 65—80° NE; meist liegen zwei parallele Lager von 0,5—2 m Mächtigkeit von 20—50 m Abstand

vor. Infolge von tektonischer Überprägung (Faltung, Abscherung) kommt es teilweise zu Reduktionen, a. a. Orten wieder werden im Querprofil mehrere Erzlagen von z. T. linsenförmigem Querschnitt so zusammengefaltet, daß fast 50 m Kiesmächtigkeit angetroffen wird, wobei besonders reichlich Gneismaterial in die Kiese eingeschlossen worden ist, die nur in begrenzten Partien praktisch silikatfrei sind. Mächtige granitische Mobilisate (mehrere 10 m), die akkordant zur Schieferung in die Paragneise eingedrungen sind, finden sich in geringem Abstand von 10—100 m vom Liegenden der Lagerzone entfernt; im E wurde das Lager in einer Tiefbohrung nicht mehr angetroffen; an der Stelle, wo es vermutet worden war, fand sich bei 84—112 m (= Endteufe der Bohrung) deutlich hybridisierter Granit (mit reichlichem Gneismaterial in kleinen Schollen, die z. T. noch die Textur des Gneises zeigten). Bei einer radiometrischen Aufnahme und bei anschließenden Untersuchungen fand TEUSCHER (1953), daß die anatektischen Granatgneise der Lagerzone von einem über mehrere 100 m verfolgbaren ein bis wenige dm mächtigen biotitreichen Blatt (Restgefüge) begleitet sind, in dem Monazitanreicherungen bis zu 5 % festgestellt werden konnten (Th-Gehalte von 500 bis über 2500 g/t in einer 30 m langen Reicherzzone, sonst bei 10—50 g Th/t Gestein, auf große Längen auch Th nicht nachweisbar); die hohen Th-Gehalte korrespondieren mit sehr niedrigen U-Gehalten von 50—280 g/t, das bedeutet für die Reicherzzone ein Verhältnis U : Th = 1 : 4 bis 1 : 11 (Radiometrische Analysen von Dr. M. SALGER).

Bei der Regionalmetamorphose sind die ursprünglich wohl schärferen Grenzen zwischen Lager und Nebengestein z. T. verwischt worden. So sind auch Monazite aus der vermutlich seifenartigen Monazitkonzentration des Gneises — die sicher durch Anatexis noch leicht angereichert worden ist (Restgefüge!) — gelegentlich als kataklastische staubfeine Einschlüsse in Pyrrhotin gelangt. Sie konnten aber nur in einer cm-breiten Randzone des Sulfidlagers nachgewiesen werden. Die Ermittlung eines Th-Gehalts in Kreittonit (Spuren von ppm Th, STRUNZ 1962) sagt nichts über die primäre Lokalisierung des Thoriums. Hierfür ist in erster Linie maßgebend, daß hunderte von Proben zeigten, daß der Thoriumgehalt im Gneis einige Zehnerpotenzen höher als im Sulfidlager sein kann. Kleine linsige Streifen von selten über Dekameter Ausdehnung und Gehalten von mehr als 100 ppm Th in nur faustgroßen Proben sind bei der Uranprospektion in der Oberpfalz und im Bayerischen Wald von mehreren Firmen gefunden worden (siehe auch ZIEHR 1967). Die intensive Regionalmetamorphose und teilweise Anatexis lassen mit geringer Wahrscheinlichkeit zu, daß schmale primärsedimentäre Metallanreicherungen über größere Entfernungen erhalten bleiben. Fälle wie Bodenmais sind eine Ausnahme.

Im Lager sind die Haupterze Pyrrhotin, Pyrit, in weitem Abstand folgen Sphalerit, Chalkopyrit (um 0,3 %), Galenit, Magnetit, Markasit, in sehr geringen Mengen fanden sich ged. Wismut, Valleriit und ged. Silber. Ein Teil des Cu-Gehalts findet sich als massenhafte, in Reihen orientierte Entmischungskörper von Chalkopyrit im relativ häufigen Sphalerit. Spurenuntersuchungen von HEGEMANN et al. 1954/5 erbrachten geringe Gehalte an Co (bis 10 ppm in ZnS) und noch geringere an Ni (unter 1 ppm in ZnS, im Pyrit betrug das Verhältnis Co : Ni = 270 : 1).

Ein ähnliches Sulfidlager, in dem jedoch Pyrit über Pyrrhotin vorherrscht, fand sich bei **Lam,** in der Johanniszeche an der Schmölz, siehe MIELEITNER 1922, SCHRÖCKE 1956). Parallel zu diesem konkordant den mittelstufigen Paragneisen eingeschalteten Lagerzug, der über 500 m im Streichen (etwa E—W, bei Einfallen 75—85° Süd) nachgewiesen worden ist, fanden sich im Glimmerschiefer graphitische Lagen, die starke geoelektrisch meßbare Anomalien erzeugten (OSTERMEIER 1955). Eine 10 m mächtige Zone von C-reichen Phylliten, in die bis dm-mächtige flözartige Lagen eingeschaltet waren, ist 400 m S vom Pyritlager in einer Tiefbohrung angetroffen worden und hatte einen C-Gehalt von etwa 3 %. Die Röntgenaufnahme zeigte, daß noch kein vollständiges hexagonales Gitter in der kohligen Substanz entwickelt ist (röntgenspektrographische Aufnahme von Dr. M. SALGER). Der Cu-Gehalt des Lagers betrug unter 1 % (i. M. um 0,3 %). Pyrit und Pyrrhotin zusammen erreichten in der Förderung um 60—70 %; es war schwierig, einen S-Gehalt von 25 % zu halten (Klaubung!). In Greifproben aus dem Lager wurden bis 30 % S analysiert (MIELEITNER). Im Rückstand der chemischen Analyse (um 35 %) fand sich vorwiegend Quarz (um 30 %), daneben waren Silikatminerale des Glimmerschiefers beteiligt.

Das Auftreten sulfidischer Erze in Paragesteinen des Oberpfälzer und des Bayerischen Waldes ist an ehemals tonige Gesteine von z. T. euxinischer Fazies geknüpft. Reichere Sedimentation sulfidischer Erze ist auf relativ eng begrenzte Becken beschränkt. Die Zufuhr vulkanischen Materials ist in geringerer Konzentration meist in der Gesteinsserie einige 10 m im Liegenden und Hangenden ebenfalls erfolgt (häufige absätzige Linsen von mm- bis cm-Mächtigkeit). Solche Gesteine mit Führung von Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, selten etwas Molybdänit—Sulfidgehalt im allgemeinen unter 1 % — gibt es nicht nur bei Bodenmais und Lam, sondern auch im Graphitgneis von **Kropfmühl** (NE von Passau) und überhaupt in der Bunten Serie des tieferen Algonkiums (vgl. ZOUBEK 1960), in Bayern z. B. auch in einer ähnlichen Serie am Kleinen Regen bei Hirschbach (WI. WEINELT 1971). An beiden Orten treten amphibolitische Hornblendegneise als Repräsentanten ehemaliger Tuffe auf.

Bei **Waldsassen** (Gde. Paffenreuth, Lkr. Mitterteich) sind zwei blattförmige oft nochmals durch Zwischenmittel unterteilte Kieslager von 1—6 m Mächtigkeit und rd. 200 m Abstand in ordovizischen phyllitischen Tonschiefern aufgeschlossen, die bisweilen eine sandstreifige Bänderung zeigen. Parallel hierzu ist auch im Erzkörper stellenweise eine Schichtung nach Zusammensetzung in dichte und feinkörnige Lagen sichtbar. Die Achsen der Erzkörper streichen W (86° = Max. der tektonischen Analyse) und tauchen mit 32° (= Max.) nach W ein. Das Pyritlager (oberes P-Lager) mit etwa 85 % Pyrit (durchschnittlicher Gehalt der Fördererze um 40 % S) reichte bis an die Oberfläche, sein eiserner Hut war schon seit Beginn des vorigen Jahrhunderts auf Eisenerz (Limonit) gebaut worden. Das M-Lager (nach seiner Führung von Magnetkies) wurde erstmals von der 40 m-Sohle der Grube Bayerland aus aufgeschlossen, als geomagnetische Anomalien (REICH 1938) seine Aufsuchung veranlaßt hatten. Eine stärkere limonitische Braunfärbung hatte schon HARTMANN (1924) zur Vermutung veranlaßt, daß in der Tiefe ein weiteres Sulfidlager liegen könne und geochemische Prospektion (FRUTH 1961) ergab ebenfalls über dem M-Lager an der Oberfläche deutliche Indikationen. Die Grube ist 1971 geschlossen worden, nachdem das letzte Tief-

bohrprogramm von einem Netz von Untersuchungsstrecken im M-Lager vom 400 m-Niveau aus auf weitere 40 m Teufe nur noch kupferarme Pyrite nachgewiesen hatte, deren Aufschluß und Gewinnung bei relativ geringen Vorräten in dieser Tiefe und bei den komplizierten Verhältnissen einer mehrfach gebrochenen Förderung nicht mehr rentabel war. Ein Hinweis auf ein Aufhören der Lagerstätte nach der Tiefe war nicht gefunden worden.

In beiden Lagern ist Pyrit das Haupterz. Die großen Mengen von Pyrrhotin besonders im M-Lager bewirkten, daß sich beim stärkeren Abbau des M-Lagers der Anteil des Pyrrhotins in den Restvorräten auf 40 % verschob (SPROSS 1959). Der unter 38 % gesunkene S-Gehalt der Förderung machte eine Aufbereitung notwendig, um im Versandgut den gewünschten S-Gehalt von über 40 % zu erhalten. Dieses enthielt 41 % S neben 0,7 % Cu (Chalkopyrit). Untergeordnete Erze waren Sphalerit, Magnetit, Galenit, seltene Erze Arsenkies, Molybdänit und eine ganze Reihe für die Lagerstätte charakteristischer Pb-Sb- und Cu-Bi-Sulfide (MAUCHER 1939). Die antimonführenden Minerale finden sich vor allem auf 1—2 dm mächtigen spätkinematischen Klüften (B I ac-, okl- und B II ac-, okl-, hol-Klüfte, siehe SPROSS 1954).

Wie schon für den moldanubischen Bereich gesagt worden ist, sind geringere Sulfidanreicherungen (von wenigen Prozenten) auch im Dekameterbereich in der Nachbarschaft der Reicherzzonen verbreitet. Geophysikalische Prospektion in einem Gebiet von nahezu 200 qkm und vor allem ein umfangreiches Bohrprogramm besonders bei Zirkenreuth (mit über 50 Tiefbohrungen) haben zahlreiche Sulfidlinsen bzw. Bändchen bis zu cm-Mächtigkeiten, aber kein weiteres Lager von über 1 m Mächtigkeit nachweisen können. Es ist charakteristisch, daß in näherer Umgebung von Pfaffenreuth auch C-führende Phyllite (dichte Substanz ohne Graphitgitter) erbohrt worden sind, ebenso wie Tufflagen, die eine vulkanische Stoffkomponente zu den sedimentären Erzen geliefert haben können (s. PFEUFER 1960).

Die Kupferkiesvorkommen des **Fichtelgebirges** zeichnen sich gegenüber denen im Bayerischen Wald und bei Waldsassen durch ein stark zugunsten von Cu verschobenes Verhältnis Cu : Fe bei den Sulfiden aus. Es steigt oft auf 0,1 und höher, während es bei den zuvor genannten Kieslagern unter 0,01 liegt. Die Beziehung zu basischen Vulkaniten ist im Fichtelgebirge deutlich gegeben. Nachdem in diesem Band von URBAN und VACHÉ über neuere Untersuchungsarbeiten im Gebiet von K u p f e r b e r g berichtet wird, seien hier nur stichwortartig die Daten angegeben, die für den Vergleich der Lagerstättentypen wesentlich sind. Dabei ist noch zu bemerken, daß sich die Autoren auf die Darstellung der sedimentären, 1—4 m mächtigen, etwa SE (165°) streichenden Lagerzonen beschränkten, die konkordant in der Serie von ordovizischen Phylliten und eingeschalteten Prasiniten bzw. in deren nichtmetamorphen Äquivalenten liegen.

Die auf mehr als 4 km Länge nachgewiesenen syngenetischen Kieslager enthalten natürlich den größten Teil der Vorräte der Lagerstätten von Kupferberg. In der Erzparagenese ist im NW-Teil Pyrit vorherrschend, während im Streichen nach SE bei Neufang—Wirsberg zunehmend auch Magnetit vorkommt; Chalkopyrit, Sphalerit und Galenit treten an Menge zurück. Weitere Minerale der Lagerzone sind Quarz und Calcit.

Daneben hat der Kupferberger Bergbau bis auf 178 m Teufe (während der Aufschluß der Lager im Bergbau nur etwa die Hälfte dieser Teufe erreichte) auch hydrothermale spätkinematische Gänge abgebaut (vgl. v. HORSTIG 1960 und IBACH 1940). Einer der mächtigsten, der St. Veitsgang, hatte eine Mächtigkeit von 1,5—4 m und kreuzte die etwa 40—60° NE fallende Lagerzone fast rechtwinklig nach NE streichend. Bei den Gängen handelt es sich um teils etwa parallel, teils quer zum Lager verlaufende Sprünge, deren Mineralfüllung zum größten Teil ein Mobilisat aus der Lagerzone darstellt und auch nur in nächster Nachbarschaft derselben eine wirtschaftlich interessante Metallisation und Mächtigkeit aufweist. Sie sind kaum auf mehr als 100 m streichende Länge untersucht worden. In einer Gangart aus Quarz und Calcit führten diese Gänge Chalkopyrit, Sphalerit, untergeordnet Magnetit, Galenit, Arsenkies, Speiskobalt, Fahlerz, ged. Wismut. Die Kupfergehalte waren mit 1,70—10,35 % in den bebauten Partien sehr hoch.

Im Süden des Kupferberger Reviers, zwischen Marktschorgast und Berneck, fanden sich eine ganze Reihe kleiner Kupfererzlager vom gleichen Typ. Auch der Prasinit-Phyllitserie am SE-Rand der Münchberger Gneismasse (zur Geologie vgl. EMMERT, v. HORSTIG & WI. WEINELT 1960 und STETTNER 1964) sind bei Sparneck mehrere kleinere Sulfidlager konkordant eingeschaltet. Sie streichen etwa 60° NE, fallen 50—60° NW. Nach alten Angaben waren bis 6 lagerförmige Einschaltungen von einigen cm bis zu 50 cm, insgesamt von etwa 1—2 m Kiesmächtigkeit in 2 Gruppen aufgeschlossen (in einem querschlägigen Aufschluß von ca. 60 m); in streichender Erstreckung sind sie (alten Pingen zufolge) auf etwa 400 m verfolgt worden.

Das Fördererz aus der Zeit nach 1920 enthielt bis zu 75 % Sulfide, hauptsächlich Pyrit, daneben Chalkopyrit (Cu-Gehalte um 2 %, in reichen Stückproben bis 4 %), Sphalerit und in geringer Menge Galenit. Das Erz enthielt 90 g Ag/t und 0,8 g Au/t. Quarz und Albit sind die häufigsten Nichterz-Minerale (wie im Prasinit) neben Serizit und Chlorit.

Der alte Bergbau hatte kaum größere Teufen als 25 m erreicht und sich damit auf die Zone reicher Oxidations- und Zementationserze beschränkt. Von Haldenstücken sind eine Reihe sekundärer Kupfererze bekannt (Kupferglanz, Malachit, Chrysokoll, Azurit, Covellin, s. GÖTTE 1929). In alten Berichten ist auch von einem Wismutgang mit Silber die Rede, wobei es sich wahrscheinlich um einen jüngeren hydrothermalen Absatz, der auf kurze Klüfte beschränkt ist, handelt. Alle syngenetischen, prävariskischen Kupferlagerstätten haben während der variskischen Orogenese Teilmobilisationen erfahren, die oft als hydrothermale Kluftfüllungen mit höherem Erzadel vorliegen (vgl. Kupferberg); oft sind in nächster Umgebung Plutone vorhanden.

Kupfererze kommen in Spuren auf fast allen intrusiven Gängen von der pneumatolytischen über kata- bis zu mesothermalen Abfolgen vor, sie erreichten aber nur an wenigen Orten solche Konzentrationen, daß sie eine gewisse bergmännische Rolle spielten. Auf den pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangslagerstätten bei Weißenstadt ist Chalkopyrit sehr selten, das dort auftretende Uranerz ist vorwiegend Tobernit bzw. Metatorbernit. Auch die hochthermalen Gänge der Pb—Zn-Formation enthalten in Bayern nur geringe Cu-Gehalte, es ist keine Cu-reiche Fazies bekannt. Das gleiche gilt von den Gold-Quarzgängen.

Verbreitet ist Kupfererz auf den karbonatführenden (Siderit-Calcit) Flußspatgängen **Oberfrankens,** die dem gleichen Typ im sächsischen Vogtland entsprechen. Durch Kupfererze, die früher neben dem Eisenerz auch bergmännisch gewonnen worden sind, zeichneten sich vor allem aus: Der Kupferbühler Gang (Issigau), der Friedensgruber Gang (Lichtenberg) sowie der Mordlauer Gang (westl. Hof). Dieser alte Bergbau ging in den Hutzonen um, wo das Eisenerz größtenteils als Limonit und die Kupfererze als Malachit, Chrysokoll, Azurit, Covellin und Kupferglanz, bisweilen als ged. Kupfer vorlagen. Auch auf den Fluorit-Baryt-Gängen des **Nabburger Reviers** kommen auffällige lokale Konzentrationen von Chalkopyrit vor, wenn auch der durchschnittliche Gehalt an Cu stets weit unter 0,1 % bleibt. Die größte Häufigkeit erreicht Chalkopyrit in der jüngeren (sulfidischen) Abfolge auf den Gängen Merkur/Stulln, Mariengang/Wölsendorf und Erika/Stulln. Nur auf dem Mariengang kam auch Galenit häufiger vor, im allgemeinen korrespondiert die Häufigkeit des Cu nicht mit der des Pb, das im SE-Teil des Reviers (E der Naab) eine besonders starke Verbreitung aufweist (Alter Bleierzbergbau in Altfalter—Krandorf). Auch im Regenstaufer Revier (a. d. Donau) war Chalkopyrit sehr selten.

Im **Spessart** finden sich relativ kupferreiche Gänge der weißbarytischen Abfolge im Gneis bei Sommerkahl und sind u. a. in der „Wilhelminen- und Matthäus-Zeche" im Tage- und Tiefbau bis 1922 gewonnen worden. Drei NNW—SSE-streichende, 0,20—0,30 m mächtige Hauptgangklüfte, die ihrerseits durch E—W-streichende, steile Verwerfungen gestört waren, führten an primären Erzen Chalkopyrit, Bornit, silberhaltigen Tennantit und Pyrit, als Gangart Quarz und Baryt. Sekundärerze waren in den verwitterten Gangteilen weit verbreitet. Das Alter der aszendenten hydrothermalen Vererzung und der Schwerspatmineralisation auf dieser Verwerfungszone ist ebenfalls posttriassisch (Wi. Weinelt 1965). Das Auftreten von Tieftemperatur-Bornit spricht u. a. für die Deszendenz und Herkunft zumindest eines Teiles der vorliegenden Kupfererze aus der Zechsteinformation (K. v. Gehlen 1964). Bestimmungen von $\delta^{34}S$-Werten an sulfidischen Erzen (Chalkopyrit, Bornit, Fahlerz mit Quarz und Baryt) aus der Grube Wilhelmine ergaben: —18,6 ‰; —20,9 ‰; —22,4 ‰; —22,7 ‰; —24,6 ‰ und weisen bei einer verstärkten Anreicherung des leichten S-Isotop ^{32}S auf Stoffwechselvorgänge von Schwefelbakterien und sedimentäre Bildungsbedingungen hin. Andere, auch kupfererzführende Gangvorkommen des Spessarts sind bei den Kobalt-Nickel-Lagerstätten erwähnt (Bieber und Huckelheim).

2.5. Blei — Zink (Pb—Zn)

Eine ältere (spätvariskische) Pb—Zn-Mineralisation, die durch ihre Sn-Führung eine Verbindung zur Sn-Mineralisation zeigt, ist im Erzgebirge bekannt, typisch im Revier Freiberg, aber auch im W bei Bleistadt (Olovi) und bei Schlaggenwald. In Westböhmen im Bereich der Karte tritt sie in den Revieren von Mies (Stříbro) und Příbram auf. Die klassische ältere kiesige Blei-Zinkerzformation (kb-Formation s. Müller, Baumann, Bernard, Rösler, Sattran & Čadek) weist im W-Teil der Böhmischen Masse im allgemeinen keine Cu-reiche Fazies auf, kennzeichnend ist ein relativ hoher Silbergehalt im Galenit (1000—2000 g/t Pb-Erz). Die Hauptrichtungen dieser Gänge sind NE—SW, N—S und

nur z. T. NW—SE (f. SW). Im Bezirk von Mies herrschen NW—SE-Gänge vor, ihre Paragenese zeigt neben Quarz, Galenit, Sphalerit zurücktretend Pyrit, Chalkopyrit, Baryt, Carbonate und Fluorit. Der NW—SE-streichende 70—80° NE fallende Gang von L a m (Fürstenzeche), der durch einen kleinen Sn-Gehalt im Sphalerit ausgezeichnet ist (800 ppm) und dessen Bleiglanz älteren Betriebsangaben zufolge (s. GÜMBEL 1868) einen Gehalt bis zu 1500 g Ag/t Schlich aufwies, enthält vermutlich auch Anteile einer älteren Pb—Zn-Paragenese, obwohl er am Rande eines typischen Reviers der wba-fl-Formation liegt.

Das Vorkommen hat schon im Mittelalter Bergbau auf Silber erfahren. Neuere Aufschlüsse haben die Untersuchungsarbeiten auf Flußspat in den Fünfziger Jahren geliefert (s. GAB-Bericht 1963). Bei rd. 1000 m bekannter streichender Länge und fast 200 m größter Höhendifferenz der Aufschlüsse sehen die Gangprofile sehr verschieden aus. Sie variieren von reiner tauber Quarzführung im SE (in Schürfen nachgewiesen) bis zu 2 m (und selten mehr) mächtigen Gangfüllungen im Zentralteil mit Dolomit, Fluorit, Quarz und sulfidischen Erzen in sehr verschiedenen Anteilen und meist auf getrennten Trümern. Zwei vergleichbare Gangauffahrungen bei rd. 40 m und 80 m unter Stollensohle von 305 bzw. 550 m streichender Länge haben z. B. für den Fluorit mehrere linsenförmige Gangblätter von 20—40 m, im NW von über 100 m streichender Ausdehnung von 0,3—0,5 m (Maximum 1,5 m) Mächtigkeit geliefert; eine Abnahme der gesamten Fluoritführung mit der Teufe ist wegen der in horizontaler und vertikaler Richtung stark wechselnden Ausbildung der Gangprofile nicht sicher festzustellen, eine regelmäßige Veränderung der Vererzung auch nicht. Die Untersuchungsarbeiten wurden wegen der i m g a n z e n geringen Fluoritmengen nicht nach der Tiefe fortgesetzt (Die Angabe von STRUNZ 1971 „auf der 83 m-Sohle" — gemeint ist vermutlich unterhalb der 83 m-Sohle — „waren keine bergwirtschaftlich interessanten Fluoritmengen m e h r vorhanden", ist nicht richtig). Als Bleierzlagerstätte ist das Vorkommen ebenfalls wirtschaftlich ohne Bedeutung, da die in mehreren parallelen absetzigen Gangtrümern und in Butzen auftretenden Blei-Zink-Erze im Schnitt weniger als 5 cm Gesamtmächtigkeit besitzen und in einem Haufwerk aus 1,50 m breiter Gangauffahrung weit unter 1 % Anteil hatten (Nach unseren Schätzungen dürfte die Schüttung im Zentralteil — l = 500 m — nur lokal 50 kg Pb/m² erreicht haben).

Zufolge erzmikroskopischen Untersuchungen von SEELIGER (mitgeteilt bei STRUNZ 1971) wurden an Haldenerzen, die vermutlich größtenteils aus der 83 m-Sohle stammten, folgende Erzminerale festgestellt: Sphalerit (über 50 % des Erzanteils) tritt in zwei Formen auf, als dunkler ZnS 1, eisenreich mit E- (= Entmischungs)Körpern von Pyrrhotin, katathermale Bildung!) und als hellerer ZnS 2, der reicher ist an Chalkopyrit-E-Körpern. Galenit (Anteil knapp 50 %) in Paragenese mit ZnS 1 ist als PbS 1 frei von Silberträgern. Zusammen mit ZnS 2 auftretender PbS 2 ist verknüpft mit Freibergit, Polybasit, Stephanit, Pyrargyrit und Dyskrasit. Chalkopyrit tritt außer als E-Körper in ZnS 2 selten auch in Körnern (ϕ bis 1 cm) auf, er enthält E-Körper von Cubanit, in Außenzonen Stephanit und Linneit. Es wurden damit auch erzmikroskopisch die Minerale beobachtet, welche die spektrochemisch gefundenen Spurenelemente (ZIEHR 1954) angereichert enthalten: Ag, Sb, Ge, Sn, Hg, Co, Ni (zwischen 10 und 1000 ppm).

Im Erbendorfer Revier waren durch den Steinkohlenbergbau in den Zwanziger Jahren letztmalig die in einem Bereich von 500 × 500 m auftretenden 8 Gangtrümer mit Bleierz aufgeschlossen, die teils im Gneis, teils in den Kohle- und Arkoseablagerungen des Unterrotliegenden verlaufen (vgl. WURM 1922). Die Gänge haben alle für den kb-Typ (s. o.!) kennzeichnenden Richtungen.

Streichrichtung	Fallrichtung	Fallwinkel
NE (10—20°)	SE (100°)	70—80°
N—S (180°)	E oder W	60—70° (—90°)
SE (140—160°)	NE (50—70°)	50—60° (—70°)

Die Mächtigkeiten der bis zu 400 m lang nachgewiesenen Gänge betrugen im Mittel 0,3—0,6 m, maximal 2,6 m. Manche sind fast reine Quarzgänge und wurden wegen ihrer ± großen Erzfreiheit nicht näher untersucht. In anderen traten als Gangarten zurücktretend auch Carbonate und selten heller Baryt auf. Als Erze fanden sich vorwiegend Galenit (mit einem Ag-Gehalt von 400—800 g/t), Sphalerit und Chalkopyrit (bis 10 % der Erzmenge). Die Schüttung erreichte in guten Gangpartien 80—150 kg Roherz/m². Das Alter dieser Gänge ist ziemlich sicher postvariskisch, zumindest ist die Hauptmineralisation jünger als Unterperm. Zufolge Bestimmungen des Blei-Isotopenverhältnisses an Galeniten von Erbendorf und aus dem Nabburger Revier sind diese Bleierze altersgleich mit nachvariskischen, alpidischen Bleierzen aus böhmischen Lagerstätten.

Ein Revier mit einigen kleineren Gängen von N—S (170°)- und NW—SE (135°)-Streichen ist in Oberfranken angegeben worden, sein Zentrum ist Wallenfels. Die mehrere cm bis wenige dm mächtigen Gänge führen als Gangart neben Quarz auch Calcit, weißen Baryt und Dolomit, als Haupterz Galenit (silberhaltig, bis 500 g Ag/t Erz), daneben Pyrit zurücktretend Sphalerit (braun). Sie sind örtlich (wie die Erbendorfer Gänge auch) kupferreich. Selbst im Mittelalter, wo Kleinbetriebe rentabel waren, haben wegen ihrer Erzarmut neben den Gängen bei Wallenfels nur die bei Dürrenwaid einen intensiveren Bergbau erfahren; sie waren besonders silberreich (bis 1600 g Ag/t PbS). Weitere Vorkommen fanden sich bei Wolfersgrün.

Gänge mit Bleiglanz als vorherrschendem Erz (in oberen Teufen häufig sekundären Mimetesit und Anglesit führend) mit vorwiegend quarziger Gangart fanden sich in einer ausgesprochen fluoritarmen Partie des SE-Abschnitts der Nabburger Hauptgangzone bei Altfalter—Weiding—Krandorf. In Altfalter findet sich Galenit besonders in Quarztrümern parallel zu einem rba-fl-Gang (Kirchgang) in einigen Dekametern Abstand von diesem. Angaben über den alten Bergbau besagen, daß außer der Hauptrichtung (= 130°) auch N—S- und W—E-Streichen beobachtet worden ist.

Unbedeutende Vererzung weisen die Ausläufer der Mittelböhmischen Pb—Zn-Provinz (Klattau) auf bayerischem Gebiet auf, z. B. bei Hunding. Diese Quarzgänge mit etwas Carbonat führten in Nestern und Butzen spärlich Galenit (Ag um 500—600 g/t PbS) neben Sphalerit, Pyrit. Die Spuren alter bergmännischer Arbeiten zeigen den Charakter reiner Sucharbeiten.

In Spuren ist Galenit auf den großen Bewegungszonen beobachtet worden, so im Pfahlbereich bei Geiersthal (SE von Viechtach), im Donaurandbruch bei Metten (s. GÜMBEL 1868).

Im NW- und im Hauptabschnitt des Nabburger Flußspat-Reviers treten im Streichen der Gänge meist nur über kurze Strecken Galenit und seltener Sphalerit innerhalb der Paragenese der rba-fl-Formation auf. Reiner Galenit findet sich meist in Butzen, seltener in Gangblättern von begrenzter Ausdehnung; der Pb-Gehalt des Haufwerks erreichte im Mittel 0,1 % nicht, und nur auf dem Mariengang sind durch Klaubung wenige Tonnen Stufferze gewonnen worden. Größere zusammenhängende Gangplatten von über 100 qm Ausdehnung und bis zu mehreren Dezimetern Mächtigkeit fanden sich nur auf dem Kemlaser Gang im Oberfränkischen Revier, wo in einem untersuchten Gangstück von 154 m Länge reichlich die Hälfte regelmäßig mit Pb und Zn vererzt war und wo im besten Teilstück von 30 m Länge die Schüttung etwa (150 kg Pb + 100 kg Zn)/m² betrug.

2.6. Eisen — Mangan

Alle Eisenerzvorkommen, die eine Rolle als Lagerstätten spielen oder früher einmal gespielt haben, werden in der Eisenerzmonographie für die Bundesrepublik Deutschland behandelt (Beihefte zum Geologischen Jahrbuch/Hannover). Die wichtigsten sind in Nordbayern die sedimentären Lagerstätten in der Kreide und im Jura, erst mit Abstand folgen die Roteisensteinlager des Devons, an deren Entstehung der Diabasvulkanismus einen wesentlichen Anteil hatte. Ähnliche submarine, synsedimentäre, vulkanogen-exhalative Eisenerzvorkommen, die an die algonkische Spilitformation geknüpft sind, treten nur im böhmischen Bereich der Karte auf.

2.6.1. Metasomatische Eisenerzvorkommen

Die im Erzgebirge besonders östlich des Eibenstocker Granitmassivs recht verbreiteten variskischen Magnetitskarne (mt—sk) fehlen im Westen des Saxothuringikums (bis auf geringe Andeutungen in den Kalksilikatfelsen der Paragneise der Wunsiedler Bucht). Gleiche Marmorserien wie im Erzgebirge (vermutlich kambrischen Alters) enthalten im fichtelgebirgischen Raum, wo sie eine Fe-Metasomatose erfahren haben, kennzeichnend für ihre jüngere (?tertiäre) Bildung in seichtem Niveau Siderit als primäres Erz. Eine genauere Beschreibung der Lagerstätte **Arzberg,** die im Mittelalter zur Gründung der Bergstadt Arzberg geführt hatte, wird in der Eisenerzmonographie gegeben (v. Horstig-Teuscher, Manuskript 1970, erscheint in den Beiheften zum Geologischen Jahrbuch, Hannover).

Vermutlich metasomatisch sind auch die Eisenerzvorkommen im Zechsteindolomit des **Spessarts** gebildet. Sie haben die Form von Nestern, Linsen und Lagergängen und finden sich z. T. im unmittelbaren Hangenden des Kupferlettens wie am Kalmus bei Langenborn („Beschert-Glück"), bei Schöllkrippen (Altenburg), bei Vormwald (Steckenzaun, Hochrain) und im Talgrund, der sich von da zum Forsthaus Engländer hinaufzieht (hier 3—4 m mächtig, mit reichlich Baryt- und Kobalterz), ferner SE von Feldkahl, bei Eichenberg, Rottenberg (bis 3 m mächtig), Sailauf und Laufach.

Für eine metasomatische Genese sprechen die unregelmäßige Verteilung der Erze im Gestein, die gelegentliche Verkieselung des Dolomits in ihrer Nachbar-

schaft und ihr Auftreten in der Nähe größerer Verwerfungen sowie die offenbar damit in Zusammenhang stehende Durchtrümerung der Erze mit Baryt (Wi. Weinelt 1965, 1967).

In der Grube „Beschertglück" bei Langenborn fand sich manganhaltiges Brauneisenerz (mit 55—70 % Fe_2O_3 und 0,8 % MnO_2) zusammen mit mangan- und arsenhaltigem Hydrohämatit (mit 20 % Fe_2O_3), Pyrolusit, Polianit, Psilomelan (mit Fe, Cu, Pb, Co, Ca, Ba, K und Li in Spuren), Manganit, Wad, Pharmakosiderit und Kakoxen nebst einer Limonit-Baryt-Bresche.

Im Grubenfeld „Heinrich" bei Eichenberg wurde von 1915 bis 1918 Eisen- und Manganerz abgebaut. Das 1,40 bis 3,30 m mächtige, im Kupferletten und hangenden Zechsteindolomit auftretende Vorkommen führte Limonit, Pyrolusit, Psilomelan, Wad und war von Baryt durchtrümert.

Das im Zechsteindolomit von Bieber zwischen 2 und 25 m mächtige, ohne bestimmte Höhenlage auftretende und z. T. bis zum Kupferletten hinunterreichende Eisensteinlager ist nach G. Diederich (1969) ebenfalls metasomatisch entstanden. Als Haupterz tritt besonders im oberen Teil des Lagers Brauneisenstein, meist mit einem beträchtlichen Gehalt an Manganerz auf. An der Sohle des Lagers liegen hingegen häufig unzersetzter Siderit und Sphärosiderit vor. Sehr fein verteilt sind in den Eisenerzen auch hier geringe Pb-, Cu-, Ni- und Co-Gehalte. Als Gangart tritt reichlich Baryt auf. Für die Entstehung als Verdrängungslagerstätte spricht die unregelmäßige Verbreitung im Dolomit und die reichhaltigere Vererzung in der Nähe von Verwerfungen. Die Eisenerzlager sind nämlich in der 400—500 m breiten, störungsreichen Horstscholle nordöstlich der Bieberer Hauptverwerfung, des sogenannten Sandrückens, im Bereich der Kobaltrücken bekannt, während in der Tiefscholle südwestlich des Sandrückens keine oder nur eine geringfügige Vererzung auftreten soll. Die Vergesellschaftung von Siderit mit den Erzen der Kobaltrücken und die geringen Cu-, Ni- und Co-Gehalte im Eisenerzlager machen eine gemeinsame Genese der Kobaltgänge und des Eisenerzlagers wahrscheinlich (Murawski 1955). Es wird ein posttriassisches, für den Hauptteil der Eisenerzlager im Zechsteindolomit ein tertiäres, jungoligozänes bis altmiozänes Alter und eine hydrothermale bzw. metasomatische Entstehung angenommen. Erst nachträglich wurde der Siderit in dem über dem Grundwasser gelegenen Bereich des Lagers in Limonit umgewandelt.

Dr. M. Salger bestimmte an Limonitproben von verschiedenen metasomatischen Vorkommen bei Ober-Sommerkahl, Ober-Sailauf und bei Eichenberg das Verhältnis Mn : Fe = 0,3—0,9 und fand als Spurenelemente Co, Ni, Zn, As (Wi. Weinelt 1965).

2.6.2. Hämatit-Quarz-Gänge (q — hm)

Die Hämatit-Quarz-Gänge treten in Kristallingebieten und da vor allem in den Randbereichen granitischer Massive auf. Diese Bevorzugung wurde früher als Hinweis dafür gedeutet, daß sie zum Mineralisationszyklus der variskischen Intrusionen gehören. Sie ist aber zunächst nur auf die Neigung der Granite zu guter Klüftung zurückzuführen. Es liegen zwar bereits im Oberkarbon des erzgebirgischen Beckens Gerölle von abgetragenen Eisenkieselabsätzen vor (Pietzsch

1951), aber die Bewegungen auf den großen herzynischen Lineamenten sind sicher mehrphasig und die mächtigsten Mineralfüllungen sind wohl erst auf den postvariskischen Bruchspalten der kratonisch gewordenen Böhmischen Masse zum Absatz gelangt. Für den Spessartbereich wurde beobachtet, daß die metasomatischen Eisenerzimprägnationen, die ebenfalls durch epigenetische Vorgänge gebildet sind, zumindest jünger als permisch sind.

Diese Gänge, deren Streichrichtung (besonders bei den mächtigen Repräsentanten) ein Dominieren der herzynischen Richtung zeigen ebenso wie die reinen Quarzgänge der Pfähle, in die sie auch z. T. übergehen, häufen sich in der saxothuringischen Zone. Im Westerzgebirge nimmt ihre Mächtigkeit beim Übertritt aus dem Eibenstocker Granit ab und oft verlieren sie auch ihre Fe-Mn-Erzführung. Ihren bekanntesten Vertreter im Fichtelgebirge hat diese Abfolge im Gangzug vom Gleisinger Fels bei Fichtelberg. Er begleitet auf mehrere Kilometer Länge den Westrand des Fichtelgebirgsgranits in steil herzynischer Richtung (f. 65—75° SW) und führt nur streckenweise Hämatit (schuppigen Eisenglimmer) in Form von ein bis zwei linsigen Blattschlieren (maximal 1—2 m mächtig) und zeigt im Oxidationsbereich oft Kluftbeläge von Limonit und Manganerzen. Der alte Bergbau hat die mächtigsten der bekannten 18 Trümer bis in rd. 50 m Tiefe aufgeschlossen und zum Teil eine Gesamtmächtigkeit aller Gangfüllungen bis zu 10 m angetroffen. Zurücktretend (unter 1 %) kommt Pyrit vor. Schmale Trümer von Quarz mit gelegentlicher Führung von schuppigem Hämatit sind im gesamten Fichtelgebirgsmassiv verbreitet, sie finden sich auch im Steinwald und im Granit von Falkenberg. Enge Beziehungen zur rba-fl-Abfolge ergeben sich im Nabburger Revier und vor allem im Regensburger Flußspatrevier, im allgemeinen sind aber Hämatitführungen im Moldanubischen Bereich viel seltener als im Saxothuringikum.

Hämatitgänge herzynischer Richtung im Diorit sind aus dem Spessart im Grubenfeld „Ferdinand" bei Hain sowie im Marmor von Klingerhof bekannt. Gangförmig auftretende Huterze dieser Abfolge mit manganhaltigem, z. T. kieseligem Limonit sind östlich von Wasserlos (Ringlochberg, Altheeg im Grubenfeld „Maria") und südöstlich von Hörstein (Stütz und Grubenfeld „Johannes") in Stollen und Schächten gewonnen worden. Das Vorkommen von Wasserlos führte Limonit, Stilpnosiderit, Psilomelan, Hydrohämatit und Kakoxen und war wie der Limonit vom Stütz von Baryt durchtrümert. Vom Ringlochberg sind Kraurit und Picit bekannt.

Dr. M. Salger bestimmte an Limonitproben von verschiedenen q-hm-Gängen des Spessarts die Fe- und Mn-Gehalte. Relativ reine Proben hatten 52—54 % Fe und um 1 % Mn, Verhältnis Mn : Fe = 0,016—0,030. Manganreiche Proben (besonders von Wasserlos) hatten bei Fe-Gehalten von 10—24 % und Mn-Gehalten von 8—10 % ein Verhältnis Mn : Fe = 0,4—0,9.

Nach G. Diederich (1969) stellen im Spessart die Kobaltgänge wahrscheinlich den ältesten Teil, die Eisenerze den mittleren Hauptteil und die Barytdurchtrümerung sowie die Ausbildung eigener Barytgänge den ausklingenden Teil der gleichen Vererzungsperiode dar.

2.6.3. Siderit (si)

Bei verändertem Redoxpotential, wie es wohl eher anzutreffen ist, wenn Eisenerze nicht in Granit und in Gneisen abgesetzt werden, sondern innerhalb z. T. kalkreicher Sedimente und in geringen Teufen, werden Fe und Mn nicht in Gestalt von Hämatit und Pyrolusit mineralisiert, sondern als Siderit und Ankerit, Fe z. T. auch als Pyrit. Die Verbreitung der Sideritgänge deckt sich mit der des oberfränkisch-vogtländischen Paläozoikums, besonders häufig setzen sie im Ordovizium bis Devon, seltener im Unterkarbon auf, zusammen mit anderen Carbonaten. Die mit großer Regelmäßigkeit und über Längen von einigen Kilometern herzynisch (135—150°) streichenden Gänge fallen überwiegend SW (60—90°), abzweigende Nebentrümer haben bei gleichem Streichen abweichende Fallwinkel. Die Mächtigkeit beträgt meist wenige dm, 1—2 m werden selten erreicht. Wo die Gangzonen über 10 m breit werden, war die Gesamtmächtigkeit der auf mehrere Trümer verteilten Sideritführung nur 0,3—2,4 m (z. B. auf dem Kemlaser Gang). Der im Mittelalter intensiv betriebene Bergbau auf Huterze (Limonit) und auf den primären Siderit ist nach 1850 zum Erliegen gekommen. Kennzeichnend für die oberfränkischen Siderite waren relativ niedrige Mn-Gehalte (im Durchschnitt 2—3 %), bei Fe um 38 % (und das häufige Auftreten von Pyrit und Chalkopyrit, respektive von sekundären Kupfererzen, vgl. auch wba-fl-Gänge in Oberfranken). Als Seltenheit sind in Nestern auf mehreren Gängen Nickelerz, Kobalterz (Safflorit), ganz vereinzelt Arsenkies, Galenit und Sphalerit sowie ged. Wismut und Bismutit beobachtet worden (Wurm 1924).

Die Bedingungen zur Ausscheidung von Siderit und von sulfidischen Paragenesen waren im Kristallin offenbar selten erfüllt und waren vor allem im Zentrum mächtiger karbonatischer Gangzonen (bei Lam) oder bei Nachschüben in größeren Teufen gegeben. (Auf den rba-fl-Gängen des Nabburger Reviers tritt Weißbaryt in granitischer Umgebung erst in größeren Teufen gelegentlich auf, in oberen Teufen ist Fe oxidiert [Rotbaryt, neben Hämatit und Pseudomorphosen nach Carbonat]).

Im Kristallin der Oberpfalz gibt es nur sporadisch Anzeichen für das Vorkommen von primär sideritischen Eisenerzen, so bei Pfrentsch (östlich von Weiden, nahe der Grenze gegen die ČSSR), wo zufolge Gümbel (1868) neben Limonit Reste von Siderit beobachtet wurden; dieses Vorkommen bildet den W-Rand eines in Böhmen erkannten Verbreitungsgebietes (vgl. Karte von Chrt 1966). Die oben erwähnten metasomatischen Eisenerze des Spessarts dürften wohl auch eher zur karbonatisch-sulfidischen Abfolge gehören (Gehalte an Ba, Co, Ni!), was wegen der tiefgründigen limonitischen Verwitterung und der geringen vom Bergbau erreichten Tiefe nicht immer klar erkennbar ist.

2.7. Fluorit-Baryt (fl—ba)

Die bisher behandelten metallreichen Gangformationen, die im Zentralteil der Böhmischen Masse und im Erzgebirge gut entwickelt sind, greifen zwar z. T. auf bayerisches Gebiet über, ihre Ausläufer erscheinen hier aber nach Ausdehnung und nach Vererzung oft reduziert. Erst die großen Randstörungen herzynischer Richtung, welche die kratonisch gewordene Böhmische Masse an ihrem West-

rande in große Schollenbretter zerlegten, weisen beachtliche Massen an Gangfüllung auf. Vorherrschend sind taube Gänge, auf denen selten andere Metalle als Fe und Mn mineralisiert auftreten. Wenn die Anlage dieser Tiefenstörungen auch variskisch ist, so dürfte ein großer Teil der langandauernden tektonischen Vorgänge und des Mineralabsatzes in alpidische Phasen fallen. Die physikalischen Altersbestimmungen an Pechblende, die auf Gängen auftritt, welche mit dem Pfahlsystem verknüpft sind, haben als höchstes Alter 180 ma ergeben (Bestimmung von I. WENDT, Hannover, an präpariertem frischem Material, das wir aus dem Barbaragang/Wölsendorf, 60 m-Sohle — das bedeutet rd. 100 m unter heutiger Oberfläche —, aus der Zone der älteren Mineralisation entnommen hatten). Von den verschiedenen Formationen der Metallogenese, die auch am Westrand des Alten Gebirges vertreten sind, können nur die Pegmatite mit Sicherheit vollständig der variskischen Orogenese zugeordnet werden.

Die physikalischen Messungen liefern zwar oft die jungen Alter späterer Umsetzungen, die durch Reaktion der Erstausscheidungen mit jüngeren aszendenten Phasen oder durch die Wirkung tiefreichender fossiler Verwitterung unter z. T. subtropischen Klimabedingungen erzeugt wurden (vgl. LENZ et al. 1962). Auch die Zusammensetzung der fluorbarytischen Gänge weist eher auf einen Mineralisationszyklus in Zusammenhang mit simatischen Magmen und damit auf ein jüngeres Bildungsalter hin. Der subsequente variskische Vulkanismus ist in unserem Gebiet schwach entwickelt, von ihm sind so intensive Mineralisationen kaum ableitbar.

Die Aufeinanderfolge verschiedener Typen der fluorbarytischen Formation ist in unserem Gebiet in den tief aufgeschlossenen Gruben zu beobachten. Von einer frühen oxidischen Mineralisationsphase (bei hohem Redoxpotential gebildete Eisen-Baryt-Abfolge = „eba" der Freiberger Schule) mit Rotbaryt läßt sich gelegentlich der Wechsel zu einer späteren sulfidführenden mit Weißbaryt (= „fba" der Freiberger Schule) beobachten. Bei etwa gleichbleibendem Anschnittniveau können aber die Vorkommen eines ganzen Reviers einem Typ angehören. So ist es angängig, die Vorkommen bei Donaustauf, Nittenau und Nabburg durch eine Grenzlinie als Mineralisationsbezirke mit vorwiegend rotbarytisch-fluoritischer Paragenese (=rba—fl) zusammenzufassen. Dabei gibt es z. B. im Nabburger Revier zurücktretend jüngere helle Baryte in Paragenese mit Sulfiden, besonders dem charakteristischen Kupfersulfid. Im tiefsten Aufschluß des Reviers, einer Kernbohrung auf den Cäciliagang, wurde dieser in 505 m Teufe 1,25 m mächtig angetroffen mit Quarz, Weißbaryt (ca. 10 %), wenig Fluorit (ca. 5 %) und Spuren von Chalkopyrit neben reichlich eingeschlossenem Nebengesteinsmaterial (BAUBERGER 1969). Die Flußspatgänge von Donaustauf stellen inerhalb der Rotbarytabfolge einen extremen Typ dar, der Baryt nur als Seltenheit aufweist (z. T. in Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt), in dem jedoch Hämatit und Quarz, besonders in Gestalt von rotem Hornstein, häufig sind: die typischen Minerale der „eba"-Abfolge, Quarz und Hämatit, können so zunehmen, daß sich Quarz-Hämatit-Gänge entwickeln, die Fluorit nur mehr als gelegentlichen Übergemengteil enthalten.

Die Gangausbildung hängt auch von den mechanischen Eigenschaften des Nebengesteins ab. Die meisten gut entwickelten Gänge setzen in Graniten auf, die generell gut klüften, während sich in den geschieferten Para-

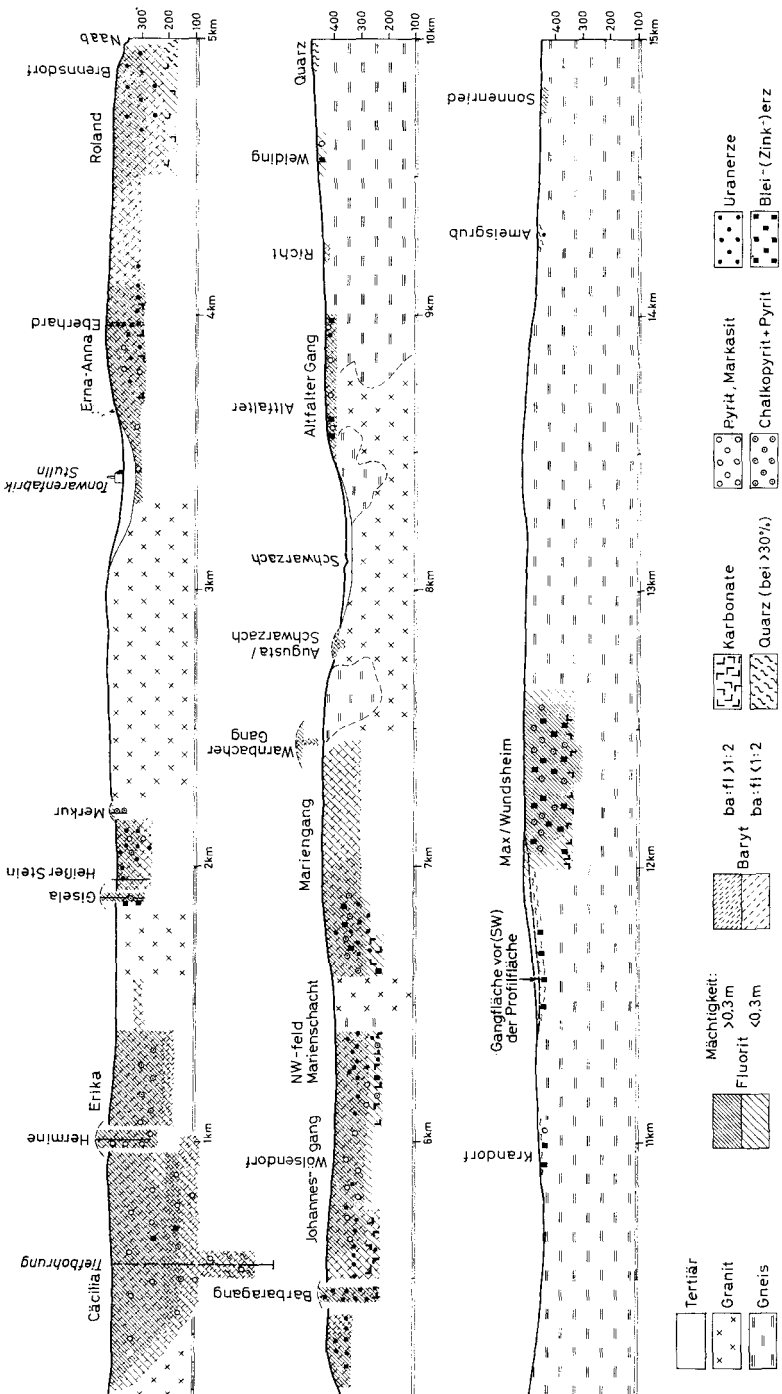


Abb. 6. Flacher Riß NW—SE durch die Hauptgangzone des Flußspatreviers von Nabburg, unterteilt in NW-, Mittel- und SE-Abschnitt (vgl. Lagerstättenkarte 1 : 25 000 des Nabburger Reviers, Teuscher 1957).

gneisen oft scherende Ausgleichsbewegungen einstellen. So kann man im Nabburger Revier beobachten, wie Gänge beim Verlauf aus Granit in Gneis verdrückt werden (die Klüfte blieben nicht geöffnet) oder an anderer Stelle, wenn die s-Flächen sehr spitze Winkel mit den Kluftflächen bilden, wie die hydrothermalen Lösungen in zahlreiche s-parallele Flächen eingepreßt werden. So zerschlägt sich z. B. der Altfalterer Kirchgang nach SE hin nach Verlassen des Granits in ein Bündel von ca. 20 Zentimetertrümern, die zusammen etwa die gleiche Mächtigkeit ergeben wie der geschlossene Gang im NW (zur Lage siehe flachen Riß, Abb. 6). Die gleiche Erscheinung zeigt sich im großen im Mangel an bedeutenden Lagerstätten im SE-Teil des Nabburger Reviers, 90 % der Flußspatförderung finden sich in dem 10 km langen Teilbereich im NW mit Granit als vorherrschendem Gestein (vgl. Lagerstättenkarte 1 : 25 000, TEUSCHER 1957).

Das Nebengestein der Gänge ist im allgemeinen in Reichweiten von dm bis m kaolinisiert, bei rotbarytischen Gängen oft in Verbindung mit intensiver rostbrauner, gelegentlich auch violetter Färbung.

2.7.1. Rotbaryt-Fluorit-Abfolge (rba—fl)

Die rba-fl-Abfolge wird am typischsten vom **Nabburger** Revier repräsentiert. Es liegt auf der Vergitterung einer N—S-Störungszone mit dem Lineament, dem der Bayerische Pfahl folgt. Die mächtigen Quarzfüllungen, die diesen von Freyung an bis in den SE-Teil des Reviers auszeichnen, enden am Hirschberg, 3 km SE der südöstlichsten großen Flußspatlagerstätte des Bezirks (Wundsheim, vgl. Abb. 6), aber die Mylonitzonen streichen weiter (siehe BAUBERGER, Geol. Karte 1 : 25 000, Blatt Nabburg) und bilden z. T. den Südrand des Reviers. Sie sind bis über 100 m mächtig im Vorland des Naabgebirges unter 50—100 m Tertiärbedeckung aufgeschlossen. Eine Mineralisation dieser Pfahlschieferzonen und ihrer Nachbarschaft mit Baryt-Fluorit und Quarz ist auf etwa 30 km Ausdehnung (siehe Beilage, Karte 1 : 500 000) stellenweise beobachtet worden; sie wurde nicht systematisch aufgesucht, weil sie auf zahlreiche schmale Trümchen (z. T. unter cm-mächtig) verteilt und damit wirtschaftlich uninteressant ist.

Das Kerngebiet des Nabburger Reviers, in dem alle wirtschaftlich wichtigen Vorkommen konzentriert sind, hat 15 km streichende Ausdehnung von NW nach SE, von denen die 10 km des Stullner und Wölsendorfer Abschnitts am intensivsten mineralisiert sind, alle größeren Vorkommen liegen in einem Bereich nicht weiter als 1 km von der Hauptgangzone entfernt, die kleinen randlichen Vorkommen haben bis 4 km Abstand von ihr.

Von 70 durch bergmännische Arbeiten genau bekannten Gängen (mit Paralleltrümern über 100, vgl. Lagerstättenkarte, TEUSCHER 1957 und Geol. Karte 1 : 25 000, Blatt Nabburg, BAUBERGER 1967) sind 40 durch fördernde Gruben auf 30—300 m Teufe aufgeschlossen worden. Über 90 % der Vorräte des Reviers entfallen auf die 10 größten Vorkommen. Wir schätzen den gesamten Mineralabsatz auf den Gängen des Nabburger Reviers auf rd. 10 Mio t (in den aufgeschlossenen Teufen bis zu 200—300 m). Hinzu kommen etwa 1 Mio t in Oberfranken und im Revier Donaustauf. Die statistisch erfaßte Flußspatproduktion Bayerns bis 1970 betrug rd. 3 Mio t Rohförderung, wovon reichlich 90 % auf das Nabburger Revier entfallen (Statistik des Bayer.

Oberbergamtes München). Diese wichtigen Lagerstätten (sie lieferten nach 1945 mehr als die Hälfte der Flußspatförderung der BRD) haben in den letzten 20 Jahren eine intensive geologische, lagerstättenkundliche, geophysikalische und geochemische Untersuchung erfahren, vor allem aber auch eine bergmännische mit mehr als 100 Horizontal-Kernbohrungen von 100—200 m Länge, Tiefbohrungen bis zu 600 m Teufe und ausgedehnten streichenden und querschlägigen Strecken. Es liegt ein komplettes Kartenwerk 1 : 5000 hierüber vor, darüber hinaus zahlreiche Risse und Gangaufnahmen bis zu Maßstäben 1 : 50 (Archiv des Bayer. Geologischen Landesamtes).

Außer umfangreichen eigenen Aufnahmen aus der Zeit von 1948 bis heute konnten zahlreiche nicht publizierte Unterlagen ausgewertet werden, Gangaufnahmen von RIEDEL, ZIEHR, BAUBERGER, BOSSE, Bohrprofilaufnahmen von BAUBERGER, BERNHARD, WEISS, geophysikalische Messungen von BUDDE, WENDT, KAPPELMEIER, MEISER und NICKEL, Aufnahmen aus der Uranprospektion von HANNAK, PUCHELT und FAUTH (Geochemie).

Tektonische Gliederung

Die Hauptstreichrichtung der Gänge verläuft parallel zur Pfahlstörung (135° ± 10) bei Einfallen nach SW (65—80° im Mittel). Zu dieser Gruppe gehören etwa 64 % der Vorkommen des Reviers. Soweit auf diesen Flächen große vertikale Bewegungen neben horizontalen stattgefunden haben, entstanden Pfahlschieferzonen, die nicht geeignet waren zur Ausbildung mächtiger geschlossener Gangbildungen (s. o.), aber auch kompakte Gänge von großer Mächtigkeit sind oft nach der ersten Füllung nochmals aufgerissen und von jüngeren Füllungen diskordant mit spitzem Winkel durchschnitten worden (Beispiel Rolandgang/Wölsendorf), wodurch auch Nebengesteinsblätter von der hydrothermalen Gangfüllung eingeschlossen werden können. Die bauwürdigen Gänge von mehreren dm Mächtigkeit (im Maximum 6—8 m) der Hauptgangzone sind von NW nach SE der Cäcilia-, Erika-, Anna-, Erna-, Roland-, Johannes-, Marien-, Altfalterer Kirch-, Krandorfer und Maxgang.

Die nächsthäufige Streichrichtung (mit 19 %) ist N—S bei steilem Fallen (90° ± 10°). Sie findet sich besonders im W- und Mittelabschnitt und zeigt eine breite N—S-streichende Störungszone an. An bedeutenden Lagerstätten sind der Herminegang (mit 4 Paralleltrümern im W) und der Barbaragang unmittelbar E der Naab zu nennen. Sie erreichen nicht so große Längen wie die erste Gruppe, sondern werden nach höchstens 500—700 m Erstreckung von Störungen herzynischer Richtung abgeschnitten, im N biegen sie mit Schleppungen von 10—20 m Länge in diese ein und verlieren dann im allgemeinen ihre Mineralführung, im Süden finden sich in der Nähe ihrer Einmündung gut mineralisierte Partien (Erikagang, Johannesgang). Die Gangbilder deuten an, daß die 135°-Klüfte älter sind als das N—S-System. Die N—S-Gänge haben zwar gelegentlich auch brekziöse Ausbildung mit Graniteinschlüssen besonders am Salband, auch kokardenartige Umschalungen von Einschlüssen durch Quarz, Fluorit und Baryt kommen vor, im allgemeinen jedoch sind tektonische Bewegungen in der Gangfläche mit Abscheren von Nebengesteinsblättern seltener zu sehen als in der ersten Gruppe.

Die dritte Gruppe mit 17 % Anteil sind unregelmäßige Gänge verschiedener Richtungen, am häufigsten etwa W—E, die Richtungen streuen aber bis auf NE (90—45°), auch bogenförmiger Verlauf mit Richtungsänderung bis 70° („Merkur") kommt einmal vor. Diese Gruppe hat keinen Vertreter unter den 10 größten Vorkommen des Reviers.

Inhalt der Gänge (s. Abb. 6)

Die hydrothermalen Gangfüllungen sind wohl im allgemeinen in sich langsam öffnende Spalten hinein gebildet worden. Das ideale Gangbild zeigt einen bilateral-symmetrischen schichtigen Aufbau mit Baryt als der jüngsten Bildung im Zentrum und mehreren verschiedenfarbigen Lagen von Fluorit auf beiden Seiten, wobei nochmals Baryt und Quarz zwischengeschaltet sein können. Dem Absatz aus kolloidalen Lösungen entsprechend, findet sich oft zusätzlich ein rhythmischer Farbwechsel in mm- bis cm-mächtigen Lagen, der meist nur durch seltene färbende Substanzen im Fluorit verursacht wird, es kommt aber auch rhythmischer Wechsel von Fluorit mit Baryt oder mit Quarz, seltener mit Siderit (z. B. Lichtenberg/Ofr.) vor. Metasomatische Vorkommen von Fluorit und Baryt sind ganz untergeordnet, dabei handelt es sich nicht einmal um typische Stoffverdrängung (es fehlen ehemals kalkige bis mergelige Nebengesteine), sondern eher um mechanische Durchtrümerung in feinsten Rissen.

In Rotliegendarkosen gibt es Lagen mit geringer Baryt-Fluorit-Imprägnation (unter 1 %), ein neues Beispiel beobachtete BAUBERGER 1971; auch von Flußspatgängen aus wurde im Nabburger Revier das Unterrotliegende einige Meter weit imprägniert (TEUSCHER 1957). Untergeordnet findet sich Baryt neben Galenit in der Bleiglanzbank des Mittleren Keupers im Vorland westlich des Alten Gebirges als sedimentäre Bildung (WO. WEINELT 1955), wobei auch hier eine gewisse epigenetische Komponente (vulkanische Stoffzufuhr) nicht auszuschließen ist.

Die Ausbildung der Nabburger Gänge zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der primären Teufe. Es ist anzunehmen, daß sich die vorwiegend mesothermalen Absätze (Anzeichen für katathermale Mineralisation sind selten, z. B. das Auftreten von Paradoxit, oktaedrische Tracht von Fluorit I, Kerne von Uraninit neben kollomorpher Pechblende) in relativ geringer Teufe von wenigen Kilometern gebildet haben, so daß bereits ein Teufenunterschied von 100—300 m eine wesentliche Druckentlastung brachte und eine weite Öffnung der Spalten ermöglichte. Man findet regelmäßig, daß Gänge, die an der Oberfläche große Mächtigkeiten — von einigen Metern — aufweisen, in Teufen von 250—300 m stark verengt sind, z. T. auf wenige dm, oder daß sie in eine breite Trümerzone übergehen, deren Gesamt-Fluorit-Baryt-Mächtigkeit reduziert ist. Eine gewisse Zunahme der Korngrößen mit der Tiefe (ohne Berücksichtigung der Größen der Drusenminerale, die in den oberen Teufen häufiger sind) konstatierte RIEDEL (1954) im NW-Abschnitt. Diese spricht für ein günstigeres Verhältnis von Kristallwachstum zu Keimbildungszahl und damit für ein relativ großes Temperaturgefälle. Besonders charakteristisch ist schließlich der Fazieswechsel der Mineralparagenesen.

Schmale Trümchen sind für einen Vergleich wenig geeignet, da sie in kleinen aufgeschlossenen Bereichen oft monomineralisch sind (nur Fluorit oder nur Baryt führen). Immerhin gilt auch für sie, daß die reinen Baryttrümchen in den weiter außen gelegenen Gebieten häufiger sind als die Fluorittrümchen. Im großen trifft dies regional zu, da die Verbreitung des Baryts nach NW einige km weiter reicht als die des Fluorits. Im Nordwest- und Mittelabschnitt gilt für die Randgebiete, daß sie stärker mit Barytgängen besetzt sind als die Räume nahe der Hauptgangzone (in weniger als 1 km Entfernung).

Die Mineralisation ist in mehreren Phasen erfolgt, die mit verschieden intensiven tektonischen Phasen alternieren, welche für die erneute Raumbildung wichtig waren und die es ermöglichen, im einzelnen Aufschluß eine zeitliche Aufeinanderfolge aufzustellen. Die ältesten vorflußspatischen Bewegungen sind vermutlich schon spätvariskisch, sie folgen variskisch angelegten Lineamenten. Für einzelne Gänge sind Sukzessionen der Minerale aufgestellt worden, von RIEDEL (1954) für den Cäciliagang, von ZIEHR (1954) für den Mariengang, die sich mit Einschränkungen auf das ganze Revier übertragen lassen (ZIEHR 1969). Wenn auch nicht alle Stufen der Mineralabfolge von Gang zu Gang parallelisiert werden können und entsprechende Lagen in zwei verschiedenen Gängen nicht unbedingt gleichzeitig gebildet sein müssen, sondern nur gleiche Bildungsbedingungen anzeigen, so sind gewisse Entwicklungsstufen in allen Vorkommen des Reviers zu erkennen. Beim Vergleich geht man am besten von einem Beispiel mit besonders vollständiger Ausbildung aus, wie es im Mittelabschnitt z. B. der Mariengang bietet.

Mineralsukzession auf dem Mariengang

Die Mineralabscheidung beginnt hier nach vorflußspatischen Bewegungen unter Bildung von Myloniten (Pfahlschiefer), die denen in der Pfahlzone im SE des Reviers entsprechen, mit Quarz I, der i. a. als (roter) Hornsteinquarz ausgebildet ist. Es folgen Absätze der ersten durch Uranerze und Hämatit charakterisierten Vererzungsphase mit Uraninit und Uranpecherz I. Die Glieder der pechblendeführenden Paragenesen zeigen Formen, die für eine Bildung unter kolloidalen Bedingungen typisch sind mit Gelstrukturen; die komplexen Hydrosole und Hydrogele enthielten hauptsächlich Kieselsäure, Carbonate, Fe_2O_3 und FeO OH mit wenig UO_2. Die Pechblendesphärulite führen als Einschlüsse auskristallisiert Pyrit I, Sphalerit I und Galenit I. Der z. T. nach einer zwischenliegenden Bewegungsphase ausgeschiedene Fluorit I ist Stinkspat, dunkelviolett gefärbt durch radioaktive Einflüsse, meist dicht, in Drusen treten Oktaeder auf. In jüngeren Rißfüllungen dieses Fluorits I treten Uranpecherz II, Dolomit I und Quarz II auf. Paradoxit, Calcit (Pseudomorphosen von Quarz nach Calcitskalenoëdern), Coffinit, Sphalerit und Hämatit vervollständigen diese Paragenese. Nach einer weiteren kräftigen Bewegungsphase ist Fluroit II gebildet worden, der meist aus rhythmisch wechselnden Fluoritlagen von violetter (II a) und grüner (II b) Farbe besteht, die mm- bis cm-breit sind. Nach P. WOLFF (1967) entspricht dem Wechsel der Farben ein rhythmischer Wechsel der Gehalte an seltenen Erden (S. E.). Während die violetten Fluorite (II a) — und übrigens auch der Stinkspat (Fluorit I) — relativ arm an S. E. sind, haben die grünen

Fluorite (II b) ziemlich hohe Gehalte, besonders an La und Y. Der Fluorit II bildet auf allen Gängen die Hauptmasse, Fluorit I (bei RIEDEL = Fluorit 0) fehlt im NW-Abschnitt weitgehend, resp. tritt erst in den Gruben nahe der Naab auf. Es folgen Quarz III (Eisenkiesel), Baryt I (rot gefärbt durch Hämatitschüppchen), Fluorit III (Einschlüsse im Baryt), Dolomit und Flußspathornstein (Quarz mit Fluoritgehalten zwischen 15 und 65 %, siehe RIEDEL 1954).

Danach setzte die zweite (sulfidische) Vererzungsphase ein mit Pyrit, Markasit, Linneit, Bravoit, Schappachit, Gersdorffit, Chalkopyrit, Sphalerit, Cu-Hg-Fahlerz und Galenit, verbunden mit geringen Umsetzungen von Quarz, Fluorit, Baryt (hell) und Calcit. SEELIGER & STRUNZ (1965) haben eine Reihe seltener Uranminerale sowie ged. Selen, mehrere Selenide, Ni- und Bi-Minerale mikroskopisch nachgewiesen.

Als deszendente Bildungen einer tiefgründigen fossilen Verwitterung, deren Wirkung örtlich bis in 60 m Teufe unter der heutigen Oberfläche nachweisbar war, sind eine große Reihe sekundärer Minerale bekannt, die des Urans wurden erstmals von SCHOEP & SCHOLZ (1931) näher beschrieben, weitere, vor allem auch vom Kupfer und Blei von STRUNZ & TENNYSON (1963).

Neben Fluorit ist in oberen Teufen Baryt das verbreitetste Mineral; auf der Grube Johannes ist im NW der Hauptgang (= Rolandgang/Wölsendorf) streckenweise mehrere Meter mächtig Baryt-führend und enthält hier nur 1—2 dm Fluorit. Sonst hatte der Baryt auf oberen Sohlen des Johannes- und Mariengangs im Mittel keinen höheren Anteil an der Gangfüllung als 33 %. In 100 m Teufe tritt erstmals neben Baryt in erheblichen Mengen Dolomit auf, der im Niveau der 180 m-Sohle den Baryt schon überwiegt und auf 230 m-Sohle die wichtigste Gangart ist, während Baryt hier nur noch als seltenes Mineral zu finden ist. Unter Abnahme der Gesamtmächtigkeit des Fluorits, die obendrein meist auf mehrere Trümer verteilt ist, nimmt auf der tiefsten Sohle der Quarz stark zu. Ein Spurengehalt von Hg tritt an Sphalerit gebunden auf (50 ppm, in jüngerem Sphalerit II bis 2000 ppm), die Baryte haben keinen oder einen sehr niedrigen Hg-Gehalt (8 ppm im Mittel), während die Baryte im NW (Cäcilia-Erika) Hg-reicher sind (im Mittel 22 ppm Hg, ein höchster Wert betrug 250 ppm, vgl. PREUSS & ZIEHR, 1965).

Die Erzverteilung ist am gründlichsten für das Uran untersucht worden, dessen Auftreten in Form des Torbernits schon seit Anfang des 19. Jh. den Mineralogen (FLURL 1792) bekannt war (vgl. KIRCHHEIMER 1957). Seine färbende Wirkung auf Stinkspat durch radioaktiven Zersatz ist in zahlreichen mineralogischen Arbeiten behandelt worden (z. B. STEINMETZ 1925, 1954) und die wichtigsten Vorkommen nicht nur der auffällig gefärbten sekundären Erze, sondern auch der unscheinbaren Pechblende, waren bereits in den zwanziger Jahren anstehend im Rolandgang und im Mariengang in Wölsendorf gefunden und in Diplomarbeiten der Bergakademie Clausthal (REHWALD 1926, KOCHER 1937) beschrieben worden. Es lag bereits Ende 1957 eine Übersichtsaufnahme der Verbreitung der Uranerze im Nabburger Revier vor auf der Basis radiometrischer Messungen in allen zugänglichen Grubenaufschlüssen und zahlreicher emanometrischer Profile z. T. über nicht aufgeschlossenen Gängen (vgl. TEUSCHER & BUDDE 1957), die später als Grundlage für den Ansatz einer Reihe von Untersuchungsarbeiten, z. T. zum Ansatz tieferer Sohlen dienten. Unsere nüchterne

Abschätzung der quantitativen Ausmaße der Uranvererzung (TEUSCHER 1959) hat sich leider bestätigt und auch BUSCHENDORF hat eine früher teilweise noch berechtigte optimistischere Schätzung der möglichen Vorräte später (1962) korrigiert. Das einzige Vorkommen des Reviers, das mit gewissem Recht als kleine Uranlagerstätte betrachtet werden kann, ist der Barbaragang in Wölsendorf, der auf etwa 100000 m² Gangfläche eine Schüttung von über 1 kg U/m² hatte. Das Erz tritt in schmalen Blättern von ein bis wenigen Zentimetern Mächtigkeit auf, die Hälfte der genannten Fläche hat praktisch keine Erzführung, dafür steigt die höchste bei der Bemusterung gefundene Schüttung bis auf 50 kg U/m² (über wenige m²). Es ist keine Abhängigkeit der Uranführung von der primären Teufe erkannt worden, vor allem keine regelmäßige Zunahme mit der Teufe, sondern die höchste Intensität der Uranvererzung hatte Zufallscharakter, lag in benachbarten Gruben auf verschiedenen Sohlen, z. B. zwischen 30 m und 180 m, sie hatte in den tiefsten Aufschlüssen nicht die höchsten Werte. Für die heutige Lage der höchsten Konzentrationen scheint nicht so sehr die primäre Bildung ausschlaggebend zu sein, wie der Umstand, wo die frühen Absätze von Uranerz zufällig vor der Wiederauflösung durch jüngere Phasen bewahrt blieben. Die Gesamtmenge des Urans auf dem Mariengang und in den Gängen der Grube Erna/Stulln liegt etwa eine Zehnerpotenz unter den Mengen des Barbaraganges und die weiteren Vorkommen am Heißen Stein, auf Grube Gisela und in Altfalter sind noch eine Größenordnung kleiner, also nur Spurenvorkommen, die im Schnitt allenfalls eine durchschnittliche Urankonzentration wie Granit besitzen. Die peripheren Gänge (Cäcilia im NW — Max im SE) sind so extrem uranarm, daß man im Aufgabegut, das für die Flotation gemahlen war, den Granitanteil an der höheren Radioaktivität erkennen konnte. Nur im Zentrum des Reviers ist also durch ungleiche Verteilung soviel U angereichert worden, daß in etwa 50 % der Gangfüllung hier hohe U-Gehalte bis zu 0,2 % auftreten (Barbaragang), während im gesamten uranführenden Abschnitt des Nabburger Reviers zu beiden Seiten der Naab (s. Abb. 6) bereits weniger als 10 % der Gangflächen einen höheren U-Gehalt (bis zu 0,1 % etwa) aufweisen. Wo die Ausbisse von Gängen mit U-haltigem Fluorit unter tertiären Sedimenten beobachtet werden konnten (z. B. am Heißen Stein, in Stulln und SW von Kemnath) waren im Bereich der tertiären Landoberflächen sekundäre Anreicherungen zu beobachten, die nur geringe Ausdehnung hatten und bereits in 10 m Teufe bisweilen eine Verarmung erkennen ließen.

Der Uranspiegel liegt im NW praktisch unter dem granitischen (ca. 20 ppm U), erreicht im Mittel für die gesamte Gangfüllung in einigen Gruben westlich der Naab etwa den Granitwert und steigt nur in Stulln und Wölsendorf im Mittel auf höhere Werte. Aus einem Reicherzfall der 60 m-Sohle im Barbaragang konnten mehrere Tonnen Uranerz mit 1—2 % U-Gehalt geklaubt werden. Im untersuchten Bereich bis in 250—300 m Teufe läßt das U in seiner Verbreitung keine Abhängigkeit von primären Teufen erkennen, es findet sich im Bereich der Hauptgangzone mit markanten N—S-Störungen, z. T. auf den N—S-Gängen selbst (Gisela, Barbara) und ist außerhalb dieses Bereiches nur als mineralogische Seltenheit beobachtet worden, z. B. bis SE von Altfalter und nur mikroskopisch auf Grube Erika, 230 m-Sohle (ZIEHR 1969).

Für den Südost-Abschnitt ist neben dem Auftreten reiner Quarzgänge mit silberarmem Galenit die Trennung von Baryt und Fluorit in ver-

schiedene Gänge kennzeichnend. Reine Barytgänge, wenige dm bis 2 m mächtig, sind bei Altfalter neben Baryt-Fluorit-Gängen aufgeschlossen worden. In der einzigen größeren Flußspatlagerstätte, der Grube Max/Wundsheim werden vor allem zwei Haupttrümer auf mehrere 100 m Länge gebaut (Verlauf wie Hauptsystem, Streichen 140° ± 5, Fallen 75° SW, der zweite Gang hat den Charakter einer Fiederspalte zum ersten, von dem er senkrecht aufsteigend abzweigt). Die Gänge haben besonders reinen Fluorit geliefert, Baryt (hell, mit Sulfid durchstäubt, vgl. Bosse 1965) findet sich gelegentlich in schmalen Trümchen oder absätzigen Linsen, Calcit tritt verbreitet meist auf besonderen Trümern außerhalb der Baryt-Fluorit-Gänge auf, und Quarz, der oft jüngere Risse füllt, nimmt erst in der Teufe unterhalb 100 m merklich zu. Galenit zusammen mit etwas Sphalerit kommt in mehreren kg-schweren nesterförmigen Konzentrationen im jüngeren Fluorit vor, in Bezug auf die gesamte Gangfüllung dürften die Sulfide wenig über 0,1 % ausmachen. Die Gänge sind so extrem uranfrei, daß sie bei der Prospektion im emanometrischen Profil negative Anomalien erzeugten (siehe Budde 1961), da der Uranspiegel selbst im Paragneis deutlich höher ist als in hydrothermalen Gangfüllungen. An besonderen Stellen, z. B. auf jüngeren Klüften, tritt Uranglimmer auch SE von Wundsheim sporadisch noch mehrmals in der Pfahlzone auf. So liegen im Südostabschnitt 4 Stellen mit erhöhter Radioaktivität, die auf kleine Uranerzanreicherungen zurückgehen.

Für die großen Gänge im NW-Abschnitt (Cäcilia-, Hermine-, Erika-) ist das Fehlen einer Vererzungsphase mit Uranerz (und damit das Fehlen von Stinkspat) charakteristisch. Das Verhältnis Fluorit zu Baryt, das in oberen Sohlen hier bei 3 : 1 bis 2 : 1 liegt, nähert sich unterhalb 210 m-Sohle dem Verhältnis 1 : 1 und kehrt sich ab 290 m-Sohle sogar um. Carbonate sind auch in den größten Teufen selten, die Verquarzung nimmt mit der Teufe zu (siehe oben!).

Die primäre Erzführung ist gering (z. T. unter 0,1 %), eine Abhängigkeit von der Teufe ist nicht erkennbar. Es treten Pyrit, Markasit und Chalkopyrit (auf oberen Sohlen Oxidationserze) auf, am regelmäßigsten in der Grube Erika. Sulfide von Pb und Zn erscheinen in Richtung nach SE erstmals auf dem N—S-Gang „Gisela", der ab 150 m-Sohle häufig auch Anbrüche von Carbonaten zeigt, ebenso wie die nach SE folgende Grube Erna in der tiefsten Sohle. Häufig war das Vorkommen von Sulfiden, besonders von Chalkopyrit, auf dem Merkur und im Mittelabschnitt (auf dem Mariengang), blieb aber auch hier unter 1 %. Galenit und Sphalerit, die auf Gisela und in den Wölsendorfer Gängen sporadisch vorkommen, werden im SE-Revier zu regelmäßig beibrechenden Erzen. In Altfalter kommen sie auf einem Quarz-Galenit-Trum vor, das in 40 m Abstand vom Kirchgang Altfalter, einem Baryt-Fluoritgang, verläuft. Auf den schon im Mittelalter auf Silber bebauten Gängen bei Krandorf waren Galenit bzw. Cerussit und Pyromorphit offenbar vorwiegend mit Quarz als Gangart vergesellschaftet.

Das kleine Revier von **Nittenau** liegt im Schnittpunkt der herzynischen Südrandstörungen des Bodenwöhrer Beckens mit N—S-Störungen. Nur ein Gang (Kaghof) hat größere Mächtigkeit (1—2 m) und knapp 100 m streichende Ausdehnung (Streichen 130—140°, steilstehend), 3 weitere Lesesteinfundpunkte, die untersucht worden sind, lohnten keinen bergmännischen Tiefenaufschluß bei Flußspatführungen von wenigen Zentimetern. Der Kaghofgang ist brekziös mit

rd. 50 % Granitschollen von dm-Größe, die z. T. von Quarz und Fluorit umrindet werden. Er führt neben Baryt nur untergeordnet Fluorit (bis zu etwa 10 %) und Quarz. Der Aufschluß des Vorkommens von etwa 30 m Teufe reicht nicht aus, um etwas über die Differenzierung der Mineralausscheidungen zu erkennen.

Das Revier östlich von **Regensburg** bei Donaustauf—Sulzbach a. d. Donau liegt ebenfalls im Schnittpunkt von N—S-Störungen, die schon im Nabburger Revier an der Naab gehäuft zu beobachten waren, mit einem herzynischen Lineament, dem der Donaurandbruch folgt. Es sind 12 Gänge bekannt, von denen 5 eine größere Mächtigkeit (von 1—5 m) und Ausdehnung (300 m bis über 2 km) haben und auf Flußspat gebaut worden sind. Sie liegen alle im Granit, der günstige mechanische Verhältnisse für eine weite Öffnung von Spalten bot. Einige dieser Gänge gehen im Streichen nach NW in reine Hornsteingänge über, die vielfach durch Hämatit rot gefärbt sind.

Die größte Aufschlußteufe von 280 m wurde auf dem Gang Sulzbach II erreicht, wo der Stollen bis 95 m Bauhöhe einbrachte und wo Tiefbohrungen von der tiefsten Sohle aus (140 m-Sohle) die Gangzone in 40 m Tiefe angetroffen haben. Das einzige wichtige Gangsystem streicht 145° ± 10°, bei einem Einfallen nach SW (75°—85°); neben dem Hauptgang Sulzbach II wurden in einem 337 m langen Querschlag nach W zum Sulzbach I, der widersinnig (90°—60° NE) fällt, 14 parallelstreichende Fiederspalten angetroffen, von denen nur 2 über 1 dm mächtig waren. Die meisten enthielten nur Quarz oder Quarz mit Fluorit, einige cm-Trümer auch Baryt. Der Gang Sulzbach II zeigte zwischen 100 und 140 m Teufe unter Stollensohle eine zunehmende Verquarzung und Auftrümerung, die sich zwei Schrägtiefbohrungen zufolge weiter nach der Tiefe fortsetzt, wo über 30 Trümer von z. T. nur mm-Mächtigkeit eine Trümerzone von über 10 m Breite erfüllen. Die Trümer bestehen z. T. aus Quarz allein, z. T. aus Quarz und Fluorit, der aber insgesamt weniger als 50 % der Füllung ausmacht. Die Mineralisation des Ganges schiebt in der Gangfläche nach NW ein. Im Gang Sandsbachtal im äußersten E des Reviers überwog der Quarz bereits in der Stollensohle streckenweise den Fluorit. Die guten oberen Partien der Hauptgänge enthielten reinen Fluorit, der teils farblos, teils in lichten Tönen gefärbt war (gelblich, rötlich, violett, grünlich), dunkelviolette Fluorite fehlen. Baryt ist schon früher auf den Gängen Sulzbach I und II als Seltenheit beobachtet worden, Calcit ist verdrängt worden und liegt nurmehr in Pseudomorphosen von Quarz vor. Erze sind sehr selten, neben Markasit wurden Cerussit, Pyromorphit, Sphalerit und Torbernit beobachtet. Der Strahlungspegel in den Regensburger Gängen liegt unter dem vom umgebenden Granit.

2.7.2. Gänge mit Weißbaryt und Fluorit (wba-fl)

Die wba-fl-Abfolge, die an Stelle von Hämatit Sulfide führt, findet sich vereinzelt nördlich und östlich der behandelten Reviere mit rba-fl-Paragenesen. Ein Fluoritgang mit Quarz, Baryt, Limonit, Siderit und etwas Chalkopyrit liegt in ordovizischen Phylliten bei Warmensteinach. Weißbaryt findet sich untergeordnet auf einigen Bleizinkerzvorkommen mit vorherrschend quarziger Gangart z. B. bei Erbendorf (ohne Fluorit); in Lam, wo ein vorwiegend Quarz und Calcit führender Gangzug auf 600 m Länge mehrere linsenförmige bis m-mäch-

tige Fluorittrümer enthält, ist Barium gelegentlich im Fördergut chemisch nachgewiesen worden (mm-große Partien im Fluorit, max. etwa 5 % Baryt). Weißbaryt findet sich ebenfalls im Bleizinkerzrevier von Wallenfels NW der Münchberger Gneismasse und auf kleinen reinen Schwerspatgängen bei Rothenkirchen N von Kronach. Wirtschaftlich interessante Vorkommen der wba-fl-Ausbildung enthielt nur das Oberfränkische Flußspatrevier zwischen Bad Steben—Lichtenberg—Naila—Hof (vgl. v. HORSTIG 1972). Zwei Lagerstätten mittlerer Größe (Fluoritvorräte zwischen 30 000 und 100 000 t) sind zwischen 1940 und 1962 abgebaut worden, alle anderen Vorkommen von Fluorit, die z. T. innerhalb Gängen auftreten, die früher auf Eisenerz gebaut worden sind, waren kleine oder Kleinstlagerstätten (Vorräte jeweils unter 10 000 t).

Die Tektonik der oberfränkischen Flußspatgänge zeigt im großen gewisse mit dem Nabburger Revier übereinstimmende Merkmale; es finden sich fast 10 km lange herzynische Sprünge (Str. 140° ± 10°), die quer zum Schichtstreichen verlaufen, i. a. mittelsteil SW einfallen (Extreme 45—90°) und sehr unterschiedlich, streckenweise gar nicht mineralisiert sind. Die Verschiedenheiten sind z. T. durch das andersartige Nebengestein bedingt. Im Gegensatz zum kompakten Granit oder zu homogenisierten Paragneisen der rba-fl-Reviere finden sich in Oberfranken paläozoische Sedimente vom tiefen Ordovizium bis zum Unterkarbon, das besonders verbreitete Devon zeigt einen intensiven Vulkanismus. Es gibt keine über hunderte von Metern gleichmäßigen symmetrischen Gangprofile, sondern die Mächtigkeiten schwanken zwischen mehreren Dekametern und einigen Dezimetern und besonders beim Übertreten aus Devon in plastische Sedimente des Kulms kann die Mineralführung auch ganz aussetzen. Die Gangfüllungen schwellen bisweilen linsenförmig in kurzen nur Dekameter langen Strecken an. Tektonische Phasen bewirkten, daß die jüngeren Absätze oft trumartig die älteren diskordant zur Schichtung durchdringen, was die Gangbilder und damit die Bedingungen für den Abbau kompliziert hat.

Die langen streichenden Abbaue und Untersuchungsstrecken auf den beiden größten Vorkommen, die in Abständen von nur 20—30 m angelegt waren, zeigten eine regelmäßige Abnahme der Flußspatmächtigkeiten mit der Tiefe: von 1—3 m in den guten Partien nahe der Oberfläche auf wenige cm in 100 m Tiefe. Auf verschiedenen kleinen Vorkommen, die in jüngerer Zeit (nach 1950) untersucht worden sind, waren Fluoritmineralisationen oft schon in 20—40 m Teufe fast ganz verschwunden, weshalb man ausgedehnte Tiefenaufschlüsse unterlassen hat. Die Mächtigkeit der Carbonate nimmt ebenfalls mit zunehmender Tiefe ab, aber nicht so stark wie die des Fluorits, was eine relative Zunahme besonders des Calcits zur Folge hat.

Im **Oberfränkischen** Revier läßt sich eine Sukzessionsfolge der Minerale erkennen, wobei die Fluorite verschiedener Generationen nicht so deutliche Unterschiede z. B. in den Farben aufweisen, wie im Nabburger Revier, auch eine rhythmische Feinbänderung mit anderen Mineralen (in Issigau zwischen Fluorit II und Siderit II z. B. beobachtet, vgl. TEUSCHER 1972) kommt seltener vor. G. v. HORSTIG (1972) unterscheidet auf den größeren Gängen zwei Hauptabfolgen, von denen die ältere Quarz I (feinbänderig), Chalkopyrit, Fluorit I (dicht, hellviolett, z. B. an beiden Salbändern des Friedensgrubener Gangs in Lichtenberg festgestellt), Siderit I (mit etwa 1,5—2,9 % MnO, stark wechseln-

dem Gehalt an CaO von 6—22 % bei relativ geringem Gehalt an MgO von 1—2,5 %, siehe Analysen von Dr. A. WILD, cit. bei v. HORSTIG 1972) und Calcit I als primäre Paragenese enthält (Calcit I tritt meist in besonderen Gängen oder Trümern auf, dm- bis m-mächtig, grobspätig, weiß). Eine jüngere Abfolge mit der Masse des bauwürdigen Flußspats (Fluorit II, Farbe weiß bis bläulich, Korngröße mm bis cm) erscheint in Paragenese mit Baryt, der für diese ebenso kennzeichnend ist wie der Calcit I für die ältere Abfolge. Er ist von den obersten Sohlen im Kupferbühler Gang in Issigau und vom Kemlaser Gang bekannt, wo die ältere Abfolge (soweit sie nicht vom Quarz repräsentiert wird) zu fehlen scheint. Nach GÜMBEL kam Baryt auch auf dem Siebenhitzer Gang stellenweise vor. Der Kemlaser Gang ist als einziger durch eine jüngere Vererzungsphase mit Galenit, Sphalerit, Pyrit und Chalkopyrit ausgezeichnet. Auf den Hauptfluoritgängen (Lichtenberg und Issigau) wird die jüngere Abfolge ergänzt durch Fluorit III (hellgrün, nur jeweils schmale Trümchen), Siderit II und Quarz II. Stellenweise ließ sich neben Quarz II (feinkörnig, graugelb) noch Quarz III unterscheiden (weiß, körnig), der in Drusen auftritt, ebenso wie Calcit II (farblos).

Wo eine Differenzierung der hydrothermalen Gangfüllungen in monomineralische Trümer mit Siderit, Calcit, Fluorit oder Quarz auftritt, läßt sich keine regionale Anordnung wie im Nabburger Revier erkennen. So zeigt z. B. die Kemlaser wie die Lichtenberg—Kupferbühler Spalte ein mehrmaliges Auftreten von Fluoritmineralisation im Streichen, das durch fluoritfrei mineralisierte Strecken unterbrochen ist. Andererseits können eng nebeneinander in Profilen der Gangzone von nur 10 m Breite verschiedene monomineralische Trümer der genannten Minerale auftreten und sich der Sukzessionsfolge entsprechend durchdringen.

GÜMBEL (1879), zu dessen Zeit sich die Gruben des älteren auf Kupfer- und Eisenerze gerichteten Bergbaus schon im Zustand des Verfalls befanden, berichtet, daß an mehreren Orten Wismut-, Kobalt- und Nickelerze in Spuren beobachtet werden konnten, nämlich auf dem Mordlauer Zug bei Bad Steben, dem Lichtenberg—Kupferbühler, dem Kemlaser und dem Siebenhitzer Gangzug.

Geochemische Untersuchungen ergaben für den Baryt vom Kemlaser Gang Strontiumgehalte zwischen 0,2 und 0,67 % (Bestimmungen von Dr. M. SALGER, cit. bei G. v. HORSTIG 1972). Sehr variable Sr-Gehalte sind auch in den Baryten des Nabburger Reviers ermittelt worden (zwischen 0,01 und 1,7 %, im Mittel um 1 % nach ZIEHR 1954). In geochemischen Profilen hebt sich der Kemlaser Gang deutlich durch einen erhöhten Quecksilbergehalt von seiner Umgebung ab (zufolge frdl. Mitteilung von Herrn Prof. PREUSS/Regensburg), ob der Hg-Gehalt primär an Baryt gebunden war, ist nicht untersucht worden.

Analysen von Zinkblenden aus dem gleichen Gang haben folgende Elemente festgestellt: Fe (1,34—1,88 %), Mn (0,005 %), In (0,001—0,013 %), Ga (0,025 %), Ge (0,003 %), Sn (0,014—0,025 %), Cd (0,52 %), Pb (0,1 %); röntgenspektralanalytisch wurden in Spuren nachgewiesen: Ti, Ca, Zr—Co, Ni, As, Sb—Mo, V. Hg und Bi waren nicht nachweisbar (Bestimmung von Dr. H. FESSER, Amt für Bodenforschung/Hannover).

Kleine, schlecht aufgeschlossene unregelmäßige Baryttrümchen im mesozoischen Vorlande östlich von Creußen (SE von Bayreuth, siehe FÜRST 1952) ebenso wie Zentimetertrümchen in den Keupersandsteinen des Wendel-

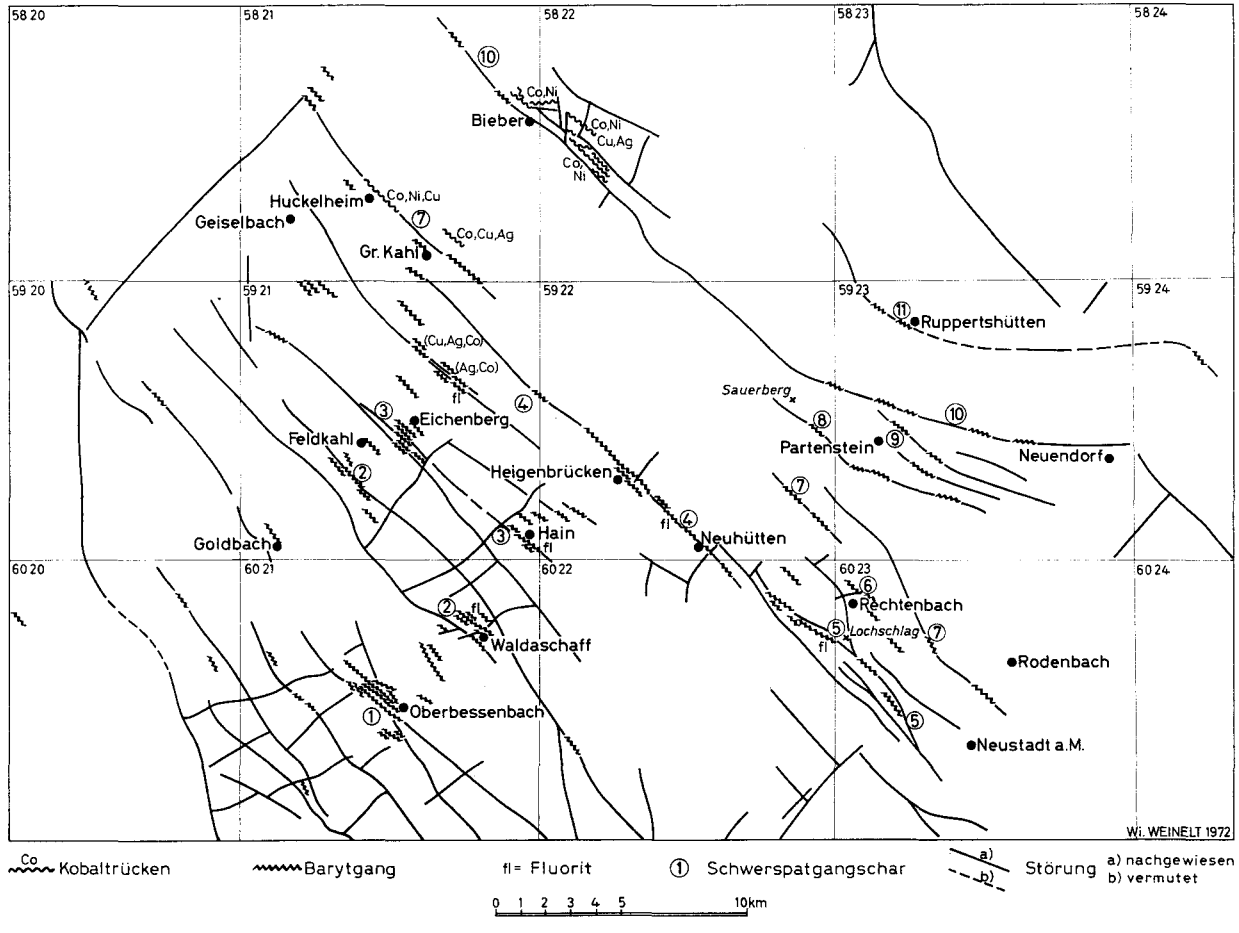


Abb. 7. Übersicht über die Schwerspatgangscharen und Kobaltrücken im Bereich des Spessarts.

steiner Höhenzuges bei Nürnberg (siehe DORN 1926, v. GEHLEN 1956) lassen sich schwer mit den übrigen Vorkommen der Formation vergleichen. Für aszendente Zufuhr oder zumindest Umlagerung eines aszendenten Absatzes spricht jedenfalls auch hier die enge Verbindung mit einem Lineament ebenso wie das Auftreten von Cu und Bi in Spuren.

Im Grund- und Deckgebirge des **Spessarts** wird ein SE—NW-streichendes Verwerfungssystem von Schwerspatlagerstätten belegt, die hier in mehreren Gangzügen auftreten (vgl. HARTMANN 1936).

Von SW nach NE können folgende Gangscharen unterschieden werden (vgl. Abb. 7):

1) Oberbessenbach—Goldbacher Gangschar
2) Waldaschaff—Feldkahler Gangschar
3) Hain—Eichenberger Gangschar
4) Neuhütten—Heigenbrückener Gangschar (Geiselbach-Wilhelminen-Spalte)
5) Lochschlag—Neustadter Gangschar
6) Rechtenbacher Gangschar
7) Huckelheim—Groß-Kahl—Rodenbacher Gangschar
8) Sauerberg-Gangschar
9) Partensteiner Gangschar
10) Bieber—Neuendorfer Gangschar
11) Ruppertshüttener Gangschar

Von diesen Vorkommen waren 4) und 5) mit über 1 Mio t Vorräte die bedeutendsten. In der Größenordnung zwischen 300 000 und 1 Mio t lagen die Vorkommen 1) und 2), 3), 9) und 10).

Innerhalb der einzelnen Gangscharen ist, von SW nach NE fortschreitend, das Auftreten der Schwerspatlagerstätten im Bereich SW—NE-streichender Antiklinalzonen im Grundgebirge (z. B. Schöllkrippener, Goldbach—Eichenberger und Oberbessenbach—Waldaschaff—Heigenbrückener Sattel) sowie im Bereich sattelartiger Verbiegungen im Deckgebirge (Neuhütten—Rechtenbach—Partenstein) auffällig.

Die seiger aufsetzenden oder steil um die Senkrechte einfallenden, bis über 100 m Teufe produktiven Schwerspatgänge sind durchschnittlich 1—3, maximal 4—6 m mächtig und bilden langgestreckte Mittel, die in größerer Teufe verquarzen und auskeilen. Das kristalline Grundgebirge zeigt im Salbandbereich der Barytgänge Zersetzungserscheinungen. In den carbonatischen Gesteinen des diskordant übergreifenden Zechsteins zerflasern seigere Schwerspatgänge im oberen Teil und biegen in bankungsparallele Lagen um, wobei metasomatische Verdrängungsprozesse im Zechsteindolomit Mächtigkeitsschwankungen und eine Auflösung der Mittel in Schwerspatnester hervorrufen und so zu ihrer Unbauwürdigkeit führen.

Bei geringer Mächtigkeit der Zechsteincarbonate im Bereich der Spessartschwelle (Wi. WEINELT 1962) und bei großer Sprunghöhe der Verwerfungen sind auch im Deckgebirge des Buntsandsteins bauwürdige Ganglagerstätten entwickelt (Heigenbrücken, Neuhütten, Rechtenbach), da — bei entsprechender

Spaltenbildung — hier auch die bis 50 m mächtigen Tonsteine des Zechstein 4 und des Bröckelschiefers (Unterer Buntsandstein) keine Permeabilitätsgrenze darstellten und von aszendenten bariumführenden Hydrothermen überwunden wurden.

Die Mineralisationsfolge zeigt im Grundgebirge älteren Quarz, Chalkopyrit, Fahlerz, Klaprothit, zwei Schwerspatgenerationen (Wi. Weinelt 1962, 1965), blaßgrünen, hexaedrischen Fluorit (Hain, Waldaschaff), Eisen- und Mangancarbonate sowie jüngeren Quarz.

Bei den metasomatischen Verdrängungsprozessen in den dolomitischen Kalksteinen des Zechsteins fanden Umkristallisationen statt, die zur Bildung von Ankerit und Limonit führten. In rhythmischen, grauweiß gebänderten Umkristallisationszonen bestimmte Dr. M. Salger Dolomit mit 2,2 % Fe_2O_3, 2,5 % MnO_2, ca. 0,3 % Cu und Calcit im Wechsel. Es folgen Chalkopyrit, Pyrit, Klaprothit, Tennantit, Enargit, Malachit, zwei Schwerspatgenerationen, blaßgrüner, hexaedrischer Fluorit (Ober-Sommerkahl), Manganerz (Mn : Fe = 0,426 mit Spuren von Co, Ni, Zn, As) und Calcit.

Im Buntsandstein besteht die Mineralfüllung aus ?älterem Quarz (verkieselte Salbänder mit Kluftletten), mindestens zwei Schwerspatgenerationen (älterer Baryt mit Lagenstruktur, jüngerer rosettenförmig angeordneter grobblätteriger Baryt), blaßblaugrünem Fluorit (Neuhütten, Rechtenbach), Chalkopyrit, Pyrit und jüngerem Quarz.

Die weitgehende Übereinstimmung der Mineralfolgen der Schwerspatvorkommen in den drei stratigraphischen Abscheidungsbereichen (Grundgebirge, Zechstein, Buntsandstein) und die Bindung der Barytlagerstätten an ein SE—NW-streichendes Verwerfungssystem macht im vorliegenden Gebiet keine Altersdifferenzierung in ältere (präpermische) und jüngere (postvariskische) Schwertspatvorkommen nötig. Einzelne Barytlagerstätten setzen sich aus dem Grundgebirge durch den Zechstein bis in den hangenden Buntsandstein hinein fort (Neuhütten, Heigenbrücken, Eichenberg, Ober-Sommerkahl). Das örtliche Fehlen einzelner Minerale, so z. B. des Fluorits, kann unter Umständen eine Frage primärer Teufenunterschiede sein. Unterschiede gibt es nur im Auftreten von Begleitmineralen, wie z. B. dem Quarz. Hier können aber gerade der Charakter des jeweiligen Nebengesteins und sein Einfluß auf die chemische Zusammensetzung (Tönung) der Lösungen oder topomineralische Ausscheidungseffekte eine Rolle gespielt haben. Das Auftreten von Hämatit auf einzelnen Gangscharen des Grundgebirges (Oberbessenbach, Waldaschaff) rückt diese Vorkommen in die Nähe der Rotbarytischen Abfolge. Die Gänge im Buntsandstein und Zechstein entsprechen mit ihrer bisweilen reicheren Eisen-Mangan-Oxid- oder Carbonatführung dem „eba-Typ" des Erzgebirges.

Aus der Tatsache, daß der Schwerspat zu einer recht oberflächennahen Paragenese zu gehören scheint und daß vieles für eine Gleichzeitigkeit der Entstehung der Schwerspatvorkommen im Grundgebirge, Zechstein und Buntsandstein spricht, folgert H. Murawski (1955), daß zur Bildungszeit dieser Gänge offenbar schon Höhenunterschiede bestanden haben. Diese Folgerung läßt aber auch hinsichtlich des Alters der Schwerspatgänge den Schluß zu, daß es sich um junge, vermutlich tertiäre Bildungen handelt. Nach H. Borchert (1960) ist die

Herkunft der Elementkombinationen von Fe, S, Mn und Ba aus Restlösungen basaltischer Magmen wahrscheinlich.

Nach K. v. GEHLEN, NIELSEN & RICKE (1962) handelt es sich bei der Entstehung der Barytgänge um während der Tertiärzeit stattgefundene Umlagerungsvorgänge, wobei das „Nachlaufen" des Baryts zur Landoberfläche durch das Aufreißen neuer Spalten und durch das Aufdringen von Thermalwässern des tertiären Basalt-Vulkanismus begünstigt wurde. Die von den genannten Autoren an Barytvorkommen aus dem Spessart vorgenommenen Untersuchungen der S-Isotopen-Verhältnisse erbrachten folgende Werte:

	$^{34}S^{0}/_{00}$	$^{32}S/^{34}S$	$Sr^{0}/_{0}$
Grube Marga, Eichenberg (Grundgebirge)	+ 10,0	21,99	—
Gräfenberg, Hösbach (Zechsteindolomit)	+ 9,7	22,00	2,95
Grube Segen Gottes, Huckelheim (Kobaltrücken im Zechstein)	+ 12,4	21,94	2,58

Ein Vergleich zwischen den Baryten der Gänge des Grundgebirges im Schwarzwald und den Baryten der Gänge im Deckgebirge am Ostrand des Schwarzwaldes sowie der jungen Gänge im Odenwald, im Spessart und in der Rhön ergaben keine wesentlichen Unterschiede im S-Isotopen-Verhältnis. Eine genetische Verschiedenheit dieser Gänge ließ sich damit weder beweisen noch widerlegen.

Von zwei Vorkommen im Grundgebirge, Wendelberg, P. 257, Blatt 6021 Haibach und Grube „Marga" bei Eichenberg, Blatt 5921 Schöllkrippen, hat R. MOSEBACH (1938, S. 460) je eine Schwerspatanalyse angefertigt, die in Tabelle 2 aufgeführt sind:

Tabelle 2

	Wendelberg	Grube „Marga"
SiO_2	0,64	3,98
Al_2O_3	0,22	0,52
Fe_2O_3		
CaO	0,08	0,14
BaO	64,28	61,58
SrO	0,59	0,69
SO_3	33,64	32,36
H_2O	0,08	0,12
	99,53	99,39

Die ermittelten Sr-Werte liegen hier eine Zehnerpotenz höher als der von TUREKIAN & KULP (1956) ermittelte Durchschnitts-Sr-Gehalt der Erdkruste (0,045 % = CLARKE-Wert). Der Sr-Gehalt ist höher als der Ca-Gehalt und das Verhältnis Sr : Ba liegt bei 1 : 83,8 bzw. 1 : 66,8. Der Mittelwert von sieben Barytproben aus dem Nabburger Revier liegt bei 1,02 % Sr (ZIEHR 1954).

2.8. Quarz (q)

Den Hämatit-Quarz-Gängen stehen die überwiegend monomineralischen Quarzpfähle und Quarzgänge gegenüber. Außerdem existieren im Bereich größerer Störungen noch ausgedehnte Verkieselungen ohne Begleitminerale. Enge Beziehungen bestehen auch zwischen den Quarz-Hämatit-Gängen und den Rotbarytgängen der rba-fl-Formation (= „eba-Formation" der Freiberger Schule), die stets Hämatit und Quarz enthalten.

Die Quarzpfähle sind vor allem am SW-Rand des Böhmischen Massivs (Bayerischer Pfahl, Halser Pfahl, Böhmischer Pfahl und seine südöstliche Fortsetzung bei Furth i. Wald, Ascher Pfahl und seine nordwestliche Fortsetzung im Altpaläozoikum) verbreitet. Charakteristisch für die meisten q-Mineralisationen ist die erhebliche Längenerstreckung, die bei den Pfählen bis über 100 km (Bayerischer Pfahl 130 km) betragen kann und ihre Bindung an Störungszonen (Lineamente). Herzynisches Streichen herrscht bei den meisten Quarzgängen vor und zwischen ihrer Mineralisation und den großen, bis zu 2 und 3 km breiten Störungszonen, in denen sie auftreten, bestehen enge räumliche Beziehungen. In diesen Störungszonen sind mylonitische und blastokataklastische, z. T. quarzarme Begleitgesteine (u. a. Palite des Bayerischen Pfahls) verbreitet. Die Lineamente sind z. T. in mehreren, zeitlich verschiedenen tektonischen Phasen zu Bewegungen benützt worden. Im Bayerischen Pfahl erfüllen die hydrothermalen Quarzmassen Fiederspalten, wobei sich mindestens drei altersverschiedene Quarzgenerationen auseinanderhalten lassen, von denen die zweite durch Hämatitimprägnationen charakterisiert ist (FISCHER 1966). Erze, wie silberhaltiger Galenit (Altrandsberg), Pyrit, Chalkopyrit, Coffinit und Torbernit (BÜLTEMANN 1959) sind im Bayerischen Pfahl nur in sehr geringem Maße angetroffen worden. Fluorit und Baryt sind von HEGEMANN (1936) nachgewiesen worden. Der Quarz der Pfähle ist nicht so rein, wie jener der Pegmatitstöcke. Er ist nicht glasig durchscheinend, sondern meist milchig-trüb. Beim Schlagen bricht er meist kleinstückig nach Klüftchen, wie es seiner Natur als tektonische Brekzie entspricht. Die großen Brüche in der Pfahlzone haben vorwiegend Material für die Herstellung von Baustoffen geliefert, nur ausgesuchtes Material genügte den Anforderungen der Glas- und der Ferrosilicium-Industrie (Pfahl bei Altrandsberg, zwischen Regen und Viechtach).

Al_2O_3-Gehalte von Massenproben 10 verschiedener Fundpunkte im Bayerischen Pfahl und auf Nebenpfählen betrugen im Durchschnitt 2 %; nur durch selektiven Abbau läßt sich aus günstigen Abschnitten der Pfähle ein Material mit unter 0,5 % Al_2O_3 gewinnen.

Geologische Position und weitgehend fehlende Begleiter gestatten nur selten ein einwandfreies Alter der Mineralisation festzustellen, das im allgemeinen für spätvariskisch bis alpidisch gehalten wird. Für die NE-streichende Pfahlquarzgangfüllung im Doggersandstein östlich von Flintsbach nimmt TROLL (1960) tertiäres (oligozänes) Alter an.

Verkieselungen im Bereich von Lineamenten und Störungszonen, z. B. entlang der Spessartrandverwerfung (Wi. WEINELT 1967) oder entlang der im Hauzenberger Granitmassiv N—S-verlaufenden Verwerfung sind vermutlich ebenfalls tertiären Alters.

2.9. Wismut — Kobalt — Nickel (Bi—Co—Ni)

Der bereits 1494 urkundlich erwähnte Bergbau von Bieber (Nordspessart) ging auf Kupfer-, Blei- und Silber-haltigen Kupferletten und auf die Kupfer-, Kobalt-, Nickel-, Blei- und Eisenerz-führenden, im Mittel 1,5 m mächtigen Kobaltrücken um. Die hydrothermalen, vermutlich posttriassischen (tertiären) Erzgänge oder Rücken belegen Verwerfungen, deren Gleitbahnen vererzt sind. Auf den Kobaltrücken (Büchelbacher, Lochborner und Röhriger Rücken) mit reichen Anbrüchen von Kobalt-, Nickel- und Kupfererzen brachen stets auch Siderit und Baryt bei. Einzelne Gänge enthielten nur Siderit und Baryt. Die Haupterze waren vorzugsweise Speiskobalt, (Chloanthit = Weißnickelkies) und Rotnickelkies, seltener Kupferfahlerz, Chalkopyrit, Emplektit, ged. Wismut, Weißnickelkies, Arsenkies und Pyrit. Daneben traten als Sekundärerze reichlich Verwitterungsbildungen auf. Als Gangart fand sich Quarz und Calcit.

Auf bayerischem Gebiet zählt hierher noch der Kobaltgang vom Aehlchen bei Huckelheim (Zeche „Segen Gottes") mit Speiskobalt, Kupferfahlerz, Chalkopyrit und Baryt als Gangmasse sowie in südöstlicher Verlängerung der Gang der Zeche „Hilfe Gottes" bei Groß-Kahl mit silberhaltigem Kupferfahlerz. Bei Groß-Kahl und Huckelheim ging schon gegen Ende des 17. Jahrhunderts Bergbau um. Wieder eröffnet wurde der Bergbau durch den Bayerischen Staat von 1823—35, wurde aber wegen geringer Ergiebigkeit der Erzmittel wieder eingestellt.

Im Fichtelgebirge fehlen Lagerstätten der Bi-Co-Ni-Abfolge, wie sie für das Gebiet um Joachimsthal—Schneeberg charakteristisch sind, aber auch weiter westlich in der Vogtländischen Mulde (z. B. bei Oelsnitz/Vogtland) auftreten. In Spuren sind Minerale dieser Paragenese allerdings in der Zeit des alten Bergbaus auf den oberfränkischen Sideritgängen gefunden worden, z. B. auf dem Mordlauer Gang bei Bad Steben (Ni), auf dem Gangzug von Lichtenberg—Naila (Bi, Co, Ni) und auf den Hirschberger Gängen, die eben noch auf das Südufer der Saale hinüberreichen (Bi, Ni) (Gümbel 1879).

Auch im Nabburger Flußspatrevier sind als Seltenheit Bi-Co-Ni-Erze erzmikroskopisch nachgewiesen worden (Ziehr 1957, Strunz u. Seeliger 1960), sie fanden sich dort in Paragenese mit Uranerzen, in uranfreien Gängen sind sie nicht gefunden worden.

In basischen Gesteinen des Bayerischen Alten Gebirges sind keine bemerkenswerten Anreicherungen an Co und Ni beobachtet worden. Die zahlreichen kleinen Metabasitkörper der Münchberger Gneismasse haben im Mittel 0,25 % Cr und 0,2 % Ni (P. Hahn-Weinheimer 1959).

Bi-Minerale sind als Seltenheit auch an die Zinnerzlagerstätten des Fichtelgebirges geknüpft, siehe auch Paragenesen der Golderze von Goldkronach.

2.10. Antimon — Quecksilber (Sb—Hg)

Das Vorkommen von Antimon ist im wesentlichen auf die Goldquarzgänge des Goldkronacher Reviers beschränkt. Solange in Oberfranken eine geochemische Prospektion fehlt, ist nicht auszuschließen, daß die Antimonprovinz von Schleiz im angrenzenden Thüringen nach Oberfranken hereinreicht, zumal

bei Wolfersgrün ein Antimonitvorkommen durch Schürfe nachgewiesen ist (s. v. HORSTIG 1966). Bei genauer erzmikroskopischer Durchsicht sind sehr seltene Fahlerze mit Sb-Gehalten im Nabburger rba-fl-Revier gefunden worden (s. dort). Auch im Kieslager von Pfaffenreuth bei Waldsassen ist Antimon ged. neben Falkmanit, Boulangerit, Bournonit, Jamesonit und Sb-reichem Fahlerz beobachtet worden, besonders auf schmalen Bewegungszonen (MAUCHER 1939, RAMDOHR u. ÖDMANN 1939).

Quecksilber war mineralogisch als seltenes Erz von FLURL (1792) in den Brandschiefern einer Rotliegendserie bei Erbendorf beschrieben worden. In den Fahlerzen des Goldkronacher Reviers ist es nicht beobachtet worden (BUSCHENDORF 1931). STRUNZ (1956) hat erstmalig Hg-Erze aus dem Wölsendorfer Gebiet (Mittelabschnitt des Nabburger rba-fl-Reviers) beschrieben. PREUSS und ZIEHR (1965) haben auf Flußspatgängen — besonders in Baryten — mehrfach Hg nachweisen können. Versuche, die Hg-Führung der Fluoritgänge bzw. ihrer Umgebung mit ihrer erhöhten Hg-Konzentration zur geochemischen Prospektion zu benützen, haben keine sichere Methode geliefert, da nicht alle Gänge der rba-fl-Abfolge einen erkennbaren Hg-Gehalt aufweisen (G. FRIEDRICH 1970).

3. Zusammenfassung

Im Vergleich zu der räumlich und zeitlich reich gegliederten Metallogenese der zentralen Böhmischen Masse und ihres Nordrandes, der das klassische Erzgebirge darstellt, zeigt das im Westen anschließende Gebiet eine reduzierte Ausbildung. Viele Mineralisationen konnten im Bereich des Alten Gebirges in Bayern nur in Spuren angetroffen werden. Dies gilt besonders für die plutonischen Lagerstätten, die in dem Tiefenanschnitt, der im Bayerischen Wald gegeben ist, zum Teil nur als taube Wurzeln zu vermuten sind. Aber auch im Fichtelgebirge, wo die Granite in ein höheres Stockwerk intrudierten (z. T. in schwach regionalmetamorph geprägtes Paläozoikum), finden wir nicht die reich vererzten exogenen und endogenen Kontaktzonen wie im östlich anschließenden sächsisch-böhmischen Erzgebirge. Gut entwickelt sind im nördlichen Bayerischen Wald und im Oberpfälzer Wald nur die Pegmatite, für deren Form hier neben plattenförmigen Gängen die großen, stockförmigen zonal gegliederten Körper kennzeichnend sind. Es fehlen ihnen jedoch die hohen Konzentrationen an F, B und Sn der saxothuringischen Region; die charakteristischen seltenen Elemente sind dafür P, Be (Nb und Ta), seltene Li-Anreicherungen sind hier nicht an Glimmer, sondern an Lithiumphosphate geknüpft.

Periplutonische und an den basischen Paläovulkanismus gebundene Lagerstätten treten im vorliegenden Gebiet zurück. Bedeutende gangförmige Lagerstätten sind an die Vergitterung tektonischer Strukturen geknüpft. Die frühe, z. T. schon prävariskische Anlage der Lineamente macht ältere Mineralisationen im Bereich dieser Schwächezonen wahrscheinlich. Bestimmend für das heute vorliegende Bild ist jedoch die spätere Ausprägung der Tiefenstörungen im jüngeren Varistikum und in der alpidischen Ära. In diese Phasen fällt auch der Schwerpunkt der Mineralbildung auf den Gängen. Das junge Alter der epigenetischen Erzzufuhren wird auch dadurch bewiesen, daß Teile der Mineralabsätze in räumlicher Beziehung zu Lineamenten in das rotliegende und triassische Deckgebirge gelangt sind.

4. Literatur

Zu 1. Einleitung und geologische Übersicht

BADER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6640 Neunburg vorm Wald. — 132 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1959.

BARTH, T. F. W.: Feldspars. — Interscience Publ., J. Wiley & Sons, 261 S., New York 1969.

BAUBERGER, W.: Geologischer Strukturplan der Oberpfalz. — Geologica Bavarica, **60**, S. 45—51, München 1969.

BAUBERGER, W., TROLL, G. et al.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. — Teil II: Aufschlüsse im Westteil: Regensburger Wald. — Geologica Bavarica, **59**, 88 S., München 1968.

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000 mit Erläuterungen. — 2. Auflage, 344 S., München 1964.

BAYERISCHES OBERBERGAMT: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. — I: Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. — 220 S., München 1924.

BEDERKE, E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rdsch., **45**, 1956/1957, S. 167—177, Stuttgart 1957.

BERNARD, J. H.: Gradual decrease of the spatial relation between the variscian granitoid plutons and the persistent ore-forming hydrothermal mineral-associations of the Bohemian Massif. — Problems of hydrothermal ore deposition. — S. 58—60, Budapest 1970.

BORCHERT, H.: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. — N. Jb. Mineral. usw., Abh., **91**, S. 541—572, Stuttgart 1957.

— Chemismus und Petrologie der Erdschalen sowie die Entstehung und Ausgestaltung der wichtigsten Diskontinuitäten der Erdkruste. — N. Jb. Mineral., Mh., 1962, S. 143—163, Stuttgart 1962.

— Genetische Unterschiede zwischen varistischen und saxonischen Lagerstätten Westdeutschlands und deren Ursachen. — Freiberger Forsch.-H., C **209**, S. 47—63, Leipzig 1967.

BRÄUER, H.: Geochemische Untersuchungen an Glimmern einiger westerzgebirgischer Granite. — Geologie, **7**, S. 1080, Berlin 1958.

— Geochemische Gliederung granitischer Gesteine des Thüringer Waldes und Erzgebirges und ihre lagerstättengenetische Bedeutung. — Freiberger Forsch.-H., C **209**, S. 153—168, Freiberg 1967.

BUBNOFF, S. v.: Geologie von Europa. Bd. 2, Berlin 1930.

CHRT, J., BOLDUAN, H., BERNSTEIN, K.-H. & LEGIERSKI, L.: Räumliche und zeitliche Beziehungen der endogenen Mineralisation der Böhmischen Masse zu Magmatismus und Bruchtektonik. — (Mit einer Karte der endogenen Mineralisation der Böhmischen Masse, M. 1 : 500 000). — Z. f. angew. Geol., **14**, S. 362—376, Berlin 1968.

CLAUS, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **71**, Abt. A, S. 1—58, Stuttgart 1936.

DAVIS, G. L. und SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., **52**, S. 146—169, Stuttgart 1962.

DÜSING, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6540 Oberviechtach. — 91 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1959.

FIALA, F.: Granitoids of the Slavkovský (Cisařský) les Mountains. — Sborn. Geol. Věd., Geologie, **14**, S. 93—160, Praha 1968.

FICHTL, W.: Das Bayerische Oberbergamt und der Bayerische Bergbau. — Herausgegeben mit Unterstützung des Bayerischen Oberbergamts. Internationale Industrie-Bibliothek, **146**/51, 48 S., Länderdienst-Verlag Brilon-Basel 1960.

FISCHER, G.: Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin. — Geologica Bavarica, **55**, S. 7—33, München 1965.

FORSTER, A.: Metamorphe Orthogesteine im Moldanubikum. — N. Jb. Mineral., Abh., **92**, S. 1—46, Stuttgart 1959.

FRITZSCHE, E.: Beitrag zur petrochemischen Kenntnis der erzgebirgischen Granitmassive. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **58**, A, S. 253—302, Stuttgart 1928.

GAERTNER, H. R. v.: Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb., **65**, S. 409—450, Hannover 1950.

GAERTNER, H. R. v., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H. & MÜLLER, P.: Bericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin. — Bundesanstalt für Bodenforschung Hannover 1967 (Manuskript).

GESELLSCHAFT ZUR AUFSUCHUNG VON BODENSCHÄTZEN IN BAYERN MBH — GAB: Bericht über die Aufsuchung von Mineralien und Wasser in Bayern von 1951 bis 1962. — 85 S., München 1963.

GOEMANN, U.: Petrographische Charakteristik der dem variskischen Fichtelgebirgsgranit vorgelagerten Granitstöcke Reut b. Gefrees, Waldstein (mit Epprechtstein) und Kornberg nebst gefügekundlichen Untersuchungen. — 145 S., Inaugural-Dissertation Universität Würzburg 1970.

GOTTSTEIN, O.: K-Ar ages of granitic and ectinitic rocks of the Teplá anticlinorium. — Věstn. ÚÚG, **45**, S. 201—205, Praha 1970.

HAHN-WEINHEIMER, P.: Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse (Fichtelgebirge). — Ein Beitrag zur Klärung von Genese und Alter dieser Gesteine. — N. Jb. Mineral., Abh., **92**, 3, S. 203—278, Stuttgart 1959.

HALLBAUER, D.: Die akzessorischen Schwerminerale der westerzgebirgischen Granite. — N. Jb. Mineral. usw., Abh., **97**, S. 35—50, Stuttgart 1961.

HECHT, F. & KROUPA, E.: Die Bedeutung der quantitativen Mikroanalyse radioaktiver Mineralien für die geologische Zeitmessung. — Z. Analyt. Chemie, **106**, S. 81—128, München 1936.

HERRMANN, G.: Die Granite des Westerzgebirges und des Vogtlandes und ihre Beziehungen zu granitischen Gesteinen benachbarter Räume. — Inaugural-Dissertation Bergakademie Freiberg/Sa., Freiberg 1967.

HORSTIG, G. v.: Die Tektonik im Gebiet der Frankenwälder Querzone bei Berg nordwestlich Hof. — Geologica Bavarica, **27**, S. 94—130, München 1956.

— Die Anwendung synoptischer Sammeldiagramme der Tektonik bei der geologischen Kartierung im Paläozoikum, erläutert an Blatt Naila im Frankenwald. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 101—107, Hannover 1959.

JÄGER, E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. — Verh. Geol. Bundes-Anst., 1971, S. 250—254, Wien 1971.

JUBELT, R.: Bemerkungen zu den neuerschlossenen Nickelhydrosilikatlagerstätten am Südrand des Sächsischen Granulitgebirges. — Freiberger Forsch.-H., C **5**, S. 11—17, Freiberg 1953.

— Die Nickelhydrosilikatlagerstätten am Südrand des Sächsischen Granulitgebirges. — Geologie, **2**, S. 285—290, Berlin 1953.

— Die Metabasitkörper des südwestlichen Sächsischen Granulitgebirges. — Geologie, **3**, S. 773—803, Berlin 1954.

KODYM, O., FUSÁN, A., MATEJKA, A.: Geologická Mapa ČSSR, 1 : 500 000, ÚÚG Praha 1967.

KÖHLER, J.: Metamorphe Differentiation an einem Beispiel aus der Oberpfalz. — N. Jb. Mineral., Abh., **81**, S. 365—389, Stuttgart 1950.

KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. Sächs. Geol. L.-A., **1**, 39 S., Leipzig 1927.

KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranites I im Vorderen Bayerischen Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **97**, S. 357—434, Stuttgart 1962.

LAUBE, G.: Geologie des böhmischen Erzgebirges. — 1. Teil, Prag 1876.

LAUBMANN, H.: Über Kalksilikatfelse aus dem Fichtelgebirge. — Cbl. Mineral. usw., 1916, S. 346—353, Stuttgart 1916.

LEUTWEIN, F.: Geochemie und Lagerstättenkunde. — Freiberger Forsch.-H., C **17**, S. 5—25, Berlin 1955.

METZ, R.: Die Erzführung der Schwarzwald-Randverwerfungen. — Beih. Geol. Jb., **29**, S. 203—207, Hannover 1957.

— Tertiary mineralisation in the Black Forest in connection with the tectonics of the Rhinegraben. — Abh. geol. L.-A. Baden-Württemberg, **6**, S. 24—25, Freiburg i. Br. 1967.

MOENKE, H.: Spurenelemente in variskischen und praevariskischen deutschen Graniten. — Chemie der Erde, **20**, S. 227—300, Jena 1960.

MÜLLER, G.: Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung, Lichtbrechung und Dichte einiger koexistierender Biotite, Muskowite und Chlorite aus granitischen Tiefengesteinen. — Contr. Mineral. and Petrogr., **12**, S. 173—191, Heidelberg 1966.

NIGGLI, P.: Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Lagerstätten. — Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, Bd. I.

OELSNER, CHR.: Ergebnisse der Gravimetermessungen im Osterzgebirge. — Freiberger Forsch.-H., C **144**, S. 39—81, Leipzig 1963.

OELSNER, O. W.: Die Abhängigkeit der Paragenesen erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. — Freiberger Forsch.-H., C **3**, S. 24—34, Berlin 1952. — [1952a].

— Zur Frage der Entstehung der saxonischen Lagerstätten, speziell auf den Randspalten des Thüringer Waldes. — Geologie, **5**, S. 685—694, Berlin 1956.

PETRASCHECK, W. (Unter Mitarbeit von WALDMANN, L. und LIEBUS, L.): Die Sudetenländer. — Hdb. d. region. Geol., Bd. 1, 5 Abt., 295 S., Heidelberg 1944.

SATTRAN, V. u. Mitarbeiter: Problémy metalogeneze Českého masívu. — Sborn. geol. věd. LG, **8**, S. 7—112, Praha 1966.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Bd. 1, Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. 858 S., Jena (Fischer) 1941.

— Die Erzlagerstätten der Erde. Bd. 1, Jena 1941.

STARK, M.: Bericht über die mineralogisch-petrographische Exkursion des naturwissenschaftlichen Vereins in das nordwestliche Böhmen. — Mitt. naturw. Ver. Univ. Wien, **11**, S. 25—87 u. 102—137, Wien 1913.

— Petrographische Provinzen. — Fortschr. Mineral. Krist., Petr., **4**, S. 273—358, Jena 1914.

STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5937 Fichtelberg. — 116 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1958.

— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5836 Münchberg. — 163 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1960.

— Die Beziehungen der kohlensäureführenden Mineralwässer Nordostbayerns und der Nachbargebiete zum rhegmatischen Störungssystem des Grundgebirges. — Geologica Bavarica, **64**, S. 385—394, München 1971.

STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beih. Geol. Jb., **2**, 138 S., Hannover 1951.

STRECKEISEN, A. L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. — N. Jb. Mineral., Abh., **107**, S. 144—240, Stuttgart 1967.

SUESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmischen Masse. In: Bau und Bild Österreichs. — I. Teil, 322 S., Wien und Leipzig (F. Tempsky & G. Freytag) 1903.

TEUSCHER, E. O.: Quantitative Kennzeichnung der westerzgebirgischen Granite. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd., **69**, A, S. 415—459, Stuttgart 1935.

— Umwandlungserscheinungen in Gesteinen des Granitmassivs von Eibenstock-Neudek. — Min. petr. Mitt., **47**, S. 273—312, Leipzig 1936.

THIELE, O. und FUCHS, G.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — i. M. 1 : 100 000, Wien 1968.

TISCHENDORF, G., LÄCHELT, S. & RENTZSCH, J.: Zu Problemen der Metallogenie in der DDR. II. Einige Bemerkungen zur Methodik und zu den nächsten Aufgaben. — Z. angew. Geol., **16**, S. 242—248, Berlin 1970.

TOMAS, J.: Geology and petrography of the Rozvadov massif in West Bohemia. — Sborn. geol. věd., ÚÚG, G, **19**, S. 99—122, Praha 1971.

TRÖGER, W. E.: Chemismus und provinziale Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **60**, A, S. 1—110, Stuttgart 1929.

— Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. 336 S., Berlin (Deutsch. Min. Ges.) 1935.

Troll, G.: Das Intrusivgebiet von Fürstenstein, Bayerischer Wald. — Geologica Bavarica, **52**, 140 S., München 1964.

Troll, G. et al.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald — Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. — Geologica Bavarica, **58**, 188 S., München 1967.

Vejnar, Z.: Der tschechoslowakische Teil des fichtelgebirgischen Granitmassivs. — Sborn. ÚÚG, **26**, 1959, Odd. Geol., 1, S. 217—285, Praha 1960.

— Minor elements in the West-Bohemian metabasites, Domažlice-Tachov-region. — Věstn. ÚÚG, (Bull. of the Geol. Surv.) **46**, S. 289—291, Praha 1971.

Vejnar, Z. & Neužilová, M.: Application of Streckeisen's classification to plutonic rocks of the Bohemian Massif. — Věstn., ÚÚG, **45**, S. 129—136, Praha 1970.

Watznauer, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. — Geologie, **3**, 6/7, S. 688—706, Berlin 1954.

— Beiträge zur Kenntnis der varistischen Plutogenese. — Abh. Akad. Wiss., **3**, 1 (Kraus-Festschrift), S. 62—67, Berlin 1960.

Willmann, K.: Der Aplitporphyr von Warmensteinach im Fichtelgebirge. — Geogn. Jh., **37**, 1924, S. 69—71, München 1924.

Weinelt, Wi.: Geologischer Aufbau und Lagerstätten. — In: Raumordnungsplan Unterer Bayerischer Wald. — Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft und Verkehr — Landesplanungsstelle, mit 1 Geol. Karte i. M. 1 : 200 000, München 1966.

Wurm, A.: Geologie von Bayern. I: Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. 2. Auflage, 555 S., Berlin-Nikolassee 1961.

Zikmund, J.: Geologie a petrografie pararulových serií severní části moldanubika. — Sborn. geol. věd., řad. G., **21**, S. 7—36, Praha 1971.

Zoubek, V.: Les problèmes géochronologiques des formations azoïques du territoire tchécoslovaque, région-type des zones mobiles de l'écorce terrestre. — Sciences de la terre, **10**, S. 429—448, Nancy 1965.

— Einige Hauptmerkmale und Probleme des Präkambriums der Böhmischen Masse und der Westkarpaten im gegenseitigen Vergleich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **60**, S. 97—108, Wien 1967.

Zu 2.1. Pegmatite

Bauberger, W.: Über die „Albit-Pegmatite" der Münchberger Gneismasse und ihre Nebengesteine. — Geologica Bavarica, **36**, 77 S., München 1957.

Bederke, E.: Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. — Abh. hess. L.-Amt Bordenforsch., **18**, S. 7—19, Wiesbaden 1957.

Černy, P.: Graphic Intergrowth of feldspars and quartz in some Czechoslowak Pegmatites. — Beitr. z. Mineral. u. Petrolog., **30**, S. 343—355, Heidelberg 1971.

Dürrfeld, V.: Die Drusenmineralien des Waldsteingranits im Fichtelgebirge. — Z. Krist., **46**, S. 563—598, Leipzig 1909.

Fersmann, A. E.: Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. — Min. Petr. Mitt., **41**, S. 200—213, Leipzig 1931.

— Pegmatity. Tom I. Granitnye Pegmatity. — AN CCCP, Moskva-Leningrad 1940.

Forster, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6340/6341 Vohenstrauß/Frankenreuth. — 174 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1965.

— Die Pegmatite und pegmatitischen Lagerstätten Ostbayerns, ihre Verbreitung, ihr Bau und Chemismus. — Schriften der GDMB, **19**, S. 59—69, Clausthal-Zellerfeld 1967.

Forster, A., Strunz, H. & Tennyson, Ch.: Die Pegmatite des Oberpfälzer Waldes, insbesondere der Pegmatit von Hagendorf-Süd. — Der Aufschluß, **16**, Sonderheft, S. 137—198, Heidelberg 1967.

Hallbauer, O.: Hagendorf, ein altes Feldspatvorkommen — ein neues Werk. — Sprechsaal, **100**, S. 13—21, 1967.

Mosebach, R.: Petrographische Studien im Kristallin des Spessarts. Untersuchungen an Feldspäten des kristallinen Spessarts. — Senckenbergiana, **20**, S. 346—363, Frankfurt a. M. 1938. — [1938 a].

Müllbauer, F.: Die Phosphatpegmatite von Hagendorf in Bayern. — Z. Krist., **61**, S. 318—336, 1925. — Vgl. Steinmetz, H.: In: N. Jb. Mineral., A, S. 53, Stuttgart 1926.

— Die Pegmatit- und Kontaktlagerstätte am Wimhof bei Vilshofen an der Donau in Bayern. — Cbl. Mineral., 1930, Abt. A, S. 96—112, Stuttgart 1930.

Schmid, H.: Verbandsverhältnisse der Pegmatite des Oberpfälzer und des Bayerischen Waldes — (Hagendorf—Pleystein—Hühnerkobel). — N. Jb. Mineral., Abh., **88**, S. 309—404, Stuttgart 1955.

Schneiderhöhn, H.: Die Pegmatite. Bd. 2, Stuttgart 1961.

Scholz, A.: Untersuchungen über Mineralführung und Mineralgenese der bayerischen Pegmatite. — Ber. Naturwiss. Ver. Regensburg, **17**, 1924, S. 1—46, Regensburg 1925.

Strunz, H.: Die Phosphat-Quarz-Feldspatpegmatite von Hagendorf—Pleystein in Bayern. — N. Jb. Mineral., Abh., **84**, S. 77—92, Stuttgart 1952.

— Hagendorfit, ein neues Mineral der Varulith-Hühnerkobelit-Reihe. — N. Jb. Mineral., Mh., 1954, S. 252—255, Stuttgart 1954.

— Die Phosphat-Paragenese im Hagendorfer Pegmatit. — Der Aufschluß, **6**, Sonderheft, S. 41—54, Göttingen 1957.

— Die Kluft- und Drusenmineralien der Fichtelgebirgsgranite. — Der Aufschluß, **11**, S. 233—251, Göttingen 1960.

Strunz, H. & Tennyson, Ch.: Über den Columbit vom Hühnerkobel im Bayerischen Wald und seine Uranparagenese. — Der Aufschluß, **12**, S. 313—324, Göttingen 1961.

Tennyson, Ch.: Columbitkristalle von Hagendorf, Bayern. — N. Jb. Mineral., Mh., 1958, S. 121—124, Stuttgart 1959.

— Berylliummineralien und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten von Tittling/Bayerischer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **94**, S. 1253—1265, Stuttgart 1960.

Teuscher, E. O.: Lagerstätten keramischer Rohstoffe in Bayern. — Keram. Z., **5**, S. 313—317, (mit einer Übersichtskarte i. M. 1 : 500 000, bearbeitet von G. v. Horstig), Lübeck 1953.

— Vier Aufschlußberichte über die Sucharbeiten des Bayerischen Feldspatwerkes Weiden in und bei Hagendorf. — Archiv des Bayer. Geol. Landesamtes (je 3—4 S., dazu als Anlagen 83 Bohrprofile), München 1960—1963 (Manuskript).

Vejnar, Z.: Pegmatity poběžovicko-domažlické oblasti. — Sborn. geol. věd., LG, **4**, S. 7—84, Praha 1965.

— The genesis of Pegmatites and its Relationships to the Metamorphic and Magmatic Development of the West-Bohemian Crystalline Complexes. — Česk. Akad., Ř. Mat. a Přírodn. Věd., Roč. **78**, 70 S., Praha 1968.

Zu 2.2.—2.6. Zinn — Wolfram, Gold, Kupfer, Blei — Zink, Eisen — Mangan

Baumann, L.: Die Erzlagerstätten der Freiberger Randgebiete. — Freiberg Forsch.-H., C **188**, 268 S., Leipzig 1965.

Bernard, J. H.: Parallelisation der Evolution von Mineralassoziationen an den Erzgängen von Kutná Hora (Böhmen) und Freiberg (Sachsen). — Tscherm. min. petr. Mitt., **8**, S. 403—416, Wien 1963.

Blendinger, H.: Berechnung der Erzvorräte im Silberberg/Bodenmais nach dem Stand vom 1. 6. 1951. — 45 S. mit 35 Rißbeil., Archiv des Bayer. Geol. Landesamtes, München 1951 (Manuskript).

Borchert, H.: Neuere geochemische Untersuchungen von Blei und Zink in lagerstättenkundlicher Sicht. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 450—473, Hannover 1959.

Brand, H.: Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. — Geognost. Jh., **34**, 1921, S. 1—102, München 1922.

Buschendorf, F.: Betrachtungen über die Gangkomponenten sowie über das Vorkommen und die Verteilung des Goldes in der Primärzone alter Goldquarzgänge. — Z. prakt. Geol., **34**, S. 1—16, Halle 1926.

— Die primären Golderze des Hauptganges bei Brandholz im Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung ihrer Paragenesis und Genesis. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **62**, Abt. A, S. 1—50, Stuttgart 1931.

— Das Gangrevier von Brandholz—Goldkronach im Fichtelgebirge. — Sonderdruck Jb. d. Halleschen Verbandes f. d. Erforsch. d. mitteldeutsch. Bodenschätze u. ihre Verwertung, **10**, N. F., S. 31—98, Halle 1931.

— Aufschlußarbeiten im Bayerischen Erzbergbau auf Nichteisenmetalle und ihre weiteren Entwicklungsmöglichkeiten. — Metall & Erz, **33**, S. 11—18, Halle 1936.

CHRT, J., BOLDUAN, H. u. a.: Die postmagmatische Mineralisation des Westteils der Böhmischen Masse. — Sborn. geol. věd., LG, **8**, S. 113—192, Praha 1966.

CISSARZ, A.: Übergangslagerstätten innerhalb der intrusiv-magmatischen Abfolge. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **56**, A, S. 99—274, Stuttgart 1928.

DESSAU, G.: Einiges über Bodenmais. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **66**, Abt. A, S. 381—406, Stuttgart 1933.

DIEDERICH, G.: Geologische Verhältnisse und Probleme bei Bieber. — Natur und Museum, **99** (7), S. 307—316, Frankfurt a. M. 1969.

EMMERT, U., HORSTIG, G. v., WEINELT, WI.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach. — 279 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1960.

FREBOLD, .: Versuch einer genetischen Deutung der Kieslagerstätten von Lam und Bodenmais im Bayerischen Wald. — Cbl. Mineral. usw., 1929, Abt. A, S. 143—151, Stuttgart 1929.

FRUTH, I.: Geochemische Felduntersuchungen im Gebiet der Grube „Bayerland". — Dipl.-Arbeit, 32 S., Universität München 1958 (Manuskript).

— Anwendungsmöglichkeiten geochemischer Prospektion im Bereich der Grube „Bayerland". — Chemie der Erde, **21**, S. 48—96, Jena 1961.

GAERTNER, H. R. v.: Die geologische Stellung der Schwefelkieslagerstätte von Pfaffenreuth. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**, S. 285, Berlin 1937.

— Geologische Bemerkungen zur Geschichte der Lagerstätte „Bayerland" bei Waldsassen. — In: MAUCHER, A.: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz. — Z. angew. Mineral., **2**, S. 221—225, Berlin 1939.

GEHLEN, K. v.: Ein Pyrrhotin-Gefüge aus der Grube „Bayerland" bei Waldsassen (Oberpfalz). — Beitr. z. Mineral. u. Petr., **8**, S. 315—322, Heidelberg 1962.

— Anomaler Bornit und seine Umbildung zu Idait und „Chalkopyrit" in deszendenten Kupfererzen von Sommerkahl (Spessart). — Fortschr. Mineral., **41**, S. 163, Stuttgart 1964.

— Schwefel-Isotope und die Genese von Erzlagerstätten. — Geol. Rdsch., **55**, S. 178—197, Stuttgart 1965.

GEHLEN, K. v., SEHLKE, K. und WECHT, P.: Gesteine und Blei-Zink-führende Flußspatgänge zwischen Feldberg und Belchen im Hochschwarzwald. Teil II. — N. Jb. Mineral., Abh., **88**, S. 15—54, Stuttgart 1955.

GEHLEN, K. v., ZEINO, H., MURAD, E. & SAMMAN, A.: Neue Ergebnisse zur Vererzung im südlichen Schwarzwald. — Z. deutsch. geol. Ges., **121**, S. 75—78, Hannover 1970.

GÖTTE, A.: Die Kieslagerstätten bei Sparneck im Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung ihrer Genesis. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **59**, Abt. A, S. 65—96, Stuttgart 1929.

GUDDEN, H. und ECKMANN, W.: Die Uranprospektion der Eisenwerkgesellschaft Maximilianshütte in Nordostbayern. — GLÜCKAUF, Z. f. Techn. u. Wirtschft. d. Bergbaus, **106**, S. 380—387, Essen 1970.

GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. — In: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern, 2 Abt., 968 S., Gotha (Justus Perthes) 1868.

HARTMANN, E.: Geologisch-technischer Bericht über Pyrit- und Brauneisenerzvorkommen südlich von Waldsassen bei Pfaffenreuth. — Amberg 1924 (Manuskript).

HEGEMANN, F.: Über die Entstehungsweise der Kieslagerstätten von Sparneck in Oberfranken. — Metall-Wirtschaft, **16**, S. 719—720, Berlin 1937.

— Die geochemische Bedeutung von Co und Ni im Pyrit. Ein Beitrag zur Entstehung der Kieslagerstätten. — Z. angew. Min., **4**, S. 121—239, Berlin 1943.

HEGEMANN, F. und IBACH, R.: Über die Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Metall-Wirtschaft, **15**, S. 463—466, Berlin 1936.

HEGEMANN, F. und MAUCHER, A.: Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. — Abh. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, **11**, S. 1—36, München 1933.

— Die Entstehung der Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald. — Chemie der Erde, **9**, 1934, S. 173—199, Jena 1934.

HEGEMANN, F., KOSTYRA, H., SYBEL, C. v. und WILK, G.: Bestimmung der Spurenelemente in Zinkblende. — Metall, **8**, S. 768—772, Berlin 1954.

— Im Bleiglanz. — Metall, **9**, S. 91—96, Berlin 1955.

— Spektralanalyse von Pyrit und Kupferkies. — Metall, **9**, S. 991—995, Berlin 1955.

HEGEMANN, F. und ROST, F.: Über die quantitative spektrographische Bestimmung des Goldes im Pyrit. — Z. angew. Mineral., **1**, S. 97—102, Berlin 1937.

HORSTIG, G. v. und TEUSCHER, E. O.: Eisenerze in der Umgebung der Böhmischen Masse. — Sammelwerk deutscher Eisenerzlagerstätten. — Beih. Geol. Jb., Hannover (im Druck).

IBACH, R.: Zur Entstehungsgeschichte der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Z. angew. Mineral., **2**, S. 114—152, Berlin 1940.

KLUTH, C.: Über ein Vorkommen von Emplektit zu Bieber in Hessen. — Der Aufschluß, **18**, S. 9—12, Göttingen 1967.

KULLERUD, G.: FeS-ZnS-System. — Norsk. Geolog. Tidskrift, **32**, S. 61—147, Oslo 1953.

KUMMER, A.: Zu den Nachrichten über Uranerzfunde im Fichtelgebirge. — Z. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, **2**, S. 384, Stuttgart 1949.

LAUBMANN, H.: Die Zinnerzlagerstätten des Fichtelgebirges. — Cbl. Mineral., 1925, Abt. A, S. 54—64, Stuttgart 1925.

LEUTWEIN, F.: Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. — Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae., **1**, S. 133—157, Budapest 1952.

MAHFOUZ, S.: Zur Geochemie des Urans und Zinns im Kirchberger Granitmassiv. — Chemie der Erde, **29**, S. 347, Jena 1971.

MAUCHER, A.: Neue Untersuchungen an der Kieslagerstätte von Pfaffenreuth (Waldsassen). — Fortschr. Mineral, **20**, S. 49, Stuttgart 1936.

MIELEITNER, K.: Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald. — Geogn. Jh., **33**, 1920, S. 33—46, München 1922.

MÜLLER, D. und SCHERP, A.: Die tertiäre Mineralisation auf der Blei-Zink-Erzlagerstätte Ramsbeck/Sauerland und ihre Genese. — N. Jb. Mineral., Abh., **106**, S. 131—157, Stuttgart 1967.

MÜLLER, H.: Die Erzgänge des Freiberger Bergreviers. — Erläuterungen z. Geol. Spez.-Karte von Sachsen, Blatt Freiberg, Leipzig 1901.

MÜNICHSDORFER, F.: Mineralogisch-petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais. — Geogn. Jh., **21**, 1908, S. 59—91, München 1909.

MURAWSKI, H.: Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1954, S. 145—163, Stuttgart 1955.

NEUHAUS, A.: Über Uraninit im Granit von Weißenstadt, Fichtelgebirge. — Fortschr. Mineral., Krist., **32**, S. 80—81, Stuttgart 1953.

OELSNER, O. W.: Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. — Freiberger Forsch.-H., C **4**, 80 S., Berlin 1952. — [1952 b].

OSTERMEIER, J. B.: Eigenpotentialmessungen im Gebiet Wittelsbacher Höhe—Himmelreich bei Lam. — Bericht vom 9. 9. 1955, 8 S., 2 Anlagen, Archiv des Bayer. Geol. Landesamtes, München 1955 (Manuskript).

PFEUFER, H.: Geologisch-petrographisch-tektonische Untersuchungen der Gesteine im weiteren Bereich der Schwefelerzgrube „Bayerland"/Bayern. — (Mit einem Beitrag zur Genese der Golderzvorkommen von Neualbenreuth). — Geologica Bavarica, **45**, 96 S., München 1960.

PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. Berlin 1951/1962.

PUFFE, E.: Die Minerallagerstätten des südwestlichen Vogtlandes, ein Beitrag zur Kenntnis von Übergangslagerstätten. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., A, **74**, S. 333—448, Stuttgart 1938.

RECHENBERG, H.: Neue Untersuchungen über die Lagerstätte der Grube „Bayerland" in der Bayerischen Oberpfalz. — N. Jb. Mineral., Abh., **85**, S. 395—466, Stuttgart 1953.

REICH, H.: Bericht über magnetische Messungen in den Forstorten Griesbrunnen und Platte bei Pfaffenreuth. — R.-A. f. Bodenforsch., 7 S. (Geomagnet. Ktn. 1 : 5000 — unter Mitarbeit von BEIN), Berlin 1938 (Manuskript).

RÖSLER, H. J. & PILOT, J.: Die zeitliche Einstufung der sächsisch-thüringischen Ganglagerstätten mit Hilfe der K-Ar-Methode. — Freiberger Forsch.-H., C **209**, S. 87—98, Leipzig 1967.

SATTRAN, V. & ČADEK, J.: Zur räumlichen Verbreitung varistischer, saxonischer und noch jüngerer Bildungen im Böhmischen Massiv. — Freiberger Forsch.-H., C **209**, S. 65—71, Leipzig 1967.

ŠMEJKAL, V.: Chemische Umwandlungen bei der Vergreisenung der Gesteine in der Umgebung von Cínovec. — Věstn. ÚÚG, **42**, S. 23—31, Praha 1967.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Erzlagerstätten am Schauinsland im südwestlichen Schwarzwald. — Metall und Erz, **26**, S. 161—166, Clausthal 1929.

SCHREYER, W., KULLERUD, G. und RAMDOHR, P.: Metamorphic Conditions of Ore and Country Rock of the Bodenmais, Bavaria, Sulfide District. — N. Jb. Mineral., Abh., **101**, S. 1—26, Stuttgart 1964.

SCHRÖCKE, H.: Zur Paragenese erzgebirgischer Zinnerzlagerstätten. — N. Jb. Mineral., **87**, S. 33—109, Stuttgart 1954.

— Zur Geochemie erzgebirgischer Zinnerzlagerstätten. — N. Jb. Mineral., **87**, S. 416—456, Stuttgart 1954.

— Petrotektonische Untersuchung des Cordieritgneisgebietes um Bodenmais im Bayerischen Wald und der eingelagerten Kieslagerstätten. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petr., **4**, S. 464—503, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1955.

— Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte der St. Johanniszeche bei Lam im Bayerischen Wald. — Geologica Bavarica, **25**, S. 129—166, München 1956.

SCHÜRENBERG, H.: Die Blei-Zink-Erzgänge des Südschwarzwaldes. — Beih. Geol. Jb., **29**, S. 33—188, Hannover 1957.

SCHUST, F.: Strukturelle Probleme der regionalen Metallogenie des Erzgebirges und Vogtlandes. — Z. angew. Geol., **14**, S. 57—65, Berlin 1968.

SPROSS, W.: Gefügeanalyse und tektonische Geschichte der Grube „Bayerland" im Oberpfälzer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **86**, S. 393—436, Stuttgart 1954.

STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5837 Weißenstadt. — 194 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1964.

STRUNZ, H.: Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Ein Mineralogisch-geologischer Übersichtsführer. — Acta Albertina Ratisbonensia, **20** (Sonderheft), 1951/52, S. 81—203, Regensburg 1953.

— Die Radioaktivität des Zinkspinells von Bodenmais und deren Ursache. — Der Aufschluß, **13**, S. 47—52, Göttingen 1962.

— Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes. — Der Aufschluß, **21**, Sonderheft, S. 6—91, Göttingen 1971.

STRUNZ, H., SEELIGER, E. & TENNYSON, CH.: Mineralien aus der Fürstenzeche im Bayerischen Wald. — Der Aufschluß, **6**, S. 145—151, Roßdorf bei Darmstadt 1955.

TEUSCHER, E. O.: Berichte über radiometrische Prospektion auf Thorium in der Grube Silberberg/Bodenmais. — Archiv des Bayer. Geol. Landesamtes, München 1953—1962 (Manuskript).

TISCHENDORF, G., FRIESE, G. & SCHINDLER, R.: Die Dunkelglimmer der westerzgebirgisch-vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenetische Indikatoren. — Geologie, **18**, S. 384—399 u. S. 1024—1044, Berlin 1969.

TRÖGER, W. E.: Die Golderzgänge bei Brandholz im Fichtelgebirge. — Dipl.-Arb. d. Bergakademie Freiberg/Sa. 1924.

URBAN, H. & VACHÉ, R.: Die Kupfererzlagerstätten von Kupferberg—Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse. — Geologica Bavarica, **65**, S. 74—106, München 1972.

Wernicke, F. & Teuscher, E. O.: Die neue vogtländische Wolframitlagerstätte von Pechtelsgrün. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 87—104, Berlin 1936.

Weinelt, Wi.: In: Emmert, U. und Weinelt, Wi.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5935 Marktschorgast. — 286 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1962. — [1962a].

— In: Okrusch, M. und Weinelt, Wi.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen. — 327 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1965.

— In: Backhaus, E. und Weinelt, Wi.: Über die geologischen Verhältnisse und die Geschichte des Bergbaues im Spessart. — Veröff. Geschichts- u. Kunstver. Aschaffenburg e. V., **10**, Beiträge zur Geologie des Aschaffenburger Raumes, S. 217—250, Aschaffenburg 1967. — [1967a].

— Nachweis einer Bunten Metamorphit-Serie im Moldanubikum des Mittleren Bayerischen Waldes (Blatt Nr. 6946 Hirschbach). — Vortrag anläßlich der 61. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in München am 20. 2. 1971.

Wolf, H.: Die Schwefelkieslagerstätte „Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz und ihr geologischer Rahmen. — Acta Albertina Ratisbonensia, **31**, S. 58—100, Regensburg 1971.

Wurm, A.: Über die neu aufgedeckten Erbendorfer Blei-Zink-Erzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge. — Geogn. Jh., **34**, 1921, S. 103—112, München 1922.

— In: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. — I. Bd.: Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. 212 S., München 1924.

— Über ein größeres Schwefelvorkommen als Neubildung in der Zementationszone der Schwefelkieslagerstätte von Pfaffenreuth bei Waldsassen in Bayern. — Z. prakt. Geol., **35**, S. 129—144, Halle 1927.

— Zur Genese der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Geogn. Jh., **40**, S. 53—58, München 1930.

Zeino, H.: Die Genese der hydrothermalen Mineralisation im südwestlichen Schwarzwald. — 117 S. (Kurzfassung 13 S.), Inaugural-Dissertation Universität Frankfurt a. M. 1967.

Ziehr, H.: Erzvorkommen im Fichtelgebirge und in der Münchberger Gneismasse. — Der Aufschluß, **11**, S. 118—127, Heidelberg 1960.

— Zur Verbreitung von Uran und Thorium in der Oberpfalz. — Der Aufschluß, **16**, Sonderheft, S. 270—291, Heidelberg 1967.

Zoubek, V. et al.: Tectonic Development of Czechoslovakia. — 224 S., 1 tekton. Kte., Praha 1960.

Zu 2.7.—2.8. Fluorit—Baryt, Quarz

Bauberger, W.: Horizontale und vertikale Faziesunterschiede im Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier. — Geologica Bavarica, **55**, S. 53—61, München 1965.

— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6539 Nabburg. — 151 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1967.

— Bericht über die Tiefbohrungen der Grube „Cäcilia". — Archiv des Bayer. Geol. Landesamtes, München 1969 (Manuskript).

Benešová, Z. & Čadek, J.: Fluorite mineralization in Permo-Carboniferous rocks near Cetenov. — Věstn. (Bull. of the Geol. Survey), **46**, S. 339—346, Praha 1971.

Borchert, H.: Zur Geochemie des Fluors. — Heidelberger Beitr., **3**, S. 36—43, Heidelberg 1952.

— Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. — Geol. Rdsch., **50**, S. 131—165, Stuttgart 1960.

Bosse, H. R.: Die Flußspatgänge im Südostteil des Nabburg—Wölsendorfer Reviers. — Geol. Jb., **82**, S. 869—908, Hannover 1965.

Bültemann, H. W.: Mineralien aus den Wölsendorfer Flußspatgruben. — Der Aufschluß, **5**, S. 211—212, Göttingen 1954.

— Ein Eisenuranglimmer von Wölsendorf/Opf. — Der Aufschluß, **5**, S. 226—227, Göttingen 1954.

— Über das Vorkommen von Autunit, Torbernit, Coffinit, Phosphuranylit und Parsonsit am Pfahl bei Riedhof (Bayerischer Wald). — Bericht Nr. 5/59 der Gewerkschaft Brunhilde, Hannover-Buschhof - Uetze 1959 (Manuskript).

BUSCHENDORF, F.: Die Uranprospektion in den Flußspatgruben der Oberpfalz. — Hannover 1960.

CORRENS, C. W.: Über die Geochemie des Fluors und Chlors. — N. Jb. Mineral., Abh., **91**, S. 239—256, Heidelberg 1957.

DAHLGRÜN, F. und EINECKE, G.: Die Flußspatvorkommen Deutschlands. — 55 S., unveröff. Bericht, R.-A. f. Bodenforsch., Berlin 1941.

DORN, P.: Geologie des Wendelsteiner Höhenzuges bei Nürnberg. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 522—564, Berlin 1926.

— Geologie der Flußspat-Lagerstätten der Bayerischen Ostmark. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., **25**, 1936, S. 1—23, Stuttgart 1936.

DRECHSLER, F.: Zur Mineralführung und Chemie der Oberpfälzer Flußspatgänge. — Ber. naturwiss. Ver. 1924, S. 1—46, Regensburg 1925 u. N. Jb. Mineral., **53**, Abt. A, S. 135—144, Stuttgart 1926.

EINECKE, G.: Die Flußspatlagerstätten der Welt. 408 S., Verl. Stahleisen GmbH., Düsseldorf 1956.

FISCHER, G.: Exkursionsführer zur Nachexkursion; Kristallin des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz während der 44. Jahrestagung der DMG vom 5. bis 13. September 1966 in München. — 58 S., München 1966.

FREYBERG, B. v.: Ein neuer Flußspatabbau (Grube Rückersberg bei Lichtenberg), Frankenwald. — Geol. Bl. NO-Bayern, **1**, S. 107—108, Erlangen 1951.

FÜRST, M.: Ein Schwerspatvorkommen östlich von Creussen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **2**, S. 38—39, Erlangen 1952.

GEHLEN, K. v.: Sekundär-hydrothermale Mineralisation im Burgsandstein des Wendelsteiner Höhenzuges bei Nürnberg. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, S. 12—21, Erlangen 1956.

GEHLEN, K. v., NIELSEN, H. und RICKE, W.: S-Isotopen-Verhältnisse in Baryt und Sulfiden aus hydrothermalen Gängen im Schwarzwald und jüngeren Barytgängen in Süddeutschland und ihre genetische Bedeutung. — Geochimica et Cosmochimica Acta, **26**, S. 1189—1207, London 1962.

GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Bemerkungen über das Vorkommen des antozonhaltigen Flußspates am Wölsenberg in der Oberpfalz. — Sitz.-Ber. d. Kgl. Bayer. Akad. Wiss., S. 301—329, München 1863.

HARTMANN, E.: In: BAYERISCHES OBERBERGAMT: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns, Bd. II. Franken, Oberpfalz und Schwaben nördlich der Donau. — 512 S., München 1936.

HEGEMANN, F.: Die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl. — Chemie der Erde, **10**, S. 521—538, Jena 1936.

HEGEMANN, F. und WILK, G.: Emissionsspektrographische Bestimmungen der seltenen Erdmetalle im Flußspat von Wölsendorf. — N. Jb. Mineral., Mh., S. 147—159, Stuttgart 1964.

HENRICH, F.: Über den Stand der Untersuchung der Wässer und Gesteine Bayerns auf Radioaktivität etc. — Z. angew. Chemie. **33**, S. 5—8, 13—14 und 20—22. Weinheim 1920.

— Über ein Vorkommen von Uranpecherz in Bayern. — Z. angew. Chemie, **37**, S. 667, Weinheim 1924.

HORSTIG, G. v.: Mineralabfolge und Tektonik in den flußspatführenden Mineralgängen des Frankenwaldes. — Geologica Bavarica, **65**, S. 160—184, München 1972.

JAHN, A.: Die Mineralien der Flußspatgrube Ludwig Vereinigt Feld zu Schönbrunn bei Ölsnitz im Vogtland mit Bemerkungen über die Ausscheidungsfolge und den Trachtwechsel der Flußspatkristalle. — Plauen 1929.

JÄGER, E. & SCHILLING, S.: Vorläufiger Bericht über DTA-Untersuchungen an Wölsendorfer Fluorit. — Schweiz. mineral. petr. Mitt., **36**, Zürich 1956.

KIRCHHEIMER, F.: Bericht über das Vorkommen von Uran in Baden-Württemberg. — Abh. Geol. L.-A. in Baden-Württemberg, **2**, S. 1—127, Freiburg i. Br. 1957.

KLEIN, S.: Schwerspatanreicherung durch alkalische Verwitterungslösungen in einer fränkischen Keuper-Arkose und ihre regionale und geochemische Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 320—332, Berlin 1935.

KOCHER, R.: Die Erzführung auf den Wölsendorfer Flußspatgängen. — Lagerstättenkundl. Meldearbeit Bergakademie Clausthal 1937 (Manuskript).

KÖHLER, J.: Zur Entstehung der Nabburger Flußspatlagerstätten. — Geol. Rdsch., **32**, S. 71—92, Stuttgart 1941.

KRAUS, G.: Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg, Bayerischer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **92**, S. 109—146, Stuttgart 1959.

LAUBMANN, H.: Über Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat in den Flußspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz. — Cbl. Mineral. usw., 1913, S. 353—356, Stuttgart 1913.

LENZ, H., WENDT, I. & GUDDEN, H.: Altersbestimmungen an sekundären Uranmineralien aus dem Fichtelgebirge und dem nördlichen Oberpfälzer Wald nach den Pb/U-Methoden. — Geologica Bavarica, **49**, S. 124—133, München 1962.

LÖW, O.: Freies Fluor im Flußspat von Wölsendorf. — Ber. Deutsch. Chem. Ges., **14**, S. 1144, Berlin 1881.

MOSEBACH, R.: Petrographische Studien im Kristallin des Spessarts, Pegmatite und deren Mineralien. — Senckenbergiana, **20**, S. 443—462, Frankfurt a. M. 1938. — [1938b].

MÜGGE, O.: Über radioaktive Höfe in Flußspat, Spinell, Granat und Aenigmatit. — Göttinger Nachr., **1**, S. 1—16, Göttingen 1923.

OBENAUER, K.: Zur Tracht und Paragenese des Flußspats. — N. Jb. Mineral., **66**, Beil.-Bd., S. 89—119, Stuttgart 1933.

PÁCAL, Z. & PAVLU, D.: Petrographische Typen von Greisen in der Umgebung von Horní Blatna. — Věstn. ÚÚG, **42**, S. 429—434, Praha 1967.

PREUSS, E. & ZIEHR, H.: Zur Verbreitung des Quecksilbers in ostbayerischen Flußspatlagerstätten. — Geol. Rdsch., **55**, S. 400—414, Stuttgart 1965.

PRIEHÄUSSER, M.: Die Flußspatgänge der Oberpfalz. — Z. prakt. Geol., **16**, S. 265—269, Halle 1908.

— Die Regensburger Flußspatgänge. — Z. prakt. Geol., **32**, 1924, S. 49—53, Halle 1924.

PROTAS, J.: La wölsendorfite, nouvelle espèce uranifère. — Comp. Rend. Akad. Sci., **244**, S. 2942—2944, Paris 1957.

RAMDOHR, P.: Das Vorkommen von Coffinit in hydrothermalen Uranerzgängen, besonders vom Co-Ni-Bi-Typ. — N. Jb. Mineral., Abh., **95**, S. 313—324, Stuttgart 1961.

REHWALD, G.: Die Flußspatgänge des Wölsenberges bei Nabburg. — Lagerstättenkundl. Meldearbeit, Bergakademie Clausthal 1926 (Manuskript).

RIEDEL, H.: Untersuchungen im Flußspatlagerstättenbereich westlich der Naab in der Oberpfalz. — N. Jb. Mineral., Abh., **87**, S. 240—320, Stuttgart 1954.

RIEDERER, J.: Der Paradoxit von Wölsendorf. — N. Jb. Mineral., Mh., 1966, S. 131—142, Stuttgart 1966.

RUZICKA, V.: Geological comparison between east european and canadian uranium deposits. — Geol. surv. of Canada, Paper 70—48, S. 1—66, Ottawa 1971.

SCHILLING, A.: Die radioaktiven Höfe im Flußspat von Wölsendorf. — N. Jb. Mineral. usw., **53**, Beil.-Bd., Abt. A, S. 241—265, Stuttgart 1926.

SCHMITZ, H.-H. & RÜSSEL, H.: Untersuchungen an Wölsendorfer Flußspäten. — Geol. Jb., **80**, S. 1—22, Hannover 1963.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — N. Jb. Mineral. usw., Mh., A, 1949, S. 191—202, Stuttgart 1949.

— Vergleiche der Uranerzvorkommen des mittleren Schwarzwaldes mit anderen Lagerstätten. — Mitt. Bad. Geol. L.-Anst. f. 1951, S. 84—105, Freiburg i. Br. 1951.

SCHOEP, A. & SCHOLZ, A.: Sur les minéraux uranifères (pechblende, ianthinite, kasolite etc.) découverts à Wölsendorf Bavière, et sur un nouveau minéral d'uranium. — Bull. Soc. Bèlge de Géol., **41**, S. 71—75, Bruxelles 1931/32.

SCHULZ, E.-G. & KIRCHMAYER, M.: Zur Gangtektonik einer Flußspatlagerstätte bei Wölsendorf (Oberpfalz, Bayern). — N. Jb. Mineral., Abh., **105**, S. 292—309, Stuttgart 1966.

SCHWERBER, M.: Das Vorkommen von Flußspat im Vogtlande. — Metall & Erz, **33**, S. 41—44, Halle 1936.

SEELIGER, E. & STRUNZ, H.: Erzpetrographie der Uranmineralien von Wölsendorf. — N. Jb. Mineral., Abh., **103**, S. 163—178, Stuttgart 1965.

SPROSS, W.: Die Aufbereitungsanlage der Grube „Bayerland". — Erzmetall, **12**, S. 153—156, Stuttgart 1959.

STEINMETZ, H.: Über Fluoritfärbungen. — Z. Krist., **61**, S. 388, Leipzig 1925.

STEINMETZ, H. & BRÜLL, E.: Radioaktive Höfe mit vierzähliger Symmetrie im Flußspat von Wölsendorf. — Heidelberger Beitr. z. Mineral. u. Petr., **4**, S. 255—268, Heidelberg 1954.

STRUNZ, H.: Orthotorbernit von Altrandsberg, Bayerischer Wald. — Der Aufschluß, **12**, S. 25—27, Göttingen 1961.

— Epitaxie von Pyrit auf Flußspat. — Der Aufschluß, **12**, S. 201—202, Göttingen 1961.

— Die Uranfunde in Bayern von 1804 bis 1962. — Acta Albertina Ratisbonensia, **24**, S. 5—92, bzw. Selbstverlag Naturwiss. Ver. Regensburg 1962.

STRUNZ, H. & SEELIGER, E.: Über das Uranerz Coffinit von Wölsendorf. — Der Aufschluß, **12**, S. 353—359, Göttingen 1961.

— Epitaxie von Bleiglanz auf Flußspat von Cornwall und Wölsendorf. — Der Aufschluß, **15**, S. 91—93, Göttingen 1964.

STRUNZ, H. & TENNYSON, CH.: Die sekundären Blei-, Zink- und Kupfermineralien von Wölsendorf. — Der Aufschluß, **14**, S. 285—289, Göttingen 1963 und **15**, S. 31—36, Göttingen 1964.

TEUSCHER, E. O.: Neuere Untersuchungen auf Bayerischen Flußspatvorkommen. — Geologica Bavarica, **35**, S. 5—38, München 1957.

— L'uranium dans la zone filons fluorifères de Nabburg/Bavière. — Colloque de Grenoble, de S.E.dÉ. A., Grenoble 1959.

TEUSCHER, E. O. & BUDDE, E.: Emanationsmessungen im Nabburger Flußspatrevier. — Geologica Bavarica, **35**, 59 S., München 1957.

TISCHENDORF, G.: Paragenetische und tektonische Untersuchungen auf Gängen der fluorbarytischen Bleierzformation Freibergs, insbesondere am Halsbrückener Spat. — Freiberger Forsch.-H., C **18**, 129 S., Berlin 1955.

TROLL, G.: Das Juravorkommen von Flintsbach und die Regensburger Straße. — Geol. Bl. NO-Bayern, **10**, S. 12—24, Erlangen 1960.

TUREKIAN, K. K. & KULP, J. L.: The geochemistry of strontium. — Geochim. et Cosmochim. Acta, **10**, S. 245—296, London 1956.

WEINELT, WI.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6021 Haibach. — 246 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1962. — [1962b].

— In: OKRUSCH, M., STREIT, R. und WEINELT, WI.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5920 Alzenau i. Ufr. — 336 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1967. — [1967b].

WEINELT, WO.: Beiträge zur Paläogeographie und Lithogenese der Bleiglanz-Bank des Mittleren Keupers im Raume zwischen Klettgau und Coburg. — Inaugural-Dissertation Universität Würzburg 1955 (Manuskript).

WENDT, I., et al.: Total Rock and Mineral Ages of Granites from the Southern Schwarzwald, Germany. — Eclogae geol. Helv., Vol. **63**/1, S. 365—370, Basel 1970.

WOLFF, P.: Charakterisierung verschiedener Fluorite Süddeutschlands durch ihre Gehalte an Yttrium, seltenen Erden und anderen Spurenelementen. — 91 S., Inaugural-Dissertation Techn. Universität Berlin 1967.

ZIEHR, H.: Die Flußspatgänge von Wölsendorf und deren Nebengestein. — Inaugural-Dissertation Universität München 1954 (Manuskript).

— Das Wölsendorfer Flußspatrevier. — Erzmetall, **8**, S. 416—422, Stuttgart 1955.

— Das Nabburg-Wölsendorfer Flußspatrevier. — Der Aufschluß, **6**, Sonderheft S. 55—69, Göttingen 1957.

— Bemerkungen zu den neuen Uranerzfunden in Wölsendorf. — Der Aufschluß, **12**, S. 300—302, Göttingen 1961.

— Ein neuer Fund von Uranpechblende und Coffinit im Nabburger Flußspatrevier und seine lagerstättenkundliche Bedeutung. — Geologica Bavarica, **60**, S. 143—149, München 1969.

Zu 2.9.—2.10. Wismut — Kobalt — Nickel, Antimon — Quecksilber

AMMON, L. v.: Über radioaktive Substanzen in Bayern. — Geogn. Jh., **23**, 1910, S. 191—209, München 1911.

BÜLTEMANN, H. W.: Die Uranvorkommen Ellweiler in Rheinland-Pfalz und Menzenschwand im Schwarzwald. — Erzmetall, **18**, S. 79—83, Stuttgart 1965.

BUDDE, E.: Uran-Thorium-Prospektion. — S. 831—842. In: BENTZ, A.: Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. 1, 1071 S., Stuttgart 1961.

BUSCHENDORF, F. & HANNAK, W.: Uran-Vorratsuntersuchungen im Flußspat bei Wölsendorf (Oberpfalz). — Erzmetall, **20**, S. 49—57, Stuttgart 1967.

DEGENS, E.: Geochemische Untersuchungen im Nebengestein fluor-barytischer Co-Ni-Bi-Ag-U-Erzgänge des mittleren Schwarzwaldes. — Glückauf, **92**, S. 842—852, Essen 1956.

ERNST, TH.: Uranium occurences at Tirschenreuth/Oberpfalz. — Colloque de Grenoble sur la Genèse des Mineralisations Uraniferes des Alpes Occidentales, S. 96—102, herausgegeben von der Europäischen Atomenergie-Gesellschaft, Madrid 1959.

FAHR, G. & HÖSEL, G.: Bentonitisierte Tuffe im Silur des südwestlichen Vogtlandes — Geologie, **13**, S. 429—438, Berlin 1964.

FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz. München 1792.

FRIEDRICH, G.: Über die Dispersion von Quecksilber in Böden im Bereich einiger Flußspatvorkommen von Nabburg—Wölsendorf. — Erzmetall, **23**, S. 482—486, Stuttgart 1970.

GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorland. 698 S., Gotha (Justus Perthes) 1879.

HARLASS, E. & SCHÜTZEL, H.: Zur paragenetischen Stellung der Uranpechblende in den hydrothermalen Lagerstätten des westlichen Erzgebirges. — Z. angew. Geol., **11**, S. 569—582, Berlin 1965.

HERMANN, F.: Die Antimonerzvorkommen Mittel- und Südosteuropas, ihre lagerstättenkundliche Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1947, S. 57—83, Wien 1949.

HESS v. WICHDORFF: Die Antimonerzlagerstätte der Umgegend von Schleiz und Greiz im reußischen Vogtlande. — Z. prakt. Geol., **18**, S. 240—249, Halle 1910.

HORSTIG, G. v.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5635 Nordhalben. — 168 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1966.

MAUCHER, A.: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland" bei Waldsassen in der Oberpfalz. — Z. angew. Mineral., **2**, S. 219—275, Berlin 1939.

— Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. — Freiberger Forsch.-H., C **186**, S. 173—187, Leipzig 1965.

OELSNER, O. W.: Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und Stellung der Bi-Co-Ni-Formation innerhalb dieser Vererzung. — Geologie, **7**, S. 682—701, Berlin 1958.

PREUSS, E. & ZIEHR, H.: Quecksilberhaltige Baryte im Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier. — Erzmetall, **18**, S. 124—128, Stuttgart 1965.

QUIRING, H.: Antimon. In: Die metallischen Rohstoffe. — H. 7, 155 S., Stuttgart 1945.

RAMDOHR, P. & ÖDMANN, O.: Falkmanit ein neues Bleispießglanzerz und sein Vorkommen, besonders in Boliden und Grube „Bayerland". — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **75**, A, S. 315—350, Stuttgart 1939.

STRUNZ, H.: Zinnober und Wölsendorfit von Wölsendorf, Opf. — Acta Albertina Ratisbonensia, **22**, S. 144, Regensburg 1956/58.

STRUNZ, H. & SEELIGER, E.: Erzpetrographie der primären Uranmineralien von Wölsendorf/Opf. — N. Jb. Mineral., Abh., **94**, S. 681—719, Stuttgart 1960.

TISCHENDORF, G.: Einige Bemerkungen zur Verteilung von Elementen, insbesondere von Arsen und Antimon auf magmatischen Lagerstätten. — Geologie, **4**, S. 660—672, Berlin 1955.

WERNER, C.-D.: Geochemie und Paragenese der saxonischen Schwerspat-Flußspatgänge im Schmalkaldener Revier. — Freiberger Forsch.-H., C **47**, 120 S., Berlin 1958.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 16. 5. 1972.

Geologica Bavarica	65	74—106	München 1972

Die Kupfererzlagerstätten von Kupferberg-Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse

Von Hans Urban & Raimund Vaché *)

Mit 20 Abbildungen, 4 Tabellen und 2 Beilagen

Kurzfassung

Die Kiesvorkommen im Gebiet von Kupferberg (Oberfranken) wurden erneut montangeologisch untersucht. Diese Untersuchungen ergaben, daß primäre kupferarme Pyriterze im Gefolge eines ordovizischen Vulkanismus als stratiforme, submarin-exhalative Lager gebildet wurden. Diese wurden während der varistischen Orogenese abhängig von ihrer geologischen Position unterschiedlich metamorphosiert. Exogene Vorgänge erzeugten anschließend sich ständig tieferverlagernde Oxydations- und Zementationsbereiche, welche in den Erzlagern zu einer deszendentzementativen Anreicherung der Bunt- und Edelmetalle führten. Daher setzt sich der oberflächennahe Metallreichtum nicht unbegrenzt in die Teufe fort. Eine bisher angenommene hydrothermale „Kupfergeneration" existiert nicht. Die Erzreserven im Lagerstättenbezirk betragen schätzungsweise noch 360 000 t Kupferreicherze mit 4,5 % Cu, 1 % Zn, 50 g/ Ag, 2 g/t Au, 325 000 t kupferführende Pyriterze mit 1,5 % Cu, 1 % Zn, 15 g/t Ag sowie größere Mengen nicht nutzbarer Pyrit-, Pyrit-Magnetit- und Magnetkieserze mit nur geringen Kupfergehalten.

Inhalt

Seite

1. Einführung 74
2. Der geologische Rahmen 76
   2.1. Die Gesteinsfolge und ihre Ablagerungsbedingungen 76
   2.2. Die tektonischen Verhältnisse 78
3. Die Erzlagerstätten 82
   3.1. Die Ausdehnung der Erzkörper 82
   3.2. Der Erzinhalt 89
   3.3. Bisherige Förderung und Erzreserven 98
4. Zur Genese der Erzvorkommen 99
5. Zusammenfassung 104
6. Literatur 105

1. Einführung

Die Kupferlagerstätten von Kupferberg und Wirsberg liegen östlich von Kulmbach auf der Hochfläche des Frankenwaldes in der Nähe seines Abbruches zum fränkischen Schichtstufenland. Dem Verlauf dieser großregionalen Bruchlinie folgt der Schorgastfluß. Seine Seitentäler gliedern die Hochfläche und beherbergen die Orte Kupferberg und Wirsberg (s. Abb. 1).

*) Anschrift der Verfasser: Dr. Hans Urban, Institut für allgemeine Geologie der Universität, Östervoldgade 5—7, Kopenhagen, Dänemark; Dr. Raimund Vaché, Annabergweg 11, D 8300 Landshut, B.R.D.

Die Erzvorkommen in diesem Gebiet stellen die bedeutendsten Kupferlagerstätten Bayerns dar. Ihre Entdeckung erfolgte im frühen 13. Jahrhundert. Seit dieser Zeit wurden die Vorkommen ausgebeutet. Durch ins Land gerufene Tiroler Bergleute blühte der Bergbau bald auf und bereits 1302 besaß der Ort Kupferberg das Stadtrecht. Über die weitere Geschichte gibt Tab. 1 Auskunft.

Tabelle 1

Bergbauliche Tätigkeit im Kupferberger Erzrevier

Zeit	Gegenstand der bergbaul. Tätigkeit	Arbeiter	Hütten	Unternehmer
—1350	Kupfererzförderung	500—1700	10	Bistum Bamberg
1620—1735	Kupfererzförderung	20—100	3	Bistum Bamberg
1768—1866	Schwefelerzförderung	20—40	2	2 private Gewerken
1892—1919	Vorrichtung von Kupfererzen	10—30	—	Gewerkschaft Kupferberg
1920—1925	Kupfererzförderung	—50	—	Mansfeld A.G.
1938—1939	allgem. Untersuchung	—30	—	Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau

Die erste moderne geologische Bearbeitung der Kupferberger Lagerstätte erfolgte durch BRAND (1922), bei dem auch die gesamte, bekannte ältere Literatur gesammelt ist. Weitere Beobachtungen fügte WURM (1927) hinzu. Beide Autoren stützten sich auf Befahrungen von Grubenaufschlüssen des damaligen Betriebes. Spätere Bearbeiter, so HEGEMANN & IBACH (1936), IBACH (1940) und ROST (1940), konnten infolge der Schließung der Gruben nur mehr vorhandenes Haldenmaterial untersuchen. Ihre Ergebnisse mußten daher manches Problem offenlassen.

In den Jahren 1935—1939 wurde vom Reichsamt für Bodenforschung eine Reihe geoelektrischer Messungen durchgeführt (KEUNECKE 1951). Die Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau brachte von 1940—1943 im Raume Kupferberg 8 Bohrungen nieder, wodurch etliche neue Reserven nachgewiesen werden konnten.

Das Gebiet zwischen Wirsberg und Guttenberg hat KRAUS 1950—1951 neukartiert. Die Ergebnisse wurden bei der Bearbeitung der geologischen Karte von Bayern, Blatt Stadtsteinach, 1 : 25 000 (1960) verwertet, wobei EMMERT, v. HORSTIG und WEINELT die entsprechenden Erläuterungen dazu verfaßt haben.

Die Gesellschaft zur Erforschung von Erzlagerstätten in Bayern (GEEB) führte 1965—1967 eine großräumige Erkundung der Vorkommen von Kupferberg—Wirsberg durch. Die Untersuchungen umfaßten folgende Arbeiten: Eine geologische Detailkartierung im Maßstab 1 : 5000 des Lagerstättengebietes zwischen Guttenberg und Wirsberg (s. Beilage 1); eine geochemische Kartierung des Bodens mit Probenabstand von 50 bzw. 100 m (insgesamt 1500 Proben); geoelektrische Widerstandsmessungen in 19 Profilen mit insgesamt 7,7 km Länge;

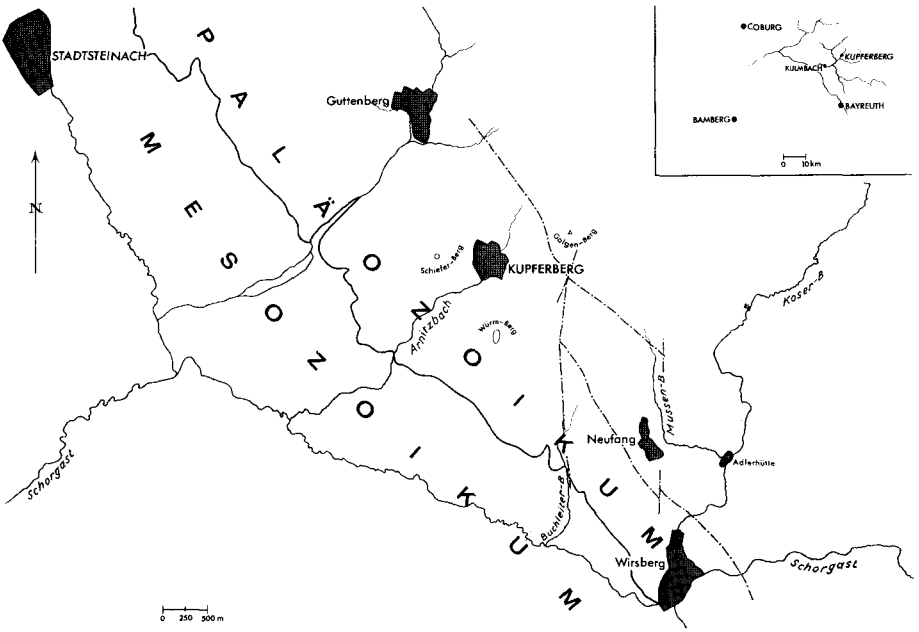


Abb. 1. Überblick über die geographische Lage von Kupferberg.

geoelektrische Tiefensondierungen bis 150 m Tiefe an 30 Punkten; Kernbohrungen an 17 Punkten mit insgesamt 3287 m Länge; chemische Analysen von 130 Schlitzproben und von weiteren 100 Bohrproben auf mehrere Metalle; mikroskopische Bearbeitung der Bohrproben.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen in vorliegender Arbeit mitgeteilt werden.

2. Der geologische Rahmen

2.1. Die Gesteinsfolge und ihre Ablagerungsbedingungen

Die Lagerstätten von Kupferberg—Wirsberg befinden sich in dem Gürtel von paläozoischen Gesteinen, welche die Münchberger Gneismasse fast allseitig umrahmen und in der sogenannten bayerischen Fazies ausgebildet sind. Aufgrund des zur Gneismasse hin fortschreitenden Metamorphosegrades unterteilt man dieses Paläozoikum in drei Gesteinsserien: 1. die Randschiefer-Serie, 2. die Prasinit-Phyllit-Serie und 3. die Randamphibolit-Serie. Nur die Randschiefer-Serie läßt sich altersmäßig — und zwar als ordovizisch — einordnen. Die Tab. 2 gibt eine Übersicht über den Gesteinsinhalt dieser drei Serien. Die Bearbeitung zahlreicher Dünnschliffe durch SANDREA (1967) bestätigte die petrographische Darstellung, wie sie in den Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Stadtsteinach (1960) gegeben wurde. In der Randschiefer-Serie wurden in inniger Vermischung feinklastische Sedimente, Tuffe verschiedener Art und Diabaslagen

festgestellt. Zwischen den Gesteinstypen der Randschiefer- und der Prasinit-Phyllit-Serie finden sich Übergänge, welche für die Gleichartigkeit des Ablagerungsraumes sprechen.

Besonders hervorzuheben ist, daß durch das genaue petrographische Studium der Grenzzonen zwischen der Prasinit-Phyllit-Serie und der Randamphibolit-Serie in den meisten Bohrprofilen ein bis zu 60 m mächtiger, fließender Übergang ohne tektonische Diskontinuitäten zwischen beiden Serien festgestellt wurde, der sich durch Anwesenheit einer barroisitischen Hornblende, schalenartigem Aufbau des kleinkörnigen Epidots und reichlichem Auftreten von Titan- und Sulfiderzen kundtut. In Bereichen, an denen die Prasinit-Phyllit-Serie von der Amphibolit-Serie durch eine Vertalkungszone getrennt wird, treten im Grenzbereich zum Randamphibolit feinschiefrige Gesteine mit hellgrünen Hornblenden auf, worauf schon KRAUS (1954) und WEINELT (1958) aufmerksam machen. Diese Angleichung von Amphibolit-Serie an Prasinit-Phyllit-Serie deutet WEINELT (1958) als diaphthoritische Erscheinungen an stark durchbewegten Grenzbereichen.

Da für die Gesteine der Randamphibolit-Serie ähnliche Ablagerungsbedingungen wie für die Gesteine der Prasinit-Phyllit-Serie vorauszusetzen sind, erscheint eine kartenmäßige Abgrenzung der beiden stofflich nahezu gleichen Serien in Bereichen ohne tektonische Trennungslinie nur schwer möglich.

Die stratigraphische Abfolge soll im folgenden kurz skizziert werden:

Die einzelnen Profile konnten durch markante Leithorizonte (z. B. Quarzkeratophyrtuffe, Rottonschiefer usw.) korreliert werden. Das Liegende der Randschiefer-Serie im Raum Kupferberg—Wirsberg bildet ein mehrere 100 m mächtiger Diabaskomplex. Dieser besteht aus einer Wechselfolge meist feinkörniger Laven (mit Tuffen und Schiefermaterial), welche von verschiedenen vulkanischen Zentren ausgeflossen sind. Die vulkanische Tätigkeit endete mit dem Auswurf von mächtigen Diabasbombentuffen. Durch die einzelnen Vulkane wurde ein submarines, 2—3 km breites Becken gekennzeichnet, dessen Zentrum im Raum zwischen Kupferberg und Neufang lag. Dieses geht aus der Mächtigkeitszunahme der darauffolgenden Sedimentserie hervor. Die Zunahme ist von Kupferberg nach Südosten und von Neufang nach Nordwesten gerichtet und beträgt etwa 50 m pro 1000 m horizontale Erstreckung. Der tiefste Teil des Beckens ist schon als erodiert zu betrachten, da die Mächtigkeit quer zur Trogachse in Richtung zum Ausbiß, d. h. nach Südwesten hin mit etwa 75 m auf 1000 m horizontaler Erstreckung zunimmt.

In diesem Becken wurde zuerst ein dunkles, feinpelitisches Sediment abgesetzt, das von den Bergleuten heute „Kohleschiefer" genannt wird und einen Tonschiefer darstellt. Nach dessen Sedimentation lebte die vulkanische Tätigkeit wieder auf und es kam vom Beckenrande her zum Einströmen von Diabasdecken. Im Beckeninneren wurde dagegen Explosivmaterial (Diabastuffe und Keratophyrtuffe) vermischt mit pelitisch-psammitischen Sedimenten abgelagert. Deutlich lassen sich dabei besonders zwei Diabastuffhorizonte 10—15 m übereinander im Profil unterscheiden, welche in der typischen „Schalsteinfazies" ausgebildet sind. Diese Tuffe und Tuffite sind die Träger der Vererzung. Über den Erzhorizonten setzten sich im Beckeninneren wieder sapropelitische Schwarzschiefer ab, die in sauerstoffreicheren Zonen in graugrüne Tonschiefer übergehen. Darauf folgt

Tabelle 2

Zur Petrographie der Randserien

Randschiefer-Serie	Prasinit-Phyllit-Serie	Randamphibolit-Serie
Bunte Tonschiefer u. sandige Schiefer z. T. kohlig oder eisenschüssig	Quarzphyllite, z. T. graphitisch	—
Diabastuffe (Aschentuffe, Schlackentuffe) z. T. verschiefert	Diabastuffprasinite verschiefert	gebänderter Amphibolit, verschiefert
Quarzkeratophyrtuffe	Quarzkeratophyrtuffe	—
Kalkspatadern u. Kalkspatbänder	Marmor- u. Kalkspateinlagerungen	Marmoreinlagerungen
Diabas (feinkörnig, mittelkörnig, porphyrisch)	Metadiabas (grobkörnig, massig)	Amphibolite (grobkörnig, massig)
Keratophyr	—	—
—	Talkschiefer	—

in allen Profilen eine gleichförmige Serie von grauen Tonschiefern mit der Einlagerung eines Keratophyrs. Eine erneut einsetzende stärkere vulkanische Tätigkeit führte zur Bildung mächtiger Diabasdecken, welche am Beckenrand in gutdurchlüfteten Bereichen von sehr charakteristischen eisenschüssigen Rotschiefern begleitet werden. Den Abschluß bildet eine Abfolge Diabas—Keratophyr—Diabas, welche von grauen Tonschiefern überlagert wird. Die Profile haben am Beckenrand eine Mächtigkeit von etwa 220 m, im Beckeninneren eine solche von 280 m.

Die Stratigraphie der Prasinit-Phyllit-Serie im Raum Neufang—Wirsberg ist wesentlich einfacher. Es wurde ein zweifacher Wechsel von mächtigen Prasinit- und Phyllit-Paketen bekannt, deren Mächtigkeiten dahingehend variieren, daß im Westen die Schiefer überwiegen, während im Osten die Prasinite vorherrschen. Einige Einlagerungen von Metadiabasen sind weithin zu verfolgen. In unmittelbarer Nähe der Lagerstätte an der Adlerhütte ist der Phyllit graphitführend ausgebildet. Das erzführende Gestein ist hier wie auch in Neufang ein gebänderter Prasinit, also ehedem ebenfalls ein D i a b a s t u f f. Bemerkenswert ist eine Vertalkungszone, die etwa 15 m im Hangenden der Erzlager als stratigraphischer Horizont vom Kosertal bis kurz vor Neufang zu verfolgen ist und welche nach Nordwesten auskeilt.

2.2. Die tektonischen Verhältnisse

Die Lagerstätten befinden sich großtektonisch gesehen in der SW-Umrandung der Münchberger Gneismasse, deren Problematik im Rahmen dieser Arbeit nicht diskutiert werden soll. Dagegen sollen jedoch Beobachtungen mitgeteilt werden, die diese Themastellung berühren.

Tektonisch unterschied man bisher auf dem Kartenblatt Stadtsteinach insgesamt 4 Einheiten, welche sich durch einen verschiedenen Metamorphosegrad des häufig recht einheitlichen Stoffbestandes auszeichnen sollten. Es waren dies die Münchberger Gneismasse, die Randamphibolitzone, die Prasinit-Phyllitzone und die Randschieferzone. Diese vier Einheiten werden als tektonische Schuppen aufgefaßt, welche an Überschiebungen, bzw. Aufschiebungen dachziegelartig übereinandergeglitten sind.

Dazu ist folgendes zu bemerken: Die Gneisrandüberschiebung nordöstlich von Kupferberg taucht flach nach NE ab. Dies geht besonders deutlich aus dem Kartenbild im oberen Arnitztal hervor. Die Trennung der Randamphibolitzone von der Prasinit-Phyllitzone durch eine Überschiebung hat sich generell gesehen nicht bestätigt. Die Bohrprofile westlich des Mussenbaches haben dagegen einen kontinuierlichen Übergang ohne tektonische Zerreißung ergeben. Die Aufschlüsse östlich davon bis zum Koserbach zeigen innerhalb des faziellen Übergangsbereiches eine ca. 1 km durchlaufende Vertalkungszone, an der lokal Anzeichen von Verschiebungen zu erkennen sind. Diese Vertalkung ist nach Rost (1960) als Vergrünung von Serpentiniten zu deuten und tritt auch innerhalb der Gneismasse selbst auf. Hingegen ist die Prasinit-Phyllitzone vom Bereich der Randschiefer durch eine flache, mit 30—35° nach NE einfallenden Aufschiebung getrennt. Dieses geht aus der Grubenkartierung der im Rahmen der Aufschlußarbeiten 1939 hergestellten Querschläge I und II des Alexanderstollens sowie aus dem Profil der Bohrung K 19 hervor. Die Randschieferzone ist ihrerseits durch die Verwerfung der „Fränkischen Linie" vom mesozoischen Vorland getrennt. Sowohl die Randschiefer-Serie als auch die Prasinit-Phyllit-Serie weisen ein einheitliches Streichen der Gesteine von NW—SE bei einem Einfallen von 20—55° nach NE auf. Innerhalb der Serien sind anhand der Grubenaufschlüsse kleine, der Gneisrandüberschiebung gleichlaufende, nach NE fallende Überschiebungen mit Westvergenz zu erkennen.

Das Gebirge ist von zahlreichen Störungen durchsetzt, die den Schuppenbau zerschneiden und die in der ersten Anlage der varistischen Faltung zuzuordnen sind. Es herrschen folgende Richtungen vor: herzynisch (130—140°), erzgebirgisch (40—60°), N—S (165—25°) und E—W (75—110°). Bei den späteren Bewegungen des Gebirges in Oberkreide und Tertiär lebte ein Teil der Brüche als Abschiebung bzw. als schräge Blattverschiebung wieder auf. Für die Lagerstätten sind die Brüche in N—S und in erzgebirgischer Richtung am bedeutendsten. Der letzteren folgt neben einer großen Verschiebung längs des Arnitztales vor allem jene Verwerfung, welche im Görlitzanger den Lagerstättenzug abrupt abschneidet und etwa 500 m weit nach SW in Richtung Unterbirkenhof versetzt. Es dürfte sich hierbei um eine schräge Blattverschiebung handeln. Als zu einer der jüngsten Bewegungen gehörend, zumindest jünger als die Gneisrandüberschiebung, müssen die großen Nord-Süd-Störungen angesehen werden, auf denen auch heute noch Wässer zirkulieren, wie sich aus den geochemischen Analysen ergeben hat. Je ein solcher Bruch folgt dem Buchleiterbachtal und dem östlichen Ortsrand von Neufang.

Alter und Bewegung der „Fränkischen Linie" spielen für die Umlagerungen innerhalb der Lagerstätte eine entscheidende Rolle. Für diese aus einer Reihe von Einzelverwerfungen zusammengesetzte Störungszone muß ein Verwurfsbetrag

von mindestens 1000 m angenommen werden, um welchen das Mesozoikum des fränkischen Schichtstufenlandes gegen das Paläozoikum des Frankenwaldes abgesunken ist. Nach dem ersten Aufreißen der Fränkischen Linie, frühestens in der Oberkreide (TILLMANN 1958), haben sich jedoch die Hauptbewegungen im Tertiär abgespielt und dauerten, von Ruhepausen unterbrochen, bis in das Quartär hin an (HOFMANN 1955). Mit der ruckartigen Hebung des Frankenwaldes an dieser Linie war die Eintiefung des Gewässernetzes in die pliozäne Peneplain verbunden. Nach THAUER (1954) unterscheidet man 5 Terrassensysteme in den Tälern des Frankenwaldes, welche zum Main hin, d. h. quer über die Fränkische Linie entwässern.

Als Rest der altpliozänen Fastebene ragen der Würmberg (554 m) und der Galgenberg (580 m) nördlich von Kupferberg empor. In dieser Hochfläche waren im Oberpliozän breite Wannentäler angelegt (Oberläufe von Arnitztal und Buchleiterbachtal), welche Hangverflachungen bei etwa 500—520 m ü. NN und 470—480 m ü. NN aufweisen. Nach unten gehen diese Wannentäler mit scharfem Knick in Steilwandtäler über, welche ebenfalls Reste von Hangverflachungen zeigen (bei 435—450 m ü. NN und 390 m ü. NN). Diese Terrassen wurden nach THAUER (1954) im Altpleistozän angelegt. Die jüngsten (jungpleistozänen) Terrassen im Schorgasttal liegen bei etwa 340—350 m Höhe. Die diluviale Eintiefung macht bei Kupferberg also etwa 130 m aus. Die Einmündung des Arnitzbaches in die Schorgast liegt heute bei etwa 325 m ü. NN, die des Koserbaches bei etwa 370 m ü. NN. Die Eintiefung des Gewässernetzes und als vornehmliche Ursache dafür die Hebung des Lagerstättenraumes an der „Fränkischen Linie" hat seit dem Jungtertiär bis in die jüngste Zeit stattgefunden. Bereits BRAND (1922, S. 77—78) geht ausführlich auf diese 5 Terrassensysteme ein und unterstreicht die Bedeutung der zu ihrer Ausbildung führenden Vorgänge: „Für die Lagerstättenbeurteilung ist die Kenntnis dieser Vorgänge insofern von Bedeutung als mit jeder Schollenverschiebung und der dadurch bedingten Verlegung der Erosionsbasis eine Änderung des Grundwasserniveaus im Erzgebiet verbunden war, die auch eine allmähliche Verlagerung der Erze nach sich ziehen mußte. Nach den Erfahrungen über die sekundären Teufenunterschiede bildet das Grundwasser bekanntlich die Grenze zwischen der Zementationszone und der primären Zone. Die Erzkonzentration hat sich also, nach den vorbesprochenen Vorgängen zu schließen, seit dem Tertiär nach der Tiefe verschoben und darf nach der heutigen Lage der Schorgastbachsohle zirka 340 m über NN ihre unterste Grenze erreichen." Dieses Zitat ist eine der wenigen Stellen in der Arbeit von BRAND (1922), die durch starken Fettdruck hervorgehoben ist. Es bleibt letztlich zu bedauern, daß — aus welchen Gründen auch immer — diese wichtige Erkenntnis nicht Eingang in die erzgenetischen Überlegungen BRANDS gefunden hat.

Während die Täler des Arnitzbaches und Buchleiterbaches altangelegt sind und vorgezeichneten Störungslinien folgen, wurde der ebenfalls einer Störungslinie folgende und ehemals bei Wirsberg mündende Mussenbach in diluvialer Zeit vom Koserbach angezapft (heutiges Schluchttal des Hofbaches).

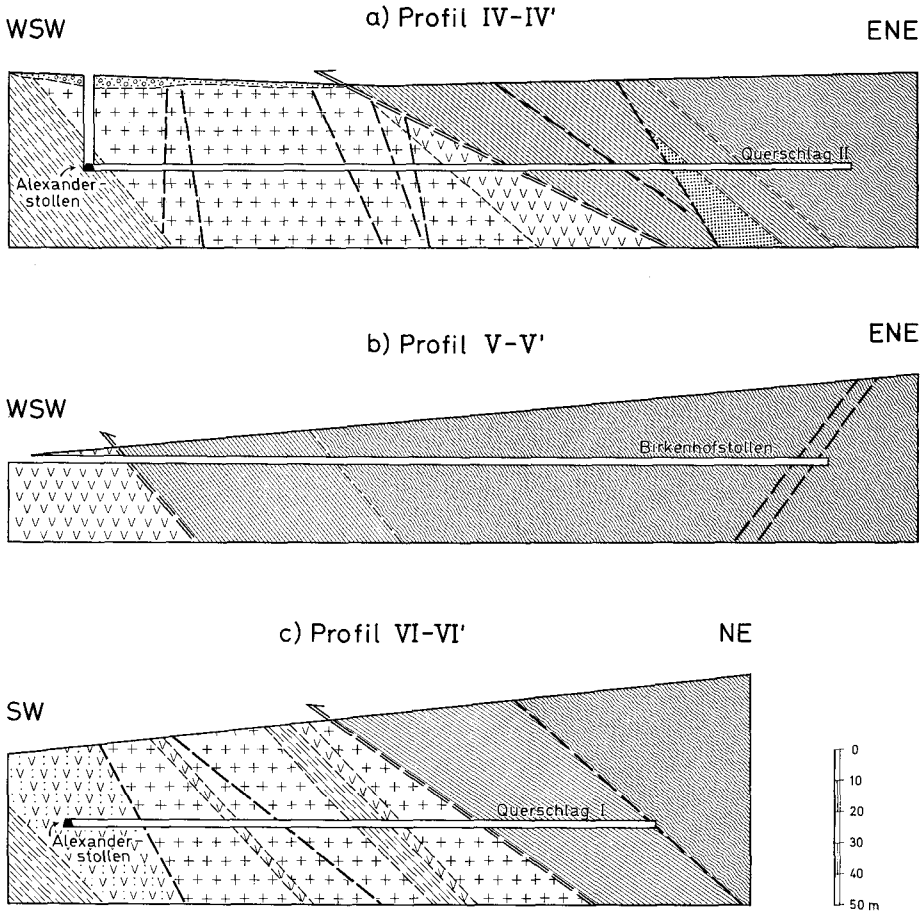


Abb. 2.
a) ENE—WSW-Profil (IV—IV') nördlich des Oberbirkenhofes.
b) ENE—WSW-Profil (V—V') zwischen Ober- und Unterbirkenhof.
c) NE—SW-Profil (VI—VI') südlich des Unterbirkenhofes.

3. Die Erzlagerstätten

Die Erzlagerstätten des Raumes Kupferberg—Wirsberg ziehen sich vom Schieferberg nordwestlich von Kupferberg in südöstlicher Richtung über rund 4 km bis zur Adlerhütte im Kosertal nördlich von Wirsberg hin (s. hierzu die Lagerstättenkarte, Beilage 2).

Der nördliche Abschnitt vom Schieferberg bis zum Weiler Unterbirkenhof hat die Serie der Randschiefer zum Nebengestein. Hier finden sich die eigentlichen Kupferberger Lagerstätten, die durch das Vorherrschen von Pyrit gekennzeichnet sind. Diese Erze treten hauptsächlich innerhalb zweier stark vergrünter Diabastuffhorizonte in Schalsteinfazies auf. Die beiden Horizonte sind stratiform 10—25 m über dem basalen Diabaskomplex einer Serie dunkler bituminöser Tonschiefer („Kohleschiefer") eingelagert. Der stratigraphische Abstand der beiden Schalsteinhorizonte beträgt 10—15 m. In selteneren Fällen sind die Tonschiefer in unmittelbarer Nähe der Tuffe selbst die Erzträger. Je nach Lage ist meist nur ein Tuffhorizont diskontinuierlich erzführend. Die äußere Form der Erzkörper innerhalb der Horizonte entspricht flachen Linsen oder Platten mit elliptischem Umriß. Das Einfallen der Lager beträgt allgemein 35—45° NE. Infolge dieses steileren Einfallens deuteten die alten Bergleute einen Teil der Vererzung als Lagergänge. Die neueren Untersuchungen konnten jedoch keine echten Gänge nachweisen.

Die südliche Fortsetzung der Lagerstätten von Neufang bis zur Adlerhütte tritt innerhalb der Prasinit-Phyllit-Serie auf und ist daher aufgrund des höheren Metamorphosegrades meist durch größere Magnetkiesgehalte charakterisiert. Die Prasinit-Phyllit-Serie ist mittels einer flachen Aufschiebung der Randschiefer-Serie aufgelagert. Dieses kommt besonders deutlich in den beiden Profilen der Querschläge I und II des Alexanderstollens von 1939 (s. Abb. 2a und c) sowie im Profil des Suchstollens unterhalb des Weilers Oberbirkenhof (Abb. 2b) zum Ausdruck. Diese Gegend wurde überdies durch geophysikalische Methoden 1935 und 1939 (KEUNECKE 1951) und durch geochemische Prospektion 1966 auf eine eventuelle Erzführung hin untersucht. Aus den negativen Ergebnissen all dieser Arbeiten ist zu folgern, daß die Vererzung nicht quer zur Faltentektonik aus dem Bereich der Randschiefer in die Prasinit-Phyllit-Serie übertritt, wie dieses WURM (1927) annimmt.

3.1. Die Ausdehnung der Erzkörper

In dem von Nordwesten nach Südosten über eine Länge von 4000 m fortstreichenden Lagerstättenzug von Kupferberg unterscheidet man folgende, voneinander völlig getrennte Erzlager:

a) Im äußersten Nordwesten findet sich das Lager der „Schieferbergzeche", welche vom Punkt 519 auf dem Schieferberg, am südlichen Ortsrand von Kupferberg vorbei, auf die Kupferberger Stadtpfarrkirche zustreicht und eine vererzte Länge von etwa 300 m aufweist. Das Erzlager setzt in kohligen Tonschiefern auf (s. Profil in Abb. 3) und enthält durchwegs nur Pyrit mit geringen Kupfergehalten. Die Schieferbergzeche war durch mehrere Schächte auf-

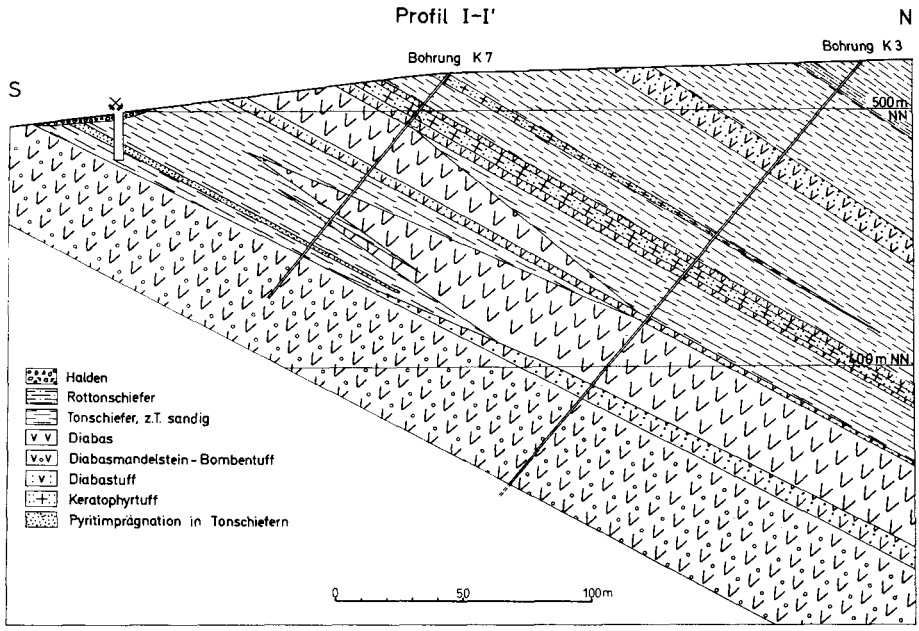


Abb. 3. N—S-Profil (I—I') durch das Lager der Schieferbergzeche.

geschlossen und wurde durch den bei der heutigen Gastwirtschaft Schiffauer angesetzten Schieferbergstollen unterfahren. Die Teufe des Erzlagers wurde durch die Bohrungen K 3, K 7 und K 8 erkundet. Während K 7 noch in einer Teufe von 455 m ü. NN ein 1,1 m mächtiges Lager einer armen Schwefelkiesvererzung durchfuhr, konnten die weiter tiefer im Einfallen angesetzten Bohrungen K 3 und K 8 keinerlei Erzspuren mehr nachweisen. Das Auskeilen des Lagers muß daher bei etwa 440 m ü. NN angenommen werden.

In der Nähe des Marktplatzes von Kupferberg wird die erzführende Gesteinsserie und mit ihr der basale Diabaskomplex durch eine SW—NE verlaufende Querstörung versetzt, welche dem oberen Talverlauf der Arnitz folgt.

b) Östlich der genannten Querstörung beginnt die Vererzung wieder mit der sogenannten „Alten Kupferberger Zeche", welche zur Gründung der Stadt Anlaß gegeben hatte. Die Zeche zieht sich innerhalb der Stadtmauern etwa 200 m nach Südosten bis zum Wetterschacht hin und wurde durch den am Marktplatz angesetzten Franz-Ludwig-Stollen entwässert. Die Kupfererzführung dieses ehemals sehr reichen Erzlagers mit Mächtigkeiten von 2—3 m wurde durch den alten Bergbau bis zu einer Teufe von etwa 435 m ü. NN verfolgt. Infolge der völligen Überbauung des Grubengebietes durch die Stadt Kupferberg konnten hier keine Tiefbohrungen durchgeführt werden.

c) Nach einer kurzen Unterbrechung östlich des Wetterschachtes setzt die Vererzung wieder mit dem Lager der „Schönbornzeche" ein. Dieses Lager wurde zuletzt 1919—1920 bergmännisch untersucht. Es war durch den Rothen-

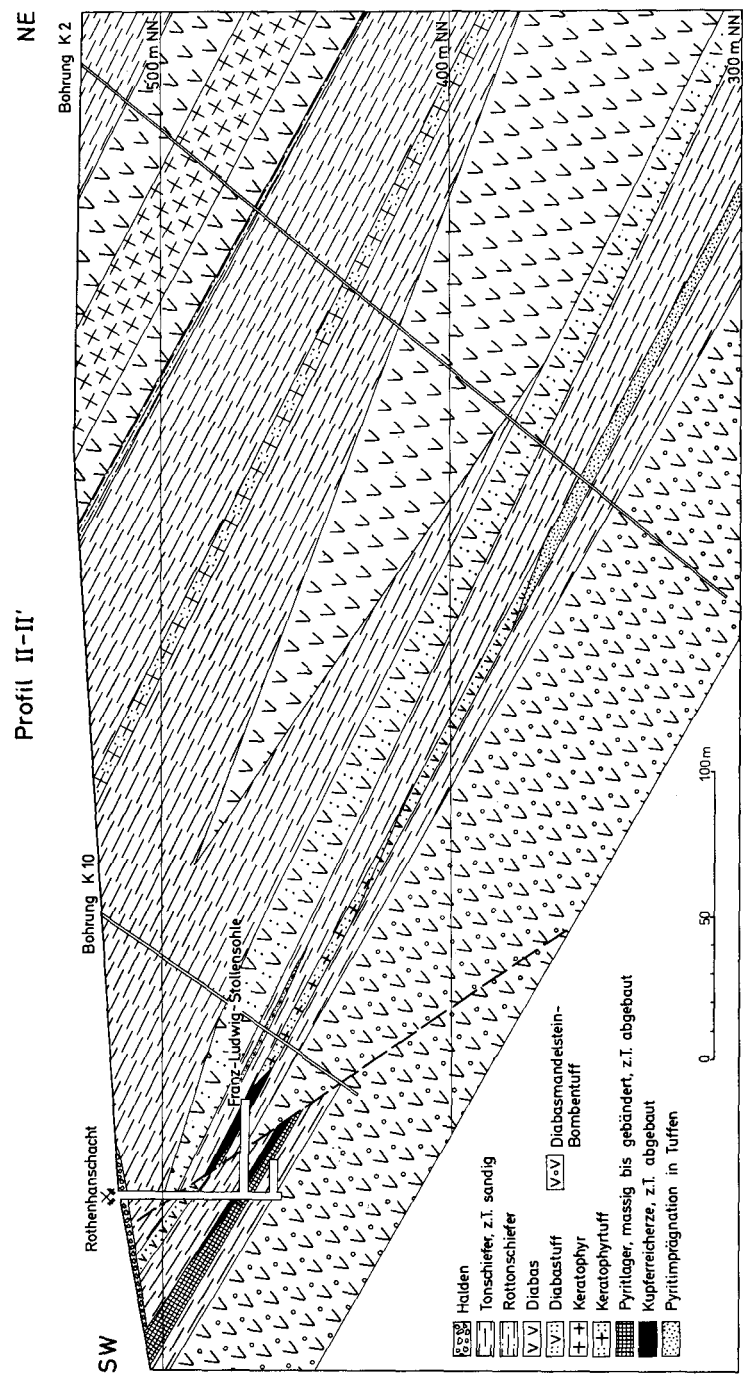


Abb. 4. NE—SW-Profil (II—II') durch das Lager der Schönbornzeche.

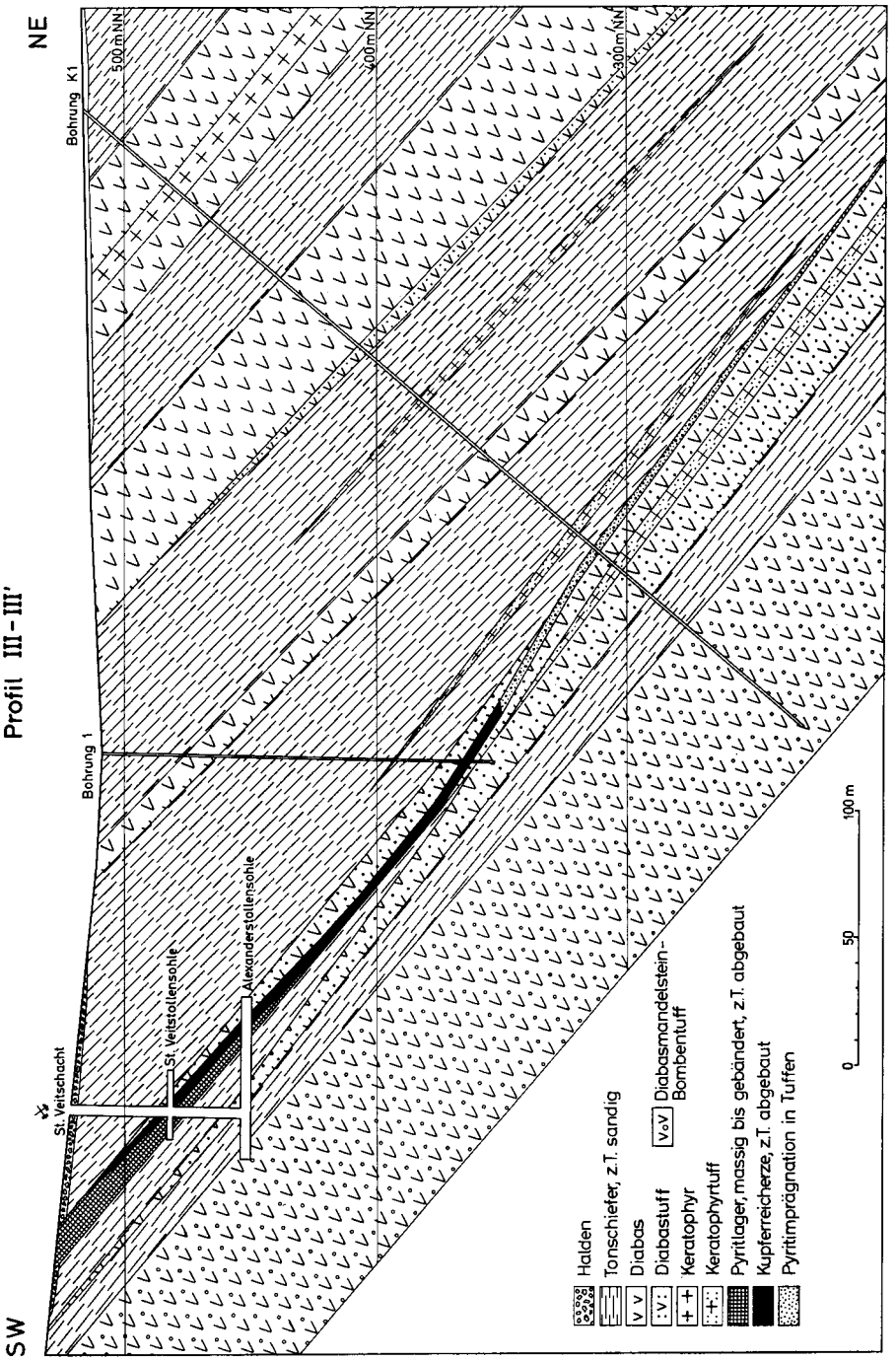


Abb. 5. NE—SW-Profil (III—III') durch das Lager des St.-Veit-Reviers.

hanschacht aufgeschlossen und wurde durch die Verlängerung des vorgenannten Franz-Ludwig-Stollens entwässert. Nach BRAND (1922) enthält das Profil des Schachtes zwei stark zersetzte Diabastuffhorizonte innerhalb dunkler Tonschiefer, von denen der untere in Mächtigkeiten von 1,5—4 m Kupfererz führte. Auch die im Liegenden des Diabastuffes auftretenden Tonschiefer führen reichlich Schwefelkies, welcher im Ausgehenden bis zu 8 m mächtig war. Nach der Teufe zu nahm die Erzführung hinsichtlich Gehalt und Mächtigkeit ab. Kupfererze wurden bis zu einer Teufe von etwa 470 m ü. NN festgestellt. Bereits in 460 m ü. NN fand man nur mehr arme Eisensulfide vor. Die etwas tiefer im Einfallen des Lagers angesetzte Bohrung K 10 traf anstatt der erzführenden Schalsteinhorizonte nur taube Quarzkeratophyre an. Die bedeutend tiefer angesetzte Bohrung K 2 durchteufte jedoch den stratigraphisch gleichen Horizont wieder in der Schalsteinfazies mit schwacher Schwefelkiesführung in einer Teufe von 350 m ü. NN und in einer Mächtigkeit von 2,5 m. Ein Profil durch das Lager der Schönbornzeche zeigt Abb. 4. Das Lager vertaubt nach Südosten. Etwa 50 m südöstlich des Rothenhanschachtes setzt eine weitere Querstörung durch.

d) Jenseits dieser Querstörung beginnt das Lager des „St.-Veit-Reviers". Es reicht bei etwa 450 m Länge bis an die St.-Veit-Querstörung und stellt das bedeutendste aller Kupferberger Erzvorkommen dar. Abgebaut wurde dieses Vorkommen durch mehrere Dutzend Schächte, wobei die Entwässerung durch den St.-Veit-Stollen und den Alexander-Stollen erfolgte. Durch den Bergbau, dessen letzte Arbeiten von 1925 datieren, und durch 7 Tiefbohrungen ist dieses Lager besonders gut bekannt. Das Lager des St.-Veit-Reviers ist an den oberen der beiden Diabastuffhorizonte gebunden. Das mittlere Einfallen beträgt 35° NE. Das Lager wird von zahlreichen Querstörungen mit Richtungsmaxima 45° durchsetzt. In den höheren Teufen, d. h. vom Ausbiß bis auf etwa 475 m ü. NN beobachtet man im zentralen Teil des St.-Veit-Reviers eine 8—12 m mächtige Schwefelkiesvererzung mit geringem Kupfergehalt. Im unmittelbaren Hangenden wird der Schwefelkies von einem kupferreichen Lager abgelöst, welches maximal bis zu einer Teufe von 350 m ü. NN, d. h. bis auf 180 m saigere Teufe nachgewiesen ist. An den Enden der Erzlinse keilt die Kupfervererzung bereits in höheren Teufen (380—400 m ü. NN) aus. Die Mächtigkeit des kupferreichen Lagers schwankt in den oberen Teufen von 1,5—3,0 m, in den mittleren Teufen von 3—5 m und in den unteren Teufen von 0,3—1,5 m. Im Zentrum der Linse geht das kupferreiche Lager unterhalb der Höhenkote 350 m ü. NN in eine kupferarme Schwefelkiesvererzung des Schalsteins über, welche noch in der Bohrung K 1 in etwa 310 m ü. NN mit einer Mächtigkeit von 3,85 m vorhanden ist. Die geologischen Verhältnisse im St.-Veit-Revier zeigt das Profil in Abb. 5.

e) Die St.-Veit-Querstörung schneidet das Erzlager des St.-Veit-Reviers ab und versetzt es etwa 500 m nach Süden. In diesem Lagerstättenteil („Kaiser-Heinrich-Zeche") sind von den Alten nur kupferarme Schwefelkiese in Mächtigkeiten von 1—2 m nachgewiesen worden. Die Bohrung K 16 hat in einer saigeren Teufe von 40 m ein 1,1 m mächtiges Schwefelkieslager innerhalb dunkler Tonschiefer nachgewiesen.

f) Im Liegenden der Kaiser-Heinrich-Zeche tritt am „Würmberg" ein weiteres, durch ein mächtiges Diabaspaket abgetrenntes Erzlager auf, welches

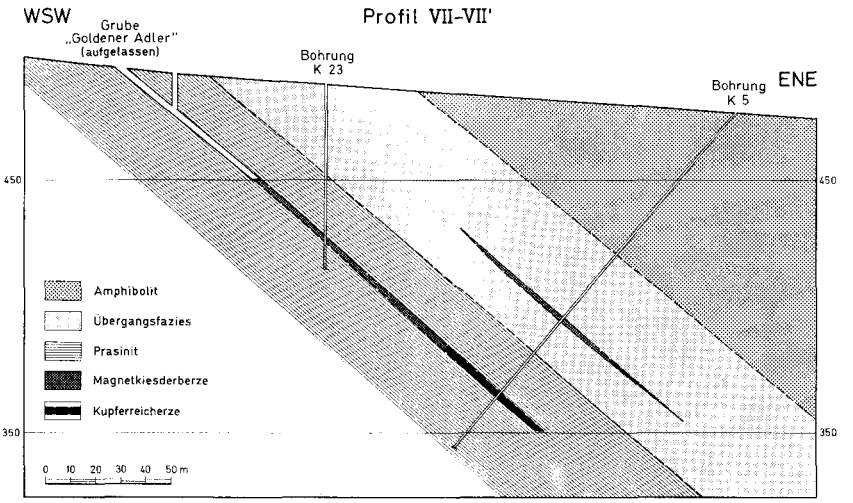


Abb. 6. ENE—WSW-Profil (VII—VII') durch das Lager des Goldenen Adler.

eine gebaute Länge von 150 m aufweist und ebenfalls mit 40° nach NE einfällt. Die Bohrung K 17 unterteufte dieses Lager und fand in etwa 70 m saigerer Teufe nur einen grauen Tonschiefer mit 0,2 m mächtiger Schwefelkiesvererzung.

Rund 1000 m südöstlich der St.-Veit-Querstörung treten die ersten Erzlagerstätten auf, welche die Prasinit-Phyllit-Serie und nicht mehr die Randschiefer-Serie zum Nebengestein haben.

g) Auf der Grube „Goldener Adler" wurde früher ein etwa 250 m langes Erzlager gebaut, das 140° streicht und mit 40° nach Nordosten einfällt. Das innerhalb stark vergrünter Prasinite gelegene Lager von elliptischer Form weist eine mittlere Mächtigkeit von 1,5 m auf und war durch den Bergbau bis in die Teufe von 450 m ü. NN nachgewiesen worden. Die Bohrung K 23 hat in einer Teufe von 420 m ü. NN das hier nur noch 0,4 m mächtige, weil randlich angetroffene Lager erneut durchörtert. Die Bohrung K 5 wurde im Zentrum der Linse und tiefer im Einfallen angesetzt und hat das Erzlager in einer Teufe von 365 m ü. NN reichlich vererzt mit 1,5 m Mächtigkeit durchfahren. Außerdem traf die Bohrung K 5 40 m im Hangenden dieses ersten Lagers noch ein zweites Erzlager mit 1,7 m Mächtigkeit an, welches nicht zum Ausbiß kommt und schon im Profil der Bohrung K 23 nicht mehr erscheint. Die 150 m weiter im Südosten angesetzte Bohrung K 19 hat das obere Erzlager in einer Mächtigkeit von 1,5 m angetroffen, während das untere Lager nicht mehr gefunden werden konnte. Die westlich von Bohrung K 5 angesetzte Bohrung K 22 hat keines der beiden Lager mehr nachweisen können. Das Profil der Zeche Goldener Adler zeigt die Abb. 6.

h) Etwa 700 m südöstlich der Zeche des Goldenen Adlers liegt die alte Grube „Goldener Falk" an der Adlerhütte. Diese Grube konnte in ihrer ganzen Ausdehnung befahrbar gemacht werden. Das Erzlager findet sich ebenfalls in vergrünten Prasiniten und wird unmittelbar im Hangenden von graphitischen

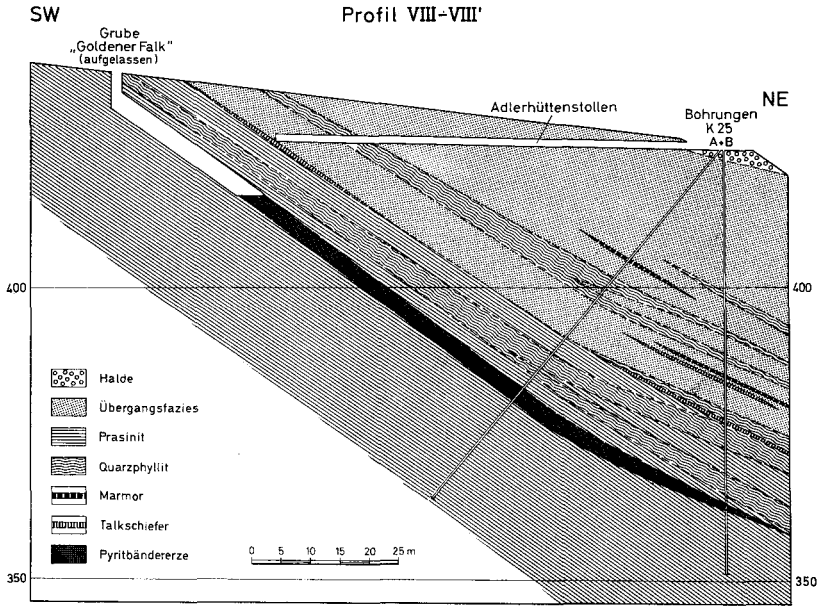


Abb. 7. NE—SW-Profil (VIII—VIII') durch das Lager des Goldenen Falken.

Quarzphylliten begleitet. Etwa 15—20 m im Hangenden des Erzlagers tritt ein weitverbreiteter Vertalkungshorizont auf, welcher im Streichen und Fallen linsenförmig an- und abschwillt. Diese Talkschiefer und die begleitenden Grünschiefer sind der Gegenstand eines lebhaften Bergbaus, dessen Grubenbauten für die Klärung der geologischen Verhältnisse wertvolle Aufschlüsse darstellen. Das Erzlager des Goldenen Falken weist eine Länge von 300 m auf, streicht 130° und fällt mit 40° nach NE ein. Im Westen spitzt es in der Höhe des Eugeniusstollens der Talkgrube aus. Die weitere Fortsetzung des Lagers nach Nordwesten, also in Richtung auf die Zeche des Goldenen Adlers, wurde durch die Bohrungen K 20 und K 21 erkundet. Es konnten jedoch nur geringmächtige Schwefelkiesführung in der stratigraphischen Position des Erzlagers nachgewiesen werden. Aus dem Vergleich der Profile ergibt sich, daß die Grube Goldener Falk dem unteren, Kupferkies führenden Erzlager in der Bohrung K 5 entspricht. Das Äquivalent des oberen, also des magnetkiesreichen Lagers in der Bohrung K 5, tritt in der Zeche des Goldenen Falken bei der Adlerhütte nicht mehr auf. Im Osten ist das Lager des Goldenen Falken in der alten Grube nur bis zum Koserbach bekannt. Jenseits desselben liegen weder Ausbisse noch künstliche Aufschlüsse vor. Die Tiefenfortsetzung des in der Grube über 3 m mächtigen Erzlagers wurde durch die Schräg- bzw. Vertikalbohrungen K 25 A und K 25 B erkundet. In diesen Bohrungen wurde das Erzlager in einer Teufe von 385 m ü. NN noch 3 m mächtig angetroffen. In der Teufe 360 m ü. NN zeigte es bei nur mehr 0,6 m Mächtigkeit eine auskeilende Tendenz.

Die Tab. 3 gibt abschließend eine Übersicht über die Dimensionen sämtlicher bekannten Vorkommen im Raume Kupferberg—Wirsberg, die Abb. 8 ein Gesamtprofil durch den Lagerstättenbereich.

Tabelle 3

Übersicht über die im Raume Kupferberg—Wirsberg bekannten Erzvorkommen

Zeche	Länge	Mächtigkeit (m)	max. Teufe i. Einfallen	Gesamtteufe ü. NN	max. Teufe ü. NN der Kupfervererzung
Schieferberg	300 m	1,0—2,0	120 m	440 m	470 m
Alte Kupferberger . . .	200 m	2,0—3,0	100 m	?	435 m
Schönborn	150 m	1,5—8,0	95 m	450 m	470 m
St.-Veit-Revier	450 m	0,2—12,0	350 m	300 m	350 m
Kaiser-Heinrich	100 m	1,0—2,0	60 m	430 m	?
Würmberg	150 m	1,0—2,5	80 m ?	420 m ?	450 m
Goldener Adler . . .	250 m	1,0—2,0	250 m	350 m ca	360 m
Goldener Falke	300 m	2,0—3,0	150 m	350 m	—

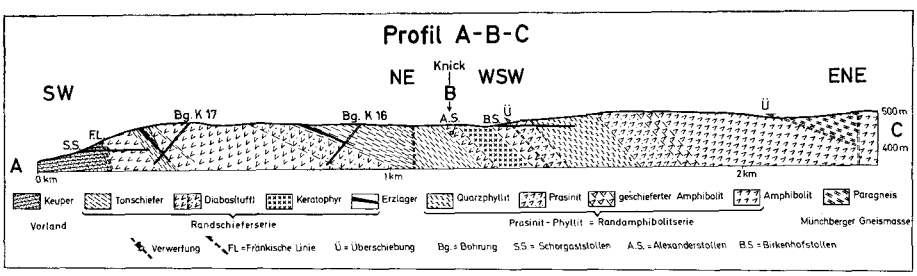


Abb. 8. Gesamtprofil vom Fränkischen Schichtstufenland im SW bis zur Münchberger Gneismasse im ENE.

3.2. Der Erzinhalt

Die im Raume Kupferberg—Wirsberg gewonnenen Erze waren überwiegend Kiese. In Abhängigkeit von der geologischen Position des jeweiligen Einzelvorkommens sind die Hauptmineralien Pyrit und/oder Kupferkies einerseits und Magnetkies und/oder Kupferkies andererseits.

Die erste Zusammenstellung der darüberhinaus beobachteten Erzmineralien wird von BRAND (1922) gegeben. Danach wurden festgestellt:

a) in den oberen Teufen:
- gediegen Kupfer
- Cuprit
- Chrysokoll
- Malachit
- Atakamit
- Azurit
- kobalthaltige Kupferschwärze
- Ziegelerz
- Limonit

b) in den mittleren und unteren Teufen:
- Kupferglanz
- gediegen Kupfer

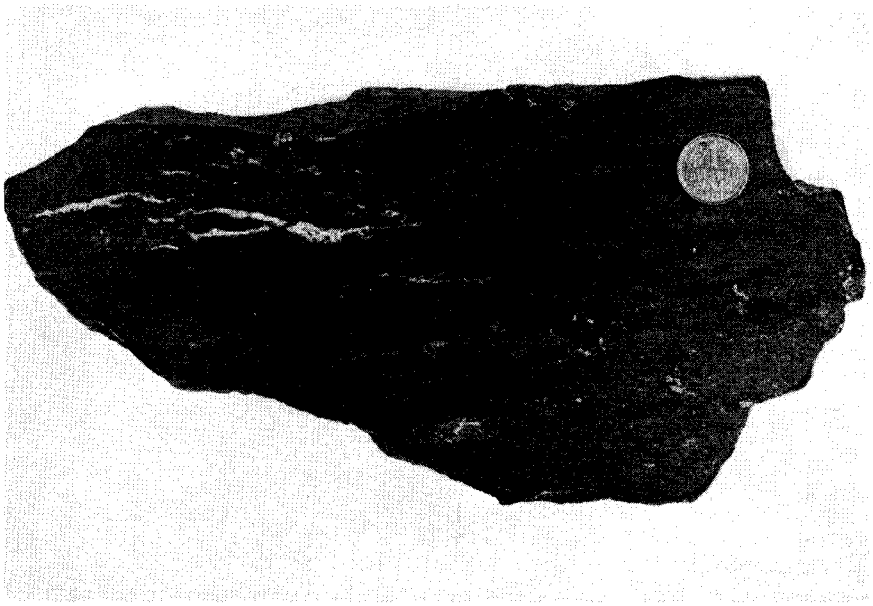


Abb. 9. Erztyp I. Massiges, fein- bis mittelkörniges Pyriterz mit einzelnen Quarzlagen.

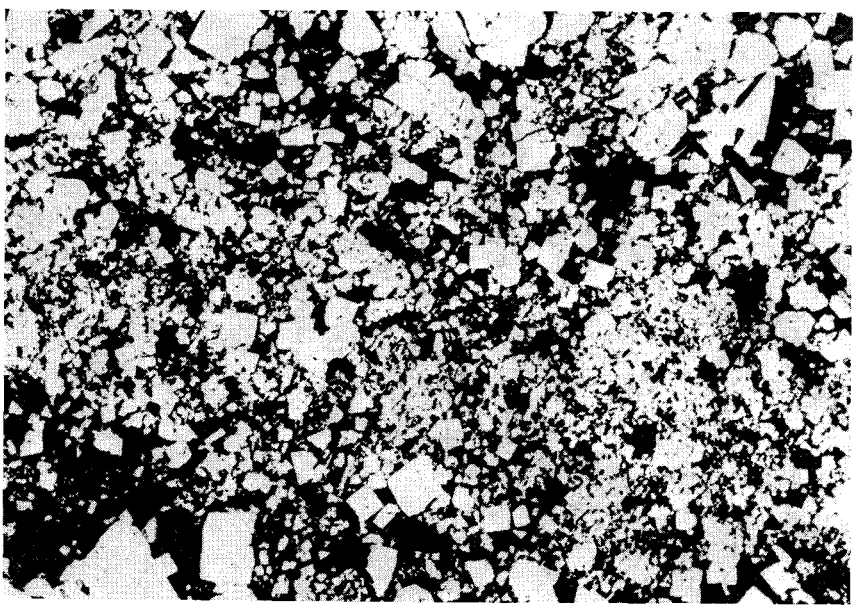


Abb. 10. Erztyp I. Feinkörniges Pyriterz. Der Pyritgehalt ist hier überwiegend feinst verteilt und zeigt nur an einzelnen Stellen den Beginn der Sammelkristallisation. Vergrößerung etwa 100 : 1.

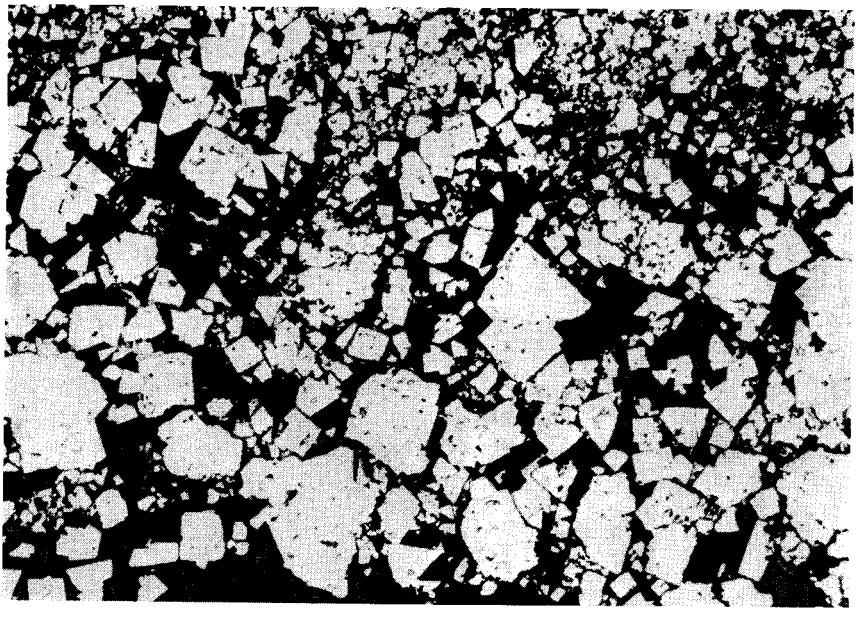


Abb. 11. Erztyp I. Mittelkörniges Pyriterz. Die Sammelkristallisation des Pyrites ist fortgeschritten. In mehreren Pyritkörnern ist etwas Kupferkies zu erkennen. Vergrößerung etwa 100 : 1.

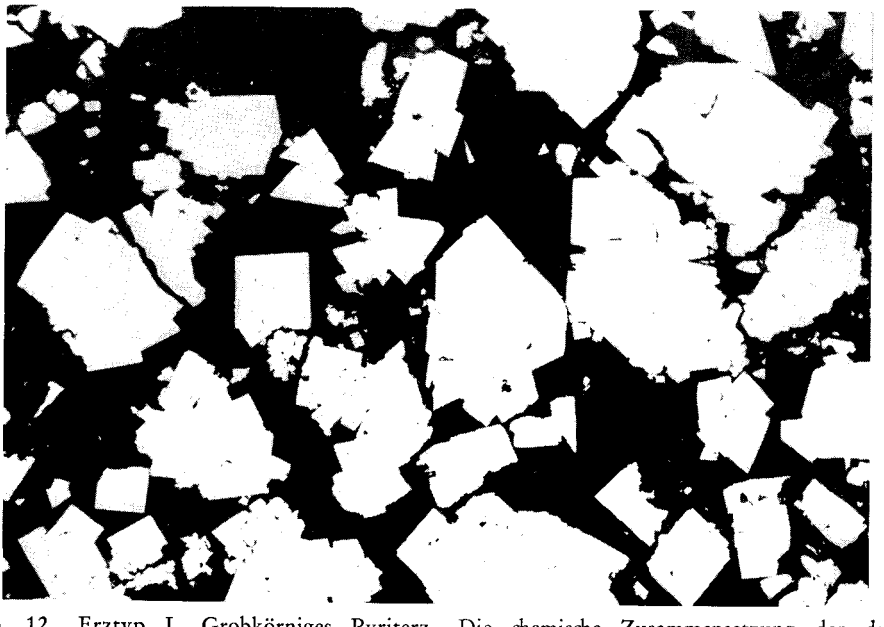


Abb. 12. Erztyp I. Grobkörniges Pyriterz. Die chemische Zusammensetzung der durch Abb. 10—12 wiedergegebenen Proben ist die gleiche. Der Pyritanteil ist hier jedoch in wenigen idiomorphen Kristallen konzentriert. Vergrößerung etwa 100 : 1.

Bornit
Galmei
Zinkblende
Siderit

IBACH (1940), der umfangreiches Haldenmaterial erzmikroskopisch bearbeitete, konnte außerdem Bleiglanz, Magnetit, Arsenkies, Speiskobalt, Fahlerz und gediegen Wismut nachweisen. Der gesamte Mineralbestand tritt in derart charakteristischen Mineralparagenesen auf, daß sich verschiedene Erztypen herausstellen lassen. Ein ähnlicher Versuch wurde von IBACH (1940) unternommen, der zu folgenden Erztypen führte: Pyriterze exhalativ-sedimentärer Entstehung (Typ 1), kupferkiesführende Pyriterze, die aufgrund ihrer Kupferkiesgehalte und ihres tektonischen Beanspruchungsgrades gegliedert wurden (Typ 2—4) und derbe Kupferkiesgänge hydrothermaler Entstehung (Typ 5). Nach dem heutigen Stand unseres Wissens um die Kupferberger Lagerstätten ist diese Klassifizierung unvollständig und überdies durch die in ihr enthaltenen genetischen Vorstellungen belastet. Nach den Untersuchungen der Verfasser sollten die Kupferberger Erze in folgende Typen gegliedert werden:

Typ I („Pyriterze"). Diese Erze treten in Form mächtiger Lager auf, die entweder massig ausgebildet sind, oder aber auch in arme Erzpartien übergehen können. Eine regelmäßige Wechsellagerung von Pyritbändern und -schnüren mit dem stark verkieselten Nebengestein ist häufig zu beobachten (Abb. 9). Das Hauptmineral der ziemlich eintönigen Erzführung ist Pyrit, der — wie schon IBACH (1940) beschreibt — sehr häufig reliktische Gelstrukturen besitzt. Die Erze sind fein- bis mittel- bis grobkörnig ausgebildet. Die dieser unterschiedlichen Ausbildung zugrunde liegende Sammelkristallisation mit Kornvergröberung wird durch die Abb. 10—12 demonstriert. Die Buntmetallgehalte dieser Erze sind niedrig. Kupferkies kommt als mikroskopisch kleiner Einschluß im Pyrit vor. Die noch spärlicher auftretende Zinkblende enthält Kupferkiesovoide (IBACH, 1940). Die Durchschnittsgehalte von 37 Pyriterzanalysen aus den verschiedenen Kupferberger Lagern betragen 0,43 % Kupfer, 0,2 % Zink und 5 g/t Silber.

In den Lagern der Schieferbergzeche und der Kaiser-Heinrich-Zeche traten diese buntmetallarmen Pyriterze als einziger Erztyp auf. Sie wurden zur Vitriolherstellung benutzt.

Typ II („kupferreiche Pyriterze"). In allen anderen Kupferberger Vorkommen einschließlich des Goldenen Adlers und des Goldenen Falken finden sich neben den armen Pyriterzen auch kupferkiesreiche Pyriterze. Grundsätzlich handelt es sich dabei um Erze des Typ I, die sich jedoch durch deutlich höhere, aber schwankende Kupferkiesgehalte auszeichnen. Die Erze sind nicht mehr massig ausgebildet, sondern stärker in Linsen, Lager und Nester aufgelöst. Auch hier haben die Pyrite noch deutliche Überreste ehemaliger Gelstrukturen. Der Kupferkies ist jünger als der Pyrit und dringt bevorzugt in Richtung der primären Bänderung und Lagerung in die Pyriterze ein. Es entsteht eine Vielzahl typischer Verdrängungsbilder, wobei jedoch stets Pyrit von Kupferkies verdrängt wird. Eine Verdrängung von Kupferkies durch Pyrit konnte in keinem der zahlreichen Anschliffe beobachtet werden. Die Verdrängungen beginnen von der

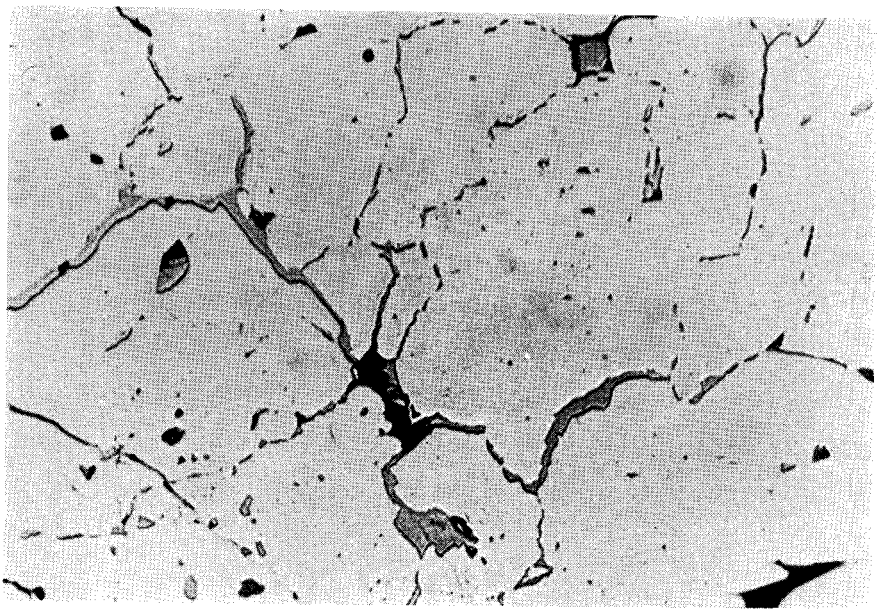


Abb. 13. Erztyp II. Ausgehend von Korngrenzen und Rissen beginnt die Zementation des Kupferkies und damit die Umwandlung von FeS_2 (Pyrit) in $CuFeS_2$ (Kupferkies). Vergrößerung etwa 480 : 1.

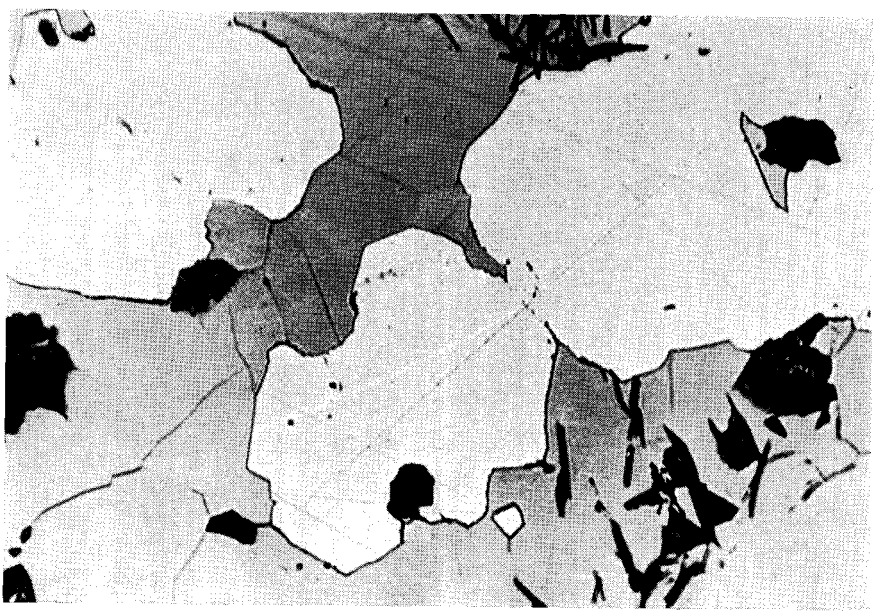


Abb. 14. Erztyp II. Fortgeschrittenes Stadium der deszendent-zementativen Bildung von Kupferkies auf Kosten von Pyrit. Vergrößerung etwa 480 : 1.

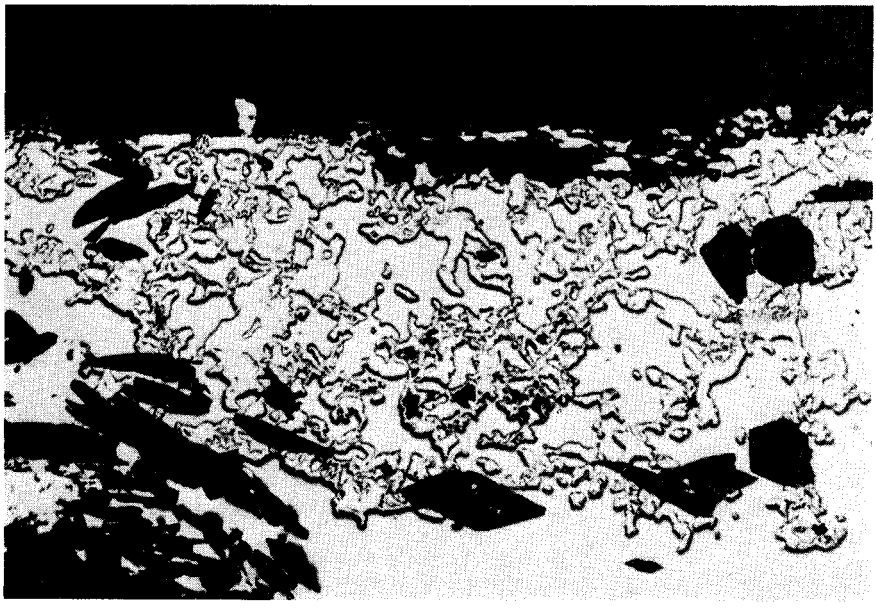


Abb. 15. Erztyp II. Eine Pyritlage (weiß, hohes Relief) ist weitgehend in Kupferkies umgewandelt worden. Vergrößerung etwa 240 : 1.

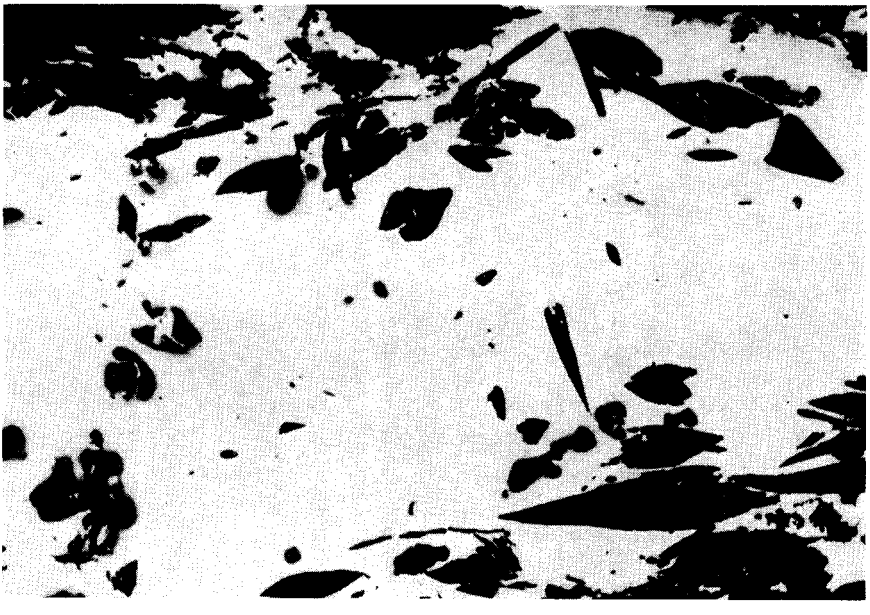


Abb. 16. Erztyp III. Der ursprünglich vorhanden gewesene Pyrit ist vollständig in Kupferkies umgewandelt worden. Vergrößerung etwa 240 : 1.

Oberfläche einzelner Individuen her, an Verwachsungsstellen mehrere Kristalle und an häufig zu beobachtenden kataklastischen Rissen (Abb. 13). Von hier aus kommt es bis zur vollständigen Verdrängung des Pyrites (Abb. 14 u. 15).

Im einzelnen zeigen die Erze dieses Types verschiedene Grade einer tektonischen Beanspruchung, nach denen IBACH (1940) eine weitere Untergliederung dieser Erze vorgenommen hatte.

Die Erze enthalten im Durchschnitt 30 % Schwefel, 1,5 % Kupfer, 1 % Zink und 15 g/t Silber und wurden früher zur Erzeugung von Kupfervitriol gewonnen.

Typ III („reiche Kupfererze"). Die buntmetallreichen Pyriterze vom Typ II (z. B. Abb. 15) gehen ohne scharfe Begrenzung in reiche Buntmetallerze mit nur geringer oder auch fehlender Pyritbeteiligung über (Abb. 16). Diese Erze waren der eigentliche Gegenstand des früheren Kupferberger Bergbaus. Sie fanden sich in den „Gängen" der alten Bergleute und traten ausschließlich als lagige Bänder oder diskordante Einschaltungen innerhalb der Kieslager auf. Wie aus der älteren Literatur hervorgeht, gingen dabei bevorzugt die hangenden Partien der Pyritlager unmittelbar in die jüngeren, reichen Kupfererze über. Die Zahl der Erzmineralien in ihnen ist groß. Hauptmineralien sind Kupferkies (mit Zinkblendeentmischungen), Kupferglanz und Bornit. Untergeordnet treten Bleiglanz, Arsenkies, Speiskobalt, Fahlerz und gediegen Wismut auf.

Die Reicherzzone beginnt etwa 15—20 m unter dem Ausbiß der Pyritlager. Sie wurde bisher nirgendwo außerhalb der Pyritlager angetroffen und reicht innerhalb der einzelnen Vorkommen bis in unterschiedliche Teufen hinab:

St.-Veit-Revier	bis 350 m ü. NN,
Alte Kupferberger Zeche	bis 435 m ü. NN,
Würmberg-Zeche	bis 450 m ü. NN und
Schönborn-Zeche	bis 470 m ü. NN.

Darunter geht die Reicherzzone mit scharfer Begrenzung in eine buntmetallarme Pyritvererzungszone über. 34 Analysen dieser pyritarmen Kupfererze aus den verschiedenen Abbauen des St.-Veit-Reviers und der Schönborn-Zeche ergaben Durchschnittswerte von 4,5 % Kupfer, 1 % Zink, 50 g/t Silber und 2 g/t Gold. Die höchsten Analysenwerte wurden auf dem tiefstgelegenen Reicherzvorkommen des St.-Veit-Reviers kurz vor dem Übergang in die buntmetallarme Pyritzone ermittelt: 9,6 % Kupfer, 8,7 % Zink, 88 g/t Silber und 2,4 g/t Gold.

Typ IV („Pyrit-Magnetiterze"). Während die bisher beschriebenen Erztypen I bis III in den Randschiefern auftreten, finden sich die nun zu kennzeichnenden Typen IV bis VI in der Prasinit-Phyllit-Serie. Entsprechend des höheren Metamorphosegrades des Nebengesteines zeigen auch die Erze Umwandlungen ihres Mineralbestandes. Diese Umwandlungen vollzogen sich ohne Stoffzufuhr und können in den Anschliffen in allen einzelnen Stadien beobachtet werden. Typisch für die Pyrit-Magnetiterze, welche im Bereich der Grube des Goldenen Adlers auftreten, ist der gleiche Schwefelgehalt, wie er in den nichtmetamorphen Vorkommen von Kupferberg festzustellen ist (20—30 % S). Der Mineralbestand setzt sich jedoch zu 35—55 % aus Pyrit und 15—30 % Magnetit

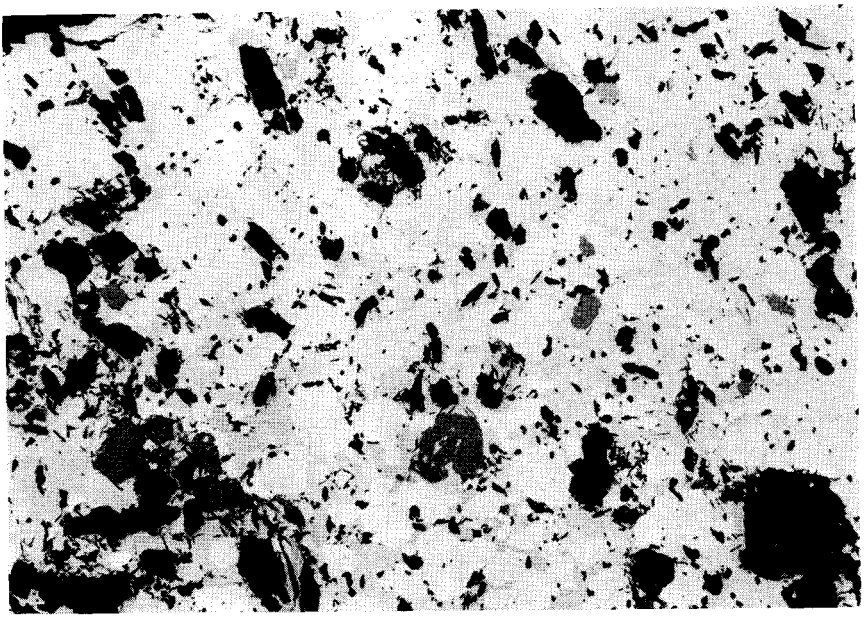


Abb. 17. Erztyp V. Aus Pyrit (weiß) und Magnetit (mittelgrau) bildet sich bei steigender Metamorphose Magnetkies (hellgrau). Hier ein Erz, welches etwa zu gleichen Teilen aus Pyrit und Magnetkies und nur wenig Magnetit besteht. Vergrößerung etwa 100 : 1.

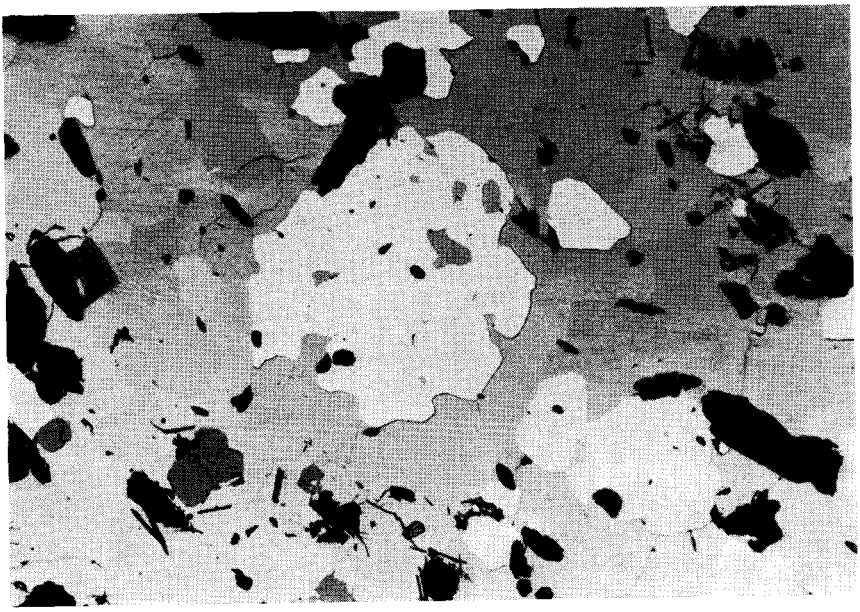


Abb. 18. Erztyp V. Pyrit (weiß) wird von Magnetkies (hellgrau, Korngefüge gut durch Reflexionspleochroismus erkennbar) verdrängt. Auch die einzelnen Magnetitporphyroblasten (mittelgrau) zeigen deutliche Auflösungserscheinungen. Vergrößerung etwa 400 : 1.

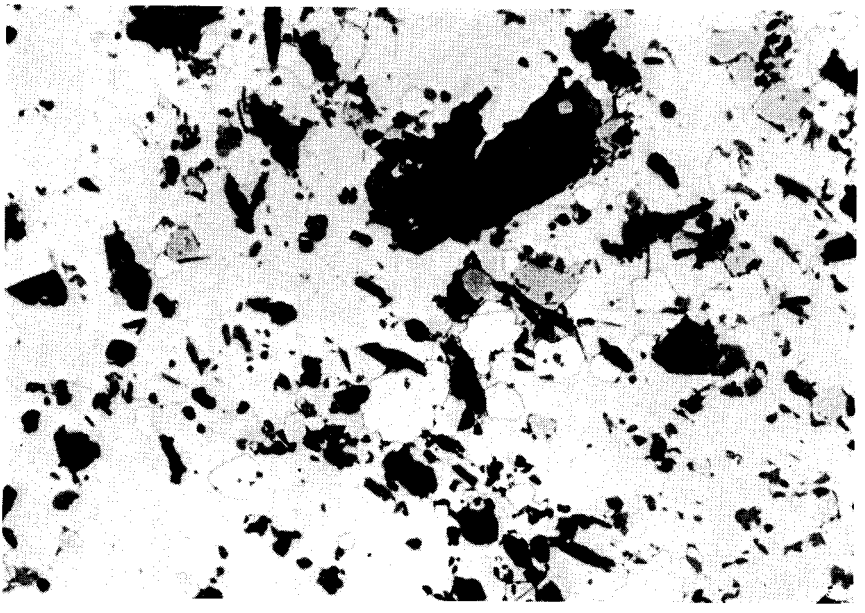


Abb. 19. Erztyp V. Diese Probe stellt einen Übergang zum Erztyp VI dar, denn obwohl Magnetkies vorherrscht, sind noch größere Gehalte an Pyrit (weiß) und Magnetit (mittelgrau) vorhanden. Vergrößerung etwa 100 : 1.

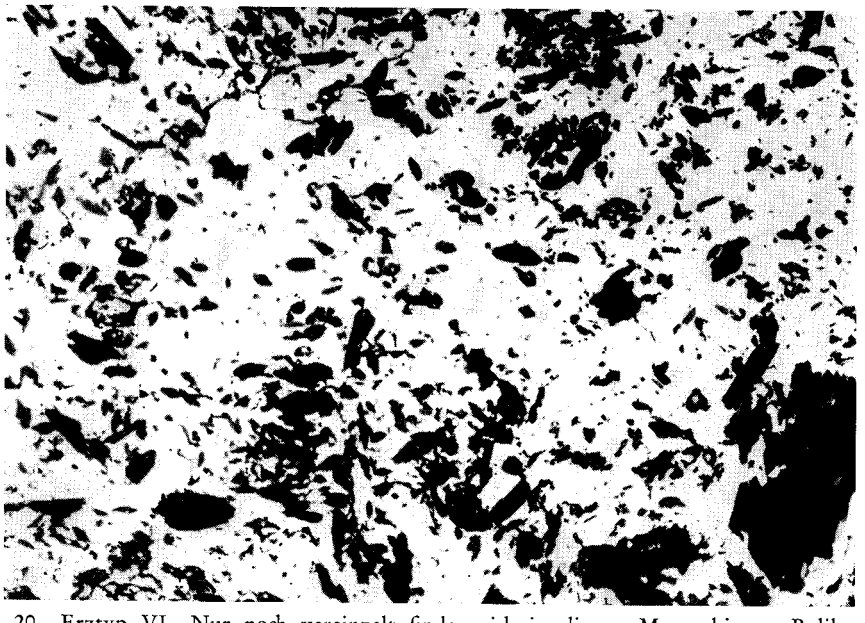


Abb. 20. Erztyp VI. Nur noch vereinzelt finden sich in diesem Magnetkieserz Relikte von Pyrit (weiß) und Magnetit (mittelgrau). Vergrößerung etwa 100 : 1.

zusammen. Die Kupferkiesgehalte entsprechen denen der Kupferberger Vorkommen. Sie betragen 1—2 %, können aber in Einzelfällen bis auf 5 % ansteigen. Die Zinkblendegehalte liegen unter und um 0,2 % und entsprechen damit ebenfalls denjenigen der buntmetallarmen Pyriterze.

Typ V („Pyrit-Magnetkieserze"). Die Erze dieses Typs stehen zwischen den Typen IV und VI und zeigen in allen Stadien, wie die Erze mit hohen Pyrit-Magnetitgehalten in Magnetkieserze umgewandelt werden (Abb. 17—19). Bei der Umwandlung von Pyrit in Magnetkies bei gleichbleibendem Sulfidgehalt entsteht ein bedeutender Unterschuß an Eisen. Der Eisenbedarf wird aus dem Fe des Magnetits gedeckt, was zum merklichen Absinken des Magnetitgehaltes in den Erztypen VI und V führt. Der Mineralbestand in den Erzen vom Typ V besteht aus etwa 30 % Pyrit, 30 % Magnetkies und 10 % Magnetit. Die Kupferkiesgehalte sind auch hier mit etwa 1 % unbedeutend.

Typ VI („Magnetkieserze"). In den oberen Teufen des unteren und im oberen Erzlager der Grube Goldener Adler (vgl. Abb. 6) tritt als vorherrschendes Mineral Magnetkies auf. Der Magnetkies ist derb und massig ausgebildet und enthält als Relikte kleinere Erzpartien vom Typ V, die noch nicht völlig vom Magnetkies verdrängt worden sind (z. B. Abb. 20). Aufgrund dieser Relikte setzt sich das Erz vom Typ VI aus 55—70 % Magnetkies, 7 % Pyrit und 5 % Magnetit zusammen. Der Gehalt an Kupferkies beträgt etwa 1 %. Trotz des hohen Magnetkiesgehaltes geht auch in den Erzen dieses Typs der Schwefelgehalt nur bis auf etwa 30 %, was darauf hinweist, daß die Erze des Typ VI aus den buntmetallarmen Pyriterzen über die Pyrit-Magnetiterze entstanden sind.

Typ VII („Oxydationserze"). Die in den Vorkommen von Kupferberg auftretenden Oxydationserze wurden von den Alten vollständig abgebaut. Da diese Erze und ihre Mineralien von BRAND (1922) bereits ausführlich beschrieben wurden, konnte auf eine Neubearbeitung an dieser Stelle verzichtet werden.

3.3. Bisherige Förderung und Erzreserven

Der zusammenfassende Überblick über die bisherige Förderung und die Erzreserven im Raum Kupferberg—Wirsberg gliedert sich in drei Lagerstättenbezirke a) Kupferberg, b) Grube Goldener Adler und c) Grube Goldener Falk.

a) Kupferberg: Infolge des Fehlens genauer Unterlagen kann die bisherige Förderung der Kupferberger Erzgruben nur überschlagsmäßig geschätzt werden:

13. Jhdt.—1350	5 000 t	Kupfer im Ausbringen
1620—1717	300 t	Kupfer im Ausbringen
1718—1735	100 t	Kupfer im Ausbringen
1892—1925	600 t	Kupfer im Ausbringen
1768—1829	etwa 70 000 t	kupferhaltiger Pyrit

Es wurden also insgesamt mit Förder- und Schmelzverlusten rund 10 000 t Kupfer im Erz gefördert.

Die Kupferreicherze wurden durch die Alten in den Erzlinsen der Alten Kupferberger Zeche, der Schönborn-Zeche, der Schieferberg-Zeche und der Würmberg-Zeche restlos abgebaut. Das Gelände der beiden erstgenannten Gruben ist zudem mit Gebäuden der Stadt Kupferberg überbaut, wodurch jegliche Bergbautätigkeit in diesem Gebiet unterbleiben muß. Im St.-Veit-Revier, dem größten Vorkommen, hat der Bergbau jedoch noch größere Erzreserven übriggelassen. Eine Kalkulation dieser Reserven, basierend auf den Ergebnissen des Untersuchungsbergbaues von 1892—1925 und der Bohrungen von 1940—1943 ergibt:

1. reiche Kupfererze unterhalb und seitlich der alten Abbaue mit 310 000 t zu 4,5 % Kupfer, 1,0 % Zink, 50 g/t Silber und 2 g/t Gold sowie
2. arme Pyriterze als Pfeiler und Restschweben in den oberen Teufen mit 325 000 t zu 30 % Schwefel, 1,5 % Kupfer, 1,0 % Zink und 15 g/t Silber.

Durch einen modernen Bergbau wären technisch davon im Höchstfalle rund 15 000 t Kupfer und 4000 t Zink gewinnbar. Die Schwefelkiese für sich sind zu schwefelarm und enthalten darüberhinaus größere Gehalte an Magnetit, als daß sie heute bauwürdig wären.

Weitere bauwürdige Erzreserven im Raume Kupferberg sind kaum zu erwarten; denn alle erzhöffigen Bereiche über dem Grundwasserspiegel sind durch die bisherigen umfangreichen Untersuchungsarbeiten genau bekannt geworden.

b) Grube Goldener Adler: In der Blütezeit des Bergbaus wurde die Grube Goldener Adler auf reiche Kupfererze gebaut, welche unterhalb der bis etwa 20 m tiefreichenden Oxydationserze auftraten. Der spätere Abbau beschränkte sich auf Kiese zur Vitriolherstellung. Die bisherige Kupferförderung aus der Grube kann mit 1000 t Kupfer veranschlagt werden. Nimmt man die Ergebnisse der Bohrung K 5 als repräsentativ für die Verhältnisse des unteren Erzlagers, so stehen in der Teufe noch etwa 50 000 t kupferreicher Sulfiderze mit etwa 1000 t Kupferinhalt an. Daneben können größere Mengen derben Magnetkieses mit wechselnden Pyrit- und Magnetitgehalten, aber nur geringem Kupfergehalt (rund 0,5 % Cu) gewonnen werden.

c) Grube Goldener Falk: Das Erzlager des Goldenen Falken besteht aus einer lagigen Bänderung von grobkörnigem Pyrit und verquarztem Grünschiefer im Zentimeterbereich. Genaue Angaben über die Förderung der Grube liegen erst aus der neuesten Zeit vor. Danach betrug die Rohförderung an Schwefelkies aus dem Goldenen Falken im Jahre 1860 rund 1000 t. Aus den Ausmaßen der Grubenbauten läßt sich jedoch eine Gesamtförderung von 40 000 t Pyrit errechnen. Die unterhalb der Grubensohle noch anstehenden Reserven können zu etwa 150 000 t mit 10—15 % Schwefel und 0,2 % Kupfer berechnet werden. Diese Erze haben infolge ihrer geringen Gehalte keinerlei Marktwert.

4. Zur Genese der Erzvorkommen

In der wissenschaftlichen Auseinandersetzung um die Genese der Kupferberger Erzvorkommen spiegelt sich der Streit zwischen Epi- und Syngenetikern wider, wie er in der Vergangenheit ebenfalls an der Lagerstätte des Rammelsberges ausgetragen worden ist. Zur Diskussion der Kupferberger Vorkommen haben vor allem Brand (1922), Wurm (1927) und Ibach (1940) beigetragen. Ihre genetischen Aussagen, die für den praktischen Bergbau gleichzeitig Voraussagen sein sollten, müssen daher an dieser Stelle referiert werden.

Die älteren Begutachter, so KROPF (1700), HAYNITZ (1805), HERZOG (1805), REUTER (1814, 1819), welche alle ausführlich bei BRAND (1922) zitiert sind, sprechen von konformen Erzlagern innerhalb der Schiefer und scheiden darin eine ältere Kiesformation mit lagiger Verwachsung der Erze von einer jüngeren Kupferformation, die nur in den oberen Teufen auftritt.

BRAND (1922) unterscheidet zwei Kiesgenerationen verschiedener Herkunft. Die ältere, erste Generation besteht aus den pyritreichen, konkordanten Lagererzen, die BRAND als syngenetische Bildungen ansieht, welche im Zusammenhang mit den Diabasergüssen entstanden sind. Diese Generation tritt nur im engeren Raum Kupferberg auf und ist von untergeordneter Bedeutung. Sie ist kupferfrei. Die zweite, jüngere und kupferreiche Generation leitet BRAND von granitischen Magmen ab, die „zum großen Teil wohl in Form von Dämpfen und Mineralösungen eindrangen und dort durch Abspalten metallischer Zonen der jüngeren Kiesformation ihr Dasein gaben" (BRAND 1922, S. 90). Diese Formation wurde bei ihrem Aufstieg topomineralisch am Diabas in einer großen, der Fichtelgebirgsrandverwerfung parallelen Spalte aufgestaut. Die Formation umfaßt die kupferführenden Pyriterze, die Kupferreicherze und die kupferführenden Magnetkieserze vom Goldenen Adler und Goldenen Falken; denn alle diese Erze gehören einer gemeinsamen „Kiesgruppe" an. Diese genetischen Vorstellungen stehen im Gegensatz zu den Beschreibungen und Hinweisen BRANDS im Text, wo wiederholt (vgl. z. B. BRAND 1922, S. 89) darauf hingewiesen wird, daß die derben Kupfererze als Produkte der Zementationszone aufzufassen sind. Wie aus dem Zitat auf S. 80 hervorgeht, hatte BRAND (1922, S. 78) darüberhinaus die jungen Hebungsvorgänge, die entlang der Fränkischen Linie stattgefunden hatten, in ihrer vollen Bedeutung für die sekundären Umwandlungen des Erzbestandes im Kupferberger Revier und ihre mögliche Tiefenwirkung erkannt. Leider konnte sich BRAND nicht dazu durchringen, diese Erkenntnisse in seine genetischen Vorstellungen einzubauen. Aufgrund seiner magmatisch-hydrothermalen Deutung der Kupferreicherze mußte BRAND zwangsläufig zu der Folgerung kommen, daß diese Reicherze auch unterhalb der Abbaue der Alten in unverminderter Güte anstehen und in die Teufe fortsetzen.

WURM (1927) unterscheidet ebenfalls zwei Kiesgenerationen. Beide Kiesgenerationen sind jedoch epithermal und werden ohne großen zeitlichen Unterschied vom Fichtelgebirgsgranit abgeleitet. Nur der Pyrit gehört zur ersten Generation WURMS und zwar auch derjenige der kupferkiesreicheren Pyriterze, wohingegen jeglicher Kupferkies der zweiten Generation angehören soll. Später (WURM 1961) wird hervorgehoben, daß das spitzwinklige Durchsetzen der Vererzung durch die großtektonischen Einheiten als besonderer Beweis für die epigenetische Deutung anzusehen sei.

IBACH (1940) kommt ebenfalls zu der Unterteilung der Erze in zwei genetisch verschiedene Gruppen und zwar in Lagererze und Gangerze. Innerhalb der schichtigen Lagererze unterscheidet IBACH verschiedene Erztypen nach ihrem Gehalt an Kupferkies. Er weist nach, daß diese Erze als marine, exhalativ-sedimentäre Bildungen gedeutet werden müssen, worauf Überreste primärer Gelstrukturen und die sedimentäre Bänderung der Erze hinweisen. Wegen der manchmal zu beobachtenden starken Kataklase der Lagererze nimmt IBACH ihr Alter als prävaristisch an. Durch den Einfluß der epizonalen varistischen Tektonik wurden diese Erze in unterschiedlichem Maße verändert. Der Pyrit wurde zerbrochen, verschiefert, verdrängt, umkristallisiert und umgelagert. Kupferkies und Zinkblende wurden dagegen mobilisiert und verhielten sich wie neu zugeführtes Material, d. h. sie begannen die anderen Erzkomponenten (Pyrit) zu verdrängen, wodurch das Bild einer pseudo-epigenetischen Entstehung hervorgerufen wird. Diesen eben beschriebenen Bildungen stehen die hydrothermalen, epigenetischen Gangerze gegenüber. Unter ihnen versteht IBACH die kupferreichen Erze, welche in konkordanten oder auch diskordanten Partien („Gängen") die Pyritlager durchsetzen und die sich bevorzugt im Hangenden unmittelbar an die Pyritlager anschließen. Die Mineralparagenese Kupferkies—Bornit—Kupferglanz—Zinkblende—Arsenkies—Bleiglanz—gediegen Wismut betrachtet IBACH als klassisch hydrothermal. Diese Erze entstammen posttektonischen Mobilisationen der Lagervererzung aus größeren Teufen. Das vollständigste Fehlen von Pyrit und das Fehlen von Cubanitlamellen in den Kupferkiesen findet IBACH jedoch merkwürdig. „Aus der Aszendenz der Kupfergänge darf man schließen, daß auch in größeren Teufen kupferreiche Erze zu erwarten sind" (IBACH 1940, S. 149).

Als Hauptergebnis der auf Tiefenbohrungen beruhenden Untersuchungen der Verfasser ist zunächst festzustellen, daß sich die Annahme eines Kupfer-

reichtums in der Teufe, wie sie von BRAND (1922) und IBACH (1940) aufgrund ihrer genetischen Vorstellungen formuliert wurde, nicht bewahrheitet hat. In allen Erzlagern von Kupferberg ist, sofern sie überhaupt eine Kupferanreicherung erkennen lassen, in einer bestimmten Teufe ein plötzliches Ende der reichen Kupfervererzung und ein Übergang in arme Schwefelkieserze zu beobachten. Diese Erkenntnis zwingt uns dazu, die in den oben zitierten Arbeiten enthaltenen Befunde und Feldbeobachtungen sowie die Untersuchungen der Verfasser zu einer befriedigenderen Konzeption über die Bildung der Kupferberger Lagerstätten zusammenzufassen.

Das Ordovizium des Raumes Kupferberg ist durch einen starken explosiven basischen Vulkanismus gekennzeichnet. In dessen Gefolge kam es zur Zufuhr von metallhaltigen Lösungen und Exhalationen in ein vorgeformtes Meeresbecken mit reduzierendem Milieu. In diesem Becken wurde der Metallinhalt der hydrothermalen oder auch gasförmigen Zufuhren ausgefällt und die sich bildenden Erzmineralien in linsenförmigen Lagern konform mit den feinpelitischen Sedimenten und den vulkanogenen Produkten sedimentiert. Dabei kam es sowohl zur Konzentration der Sulfiderze in massigen Lagern als auch zu einer feinsten Imprägnation der sich gleichzeitig in horizontaler Verzahnung bildenden „Nebengesteine". Zwischen den massigen Erzlagern und den Armerzzonen gibt es alle Übergänge, in denen die Sulfiderze zunächst in grober bis feiner Wechsellagerung mit dem übrigen Gesteinsmaterial auftreten, schließlich in linsenförmige Konzentrationen oder auch einzelne Kristalle in schnurartiger Anordnung aufgelöst werden und damit langsam zu den Armerzpartien überleiten. Auch diese Armerzpartien sind streng horizontgebunden. Der Mineralbestand der primären Sulfiderze ist „klassisch" einfach. Es überwiegt Pyrit mit einem Anteil von über 50 %. Dagegen fallen die weiteren Metallinhalte wie 0,4 % Kupfer in Form von Kupferkies, 0,2 % Zink als Zinkblende und 5 g/t Silber nicht ins Gewicht.

Während der varistischen Orogenese erlebten die Kupferberger Vorkommen ihre erste Umgestaltung, die sich jedoch nicht in allen Teilen des Lagerstättenbezirkes in gleichem Maße auswirkte. In dieser Zeit wurde ein großer Teil der das Lagerstättengebiet beherrschenden Störungen und Bruchzonen erstmalig angelegt. Petrographisch kam es im nördlichen Teil des Kupferberger Reviers zur Ausbildung der bunten Tonschiefer und sandigen Schiefer, welche die typischen Merkmale epizonaler Metamorphose aufweisen. Die in dieser Serie liegenden Erzlager zeigen jedoch die metamorphosierenden Vorgänge viel deutlicher als die Ton- und Sandschiefer. Dieses entspricht den Beobachtungen von RAMDOHR (1923, 1960), nach denen stets die Metamorphose der Sulfide derjenigen der Silikate um einige Schritte vorauseilt. Auch die Befunde von IBACH (1940), nach denen der in den Lagererzen zu beobachtende höhere Metamorphosegrad diesen Erzen, gegenüber den nur schwach metamorphen Nebengesteinen, einen pseudoepigenetischen Charakter verleiht, kann voll unterstrichen werden. In den Hauptbestandteilen der Erze, den Pyriten, finden sich daher Kataklasen, die bis zur Verschieferung der Pyrite führen können. Außerdem werden die Pyrite umgelagert und umkristallisiert, so daß auch die ursprünglichen Gelpyrite häufig eine regelmäßige, idiomorphe Ausbildung erhalten, wobei eine deutliche Kornvergröberung zu beobachten ist. Es sei darauf hingewiesen, daß in einigen Teilen

dieses Lagerstättenbereiches die ersten metamorphen Magnetitbildungen und auch schon ansatzweise der erste Magnetkies auftritt.

Einen deutlich höheren Grad der Metamorphose zeigen die Gesteine der Prasinit-Phyllit-Serie. Die Korrelation äquivalenter Gesteine ist aus Tab. 2 zu ersehen. In dieser Serie liegen die Vorkommen des Goldenen Adlers. Nach den Untersuchungen der Bohrung K 5 führt dieses Erzlager in seinen hangenden Partien bis zu 55 % Pyrit und bis zu 30 % Magnetit. Das mikroskopische Bild der p y r i t reichen Partien entspricht dem Bild der Lagererze aus der Randschiefer-Serie. Gemeinsam ist beiden Erztypen außerdem der niedrige Gehalt an Kupferkies und Zinkblende. Diese Pyrit-Magnetit-Erze gehen innerhalb eines schmalen Übergangsbereiches in Magnetkieserze über, welche den höchsten Metamorphosegrad der Erze darstellen. Im Übergangsbereich werden die Pyrit-Magnetit-Erze vom Magnetkies verdrängt. Diese Umwandlung von Pyrit und Magnetit in Magnetitkies ist in vielen Stadien zu verfolgen.

Nach der 1. Stufe, der ordovizischen Bildung der Lagererze ist damit auch die 2. Stufe, die varistische, metamorphe Umbildung der Lagererze abgeschlossen. Die 3. und letzte Stufe, in der die Kupferberger Erzvorkommen eine Umwandlung erfahren haben, ist die bedeutendste. Durch die Vorgänge, die sich in dieser Stufe abspielten, wurden die kupferreichen Erzparagenesen mit Kupfergehalten bis zu 1,5 % und die Kupferreicherze mit Kupfergehalten von 4—9 und maximal 18 % (Brand 1922) gebildet. Auf diesen Erzen beruhte in der Vergangenheit die Bedeutung der Kupferberger Vorkommen. Ihren Kupferreichtum verdanken diese Erze nach Ansicht der Verfasser intensiven, langanhaltenden Oxydations- und Zementationsvorgängen und der deszendenten Anreicherung von Metallgehalten bereits abgetragener Lagerstättenteile. Eine hydrothermale, aszendente Bildung der Kupferreicherze, wie sie von Brand (1922), Wurm (1927) und Ibach (1940) postuliert wurde, wird abgelehnt:

Von der Oberkreide bis ins Quartär, bevorzugt aber im Tertiär, wurde der Kupferberger Lagerstättenraum um etwa 1000 m gegenüber dem mesozoischen Schichtstufenland gehoben. Infolge der damit verbundenen langsamen Abtragung gelangte nach und nach ein großer Teil der pyritischen Lagererze in den Einflußbereich der Oberflächenverwitterung. Hier, im Bereich der Oxydationszone, wurden die sulfidischen Erze zersetzt. Die entstandenen limonitischen Massen unterlagen der Abtragung, während die Gehalte an Kupfer, Zink, Silber und auch Gold in Form sulfatischer Lösungen in die Teufe wanderten. Wegen des günstigen Einfallens der Erzlager und der geringen Wasserdurchlässigkeit der Nebengesteine geschah dieses Wandern bevorzugt in den Erzlagern selbst. Daher sind alle kupferreichen Partien stets nur in den Lagererzen anzutreffen. An der Grenze von Oxydationszone zu Zementationszone, also dort, wo die oxydierende Wirkung des Grundwasserhorizontes nachzulassen beginnt, kam es zunächst u. a. zur Bildung von gediegen Kupfer und Rotkupfererz, wie sie nach Brand (1922) (vgl. auch S. 89) in den oberen und mittleren Teufen des Kupferberger Bergbaus auftraten. Unterhalb des Grundwasserspiegels, unter Ausschluß des Sauerstoffes, wurden die edlen Metallgehalte der sulfatischen Wässer (Au, Ag, Cu, Zn) durch unedle Metalle (Fe) bald ausgefällt. Dieser Bereich der Zementationszone ist begrenzt. Er kann nach Ramdohr (1960, S. 29) mehrere Dezimeter, aber auch mehrere hundert Meter betragen. Unterhalb der Zementationszone gehen die

sekundären, zementativen Reicherze in die primären, armen Pyriterze über. Dieser Schnitt liegt im Kupferberger Revier in unterschiedlichen Höhenniveaus: in 470 m ü. NN, in 450 m ü. NN, in 435 m ü. NN und in 350 m ü. NN. Diese Höhenlagen sind mit den Verebnungsresten der alten Landoberflächen zu parallelisieren. Das Niveau 470 m ü. NN entspricht der unteren Hangverflachung im oberpliozänen Wannental, das Niveau 450—435 m ü. NN der oberen altpleistozänen Terrasse. Das tiefste Niveau von 350 m ü. NN endlich entspricht der jüngsten (jungpleistozänen) Terrasse im Schorgasttal. Die Höhe des heutigen Grundwasserspiegels dürfte etwa in der Talsohle des Schorgastflusses, d. h. 320—340 m ü. NN liegen. Bis in diese Teufe rechnete auch bereits BRAND (1922, S. 78) mit dem Einfluß der Zementationszone und dem Auftreten von zementativen Reicherzen! In mehreren Bohrungen, so besonders in K 16, wurden in dieser Teufe bedeutende Wasserzutritte beobachtet. Es ist anzunehmen, daß die oben beschriebenen Verflachungen auf die Höhenlage des ehemaligen hydrostatischen Niveaus hinweisen, welches für die Oxydations- und Zementationsbereiche jeweils eine scharfe Trennungslinie bedeutete. Durch die seit dem Pliozän andauernde, ruckweise Hebung des Lagerstättenraumes und der damit verbundenen Tieferlegung des Grundwasserspiegels wurden die Bereiche der Oxydations- und Zementationszone in die Teufe verlagert. Der für das herrschende humide Klima sehr groß erscheinende Zementationsbereich von 140 m ist durch die Nähe der regionaltektonisch bedeutsamen „Fränkischen Linie" und die bereits diskutierten lokalen Verhältnisse des Lagerstättenbereiches erklärt. Die unterschiedliche Höhenlage der Untergrenze der Zementationszone in den einzelnen Erzlagern ist so zu deuten, daß — mit Ausnahme des Lagers im St.-Veit-Revier — die übrigen Lager bereits v o r dem Erreichen des heutigen Grundwasserspiegels auskeilen.

Die Existenz dieser Zementationszone kommt besonders klar in einer Tabelle über die chemischen Metallgehalte der ökonomisch wichtigen Erze zum Ausdruck (s. Tab. 4). Die Kupfergehalte der Vorkommen von Kupferberg und Neufang (Goldener Adler) zeigen im Durchschnitt eine Anreicherung der primären Gehalte um den Faktor 4—6. Maximal ist eine 24fache Anreicherung zu verzeichnen. Die Zinkgehalte werden in der Zementationszone durchschnittlich um den Faktor 5 und die Silbergehalte um den Faktor 3—10 erhöht. Maximalwerte zeigen das 43fache an Zink und das 17fache an Silber. Die Goldgehalte treten überhaupt erst in der Zementationszone merklich in Erscheinung. Bemerkenswert ist, daß sich im Lager des Goldenen Falken keine sekundäre Anreicherungszone ausgebildet hat. Dieses Lager wurde nämlich erst in jüngster Zeit durch die starke Erosion des Koserbaches, welche zur Anzapfung des früher nach Süden entwässernden Mussenbaches führte, in die Nähe der Oberflächenwasser gebracht.

Auch die mineralogischen und erzmikroskopischen Beobachtungen lassen bei der Berücksichtigung aller anderen bereits angeführten Befunde keine andere Deutung der Kupfererze zu, als diejenige, daß hier Produkte einer deszendentzementativen Anreicherung vorliegen. So entsprechen die nach BRAND (1922) wiedergegebenen Erzmineralien (s. S. 89) der früheren oberen, mittleren und unteren Teufen typischen Bildungen der Oxydationszone und auch der Zementationszone. Das Nebeneinanderauftreten von charakteristischen Oxydations- und

Tabelle 4

Durchschnittliche Metallgehalte der verschiedenen Kupferberger Erztypen

Typ	Cu	Zn	Ag	Au
arme Pyriterze	0,4 %	0,2 %	5 g/t	
kupferführende Pyriterze	1,5 %	1,0 %	15 g/t	
Kupferreicherze	4,5 %	1,0 %	50 g/t	2,0 g/t
Kupferreicherze	9,6 %	8,7 %	88 g/t	2,4 g/t

Zementationserzen deutet auch hier darauf hin, daß ehemalige Zementationsbereiche durch das Absinken des Grundwasserniveaus erneut in den Bereich der Oxydationszone geraten sind. Typische Mineralbildungen der Zementationszone sind Bornit und Kupferglanz. BRAND (1922) hatte bereits mehrfach die Kupferberger Paragenese „Kupferkies-Bornit-Kupferglanz" als zementativ erklärt. Derartige deszendent-zementative Bildungen können nach RAMDOHR (1960, S. 30) in ihrer äußeren Form völlig den Charakter hydrothermaler Gangbildungen aufweisen. Die Beobachtung, daß in den Kupferberger Vorkommen — mit Ausnahme der Kupferreicherze — nur die Paragenese Kupferkies und Pyrit bzw. Magnetkies auftritt, während Bornit-Kupferglanz in den Lagererzen völlig fehlen, wird von allen bisherigen Bearbeitern bestätigt. Es wird gleichzeitig unterstrichen, daß der Kupferkies stets das jüngere Mineral ist, welches den Pyrit umgibt und diesen verdrängt (s. Abb. 13—15). Von den kupferführenden Pyriterzen mit 1,5 % Cu (entsprechend etwa 5 % Kupferkies) berichtet IBACH (1940), daß diese primären Lagererze aufgrund ihres verdrängenden Kupferkieses einen „pseudo-epigenetischen" Eindruck erwecken. Nach den Metall- und Mineralgehalten gibt es nun alle Übergänge von den kupferführenden, pyritischen Lagererzen zu den Kupferreicherzen mit durchschnittlich 4,5 % und 9,6 % Kupfer bis hin zu den reichsten Kupfererzen mit 18 % Kupfer. Sind die Lagererze in ihrem mikroskopischen Erscheinungsbild manchmal schon als „pseudo-epigenetisch" zu deuten, so natürlich erst recht die reichsten Erze, in denen es keinen Pyrit mehr gibt und in denen neben dem immer vorherrschenden Kupferkies auch Bonit und Kupferglanz auftreten. Wie RAMDOHR (1960, S. 503) berichtet, ist die immerhin ungewöhnliche Neubildung von Kupferkies durch deszendente Vorgänge von vielen Fachgenossen beobachtet worden. Die Kupferberger Vorkommen stellen ein weiteres interessantes Beispiel der deszendent-zementativen Anreicherung von Kupfer und der damit verbundenen Umwandlung von Pyrit in Kupferkies dar.

5. Zusammenfassung

Die Kieslagerstätten von Kupferberg—Wirsberg sind als exhalativ-submarine-syngenetische Pyritlager mit geringen Kupfer- und Zinkgehalten im Gefolge eines ordovizischen, basischen Vulkanismus gebildet worden.

Während der varistischen Orogenese wurden diese Lager in unterschiedlichem Maße verändert. Die innerhalb der epizonalen Randschiefer-Serie liegenden Vorkommen zeigen deutliche Merkmale einer epi- bis mesothermalen

Überprägung, die bis zur Kataklase, Verschieferung und Rekristallisation der Pyrite sowie zur ersten Bildung von Magnetit und auch schon Magnetkies führte. In Bereichen höherer Metamorphose wurde sedimentäres und vulkanogenes Material in die Gesteine der Prasinit-Phyllit-Serie umgewandelt. Innerhalb der Erzlager nahm hier zunächst die metamorphe Magnetitbildung erheblich zu. Als Ergebnis der höchsten metamorphen Beanspruchung wurden die Pyrit-Magnetiterze in Magnetkieserze umgewandelt.

Überwiegend im Tertiär wurde der Lagerstättenraum durch tektonische Vorgänge gegenüber dem Mesozoikum um etwa 1000 m gehoben. Hierdurch fielen die Gesteine und Erze dieses Gebietes bevorzugt der Verwitterung und Abtragung anheim. Durch diese Abtragung kam es in den bald zu Tage ausbeißenden Lagern zu der Ausbildung von oxydierenden und zementierenden Bereichen. Oxydationszone und Zementationszone wurden mit fortschreitender Abtragung und Tieferlegung des Grundwasserspiegels ständig in größere Teufen verlagert. Das günstige Einfallen der Erzlager und ihre größere Wasserdurchlässigkeit gegenüber den Nebengesteinen begünstigte die Ausbildung einer bis zu 150 m tiefreichenden Zementationszone.

Bis in diese Teufen konnten aufgrund der durchgeführten Bohrungen zementative Erze mit wechselnden Kupfergehalten, ausschließlich in der Form des Kupferkieses, nachgewiesen werden. In den mittleren und oberen Teufen traten und treten außerdem zementative Kupferreicherze mit vorwiegend Kupferkies-Bornit-Kupferglanz auf. Die Zementationszone geht ab 350 m ü. NN in primäre, kupferarme Pyriterze über.

Frühere genetische Vorstellungen, nach denen die Kupferreicherze hydrothermale Gangbildungen darstellen, die auch in größeren Teufen anstehen sollen, haben sich als unhaltbar erwiesen.

Die Lagerstättenvorräte im Kupferberger—Wirsberger Erzrevier können geschätzt werden auf

360 000 t Kupferreicherze mit 4,5 % Cu, 1 % Zn, 50 g/t Ag, 2 g/t Au
325 000 t kupferführende Pyriterze mit 1,5 % Cu, 1 % Zn, 15 g/t Ag.

Hierzu kommen außerdem größere Mengen heute nicht nutzbarer Pyriterze, Pyrit-Magnetiterze und Magnetkieserze mit nur geringen Kupfergehalten.

6. Literatur

Bayerisches Oberbergamt: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. Band I, Fichtelgebirge, Frankenwald und Bayerischer Wald. 212 S., München 1924.

Brand, H.: Die Kupferlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. — Geogn. Jh., **34**, S. 1—102, München 1922.

Emmert, U.: Ein Beitrag zur Flußgeschichte des Frankenwaldes und seines Vorlandes im Bereich des Kartenblattes Stadtsteinach. — Geol. NO-Bayern, **3**, S. 36—42, Erlangen 1953.

Emmert, U., Horstig, G. v. & Weinelt, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach. — 279 S., München (Bayer. Geol. LA) 1960.

Emmert, U. & Weinelt, W.: Erläuterung zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 5935 Marktschorgast. — 286 S., München (Bayer. Geol. LA) 1962.

GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorland. 698 S., Gotha 1879.

HEGEMANN, F. & IBACH, R.: Über die Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Metallwirtschaft, **15**, S. 463—466, Berlin 1936.

HOFMANN, R.: Junge Bewegungen an der Fränkischen Linie. — Geol. NO-Bayern, **5**, S. 151—154, Erlangen 1955.

IBACH, R.: Zur Entstehungsgeschichte der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Z. Angew. Mineral., **2**, S. 114—152, Berlin 1940.

KEUNECKE, O.: Die Bedeutung geoelektrischer Untersuchungen für die Aufsuchung und Erschließung von Erzlagerstätten. — Erzmetall, **4**, S. 257—265, 1951.

KRAUS, L.: Die geologische Stellung der Prasinit-Phyllit-Serie in der Umrandung der Münchberger Gneismasse. — 84 S., Dissertation Würzburg 1954.

RAMDOHR, P.: Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen von Nieder-Ramstadt bei Darmstadt. — Notizbl. Darmstadt, **5**, S. 164—192, 1923.

— Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. 1089 S., Berlin 1960.

ROST, F.: Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des ostbayerischen Grenzgebirges. — Z. Angew. Mineral., **2**, S. 1—27, Berlin 1940.

— Die Talklagerstätten der Münchberger Gneismasse. — 8. Sonderh. zur Z.: Der Aufschluß, S. 128—143, Göttingen 1960.

SANDREA, M.: Etude lithologique et petrographique des sondages K_1 a K_5, Kupferberg. — Unveröffentl. Bericht, Paris 1967.

THAUER, W.: Morphologische Studien im Frankenwald und Frankenwaldvorland. — Mitt. Färnk. Geograph. Ges., **1**, S. 1—232, Erlangen 1954.

TILLMANN, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn. 118 S., München (Bayer. Geol. LA) 1958.

WEINELT, W.: Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW-Teil der Münchberger Gneismasse. — Tscherm. mineral. u. petr. Mitt., **6**, S. 281—375, Wien 1958.

WURM, H.: Zur Genese der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. — Geogn. Jh., **40**, S. 53—58, München 1927.

— Geologie von Bayern, Teil I, Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, nördlicher Oberpfälzerwald. 555 S., Berlin 1961.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 4. 3. 1970.

Geologica Bavarica	65	107—125	München 1972

Die Bildung und Erhaltung der Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten in Abhängigkeit von Biegungs- und Bruchtektonik

Von Helmut Gudden *)

Mit 3 Abbildungen und 2 Beilagen

Herrn Oberregierungsdirektor Dr. E. O. Teuscher zum 65. Geburtstag gewidmet.

Kurzfassung

Die lagerstättenmäßige Anreicherung und Erhaltung der prä-obercenoman entstandenen Eisenerze am Ostrand des nördlichen Frankenjura wird im kausalen Zusammenhang mit präerzischer Biegungs- und post-erzischer Bruchtektonik beschrieben. Aus den entwickelten Vorstellungen wird gefolgert, daß „neue", noch unbekannte Lagerstätten — wenn überhaupt — nur am SW-Rand der Königstein-Eschenfeldener Wölbungszone und allenfalls bei Hollfeld vorhanden sein könnten.

Inhalt

Seite

1. Kurzabriß: Lage, Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der Lagerstätten 107
2. Beschaffenheit und Zusammensetzung der Erze 110
3. Tektonik, Lagerstättenbildung und -erhaltung 111
   3.1. Die Entwicklung der Auffassungen über Erzentstehung und Lagerstättenbildung 111
   3.2. Die Verknüpfung der Lagerstätten mit den Störungszonen 113
      3.2.1. Bruchtektonik und ihre Bedeutung für die Lagerstättenerhaltung 113
      3.2.2. Biegungstektonik und ihre Bedeutung für die Lagerstättenbildung 114
   3.3. Folgerungen 119
4. Zusammenfassung 122
5. Literatur 123

1. Kurzabriß: Lage, Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der Lagerstätten

Der Oberpfälzer Eisenerzbergbau, dessen erste Spuren bis in die La-Tène-Zeit zurückzuverfolgen sind (rd. 400 Jhr. a. C. n.), kann seit dem frühen Mittelalter auf eine rd. 1000-jährige mehr oder minder kontinuierliche Geschichte zurückblicken, die möglicherweise schon in der Zeit Karls des Großen beginnt. Erste urkundliche Erwähnung findet dieser Bergbau allerdings erst im zweiten Urbar der bayerischen Herzöge, das in die Zeit um 1280 datiert wird (vgl. G. Schatz 1971, dort weitere Literatur).

Basis dieses bis in die heutige Zeit blühenden und vorratsmäßig noch keineswegs erschöpften Bergbaues sind sedimentäre Eisenerze des älteren Cenomans, deren größere Lagerstätten in auffälliger Weise und räumlich sehr eng mit bedeutenden Bruchstörungszonen verknüpft sind, die in nordwestlicher Ver-

*) Anschrift des Verfassers: Reg.-Dir. Dr. Helmut Gudden, Bayer. Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

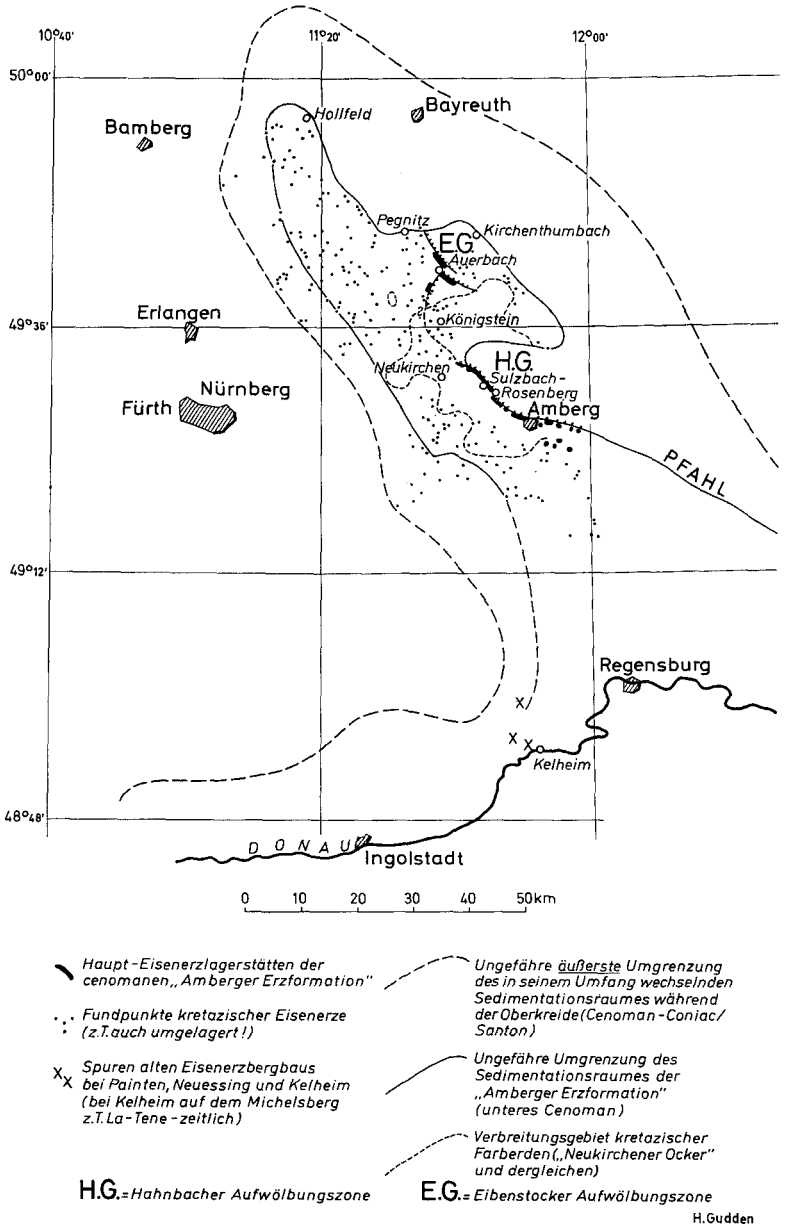


Abb. 1. Verbreitungsgebiet kretazischer Eisenerzvorkommen in NO-Bayern.

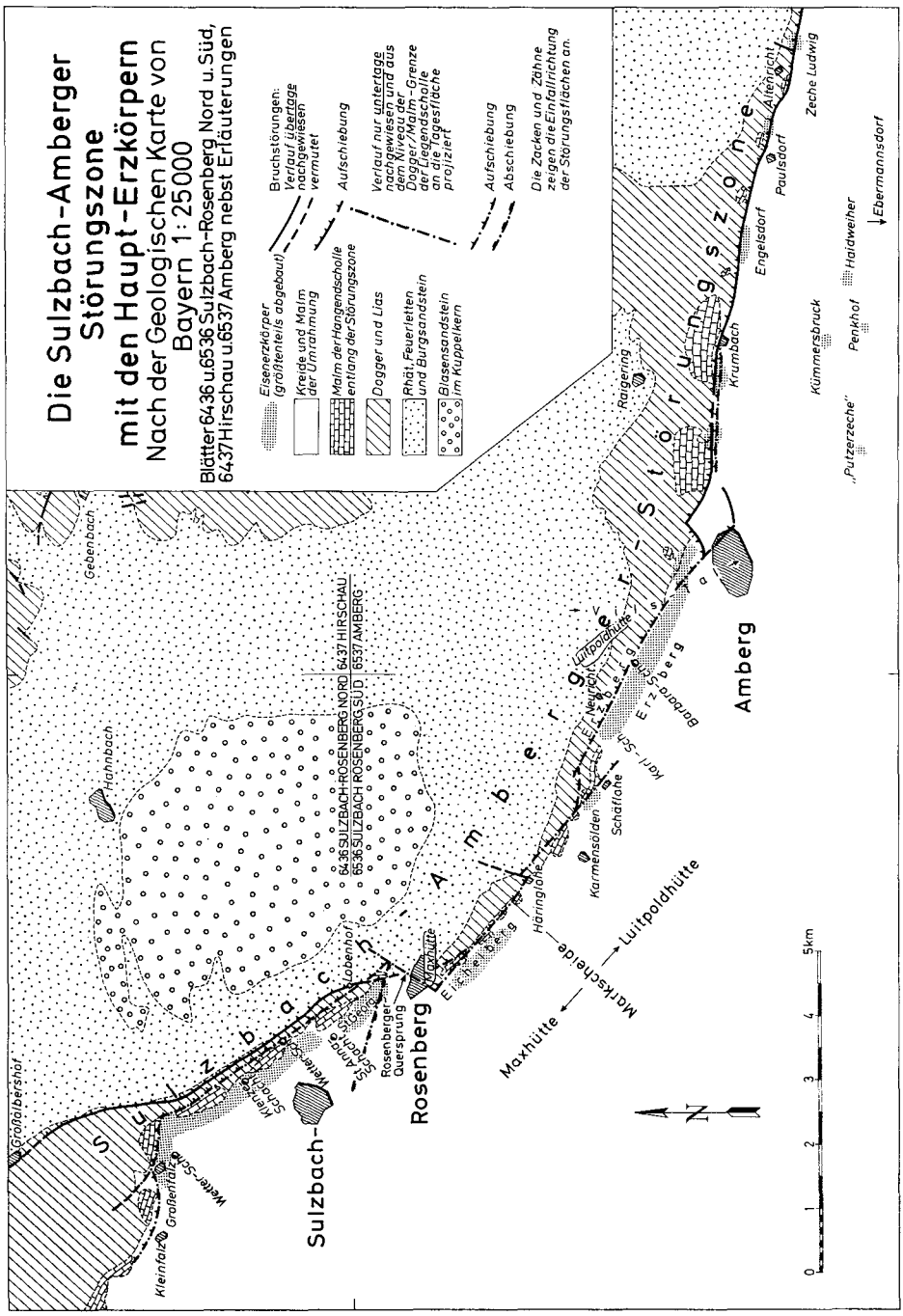


Abb. 2. Die Erzlagerstätten entlang der Sulzbach—Amberger Störungszone.

längerung der großen Pfahlstörungszone das mesozoische Deckgebirge durchziehen (Abb. 1).

Am weitesten südöstlich liegen die altbekannten, bereits von AGRICOLA 1546 erwähnten Lagerstätten von Amberg (Abb. 2), auf denen der Bergbau 1964 eingestellt worden ist. Die Gesamtförderung vom Jahre 1000 bis 1960 ist auf rd. 13 Mio t zu veranschlagen, davon sind in den letzten 78 Jahren vor der Einstellung (ab 1886) rd. 5,6 Mio t, also fast die Hälfte der Gesamtförderung gewonnen worden. Ein unverritzter Lagerstättenteil von 0,6—0,8 Mio t liegt noch bei Schäflohe zwischen Amberg und Rosenberg.

Nach Nordwesten schließen sich die Lagerstätten von Sulzbach-Rosenberg an (Abb. 2), auf denen der wohl kaum jüngere Bergbau heute noch umgeht. Allein von 1859 bis 1971 sind aus den Sulzbacher Gruben rd. 20 Mio t gefördert worden.

Die Förderentwicklung spiegeln folgende Zahlen wider:

1870	rd	35 000 t
1900	rd.	75 000 t
1940	rd.	390 000 t
1954	rd.	360 000 t

In den Folgejahren sind die Leistungen noch beträchtlich angestiegen, 1958/59 kulminierten sie mit 603 759 t, um dann allmählich wieder abzunehmen. 1971 betrugen sie nur noch 306 000 t, und in einigen Jahren wird der Bergbau bei Sulzbach wegen Erschöpfung der Vorräte zum Erliegen kommen. Die dann insgesamt aus diesen Lagerstätten gewonnenen Erzmengen dürften in der Größenordnung auf 24 Mio t zu veranschlagen sein, davon entfallen weit über 20 Mio t auf die letzten 120 Jahre und über 10 Mio t auf die letzten 25 Jahre.

Von den noch vorhandenen Vorräten her betrachtet hat Aussicht auf eine längere Blütezeit nur noch der ebenfalls schon sehr alte Bergbau auf den Lagerstätten bei Auerbach. Im Jahre 1971 wurden dort 479 000 t Erz gefördert. Steigerungen der künftigen Förderleistungen sind vorgesehen.

Von der gesamten inländisch geförderten Eisenerzproduktion in der BRD entfielen 1971 bezogen auf die Erztonnage 12 % auf die Lagerstätten von Sulzbach und Auerbach, bezogen auf die Fe-Tonnage sogar 17 %.

2. Beschaffenheit und Zusammensetzung der Erze

Das Eisenerz aller genannten Lagerstätten besteht (bzw. bestand) bei Amberg und Sulzbach fast ausschließlich, bei Auerbach überwiegend aus Brauneisenerz („Braunerz") von erdig-weicher und mulmiger („ockeriger") bis splitterig-harter Beschaffenheit („Derb"- und „Rieselerz"). Es ist als Fazies der älteren Cenomansedimente in tiefen Erosionshohlformen des Malms in Form von unterschiedlich großen an- und abschwellenden Linsen zu „Erzkörpern" angereichert. Während bei Amberg und Sulzbach neben dem Braunerz nur ganz untergeordnet auch Weißeisenerz („Weißerz") als sedimentär entstandenes

Eisenkarbonat auftritt, bildet das sedimentäre „Weißerz" bei Auerbach einen erheblichen Teil der Vorräte (vgl. ECKMANN u. GUDDEN, ds. Bd.). Metasomatisch aus Malmkalk entstandene Spateisensteinbildungen treten als eingeschlossene Brocken oder an den Berührungsflächen zwischen Erzkörpern und Malmkalk bzw. -dolomit in allen Lagerstätten auf, spielen jedoch mengenmäßig überhaupt keine Rolle.

Zur Kennzeichnung des Erz-Chemismus mögen hier Pauschalangaben genügen. Die Durchschnittsanalysen der grubenfeuchten Fördererze gibt BECKENBAUER (1955) wie folgt an:

	% Fe	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Mn	P	GV	H_2O
Amberg	45	9	3,0	0,3	0,2	0,2	0,9	10	10
Sulzbach	46,5	8	2,8	0,3	0,2	0,5	0,55	9,8	10,3
Auerbach									
Braunerz	44,5	11,0	1,9	0,5	0,25	0,45	0,85	10	9,5
Weißerz	31,5	17,0	2,2	3,2	0,7	1,0	0,95	17,5	10

Diese außerordentliche Ähnlichkeit der Analysen der über immerhin fast 50 km streichende Länge verteilten Lagerstätten lassen nicht nur auf gleichartige Entstehung der Erze, sondern, in Anbetracht der ebenfalls völlig gleichartigen räumlichen Anlehnung an die Störungszonen, auch auf gleiche Voraussetzungen für die Lagerstättenbildung — eben im Zusammenhang mit dieser Tektonik — schließen (vgl. Beil. 1).

Die Erz-Entstehung, d. h. die Herkunft des Eisens, sein Transport und die Milieubedingungen, unter denen es ausgefällt und sedimentiert worden ist, werden im folgenden allerdings nur insoweit kurz gestreift, als es für das Verständnis der Lagerstättenbildung im Zusammenhang mit der Tektonik notwendig erscheint.

3. Tektonik, Lagerstättenbildung und -erhaltung

3.1. Die Entwicklung der Auffassungen über Erzentstehung und Lagerstättenbildung

Insbesondere die enge und unmittelbare Anlehnung der Lagerstätten an die Störungszone, die über fast 50 km streichende Störungslänge bei allen Lagerstätten zu beobachten ist, hat schon frühzeitig das geologische Interesse auf sich gezogen und zu zahlreichen Deutungsversuchen über den Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerstättenbildung Anreiz und Anlaß geboten. Nachdem VOITH (1841) als erster das Kreide-Alter der Erze erkannt hatte, stufte GÜMBEL sie im Zuge seiner 1854 begonnenen Untersuchungen nach anfänglichen Unsicherheiten (1868) schließlich 1891 mit Sicherheit als tiefste Oberkreidebildungen ein und kommt 1893 zu dem Ergebnis, daß die Lagerstätten ihre Entstehung dem „Erguß von eisenhaltigen Wässern verdanken, welche auf den bereits vor ihrer Ablagerung vorgebildeten Spalten zu Tag getreten sind und sich bis über die benachbarten Juraschichten verbreitet haben. Nach ihrem besonders reichlichen Absatz längs der Spalten wurden hier die Erzlager mitsamt den jurassischen Schichten des Untergrundes später dislociert und in eine mehr oder weniger steile Stellung versetzt" (GÜMBEL 1893, S. 320).

Damit war für diese Lagerstätten die sogenannte „Spaltentheorie" geboren, die in den folgenden Jahrzehnten von verschiedenen Autoren mannigfach variiert wurde (ascendent, vados,

warm, kalt, kretazisch, tertiär, metasomatisch), wobei allen Variationen gemeinsam ist, daß sie prä-erzische „Spalten", d. h. Bruchtektonik, für die Lagerstättenbildung voraussetzen.

Wenigstens teilweise oberirdische Eisenzufuhr neben der unterirdischen ziehen erstmals REUTER (1916) und PEINERT (1917) in Erwägung. Damit bahnte sich eine neue Auffassung an, die auf aufsteigende Wässer als Fe-Bringer verzichtet, wenngleich P. DORN noch 1937 an der unterirdischen Zufuhr auf prä-erzischen „Spalten" festhielt und letztlich erst 1960 in seiner „Geologie von Mitteleuropa" (2. Auflage) endgültig von der Spaltentheorie abrückte: Die Erze „sind sedimentäre Absätze in unterkretazischen, stellenweise wohl als Dolinen entstandenen Talsenken. Sie sind nicht an präcenomane Verwürfe gebunden, sondern erst durch oberkretazische Tektonik verbogen, zerstückelt und z. T. später nach SW hin aufgeschoben" (S. 342).

In der Literatur läßt sich dieser Deutungsumschwung schrittweise verfolgen[1]):

Schon 1902 konstatierte KOHLER, daß es gar keine präcenomanen „Spalten" gibt, und vertritt daher Vorstellungen über epigenetisch-metasomatische Vererzungen von Malmkalk durch Fe-Zufuhr aus tertiären Spalten. 1922 schließt BERG aus dem hohen P-Gehalt der Erze auf Entstehung aus descendenten Lösungen. Ausschließlich von vadosen Wässern aus dem Doggersandstein leitet HUMMEL (1927) die Erze ab und weist zugleich auf die maßgeblichen Mitwirkungsmöglichkeiten von Humuswässern beim Fe-Transport und der Erzentstehung hin. Ebenfalls aus dem Dogger, aber durch oberirdischen Lösungstransport erklärt TRUSHEIM (1935) die Fe-Zufuhr. HARTMANN (1936) verzichtet zwar noch nicht auf Kohlensäure- und kalkhaltige Schicht- oder Verwerfungsquellen (zur Erklärung des Eisenspates), bezeichnet aber ebenfalls alle nachweisbaren Brüche als nach-erzisch. Er betont als erster mit Recht die Bedeutung der von ihm ins Tertiär gestellten Bruchtektonik für die Lagerstätten-Erhaltung. Gedankengängen v. FREYBERGS folgend, versteht JENSEN (1939) es, auf HUMMELS Spuren, die Fe-Lösung und den Transport in Humusgewässern (deren Bedeutung auch GALSTERER [1935] schon würdigte) und die Fe-Fällung beim Auftreffen auf Kalk oder karbonatreiche Wässer am Beispiel Amberg plausibel zu machen und eine zwanglose Erklärung für die Fe-Anreicherung zu geben; eine Erklärung, welche v. FREYBERG (1940) auch für Auerbach vertritt, wo er nachwies, daß auch dort die Bruchstörungen jünger sind als das Erz. v. FREYBERG beschränkt die Fe-Herkunft aber nicht auf den Dogger, sondern „die Schwarzwässer nehmen das Eisen, wo sie es finden, und alle Gesteine der damaligen Landoberfläche, die mit Schwarzwässern in Berührung kamen, haben dazu beigetragen" (1940, S. 412).

Diese Deutung — Lösung des Eisens wo es gefunden wurde, und Transport durch Humuswässer („Schwarzwässer"), Ausfällung beim Auftreffen auf Kalk oder karbonatreiche Wässer und dadurch Anreicherung des Eisens und Lagerstättenbildung bei ausreichender Zufuhr und ausreichendem Aufnahmevolumen der Sedimentationsbecken — läßt sich nicht nur zwanglos mit den paläogeographischen und paläoklimatischen Gegebenheiten vereinen, sondern sie wird auch durch mineralogische, geochemische, petrographische und chemische Spezialuntersuchungen nicht nur nicht in Frage gestellt, sondern untermauert und gestützt (vgl. GEHLEN u. HARDER 1956, sowie ANDRITZKY u. FRÖHLICH 1965). Allenfalls umstreitbar ist heute nur noch die Frage, ob die Erzablagerung in mehr limnisch (-fluviatilem), brackischen oder marinem Milieu stattgefunden hat. Das völlige Fehlen eindeutig kretazischer, speziell mariner Fossilien[2]), die ebenso eindeutig aus dem Erz stammen, spricht für Süßwassermilieu. Andererseits sind zumindest örtliche und zeitweise brackische und marine Einflüsse während der Ablagerungszeit nicht undenkbar und keinesfalls ganz auszuschließen. In den in ihrer Entstehung und ihrem Ver-

[1]) Er ist eingehend skizziert in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord (GUDDEN u. TREIBS 1961). Vgl. auch Erläuterungen zu Bl. 6536 Sulzbach-Rosenberg Süd (GUDDEN u. TREIBS 1964), Bl. 6537 Amberg (TILLMANN, TREIBS u. ZIEHR 1963), Bl. 6335 Auerbach (TILLMANN u. TREIBS 1967). Sämtlich mit umfangreichen Literaturverzeichnissen.

[2]) Umgelagerte Jurafossilien sind im Erz nicht sehr selten. Ebenso sind örtlich auch kleinere Mengen von oolithischem Doggererz unmittelbar in das Kreide-Erz hineingeraten oder mit diesem in Berührungskontakt gekommen, was aus den tektonischen Vorgängen ohne weiteres verständlich und aus den Querprofilen ersichtlich ist. Auch diese ooidischen bis oolithischen Erzpartien haben zu genetischen Mißdeutungen Anlaß geboten.

lauf durch Biegungstektonik vorgeprägten, präcenoman entstandenen, langgestreckten Erosionstälern, in denen die Erztröge liegen, könnte die Wasserfüllung (der Landsenkung entsprechend zuerst in Form eines Grundwasseranstieges — süß; später vielleicht auch brackisch-marin) der obercenomanen Meeresingression, die aus dem Regensburger Raum in die „Oberpfälzer Bucht" vordrang, in Form ertrinkender Täler kanalartig weit vorausgeeilt sein.

Die vorstehend nur kursorisch skizzierte Entwicklung der Ansichten über die Ursachen der Erzentstehung und der Lagerstättenbildung wurde ganz entscheidend gefördert durch die mit zunehmender Intensivierung des Bergbaus zunehmend verbesserten Aufschlußverhältnisse.

Insbesondere die in den letzten beiden Jahrzehnten im Bereich Sulzbach und Auerbach niedergebrachten etlichen hundert Bohrungen sowie die Erweiterungen und Ausdehnungen der Grubengebäude gestatten es, heute eine einerseits differenzierte Darstellung der Lagerstätten zu geben und andererseits den ihnen allen gemeinsamen Zusammenhang mit der Tektonik aufzuzeigen. (Daß dies erst gegen Ende einer rd. 1000-jährigen Bergbauperiode und „kurz" vor Erschöpfung der Lagerstätten möglich erscheint, ist zwar bedauerlich, aber durchaus kein Einzelfall, auch mindert es nicht den Reiz am Erkennen des erdgeschichtlichen Geschehens. Verständlich wird dieses relativ späte Erkennen allerdings auch dadurch, daß der ältere Bergbau, von den Tagesausbissen ausgehend, jahrhundertelang ausschließlich in den Lagern der Hangendschollen umgegangen ist. Zumindest im Sulzbacher und Auerbacher Revier wurden die Haupterzlager der Liegendschollen eigentlich erst in diesem Jahrhundert untersucht und in Angriff genommen und damit wurde auch erst ein allmählicher Einblick in die Tektonik der Störungszonen möglich, deren Charakter und Feinbau — wie ein Blick auf die geologischen Karten und Querprofile lehrt — von übertage aus oder auch aus Aufschlüssen nur in den Hangendschollen überhaupt nicht erkennbar und deutbar sein konnte.)

3.2. Die Verknüpfung der Lagerstätten mit den Störungszonen

Die schon im Grundriß so auffallende enge räumliche Anlehnung der Lagerstätten an die Störungszonen (Abb. 1, 2 u. Beil. 1) zeigt sich auch in den aufrißlichen Darstellungen der Querprofile (Fig. 1—5, 8 u. 9) als engste Verknüpfung. Von Amberg bis nordwestlich Auerbach herrschen in allen Lagerstätten die grundsätzlich gleichen Lagerungsverhältnisse:

Die in Erosionshohlformen des Malmreliefs gebildeten Lagerstätten sind nach ihrer Bildung durch Aufschiebungstektonik in jeweils Liegend- und Hangendscholle zerlegt worden. (Nur in den schräg bis steilgestellten Hangendschollen beißen diese Erzlager stellenweise zu Tage aus und boten hier die ersten Ansatzpunkte für den alten Bergbau.)

3.2.1. Bruchtektonik und ihre Bedeutung für die Lagerstättenerhaltung

Daß die erste, ins jüngere Cenoman fallende Bruchtektonik nacherzisch stattfand, bedarf keiner näheren Beweisführung — die fertigen Lagerstätten sind durch sie zerlegt worden. Daß sie aber vor Ablagerung der jüngeren Oberkreide, auf jeden Fall vor coniacisch stattfand, geht aus der Lagerung des fossilmäßig als Coniac (Ziegler 1957) ausgewiesenen „Cardientones" hervor, der als

„Rinnenfüllung" zumindest in einigen Profilen ungestört darüber liegt (Beil. 2, Fig. 1 u. 2).

Ebenso eindeutig allerdings läßt sich an anderen Profilschnitten zeigen, daß noch eine jüngere Bruchstörungsphase am Lagerungsbild mitgewirkt hat, die auch den Cardienton mit verworfen hat und demnach coniacischen oder postconiacischen Alters ist (Beil. 2, Fig. 3 u. 4).

Die im streichenden Verlauf der Lagerstätten im einzelnen mitunter sehr differenzierten Lagerungsbilder entlang der Störungszonen lassen sich ausnahmslos durch diese zwei- oder mehrphasige Bruchtektonik erklären, in deren Verlauf und als deren Folge es auch zu beträchtlichen gravitativen Freigleitungen gekommen ist, die sogar zu „überhängenden" oder horizontalen s c h e i n b a r e n „Überschiebungsflächen" geführt haben (Beil. 2, Fig. 5). Ihrer Entstehung nach sind sie allerdings besser als „Überlappungsflächen" zu deuten, d. h. Teile der herausgehobenen Hangendscholle sind auf die Oberfläche der Liegendscholle bergrutschartig aufgeglitten, wie Fig. 6 auf Beil. 2 es verdeutlicht.

Wie andere, z. B. schaufelblattförmige Störungsflächen, oberhalb der Erzlager durch die Mehrphasigkeit der tektonischen Bewegungen entstanden sind, versucht die Fig. 7 zu veranschaulichen (Beil. 2, Fig. 7, auch Fig. 6 unten links).

Die Vielgestaltigkeit der Lagerungsformen im einzelnen ist hier nicht weiter auszubreiten, sie ist a. a. O. ausführlich dargestellt und gedeutet worden[3]). Zurückzuführen ist sie in erster Linie auf zwei Hauptbruchstörungsphasen, deren Bewegungen sich zumeist auf zwei parallelen oder subparallelen Bahnen (Flächen) abspielten, mitunter aber auch die g l e i c h e Bewegungsfläche benutzten und modifizierten. In zweiter Linie sind die Lagerungsformen aber auch beeinflußt durch den freien Raum, der den zwischen Malm der Liegendscholle und emporgehobener und steilgestellter Hangendscholle „eingeklemmten" Sedimenten innerhalb der Erztröge zur Verfügung stand. Beispiele dafür zeigt die Fig. 8 auf Beil. 2.

Zusammenfassend sei hier festgehalten, daß die nach-erzische, oberkretazische B r u c h tektonik weder für die Erz- noch für die Lagerstättenbildung ursächlich war.

Wohl aber hat sie für die bereits vorhandenen Lagerstätten, insbesondere für die (eben deshalb) in den Liegendschollen verbliebenen H a u p t e r z lager einen ausgezeichneten Schutz vor späterer Aufarbeitung, Umlagerung und Erosion geboten und somit die wesentlichste Voraussetzung für die E r h a l t u n g der Lagerstätten geschaffen. Paradebeispiele für die schützende Überdeckung oder Einbettung der Lagerstätten bieten die Profile der Fig. 9 auf Beil. 2.

3.2.2. B i e g u n g s t e k t o n i k u n d i h r e B e d e u t u n g f ü r d i e L a g e r s t ä t t e n b i l d u n g

Nach vorstehenden Darlegungen drängt sich die Frage auf: Warum hat die B r u c h tektonik sich so maßhaltig und genau nach dem Verlauf der langgestreckten talartig in das Malmrelief eingeschnittenen und bereits mit Erz ge-

[3]) Gudden (1956, 1966 a), Gudden u. Treibs (1961, 1964), Eckmann u. Gudden (1972).

füllten Erztröge gerichtet? Diese Frage ist schon halb beantwortet, wenn man sie umdreht: Warum haben sich die Erztröge und die Lagerstätten ausgerechnet da gebildet, wo später die Bruchtektonik aufgerissen ist?

Ein Blick auf die geologischen Karten (vgl. auch Abb. 1 u. Beil. 1) lehrt, daß das Bruchstörungssystem und die Lagerstätten die steileren SW-Flanken einer größeren, in sich noch unterteilten Aufwölbungszone begleiten — „Hahnbacher Kuppel", „Eschenfelden-Königsteiner Gewölbe", „Eibenstocker Sattel". Diese leitet strukturell gewissermaßen in das noch weiter herausgehobene östlich anschließende mesozoische Bruchschollenland und letztlich in den nordostbayerischen Grundgebirgsblock über. Teils noch partiell von Malmschichten bedeckt, teils bis in den tieferen Doggersandstein, teils — wie die Hahnbacher Kuppel — flächenhaft bis in den Sandsteinkeuper hinein denudiert, ist den genannten Aufwölbungszonen gemeinsam, daß ihre Herauswölbung bereits im Präcenoman begonnen hat und v o r Ablagerung der Erze unterschiedlich weit fortgeschritten war. (In der Hahnbacher Kuppel deuten sich nach BERGER [1952] vertikale Bewegungstendenzen schon während des Doggers an. Daß hier die Denudation in der Erzbildungszeit bereits mindestens den Oberen Keuper freigelegt haben muß, geht aus entsprechenden Mürbsandsteingeröll-Funden TILLMANNS in der Erzformation bei Amberg [vgl. GUDDEN u. TREIBS 1961, S. 57] hervor.)

Die mit der Heraushebung Hand in Hand gehende Denudation schuf Abtragungskalotten, deren Niveau während der Erzbildungszeit die tiefen Erosionstäler im Malm, die späteren Erztröge, überhöht hat.

Zusammen mit ihrem noch stärker herausgehobenen östlichen Hinterland bildeten sie das Liefergebiet für wassertransportierte Lösungen und Feststoffsuspensionen, die sich in den Erztrögen niederschlugen. Die Erztröge aber sind nichts anderes als Teile eines langgestreckten Talzugsystems, das sich während der Unterkreide entlang der Südwestränder der Aufwölbungsbereiche in den Malm eingetieft hatte. Warum hatte es sich gerade dort eingetieft? Nach den epirogenetisch bedingten Trockenfallen der nordbayerischen Malmtafel im höheren Kimmeridge war diese während der ganzen Unterkreide — 30—40 Mio Jahre lang — Landoberfläche und je nach Grundwasserstand einer mehr oder weniger tiefgreifenden Verkarstung ausgesetzt, die zahllose und mannigfache, zumeist allerdings ungerichtete Karsthohlformen aller Art schuf. Zugleich wurde die Malmtafel mit Beginn der großräumigen Herauswölbung des Fränkischen Schildes im Westen in unserem Betrachtungsgebiet generell flach nach Osten geneigt und erst an ihrem (heutigen) Ostrand entlang der dort entstehenden, lokal differenzierten Hebungs- und Wölbungsbereiche, z. T. flexurartig, hochgeböscht (vgl. „Frankenalb-Furche", v. FREYBERG 1969, S. 15 u. Taf. 7). Die Entstehung des langgestreckten NW—SO-gerichteten Talzugsystems am heutigen Ostrand der Frankenalb ist nun einleuchtend zu erklären. Sie wurde durch zwei Umstände begünstigt. Einmal durch die mechanische Beanspruchung und Zerrüttung, welche den Malm an den dortigen flexurartigen Wölbungsflanken betroffen hat, zum anderen aber — und viel wesentlicher — durch die in dieser Flexurrinne konzentrierte Wasserführung. Alles auf der flach nach Osten geneigten Malmtafel versitzende und erst auf dem Ornatenton gestaute Wasser strömte letzten Endes der Flexurrinne zu, vereinte sich dort wohl auch mit den von den östlichen Wölbungszonen herabströmenden Wässern, um in dieser Rinne

nach SO abzufließen. Daß dieser Jahrmillionen lang denkbare Grund- und Karstwasserstrom in der Flexur-Rinne die dort biegungstektonisch beanspruchten und daher wegsameren und weniger resistenten Karbonatgesteine des Malms weitaus stärker und intensiver, z. T. bis auf den Dogger hinabgreifend, hinweggelöst und erodiert hat als anderswo, ist leicht einzusehen. In den Struktur-Rinnen an den SW-Flanken der Aufwölbungszonen entstanden so auch die Relief-Rinnen. Das Randtalzugsystem, dessen Tröge später die Lagerstätten aufnahmen, ist also eine Folge der Biegungstektonik, aus welcher nach der Lagerstättenbildung die Bruchtektonik hervorging, welcher die Lagerstätten ihre Erhaltung verdanken (vgl. GUDDEN 1966 a).

Wie man sich die Eisen- und Sediment-Zufuhr aus den östlichen Denudationskalotten und ihrem Hinterland sowie die Ausfällung und Ablagerung in den vorgeformten Erztrögen vorstellen kann, zeigt die Abb. 3, die im Prinzip für alle Lagerstätten von Amberg bis Auerbach gilt.

Allerdings ist es auch außerhalb des Randtalzugsystems hier und da zu kleineren Eisenerzanreicherungen in geeigneten Hohlformen des Karstreliefs gekommen, deren einzelne früher auch Gegenstand von Bergbau waren, doch sind oder waren sie mengen- und inhaltsmäßig völlig unbedeutend gegenüber den hier beschriebenen Lagerstätten.

Die Voraussetzungen für qualitative und quantitative Erzanreicherungen und damit für Lagerstättenbildung waren eben am besten in den Trögen des Randtalzug-Systems entwickelt.

Dies nicht nur, weil hier das größte Volumen zu ihrer Aufnahme bereitstand (was allenfalls die Quantität erklären könnte), sondern auch weil hier die erste Gelegenheit zum Einmünden in andere Wässer (Karbonat-Wasser, zeitweilig vielleicht auch Brack- oder Seewasser) bestand. Die Fe-führenden Wässer sind nicht aus der Malmtafel im Süden und Westen gekommen (denn diese enthält praktisch kaum Eisen und hatte überdies zur Erzbildungszeit keine Oberflächenentwässerung), sondern von Osten aus den herausgehobenen Wölbungsbereichen, in denen die Abtragung kaum je der allmählichen Aufwölbung nachhinkte, die ihre Umgebung kaum jemals wesentlich überragt haben und in denen die im Zuge fortschreitender Denudation freigelegten (Fe-reichen) tieferen Schichten (Dogger [!] bis Keuper) während der Erzbildungszeit schon zu Tage anstanden. Alle aus diesen vom Malm schon völlig entblößten Bereichen in die Flexur-Rinne strömenden, Fe-beladenen Wässer trafen hier nun erstmals auf die karbonatbeladenen Karstwässer des Malms („Auftreffen auf Kalk") und verloren ihre Eisenfracht (vgl. Abb. 3). Zu dieser Zeit war der Grund der Flexur-Rinnen von mehr oder minder stagnierenden, gerinneverbundenen Tümpeln und Seen, vielleicht auch schon zeitweilig von fjordartig durch den Rand-Talzug ins Festland vorstoßendem Brack- oder Meerwasser erfüllt (Vorboten der spätcenomanen, flächenhaften Transgression).

Selbstverständlich haben die auf breiter Front als Bodenwasser, Rinnsale und kleine Bäche in die Erztröge einsickernden und einfließenden, Fe-bringenden Wässer — zeitlich und örtlich wechselnd — auch pelitisches und feinklastisches Material mit sich geführt, dessen Anteil heute für die Erz-Qualität ausschlaggebend ist. Allerdings ist diese Feststoffsuspension wohl überall da weitgehend

vor Erreichen der Erztröge „abfiltriert" worden, wo das Wasser seinen Weg erst durch den auf der geneigten Flexurflanke stehengebliebenen Malm, der gewissermaßen eine Zeugenbergkette bildete, nehmen mußte. Anderwärts, wo diese „Filterwand" fehlte, wurden die Sande und Tone ungehindert in die Tröge (wie auch auf das weniger eingetiefte Malmrelief andernorts) eingeschwemmt, entsprechend sandiger oder toniger, verarmt oder vertaubt ist das Erz an diesen Stellen. Andererseits konnten Sand- und Tonschüttungen aber auch durch Wasserbewegung innerhalb der Tröge an Stellen gebracht werden, die auf der Hangendseite (= Zufuhrseite) eigentlich durch Malm „gedeckt" waren. Da die einzelnen Schüttungen und Zufuhren zeitlich und örtlich während der langen Erzbildungszeit natürlich wechselten, ist eine strenge Gesetzmäßigkeit in den Einzelheiten der Erzbeschaffenheit heute nicht zu erkennen, doch sprechen manche Befunde dafür (zumindest in den Sulzbach-Rosenberger und Auerbacher Erztrögen), daß die Erzbeschaffenheit dort am besten ist, wo auf der nordöstlichen Rinnenflanke (heutigen Hangendscholle) noch mächtiger Malm erhalten ist, durch den die

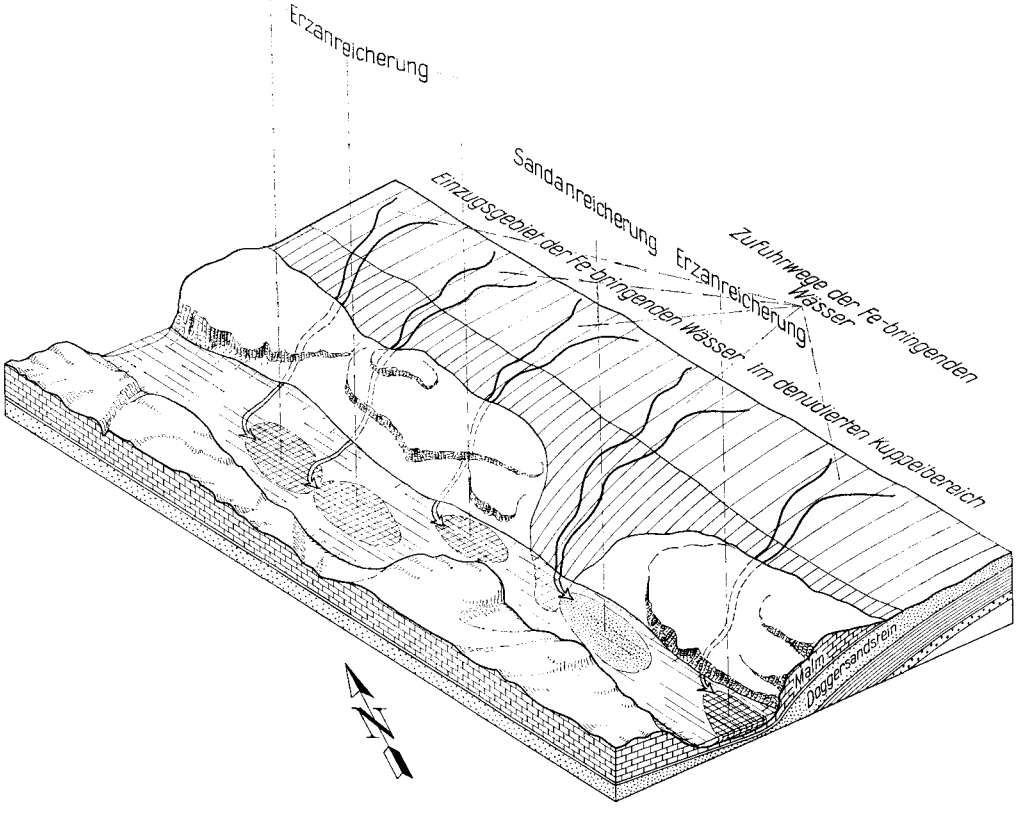


Abb. 3. „Erztrog" als Teilabschnitt des entlang der Flexurzonen präcenoman entstandenen Randtalzug-Systems während der Erzbildungszeit. Die Fe-bringenden Oberflächenwässer strömen teils unmittelbar, teils auch durch den Malm des Hangendflügels in die zeitweilig von Stillwasser, zeitweilig von langsam fließendem Wasser erfüllten Tröge und hinterlassen dort ihre Fracht. (Schematisiert, Maßstab etwa 1 : 25 000. Aus GUDDEN 1966 a S. 97).

Fe-bringenden Wässer „filtriert" worden sind (vgl. Abb. 3). Daß es andererseits auch zur Ausbildung „guten" Erzes kommen konnte an Stellen, wo der Malm des Hangendflügels weithin fehlt, haben die heute fast völlig abgebauten Lagerstätten am Amberger Erzberg bewiesen, deren Trogformen bis in den Doggersandstein eingeschnitten sind (GUDDEN 1966 a).

Erst n a c h Abschluß der so stattgefundenen Lagerstätten b i l d u n g haben neuerliche Hebungen in den östlichen Wölbungsbereichen ihre bislang nur als Flexurzonen ausgebildeten SW-Flanken zu B r u c h störungen aufreißen lassen — wie oben gezeigt wurde.

An der vertikalen G e s a m t heraushebung der engeren Wölbungsbereiche sind die durch B r u c h störungen bewirkten Vertikaldislokationen allerdings nur in unterschiedlichem Ausmaß beteiligt. So entfallen auf die vertikale Gesamtdislokation von rd. 400 m in der Hahnbacher Kuppel maximal 200 m auf Bruchdislokation. Beim Eschenfelden-Königsteiner Gewölbe beträgt das entsprechende Verhältnis (soweit bislang bekannt) 200 m zu 70 m, an der Eibenstocker Aufwölbung bei Auerbach hingegen entfallen von rd. 270 m Gesamtdislokation maximal bis 190 m auf Bruchdislokationen.

Wie wichtig für die Bildung und Erhaltung der L a g e r s t ä t t e n sowohl die in den Erztrögen gebotene Möglichkeit zur massigen Anreicherung des Erzes, als auch — ganz besonders — der bruchtektonisch begünstigte Schutz vor späterer Abtragung war, kann noch durch folgende beiläufige Überlegung erhärtet werden:

Nicht nur am Ostrand der Frankenalb, sondern auch an ihrem Westrand, oder besser gesagt am ganzen Innenbogen des schwäbisch-fränkischen Jura, der sich um den Fränkischen Schild herumzieht, können während des tieferen Cenomans gleich günstige Voraussetzungen für Lösung, Transport und Ausfällung angenommen werden wie am Jura-Ostrand. Die schon gegen Ende der Jura-Zeit sich abzeichnende Herauswölbung des Fränkischen Schildes war an der Wende Unter/Oberkreide sicher schon so weit gediehen, daß in seinem Scheitelbereich große Flächen vom Malm entblößt und darin ältere Schichten (Dogger, Lias, Keuper) denudiert waren (vgl. z. B. BIRZER 1939, S. 45 u. f.). Ob es dabei schon zur Anlage oder Ausbildung der heute so charakteristischen Schichtstufen kam oder nicht, kann offenbleiben. Jedenfalls hat man sich die Oberflächenentwässerung, dem Schichtfallen entsprechend, radial nach außen, also auf die damals noch viel weiter schildaufwärts reichende Malm-Umrahmung hin gerichtet vorzustellen, in unserem weiteren Bereich also generell nach Osten, Südosten und Süden. Sei es, daß diese aus dem Scheitelbereich kommenden Wässer z. T. noch als Oberflächengerinne auf dem Malm oder aber — von diesem verschluckt — als Karstwasser ihren Lauf nahmen, auf jeden Fall kann angesichts der gleichen klimatischen Verhältnisse unterstellt werden, daß sie (neben Feststoffen) auch Eisen transportiert und dieses beim „Auftreffen auf Kalk" oder Einmünden in karbonatische Wässer verloren, d. h. abgesetzt haben. Das Liefergebiet, das Transportmedium, die Absatzbedingungen waren prinzipiell genau so wie am Ostrand des Jura. Was allerdings wahrscheinlich n i c h t da war (ein Beweis läßt sich nicht antreten), waren die großen Stillwassergefüllten Hohlformen (Tröge) im Malm-Relief. Es konnte also bestenfalls zu kleineren taschenförmigen oder aber flächenhaften Erzablagerungen auf dem Malm oder an seinem Rand kommen (vielleicht in Art der kleinen flächenhaft verstreuten Ocker-, Erz- und Farberdevorkommen auf der östlichen Frankenalb). Aber auch w e n n es zu größeren Erzanreicherungen gekommen sein sollte — n i c h t s schützte dieses Erz vor späterer Abtragung, denn es fiel, falls es vorhanden war, der auch n a c h der Erzbildungszeit bis heute ständig weiter schreitenden Erosion, die den ganzen Jura miterfaßt und seinen Innenbogen rings um den Fränkischen Schild immer weiter auswärts verlegt hat, zum Opfer.

Immerhin mögen manche der praktisch über die ganze Albhochfläche verstreuten Erzgerölle und -krusten („Alberze", z. T. auch Bohnerze) als umgelagerte Spuren ehemals auch am Innenbogen des Frankenjura entstandener Erze aufgefaßt werden können (vgl. BIRZER 1939, S. 46).

3.3. Folgerungen

Im Vorstehenden ist der Versuch gemacht worden, die Existenz der bekannten größeren Eisenerzlagerstätten und ihre enge räumliche Verknüpfung mit Störungszonen im genetischen Zusammenhang darzustellen. Nachstehend wird versucht, umgekehrt aus den dargelegten Zusammenhängen heraus zu folgern und zu prüfen, ob nicht noch unbekannte Erztröge vorhanden sein können, wenngleich dies in einem seit Jahrhunderten derart nach Eisenerz durchwühltem Gebiet wie dem hier betrachteten wohl nur als akademisches „Nach-Tarocken" erscheinen mag.

Dennoch möge hierzu die Betrachtung von Beilage 1 dienen, auf der nicht nur die lagerstätten-„trächtigen" Störungszonen (post-erzische Bruchstörungszonen, hervorgegangen aus prä-erzischen Flexurzonen), sondern auch die (ungefähre) Ostbegrenzung des geschlossenen Malmverbreitungsgebietes (heutiger Zustand) eingetragen sind. Daß die heutige Ostgrenze des Malms zumindest über weite Abschnitte schon während der Erzbildungszeit praktisch den gleichen Verlauf hatte, ist an zahlreichen Stellen nachgewiesen durch die Tatsache, daß die Erzformation oder nur wenig jüngere Kreide-Schichten diskordant über die Malmgrenze hinweg oder zwischen Malm-Zeugenbergen hindurch auf die in den Abtragungskalotten freigelegten älteren Schichten übergreifen.

Dies gilt — cum grano salis — im ganzen Bereich um die Hahnbacher Aufwölbung herum sowie im weiteren Verlauf der Malm-Grenze, gekennzeichnet durch die Orte Vilseck—Kaltenbrunn—Kirchenthumbach bis Auerbach und wenige Kilometer nordwestlich davon[4]). Weiter nach Nordwesten, in Richtung Pegnitz, Waischenfeld und Hollfeld hingegen, ist dieses Übergreifen der ältesten Oberkreide (Erzformation) entlang der Störungszonen über die Malm-Grenze hinweg auf ältere Schichten bislang nicht belegbar. Der unmittelbare Beweis, daß hier während des unteren Cenomans, also der Erzbildungszeit n a h e, an den Flexurzonen schon potentiell Fe-liefernde Schichten denudiert gewesen wären, ist hier also nicht zu erbringen. Ebenso scheint es, bei Waischenfeld-Hollfeld, auch nicht zur Ausbildung ausgeprägter Randtalzüge entlang der Flexurzonen gekommen zu sein, die als „Erztröge" größere lagerstättenmäßige Anreicherungen hätten aufnehmen und erhalten können.

Immerhin scheinen die diesbezüglichen Verhältnisse entlang der W a i s c h e n f e l d — H o l l f e l d e r S t ö r u n g s z o n e, von wo ja kretazische Erzvorkommen, allerdings nicht eindeutig einstufbaren Alters bekannt geworden sind, einer eingehenderen geologischen Betrachtung wert. Wenn dabei wohl auch keine nennenswerten Lagerstätten gefunden werden, so doch vielleicht Hinweise dafür, daß die dortige, der Amberg—Sulzbacher Situation so ähnliche tektonische Anlage insgesamt relativ später begonnen hat als südöstlich von Pegnitz oder aber — wenn gleichzeitig — mit geringeren Hebungsbewegungen der „Hangend"-Schollen in der ersten Biegungs- und Bruchphase.

---

[4]) Vgl. hierzu: Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, Blätter 6537 Amberg, 6536 Sulzbach-Rosenberg Süd, 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord, 6437 Hirschau, 6337 Kaltenbrunn, 6335 Auerbach (im Literaturverzeichnis sämtlich unter Autoren-Namen angeführt) sowie v. FREYBERG 1952, 1953 a, MEDINGER 1953, NEUPERT 1959, ECKMANN u. GUDDEN (ds. Bd.), u. a.

In dem hauptsächlich nur als Flexurzone entwickelten Abschnitt zwischen Waischenfeld und Auerbach[5]) ist mit dem Vorhandensein größerer Erztröge noch weniger zu rechnen. Die präcenomane Biegungstechnik war hier offenbar ebenfalls zu gering, um die Anlage größerer Erztröge zu begünstigen, die präcenomane Heraushebung und Denudation zu gering, als daß sie ein Übergreifen der Kreidesedimente über den Malm hinaus auf dessen Liegendschichten gestattet hätte. Zweifellos haben aber auch hier Eisenlösungen aus den östlich anzunehmenden Denudationskalotten (Dogger) das Malmrelief erreicht, wie Erz-, Ocker- oder Farberdeanreicherungen auf dem Malm bei Pegnitz beweisen (vgl. v. FREYBERG 1961, S. 165—168), aber die Erz-Tröge fehlten, welche die nach Größe, Form und Tiefe geschilderten Voraussetzungen für Lagerstättenbildung und -erhaltung geboten hätten.

Daß entlang der Störungsabschnitte bei Auerbach einerseits und bei Sulzbach—Amberg andererseits alle Voraussetzungen für Fe-Zufuhr, lagerstättenmäßige Anreicherung und Erhaltung gegeben waren (wie vorstehend beschrieben), bedarf keines Beweises und keiner weiteren Überlegung, denn hier liegen ja die Lagerstätten (oder haben sie vor ihrer Gewinnung gelegen).

Leicht ist auch zu verstehen, daß an der Nordflanke der Hahnbacher Aufwölbung auf dem Malmrelief von Riglashof bis Großschönbrunn (7 km SO von Vilseck) zwar wohl Fe-Anreicherungen (Farberde, Ocker, Erznester) liegen, (die den Transport des Eisens und seine Ausfällung beweisen), es aber zu keiner größeren Lagerstättenbildung kommen konnte, einfach weil keine aufnehmenden und schützenden Trogformen (Erztröge) vorhanden waren.

Wesentlich höffiger hingegen müßte nach allen bisherigen Betrachtungen der mit der Malm-Ostbegrenzung in etwa zusammenfallende und obendrein bruchstörungs-begrenzte Ostrand der von mächtigen Kreide-Sedimenten überlagerten „Vilsecker Mulde" (nordöstlich Vilseck zwischen Kaltenbrunn—Kirchenthumbach) zu beurteilen sein. Dieser — wenn auch vielleicht auf etwas anderen Wegen deduzierten — Hoffnung, wurde schon früher durch Untersuchungen nachgegangen:

Ursprünglich waren es die von Sassenreuth (4 km NW Kirchenthumbach) entlang der Störungszone nach SO über Pappenberg bis zum „Schwarzen Berg" (8 km westlich von Kaltenbrunn) z. T. auf Malm, z. T. auf Dogger liegenden, sporadisch zu Tage ausbeißenden, durchwegs kleinen Erzvorkommen, die — über Jahrhunderte immer wieder — Anlaß zu Bergbau oder Bergbauversuchen gegeben haben (vgl. FICKENSCHER 1917, NEUPERT 1959, TILLMANN 1958). Sowohl die darauf gestützten Untersuchungen des Bayerischen Staates, ähnliche größere Lager im Muldentieferen unter der Kreide-Decke bei Langenbruck, als auch die auf ähnliche Überlegungen gestützten Untersuchungen, welche die Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte nach dem 2. Weltkrieg (1950/51) mittels 17 Bohrungen in der Vilsecker Kreidemulde unternommen hat, haben die Hoffnung, hier wirtschaftlich nutzbare Lagerstätten finden zu können, gewaltig geschmälert, wenn nicht zerstört.

Zwar wurde als tiefste Kreide, dem Malmrelief (und auch Dogger) auf- und eingelagert, immer wieder und z. T. flächenhaft eisenhaltige Erzformation nachgewiesen (vgl. v. FREYBERG 1953 b, TILLMANN 1958), die beweist, daß Fe-Zufuhren und -absätze mit Anreicherungen stattgefunden haben — aber die aufnehmenden und schützenden Erztröge waren nicht vorhanden. Dies geht am deutlichsten aus den von TILLMANN (1958) auf Blatt 6337 Kaltenbrunn wieder-

[5]) Vgl. WIPPERN (1955) und v. FREYBERG (1961).

gegebenen Profilschnitt A—B_1 hervor, der die ganz allmähliche Mächtigkeitsabnahme des Malms in Richtung auf die Störungszone hin und das ebenso kontinuierliche Übergreifen der Oberkreide auf den Dogger zeigt, wobei nach der TILLMANNschen Darstellung die eigentliche Erzformation („krc_1") nur auf dem Malm (und nur ganz wenig auf den Dogger übergreifend) auftritt.

Auf Grund dieser Befunde, die übrigens auch auf eine gegenüber der heutigen andersartige präcenomane Lagerungstendenz der (heute) so ausgeprägten Vilsecker Kreidemulde, nämlich auf ein flaches Ansteigen (nicht Einfallen) gegen die Freihunger Störungszone schließen lassen[6]), ist mit dem Vorhandensein größerer Lagerstätten, die denen von Amberg, Sulzbach oder Auerbach entsprächen, nicht zu rechnen. Andererseits sei wiederholt: Lägen die Ergebnisse der Untersuchung nicht schon vor, so spräche die übertage erkennbare heutige geologische Situation für eine hohe Höffigkeit in diesem Bereich. Die für die seinerzeitigen Untersuchungen maßgebenden Gründe sind auch aus der Sicht des immer „besser wissenden" Hinterher zweifellos wohlüberlegt und richtig gewesen.

Es bleibt zu betrachten der Störungsabschnitt, der sich im Bogen westlich um die Königsteiner Aufwölbung von Großenfalz im Süden nach Auerbach im Norden zieht. Bekannt ist einerseits, daß die Großenfalzer Lagerstätte keine unmittelbare Fortsetzung nach Westen hat. Bekannt ist andererseits seit 1920, daß es an dem von Auerbach nach SW streichenden Störungsast zu Erzanreicherung und zumindest örtlich zu Lagerstättenbildung gekommen ist (vgl. KRUMMHAAR 1967, S. 160). Die damals (1920) durch 4 Bohrungen von der Deutsch-Luxemburgischen Bergwerks- und Hütten AG erzielten Ergebnisse erfuhren Bestätigung, positive Erweiterung und Ergänzung durch 9 Bohrungen in den Jahren 1966/67, welche die Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte niederbringen ließ. Die schon von SEEMANN (1925) erkannte, von GUDDEN (1961, unveröffentlichter Bericht) als „Bruchstörung oder Flexur" gedeutete und kartenmäßig fixierte, sowie von TILLMANN (1967, S. 143, Karte 1964!) als Flexur dargestellte Störung erwies sich — zumindest im abgebohrten Abschnitt als Bruchstörung mit Aufschiebungscharakter, analog denen von Sulzbach und Auerbach (vgl. v. FREYBERG 1969, Tafel 6). Teilaspekte der neuen Untersuchungsergebnisse hat v. FREYBERG 1968 festgehalten (unveröffentlicht). Ungeachtet der im einzelnen noch ungeklärten Verhältnisse im streichenden Verlauf dieses NO—SW-streichenden Störungsastes ist festzuhalten, daß hier ein Erztrog (mit Lagerstätte) vorhanden ist und weitere zumindest nicht ausgeschlossen sind. Wenngleich die Lage dieses erzträchtigen Bereichs innerhalb oder in unmittelbarer Nähe des Wasserversorgungsgebietes „Ranna" der Stadt Nürnberg, auf die KRUMMHAAR (1967, S. 160) schon hinsichtlich der Untersuchungen von 1920 hinweist, weitere Erörterungen erübrigen könnte, so ist sie doch hinsichtlich der Erz-Zufuhr von erheblichem Interesse: Präcenomane Biegungstektonik mit tiefen Taltrögen, die im Verein mit der späteren Bruchtektonik das Erz vor Erosion schützten, sind vorhanden. Aber woher kam das Eisen?

---

[6]) Die im TILLMANNschen Profil (1958, Blatt Kaltenbrunn, Profilschnitt A—B_1) gezeigten Verhältnisse sind m. E. ein gutes Beispiel für eine genetische Deutung und Vorstellung, die TRUSHEIM schon 1935 u. 1936, allerdings wohl mehr für den südlich Schwandorf—Bodenwöhr gelegenen Teil der Oberpfälzer Kreide-Bucht gültig, veranschaulicht hat (z. B. 1935, S. 46, Abb. 1 A oder 1936, Abb. 3).

Es kann m. E. nur aus dem Liefergebiet der Denudationskalotte nördlich und nordöstlich von Auerbach gekommen sein, dem von Auerbach in Richtung Ranna flexurparallelen präcenomanen Talzug folgend.

Die generellen Haupt-Entwässerungslinien des späten Präcenomans und tieferen Cenomans hat man sich zwangsläufig den präcenoman entstandenen Flexurbahnen folgend nach Südosten, dem kommenden Kreidemeer bei Regensburg entgegen, vorzustellen, teils oberirdisch, teils — wo die Randtalzüge nicht tief genug ausgeräumt waren und nur aus einer Kette von langgestreckten Poljen bestanden — auch unterirdisch (als Karstwasser). Hier wird eine Frage aufgeworfen, die insgesamt noch sehr sorgfältiger, tektonischer, stratigraphischer und paläogeographischer Analysen bedarf, um einer befriedigenden Erklärung zugeführt werden zu können, nämlich die Frage: Auf welchen Wegen ist die Kreide-Ingression in ihren verschiedenen zeitlichen, insbesondere marinen Phasen überhaupt bis in die letzten, heute noch erkennbaren Verästelungen hinein erfolgt (z. B. mariner Cardienton bei Auerbach!).

Im Rahmen vorliegender Betrachtung muß es genügen auf die letzte noch verbleibende Möglichkeit für das Vorhandensein von Erztrögen hinzuweisen, nämlich am SW-Rand der Königsteiner—Eschenfeldener Aufwölbung (GOETZE 1952), deren Strukturkern mit seiner allseits geschlossenen Antiklinalwölbung seit 1967 als Untertage-Gasspeicher genutzt wird (vgl. GUDDEN 1966b, 1970). An der steilen SW-Flanke dieser Wölbungsstruktur scheinen nach bisheriger geologischer Kenntnis alle Voraussetzungen gegeben für die Existenz präcenoman angelegter, tiefer Trogformen im Malmrelief, die Erz in lagerstättenmäßiger Menge aufzunehmen groß genug gewesen sein und diesem — im Verein mit post-erzischer Tektonik — auch Schutz vor späterer Ausräumung geboten haben könnten. Daß Eisen z u f u h r e n auch in dieser Gegend das Malmrelief erreichten und sich dort in Anreicherungen absetzten, beweisen die zahlreichen kleinen Erz-, Ocker- und Farberdevorkommen sowohl a u f der Kuppelstruktur als auch in derem südwestlichen Vorland (Königsteiner und Neukirchener Ocker), die jahrhundertelang Basis eines vielfach wechselnden Kleinbergbaues waren. Die Frage, ob dort größere Trogformen vorhanden und wenn ja, ob diese mit lagerstättenmäßig angereichertem Erz gefüllt sind, könnte nur durch entsprechend angesetzte Untersuchungsbohrungen geklärt werden, die bis jetzt nicht gemacht worden sind und angesichts der Entwicklung des binnenländischen Eisenerzmarktes von privater Seite derzeit auch kaum zu erhoffen sind.

Woher die Eisenzufuhren in einem potentiellen Erztrog am SW-Rand der Königstein—Eschenfeldener Kuppel abzuleiten wären, ist eine Frage, die angesichts der Sachlage einstweilen offenbleiben kann. Mit Sicherheit n i c h t abzuleiten wären sie aus dem Dogger des auf der Kuppel in den Malm eingeschnittenen Erosions-Fensters (bei Riglashof und Eschenfelden), denn dieses ist eindeutig postcenoman, wahrscheinlich erst postkretazisch entstanden.

4. Zusammenfassung

Die Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten, gekennzeichnet durch die im Bergbau altbekannten Namen Amberg, Sulzbach und Auerbach, bestehen aus (syn-)sedimentär während des älteren Cenomans entstandenen Eisenerzen, die sich örtlich in langgestreckten Erosionstälern des Malms lagerstättenmäßig angereichert haben. Dieses Talzug-System mit seinen „Erztrögen" ist schon während der U n t e r kreidezeit ausgeformt worden, begünstigt und in seiner Richtung

vorgeprägt durch eine präcenomane Biegungs- und Wölbungstektonik, welche auch die Voraussetzungen geschaffen hat einerseits für die Eisen l ö s u n g und den Eisen t r a n s p o r t aus den östlich benachbarten Wölbungs- und Denudationsbereichen, andererseits auch indirekt für die Aufnahme- und Ausfällungsbedingungen innerhalb der „Erztröge".

Erst n a c h Ablagerung der Eisenerze und n a c h Bildung der Lagerstätten hat sich die vorausgegangene Biegungstektonik während der Oberkreidezeit, den Flexurzonen folgend, zur Bruchtektonik entwickelt, durch welche die Erztröge und ihr Lagerstätteninhalt vor späterer Ausräumung und Abtragung weitgehend geschützt wurde. Diese Bruchtektonik ist maßgeblich für die Erhaltung der Lagerstätten, auf denen immerhin ein rd. 1000-jähriger Bergbau umgegangen ist und heute noch umgeht.

Eine in Konsequenz der dargelegten Auffassung durchgeführte Betrachtung der geologischen Verhältnisse im Oberpfälzer Kreide-Erzrevier im Hinblick auf das mögliche Vorhandensein weiterer Lagerstätten führt zum Ergebnis, daß — unter Berücksichtigung aller Umstände — potentiell nutzbare (bislang unbekannte) Lagerstätten — wenn überhaupt — am ehesten noch an der Südwestflanke der Eschenfelden—Königsteiner Aufwölbung erhofft werden könnten.

5. Literatur

Andritzky, G. u. Fröhlich, F.: Mineralogische und geochemische Untersuchungen an den kretazischen Eisenerzlagerstätten von Auerbach, Sulzbach-Rosenberg und Amberg in der Oberpfalz. — N. J. Min. Abh., **104**, 1, S. 53—92, Stuttgart 1965.

Bauberger, W., Haunschild, H., Schneider, E. u. Tillmann, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6437 Hirschau. — München 1960.

Beckenbauer, F.: Die süddeutschen Eisenerzvorkommen. Lagerstätten Bergbau und Aufbereitung. — Erzmetall, **8**, S. 93—101 u. S. 214—223, Stuttgart 1955.

Berg, G.: Die Rolle des Phosphors im Mineralbereich. — Archiv für Lagerstättenforschung, **28**, S. 29, Berlin 1922.

Berger, K. B.: Untersuchungen im Doggersandstein des Hahnbacher Sattels. — Geol. Bl. NO-Bayern, **2**, S. 113—119, Erlangen 1952.

Birzer, F.: Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, S. 1—57, Berlin 1939.

Dorn, P.: Die Beziehungen zwischen Dogger Beta und der unterkretazischen „Amberger Erzformation". — Zbl. Mineral. etc., 1937, Abt. B, S. 507—530, Stuttgart 1937.

— Geologie von Mitteleuropa. 2. Auflage, Schweizerbart, Stuttgart 1960.

Eckmann, W. u. Gudden, H.: Die Eisenerzlagerstätten „Leonie" bei Auerbach/Opf. — Geologica Bavarica Nr. 65, S. 126—159, München 1972 (ds. Bd.).

Fickenscher, K.: Geologisch-bergmännische Betrachtungen über die oberpfälzischen Eisenerzlagerstätten. — 39 S., Selbstverlag, Nürnberg 1917.

Freyberg, B. v.: Der Werdegang der Kreideerzbecken von Auerbach (Oberpfalz). — Z. deutsch. Ges., **92**, S. 400—416, Berlin 1940.

— Geologie der Fränkischen Alb zwischen Pegnitz und Auerbach/Opf. — Erlanger geol. Abh., **2**, Erlangen 1952.

— Tektonische Entwicklung der Erzdoline von Großenfalz bei Sulzbach (Opf.). — Geol. Bl. NO-Bayern, **3**, S. 1—14, Erlangen 1953. — [1953a].

— Zur Stratigraphie von Jura und Kreide bei Vilseck—Freihung (Opf.). — N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., **97**, S. 271—282, Stuttgart 1953. — [1953b].

— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6235 Pegnitz. — München 1961.

— Der Nordwestrand des Gewölbes von Eschenfelden—Königstein (Frankenalb). — 35 S., 5 Abb., Erlangen 1968 (unveröffentlichtes Manuskript).

— Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. — Erlanger geol. Abh., **77**, 81 S., Erlangen 1969.

GALSTERER, B.: Stratigraphie bei Freihung und Pappenberg. Untersuchungen im Gebiete der Freihunger Störungszone am Ostrand der Frankenalb. — Inaug.-Diss. Univ. Erlangen 1935.

GEHLEN, K. v. u. HARDER, H.: Zur Genese der kretazischen Eisenerze von Auerbach (Opf.). — Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petr., **5**, S. 118—138, Heidelberg 1956.

GOETZE, F.: Geologie des Gebietes von Eschenfelden—Königstein. — Erlanger geol. Abh., **4**, Erlangen 1952.

GUDDEN, H.: Geologischer Bau und Entwicklung der Störungszone und der Eisenerzlagerstätten von Sulzbach-Rosenberg/Opf. — Erzmetall, **9**, S. 172—178, Stuttgart 1956.

— Geohydrologische Verhältnisse im Auerbacher Gebiet. — 5 S., 3 Beil., unveröffentlichtes Gutachten des Bayer. Geol. Landesamtes (2. 2. 1961 Nr. 32[I]), München 1961.

— Der Rosenberger Quersprung, ein präcenomaner Bruch in der Amberg—Sulzbacher Störungszone. — Geol. Bl. NO-Bayern, **16**, S. 91—101, Erlangen 1966. — [1966 a].

— Das Profil der Bohrung Eschenfelden B 1 (1964/65). — Geol. Bl. NO-Bayern, **16**, S. 67—87, Erlangen 1966. — [1966 b].

— Stratigraphische Gliederung einiger Tiefbohrprofile in die höhere Trias unter der nördlichen Frankenalb anhand bohrlochphysikalischer Messungen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **20**, S. 105—119, Erlangen 1970.

GUDDEN, H. u. TREIBS, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord. — München 1961.

— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 6536 Sulzbach-Rosenberg Süd. — München 1964.

GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.

— Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb. Kassel 1891.

— Die Amberger Eisenerzformation. — Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. bayer. Akad. Wiss., **23**, S. 293—320, München 1893.

HARTMANN, E.: Sedimentäre Phosphate auf sekundärer Lagerstätte. — In: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. II. Bd., S. 372—374, herausg. v. Bayer. Oberbergamt, München 1936.

HUMMEL, K.: Über verschiedene Arten von Eisenmanganlagerstätten in Deutschland. — Z. prakt. Geol., **35**, S. 17—22, 38—42, Halle 1927.

JENSEN, K. D.: Untersuchungen über die Amberger Phosphatlagerstätten. — Sitz.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen, Erlangen 1939.

KOHLER, E.: Die Amberger Erzlagerstätten. — Geogn. Jb., **15**, 1902, S. 11—56, München 1903.

KRUMMHAAR, A.: Eisenerze der Kreide. — In: TILLMANN, H. u. TREIBS, W. 1967, S. 154—160, München 1967.

MEDINGER, H.: Geologische Untersuchungen zwischen Auerbach, Kirchenthumbach und Vilseck (Opf.). — Geol. Bl. NO-Bayern, **3**, S. 14—32, Erlangen 1953.

NEUPERT, E.: Das Gebiet der Störungszonen von Kirchenthumbach und Stegenthumbach (Opf.). — Erlanger geol. Abh., **32**, Erlangen 1959.

PEINERT, W.: Einige Betrachtungen über die Amberger Eisenerzlagerstätten. — Berg- und Hüttenmännische Rundschau, **13**, Kattowitz 1917.

REUTER, L.: Das bayerische Juragebiet. — Internat. Z. f. Wasserversorgung, 1916.

SCHATZ, G.: Die arbeitsrechtliche Bedeutung der oberpfälzischen Hammervereinigung vom Jahr 1387. — Inaug.-Diss. Univ. Würzburg 1971.

SEEMANN, R.: Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg—Sulzbacher und Auerbach—Pegnitzer Störung. — Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, **22**, H. 3, Nürnberg 1925.

TILLMANN, H., Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn. — München 1958.

TILLMANN, H., TREIBS, W. u. ZIEHR, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 6537 Amberg. — München 1963.

TILLMANN, H. u. TREIBS, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 6335 Auerbach. — München 1967.

TRUSHEIM, F.: Über die Entstehung der Amberger Eisenerzlagerstätten. — Z. prakt. Geol., **43**, H. 3, Halle 1935.

— Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. — N. Jb. Min. usw., 75. Beil.-Bd., Abt. B, S. 1—109, Stuttgart 1936.

VOITH, J. v.: Das k. b. Berg- und Hüttenamt Bodenwöhr. — 1841.

WIPPERN, J.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1 25 000, Blatt Nr. 6134 Waischenfeld. — München 1955.

ZIEGLER, J. H.: Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). — Geologica Bavarica, **30**, S. 55—86, München 1957.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 24. 4. 1972.

Geologica Bavarica	65	126—159	München 1972

Die Eisenerzlagerstätte „Leonie" bei Auerbach/Opf.

Von Walter Eckmann & Helmut Gudden *)

Mit 6 Abbildungen, 6 Tabellen und 3 Beilagen

Kurzfassung

Von der Lagerstätte, deren tektonisch herausgehobenes „Oberes Lager" schon lange bekannt und wiederholt Gegenstand von Bergbau war, wurde das tiefgelegene, bislang völlig unverritzte Hauptlager erst in den letzten Jahrzehnten erschöpfend untersucht. Gesamtergebnis der erst 1970 abgeschlossenen Untersuchung ist die Entscheidung zur Gewinnung der Lagerstätte, wozu die bergmännischen Arbeiten bereits in Angriff genommen wurden. Als Teilergebnisse werden vorliegend die geologischen und geohydrologischen Verhältnisse im Bereich der Lagerstätte, ihre Entwicklung und ihr tektonischer Bau sowie ihr allgemeiner Chemismus beschrieben.

Inhalt

Seite

Vorwort 127
1. Einleitung 127
2. Geschichtliches 128
3. Aufschluß der Lagerstätte durch Bohrungen 131
4. Geologie 132
4.1. Allgemeine geologische Situation 133
4.2. Schichtenfolge 133
4.2.1. Lias, Dogger, Malm 133
4.2.2. Cenomane Erzformation 138
4.2.3. Höhere Kreide 139
4.3. Lagerstättenentwicklung und tektonischer Bau 141
4.4. Hydrogeologische Verhältnisse 143
5. Chemismus der Lagerstätte 149
6. Zusammenfassung 151
7. Bohrprofile 152
8. Literatur 159

*) Anschriften der Verfasser: Dr.-Ing. Walter Eckmann, Preussag AG Metall, 338 Goslar (bis 1970 Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte m. b. H., Sulzbach-Rosenberg/Opf.); Dr. Helmut Gudden, Reg.-Dir., Bayer. Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Vorwort

Vorliegende Abhandlung ist ein stark gekürzter Auszug aus einem betriebsorientierten Bericht, den die Verfasser für die Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte m. b. H., Sulzbach-Rosenberg, erstellt haben und der 1970 im wesentlichen abgeschlossen war. In der hier vorgelegten Fassung wurde bewußt auf die Wiedergabe jeglicher Mengen- und Vorratsangaben, speziellerer Analysen, Kennziffern und daraus gezogener Schlußfolgerungen für den Bergbau verzichtet, deren Ermittlung unter verschiedenen Aspekten einen wesentlichen Teil der Arbeit ausgemacht haben.

Für die Genehmigung zur Veröffentlichung wird dem Bergwerksdirektor der Maximilianshütte, Herrn Bergassessor a. D. Eugen Kirschhock an dieser Stelle ausdrücklich Dank gesagt.

1. Einleitung

Der Eisenerzverbrauch der Bundesrepublik ist von 46,654 Mio t im Jahre 1960 — unter zeitweiligem Absinken und wieder Ansteigen — auf rd. 50,959 Mio t im Jahre 1969 gestiegen (Abb. 1). Das entspricht einer Steigerung von 19,875 Mio Fe-t auf 27,471 Mio Fe-t. Dem gegenüber ist die Eisenerzförderung von 18,869 Mio t (1960) auf 7,451 Mio t (1969) gesunken; das entspricht einer Verminderung von 4,998 Mio Fe-t auf 2,088 Mio Fe-t.

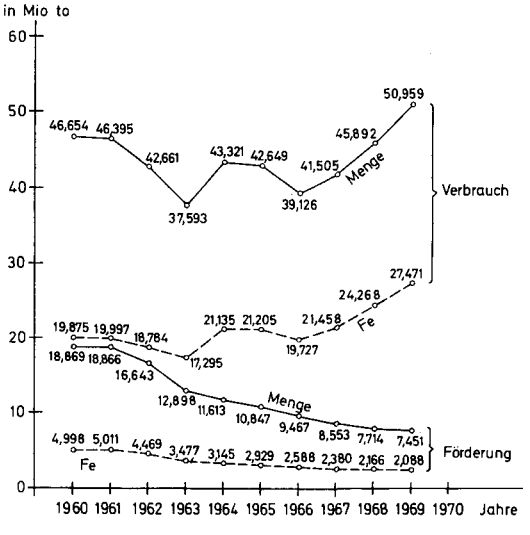


Abb. 1. Eisenerzförderung und -verbrauch 1960—1969 in der BRD.

Während die Inlanderze im Jahre 1960 — nach Fe-t — noch mit 25,1 % an dem gesamten Eisenerzverbrauch der Bundesrepublik beteiligt waren, wurden im Jahre 1969 nur noch 7,6 % deutsche Erze in die Hochöfen Westdeutschlands eingesetzt.

Bis auf die Bergwerke der Hütten, deren Erzbasis vor dem Hochofentor liegt, ist der deutsche Eisenerzbergbau in den 60er Jahren zum Erliegen gekommen. Im Jahre 1970 liegt der Anteil des Hochofeneinsatzes an Eigenerzen auch bei diesen hüttengebundenen Gruben unter 50 % und dient z. T. lediglich als Schlackenbildner.

In dieser Zeit, in der die Eisenerzförderung der Bundesrepublik nur noch auf wenige Gruben beschränkt ist und stetig abnimmt, schickt sich die Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte m. b. H. in Sulzbach-Rosenberg-Hütte an, ihre seit Beginn dieses Jahrhunderts fördernden Gruben bei Sulzbach-Rosenberg und Auerbach durch den Aufschluß einer neuen Lagerstätte in Auerbach in der Oberpfalz zu ersetzen. Diese Lagerstätte soll für die nächsten Jahrzehnte die Eisenerzversorgung der Hütte in Rosenberg sichern.

Über Geologie, Hydrologie und Ausbildung der Lagerstätte, deren Lage im großen Rahmen aus Abb. 2 und im Detail aus den Lageplänen auf den Beilagen 1 und 2 ersichtlich ist, wird im folgenden berichtet.

2. Geschichtliches

Auf die Perioden frühen, mittelalterlichen und neuzeitlichen Bergbaus, die z. T. ausgesprochene Blütezeiten darstellten[1]) und die Grundlage für die zahlreichen Eisenhämmer in der Oberpfalz bildeten, sei hier nicht eingegangen, sie sollen für die vorliegenden Betrachtungen mit der Mitte des 19. Jahrhunderts als abgeschlossen gelten. Um die Mitte des 19. Jahrhunderts begann nämlich eine neue Phase des Auerbacher Bergbaus, die mit der Gründung der Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte ihren Anfang nahm.

Ausgangsbasis des neueren Bergbaus war die vermutlich 1856 verliehene „Elisenzeche", die durch den Bau der Eisenbahnlinie Nürnberg—Bayreuth in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts zur Blüte kam.

Mit dem Namen „Leonie" war erstmals ein kleines Grubenfeld nordöstlich von Auerbach am südöstlichsten Ende der heute bekannten Lagerstätte belegt worden, das am 20. 9. 1869 von Dr. Friedrich von Kerstorf aus Augsburg gemutet worden ist. Durch notarielle Kaufverträge ging es am 19. 8. 1872 an die Firma Klett u. Co., Nürnberg, und am 14. 12. 1878 an die Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte über. Es bestand als eigenes Grubenfeld bis 1910. Durch notariellen Vertrag vom 26. 11. 1910 wurde es mit 15 weiteren benachbarten Grubenfeldern (Vorsicht II, Nitzlbuch II—IV, Minister Falk, Minerva, Schleichersgrube, Gustav, Barbara II, Altenberg II, Straßburg, Neuhof, Josepha, Concordia und Welluck) zu einem einzigen konsolidierten Grubenfeld „Fromm II" zusammengelegt. Dennoch hat sich der Name „Leonie" nicht nur auf die im ursprünglichen Grubenfeld alsbald betriebene „Eisensteinzeche Leonie (I)" und die während des 2. Weltkrieges vorwiegend im alten Grubenfeld „Schleichersgrube" betriebene Zeche (Leonie II), sondern auch auf die im Laufe der Zeit hinzugefundene Gesamtlagerstätte im Erztrog nördlich von Auerbach übertragen. Heute wird das ganze Erzlager nördlich von Auerbach pauschal als „Leonie" bezeichnet.

Leonie I

Nach einem „Plan der Eisensteinzeche Leonie bei Auerbach, mit Theodolit und Kompaß, gemessen im Sommer 1874 vom kgl. Markscheider Wilhelm von Glass", bestand das Grubengebäude der 1877 auf die Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte übergegangenen Bergbauberechtigung auf der Lagerstätte Leonie aus einem 38,50 m tiefen Hauptschacht, der als Kunst-

[1]) Vgl. z. B. Wilsdorf, H. u. Quellmalz, W.: Bergwerke und Hüttenanlagen der Agricola-Zeit. — VEB Deutsch. Verl. d. Wiss., Berlin 1971; oder: Ress, Fr. M.: Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der oberpfälzischen Eisenindustrie von den Anfängen bis zur Zeit des 30-jährigen Krieges. — Verh. hist. Ver. Oberpfalz u. Regensburg, **91**, Regensburg 1950.

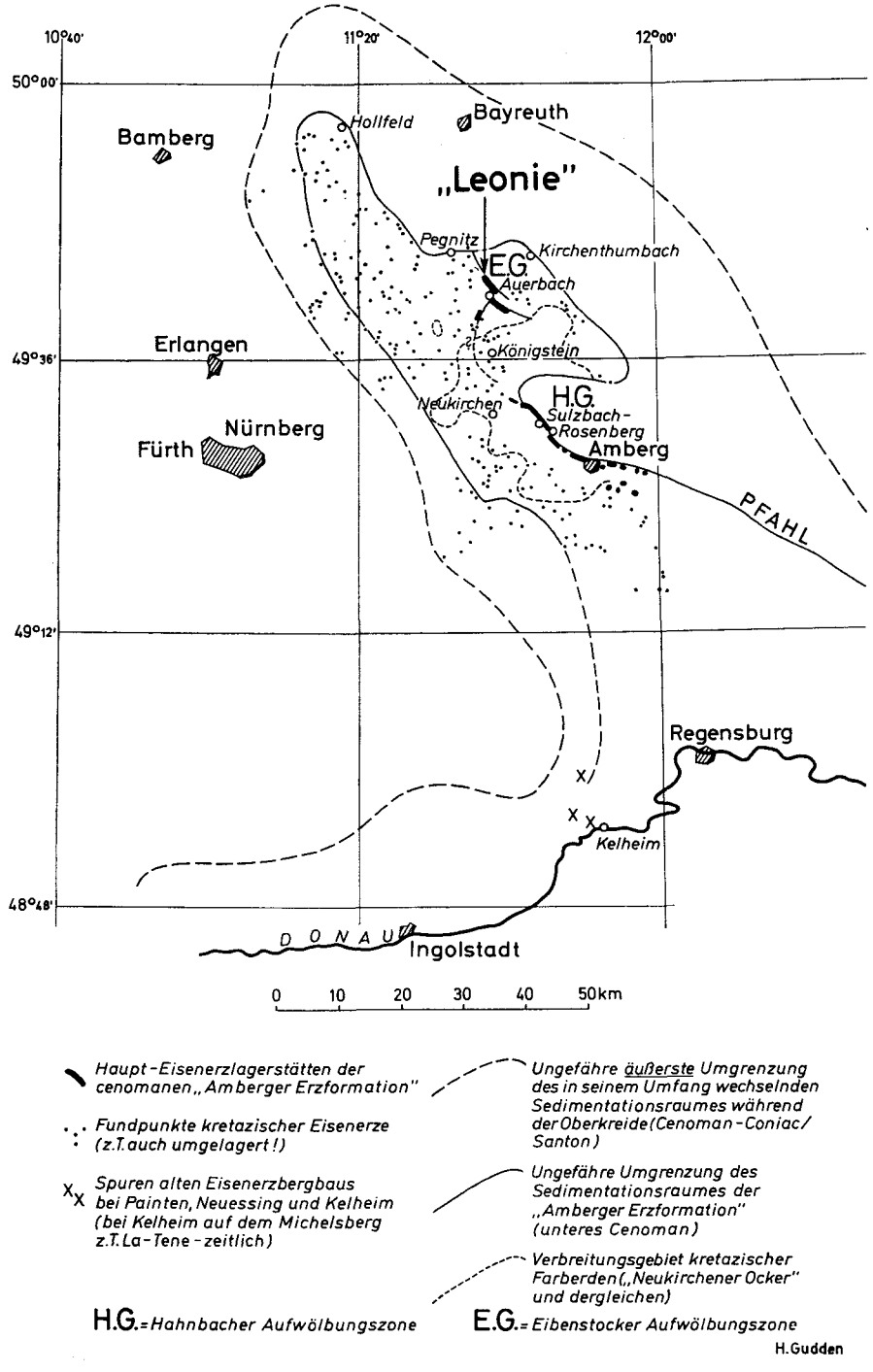


Abb. 2. Die Lagerstätte „Leonie" im Rahmen der nordostbayerischen Kreide-Eisenerzvorkommen.

schacht bezeichnet wurde, aus einem alten Schacht (22 m), aus dem Mühlbergschacht (13 m) und einem Luftschacht (24 m Teufe). Die Hauptsohle war auf 30 m Teufe aufgefahren und erschloß das Erzlager nach Westen auf eine Länge von rd. 180 m im Streichen. Nach Osten betrug die Ausdehnung ca. 110 m; die Grubenbaue mußten hier dem Ansteigen der mittelsteilen Schichtlagerung folgen. Die maximal querschlägige Ausdehnung von Nordost nach Südwest betrug rd. 210 m.

Mit drei Gesenken unter der westlichen Hauptstrecke wurde in Teufen von 18 m nach dem weiteren Verlauf des Erzes gesucht. Dortige Funde gaben Veranlassung, die östlich des Kunstschachtes gelegenen Grubenbaue aufzugeben und sich im Westen zu konzentrieren. Ca. 250 m westnordwestlich des nunmehr alten Kunstschachtes wurde ein neuer Tiefbauschacht (Schacht II) auf rd. 45,50 m (später bis zur 77 m-Sohle) abgeteuft und die Verbindung mit der alten Grundstrecke (30 m-Sohle) und den neu aufgefahrenen Sohlen, I. Sohle 35 m, II. Sohle 40 m, III. Sohle 45 m, durch einen 14 m tiefen Bremsschacht hergestellt. Der alte Schacht (Schacht I) wurde bereits 1894 abgeworfen.

In dieser Zeit wurde von der 45 m-Sohle aus bereits durch Bohrungen unterhalb dieser Sohle die Fortsetzung des Erzlagers gesucht. Mit weiteren Tagesschächten (Schacht III, Luftschacht und 2 Spülschächten) wurde die IV. Sohle (50 m), V. Sohle (55 m) und die VI. Sohle (77 m) aufgeschlossen. Von 1901 bis 1913 hat auf der 40 m-, 45 m-, 50 m- und 55 m-Sohle ein lebhafter Abbau stattgefunden, wobei auch einiges Erz der 59 m- und 64 m-Sohle, zum Schutz der Dornbacher Straße und des Schachtsicherheitspfeilers mit Spülversatz abgebaut worden sein muß. Nach 1918 weisen die noch zur Verfügung stehenden Grubenbilder keine Nachtragungsvermerke mehr aus, obwohl die Grube erst am 30. 8. 1921 stillgelegt wurde.

Die Erzförderung bestand zu $^3/_4$ aus Braun- und $^1/_4$ aus Weißerz. Da das Braunerz meistens Ocker war, wurde das stückige geröstete Weißerz von den Hüttenleuten bevorzugt. Die Maximalförderung am Tage betrug bis zu 120 t bei einer Belegschaft von max. ca 100 Mann. Bei der Normalförderung von 80—100 t waren etwa 70—80 Mann beschäftigt.

Von Anbeginn wurde das Erz mit Pferdefuhrwerken nach Ranna gebracht. 1883 wurde eine 8 km lange Seilbahn nach Ranna in Betrieb genommen, die erst 1903 durch die Eisenbahn abgelöst wurde, die das Erz von Auerbach nach Rosenberg transportierte.

Im Jahre 1900 versuchte man mit einer Doppelschachtanlage (in der Nähe des Bahnhofes Auerbach) das Hauptlager bei einer Teufe von rd. 220 m zu erschließen. Mit großen Schwierigkeiten wurde ein Schacht auf 60 m, der andere auf 118 m abgeteuft. Ein Wasser- und Schwimmsandeinbruch im Jahr 1902 und ein weiterer im Jahre 1904 brachten dieses Projekt endgültig zum Scheitern. Wegen der hohen Kosten werden sie noch heute im Volksmund „Millionenschächte" genannt.

Parallel dazu wurde 1902 in dem benachbarten, südöstlich von Auerbach gelegenen Erztrog vom Erzkörper „Welluck" das Obere Lager durch die Grube „Minister Falk" aufgeschlossen. Als im Jahre 1906 — auch mit erheblichen Schwierigkeiten — die Maffei-Schachtanlage das Hauptlager von „Welluck" angefahren hatte, konzentrierte sich der Abbau in diesem Teil und man dachte zunächst nicht an einen weiteren Aufschluß der Lagerstätte Leonie.

Leonie II

Am 3. Juni 1941 — veranlaßt durch die kriegsbedingten Autarkiebestrebungen — wurde im Bereich des Schleichershofes die Grube Leonie II eröffnet, die ebenfalls im Oberen Lager baute, auf dem im Mittelalter (15. Jahrhundert) bereits Bergbau umgegangen sein muß. Das Obere Lager liegt an dieser Stelle, bedingt durch die Überschiebung, sehr oberflächennah unter nur 10—20 m Überdeckung und erreicht abbauwürdige Mächtigkeiten bis zu fast 10 m, deren Gehalte zwischen 30 und 54 % Fe liegen.

Die Übertageanlagen bestanden aus Zechenhaus, Erzbunker, Verladestation, Drahtseilbahn zum Bahnhof Auerbach, Kompressor, Kühlbassin und Transformatorenstation, deren Fundamente z. T. heute noch zu sehen sind.

Bei + 444,15 m NN wurde das Stollenmundloch angesetzt und mit einer 95—100 m langen abfallenden Strecke das Obere Lager angefahren. Von der tiefsten Sohle (30 m-Sohle = + 413 m NN), die auch Sprengstoff- und Pumpenkammer enthielt, wurden Wetter- und Hilfsschächte bis auf die 21 m-, 20 m- und 12 m-Sohle aufgebrochen. Der hauptsächliche Abbau hat im Bereich der 12 m-Sohle (+ 430 m NN) offenbar z. T. mit Handversatz auf mehreren Schichten stattgefunden. Insgesamt wurden ca. 25 000 t Erz gefördert, von denen heute noch 8000 t auf Halde liegen.

Das im September 1942 von dem als Markscheider tätigen Berg- und Vermessungsrat GÖPFERT angefertigte Grubenbild des Eisenerzbergwerkes Leonie II (1 : 500) enthält bereits Gauß-Krüger-Koordinaten. Die letzten Nachtragungen wurden im Jahre 1944 von dem späteren Bergverwalter ERLER bestätigt, obwohl der Betrieb erst am 1. 6. 1947 eingestellt wurde.

3. Aufschluß der Lagerstätte durch Bohrungen

Im Verlaufe von rd. 100 Jahren sind zu verschiedenen Zeiten Ansätze unternommen worden, sich Kenntnis über die Lagerstätte Leonie durch Bohrungen zu verschaffen (Abb. 3). Bereits im Jahre 1875/76 wurden 2 Bohrungen im Grubenfeld Altenberg II auf das Obere Lager abgestoßen. Warum die Arbeiten 1876 wieder endeten, ist nicht bekannt.

Sieht man von der Bohrung Leonie I/1 im Jahre 1896 ab, so hat die erste Aufschlußperiode des Hauptlagers 1899 mit der Bohrung Leonie I/2 begonnen und wurde durchgehend bis 1906 betrieben.

Die nächste Periode lag zwischen 1937 und 1942 und hatte zum Ziele sowohl das Obere Lager zur schnellen Gewinnung von Eisenerz im Rahmen des damaligen Vierjahresplanes aufzuschließen als aber auch, das Hauptlager durch Bohrungen zu ermitteln. Die Arbeiten wurden 1942 zugunsten der Erzgewinnung im Oberen Lager der Grube Leonie II eingestellt.

Eine weitere systematische und intensive Erschließungsperiode der Lagerstätte lag zwischen 1951 und 1953. Als die Arbeiten 1953 wiederum eingestellt wurden, waren in diesem verhältnismäßig kurzen Zeitraum bereits 74 Bohrungen mit insgesamt 12 298,10 m abgebohrt.

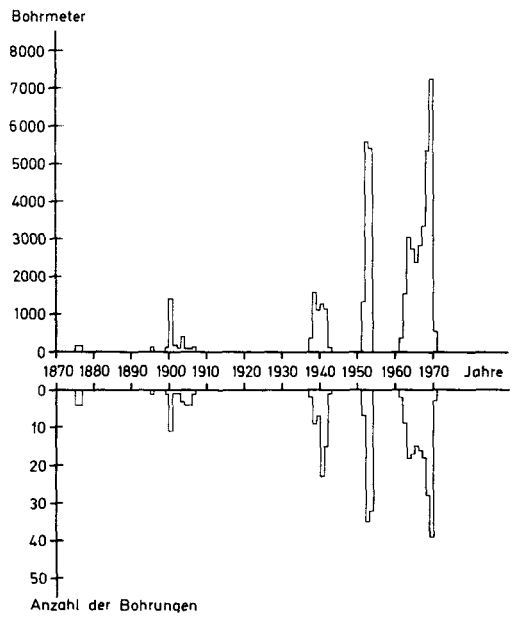


Abb. 3. Zeitlicher Ablauf des Bohraufschlusses der Lagerstätte Leonie—Reichenbach.

Die Hauptaufschlußphase erstreckt sich über rd. 10 Jahre, von 1961—1970, und umfaßt 165 Bohrungen mit 29 460,55 m. Am 17. Februar 1970 war mit dem Erreichen der Endteufe der letzten Bohrung „Schleichershof 122" der Bohraufschluß der Lagerstätte Leonie abgeschlossen.

In der Zeit von 1875—1970 wurden insgesamt 332 Bohrungen mit 49 688,45 m abgebohrt.

Berücksichtigt man, daß in dieser großen Zahl eine Reihe von Bohrungen enthalten sind, die nicht unmittelbar der Erzaufsuchung gedient haben (Welluck/Leonie 1—5 1963/64, Ohrenbach 1—4 1965/66, Untersuchungsbohrungen zur Feststellung der Schachtansatzpunkte u. a.), und die frühen Bohrungen wegen unzureichender geologischer Ansprache bzw. Analysen nicht verwendet werden konnten, so kann man davon ausgehen, daß man mit dem Aufschluß der Lagerstätte Leonie, so wie sie in dem vorliegenden Bericht besprochen wird, erst mit dem Jahre 1951 begonnen hat. Von 1951 bis 1970 wurden 239 Bohrungen mit 41 758,65 m abgebohrt. Für die Erschließung der Lagerstätte selbst waren rückblickend 161 Bohrungen mit 28 967,50 m nötig, von denen 148 als erzfündig im Sinne der Lagerstättensuche anzusprechen sind.

Bis 1906 ist offenbar mit „Bohrschächten" und betriebseigenen Geräten gearbeitet worden. Von 1937 bis 1942 haben die ITAG, Celle und die Westdeutsche Tiefbohrgesellschaft SIEP, Köln, gebohrt. Zwischen 1951 und 1953 teilten sich die Erkelenzer Bohrgesellschaft, Erkelenz und Fa. SIEP in das Programm. 1961 hat die Fa. ETSCHEL & MEYER, Hof, 2 Bohrungen niedergebracht, ab 1962 bis zum Abschluß war die Fa. FERD. AUFSCHLÄGER KG, Simbach am Inn, allein tätig (Oberbohrmeister LEBER sei hier namentlich genannt).

Während in früheren Zeiten ausschließlich mit Schappe und Meißel gebohrt wurde und bei den Erzproben nur gesiebte Meißelproben zur Verfügung standen, ist ab 1951 weitgehend gekernt worden, insbesondere in der Erzformation; seit dieser Zeit wurden auch von sämtlichen Erzproben anfangs Teil-, später Vollanalysen angefertigt.

Wer die geologische Bearbeitung der früheren Bohrungen durchgeführt hat, ist nicht genau bekannt. Vermutlich wurden sie vom Bohrmeister und vom jeweiligen Betriebsleiter vorgenommen.

Von 1938 bis 1962 hat der damalige Betriebsleiter der Grube Auerbach, Dipl.-Ing. E. JUNGK, die geologische Schichtenaufnahme durchgeführt, seit 1962, bis zum Abschluß der Bohrungen im Jahre 1970, der konz. und amtl. best. Markscheider Dr. ECKMANN. Seit 1948 stand darüber hinaus ständig die Hilfe des Bayer. Geolog. Landesamtes, München, zur Verfügung (bis 1953 Dr. TILLMANN, ab 1953 Dr. GUDDEN). Soweit Doggerschichten durchbohrt wurden, sei es im überschobenen oder im basalen Teil, standen die Kerne überdies Herrn Professor Dr. B. v. FREYBERG, Ordinarius des Geologischen Instituts der Universität Erlangen, zur wissenschaftlichen Auswertung zur Verfügung. Wissenschaftliche Teilaspekte geologischer oder mineralogischer Art der aus dem Aufschlußprogramm gewonnenen Kenntnisse wurden bereits von v. FREYBERG 1951, 1961 und 1962, v. GEHLEN u. HARDER 1956, GUDDEN 1966 u. 1967 und TILLMANN 1967 veröffentlicht.

4. Geologie

Die folgende Darlegung kann nur einen kurzen Abriß der geologischen Verhältnisse im Bereich des Grubenfeldes Leonie bieten. Eine ausführlichere Darstellung, insbesondere der Kreidestratigraphie aber auch der Tektonik und der Vorstellungen über die Erzgenese, würde nicht nur eine umfangreiche Materialausbreitung, sondern auch ein differenziertes Eingehen auf die einschlägige Literatur verlangen, für das hier kein Platz ist[2]). Die geologischen Ergebnisse der Lagerstättenuntersuchung und ihre Ausdeutung werden daher nur insoweit berichtet, als sie für den Bergbau im Grubenfeld Leonie von Belang sein können.

---

[2]) Verwiesen sei hier auf die in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6235 Pegnitz (B. v. FREYBERG) München 1961 und Blatt Nr. 6335 Auerbach (H. TILLMANN und W. TREIBS) München 1967 enthaltenen umfangreichen Schrifttumverzeichnisse.

4.1. Allgemeine geologische Situation

Die Eisenerzlagerstätte Leonie ist — ebenso wie die Lagerstätten von Amberg, Sulzbach-Rosenberg und Nitzlbuch-Bernreuth — eine sedimentär entstandene Eisenerzanreicherung, deren Entstehungszeit in das ältere Cenoman zu legen ist, obgleich exakte Fossilbelege dafür fehlen. Ebenso wie die anderen genannten Lagerstätten ist Leonie an eine Bruchstörungszone gebunden, einen SO/NW-streichenden Störungsast des großen herzynisch streichenden Pfahlstörungssystems, der einer voraus entstandenen langgestreckten und tief in den unterlagernden Malm-Dolomit und -Kalk eingeschnittenen Trogform folgt. Das Eisenerz ist als unregelmäßig an- und abschwellende, linsen- bis stockartige Füllung im Tiefsten dieses Trogzuges abgelagert und durch die nachfolgende Bruchtektonik in „Oberes" und „Unteres" (Haupt-) Lager (entsprechend Hangend- und Liegendscholle) zerlegt worden.

4.2. Schichtenfolge

Die vorstehend skizzierten Lagerungsverhältnisse bewirken, daß das Obere Lager im Verband mit z. T. wesentlich jüngeren Ablagerungen der Oberkreide und des Quartärs steht, das Untere Lager hingegen an der Störungsbahn seitlich gegen wesentlich ältere Schichten abstößt und von diesen z. T. überlagert oder überlappt wird (vgl. Abb. 4). Die ältesten dieser Schichten gehören dem Oberen Lias an (Beilage 1, Querprofil 47, Bohrung S 113; Querprofil 55, Bohrung S 105), mit ihrer Betrachtung wird daher im folgenden begonnen, wobei die Abb. 4 zur Veranschaulichung diene.

4.2.1. Lias, Dogger, Malm

Der Lias Delta, der nur an ganz wenigen Stellen an der Störung gegen die Erzformation abstößt und dessen genaue Mächtigkeit im Lagerstättenbereich nicht bekannt ist, besteht aus dunkelgrauem, schwach mergeligem Tonstein. Als Lias Delta konnte dieser Tonstein in den Bohrungen nur erkannt werden durch seine Lage unterhalb einer wenige dm-starken fossilführenden Kalkbank, die als sog. Monotisbank eindeutig dem Lias Epsilon zuzuordnen ist und über dem das 40—50 m mächtige dunkelgraue Tonsteinpaket des Opalinustones (Dogger Alpha) folgt. Dieser wohlgeschichtete, undurchlässige, z. T. schwachmergelige Ton bildet über längere Abschnitte die störungsseitige Begrenzung des Haupterzlagers und überlappt mitunter soweit, daß er auch z. T. dessen Hangendes bildet.

Über dem Opalinuston lagert die bis $>$ 100 m mächtige Schichtfolge des Dogger Beta, die zusammenfassend auch als Doggersandstein bezeichnet wird, obgleich sie auch tonige Partien und eingeschaltete Tonhorizonte (sowie etliche Eisenoolithflöze oder -linsen) enthält. Eine Vorstellung vom Aufbau dieser Folge kann das ungestörte Profil der Bohrung Ohrenbach 2 vermitteln (Abb. 5).

Die einzelnen Schichtglieder des Doggersandsteins unterliegen z. T. beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen, die sich jedoch untereinander weitgehend ausgleichen, so daß die primäre Gesamtmächtigkeit im Lagerstättenumkreis mit 90—110 m erhalten bleibt.

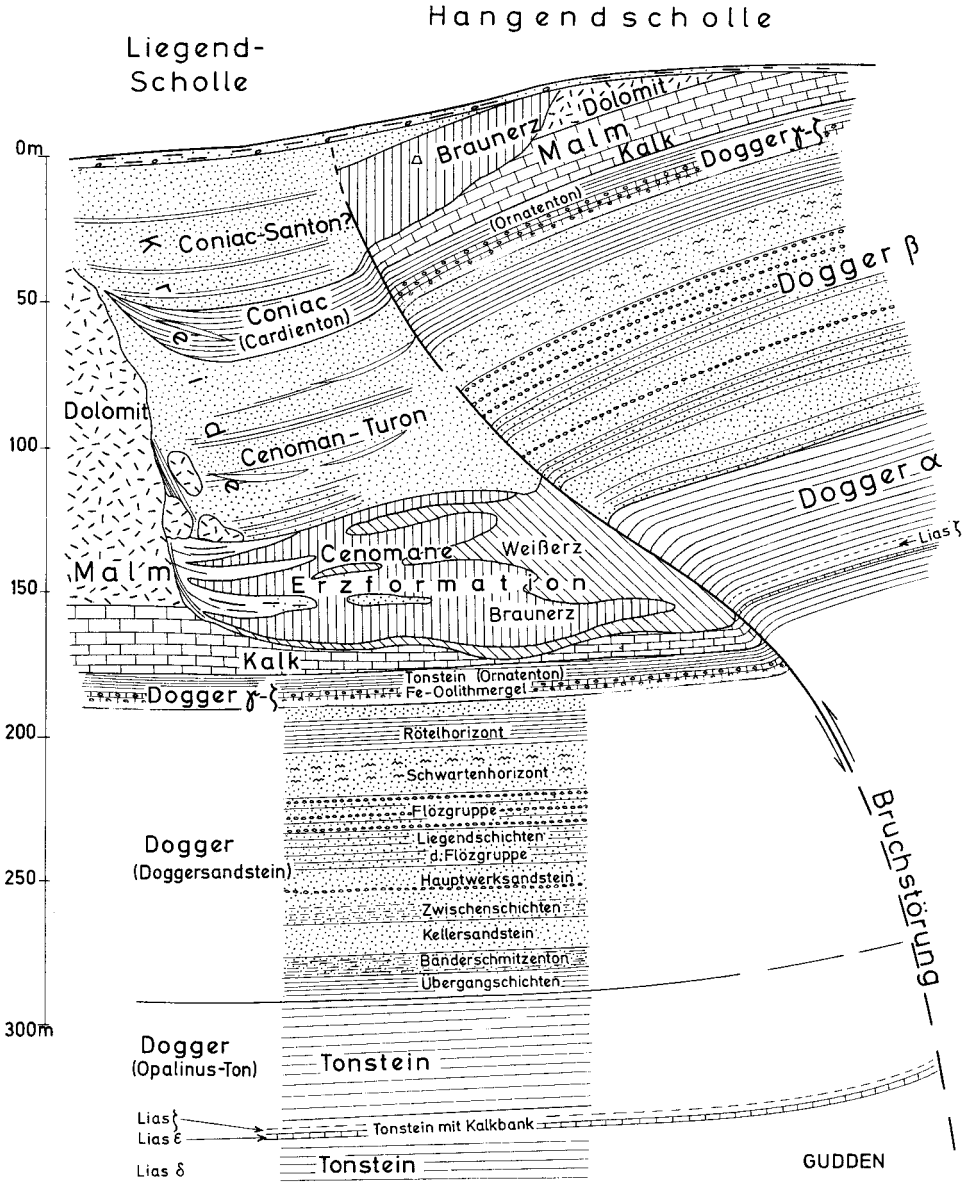


Abb. 4. Schichtenfolge und Lagerung im Bereich des Leonie-Erztroges (etwas schematisiert).

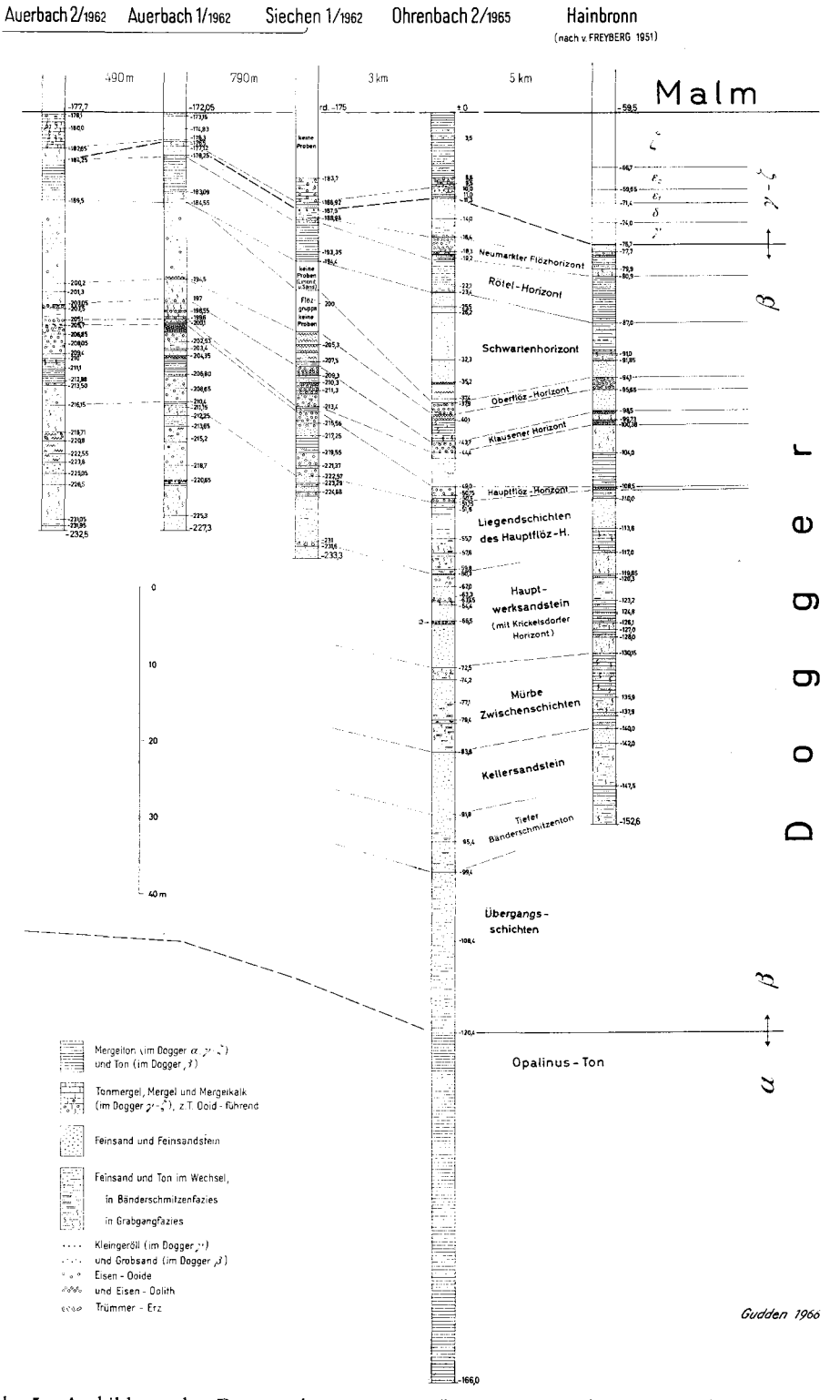


Abb. 5. Ausbildung des Doggers in ungestörter Lagerung in Bohrung Ohrenbach 2 (Profilaufnahmen Auerbach 1, 2, Siechen 1 und Hainbronn nach v. FREYBERG). Nach GUDDEN 1967.

In der Hangendscholle allerdings kann diese Mächtigkeit, bedingt durch tektonische Verformung, Gleitung, Abscherung und Ausspitzen außerordentlich reduziert sein. Hier macht es mitunter auch Schwierigkeiten, Dogger Beta von Kreide zu unterscheiden. Als Kriterium kann die außerordentlich gleichmäßige Feinkörnung der Dogger-Beta-Sandsteine und -sande dienen. Andererseits ist nicht zu verkennen, daß die Kreidefüllung der Erztröge in Störungsnähe auch starke Komponenten von umgelagertem Doggersand enthält.

Der über dem Dogger Beta folgende Obere Dogger (Dogger Gamma bis Zeta) wurde in der Liegendscholle, z. B. von der Bohrung R 114 und S 71, in ungestörter Lagerung angetroffen (vgl. Bohrprofile 1 u. 2, S. 152—154).

Diese Ausbildung kann — mit dem Zugeständnis gewisser Mächtigkeitsschwankungen — für den Bereich der Liegendscholle unter dem Haupterzlager als repräsentativ gelten (Abb. 6).

In der Hangendscholle wiederum treten Gleitungsausdünnungen, Stauchungen und gelegentliche Aufschuppungen auf, die Mächtigkeiten und Verband starken Schwankungen unterwerfen können. Die Ton- und Mergeltonsteine sind oft plastisch-weich und laminar verformt.

Der darüber folgende Malm beginnt mit einer als „Basisbank" bezeichneten, 1—4 dm starken, grünlichgelben, sehr glaukonitreichen, knollig-wulstigen Kalkmergellage.

Sie leitet über in eine 6—9 m mächtige Wechselfolge von grauen Mergeln, Mergelkalken und Kalkbänken (jeweils 5—40 cm stark), die örtlich recht unterschiedlich viel Riffschutt oder Einzelschwämme enthalten und stellenweise auch in massige Schwammriffe übergehen. Über diesem in etwa dem Malm Alpha entsprechenden Schichtpaket treten die Mergel fast völlig zurück zugunsten einer 20—25 m mächtigen, helleren Kalkbank-Abfolge (Malm Beta), die ebenfalls Riffschutt in wechselndem Anteil oder Schwammriffbildungen enthält.

Nur stellenweise ist über diesen Kalken, etwa 25—35 m über der Malmbasis, noch eine 1—3 m mächtige Mergel-Mergelkalk-Lage anzutreffen, die sog. Platynota-Zone des unteren Malm Gamma. Meist gehen die Beta-Kalke in unebener und unscharfer Grenze in massigen Frankendolomit über, der je nach Erosionsrelief in Mächtigkeiten bis > 100 m erhalten sein kann und dem Malm Gamma bis Epsilon zuzuordnen ist.

Während die untersten 6—10 m des Malm meist völlig „dicht", d. h. ohne nennenswerte Klüftung und Karsthohlräume sind, werden Klüftung und Spaltenbildung nach oben häufiger und im Frankendolomit ist die luckig-kavernöse Ausbildung (mit z. T. großen Hohlräumen und sekundären Füllungen durch Dolomitasche, Sande oder Lehme) fast die Regel.

Die Oberfläche des Malms hat ein unruhiges Karstrelief, dessen Hauptelement im Lagerstättenbereich der große, tiefeingeschnittene Erosionstrog (vgl. Beilage 2, Fig. 3) ist, in dem sich das Erz ablagerte.

Dieses Relief ist Ergebnis und Zeuge einer langen Sedimentationspause während der ganzen älteren Kreidezeit. Nach dem Zurückweichen des Jura-

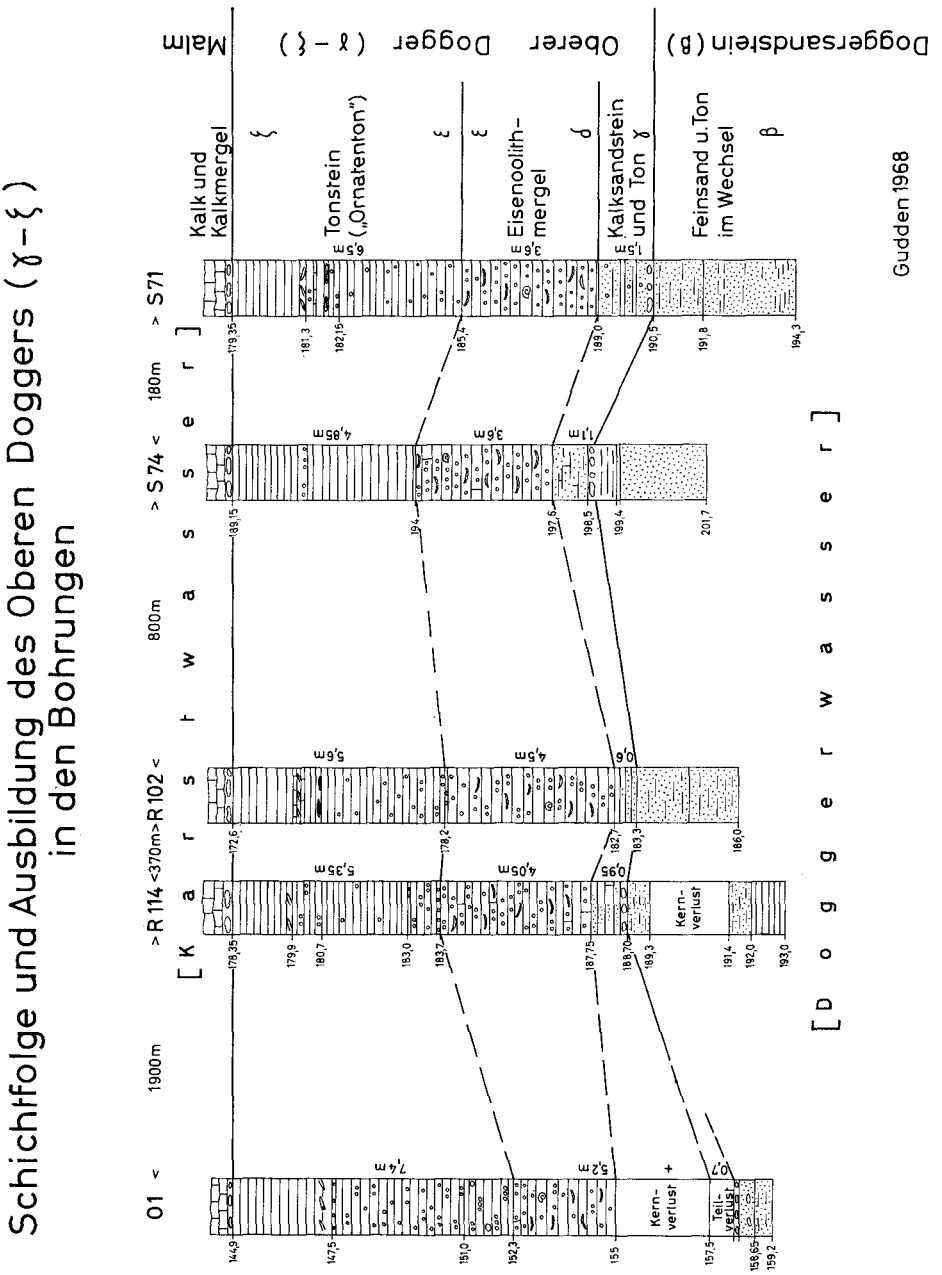


Abb. 6. Ausbildung des Oberen Doggers (Dogger γ—ζ) in der Liegendscholle. Die undurchlässigen Schichten des Oberen Doggers trennen das Karstwasser (oben) vom gespannten Dogger-Wasser (unten).

Meeres, dem alle vorgenannten Schichten ihre Entstehung verdanken, hatte das karbonatische Malmgestein rd. 30 Mio Jahre Zeit, um bei wechselnden Grundwasserständen tiefgreifend zu verkarsten. Erst dann setzen mit Beginn der Oberkreide neue Sedimentschüttungen ein. Diese sind nunmehr überwiegend durch Süßwasser transportiert und abgelagert. Das ganze Karstrelief ist von diesen jüngeren Kreideablagerungen plombiert und bedeckt und damit von der Oberfläche her nicht zu erkennen. Nur an einzelnen Stellen sind die höchsten Dolomitkuppen von der Kreideüberdeckung freierodiert.

4.2.2. Cenomane Erzformation

Die Kreidesedimente sind am vollständigsten und mit den größten Mächtigkeiten (bis 180 m) im „Erztrog" erhalten.

Zu unterst liegen die Ablagerungen der sog. „Erzformation", die dem älteren Cenoman zugeordnet wird. An ihrer Basis treten örtlich geringmächtige, mehr oder minder umgelagerte Residualletten der Malmverwitterung auf, die aber von der eigentlichen Erzformation nur schwer zu trennen und nur insofern von Bedeutung sind, als sie zusammen mit den untersten, meist dunkelgrauen oder auch braunen Tonlagen der Erzformation eine für den Bergbau wichtige hydrologische „Abdichtung" zwischen Malm und Kreide bilden.

Die in ihrer Mächtigkeit (5 bis > 60 m) außerordentlich schwankende Erzformation ist auch in ihrer Gesteinszusammensetzung und Gebirgsbeschaffenheit sehr wechselhaft. Sie enthält neben Tonen und Sanden vor allem Eisenerzanreicherungen, die nach Gehalten und Mengen z. T. wirtschaftlich gewinnbar sind und als sog. „Erzkörper" bezeichnet werden. Die Abgrenzung der Erzkörper ist mehr eine Frage der Bauwürdigkeit als der Fazies, da letztere sowohl horizontal als auch vertikal recht wechselhaft ist und die Übergänge in die „verarmte" oder „taube" Erzformation meist verzahnt oder unscharf sind.

In diesem Sinne können im Leonie-Erztrog in der Liegendscholle 4 Erzkörper unterschieden werden, von denen der weitaus größte, südöstliche die eigentliche Lagerstätte bildet, während die drei anderen (und das „Obere Lager") vergleichsmäßig klein sind und kaum ins Gewicht fallen.

Die Erzkörper setzen sich aus Brauneisenerz („Braunerz", FeOOH) und Weißeisenerz („Weißerz", $FeCO_3$) in örtlich sehr wechselndem Verhältnis zusammen, das für die Gesamtlagerstätte etwa 15 : 9 beträgt (vgl. Abschnitt 5). Nach ihrer Beschaffenheit unterscheidet der Bergmann die Erze als Ockererz (mulmig, erdig, weich), Derberz, Schußerz (hart, fest) und Rieselerz (kleinkörnig-splittrig, rieselnd). Mengenmäßig völlig unbedeutend kommen neben diesen sedimentären Eisenanreicherungen auch metasomatisch entstandene Spateisenerze vor, die aus Malmkalken oder -dolomiten entstanden sind, die — sei es als unmittelbares Liegendes der Erzformation oder als eingeschlossene Brocken — den Eisenlösungen zugänglich waren und dabei maximal einige dm tief in Eisenspat umgewandelt worden sind. Zwischen bauwürdigem Erz und nicht bauwürdigen Eisenanreicherungen wie Ocker- oder Weißerztonen, Limonitsandsteinen und sand- oder tonstreifigen „Erz"-Partien bestehen oft fließende Übergänge, mitunter auch scharfe Grenzen. Aber auch mitten innerhalb der Erzkörper

treten größere oder kleinere, schichtige oder nestartige Sand- oder Toneinschaltungen auf, die im Abbau recht störend sein können.

Als Beispiele für die überaus wechselhafte Zusammensetzung der Erzformation können die Bohrkernbeschreibungen der Bohrungen S 67, S 79, R 56, S 40 und R 113, sämtlich aus dem ungestörten Lager der Liegendscholle, dienen (vgl. Bohrprofile 3—7, S. 154—158).

Die Verbands- und Faziesverhältnisse in Längs- und Querrichtung des Erztroges sind im einzelnen aus den Querprofilen der Beilage 1 zu entnehmen.

Betont sei, daß sich aus der horizontalen und vertikalen Verteilung der verschiedenen Komponenten der Erzformation (wie Weißerz-Braunerz, Ton-Sand usw.) k e i n e stratigraphische Untergliederung im Sinne einer über den ganzen Erztrog gültigen, zeitlich und faziell trennbaren Schichtabfolge ableiten läßt.

Ein Versuch dieser Art, wie er von TILLMANN zuletzt 1967 vorgenommen wurde, entspricht nach Ansicht der Verfasser n i c h t den natürlichen Gegebenheiten. Für eine ausführliche Darstellung und Diskussion darüber ist hier jedoch kein Platz.

Die Querprofile zeigen, daß die Erzformation fast über dem ganzen Trogboden mit meist dunkelgrauen, dm- bis m-starken Tonsedimenten (zumeist in Weißerzfazies) beginnt, daß aber ü b e r diesem Ton nur insofern noch fazielle „Gliederungen" vorzunehmen sind, als die Braunerzfazies im nordwestlichen Lagerstättenteil vorherrscht, während im südöstlichen Lagerstättenteil die Weißerzfazies über größere Areale dominiert. Sie zeigen ferner, daß die Weißerzfazies bevorzugt auf der störungszugewandten Nordostseite des Troges insbesondere unter der Überlappung der Hangendscholle auftritt, in weitaus geringerem Anteil aber im ursprünglich ja unmittelbar anschließenden „Oberen Lager" der Hangendscholle und viel weniger auch in der südwestlichen Längsseite des Troges und überhaupt nicht entlang der Steilwand des Malm-Dolomit. Diese hier nur skizzierten Verhältnisse legen es nahe, die Ursachen der heutigen Braun-Weißerz-Verteilung nicht so sehr in primären Sedimentationsbedingungen als vielmehr in sekundären Oxydationsvorgängen zu suchen, durch welche große Teile der ursprünglichen Weißerzfazies nachträglich in Braunerzfazies umgewandelt wurden. Eine ausführliche Argumentation für diese Vorstellung ist an anderer Stelle vorgesehen.

4.2.3. H ö h e r e K r e i d e

Das Hangende der Erzformation — soweit es nicht die überlappende Hangendscholle ist — wird durch die Schichten der höheren Kreide gebildet, die den Erztrog bis wenige Meter unter seine heutige Oberfläche anfüllen (die obersten Meter nehmen quartäre Bildungen ein). Dieser im Erztrog maximal bis 160 m mächtige Schichtstoß ist jünger als die Erzformation (älteres Cenoman). Er enthält 40—80 m über der Erzformation einen marin entstandenen, grauen Ton-Feinsandsteinhorizont, den sog. Cardienton, der aufgrund seiner Fossilführung als Coniac eingestuft wird (ZIEGLER 1957) und der seinerseits nochmals von maximal 70—80 m Kreidesedimenten überlagert sein kann. Der ganze, hier als höhere Kreide bezeichnete Schichtenstoß vertritt also den Zeitraum jüngeres Cenoman, Turon und Coniac (-Santon?).

Fossilmäßige Belege für die Alterseinstufung dieser Schichten fehlen, ausgenommen im coniacischen Cardienton, völlig. Überdies sind in dieser Serie mindestens zwei größere Schichtlücken (Erosionsdiskordanzen), nämlich über der Erzformation und an der Basis des Cardientones und zahllose Schüttungsdiskordanzen mit vielfältigem Fazieswechsel enthalten. Um Fragwürdigkeiten zu vermeiden, die sich aus einer „genaueren" Untergliederung (vgl. TILLMANN 1967) zwangsläufig ergeben, werden im folgenden nur drei Komplexe unterschieden, nämlich

die Schichten zwischen der Erzformation und dem Cardienton,
der Cardienton,
die Schichten über dem Cardienton.

Die Schichten zwischen der Erzformation und dem Cardienton entsprechen dem Zeitraum jüngeres Cenoman-Turon. Sie werden auch als Michelfelder Schichten bezeichnet.

Es ist eine bunte Wechselfolge von hellen, gelben und weißlichen Quarzfeldspat- und Quarzsandsteinen verschiedenster Körnung von fein bis grob, z. T. auch quarzgeröllführend. Die Sandsteine sind vielfach tonig oder tongebunden oder von Quarzmehl- oder Kaolinmatrix erfüllt und zeigen vielfach Übergänge zu ein- und zwischengelagerten gelben, roten und seltener auch grauen Schluff- und Tonlagen und -linsen, in welche letzteren gelegentlich Glanzkohlenester auftreten. Die ganze Schichtfolge ist vielfach ineinander verzahnt und enthält keine über größere Strecken verfolgbare „Leithorizonte".

Sie lagert sich dem unebenen Erosionsrelief der Erzformation auf, teils mit Tonen, teils mit Sanden einsetzend und wurde in ursprünglich größerer Mächtigkeit abgelagert als sie heute im Erztrog erhalten ist, denn sie greift randlich über die Schultern des Malmtroges flächenhaft über, während ihre Oberfläche im Erztrog selbst rinnenförmig ausgeräumt ist und hier das Bett für den jüngeren, marinen Cardienton bildet.

Die Michelfelder Schichten sind ganz überwiegend fluviatil-limnischer Entstehung, enthalten aber stellenweise auch dunkle, z. T. glaukonitführende Tone, die auf „kurzfristige" marine Ingressionen, wahrscheinlich während des Obercenomans hindeuten.

Der Cardienton, fossilmäßig als Coniac belegt (ZIEGLER 1957), ist Zeuge einer letzten marinen Ingression. Sein Vorkommen im Lagerstättenbereich beschränkt sich auf eine in die Michelfelder Schichten eingetiefte Erosionsrinne, in die er wannenförmig eingelagert ist und auch hier nur im südöstlichen Teil des Erztroges (vgl. Beilage 1, Querprofile und Beilage 2, Fig. 4). Bei Reichenbach und nordwestlich davon (nordwestlich von Querprofil 33) ist er nicht mehr nachzuweisen. In seiner typischen Ausbildung ist der Cardienton ein dunkelgraugrüner bis schwarzgrauer, feinsandiger Ton bzw. stark toniger Feinsand. Im Rinnentiefsten ist er bis 25 m mächtig; an den Rinnenflanken, an die er sich mit Neigungen bis 40° anschmiegt, dünnt er rasch bis zum Auskeilen aus.

Im einzelnen ist das Cardientonpaket horizontal und vertikal faziell recht wechselhaft zusammengesetzt: fast sandfreier dunkelgrauer Ton, Mergelton, fein-

geschichtete tonige Glimmerfeinsande, wechselnder, z. T. schlieriger Glaukonitanteil, hellere Fein- bis Mittelsandstreifen sowie kohlige und pyritische Beimengungen lassen Farbe und Konsistenz des Gesteins variieren. Überdies treten auch linsen- oder lagenförmige Einschaltungen von gröberem Sand innerhalb des Cardientones auf. Insgesamt bildet der Cardienton dennoch einen unverkennbaren „Leithorizont" innerhalb der Erztrogfüllung und überdies den einzigen Horizont, dessen Alter fossilmäßig belegt ist.

Die Schichten über dem Cardienton, im Leonie-Erztrog maximal bis über 70 m mächtig, sind zeitlich wohl ebenfalls dem Coniac, vielleicht noch dem Santon zuzuordnen. Es sind teils gemischt, teils abwechselnd fein- bis sehr grobkörnige Quarzfeldspatsandsteine und Sande von vorherrschend gelber bis brauner Farbe, denen blaßbunte und rote Schluffe und Tone eingeschaltet sind. In einigen Lagen treten Quarzgerölle (bis 3 cm) auf, einzelne Schüttungen sind geradezu kiesig. Limonitische Schwarten und Krusten sind nicht selten.

Überlagert wird diese Serie von den Bachaufschüttungen und (an den Hängen) von Fließerden und Hangschutt des Quartärs, dessen Mächtigkeit einige Meter kaum übersteigt.

4.3. Lagerstättenentwicklung und tektonischer Bau

Die Lagerungsverhältnisse sind aus der Querprofilserie (Beilage 1) besser zu ersehen als ein wortreicher Text sie beschreiben könnte.

Zu ihrem Verständnis seien im folgenden kurz die Entwicklung der Tektonik und der Werdegang der Lagerstätte dargestellt.

Nach dem Rückzug des Jura-Meeres vor rd. 135 Millionen Jahren setzte auf der nunmehr trockengefallenen Malmtafel während der Unterkreidezeit eine tiefgreifende Verkarstung und Erosion ein. Besonders tief und langgestreckte Karsthohlformen, richtige Erosionstäler, entstanden entlang von Flexurzonen vor den allmählich sich heraushebenden Wölbungszonen bei Amberg, Sulzbach und Auerbach (vgl. Abb. 2). Bei Auerbach ist es der sog. Eibenstocker Sattel[3]), eine Aufwölbungszone, vor deren SW-Rand sich die langgestreckten tiefen Hohlformen des Nitzlbucher und des Leonie-Erztroges in den Malm eingetieft haben. In diese Tröge lagerte sich nun nach rd. 30 Mio Jahren währender Sedimentationspause mit Beginn der Oberkreidezeit im Cenoman die Erzformation. Die Herkunft des Materials ist dabei am zwangslosesten von der inzwischen entstandenen Abtragungskalotte der nordöstlich gelegenen Wölbungszone und ganz allgemein von östlich gelegenen Gebieten abzuleiten, die höher herausgehoben und deren Schichtbedeckungen entsprechend tiefer abgetragen waren. Der Fe-Transport ist am wahrscheinlichsten durch humussaure Wässer erfolgt, aus denen das Eisen beim Auftreffen auf die harten Karstwässer — oder zeitweilig — Meereswasserfüllungen der Erztröge ausgeflockt ist (v. FREYBERG 1940). Marine Ingressionen, durch periphere, fjordartige Meeresarme, ähnlich etwa wie an der heutigen dalmatinischen Küste, als Ausläufer der von Südosten her über das heutige Regens-

[3]) Eibenstock ist eine kleine Wüstung, 4,5 km nordöstlich von Auerbach, innerhalb des Truppenübungsplatzes Grafenwöhr, nach welcher v. FREYBERG (1961 u. früher) die Wölbungszone benannt hat.

burger und Amberger Gebiet nach Norden reichenden cenomanen Transgression sind denkbar, wenngleich für das Auerbacher Gebiet sehr umstritten und fossilmäßig nicht belegt[4]).

Nach Ablagerung der Erzformation tritt eine Sedimentationspause ein, während der die Erzformation z. T. wieder abgetragen und ausgeräumt wird. An der bereits vorhandenen Flexurzone hebt sich die Hochscholle stärker heraus, die Flexur wird zur Bruchstörung (I) mit Aufschiebungscharakter und die herausgehobene Kante der Hochscholle gleitet und rutscht gravitativ in die Hohlform des Troges, wo sie die Erzformation auf flacher Bahn überlappt. Dieses Erscheinungsbild lassen die Querprofile 5—33 auf Beilage 1 gut erkennen, während es im streichenden Verlauf nach SO, wie die Querprofile 35—65 zeigen, nicht mehr so ausgeprägt ist.

Nach dieser ersten Bruchstörungsphase füllen die ganz überwiegend fluviatil-limnischen Schüttungen der Michelfelder Schichten, von Sedimentationspausen und Erosionen unterbrochen, den Trog wieder auf. Gegen Ende des Turons schafft eine neuerliche Erosionsphase die Rinnenform, in welcher der nun folgende coniacische Meeresvorstoß den Cardienton hinterläßt, dessen nordwestlichste Ausläufer nur bis Reichenbach (Querprofil 33) nachweisbar sind.

Mit dem diesmal endgültigen Rückzug des Kreidemeeres beginnen die allmählich wieder fluviatil-limnisch werdenden Sandschüttungen und Tonablagerungen, die den Trog bis dicht unter seine heutige Oberfläche füllen. In diese Zeit, auf jeden Fall nach Ablagerung des Cardientones, fällt eine zweite große Bruchstörungsphase (II), die teils auf neuen Parallelbahnen, teils die alte Aufschiebungsbahn wiederbelebend, die Hangendscholle noch weiter heraushebt und dabei den Cardienton und seine Begleitschichten mit verwirft (vgl. Beilage 1, Querprofile 35—41). Dabei kommt es insbesondere in den zwischen den Aufschiebungsbahnen der Phase I und II entstandenen Zwischenschollen zu Steilstellungen, Quetschungen und Stauchungen, die sich z. T. in die angrenzende Trogfüllung fortpflanzen. Die nicht ganz eindeutig zu interpretierenden Dislokationsbilder der Querprofile 45 und 47 stehen im Zusammenhang mit einer nur die Hangendscholle betreffenden Querstörungszone, die bei Pfannmühle in SW—SO-Richtung (also annähernd in der Ebene der Querprofile) durchstreicht.

Ohne auf diese komplizierten Lagerungsbilder und ihre tektonische Ausdeutung hier näher einzugehen, ist festzustellen, daß die ganze Störungszone ihre letztgültige Ausprägung erst durch die post-coniacische Bruchstörungsphase erhalten hat.

Grundrißlich ist die im Vergleich zu den anderen Erztrögen bei Amberg, Sulzbach und Auerbach hier recht unruhige Lagerungsform der Ornatenton-Oberfläche in der Liegendscholle in Fig. 2 der Beilage 2 durch Isohypsen dargestellt. Fig. 3 (Beilage 2) zeigt das im wesentlichen durch Erosion geschaffene Karstrelief der Malmoberfläche, in welcher der stellenweise bis auf den Dogger ein-

[4]) Die Genesis der Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten, zu denen auch „Leonie" gehört, ist ein unter geologischen und mineralogischen Gesichtspunkten schon oft behandelter Gegenstand, dessen Rückverfolgung über die angegebene Literatur möglich ist, der im Rahmen vorliegender Arbeit aber nicht weiter aufgegriffen wird. Vgl. GUDDEN 1972 (ds. Bd.).

getiefte „Erztrog", begrenzt durch die „Dolomit-Steilkante" und die „Abreißkante der Liegendscholle" das Hauptelement bildet. Fig. 4 (Beilage 2) schließlich zeigt, wie weit die einzelnen Schichtglieder der Hangendscholle die Füllung des Erztroges überlappen — in ihrer Gesamtheit fast zur Hälfte.

Ein früher oft angenommener Zusammenhang zwischen Erzbildung und Tektonik besteht allenfalls insofern, als die der Bruchtektonik vorausgehende Flexurbildung für die Entstehung der großen in den Malm eingeschnittenen Trogformen förderlich war, in denen sich das Erz dann abgelagert hat. Daß das Erz in diesen Trögen dann bis heute vor Abtragung bewahrt und dem menschlichen Zugriff dadurch erhalten blieb, verdankt es allerdings zur Hauptsache der Bruchtektonik, die das vor Erosion schützende „Dach" der Hangendscholle geschaffen hat.

Auf die einerseits aus der Schichtabfolge, andererseits aus den Lagerungsverhältnissen resultierenden gebirgsmechanischen Eigenschaften, die sich eindrucksvoll in den recht verschiedenartigen Abbaueinwirkungen über Tage ausdrücken (je nach Lage im Karst, in der Kreide oder in der Hangendscholle) sei hier nur beiläufig verwiesen. Sie wurden anhand von Beispielen im benachbarten Welluck-Bernreuther Erztrog von ECKMANN (1971) dargestellt.

4.4. Hydrogeologische Verhältnisse

Hydrogeologisch stellt der Leonie-Erztrog nur ein kleines Teilstück der großen flachen Karstmulde von Ranna-Auerbach dar, deren Wasservorräte bei Ranna für die Wasserversorgung der Stadt Nürnberg genutzt werden.

Vorfluter für den ganzen Bereich ist die Pegnitz mit ihren wenigen, z. T. nur periodisch fließenden Nebenbächen, darunter dem Speckbach, der seinerseits als Oberflächenabfluß aus dem Doggergebiet nordöstlich der Leonie-Störungszone (also aus dem Hinterland der Hangendscholle) kommend den Erztrog bei Pfannmühle-Schleichershof überquert und die dort zu Tage anstehenden Schichten mit entwässert. Dieses Oberflächen- und Vorflutwasser des Speckbaches steht aber — wie noch gezeigt wird — nicht in unmittelbarer Verbindung mit dem für den Bergbau wichtigen tieferen Grundwasser, insbesondere mit dem Karstwasser des Malms.

Tiefster Wasserstauer für alles den Bergbau unmittelbar interessierende Grundwasser ist die Ornaten-Oberfläche bzw. die Mergel des Malms unmittelbar darüber. Dies gilt auch für alles Grundwasser der Hangendscholle, das ja letztlich der Liegendscholle zufließt.

Unter dem Leonie-Erztrog liegt diese Staufläche an ihrer tiefsten Stelle (Bohrung S 64, Querprofil 55) bei + 243,70 m ü. NN. Sie steigt von hier aus im beiderseitigen streichenden Verlauf des Erztroges leicht an, doch bleibt sie unter den Haupterzkörpern und damit unter der Masse des Erzes im wesentlichen unter dem + 280 m-Niveau.

Zwischen Ranna und dem Grubenfeld „Katharina" einerseits (6—7 km südwestlich von Leonie) und dem Leonie-Erztrog andererseits wurde die Ornatenton-Oberfläche in den Bohrungen Siechen 1, Auerbach 1, 2 und 3 bei + 268 m,

+ 266 m, + 260 m und + 257 m ü. NN angetroffen. Nicht nur diese Befunde, sondern auch die geologischen Oberflächenverhältnisse lassen darauf schließen, daß der Bereich von Leonie (Schleichershof-Reichenbach) eine durch eine Aufsattelungszone von der eigentlichen großen Ranna-Mulde getrennte Spezialmulde darstellt. Über die Höhe der dazwischen liegenden Aufsattelung (bezogen auf Ornatenton-Oberfläche), deren Scheitelachse etwa unter der Linie Fuchsmühl-Dreischläg-Hohe Tanne anzunehmen ist, lassen sich nur Vermutungen anstellen, doch dürfte auch hier der Ornatenton das Niveau + 300 m NN kaum überschreiten. Demnach ist diese Schwelle auch bei optimistischer Annahme keinesfalls hoch genug, um das beide Teilmulden füllende Karstwasser zu trennen, denn der Karstwasserspiegel liegt noch wesentlich höher, nämlich bei rd. + 390 m NN. Mit anderen Worten: Das Karstwasser im Malm der Erztrog-Umrahmung steht in untrennbarer Verbindung mit dem Karstwasser des g e s a m t e n Muldenbereiches, dessen Einzugsbereich auf mindestens 150 km² zu veranschlagen ist. Um welche Größenordnungen es sich handelt, mögen folgende überschlägige Zahlen zeigen:

Jahresniederschlag (50jähriger Durchschnitt) Auerbach	759 mm
Jahresniederschlag (50jähriger Durchschnitt) Mosenberg	782 mm
Angenommenes Mittel für den ganzen Bereich	760 mm
Jahresverdunstung (berechnet) Auerbach	455 mm
Jahresverdunstung (berechnet) Mosenberg	460 mm
Angenommenes Mittel für den ganzen Bereich	460 mm
Übrig für Grundwasser- und Oberflächenabfluß	300 mm

300 mm ergibt 0,3 $m^3/m^2/a$
oder 300 000 $m^3/km^2/a$
oder $45 \cdot 10^6$ $m^3/150$ km^2/a

Insgesamt errechnet sich daraus eine Spende bezogen auf 1 km² von 9,6 oder rd. 10 l/sec.

Daß diese Werte zumindest in den Größenordnungen richtig liegen, geht daraus hervor, daß sich die Mittelwasserspende für das ganze Gebiet aus der Wasserführung der Pegnitz bei Hohenstadt mit 12,6 l/sec je 1 km² errechnet.

Über den Wasserinhalt des Gesamtreservoirs lassen sich nur ganz grob überschlägige Schätzungen anstellen:

Der Vorflutpegel für das Karstwasser, nämlich die Pegnitz bei Ranna-Neuhaus-Velden liegt im Niveau + 389 m bis + 375 m ü. NN, also Mittelwert kann also etwa + 380 m angenommen werden. Die Basis des Karstgebirges, nämlich die Ornatenton-Oberfläche, liegt im Niveau zwischen + 200 m und 300 m; als Mittelwert über den ganzen für Leonie in Frage kommenden Einzugsbereich sei hier (nur um Größenordnungen zu gewinnen) + 260 m ü. NN angenommen. Daraus ergibt sich 120 m als mittlere wassererfüllte Gebirgsmächtigkeit. Setzt man für das erfaßte Gesamtgebirge (Kalk, Dolomit und überdeckende Kreide, soweit u n t e r dem Karstwasserspiegel liegend) als mittleren, wassererfüllten Hohlraumanteil 10 % ein, so ergibt das über eine Grundfläche von nur 100 km² eine Wassermenge von 1 200 000 000 m³ Wasser. Diese Wassermenge wird — wie oben ausgeführt — jährlich entsprechend dem Abfluß, durch mehr als 30 000 000 m³ (bezogen auf 100 km²) ergänzt.

So unpräzise diese Werte auch sein mögen, so vermitteln sie doch Vorstellungen von den Größenordnungen, die hier zu berücksichtigen sind. Denn das Karstwasser im verkarsteten Malm des Erztrogbereiches ist nur ein kleiner Teil des Gesamtwasserreservoirs und steht in Anbetracht der großen Wasserdurchlässigkeit (Wegsamkeit) des Karstgebirges mit dessen Gesamtwassermenge in praktisch ungehinderter Verbindung. Dies ist einer der Gründe, weswegen der in früheren Jahren ventilierte Gedanke einer Erzgewinnung im Tieftagebau als unrealistisch, d. h. wirtschaftlich nicht ausführbar, fallen gelassen werden mußte. (Der andere schwerwiegende Grund sind die Lagerungsverhältnisse der Hangendscholle, die bei Anlage eines Tieftagebaus zu wirtschaftlich ganz untragbaren Massenbewegungen gezwungen hätten. Vgl. Querprofile der Beilage 1).

Im Bereich des Leonie-Erztroges stehen „Ruhe"-Wasserspiegelmessungen zur Verfügung, die an 62 Bohrungen der Jahre 1965—1968 beiläufig mit ausgeführt wurden. Ob dabei immer Beharrungszustände, d. h. echte Ruhewasserspiegel gemessen worden sind, sei dahingestellt (z. T. mögen auch unterschiedliche Verrohrungszustände das Bild verfälschen), doch sind die Befunde vielleicht gerade weil sie in einzelnen Bohrungen keine Beharrungswerte ermittelt haben, aufschlußreicher, weil sie so eher ein Bild von den differenzierten hydrologischen Verhältnissen im Gebirge des Erztroges vermitteln.

Die Wasserspiegel zeigen zunächst ein etwas verwirrendes Bild, das keine rechte Gesetzmäßigkeit erkennen lassen will (vgl. Situationsplan der Bohrungen auf Beilage 1):

Tabelle 1

Bohrung	Wsp. in m ü. NN	Bohrung	Wsp. in m ü. NN	Bohrung	Wsp. in m ü. NN
S 39/1966	+414,30	S 66	+414,52	R 89	+406,40
S 40	+414,30	S 68	+396,62	R 90	+408,40
S 41	+413,46	S 70	+431,45	R 93	+407,15
S 42	+414,90	S 71/1968	+430,14	R 94	+407,60
S 43	+414,90	R 69/1964	+414,00	R 95	+406,22
S 46	+407,84	R 70	+413,50	R 97	+395,91
S 47	+432,54	R 71	+395,30	R 98	+395,95
S 49	+429,31	R 72	+405,50	R 99	+395,30
S 51	+432,69	R 73	+431,60	R 100	+397,20
S 52	+431,96	R 74	+397,40	R 101	+397,20
S 54	+396,78	R 75	+392,30	R 102	+424,90
S 56	+391,89	R 76	+392,20	R 103	+432,90
S 57	+396,58	R 77	+391,30	R 105	+397,58
S 58	+435,15	R 78	+394,15	R 107	+414,92
S 59	+435,54	R 80	+391,04	R 108	+396,39
S 60	+437,55	R 81	+425,45	R 109	+393,73
S 61	+439,48	R 83	+417,25	R 110	+393,87
S 62	+430,55	R 84	+415,41	R 111	+396,13
S 63	+424,64	R 86	+406,30	R 112	+394,65
S 64	+396,14	R 87	+405,83	R 113/1968	+395,46
S 65	+393,13	R 88	+403,80		

Die Spiegelhöhen schwanken zwischen + 391,04 m in Bohrung R 80 in Reichenbach und + 439,48 m in Bohrung S 61 bei Pfannmühle. Bemerkenswerter als diese Extremdifferenz von rd. 48,50 m auf eine Entfernung von 950 m ist die Feststellung, daß auch sehr eng benachbarte Bohrungen erhebliche Spiegeldifferenzen aufweisen.

Nur als Beispiel seien die in den Querprofilen 41 und 51 liegenden Bohrungen herausgegriffen, die nur jeweils 50—100 m Abstand voneinander haben (Tab. 2).

Tabelle 2

Wasserspiegel in den Querprofilen 4 und 51

Querprofil 4		Querprofil 51	
R 70	+ 413,50	S 41	+ 413,46
R 69	+ 414,00	S 40	+ 414,30
R 81	+ 425,45	S 46	+ 407,84
R 102	+ 424,90		
R 103	+ 423,90		
R 105	+ 397,58	S 63	+ 424,64
R 110	+393,87	R 111	+ 396,13

Diese Befunde finden eine befriedigende Erklärung, wenn man die Lage der Bohrungen und — davon abhängig — den durchstoßenen Schichtverband berücksichtigt. Es zeigt sich dabei nämlich, daß in all jenen Bohrungen, die eindeutig im Karstgebirge des Malm am SW-Rand des Troges stehen, der Wasserspiegel zwischen rd. + 391,00 und rd. 397,50 m ü. NN liegt (Tab. 3).

Tabelle 3

Wasserspiegel des Karstgebirges

Bohrung:	Spiegelhöhe:	Querprofil-Nr.	Bohrung:	Spiegelhöhe:	Querprofil-Nr.
R 105	+ 397,50	41	R 111	+ 396,10	51
R 110	+ 393,90	41			
R 109	+ 393,70	43	S 56	+ 391,90	53
R 112	+ 394,60	47	S 64	+ 396,10	55
R 108	+ 396,40	47	S 57	+ 396,60	55

Hierher gehören auch die Bohrungen, die zwar nicht unmittelbar in das anstehende Karstgebirge hineinstoßen, aber doch ganz offensichtlich über zwischengelagerte Dolomitblöcke, Grobsande, über die Erzformation oder über Klüfte im basalen Kalk gut wegsame Verbindung (ohne dichtere Zwischengesteine) zum Karstgebirge und damit zum Karstwasser haben (Tab. 4).

Tabelle 4

In Kommunikation mit dem Karstwasserspiegel stehende Wasserstände im Kreidegebirge

Bohrung:	Spiegelhöhe:	Querprofil-Nr.	Bohrung:	Spiegelhöhe:	Querprofil-Nr.
R 100	+ 397,20	15	R 80	+ 391,04	23
R 99	+ 395,30	15	R 71	+ 395,30	23
R 76	+ 392,20	19/21	R 113	+ 395,50	45
R 75	+ 392,30	19/21			
R 74	+ 397,40	19/21	S 68	+ 396,60	57
R 78	+ 394,10	19/21	S 54	+ 396,80	57

Daraus folgert: Der mittlere Karstwasserspiegel im Erztrogbereich liegt bei rd. + 395 m ü. NN. Das zugehörige Vorflutniveau, die Pegnitz zwischen Rauhenstein—Ranna—Neuhaus, liegt bei + 388 bis 382 m ü. NN.

Die aus diesem Rahmen herausfallenden Spiegelwerte (Tab. 5), die in zahlreichen Bohrungen gemessen wurden, lassen sich aus den speziellen Gebirgsverhältnissen im Erztrog und an dessen NO-Rand erklären und tragen zugleich zu deren Aufhellung bei. Sie liegen ausnahmslos in Gebirgspartien oberhalb des wasserstauenden Cardientones oder oberhalb der nasenartig in die Trogfüllung vorspringenden Hangendscholle.

Tabelle 5

Über dem Karstwasser liegende Spiegelwerte

Bohrung:	Spiegelhöhe:	Querprofil-Nr.	Bohrung:	Spiegelhöhe:	Querprofil-Nr.
R 103	+ 423,90	41	S 63	+ 424,60	51
R 102	+ 424,90	41	S 46	+ 407,80	51
R 81	+ 425,45	41	S 40	+ 414,30	51
R 69	+ 414,00	41	S 41	+ 413,50	51
R 70	+ 413,50	41	S 49	+ 429,31	53
R 107	+ 414,90	43	S 52	+ 431,96	53
S 43	+ 414,90	45	S 66	+ 414,52	57
S 42	+ 414,80	45	S 70	+ 431,45	57

Es liegt auf der Hand, daß die über dem Karstwasserpegel liegenden Wasserspiegel keine echten Ruhewasserspiegel sind. Sie hätten sich im Laufe längerer Zeit zweifellos durch das Bohrloch und die von diesem geöffneten tieferen Schichten hindurch dem generellen Karstwasserspiegel angeglichen. Eben aus der Tatsache aber, daß sie dies während des Bohr- und Meßzeitraumes nicht oder nur unvollkommen getan haben, läßt sich ableiten, daß diese Bohrungen im tieferen Kreidegebirge, der Erzformation und dem basalen Malmkalk keine Wasserwegsamkeiten angetroffen haben, die jenen im Karstgebirge auch nur annähernd vergleichbar wären.

Eben auf den hieraus erkennbaren, außerordentlich unterschiedlichen Durchlässigkeiten im Karstgebirge einerseits und im (in sich auch wieder sehr wechselhaften) Kreidegebirge andererseits beruht die Möglichkeit zur Ausbildung lokaler Wasserstockwerke in der Kreide oberhalb des generellen Karstwasserspiegels. Für den Bergbau ist diese Erscheinung nicht so sehr während der Aus- und Vorrichtung der Lagerstätte von Bedeutung als vielmehr beim späteren Zubruchgehenlassen des Deckgebirges, das dann — obwohl scheinbar längst entwässert — immer noch die Gefahr des Auslaufens solcher hochgelegenen „Wassersäcke" in sich birgt.

Eine interessante Einzelheit bietet der Vergleich der Wasserspiegel in den mit 55 m Abstand benachbarten Bohrungen S 65 und S 66 im Querprofil 57.

Beide Wasserspiegel liegen o b e r h a l b des Cardientones, doch der in S 66 bei + 414,52 m (was sich gut in dieses höhere Wasserstockwerk einfügt), der in S 65 bei + 393,13 m (was dem Karstwasserspiegel entspricht). Für diese beachtliche Diskrepanz bietet sich als Erklärung an, daß das Wasser in S 65 über eine Kluft im basalen Malm (vielleicht auch irgendwo durch die Erzformation) Anschluß gefunden hat an das Wegsamkeitsnetz des Karstwassers und somit ein rascher Druckausgleich erfolgen konnte. In S 66 war dies nicht der Fall.

Es wird dieses Beispiel erwähnt, weil es dartut, daß a u c h i m b a s a l e n Kalk (oder in der derben Erzformation) auf Spalten oder Klüften mit vergleichsweise sehr guten Wegsamkeitsanschlüssen an das Karstwasser gerechnet werden muß.

Völlig aus dem Rahmen fallen die Spiegelstände in den Bohrungen S 47 und S 58 (im Querprofil 49) und S 51 (im Querprofil 55). Im Niveau + 432,54 m, + 435,15 m und + 432,69 m liegend, entsprechen sie dem jeweiligen örtlichen Spiegel des Speckbaches, der als Vorflut für das in den Talalluvionen steckende Wasser wirkt und dessen Talsohle offenbar weitgehend gegen das tiefer liegende Gebirge abgedichtet ist.

Daraus folgt: Oberflächenwasser und Karstwasser haben im Erztrogbereich keine unmittelbare Verbindung miteinander, Speckbachspiegel und Grundwasserspiegel (der Liegendscholle) sind n i c h t identisch (im Gegensatz etwa zum Sulzbacher Raum, wo — in ungestörtem Zustand — Rosenbach-Spiegel und Karstwasserspiegel gleich sind). Wohl aber bietet das Niveau des Speckbaches, der ja als Vorflut für das Hinterland der H a n g e n d s c h o l l e wirkt, Anhaltspunkte für den Grundwasserspiegel in den auf den Erztrog aufgeschobenen Teilen der Hangendscholle, die ja aufgrund ihrer Lagerung in den Erztrog hinein entwässern und deren Grundwasserspiegel sich erst im Erztrog an die Wasserspiegel der Liegendscholle angleichen. Generell kann angenommen werden, daß der Grundwasserspiegel in den Schichten der Hangendscholle analog zum Speckbach- (= Vorflut-) Niveau nach NO hin ansteigt (bei Pfannmühle + 439,00 m, bei Degelsdorf + 450,00 m) und jeweils über dem örtlichen Vorflutniveau liegt.

Betrachtet man alles bisher angeführte Grundwasser, das Karstwasser, das Kreidewasser u n d das in den Erztrog hineinströmende Wasser aus der Hangendscholle summarisch als e i n Grundwasserstockwerk (innerhalb dessen die Erzformation liegt), so steht diesem ein zweites tieferes Wasserstockwerk gegenüber und zwar im Doggersandstein der Liegendscholle. Dieses „Doggerwasser" ist vom höher gelegenen Karstwasser und von der Erzformation durch die abdichtenden Schichten des Oberen Doggers „absolut" getrennt (dies kommt auch im Chemismus zum Ausdruck!).

Wenngleich über die Druckverhältnisse dieses „Doggerwassers" unterhalb der Erzformation keine genauen Angaben vorliegen, so steht doch fest, daß es gespannt ist und daß sein Druckspiegel weit oberhalb der Erzformation liegt. Unter der Annahme, daß das „Doggerwasser" der Liegendscholle — wenn auch weiträumig — Verbindungen zum Wasser der Hangendscholle hat, und angesichts der Tatsache, daß die nächstgelegenen Ausbisse des Doggersandsteins der Liegendscholle (bei Eschenfelden, Bernricht, Edelsfeld — 15 bis 17 km entfernt) ein Vorflutniveau zwischen + 460,00 und + 500,00 m haben, ist anzunehmen, daß der Druckspiegel des Doggerwassers unter dem Erztrog sogar über dem des Karstwassers, vielleicht sogar über Speckbachniveau liegt.

Für die Lagerstätte ergibt sich aus dem Vorstehenden folgendes: Die zu gewinnenden Erzkörper liegen innerhalb eines Wasserstockwerkes, dessen Wassermassen einerseits das Karstgebirge, andererseits das Kreidegebirge und die Schichten der Hangendscholle erfüllen. Der Karstwasserspiegel liegt im Mittel bei + 395,00 m ü. NN. Innerhalb des Kreidegebirges und der Hangendscholle ist mit örtlich differenzierten Wasserspiegeln zu rechnen, die im derzeit noch ungestörten Zustand je nach Örtlichkeit zwischen + 420,00 und + 440,00 m ü. NN liegen.

Das Karstwasser bildet ein — in diesem Zusammenhang — praktisch unerschöpfliches Reservoir, dessen Spiegel in Anbetracht der großen Durchlässigkeit des Karstgebirges auch kaum wesentlich abzusenken sein dürfte.

Das Kreidewasser erfüllt im Vergleich dazu nur ein „kleines" und begrenztes Gebirgsvolumen (nämlich die Füllung des Erztroges), dessen mittlere Durchlässigkeit weit unter der des Karstgebirges liegt.

Ebenso als vergleichsweise begrenzt und relativ „klein" ist der Teil der Hangendscholle zu betrachten, aus dem Wasser in den Erztrog hineinströmt.

Diesem partiell differenzierten oberen Wasserstockwerk steht unterhalb der Erzformation, und von dieser nur durch die 10 bis 12 m mächtige Abdichtung des Oberen Doggers getrennt, das untere Wasserstockwerk im liegenden Doggersandstein gegenüber.

In und zwischen diesen beiden Stockwerken hat sich, gleichsam wie zwischen Scylla und Charybdis, die bergmännische Auffahrung des Grubengebäudes zu bewegen. Dabei gilt es, das Wasser des tieferen Stockwerkes zu meiden, das Wasser des oberen Stockwerkes aber (möglichst ohne nennenswerte Beeinflussung!) zu beherrschen, denn in ihm liegt das zu gewinnende Erz.

5. Chemismus der Lagerstätte

Von einer Ausbreitung der unter verschiedenen Aspekten und mit unterschiedlichen Methoden erarbeiteten lagerstättenkundlichen Detail-Kennwerte und -Ziffern insbesondere der aufgeschlüsselten Vorrats- und Mengenberechnungen und daraus möglicher fördertechnischer Schlußfolgerungen wird hier Abstand genommen.

Zur Charakterisierung der Lagerstätte mögen nachstehende, mehr oder minder pauschalierte Angaben genügen:

Die Zusammensetzung der für bauwürdig zu erachtenden Gesamtlagerstätte liegt je nach Berechnungsmethode zwischen folgenden Werten:

Erzart	%-Anteil, davon	Fe	SiO_2	CaO	P	Mn	MgO	Al_2O_3	GV
Braunerz	64,5—62,6	46,7 –46,97	11,33 –11,27	5,5 –4,98	2,09 –1,99	0,30 –0,34	0,20	1,62	9,70
Weißerz	35,5—37,4	39,03 –39,0	5,67 –5,78	4,89 –4,83	1,28 –1,29	1,12 –1,11	0,87	2,19	25,80
Gesamterz	100	43,98 –43,97	9,35 –9,20	4,99 –4,92	1,8 –1,73	0,59 –0,64	0,45	1,83	15,70

Allerdings sind die Verhältnisse in den einzelnen Lagerstättenteilen erheblichen Schwankungen unterworfen, wie die Fig. 1—6 auf Beilage 3 veranschaulichen. Fig. 1 zeigt, daß die Relation Braunerz zu Weißerz in den einzelnen größeren Lagerstättenteilen zwischen 94 : 6 und 26 : 74 wechselt.

Braunerzpartien können bis über 60 % Fe i. Tr., Weißerzpartien bis über 44 % Fe i. Tr. enthalten. (Noch höhere Gehalte im Weißerz sind meist auf makroskopisch nicht erkennbare Durchdringungen mit Braunerz zurückzuführen.)

Bezogen auf die Gesamtlagerstätte ergibt sich, daß die äußeren nordwestlichen und südöstlichen Lagerstättenteile die höchsten Fe-Gehalte (z. T. beträchtlich über Durchschnitt) aufweisen, während die mittleren Lagerstättenteile in ihren Fe-Gehalten etwas unter dem Durchschnitt von rd. 44 % liegen. Für diese Verteilung sind nicht so sehr die nur um wenige Punkte (37,69—39,86) schwankenden Fe-Gehalte des Weißerzes, sondern die zwischen 44,19 und 53,84 % variierenden Fe-Gehalte des Braunerzes maßgebend; dies zeigt Fig. 2 auf Beilage 3.

Die jeweiligen Anteile an SiO_2, CaO, P und Mn, immer bezogen auf die gleiche Lagerstättenaufteilung und die für die Gesamtlagerstätte geltenden Durchschnittswerte sind aus den Fig. 3—6 zu ersehen. Dabei fällt insbesondere das auch in dieser willkürlich gewählten „regionalen" Aufteilung der Lagerstätte zum Fe-Gehalt deutlich reziproke Verhalten des CaO-Gehaltes auf, das weniger deutlich, aber zumindest in der Tendenz kenntlich, auch bei SiO_2 und P zu beobachten ist, wohingegen das Mn zumindest im Braunerz tendenziell eher mit dem Fe-Gehalt geht.

Das Zusammengehen von CaO und P ist nur teilweise durch relative Phosphorit(-Apatit)-Anreicherungen in den betroffenen Lagerstättenteilen zu erklären. Insgesamt muß ein beträchtlicher Teil des Phosphors im Braunerz in anderer Form, möglicherweise adsorptiv gebunden vorliegen, worauf schon v. GEHLEN u. HARDER (1956, S. 131) hinweisen. Von der Genesis der Lagerstätte her betrachtet, sind die P-Anreicherungen am einfachsten aus örtlich stärkerer Lösungs- oder Feststoffzufuhr aus den Phosphorit-reichen Lagen des Oberen Doggers der damaligen Abtragungskalotte auf der späteren Hangendscholle abzuleiten. Die Bohrungen mit der maximalen Phosphorführung (R 40a i. Querprofil 35, R 69 i. Querprofil 41 und R 107 i. Querprofil 43 auf Beilage 1) zeigen im Detail deutlich, daß die P-Gehalte nicht auf bestimmte Lagerstättenhorizonte beschränkt sind, sondern über die ganze Mächtigkeit unregelmäßig verteilt vorliegen.

Die Abhängigkeiten der SiO_2-, CaO- und P-Gehalte vom jeweiligen Fe-Gehalt im Braun- und Weißerz der Gesamtlagerstätte sind in den Fig. 7—9 der Beilage 2 in Diagrammform dargestellt. Hier zeigt sich auch bezogen auf den Gesamtinhalt — wenn auch graduell verschieden — das reziproke Verhalten zwischen Eisen einerseits und Kieselsäure, Kalziumoxid und Phosphor andererseits.

Der Vollständigkeit halber sind in Tab. 6 noch einige — nicht für die Gesamtlagerstätte repräsentative — Vollanalysen von Einzelproben aus Bohrungen im südöstlichen Lagerstättenteil (Schleichershof) aufgeführt.

Tabelle 6

Vollanalysen einiger Erzproben
(nach v. GEHLEN u. HARDER 1956, S. 128)

%	S 18 103,5 m derbes Weißerz	S 15 ca. 100 m derbes Brauner z	S 1 ca. 186 m derbes Weißerz	S 19 159 m Ockererz
SiO_2	5,12	6,68	13,54	12,76
TiO_2	0,02	0,002	0,03	0,17
Al_2O_3	2,34	1,26	0,74	7,90
Fe_2O_3	0,77	76,4	1,82	61,9
FeO	49,15	1,01	43,8	0,50
MnO	1,15	0,31	1,49	0,57
NiO	0,001	0,002	<0,0005	0,005
CoO	0,0008	<0,001	<0,001	0,001
MgO	0,24	0,15	1,68	0,22
CaO	4,20	0,80	3,06	0,40
Na_2O	0,09	0,035	0,10	0,06
K_2O	0,07	0,03	0,085	0,055
Y_2O_3	0,001	0,006	—	0,006
P_2O_5	0,25	2,23	2,45	1,79
V_2O_5	0,0009	0,002	0,0005	0,006
B_2O_3	0,008	0,005	0,008	0,016
C	1,11	0,04	0,78	0,02
CO_2	35,31	0,13	29,57	0,26
SO_3	0,00	0,00	0,00	0,04
$S^=$	0,21	0,09	0,11	0,06
H_2O^+	0,50	10,27	0,94	10,32
H_2O^-	0,44	1,05	0,52	2,37
	100,98	100,49	100,73	99,43
— 0 für $S^=$	0,05	0,02	0,03	0,01
Summe	100,93	100,47	100,70	99,42

6. Zusammenfassung

Der unmittelbar nördlich von Auerbach/Opf. gelegene Kreide-Erztrog „Leonie", an dessen tektonisch herausgehobenen NO-Rand das dort ursprünglich zu Tage ausstreichende Eisenerz schon in früheren Zeiten wiederholt Anlaß zu Bergbau gegeben hatte, wurde in den letzten Jahrzehnten in seiner gesamten Ausdehnung durch ein umfangreiches Bohrprogramm untersucht.

Es handelt sich um einen 3,5 km langen und 200 bis >600 m breiten, SO—NW-streichenden Erosionstrog im Malm, dessen NO-Seite in zwei Hauptbruchstörungsphasen (im höheren Cenoman und post-coniacisch) auf die kretazische Trogfüllung aufgeschoben wurde und diese auf Grund gravitativer Freigleitungen der Hangendscholle z. T. weit überlappt. Die Trogfüllung wird somit an der SW-Seite durch eine fast senkrechte, z. T. über 100 m hohe Erosionssteilwand des Malms, im NO (z. T. auch im Hangenden) durch die herausgehobene Hangendscholle begrenzt. Ausgefüllt ist der stellenweise bis auf den Ornatenton ein-

getiefte Trog mit Kreidesedimenten (Cenoman-Coniac/?Santon), deren älteste die sog. „Erzformation" bilden. Diese enthält Eisenerzanreicherungen (Brauneisenerz und Weißeisenerz), die örtlich zu — nach Gehalten und Mengen — bauwürdigen „Erzkörpern" kumuliert sind. Der größte zusammenhängende Erzkörper bildet die eigentliche Lagerstätte „Leonie". Sie liegt in 150—200 m Teufe (Basis) und wird von 110—180 m mächtigem Deckgebirge (höhere Kreide und Hangendscholle) überlagert. Das Erz besteht zu rd. 63 % aus „Braunerz", zu rd. 37 % aus „Weißerz". Es enthält im Mittel rd. 44 % Fe, 9,25 % SiO_2, 4,95 % CaO, 1,76 % P und 0,62 % Mn.

Für die bergbauliche Gewinnung der Lagerstätte kommt ein Tieftagebau wegen der Lagerungsverhältnisse und sich daraus ergebenden Massenbewegungen in der Hangendscholle nicht in Betracht. Ebenso sprechen die hydrogeologischen Verhältnisse dagegen. Letztere sind es auch, die in „Leonie" (wie schon früher in den bereits abgebauten oder zur Neige gehenden Lagerstätten von Amberg und Sulzbach) vom Bergmann „Bergbaukunst" verlangen werden.

Der Leonie-Erztrog ist kleiner Spezialteil einer viel größeren, weitgespannten Mulde, die ein riesiges Karstwasserreservoir darstellt, und deren Kreide- und Erzfüllung letztlich von dort mit Wasser gespeist wird. Der Spiegel dieses Hauptwasserstockwerkes liegt bei + 395 m ü. NN und damit fast 150 m über der tiefsten Erzbasis. Einzelne höhere Schichtwasserstockwerke in der Hangendscholle und dem kretazischen Deckgebirge differenzieren zusätzlich die Wasserführung im Hangenden der Lagerstätte. Unterhalb der Lagerstätte und von dieser nur durch uneben gelagerte, 10—20 m mächtige dichte Schichten des Oberen Doggers getrennt, befindet sich das Stockwerk des Doggersandsteins mit gespanntem Wasser. Dieses Wasser zu meiden und das obere Wasser zu beherrschen ist u. a. die Kunst des Oberpfälzer Kreideerzbergbaus, der auf eine über 1000-jährige Geschichte zurückblicken kann und gleichartige oder ähnliche geologisch-hydrologische Verhältnisse, wie in „Leonie" in den letzten Jahrzehnten erfolgreich gemeistert hat (vgl. BECKENBAUER 1955 u. OULEHLA 1969). Die Lagerstätte „Leonie" bietet ihm die Möglichkeit, seine Wirkungszeit zu verlängern und ihm zu einer — vielleicht — letzten Blütezeit zu verhelfen.

7. Bohrprofile

Bohrprofil 1:

Schichtbeschreibung des Oberen Doggers aus Bohrung R 114:

Malm	
178,10—178,35 = 0,25 m	Glaukonitmergel, graugrün, mit gelbgrünen Knollen; Basisbank des Malms
Dogger Zeta und Dogger Epsilon	
178,35—179,90 = 1,55 m	Tonstein, dunkelgrau, feinstglimmerig, ganz unten 5 cm Kalkmergelbank, mittelgrau, mit vielen Belemniten
179,90—180,70 = 0,80 m	Tonstein, dunkelgrau, wie oben, mit schlierig eingestreuten Fe-Ooiden; von 180,20—180,37 m hellgraue Kalkmergelbank mit Fe-Ooiden, darüber Belemnitenhäufung
180,70—183,00 = 2,30 m	Tonstein, dunkelgrau, fast ohne Fe-Ooide
183,00—183,05 = 0,05 m	ebenso, mit Schalenquerschnitten, weiß (Auster?)

183,05—183,70 = 0,65 m Tonstein, dunkelgrau, mit häufigen Fe-Ooiden, untere 0,10 m oolithisch, dunkelbraun, vereinzelt Belemniten

— — — — — — — —

Dogger Delta (z. T. Epsilon)

183,70—187,75 = 4,05 m Eisenoolithmergel, ± kalkig, grau bis dunkelbraun gefleckt, Oolithanteil wechselnd, Ooide 1 bis 0,2 mm; sehr fossilreich (Austern u. a.)

— — — — — — — —

Dogger Gamma

187,75—188,70 = 0,95 m Mergeltonstein, wechselnd stark feinsandig, und karbonatischer Feinstsandstein, dunkelgraubraun mit schwarzen Ton- und Schluff-Fasern; vereinzelt Makrofossilien.
Ab 188,20 m treten erbsen- bis nußgroße Mergel- und Kalksandsteingerölle (z. T. Steinkerne), olivgrünbraun auf;
ab 188,50 m konglomeratisch (Sowerbyi-Konglomerat). Krinoidenspäte

---

Dogger Beta

188,70—189,30 = 0,60 m Schluff-Feinstsandstein, stark tonig, schwarz (mit Kleinst-Ooiden?)

189,30—191,40 = 2,10 m Kernverlust (Feinsand?)

191,40—192,00 = 0,60 m Schluff-Feinstsand-Ton-Gemenge, dunkelgrau, plastisch zerbohrt

192,00—193,00 = 1,00 m Ton, z. T. schluffig-feinstsandig, lila- bis schokobraun, plastisch zerbohrt

Dogger Gamma bis Zeta = 10,35 m

Bohrprofil 2:

Schichtbeschreibung des Oberen Doggers aus Bohrung S 71:

Malm

179,20—179,35 = 0,15 m gelbgrüne „Basisbank" des Malms, sehr glaukonitreich

---

Dogger Zeta

179,35—181,15 = 1,80 m Tonstein, schwach karbonatisch (Mergelton), schwarzgrau, wohlgeschichtet, beim Trocknen blätterig zerfallend (Ornatenton)

181,15—181,30 = 0,15 m ebenso, mit Belemnitenlager, unten einzelne Fe-Ooide

— — — —?— — — —

Dogger Epsilon

181,30—182,15 = 0,85 m ebenso, mit hellgrauer Mergelkalkbank bei 181,43—181,55 m und Mergelkalkknollen zwischen 181,70 und 181,85 m; insgesamt von schlierig-wolkig angereicherten Fe-Ooiden durchsetzt (1—1,5 mm ⌀)

182,15—185,40 = 3,25 m ebenso, mit nur vereinzelten Fe-Ooiden und stellenweise kleinen Fe-Ooidnestern

— — — —?— — — —

Dogger Delta (u. z. T. Epsilon)

185,40—187,00 = 1,60 m Eisenoolithmergel, teils mehr kalkig, teils mehr tonig, vorherrschend grau bis braun-stichig; Oolith nester- bis schlierenförmig eingelagert; mit viel Fossilschalenquerschnitten

— — — —?— — — —

Dogger Delta

187,00—189,00 = 2,00 m Eisenoolithmergel, ziemlich gleichmäßig oolithisch, Einzelooide etwas kleiner (0,5—1 mm ⌀), vorherrschend rostbraun; sehr fossilreich (Austern, Muscheln, Brachiopoden, Belemniten)

— — — — — — — —

Dogger Gamma

189,00—190,25 = 1,25 m eisenoolithischer Kalksandstein, sehr feinkörnig, ungleichmäßig schlierig oolithisch, vorherrschend grau, mit dünnen schwarzen Tonflasern; einzelne Fossilschalen und Crinoidenspatstückchen

190,25—190,50 = 0,25 m Kalksandstein, sehr feinkörnig, hellgrau mit dünnen schwarzen Tonflasern; z. T. mit sehr kleinen Fe-Ooiden, schlierig durchsetzt; einzelne Fossilschalen; untere 10 cm mit braunen Feinstsandsteingeröllen (Sowerbyi-Konglomerat)

— — — — — — — —

Dogger Beta

190,50—191,80 = 1,30 m Feinsandstein, dunkelgrau, stark durchsetzt mit schwarzen Tonflasern und Schlieren (Grabgang- bis Bänderschmitzenfazies), obere 40 cm z. T. schwach karbonatisch mit sehr kleinen Fe-Ooiden;
in den oberen 30 cm einzelne weiße Schalenquerschnitte

191,80—194,30 = 2,50 m Feinsandstein, mausgrau (braunstichig), mäßig fest, karbonatfrei, stellenweise durchsetzt von schwarzen Tonschlieren und -flasern (besonders bei 192,20—192,40 m und 193,70—194,15 m)

Endteufe

Bohrprofil 3:

Schichtbeschreibung der Erzformation in Bohrung S 67
(überwiegend Weißerz):

Teufe 120—186 m

Hangendes: Höhere Kreide, zu unterst mit

	0,95 m	Schluffstein, hellgrau, mit starkem Quarzgrobkornanteil
Erzformation:	10,85 m	Weißerz, derb, schmutzig- bis hellgrau
	2,00 m	Weißerz, derb, z. T. rosa marmoriert
	2,40 m	Weißerz, derb, grau
	0,35 m	Quarzsandstein, grobkörnig, hellgrau, mit Weißerzmatrix, sehr hart
	0,25 m	Weißerz, derb, grau
	0,15 m	Quarzsandstein, grobkörnig, hellgrau, mit Weißerzmatrix, sehr hart
	0.85 m	Weißerzton und -schluff, mit einzelnen derben Weißerzbrocken
	1,20 m	ebenso, durchsetzt mit weißem Rieselerz
	0,10 m	Quarzsandstein, grobkörnig, grau, mit Weißerzmatrix, hart
	0,40 m	Weißerz, derb, grau
	0,80 m	Weißerzschluff, mit einzelnen derben Weißerzbrocken
	0,30 m	Weißerz, derb, grau
	0,20 m	Feinsandstein, rosa, hart
	1,50 m	Schluffton, hellgrau, mit weißer Rieselerzbeimengung
	2,20 m	Weißerz, derb, grau
	0,70 m	Weißerzton, bzw. toniges Weißerz, schmutziggrau
	2,85 m	Weißerz, derb, grau
	2,10 m	Weißerzschluff und -ton, schmutziggrau
	0,55 m	Weißerz, derb, grau
	0,60 m	Braunerz, ockerig bis rieselig, dunkelbraun
	2,10 m	Ockererz, dunkelbraun, nach unten heller und ärmer
	0,55 m	Schluffstein, weich, schmutzighellgrau, mit Streifen von tonigem Weißerz
	0,75 m	Weißerz, derb, grau
	0,65 m	Weißerzschluff mit härteren Bröckchen, schmutziggrau
	1,45 m	Weißerz, derb, z. T. rieselig, unten mit Tonanteil
	0,65 m	Weißerz, derb
	0,85 m	Schluffton, hellbraun, weich, mit grauen tonigen Weißerzstreifen
	0,30 m	Weißerz, derb, grau, mit braunen Oxydationsrändern
	0,70 m	Ocker- und Rieselerz, dunkelbraun

	1,80 m	Ockererz, ± stark tonig, mit Rieselerzbeimengung
	0,60 m	Weißerz, derb
	0,70 m	Feinsand, tonig-bindig, rötlichbraun
	0,90 m	Schluffstein, weich, schmutzighellgrau, mit helleren Weißerzstreifen
	1,00 m	Schluffton, hellbraun
	1,00 m	Ocker- und Rieselerz, braun, mit derben Braunerzbrocken
	7,00 m	Rieselerz, braun, mit wechselndem Ockeranteil
	1,00 m	Rieselerz, braun, mit hellgrauer Schluffsteineinlage
	0,50 m	Rieselerz, braun, ockerig
	1,10 m	Ockerton, braun, mit dunkleren Ockererzstreifen
	4,60 m	Ocker, ± stark tonig, wechselnd braun, z. T. feinsandig
	1,70 m	Ton, schwarzgrau, oben mit Weißerzspuren, durchweg einzelne kleine Pyritnester
Liegendes: Malmkalk und Oberer Dogger, wie folgt:		
	0,10 m	Spateisenstein, metasomatisch aus Malmkalk entstanden, nach unten in unebener Fläche, aber scharf und im ungebrochenen Kernstück übergehend in
	3,00 m	Kalkstein, grau, schwach mergelflaserig, mit viel Riffschuttanteil, mit Bankungsfugen im 10—30 cm-Abstand
	0,15 m	Basisbank des Malms: Glaukonitische, schmutzig-gelbgraue Mergelkalkknollenlage
	0,25 m	Tonstein, dunkelgrau, sehr glaukonitreich, fast karbonatfrei (Ornatenton des Oberen Dogger)

Bohrprofil 4:

Schichtbeschreibung der Erzformation in Bohrung S 79 (fast ohne Braunerz):

Teufe 120,50—195,90 m

Hangendes: Höhere Kreide, zu unterst sind		
	0,50 m	Sand(stein), weich, mittelkörnig, grau bis dunkelgrau, mit geringem Tonanteil
Erzformation:	0,40 m	Weißerz, derb, hellgrau, brockig
	1,90 m	Ton-Schluff-Sand-Gemenge, schmutziggrau bis blaugrau
	0,60 m	Ton-Sand-Gemenge, grau und rot, mit eingeschlossenen, roten Sandschlieren, fein- bis mittelkörnig
	1,40 m	Weißerz, derb, grau
	1,00 m	ebenso, jedoch kavernös zerfressen, Kavernen schwarz
	0,60 m	Weißerz, derb, grau
	0,30 m	Ton-Sand-Ocker-Gemenge, braunrot und grau
	0,98 m	Ocker, dunkelbraun, sandig
	0,82 m	Sand bis Mürbsandstein, mittelkörnig, braun
	0,65 m	Weißerz, derb, grau, brekziös verkettet
	0,65 m	Konglomerat aus derbem Weißerz und Sandstein mit zahlreichen Einschlüssen von schwarzen Ton- und roten Schluff- und Tonsteinbröckchen
	1,00 m	Weißerz, derb, z. T. bröckelig
	1,00 m	Sand, fein- bis mittelkörnig, graubraun, mit einzelnen derben Weißerzbrocken
	2,70 m	Weißerz, derb, unten „konglomeratisch"
	0,60 m	Weißerzton und Ton, hellgrau, plastisch
	0,50 m	Weißerz, derb und rieselig
	0,45 m	Weißerz, z. T. ockertonig, gestreift
	1,75 m	Weißerz, derb, unten z. T. „konglomeratisch"
	1,00 m	Weißerz, derb, z. T. kavernös, Kavernen schwarz
	3,00 m	Weißerz, derb, z. T. konglomeratisch bis brekziös

1,30 m	Weißerz, derb
3,70 m	Weißerz, rieselig, mit Derberzbröckchen
1,00 m	Weißerz, derb, in der Mitte 0,50 m zu derbem Braunerz oxydiert
2,90 m	Weizerz, derb
0,10 m	Braunerz, derb
1,25 m	Weißerz, derb, mit zahlreichen eingeschlossenen derben Braunerzpartien (von Rissen und Spalten ausgehende Oxydationszonen)
1,75 m	Braunerz, rieselig, z. T. sandig
0,30 m	Weißerz, derb
0,40 m	Ton, weiß, plastisch
0,60 m	Weißerz, derb, mit Tonstreifen
0,50 m	Quarzsand, mittelkörnig, mit weißem Rieselerzanteil
4,90 m	Weißerz, derb
1,30 m	ebenso, mit braunen Oxydationszonen, -flecken und -streifen
4,00 m	Weißerz, derb, unten kavernös
1,00 m	Weißerzton, mit derben Bröckchen
1,00 m	Weißerz, derb, mit Toneinlagen
11,50 m	Weißerz, derb
0,50 m	Weißerz, derb, mit Mergel und Toneinlagen
1,00 m	Weißerz, derb, mit 10 cm starker Einlage von Braunerz, derb bis rieselig
1,00 m	Weißerz, derb und tonig im Wechsel
1,00 m	Weißerz, derb, mit 15 cm Einlage von Braunerz, rieselig
1,00 m	Weißerz, derb, z. T. etwas konglomeratisch, mit tonigen Einschaltungen
0,40 m	Ton, grau, mit tonigem und derbem Weißerzanteil
1,10 m	Weißerz, tonig bis sandig, mit derben Einlagerungen
1,90 m	Ton, dunkelbraun bis grauschwarz, mit eingelagerten derben Weißerzbrocken

Liegendes: Malmkalk und Oberer Dogger wie folgt:

1,35 m	Mergelkalk, grau, mit starkem Riffschuttanteil und dunkleren Mergelzwischenlagen
0,10 m	Basisbank des Malms: Glaukonitreiche, schmutziggelbgraue Mergelknollenlage
2,15 m	Tonstein, dunkelgrau, schwach karbonatisch
0,60 m	Mergelton, dunkelgrau, mit eingestreuten Fe-Ooiden und Belemnitenrostren: 0,40—0,20 m über der Basis härtere und hellere schwach Fe-oolithische Mergelkalkbank

Bohrprofil 5:

Schichtbeschreibung der Erzformation in Bohrung R 56
(Braunerz, kein Weißerz):

Teufe 110,00—182,20 m

Hangendes: Höhere Kreide, zu unterst mit eingelagertem Malm-Dolomit, der aus der Hangendscholle in den Erztrog hineingerollt ist:

Erzformation:	8,00 m	Malm-Dolomit, gelbgrau, überwiegend kavernös mit Dolomitasche und gelben Sandfüllungen, z. T. kleinbröckelig bis bröckelig, dazwischen auch graue kompakte Dolomitpartien
	3,10 m	Ton, gelbbraun bis braungrau, zähplastisch, z. T. schluffig
	0,20 m	Ockerton, dunkelbraun, zäh, mit braunen Derberzbröckchen
	1,90 m	Ton, stark ockerig bis grobsandig, gelbbraun bis braungrau
	3,40 m	Sand, fein- bis grobkörnig, gelb, grau, rot, schwach tonig bis bindig
	1,90 m	Ton, schwach ockerig, gelbbraun bis rötlich, mit braunen Derberzbrocken
	0,60 m	Ton, gelbbraun
	0,80 m	Ton, hellgrau

Aus dem Oberen Dogger der Hangendscholle in die Erzformation der Liegendscholle eingeglittenes Material eingeklammert:

(1,60 m Ton, dunkelgrau mit Fe-Ooiden, stark durchbewegt, z. T. plastisch)
(1,10 m Ton, dunkelgrau bis braun)
(1,50 m Ton, ockerbraun, mit Derberzbrocken und Fe-Oolithschlieren)

0,45 m Braunerz, fein- bis grobkörnig, sandig, z. T. tonig-ockerig
2,85 m Braunerz, derb, z. T. bröckelig
1,10 m Braunerz, rieselig bis derb
18,60 m Braunerz, derb, kompakt
10,50 m Braunerz, derb, z. T. bröckelig
5,25 m Braunerz, derb, kompakt
0,75 m Ockerton, feinsandig, gelb bis rot
2,45 m Ton, gelb, mit gelben Sandschlieren
0,40 m Ton, schmutzig-dunkelgrau

Liegendes:
3,65 m Malmkalk
2,55 m Oberer Dogger

Bohrprofil 6:

Schichtbeschreibung der Erformation in Bohrung S 40 (unproduktive Fazies inmitten eines großen „Erzkörpers"):

Teufe 135,00—178,10 m

Hangendes: Höhere Kreide, zu unterst mit
3,55 m Feinsandstein (z. T. Mittelsand) schluffig, weich, mausgrau bis dunkelrgau, mit reichlichen Kohlespuren
0,85 m Feinsandstein, schmutzig-gelb, weich

Erzformation:
0,80 m Braunerz, rieselig, mit etwas Sand
0,45 m Grobsand, hellbraun, stark tonig, weich
0,45 m Weißerzton, schmutziggrau
1,10 m Braunerz, rieselig, sandig
0,20 m Ton, ockerbraun
0,60 m Hohlraum? (Krone durchgefallen)
1,00 m Weißerz, derb, mit starken grauen Toneinlagen
1,00 m Ton-Feinsand-Gemenge, graugrün
1,00 m Ton-Grobsand-Gemenge, graugrün, stark bewegt, brekziös verknetet
1,65 m 0,7 m Krone durchgefallen; dann 0,95 m Ton, schmutziggrau, plastisch
1,00 m Feinsand, grau, weißfleckig, tonschmutzig
0,55 m Weißerz, derb, mit Tonschmitzen, grau
1,55 m Sand, fein- bis grobkörnig, grau, stark tonschmitzig und tonig
1,45 m Ton, stark sandig, schokobraun, plastisch
1,45 m Sand, mittelkörnig, rot-weiß gefleckt
1,55 m Ton- und Ton-Sand-Gemenge, schmutziggrau, mit Sandstein- und Weißerzbröckchen
2,00 m Sand, Ton und Ton-Sand-Gemenge mit Sandsteinbröckchen, grau
2,00 m ebenso, unten mehr Ton, dunkelviolett mit Limonitsandsteinbröckchen
0,80 m Ockerton, sandig, mit Limonitsandsteinbröckchen vermengt
0,90 m Braunerz, rieselig, unten mit lila Ton und Derberzbröckchen
1,70 m Ton, gelbbraun, mit dünner Rieselerzlage und Derberzbröckchen
0,25 m Derberz, braun, in Brocken
1,05 m Ton, dunkelrot, oben mit etwas Rieselerz, braun
1,10 m Braunerz, rieselig, mit rotem Ton
0,30 m Ton, schmutzigbraun
3,35 m Ton, z. T. fein- bis grobsandig, mit Pyritnestern
0,35 m Ton, schokobraun bis rot
0,40 m Ton, mit Braunerzbrocken, dunkelbraun

0,80 m Ton, ockerbraun, mit Hornsteinsplittern
1,35 m Ton, dunkelbraun
0,60 m Ton, grau

Liegendes: Malm und Oberer Dogger wie folgt:
0,55 m Weißerz, derb (Spateisenstein, metasomatisch aus Malmkalk entstanden und uneben, aber nahtlos in diesen übergehend)
2,55 m Malm-Mergelbank, grau, zu unterst 0,25 m Basisbank
2,85 m Ton, dunkelgrau, unten mit Fe-Ooiden und Belemniten

Bohrprofil 7:

Schichtbeschreibung der Erzformation in Bohrung R 113
(unproduktive Fazies am Trogrand außerhalb eines „Erzkörpers")

Teufe 102,80—178,60 m

Hangendes: Höhere Kreide mit eingelagerten Dolomitblöcken, die von der südwestlichen Malm-Steilwand des Erztroges in den Trog hineingefallen sind, zu unterst
13,60 m Dolomit, weißlich bis gelb, kleinkavernös, teils brockig, teils kompakt, von weißen Kalkspatadern durchsetzt

Erzformation:
3,20 m Ockerton, braun, z. T. mit Rieselerzkörnchen, unten schwach feinsandig, ganz unten mit Limonitsandsteingeröllen
1,60 m Ton-Feinsand, ockerig, z. T. plastisch
0,10 m Limonitsandstein, braun, mit Quarzkörnern bis 3 mm ⌀
4,20 m Ockerton, braun, z. T. feinsandig, z. T. mit Rieselerzkörnchen
0,40 m Ocker und braunes Derberz in Brocken
3,40 m Fein- und Mittelsand mit Grobkornanteil, hellbraun, bindig bis ockerig, unten stark tonig und einzelne Quarzgerölle bis 2 mm ⌀
0,70 m Mittelsand, hellbraun, bindig bis tonig, unten mit Geröllen von Hornstein und feinkörnigem Mürbsandstein
2,70 m Sand, fein- bis grobkörnig, ockertonig, braun
0,30 m Ockerton, hellbraun, plastisch
1,20 m Ockerton-Sand-Gemenge, braun, plastisch
3,50 m Ockteron, hellbraun, plastisch, z. T. etwas sandig, mit kleinen Ocker- und Rieselerznestern
1,80 m Ockerton, braun, z. T. sandig, mit Ockernestern
1,00 m Ton, ockerig, braun, mit Rieselerzkörnchen
1,20 m Ton, ockerig, schmutzig-hellbraun
0,20 m Weißerz, grau, mäßig fest
0,80 m Ton, ockerig, schmutzig-hellbraun, mit Weißerzbröckchen
2,65 m Ockerton und Ocker, schmutzigbraun
0,65 m Ocker mit Braunerzbrocken
3,60 m Feinsand, z. T. auch mittel- bis grobkörnig, braun, bindig, weich
0,40 m Ocker mit Braunerzbrocken
1,50 m Ocker, feinsandig-tonig, dunkelbraun
3,90 m Ockerton, hellbraun, mit Braunerzbröckchen
0,35 m Ton, z. T. Schluff, hellgrau mit weißen Streifen
1,45 m Ton, hellbraun, plastisch mit Rieselerzkörnchen
2,40 m Ton, ockerig und dunkelgrau gefleckt, mit weißen Flecken und Streifen

Liegendes: Malm und Oberer Dogger wie folgt:
0,60 m Spateisenstein, hart, mit Pyritknöllchen, metasomatisch aus Malmkalk entstanden und nahtlos in diesen übergehend
5,40 m Kalk, hellgrau, mit viel Riffschuttanteil
6,90 m Kalk und Kalkmergel im Wechsel, Riffschuttfazies, zu unterst 0,40 m Basisbank, gelbgrünlichgrau
1,70 m Tonstein, dunkelgrau, schwach karbonatisch
2,00 m ebenso, dunkelbraungrau, mit Fe-Ooiden und Mergelkalkbänkchen

8. Literatur

ANDRITZKY, G. u. FRÖHLICH, F.: Mineralogische und geochemische Untersuchungen an den kretazischen Eisenerzlagerstätten von Auerbach, Sulzbach-Rosenberg und Amberg in der Oberpfalz. — N. Jb. Min. Abh., **104**, S. 53—92, Stuttgart 1965.

BECKENBAUER, F.: Die süddeutschen Eisenerzvorkommen. Lagerstätten, Bergbau und Aufbereitung. — Erzmetall, **8**, S. 93—101 u. S. 214—223, Stuttgart 1955.

ECKMANN, W.: Der Kreideerzbergbau der Oberpfalz und seine Abbaueinwirkungen über Tage. — Glückauf, Jg. 107, H. 13, S. 488—494, Essen 1971.

FREYBERG, B. v.: Der Werdegang des Kreideerzbecken von Auerbach (Oberpfalz). — Z. deutsch. Geol. Ges., **92**, S. 400—416, Berlin 1940.

— Zur Stratigraphie und Fazieskunde des Doggersandsteins und seiner Flöze. — Geologica Bavarica, **9**, München 1951.

— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6235 Pegnitz. — München (Bayer. Geol. Landesamt) 1961.

— Eisenlagerstätten im Dogger Frankens. — Geol. Jb., **79**, S. 207—524, Hannover 1962.

GEHLEN, K. v. u. HARDER, H.: Zur Genese der kretazischen Eisenerze von Auerbach/Opf. — Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petrogr., **5**, S. 118—138, Heidelberg 1956.

GUDDEN, H.: Der Rosenberger Quersprung, ein präcenomaner Bruch in der Amberg-Sulzbacher Störungszone. — Geol. Bl. NO-Bayern, **16**, S. 91—101, Erlangen 1966.

— Die Bohrung Ohrenbach 2/1965, ein Kernbohrprofil durch den Dogger Beta zwischen Auerbach und Pegnitz. — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, S. 169—175, Erlangen 1967.

— Die Bildung und Erhaltung der Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten in Abhängigkeit von Biegungs- und Bruchtektonik. — Geologica Bavarica, **65**, S. 107—125, München 1972 (ds. Bd.).

OULEHLA, F.: Versuche und Wege zur Lösung der Probleme beim Aufschluß der Eisenerzlagerstätten in der Kreideformation der Oberpfalz. — Erzmetall, **22**, S. 530—539, Stuttgart 1969.

RESS, Fr. M.: Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der oberpfälzischen Eisenindustrie von den Anfängen bis zur Zeit des 30-jährigen Krieges. — Verh. hist. Ver. Oberpfalz u. Regensburg, **91**, Regensburg 1950.

TILLMANN, H. u. TREIBS, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6335 Auerbach. — München (Bayer. Geol. Landesamt) 1967.

WILSDORF, H. u. QUELLMALZ, W.: Bergwerke und Hüttenanlagen der Agricola-Zeit. VEB Deutsch. Verlag d. Wissenschaften, Berlin 1971.

ZIEGLER, J. H.: Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). — Geologica Bavarica, **30**, S. 55—86, München 1957.

Eingegangen bei der Redaktion am 19. 11. 1971.

Geologica Bavarica	65	160—184	München 1972

Mineralabfolge und Tektonik in den flußspatführenden Mineralgängen des Frankenwaldes

Von GERHARD v. HORSTIG *)

Mit 14 Abbildungen, 4 Beilagen und 1 Tabelle

Herrn Oberregierungsdirektor Dr. E. O. TEUSCHER zum 65. Geburtstag gewidmet.

Kurzfassung

An die Frankenwälder Querzone sind Mineralgänge gebunden, die in den Jahren 1936—1969 bergbaulich neu erschlossen wurden. Es konnte eine ältere Mineralabfolge mit Siderit, Calcit, Fluorit und eine jüngere Abfolge mit Baryt, Fluorit, Siderit und Quarz ausgeschieden werden. Zur älteren Abfolge gehören 3 seitenverschiebend bis schrägabschiebend wirkende Bewegungsphasen, zur jüngeren Abfolge nur Abschiebungsphasen. Die Mineralisation wird von jungtertiären (wahrscheinlich altpliozänen) Kohlensäuerlingen abgeleitet, die ihre mineralische Substanz aus dem Nebengestein bezogen haben und mit einem basaltischen Vulkanismus zusammenhängen.

Inhalt

Seite

Einleitung 160
1. Geologische Position der Gänge 162
2. Mineralabfolge 162
3. Gangtektonik und Ausscheidung der Gangminerale 170
3.1. Grube Issigau 170
3.2. Grube „Rückersberg" bei Lichtenberg 174
3.3. Grube „Beschert Glück" bei Lichtenberg 176
3.4. Grube Kemlas 177
4. Herkunft und Alter der Mineralisation 178
5. Zusammenfassung 182
6. Literatur 183

Einleitung

Der Verfasser hat in den Jahren 1952—1968 die vom Bayerischen Staat geförderten Untersuchungsarbeiten auf Flußspat im Frankenwald geologisch bearbeitet. Darüber hinaus ermöglichte ihm das Entgegenkommen der Betriebsleitungen [1]) die Befahrung der gesamten Grubengebäude und die Spezialaufnahme wichtiger Gangprofile. So ist im Lauf der Jahre einiges Material über die Gänge zusammengekommen. Es ist nicht vollständig, erlaubt aber eine Auswertung über die Gangtektonik, Mineralabfolge und Genese. Eine Veröffentlichung erscheint geboten, weil seit der zusammenfassenden Arbeit B. v. FREYBERGS (1923) nichts Ausführliches mehr über diese Gänge zu lesen war.

*) Anschrift des Verfassers: Oberregierungsrat Dr. GERHARD v. HORSTIG, Bayer. Geologisches Landesamt, 8000 München 22, Prinzregentenstraße 28.

[1]) Der Verfasser dankt hier besonders den Herren Nay, Braun und Weiß (Grube Issigau) und den Herren Schwerber und Hudel (Grube Lichtenberg).

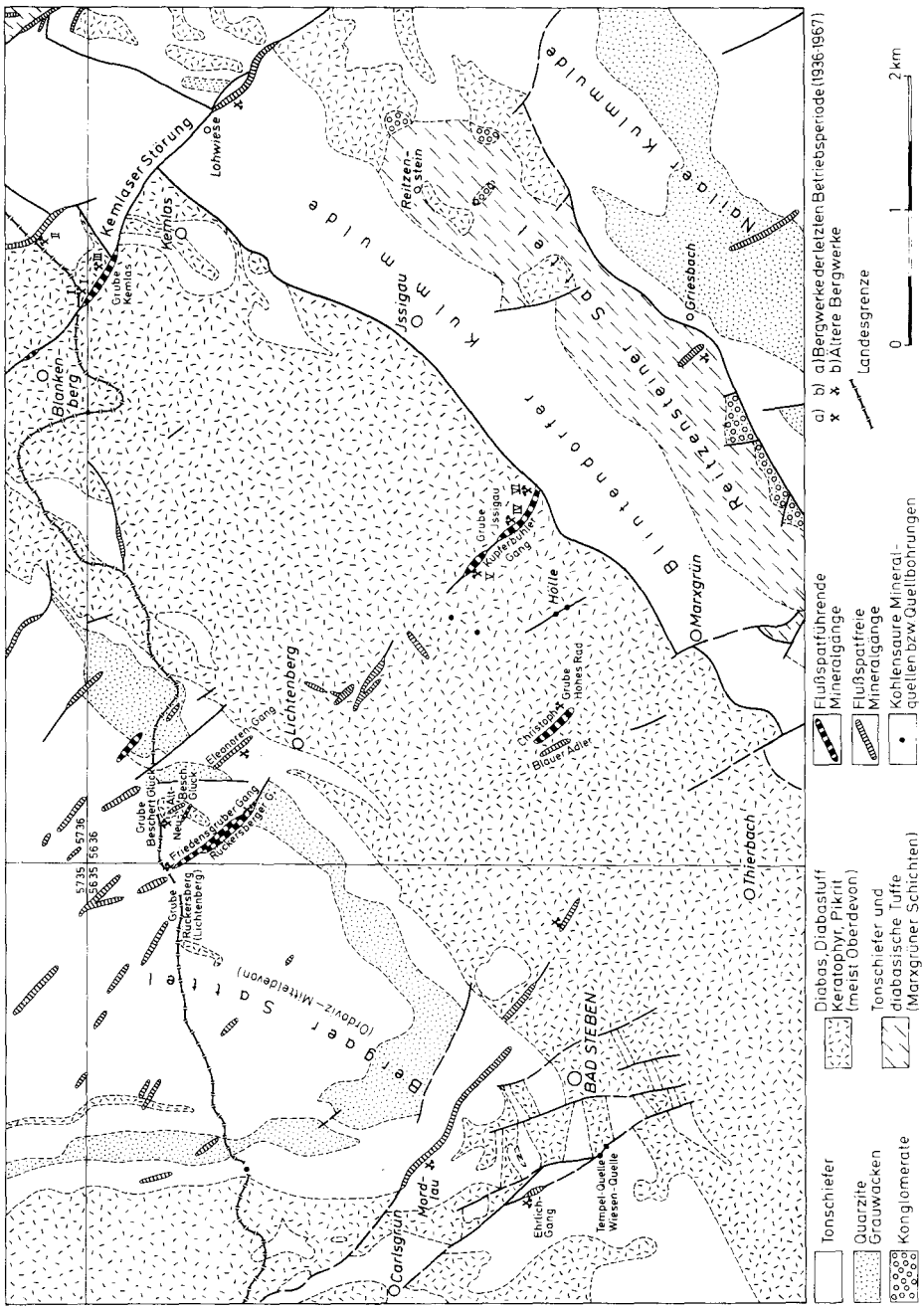


Abb. 1. Übersicht über die Geologie und die Mineralgänge östlich von Bad Steben.

1. Geologische Position der Gänge (Abb. 1)

Die Gänge sind an die große NW—SE-streichende Bruchscholle gebunden, die quer zum allgemeinen Schichtstreichen verläuft und die W. SCHWAN (1956) Frankenwälder Querzone genannt hat. Vom Lobensteiner Horst kommt die Struktur bei Lichtenberg in den Frankenwald herein und läßt sich an den Nordostrand der Münchberger Gneismasse verfolgen. Gänge mit Karbonat- und Flußspatführung wurden in allen Schichten von den tiefordovizischen Pycodenschichten bis in das diabasvulkanisch ausgebildete Oberdevon beobachtet. Schwerspat auch mitten im Unterkarbon (Dinant).

Die Südostgrenze der Flußspatführung (Abb. 2) auf den zur Frankenwälder Querzone gehörenden Gängen ergab sich aus Untersuchungen des Siebenhitzer Ganges südlich von Joditz (nahe der Westgrenze von Blatt Hof 1 : 25 000). Der an die obersten Teufen gebundene Flußspat keilt ziemlich genau am Südostrand der Waldspitze bei Stöckaten aus. Dann beobachtet man einen reinen Quarzgang, dem vereinzelt auch Flußspat eingesprengt ist. Er endet am Göstrabach 1,5 km nördlich Köditz. Dies geschieht kurz vor dem Übertritt der Gangspalte aus der massigen oberdevonischen Diabas-Tuffbrekzie in oberdevonische Tonschiefer und dürfte deshalb auf die mechanischen Eigenschaften des Nebengesteins zurückgehen.

2. Mineralabfolge

Die Mineralabfolge wurde von dem Verfasser erstmals in der Erläuterung zu Blatt Naila (G. v. HORSTIG & G. STETTNER 1962, S. 121) kurz mitgeteilt. Inzwischen ergaben sich aus First- und Stoß-Profilen sowie aus guten Handstücken zahlreiche weitere Beobachtungen, mit denen die Mineralabfolge unterbaut und verfeinert werden konnte.

Ältere Versuche, eine Mineralabfolge in den Erzgängen des bayerisch-thüringischen Grenzgebietes aufzustellen, haben veröffentlicht: C. W. v. GÜMBEL (1879, S. 302), E. ZIMMERMANN (1912, S. 191—192) und H. HAF (1922). Die Arbeit von E. PUFFE (1938) zeigt eine wesentlich andere Abfolge im Vogtland. Dagegen ergibt sich nach der Arbeit von C.-D. WERNER (1966) eine nicht zu übersehende Ähnlichkeit mit den Gängen am Südwestrand des Thüringer Waldes. Im Frankenwald ließ sich folgende Mineralabfolge ermitteln:

2.1. Quarz I

Eine alte, farblose bis weiße Quarzgeneration wurde anstehend nur auf der 49 m-Sohle der Grube Issigau gefunden. Sie sitzt mit feinbänderiger Struktur unmittelbar am Salband. Haldenstücke von den alten Eisenerzgruben in der Mordlau bei Bad Steben zeigen als ältestes Mineral einen weißen, drusig ausgebildeten Quarz am Salband. Er gehört wahrscheinlich der gleichen Quarzgeneration an. Das Innere der Gangtrümer ist hier mit Spateisen ausgefüllt (in der Verwitterungszone teilweise in Limonit umgesetzt). Der Quarz I hat sich häufig auch auf Spalten im Nebengestein abgesetzt.

2.2. Kupferkies (Chalcopyrit)

Nach Beobachtungen in der Grube Issigau schließt sich der Kupferkies altersmäßig unmittelbar an den ältesten Quarz an. Er besitzt jedoch die Fähigkeit, sich leicht umlagern zu

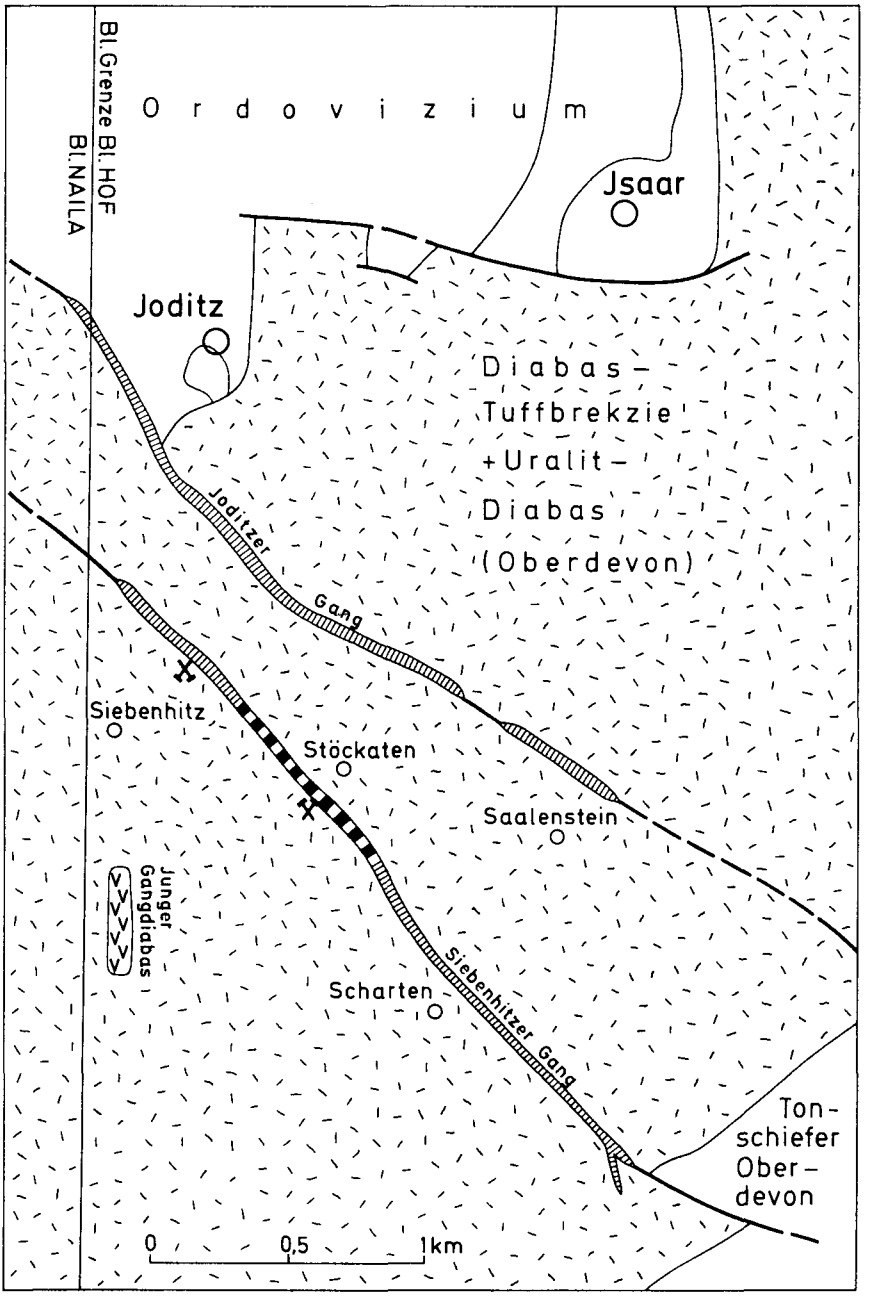


Abb. 2. Das südöstliche Ende der Mineralgänge bei Joditz. Der mit einem starken Verwurf verbundene Joditzer Gang führt nur Quarz (wahrscheinlich die jüngste Generation). Im Nordwestteil des Siebenhitzer Ganges wurde früher mächtiger Limonit abgebaut. Bei Stöckaten wurden in Oberflächennähe Linsen eines farblosen Fluorits erschlossen.

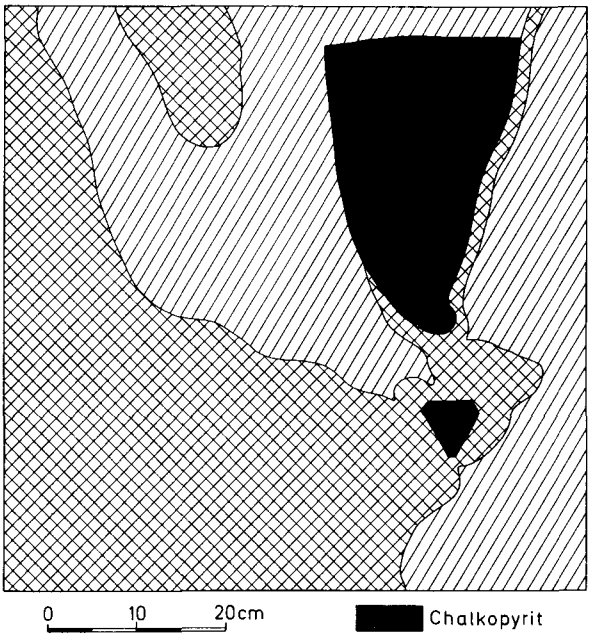


Abb. 3. Spezialaufnahme aus dem Kupferbühler Gang in der Grube Issigau, 35 m-Sohle, 10 m nordwestlich von Schacht IV. Chalcopyrit in Form von grob kristallisierten Einschlüssen im Siderit, in den jüngerer Calcit eingedrungen ist.

lassen. Man sieht ihn deshalb in der Gestalt feinkörniger Mineralkörper der verschiedensten Größe als Einschluß oder an der Grenze aller jüngeren Minerale. Bei Untersuchungsarbeiten in der alten Grube Griesbach (1,5 km südöstlich Issigau) sind linsenförmige Kupferkies-Anreicherungen von m-Längen und dm-Mächtigkeiten aufgeschlossen gewesen. Ein großer Kristall mit sphenoidischem Habitus war auf der 35 m-Sohle der Grube Issigau (Schacht IV) zu sehen (Abb. 3).

2.3. Flußspat (Fluorit) I

Der Nachweis mehrerer Flußspat-Generationen konnte durch Gangprofile an der Firste der 35 m-Sohle der Grube Lichtenberg erbracht werden (Abb. 4). Hier war an beiden Salbändern ein amorpher, hellvioletter Flußspat in einer maximalen Mächtigkeit bis zu 15 cm zu sehen. In ähnlicher Form und Mächtigkeit hat der Verfasser diesen Flußspat am nordöstlichen Stoß des Abbaues 8 m über der 35 m-Sohle beobachtet. Sonst ist ein violetter Flußspat in größerer Mächtigkeit (—80 cm) nur in der nordwestlichen Linse auf der 20 m-Sohle der Grube Issigau aufgetreten. Er war hier stark von jüngeren Kalkspat- und Eisenspat-Trümchen durchsetzt. Auf den tiefen Sohlen der Grube Issigau bildete dagegen der violette Flußspat rundliche Einschlüsse im Kalkspat und Eisenspat, die selten größer als 5 cm waren.

2.4. Eisenspat (Siderit) I

Eisenspat gehört zu den wenigen Mineralen, die einen beträchtlichen Anteil an der Gangmasse haben. Er wurde von den Alten meist nur in der Oxydationszone abgebaut, wo es in Form von Limonit zu sekundären Anreicherungen gekommen ist. Der in frischem Zustand bräunliche Siderit nimmt in Mächtigkeiten bis zu einigen Metern die randlichen Bereiche der Gänge ein. Es gibt kaum einen Bezirk, in dem er nicht von dem jüngeren Calcit fein durchtrümert ist. Er reagiert deshalb fast immer mit verdünnter Salzsäure. Es mußte daher überprüft

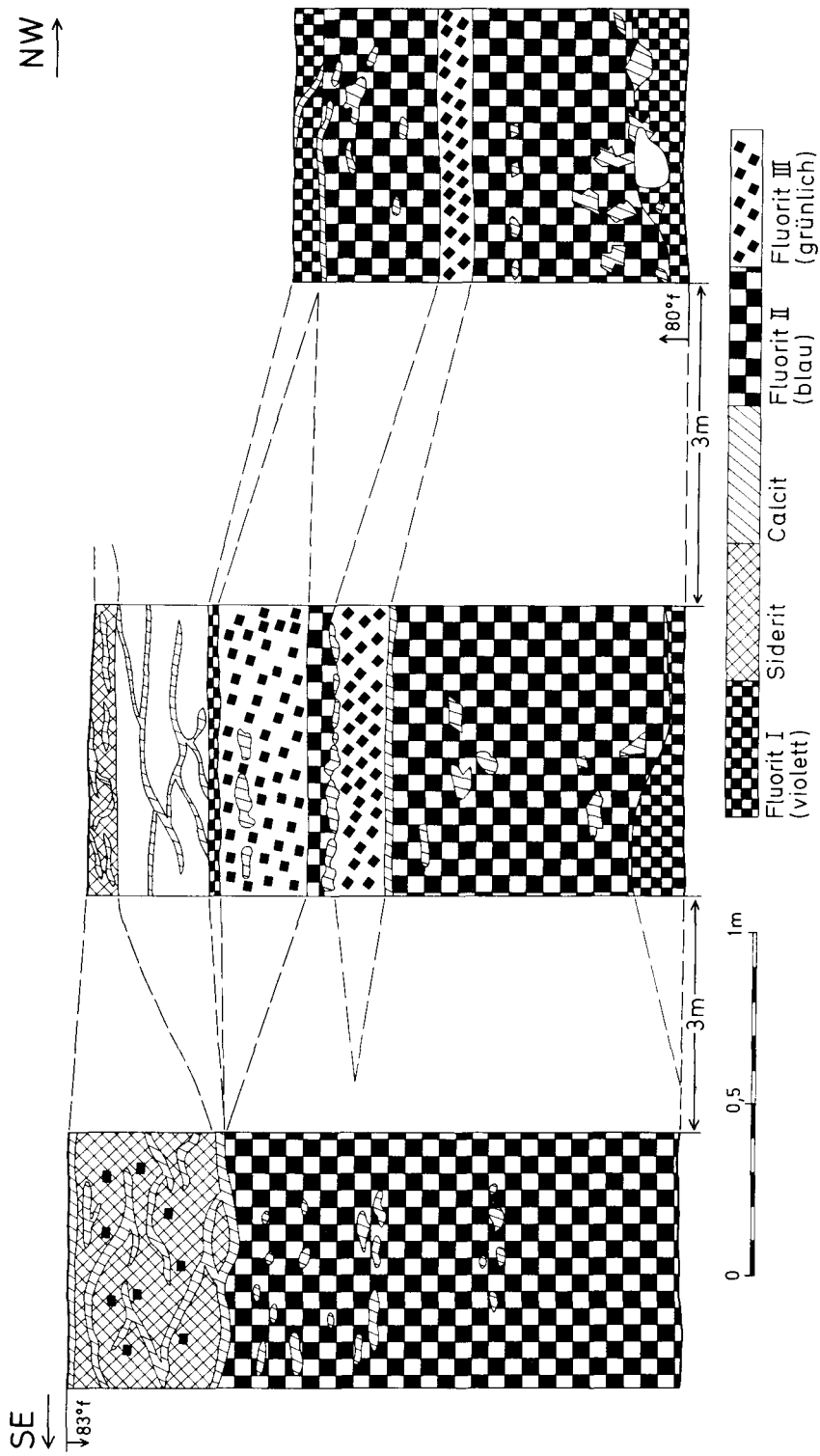


Abb. 4. Abfolge von Siderit, Calcit und 3 Fluorit-Generationen in 3 Firstprofilen vom Friedensgrubener Gang in der Grube Rückersberg bei Lichtenberg. 35 m-Sohle, südöstlich vom Blindschacht. Nebengestein Phycodenschiefer (Tremadoc) nicht dargestellt.

werden, ob hier nicht Ankerit voliegt. Zu diesem Zweck wurden im chemischen Labor des Bayer. Geologischen Landesamtes von Dr. A. WILD 6 Proben aus den Gruben Issigau, Lichtenberg und Beschert Glück analysiert (Tab. 1).

Davon enthalten die Proben Nr. 2—6 66,40 %—83,85 % $FeCO_3$. Die Probe Nr. 1 besitzt bei nur 43,95 % $FeCO_3$ einen Gehalt von 39,90 % $CaCO_3$. Hier liegt eine starke Durchtrümerung mit Kalkspat vor. Die zum Vergleich angegebene Ankerit-Analyse aus der Grube „Pechofen" nördlich Harra unterscheidet sich durch einen geringen $FeCO_3$-Gehalt (27,11 %) und einen hohen $MgCO_3$-Gehalt (18,94 %). Bezeichnend für das ganze Revier ist der Gehalt von 1,54 %—2,46 % MnO. Es handelt sich also um manganhaltigen Eisenspat.

2.5. Roteisenstein (Hämatit)

Geringmächtige Trümchen aus Hämatit in feinspätiger Absonderung wurden bis jetzt nur in oberflächennahen Bereichen von Schacht V der Grube Issigau (auf dem Kupferbühl) und auf der Halde des Wiesenschachtes der alten Grube Mordlau bei Bad Steben gefunden. Es dürfte sich in beiden Fällen um eine sekundäre Oxydation des Siderits I handeln. Zum tertiären Zersatz kann sie nicht gerechnet werden, da dieser mit Limonitbildung verbunden ist.

2.6. Kalkspat (Calcit) I

Der grobspätig absondernde, weiße und oft sehr reine Calcit nimmt besonders in den Gruben Issigau und Lichtenberg in Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern einen beträchtlichen Anteil der mittleren Teufen ein. Nach unten stellt er unter Mächtigkeitsabnahme häufig allein die Gangfüllung. Nach oben zersplittert er sich zugunsten jüngerer Minerale. Er fehlt deshalb weitgehend auf den Gruben, die auf Gängen flacherer Teufen stehen, auf dem Kupferbühl (Schacht I und VI der Grube Issigau) und auf dem Kemlaser Gang. Ein 1,5—3 cm mächtiges, drusiges Gängchen im gangnahen Nebengestein wurde auf der 49 m-Sohle der Grube Issigau beobachtet.

Tabelle 1

Chemische Analysen von Eisenspat
(Anal. A. Wild 1968)

Probe Nr. 1: Grube Issigau, Schacht IV Halde (wahrsch. 60 m-Sohle)
Probe Nr. 2: Grube Issigau, Schacht IV Halde
Probe Nr. 3 Grube Issigau, Schacht IV 49 m-Sohle (13 m nw. Gesenk)
Probe Nr. 4: Grube Lichtenberg 70 m-Sohle bei 140 m NW
Probe Nr. 5: Grube Lichtenberg 35 m-Sohle bei 270 m NW
Probe Nr. 6: Grube „Beschert Glück" Stollensohle bei 41 m Gangstrecke

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7
Unlöslich	8,41 %	2,92 %	3,75 %	3,43 %	7,42 %	1,58 %	
$FeCO_3$	43,95	69,83	66,40	77,49	77,01	83,85	27,11
Fe_2O_3	30,29	48,13	45,76	53,40	53,07	57,79	
$MnCO_3$	2,54	3,49	2,78	2,56	2,15	4,64	2,24
MnO	1,54	2,15	1,71	1,57	1,33	2,86	
$CaCO_3$	39,90	18,57	23,07	10,81	11,21	4,78	51,61
CaO	22,36	10,17	12,92	6,05	6,28	2,68	
$MgCO_3$	3,93	4,68	4,71	2,97	2,35	5,14	18,94
MgO	1,88	2,23	2,25	1,42	1,12	2,46	

Nr. 7. Zum Vergleich. Ankerit aus der Grube „Pechofen" 2 km nördlich Harra (Bl. Hirschberg) (Anal. LUBOLDT 1895) aus v. FREYBERG 1923 S. 127).

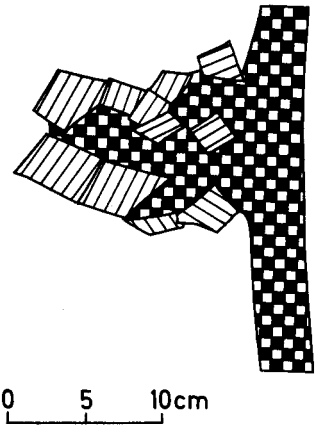


Abb. 5. Fluorit II dringt in die Hohlräume zwischen den großen Rhomboedern des älteren Calcits ein. Grube Issigau Schacht IV, 60 m-Sohle am Blindschacht.

2.7. Flußspat (Fluorit) II

Diese Flußspatgeneration stellt nahezu den ganzen bauwürdigen Flußspat. Die Farbe ist weiß bis bläulich (mit Violettstich), seltener grünlich. Nur in der Grube Lichtenberg (besonders 35 m-Sohle) war ein kräftigeres Preußischblau zu sehen. Der Flußspat kristallisiert in mm- bis cm-großen, schwer abzugrenzenden, xenomorphen Kristallen. Meist sieht man ihn als nahezu homogene Füllung des Ganginneren. Die älteren Kalkspat-Rhomboeder (cm-groß) werden im Grenzbereich halbseitig bis ganz umschlossen (Abb. 5). Mit dem Flußspat II endet die ältere Abfolge in den Mineralgängen des Frankenwaldes.

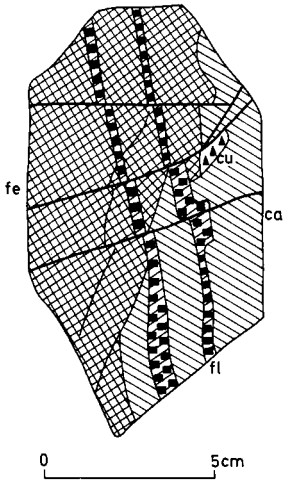


Abb. 6. Fluorit II-Trümchen (fl) durchsetzen die ältere Siderit I (fe)-Calcit (ca)- Grenze und werden ihrerseits von jüngeren Kleinbrüchen versetzt. Grube Issigau Schacht IV, Halde.

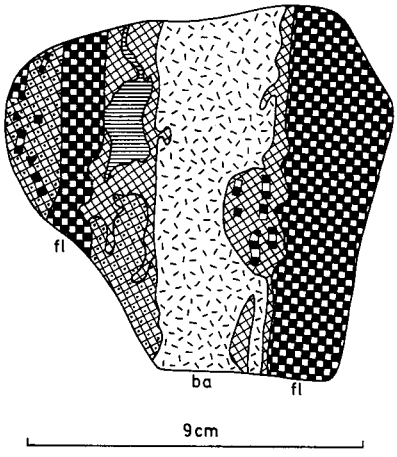


Abb. 7. Handstück aus dem Kemlaser Gang. In den zuerst auskristallisierten Fluorit (fl) ist zentral der Baryt (ba) eingedrungen. Mit erheblichem Zeitabstand folgt dann die Siderit I-Quarz-Paragenese, die den Fluorit und Baryt korrodiert und teilweise verdrängt. Grube Kemlas, Schacht I, SE-Strecke.

2.8. Schwerspat (Baryt)

Der Baryt kann als das erste typische Mineral der jüngeren Abfolge gelten. Diese tritt nur in den höchsten Bereichen der Grube Issigau (Schacht V auf der Höhe des Pfarrholzes und Schacht VI auf dem Kupferbühl) auf, außerdem auf dem Kemlaser Gang, der auf einer großen, lange Zeit tätigen Querstruktur liegt. Der in der Grube Kemlas (Schacht I) und auf den Halden der alten Grube Lohwiese auftretende Baryt hat die Form 0,5—8 cm langer, nicht eingeregelter weißer Leisten. Er findet sich vorwiegend auf einem bis 30 cm mächtigen, z. T. in Linsen aufgelöstem Trum in der Gangmitte (Abb. 7 und 14).

2.9. Flußspat (Fluorit) III

Diese jüngste Flußspat-Generation ist farblos bis grünlich und durchwegs sehr rein. Die Mächtigkeit liegt unter 25 cm. Auf der 35 m-Sohle der Grube Lichtenberg bildet diese Generation ein nicht aushaltendes Trum in der Gangmitte mit körniger Struktur (Abb. 4). Im Schacht V (auf der Höhe des Pfarrholzes) der Grube Issigau und in der Grube Kemlas beobachtete man Linsen ähnlicher Mächtigkeit im zentralen Gangbereich. Am Kupferbühl (Grube Issigau) bildete Fluorit III in ähnlicher Mächtigkeit den Stoß der alten Abbaue, weil die Alten nur an den jüngeren, in Brauneisen umgewandeltem Eisenspat II im Gangzentrum interessiert waren.

2.10. Eisenspat (Siderit) II

Der jüngere Siderit ist besonders durch die intensive Verwitterung in der Tertiärzeit im Hochflächenbereich weitgehend in Limonit umgewandelt. Die primäre spätige Struktur konnte jedoch an vielen Stellen beobachtet werden. Er kommt meistens in primär teufenmäßig und morphologisch hochgelegenen Gangbereichen vor. Beiden Voraussetzungen entspricht das Auftreten im Schacht V im Pfarrholz, am gegenüberliegenden Kupferbühl (Grube Issigau), in der Grube „Hohes Rad" bei Hölle und im Lichtenberger Wald (1,5 km nördlich davon). In der tief gelegenen Grube Kemlas liegt der Siderit II in primär flacher Teufe vor.

2.11. Quarz II, III

Zusammen mit Siderit II kommt stets Quarz in größerer Menge vor. An manchen Stellen, z. B. am Kupferbühl bei Issigau lassen sich zwei Generationen unterscheiden, eine ältere graugelbe, fein- bis kleinkörnige Generation, die den älteren Kalkspat und Flußspat korrodiert

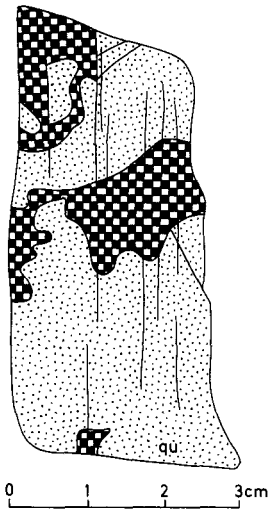


Abb. 8. Quarz II (q) verdrängt Fluorit II. Grube Issigau, Schurf 20 m südöstlich von Schacht V.

(Abb. 8) und eine jüngere weiße Generation. Sie setzt in scharf begrenzten Gängchen durch den älteren Quarz und bildet häufig Drusen.

2.12. Zur Mineralabfolge

In der Erläuterung zu Blatt Naila (v. Horstig & Stettner 1962, S. 121) hat der Verfasser eine ältere Abfolge mit Calcit und eine jüngere Abfolge mit Baryt und Quarz als typischen beibrechenden Mineralen unterschieden. Diese beiden Abfolgen konnten jetzt einer Feingliederung unterzogen werden. Die größeren Grubengebäude von „Lichtenberg" und „Issigau" (Schacht IV) liegen in der älteren Abfolge. Die Vorkommen von Fluorit III, Siderit II und Quarz II, III sind hier geringfügig. Die hoch gelegenen Teilbereiche der Grube „Issigau" (Schacht V im Pfarrholz, Schacht I und VI am Kupferbühl) und die gesamte Grube „Kemlas" werden von der jüngeren Abfolge beherrscht. Innerhalb der einzelnen Grubengebäude bleibt die Mineralabfolge im wesentlichen gleich (Teufenunterschied bis 80 m). Es ergaben sich jedoch beträchtliche Veränderungen im quantitativen Aufbau der Gänge. Die Flußspatführung endet nach unten etwa bei 410 m NN. Innerhalb der stark miteinander verzahnten Karbonate verändert sich nach der Tiefe das Mengenverhältnis stark zugunsten von Calcit. Die tiefsten Flußspat-Vorkommen wurden in der Bohrung IV der Grube Issigau festgestellt. Darüber verbreitert sich der Flußspat im Längsprofil (Beilage 3) zu einer geschlossenen Linse bis zur 49 m-Sohle. Dann spaltet er sich auf und erreicht in der Umgebung vom Förderschacht IV die Oberfläche. Das Auskeilen der Flußspatlinse nach unten und die Verzweigung nach oben erweisen deutlich das jüngere Alter gegenüber den Karbonaten.

Ein sehr ähnlicher Flußspat findet sich jedoch auch in den hochgelegenen Bereichen, die von der jüngeren Abfolge beherrscht werden (Kupferbühl und Pfarrholz bei Issigau). Er hat dort größtenteils die Form von Linsen an den

Salbändern des Ganges und wird von der jüngeren Siderit II-Quarz-Paragenese korrodiert (Abb. 8). Hier ließ sich nicht eindeutig feststellen, ob Fluorit II oder Fluorit III vorliegt. Da es sich im Pfarrholz um einen getrennten, jüngeren Gang handelt, ist die Einstufung als Fluorit III wahrscheinlicher.

3. Gangtektonik und Ausscheidung der Gangminerale

Die dem Verfasser möglichen Arbeiten über dieses Kapitel hatten in den Grubenbereichen ein sehr verschiedenes Ausmaß. Man kann sie deshalb nicht als gleichwertig betrachten. Am besten und vollständigsten konnte der Bereich von Schacht IV der Grube Issigau untersucht werden. Von den übrigen Bereichen der Grube Issigau liegen nur Teilnaufnahmen vor. In der Grube Lichtenberg konnten nur lückenhafte Aufnahmen der Stollensohle und der tieferen Sohlen und Abbaue durchgeführt werden. Sie mußten durch Auswertung der amtlichen Grubenrisse ergänzt werden.

3.1. Grube Issigau (Kupferbühler Gang)

Bei der Erschließung des Flußspates in der Grube Issigau haben drei Schächte eine größere Rolle gespielt. Sie liegen zwar auf dem gleichen Gangzug („Kupferbühler Gang"), haben aber unterschiedliche geologische Verhältnisse angetroffen und keine befahrbare Verbindung unter Tage gehabt. Die Behandlung beginnt mit dem umfangreichsten und am besten untersuchten Grubengebäude von Schacht IV und schließt dann den Kupferbühl (Schacht VI) und das Pfarrholz (Schacht V) an (Abb. 1). Die bergbaulichen Arbeiten auf Flußspat wurden hier zum größten Teil von den Vereinigten Flußspatgruben Stulln/Opf. durchgeführt.

3.1.1. Schacht IV (Ältere Mineralisationsphase)

Von dem 700 m nordöstlich von Hölle unmittelbar an der Straße nach Issigau gelegenen Förderschacht IV wurde ein Grubengebäude von 96 m Tiefe und 515 m Länge in NW—SE-Richtung erschlossen, das in 6 Sohlen mit unterschiedlicher Längen unterteilt war. Das Schwergewicht des Abbaus lag unter dem Pfarrholz nordwestlich der Straße. Das Nebengebirge besteht hier ausschließlich aus der oberdevonischen Diabas-Tuffbrekzie, einem strukturell betonähnlichen Gestein von hoher Festigkeit, das im dm-Bereich inhomogen aussieht, im Großbereich aber sich einheitlich verhalten dürfte.

Nach seinem NW-Streichen und seinem steilen Einfallen gehört der Kupferbühler Gang zu den Querstrukturen im variskischen Faltengebirge des Frankenwaldes, die auf zerrende und scherende Kräfte zurückgehen. Sie sind bereits bei der sudetischen Hauptfaltung angelegt, haben ihre heutige Form aber erst später erfahren. Für eine spezielle Untersuchung der Gangtektonik war die 49 m-Sohle von Schacht IV besonders geeignet. Die Messungen der Kleintektonik sind in einem Gefüge-Diagramm (Abb. 10) dargestellt worden. Man sieht sofort, daß die Gangstrukturen (Mineraltrümer und gangparallele Brüche) mit den Faltenachsen im Nebengebirge am NW-Flügel des Bergaer Sattels zusammenfallen. Die typischen Gangstrukturen liegen genau senkrecht der B-Richtung in der für gangbildende Bewegungen günstigsten Lage. Bei einer

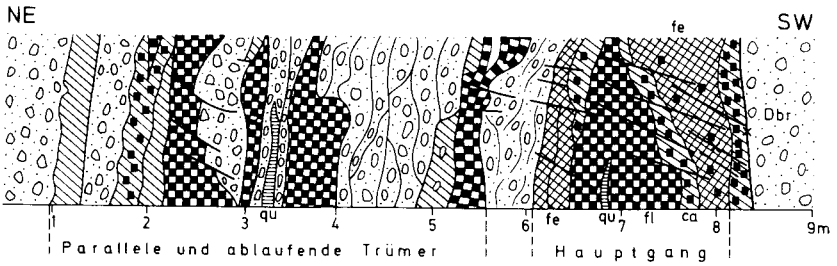


Abb. 9. Typisches Profil durch den Kupferbühler Gang. Der Hauptgang im Südwesten zeigt eine Dreigliederung mit Fluorit (fl) im Kern, beiderseits anschließenden Calcit-Trümern (ca) und randlich Siderit-Trümern (fe). Am südwestlichen Salband und besonders im Nordosten begleiten den Gang, vielfach getrennt durch Nebengesteins-Zwischenmittel, parallele und ablaufende Trümer von Calcit und Fluorit. Im Hauptgang und im Diabas-Zwischenmittel fanden sich junge Quarz-Trümchen. Zahlreiche diagonal im Gang verlaufende kurze Brüche belegen ein Fortdauern der gangbildenden Bruchtektonik nach Abschluß der Mineralisation. Nebengestein Diabas-Tuffbrekzie (Dbr) Oberdevon. Grube Issigau Schacht IV, 60 m-Sohle, 1. Querschlag nach NW, Aufn. 15. 8. 1958.

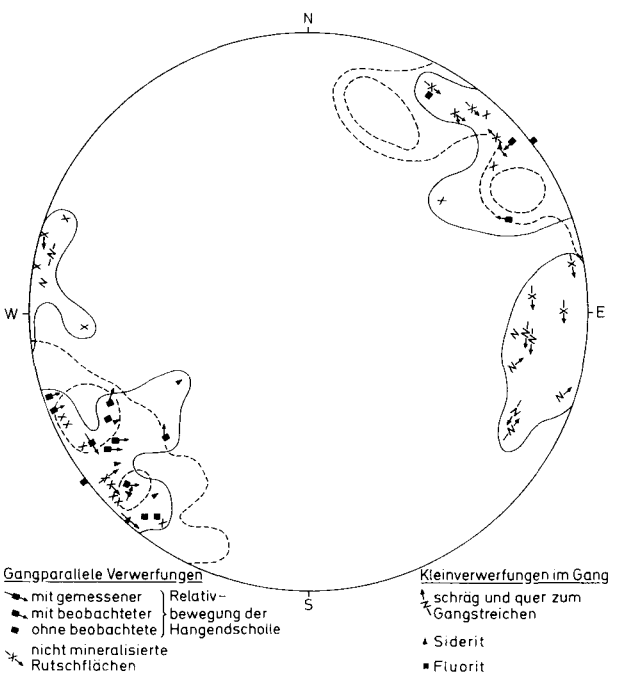


Abb. 10. Diagramm der Gangtektonik aus der 49 m-Sohle von Schacht IV der Grube Issigau (Abbau bei 5—26 m NW ab Gesenk, etwa 3 m unter Sohle). Zum Vergleich gestrichelt die B-Achsen-Maxima am SE-Flügel des Bergaer Sattels auf Blatt Naila (nach v. Horstig 1962). Die Schollenbewegungen während der Mineralisation sind nicht einheitlich. Es überwiegen Schrägabschiebungen der nordöstlichen Scholle nach Osten. In Form von N—S-streichenden Diagonalsprüngen, bei denen die westliche Scholle vorwiegend nach Süden versetzt wird, überdauert die Gangtektonik die Mineralisation. B-Achsen-Maxima am SE-Flügel des Bergaer Sattels nach v. Horstig 1962 gestrichelt.

speziellen Auswertung der Gangtrümer zeigen sich jedoch Unterschiede. An den (älteren) Karbonat-Trümchen gehen die Bewegungen der Hangendscholle horizontal bis schrägabschiebend nach Osten bis Südosten. Die Bewegungen an den Flußspat-Trümern variieren stärker. Im Mittel sind es Schrägabschiebungen nach Osten. Eine 3. Bewegungsphase bleibt meist ohne Mineralisation. Die Bewegungsrichtung ist hier horizontal, wobei eine Bewegung der südwestlichen Scholle nach SE das Übergewicht haben dürfte. Zu dieser letzten Phase gehören auch die schräg innerhalb des Ganges verlaufenden Kleinsprünge (NNE—SSW) (Abb. 9 und 11). Sie überschreiten nur selten das Salband und verwerfen die Gangtrümer nur um cm-Beträge. Meist wurde die westliche Scholle nach Süden versetzt. Nimmt man diese Kleinsprünge als Fiederspalten, so kann daraus auf eine Bewegung der nordöstlichen Scholle nach SW geschlossen werden.

Im Profil zeigt der von der älteren Mineralisationsphase geprägte Gang im Bereich von Schacht IV (Beilage 1) eine wellige Kontur, deren Form besonders durch die an Mächtigkeit stärker schwankenden Flußspat-Trümer beeinflußt wird. Das mit starker Anschwellung verbundene SW-Fallen zwischen 60 m- und 80 m-Sohle und das in gleicher Richtung fallende Fiedertrum auf der 96 m-Sohle belegen den abschiebenden Charakter der Flußspatphase. Die Mächtigkeit des Karbonat-Trums im Profil ist dagegen gleichmäßiger. Dies paßt gut zu den hier vorwiegend beobachteten Seitenverschiebungen am Salband.

3.1.2. Schacht I, V, VI (Jüngere Mineralisationsphase)

Die jüngere Mineralistationsphase beherrscht den Kupferbühl im Südosten der Grube Issigau und den Bereich von Schacht V auf der Höhe des Pfarrholzes. Zur älteren Mineralisationsphase dürfte ein erheblicher Zeitabstand bestehen, der sich bisher nicht näher bestimmen ließ. Im Südosten

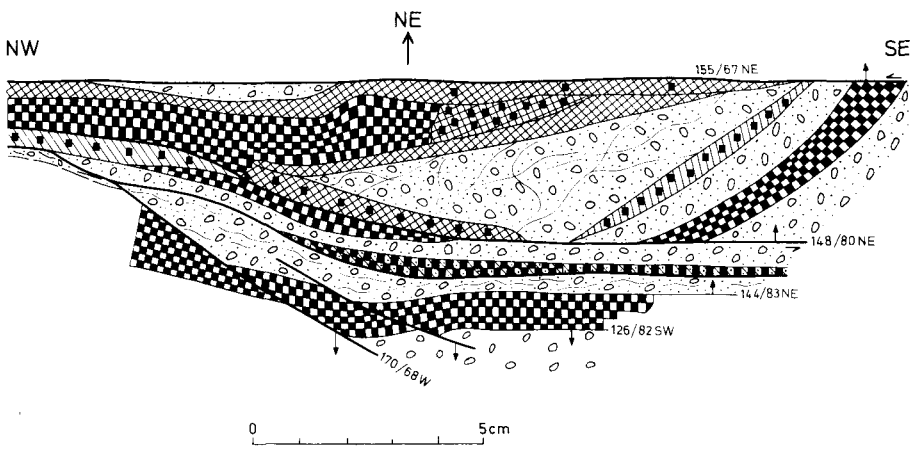


Abb. 11. Firste des Abbaues etwa 3 m unter der 49 m-Sohle bei 5—26 m NW Gesenk. Die Schollenbewegungen bei Karbonatmineralisation sind seitenverschiebend, bei der Fluoritmineralisation schrägabschiebend bis abschiebend. Bei den ganginternen Kleinsprüngen wird vorwiegend die westliche Scholle nach Süden bewegt, bei den großen postmineralischen Bewegungen vorwiegend die südwestliche Scholle nach Südosten.

der 35 m-Sohle von Schacht IV, die bis unter den Kupferbühl aufgefahren wurde, hält die jüngere Abfolge stellenweise durch ein m-mächtiges Zwischenmittel von der der älteren Abfolge (Calcit) einen deutlichen Abstand. Der 3,80 m mächtige Gang (Beilage 1) besteht aus mehreren Quarz- und Spateisen-Trümern. Bis zu dem 24 m höher gelegenen Stollen II (34 m-Sohle) von Schacht I gibt es keine Aufschlüsse. Dann folgt bis zur Oberfläche eine Zone alten Bergbaus. Die im Jahr 1956 zugänglichen Aufschlüsse zeigten auf 60 m Länge im Streichen einen 0,9—2,50 m mächtigen Gang, der größtenteils aus Quarz und Spateisen bzw. dem daraus hervorgegangenem Brauneisen bestand. Am nördlichen Salband konnte ein durchschnittlich 50 cm mächtiges Gangtrum mit einem beträchtlichen Gehalt an Kalkspat und Flußspat auf 50 m Länge verfolgt werden. In einem alten Abbau konnte an beiden Salbändern bis 30 cm mächtiger Flußspat leicht gewonnen werden, weil die Alten nur an dem vorwiegend limonitischen Kern des Ganges interessiert waren. Hier war es am deutlichsten zu beobachten, wie die junge Quarz-Spateisen-Abfolge im Verlauf einer neuen tektonischen Phase in das Zentrum des älteren Flußspatganges eingedrungen ist. Es kam zu zahlreichen linsenförmigen Einschlüssen von Kalkspat und Flußspat im Quarz.

Innerhalb der jüngeren Abfolge nimmt der Quarz sowohl nach oben als auch nach Südosten zu. Im Schacht VI endete der letzte alte Eisenerzabbau 20 m nordwestlich von Schacht VI und der Quarz 10 m südöstlich des Schachtes. An der nach weiteren 10 m im Querschlag angefahrenen Aufschiebung der oberdevonischen Diabas-Tuffbrekzie auf den unterkarbonischen Tonschiefer („Blintendorfer Kulm") war die Gangstörung nicht mehr mineralisiert. Über den Bewegungssinn der gangbildenden Verwerfungen liegen nur unzureichende Beobachtungen vor. Nach der Form des im Bereich von Schacht VI am besten erfaßten Ganges kann auf Abschiebungen geschlossen werden.

Der Schacht V der Grube Issigau wurde auf der Höhe des Pfarrholzes unweit einer Pinge angesetzt, in der Flußspat anstehend zu beobachten war. Der durch den Schacht erschlossene Gang ist ein etwa 50 m im Nordosten verlaufendes Trum des Kupferbühler Ganges. Die Höhenlage des Ansatzpunktes liegt ebenso wie bei Schacht I auf der in der Tertiärzeit entstandenen Hochfläche bei 563 m NN. Auch das erschlossene Gangprofil ist ähnlich. Es wurde ein 1,40 m mächtiges Flußspat-Hangendtrum erschlossen, das unter stetiger Abnahme der Mächtigkeit in 25 m Tiefe auskeilt (Beilage 1). Darunter nimmt das Quarz-Spateisen-Liegendtrum den ganzen Gang ein. Es schließt cm^3- bis m^3-große Schollen aus Kalkspat und Flußspat ein. Eine 25 m lange und bis 2 m mächtige Flußspatscholle wurde in dem benachbarten Schacht Va abgebaut. Nach der Tiefe wuchs die Mächtigkeit des Ganges auf 3,20 m Quarz- und Spateisen. Bei gleich steilem Einfallen mit 80° SW hätte der Gang in den Bereich von Schacht IV hereinkommen müssen. Es fanden sich jedoch in der Horizontalbohrung Nr. 4 auf der 35 m-Sohle nur zwei geringmächtige Gangtrümer 100 m nordöstlich der Gangzone. Das Gangtrum von Schacht V dürfte sich etwa auf Höhe der 20 m-Sohle zerschlagen. Die feinen Trümer sind als Zufuhrspalten zu betrachten. Im Schacht V ließ sich am deutlichsten beobachten, wie die jüngeren Quarz-Spateisen-Gänge in den älteren Kalkspat und Flußspat eindringen und sie in erheblichem Umfang verdrängen. Die jüngeren Gänge zeigen auch ein um durchschnittlich 15° abweichendes Streichen, während sich im Einfallen keine Unter-

schiede feststellen ließen. Der reine Quarzgang im äußersten Südosten dürfte der jüngsten Mineralisationsphase angehören, die sich gegenüber der Quarz-Spateisen-Gesellschaft durch ein scharfes und um etwa 20° abweichendes Struktur-Maximum auszeichnet.

Die auf dem Kupferbühl (Schacht I und VI) erschlossenen Bereiche des Kupferbühler Ganges zeigen mit dem gegenüberliegenden Pfarrholz eine weitgehende ausbildungs- und höhenmäßige Übereinstimmung. Aus den beobachteten Mächtigkeiten und der Zunahme von Quarz nach Südosten läßt sich auf ein flaches Einschieben der jüngeren Paragenese nach Südosten schließen.

3.2. Grube „Rückersberg" bei Lichtenberg

Die Grube baute auf zwei Parallelgängen, die einen mittleren Abstand von 22 m besitzen. Das Nebengebirge besteht meistens aus dem tiefordovizischen Phycodenschiefer, örtlich auch aus einem epimetamorph überprägten, mittelkörnigen Intrusivdiabas (Typ Buttermühle). Die beiden Gänge zeigen deutliche, aber keine grundsätzlichen Unterschiede in ihren geologischen Merkmalen.

3.2.1. Friedensgrubener Gang

Dieser im NE verlaufende Gang ist auf 132 m im Einfallen erschlossen worden und vom Mundloch aus über 600 m nach Südosten (bis 50 m über den auf dem Höhenrücken befindlichen alten Großhaldenschacht hinaus) nachgewiesen worden. Über den Bereich oberhalb der Stollensohle konnte der Verfasser keine eigenen Beobachtungen mehr machen. Bei einer zwischen 0,5 und 1,5 m schwankenden Mächtigkeit bestand hier der Gang aus ziemlich reinem Flußspat. Etwa 8 m über der Stollensohle entwickelte sich am liegenden Salband ein mehrere dm mächtiges Kalkspat-Trum (teilweise mit Spateisen). Nach der Tiefe zu verläuft es abwechselnd am Liegendstoß und in der Gangmitte. 10 m oberhalb bis 15 m unterhalb der 35 m-Sohle erreicht es seine größte Mächtigkeit (1,50—2,10 m) und nimmt auf der 70 m-Sohle auf 0,65 m ab. Mit dem Kalkspattrum ist stets eine größere Störung verbunden, an der horizontale Striemungen zu erkennen sind. Die Mächtigkeitsveränderungen vollziehen sich langsam. Diese ältere Phase der Gangbildung hat sich unter dem Einfluß von Seitenverschiebungen gebildet.

Der Flußspat unterscheidet sich im Profil vom Kalkspat durch häufige Mächtigkeitsschwankungen, so daß im Profil eine großflaserige Struktur erscheint. Durch das Kalkspattrum ist er mehrfach in zwei Trümer zerlegt. Das durchgehende SW-Trum besitzt eine Mächtigkeit von 0,7—2,4 m, das in seiner Mächtigkeit stark variierende NE-Trum zeigt Werte zwischen wenigen cm und 2,50 m. Der bauwürdige Flußspat keilt etwa 16 m über der 70 m-Sohle aus. Eine geringmächtige Flußspat-Führung war am SW-Stoß noch auf der 70 m-Sohle vorhanden.

Der Bewegungssinn während der Flußspatphase ließ sich nur an verhältnismäßig wenigen Stellen einwandfrei beobachten. Es zeigte sich ein starkes Überwiegen von Abschiebungen und Schrägabschiebungen sowohl an den Salbändern als auch an einzelnen Mineraltrümern. Der gleiche Schluß läßt sich auch aus dem Wechsel des Einfallens des Friedensgrubener Ganges ziehen. Er fällt normalerweise nach SW ein, biegt aber im Bereich seiner größten Mächtigkeit oberhalb

der 35 m-Sohle zu steilem Fallen nach NE um. Bis zur 70 m-Sohle kehrt er wieder zum SW-Fallen zurück.

Wie schon in der Grube Issigau (S. 170) wurden auch in Lichtenberg Kleinsprünge im Gang beobachtet, die nicht über das Salband hinausgehen. Der relative Bewegungssinn war verschieden und unabhängig von der Bewegung an den Gangstörungen. Da die Gangtrümer verworfen werden, sind die Sprünge jünger als diese. Sie zeigen die Form von Aufschiebungen, wenn sich der Gang nach unten verengt (Abb. 12) und die Form von Abschiebungen, wenn der Gang nach unten mächtiger wird (Abb. 13). Es dürfte sich hier um eine Auslösung von latenten Spannungen in der Gangfüllung durch die jüngsten Bewegungen an den Salbändern handeln. Über dem Bewegungssinn während der Flußspatbildung gibt auch das Einschieben der Flußspattrümer einen gewichtigen Hinweis. Es läßt sich aus der Saigerriß der Grube mit durchschnittlich 8,5° NW ermitteln. Es liegen nur schwach nach SO abgelenkte Abschiebungen vor.

3.2.2. Rückersberger Gang

Der durchschnittlich 22 m im Hangenden des Friedensgrubener Ganges verlaufende Gang weist erst etwa 250 m südöstlich des Stollenmundloches eine nennenswerte Mineralisation auf, die über 460 m nach Südosten anhält. Der Gang unterscheidet sich nordwestlich des Blindschachtes vom Friedensgrubener Gang durch eine 1,75 m nicht übersteigende Gesamtmächtigkeit und ein Quarz-Spateisen-Trum im Liegenden. Die beiden Gangtrümer laufen bei mäßigen Mächtigkeitsschwankungen ohne nennenswertes Zwischenmittel parallel zueinander. Flußspat verhält sich ruhiger als Quarz und Spateisen. Auf der 35 m-Sohle fällt das Quarz-Spateisen-Trum steil NE ein und wird von dem weiterhin SW fallenden Flußspattrum durch ein Zwischenmittel getrennt. Die Flußspatmächtigkeit sinkt unter 30 cm.

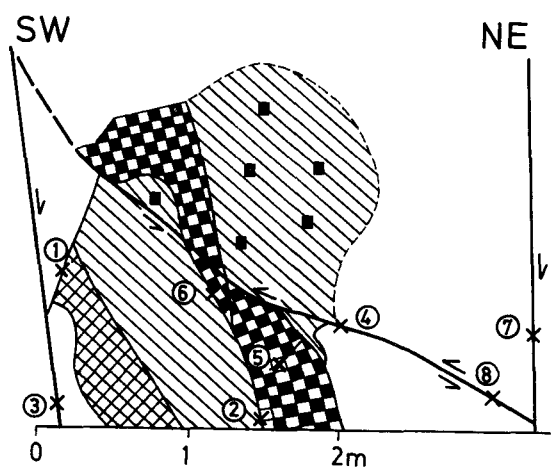


Abb. 12. Pressende Kleintektonik im Friedensgrubener Gang. Die Gangspalte verengt sich nach unten. Es kommt zu einer Kleinüberschiebung des zentralen Fluorit-Trums. Grube Lichtenberg, 35 m-Sohle, Ortsbrust bei 207 m NW. Daten der Rutschflächen: 1) 123/70 SW, 2) 7/66 E, 3) 142/83 NE, 4) 130/37 NE, 5) 23/60 W, 6) 130/37 NE, 7) 159/90, 8) 130/37 NE.

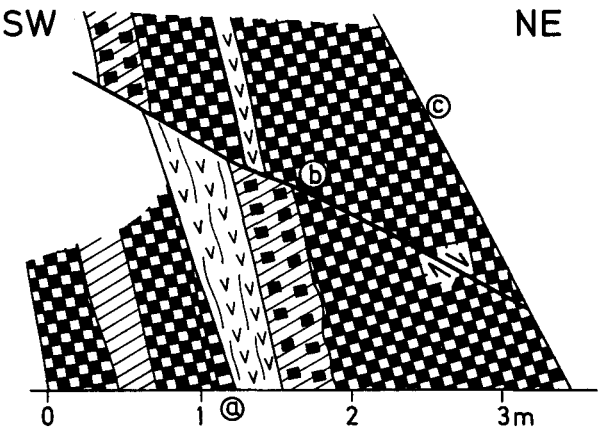


Abb. 13. Zerrende Kleintektonik im Friedensgrubener Gang. Die Gangspalte weitet sich nach unten aus. Es kommt zu einer Kleinabschiebung eines zentralen Diabas-Zwischenmittels. Grube Lichtenberg 35 m-Sohle Ortsbrust bei 193 m NW. Daten der Rutschflächen: a) 134/72 NE, b) 0/36 E, c) 145/62 E. Aufn. 17. 5. 1956.

Südöstlich des Schachtquerschlages ist nach dem Ergebnis der streichenden Auffahrung im Jahr 1962 der Gang in Linsen aufgelöst, wobei sich Spateisen, Kalkspat, Flußspat und Quarz unregelmäßig verzahnen. Die Unterscheidung eines Liegend- und Hangendtrums wie im NW ist nur bei 150—250 m möglich. Hier spaltet sich von dem hauptsächlich 20—160 cm Flußspat führenden Gang ein SW-Trum ab, das die gleiche Zweigliederung besitzt, wie der Gang im Nordwesten. Das 1,40—2,60 m mächtige Spateisentrum wurde bereits von den Alten abgebaut. Das —1,20 m mächtige Flußspattrum im Nordosten wird beiderseits von Kalkspat begleitet. 205 m südöstlich vom Schachtquerschlag keilt der Flußspat und bei 258 m das verbliebene Spateisen und damit die gesamte Füllung des Rückersberger Ganges aus. Der Gang ist dann bis zu dem alten Kotzauer Schacht, wo er auf den von Alexander von Humboldt begonnenen und von C. W. v. GÜMBEL (1879, S. 401) beschriebenen Friedrich-Wilhelm-Stollen trifft, nur mehr geringfügig mineralisiert. Die Deutung des Verfassers (1962, S. 183) für den Gang Nr. X GÜMBELS als Führung des Friedensgrubener Ganges ist eine Vermutung. Ein sicheres Urteil wäre nur möglich, wenn der Friedrich-Wilhelm-Stollen befahrbar gemacht würde.

Die wenigen im Rückersberger Gang gemessenen Relativbewegungen zeigen abschiebende Bewegungen der Hangendscholle. Die jüngere Quarz-Spateisen-Paragenese weicht im Streichen um etwa 20° von der älteren Kalkspat-Flußspat-Paragenese ab.

3.3. Grube „Beschert Glück" bei Lichtenberg

Seit langem sind hier zwei Gänge bekannt. Der Gang „Altbeschertglück" streicht NW—SE, fällt im statistischen Mittel senkrecht ein und setzt sich wahrscheinlich nach Südosten in den Eleonorengang fort. Die Verbindung zwischen „Altbeschertglück" und „Eleonore" ist bisher nicht genauer untersucht worden. In den alten Stollen ist nur eine Störungszone aufgeschlossen, auf

der in unregelmäßigen Abständen Quarz-Limonit-Linsen sitzen. Deren Länge schwankt zwischen 3 und 60 m. Die Mächtigkeit geht bis 90 cm. Limonit ist eindeutig in der Oxydationszone aus Spateisenstein entstanden. Flußspat wurde nicht gefunden.

Der im Südwesten gelegene Gang „Neubeschertglück" (Beilage 4) streicht WNW—ESE und fällt im statistischen Mittel 70° SW ein und führt auf 72 m Länge Flußspat bis 1,20 m Mächtigkeit. An den Salbändern ziehen sich nicht aushaltende Trümer aus Spateisenstein mit eingeschaltetem Kalkspat entlang. Ein Quarztrum hält sich im Liegenden der Karbonate. Es konnte nach SE nicht verfolgt werden. Nach Beobachtungen im Abbau erstreckt sich der Flußspat bis zur Oberfläche (40 m). Bohrungen nach der Tiefe ergaben, daß der Flußspat bereits wenige Meter unter der Stollensohle auskeilt. Seine Flußspatführung behält der Gang im Diabas. Sobald am NE-Stoß Phycodenschiefer erscheint, vermindert sich die Mächtigkeit innerhalb 9 m von 60 cm auf 10 cm. Wenige Meter gegen SE kann man nur noch eine Gangführung mit einzelnen Flußspat-, Eisenspat- und Kalkspat-Kristallen beobachten.

3.4. Grube Kemlas (Kemlaser Gang)

Der Kemlaser Gang liegt auf einer der großen Querverwerfungen der Frankenwälder Querzone. Nach den Kartierungen von E. ZIMMERMANN (1912) und dem Verfasser (1962) hat die Struktur vom Saaletal nordwestlich Blankenberg bis in die Nähe der Autobahnausfahrt Berg eine Länge von 7,5 km. Davon

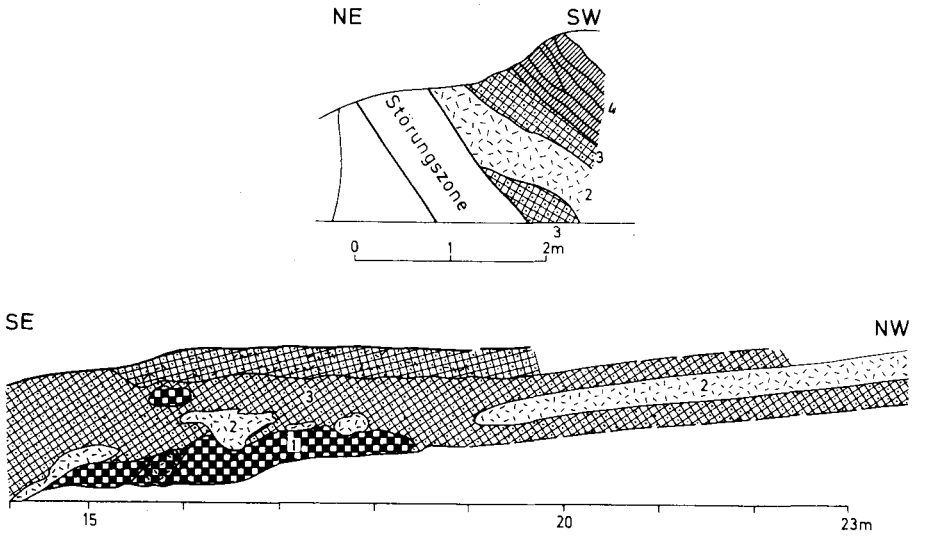


Abb. 14. Profile durch den Kemlaser Gang, Grube Kemlas I. Oben Querprofil mit 70 cm mächtiger Störungszone im Liegenden (1), Baryt-Trum (2), 2 Siderit-Quarz-Trümern (3) und einem mit Rutschflächen durchsetzten Quarztrum im Hangenden (4). Grube Kemlas Schacht I, SE-Strecke. Unten Längsprofil an der südwestlichen Stollenwand bei 14—24 m NW: Nach dem Fluorit II (1) hat sich Baryt (2) abgesetzt. In einer späteren Mineralisationsphase wurden beide von der Siderit-Quarz-Paragenese (3) teilweise verdrängt. Grube Kemlas Schacht I, Strecke bei 14—24 m NW.

ließen sich 1,8 km als Gang auskartieren. Der Bereich von Kemlas ist 750 m lang, der Bereich von Lohwiese 600 m lang. Der Kemlaser Bereich wurde 1955—1956 bergmännisch untersucht.

Tektonik und Mineralabfolge des Kemlaser Ganges unterscheiden sich erheblich von den bisher behandelten Gängen. Bei einem mittleren Einfallen von 47° SW, das damit wesentlich flacher ist als bei den anderen behandelten Gängen, haben wesentlich größere Schollenverschiebungen stattgefunden. Nimmt man die Grenzen des Blintendorfer Kulm-Streifens als Leithorizonte, so ergeben sich Seitenverschiebungsbeträge der südwestlichen Scholle bis zu 700 m horizontal nach SE. Auf keinem Gang fanden sich so mächtige Ruschelzonen (bis einige Meter) und ein so tiefes Eindringen der Verwitterung entlang dem Gang. Von diesen Bewegungen dürfte allerdings die Gangbildung nur einen geringen Teil in den ersten Stadien in Anspruch genommen haben.

Auch das Profil des Ganges (Abb. 14) unterscheidet sich erheblich von dem der bisher behandelten Gänge. Im Schacht I liegt am Salband meist der Flußspat II (farblos—hellblau), dann folgt ein weißer, ziemlich reiner Schwerspat, der teilweise in dm-große Schollen aufgelöst ist. Diese Schollen werden halbseitig oder ganz von der jungen Spateisen-Quarz-Paragenese umschlossen. Die durch eine mächtige Ruschelzone gekennzeichnete Hauptgangstörung findet sich meistens im Liegenden des Ganges. Sie ist nur geringfügig mineralisiert und zerbricht ihrerseits die bereits ausgeschiedenen Gangtrümer. Die Bewegungen im Gangbereich haben die Mineralisation beträchtlich überdauert.

4. Herkunft und Alter der Mineralisation

Nur 1,5 km von Kemlas und 5 km von Issigau entfernt liegt der Sparnberger Granit. Im Saaletal westlich von Hirschberg hat E. Zimmermann (1912) den Kontakthof kartiert. Der Verfasser (v. Horstig 1956) hat von diesem Granit die ganze Mineralisation des alten Bergbaugebietes bei Bad Steben, Naila, Lobenstein und Hirschberg abgeleitet und den vermuteten Umriß des Granitmassivs skizziert. Inzwischen ist dieser Granit in 261—516 m Tiefe erbohrt worden (H. Reh 1962, G. Meinel 1962). Er hat die Gestalt eines flachen Rückens von annähernd viereckiger Gestalt bei etwa 8 km Seitenlänge. Er unterlagert das Gebiet der hier behandelten Mineralgänge sehr wahrscheinlich nicht.

Der Sparnberger Granit ist ein klein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit. Nach dem Gehalt an Spurenelementen (E. Moenke 1960) kann er als Wolframführender Zinngranit mit hohem Rubidium-Gehalt bezeichnet werden. Man kann ihn für die kleine Zinnerz-Lagerstätte auf dem Büchig bei Gottsmannsgrün verantwortlich machen, die nach O. Köhl (1913) in den Jahren 1560—1565 eine kurze Blütezeit erlebte. Nach H. Reh entstammt das Zinn jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach einem darunter lagernden jungvariskischen Granit, in dem Mineralisationen mit Zinn, Zink, Eisen und Kupfer festgestellt werden konnten. Die hier behandelten flußspatführenden Mineralgänge lassen sich von solchen Graniten nicht ableiten.

E. Zimmermann (1912, S. 193) hat wohl als erster auf eine Bildung durch „Kohlensäurequellen" hingewiesen. Mineralhaltige Säuerlinge fließen heute noch,

teilweise durch Bohrungen gefaßt, in der Nähe der Mineralgänge bei Hölle und Bad Steben.

Von den stark CO_2-haltigen Mineralquellen sind die beiden, durch Nachbohrungen erschlossenen Höllesprudel[2]) nur 700 m querschlägig vom Kupferbühler Gang der Grube Issigau entfernt. Wegen einer möglichen Gefährdung der Bergleute wurde in der Grube der Kohlensäuregehalt der Luft regelmäßig gemessen. Es ergaben sich keine erhöhten Werte. Die in der Nähe der Überkreuzung des Kupferbühler Ganges mit dem Höllental austretende Hubertusquelle besitzt nur einen geringen CO_2-Gehalt[3]). An den wenigen, noch vorhandenen Bohrproben ließ sich auch die Mineralisation der Quellspalten von Hölle beobachten. Sie besteht aus Quarz und Pyrit und weicht somit vom Kupferbühler Gang beträchtlich ab.

Geringmächtige Quarzgänge mit etwas Pyrit wurden auch auf der Quellspalte der Wiesenquelle in Bad Steben[4]) im Jahr 1956 festgestellt. Auf der gleichen Spalte liegt 600 m im Nordwesten der Ehrlichgang, auf dem früher Eisenerz abgebaut wurde. C. W. v. GÜMBEL (1879, S. 621) gibt Spateisenstein, Brauneisenstein, Kalkspat und Quarz an, also die gleichen Minerale wie auf den Flußspatgängen und fügt hinzu, „daß diese Grube wegen schlechter Wetter wenig gangbar war". Mit den schlechten Wettern kann nur Kohlensäure gemeint sein. Hier dürfte ein jüngeres CO_2-führendes Quarztrum in einem älteren Karbonatgang stecken.

Betrachtet man die Höhenlage der Mineralisationen und der Kohlensäuerlinge, so ergibt sich eine deutliche Beziehung zum Hochflächenniveau B (560—585 m NN; v. HORSTIG 1966, S. 9), das bei Issigau, Lichtenberg und Bad Steben eine weite Verbreitung besitzt. Die Mineralquellen in Bad Steben sind früher in Höhen um 568 m NN frei ausgetreten, also genau im Bereich des B-Niveaus. In den Flußspatgruben bei Lichtenberg und Issigau (Beilage 1) liegt die jüngere Quarz-Spateisen-Paragenese 0—90 m unter dem Niveau B, die ältere Karbonat-Flußspat-Paragenese 50—150 m unter diesem Niveau. Es entspricht der postbasaltischen Hochfläche im Vorland des Fichtelgebirges (B. v. FREYBERG 1923, A. WURM 1933), die ein altpliozänes Alter besitzt.

Die angeführten Tiefen müssen als sekundär betrachtet werden. Es ist erwiesen daß im Pleistozän der größte Teil der tertiären Verwitterungsschicht in Form von periglazialen Wanderschutten abgeflossen ist. Um einen Näherungswert für die Tiefe der Verwitterungsschicht zu bekommen, wurden 77 Bohrprofile aus dem Frankenwald ausgewertet. Von einem wohl durch lokalgeologische Umstände als überhöht zu betrachtenden Wert von 97 m abgesehen, ergaben sich 5 Tiefen in dem Bereich 58—64 m. Sie dürften der tatsächlichen Abtragung im Oberpliozän und Pleistozän nahekommen. Für die beiden Mineralparagenesen ergeben sich dann folgende primäre Mindestteufen: Jüngere Siderit-Quarz-Paragenese 60—150 m, für die ältere Karbonat-Fluorit-Baryt-Paragenese 110—210 m.

---

[2]) Höllensprudel II: Eisenhaltiger Calcium-Hydrogenkarbonat-Säuerling mit 2392 mg/l freiem Co_2 (K.-E. QUENTIN 1970, S. 126).

[3]) 303,60 mg/l (K.-E. QUENTIN 1970, S. 127).

[4]) Eisenhaltiger Säuerling mit 1703 mg/l freiem CO_2 (K.-E. QUENTIN 1970, S. 234).

Die Entstehung der Hochfläche fällt in eine Zeit, aus der im Vorlande des Fichtelgebirges und Frankenwaldes ein bedeutender Basaltvulkanismus bekannt ist. B. SCHRÖDER (1962, S. 15) stellt ihn in das jüngere Pliozän und hält ein Andauern bis in das Altpleistozän für möglich. Dem zeitlichen Zusammenfallen von Basaltvulkanismus und Hochflächenbildung entspricht im Frankenwald das örtliche Zusammenfallen des am weitesten verbreiteten Hochflächenniveaus B mit den Mineralgängen. Die heute noch fließenden Kohlensäuerlinge könnte man von einer schwachen, pleistozänen Spätphase des Basaltvulkanismus ableiten. Die mit ihnen verbundene Auskristallisation von Quarz und Pyrit ist die jüngste Paragenese im Frankenwald.

Auf den wahrscheinlichen Zusammenhang der Mineralgänge an den Randverwerfungen des Thüringer Waldes mit größeren, subvulkanisch erstarrten Basaltmassen in der Tiefe hat bereits C.-D. WERNER (1958, S. 15, 106) hingewiesen. Das Vorhandensein basaltischer Reservoire in der Tiefe wird im Frankenwald durch die postsudetischen Gänge von Kersantit, Minette und Gangdiabas belegt, die nach A. WURM (1961, S. 271) etwas jünger als die Mineralgänge sein dürften. Eine spezielle Untersuchung ist hier im Frankenwald noch nicht durchgeführt worden. Im Schwarzwald haben jedoch W. WIMMENAUER & P. HAHN-WEINHEIMER (1966) vergleichbare Kersantite und Minetten untersucht. Sie ermittelten relativ hohe Nickel- und Chrom-Gehalte sowie Olivin-Pseudomorphosen mit Picotit-Einschlüssen und schließen daraus auf eine Basalt-Substanz mit assimiliertem sialischem Material.

Die basaltische Kohlensäure bewirkt Lösung, Transport und Auskristallisation der Gangminerale. Die Substanz der Gänge läßt sich vollständig aus den Nebengesteinen ableiten. Alle Spateisen-Kalkspat-Gänge befinden sich in unmittelbarer Nähe von diabasvulkanischen Gesteinen. Die Diabase enthalten normalerweise 6—24 % Eisenoxyde und —10 % Karbonate (überwiegend Kalkspat). Die bei einem Wechsel des Nebengesteins zu beobachtende Änderung der Gangfüllung hat nicht nur mechanische Ursachen. Als Beispiel kann man den Kupferbühler Gang im Bereich des Kupferbühl im Südosten der Grube Issigau nennen. Hier vollzieht sich an der Grenze Diabas-Tuffbrekzie—unterkarbonischer Tonschiefer eine fortschreitende Verquarzung des Ganges. 10 m vor der Tonschiefer-Grenze keilt der Gang aus.

Geht man vom Kupferbühl 1,5 km nach SE, so trifft man in den diabasisches Material und Tonschiefer enthaltenden Marxgrüner Schichten auf die alte Grube Griesbach, die bei einem überdurchschnittlichen Gehalt an Kupferkies, viel Quarz und wenig Eisenspat und Flußspat also eine ähnliche Mineralführung besitzt, wie der Südosten der Grube Issigau. Ein weiterer Mineralgang wurde von A. WURM (1929) 1 km weiter südlich inmitten der unterkarbonatischen Subgrauwacken und Tonschiefer der Nailaer Mulde auskartiert. Er besteht nur aus Quarz.

Die zur Flußspatbildung nötigen Fluorgehalte konnten im Frankenwald bisher nicht nachgewiesen werden. In Graniten des Ruhlaer Kristallins (Thüringer Wald) konnte C.-D. WERNER (nach H. REH 1959, S. 296) 0,04—0,14 % F nachweisen. Flußspat ist dort in feinen Drusenräumen der Porphyre des Rotliegenden zu beobachten. Im Bereich des Lichtenberger Gangzuges muß man ähnliche Quarzporphyre oder Granite in der Tiefe vermuten, von denen in drei tektonischen

Phasen schwach thermale Säuerlinge die Flußspat-Substanz nach oben transportiert und gangförmig abgesetzt haben.

Die junge Quarz-Spateisen-Paragenese dürfte mit erheblichem Zeitabstand der älteren Paragenese gefolgt sein. Die Temperaturen lagen erheblich niedriger. Die Substanz stammt aus geringerer Tiefe. Das typische und nur hier auftretende Mineral ist der Schwerspat. Einen erheblichen Spurenelement-Gehalt von Barium fand H. MOENKE (1960, S. 252) in allen prävariskischen und variskischen Graniten. Im devonischen Diabas und im jungvariskischen Sparnberger Granit ist Barium dagegen nur sehr schwach vertreten. Die unterkarbonischen Grauwacken enthalten viel Material aus aufgearbeiteten prävariskischen Graniten. Wenn Baryt führende Mineralgänge in den vorwiegend aus Grauwacke bestehenden oberen Teuschnitzer Schichten des Unterkarbons südwestlich von Marienroth (Bl. Teuschnitz) auftreten, so liegt die Quelle des Bariums auf der Hand.

Für ein kleines Baryt-Vorkommen im Remschlitztal östlich Eibenberg (Bl. Wallenfels), das im oberen Bordenschiefer der Lehestner Schichten liegt, kann man den relativ geringen Gehalt an granitischen Feldspäten des 0,5—1 km entfernten Wurstkonglomerates als Ba-Quelle heranziehen.

Der Kemlaser Gang liegt von allen bekannten Baryt-Vorkommen den Graniten am nächsten. Der prävariskische Granit („Hirschberger Gneis") auf dem Büchig bei Gottsmannsgrün ist nur 4 km von Lohwiese entfernt, das zahlreiche, z. T. sehr große, prävariskische Granit-Gerölle enthaltende Reitzensteiner Granit-Konglomerat am locus typicus sogar nur 1100 m.

Eine Möglichkeit, den Bildungszeitraum der Gänge zu ermitteln, besteht nach C.-D. WERNER (1958, S. 104—105) in einem Vergleich der Elementkombinationen. Es werden angegeben:

	saxonisch	varistisch
vorwiegend	Mn, Ba, F, Ca, Mg	Sb, As, Au
untergeordnet	Cu	F, Pb, Zn, Ag
selten	Bi	Cu, Mo, W, Ba

Die Mineralgänge im Frankenwald werden von manganhaltigem Eisenspat, Kalkspat, Flußspat und Schwerspat beherrscht. Kupferkies ist überall in geringer Menge eingesprengt. Blei- und Zink-Minerale haben auf den Gängen Seltenheitswert. Antimon, Arsen und Gold wurde überhaupt noch nicht nachgewiesen. Nach diesen Kriterien handelt es sich also eindeutig um s a x o n i s c h e Gänge.

Als weiteres Kriterium für das Alter der Gänge verwendet WERNER (1958, S. 107) den Strontiumsulfatgehalt der Baryte. Als typisch für varistisches Alter werden Gehalte von 1—3,5 % $SrSO_4$ angegeben, für saxonische Baryte dagegen 4—10 % $SrSO_4$. Auf den hier untersuchten Gängen kommt Baryt in nennenswerter Menge nur auf dem Kemlaser Gang vor. M. SALGER (Bayer. Geolog. Landesamt) hat den Sr-Gehalt von 5 Proben röntgenspektroskopisch bestimmt:

1. 0,20 % Sr = 0,41 % $SrSO_4$
2. 0,67 % Sr = 1,37 % $SrSO_4$
3. 0,36 % Sr = 0,74 % $SrSO_4$
4. 0,54 % Sr = 1,11 % $SrSO_4$
5. 0,36 % Sr = 0,74 % $SrSO_4$

Davon liegen also 2 Werte in dem für varistisches Alter typischem Bereich. Der saxonische Bereich ist gar nicht vertreten. 3 Proben haben weniger als 1 % $SrSO_4$.

Zu den Bildungsvorgängen von Schwerspat hat H. SCHNEIDERHÖHN (1949, S. 198) Grundsätzliches gesagt. Die Löslichkeit von $BaSO_4$ wird durch alkalische Reaktion der Lösung (und Gegenwart von Cl-Ionen) stark vergrößert, die Ausfällung durch stärkere SO_4-Konzentration, bzw. wenn das Oxydationspotential einen Grenzwert überschreitet. So ist es nach SCHNEIDERHÖHN unter der Einwirkung des subtropischen Klimas in der Tertiärzeit möglich, daß der Schwerspat gewissermaßen mehrfach der jeweiligen Erdoberfläche „nachläuft".

Die Wirkung einer alkalischen Lösung kann im Frankenwald durch die Aufnahme hoher Ca-Mg-Gehalte entstehen, wenn ein diabasisches Nebengestein vorliegt. Zu einem hohen Oxydationspotential verbunden mit entsprechender SO_4-Konzentration führte die Nähe der tertiären Landoberfläche. Bei dem für Frankenwaldverhältnisse großen Teufenunterschied, in dem Baryt vorkommt (150 m), sind mehrfache Umlagerungen wahrscheinlich. Umlagerungen führen aber (WERNER weist darauf hin) zu größerer Reinheit der Minerale. Es dürfte sich also bei den Barytproben mit weniger als 1 % Sr um saxonische Umlagerungen handeln und für die beiden anderen Werte von 1,11 % und 1,37 % muß dies als wahrscheinlich angesehen werden.

5. Zusammenfassung

An die Frankenwälder Querzone, eine junge Bruchscholle, die das paläozoische Schiefergebirge in NW—SE-Richtung durchzieht, sind geringmächtige Mineralgänge gebunden. Sie wurden in den Jahren 1936—1968 durch den Flußspatbergbau neu erschlossen. Es ergab sich eine zweigliederige Mineralabfolge: Die ältere Abfolge umfaßt Siderit, Calcit und Fluorit als Hauptminerale, die jüngere Abfolge Baryt, Fluorit, Siderit und Quarz. Der älteren Abfolge konnten drei Bewegungsphasen zugeordnet werden. Die erste Phase ist seitenverschiebend bis schrägabschiebend, die zweite Phase schrägabschiebend, die dritte Phase wieder seitenverschiebend. In der jüngeren Abfolge haben größtenteils Abschiebungen stattgefunden. Die Verschiebungsbeträge sind auf den meisten Gangspalten gering, nur auf dem Kemlaser Gang sind Schrägabschiebungsbeträge bis zu mehreren 100 m festgestellt worden.

Wegen der Bindung der Mineralgänge an die jungtertiäre Landoberfläche und des Vorwiegens von Karbonaten wird die Mineralisierung auf jungtertiäre (wahrscheinlich altpliozäne) Kohlensäuerlinge zurückgeführt, die ihre mineralische Substanz aus dem nahegelegenen Nebengestein bezogen haben und mit einem basaltischen Vulkanismus zusammenhängen.

6. Literatur

BAYER. OBERBERGAMT: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. I. Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. 212 S., München 1924.

FREYBERG, B. v.: Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes. 198 S., 18 Abb., Berlin 1923.

— Ein neuer Flußspatabbau (Grube Rückersberg bei Lichtenberg im Frankenwald). — Geol. Bl. NO-Bayern, **1**, S. 107—108, Erlangen 1951.

GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. 698 S., 95 Abb., Gotha 1879.

HAF, H.: Das Spateisenerzvorkommen der Grube Büffelstollen bei Lobenstein. — Z. f. prakt. Geol. **30**/5, S. 77—81, Halle 1922.

HORSTIG, G. v.: Die Frankenwälder Querzone zwischen Selbitz und Saale nordwestlich Hof. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, S. 37—42, 3 Abb., Hannover 1956.

— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 5635 Nordhalben. 168 S., 24 Abb., 7 Tab., 3 Beil. — München 1966.

HORSTIG, G. v. & STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 5636 Naila, 192 S., 23 Abb., 6. Beil. — München 1962.

KÖHL, O.: Zur Geschichte des Bergbaues im vormaligen Fürstentume Kulmbach-Bayreuth, mit besonderer Berücksichtigung der zum Frankenwalde gehörigen Gebiete. 144 S., 8 Abb., Hof 1913.

MEINEL, G.: Über lagerstättenkundliche Ergebnisse und Methodik der Erkundung von Erzvorkommen des spätvaristischen Magmatismus im Ostthüringischen Schiefergebirge. — Ber. Geol. Ges. DDR, **7**/2, S. 206—217, 8 Abb., Berlin 1962.

MOENKE, H.: Spurenelemente in variskischen und prävariskischen deutschen Graniten. Eine spektrochemische Analyse altersverschiedener granitischer Gesteine. — Chem. Erde, **20**, S. 227—301, 8 Abb., 3 Taf., Jena 1959/60.

PRATZKA, G.: Zur Genese der Flußspat-Schwerspatlagerstätte Hühn/Trusetal am SW-Rand des Thüringer Waldes. — Z. angew. Geol., **5**, S. 27—34, 8 Abb., Berlin 1959.

PUFFE, E.: Die Minerallagerstätten des südwestlichen Vogtlandes. — N. Jb. Mineral., Beil.-Bd. **74**, A, S. 333—448, 17 Abb., 6 Tab., 3 Beil., Stuttgart 1938.

QUENTIN, K.-E.: Die Heil- und Mineralquellen Nordbayerns. — Geologica Bavarica, **62**, 312 S., 1 Beil., München 1970.

REH, H.: Einige Bemerkungen zur Entstehung der Thüringer saxonischen Lagerstätten. — Z. angew. Geol., **5**, S. 293—296, Berlin 1959.

— Über die Beziehungen postmagmatischer Lagerstätten zu den jungvaristischen Graniten im Thüringer Schiefergebirge und Vogtland. — Z. angew. Geol., **8**, S. 565—570, 1 Abb., Berlin 1962.

— Über variskische Granite des Vogtlandes und des Thüringer Schiefergebirges sowie die dazugehörigen postmagmatischen Lagerstätten. — Symp.-Probl. Postmagmat. Ore. Dep., **1**, S. 355—359, 1 Abb., Prag 1963.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — N. Jb. Mineral., Jg. 1949, S. 191—202, 2 Abb., Stuttgart 1949.

SCHRÖDER, B.: Zur Altersstellung der oberpfälzer Vorlandbasalte. — Geol. Bl. NO-Bayern, **12**, S. 1—15, 3 Abb., Erlangen 1962.

SCHWAN, W.: Die Frankenwälder Querzone. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Mathem. u. allg. Naturw., 1954/6, 80 S., 53 Taf., Berlin 1956.

WERNER, C.-D.: Geochemie und Paragenese der saxonischen Schwerspat-Flußspatgänge im Schalkaldener Revier. — Freib. Forschh., **C 47**, 120 S., 56 Abb., 21 Tab., 2 Kart., Berlin 1958.

— Die Spatlagerstätten des Thüringer Waldes und ihre Stellung im Rahmen der saxonischen Metallprovinz Mitteleuropas. Versuch einer regionalen Synthese. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B, Mineral. Lagerstättenforsch., **11**/1, S. 5—45, 3 Abb., 1 Tab., Berlin 1961 (1966).

WURM, A.: Zur Morphogenese von Südostdeutschland. — Geol. Rundsch., **23 a**, S. 237—247, 2 Abb., Berlin 1933.

WIMMENAUER, W. & HAHN-WEINHEIMER, P.: Geochemische und petrographische Kriterien für die Herkunft von Kersantiten und Minetten. — N. Jb. Mineral. Mh., 1966, S. 201—220, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1966.

ZIMMERMANN, E.: Blatt Lobenstein. — Geol. Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, Erl. 156 S., 3 Abb., Berlin 1911.

— Blatt Hirschberg. — Geol. Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, Erl. 211 S., 3 Abb., 2 Taf., Berlin 1912.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 24. 2. 1971.

Profilserie durch den Erztrog „Leonie" bei Auerbach/Opf.

Maßstab 1:5000

(Die Lage der Profile ist aus dem Lageplan ersichtlich)

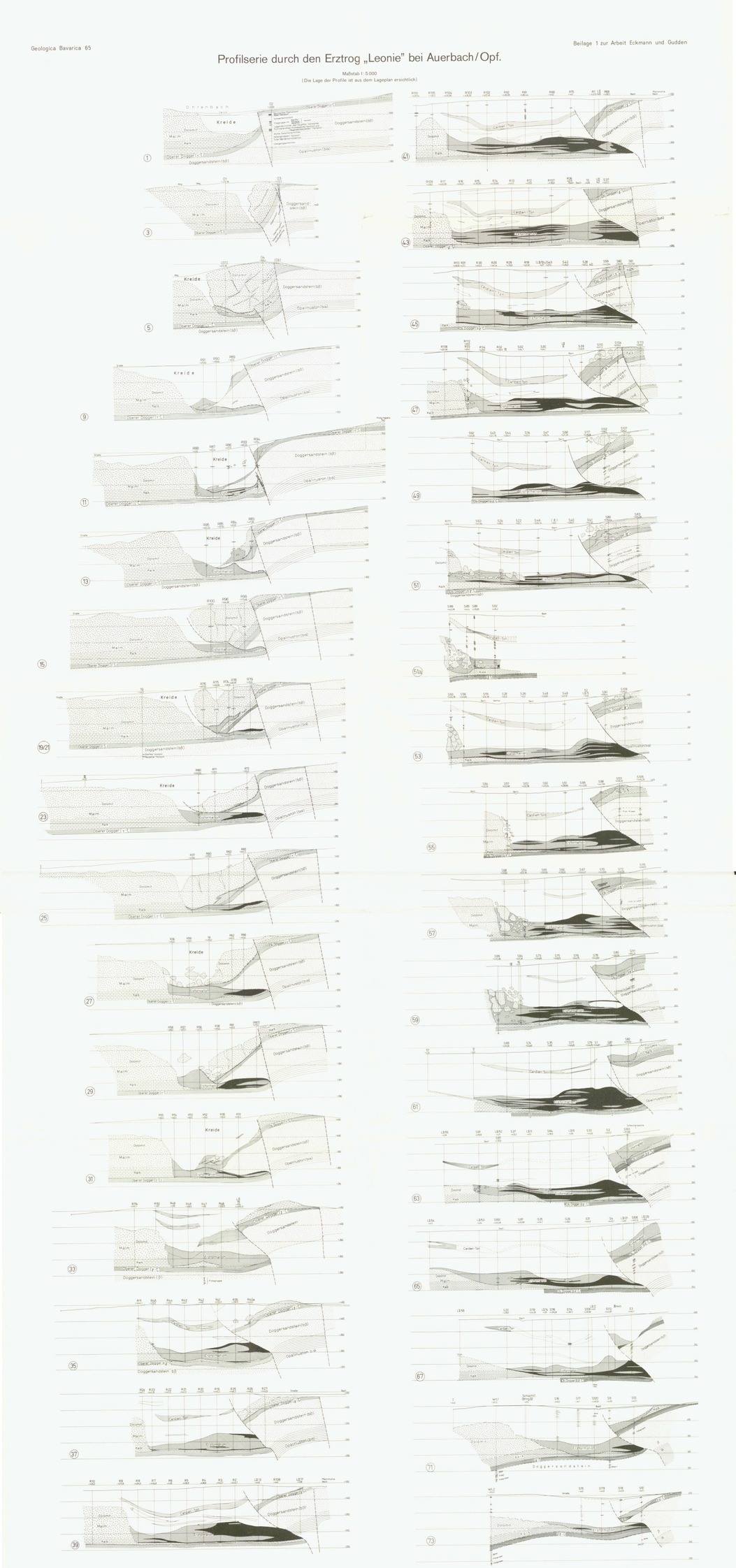


Fig.1

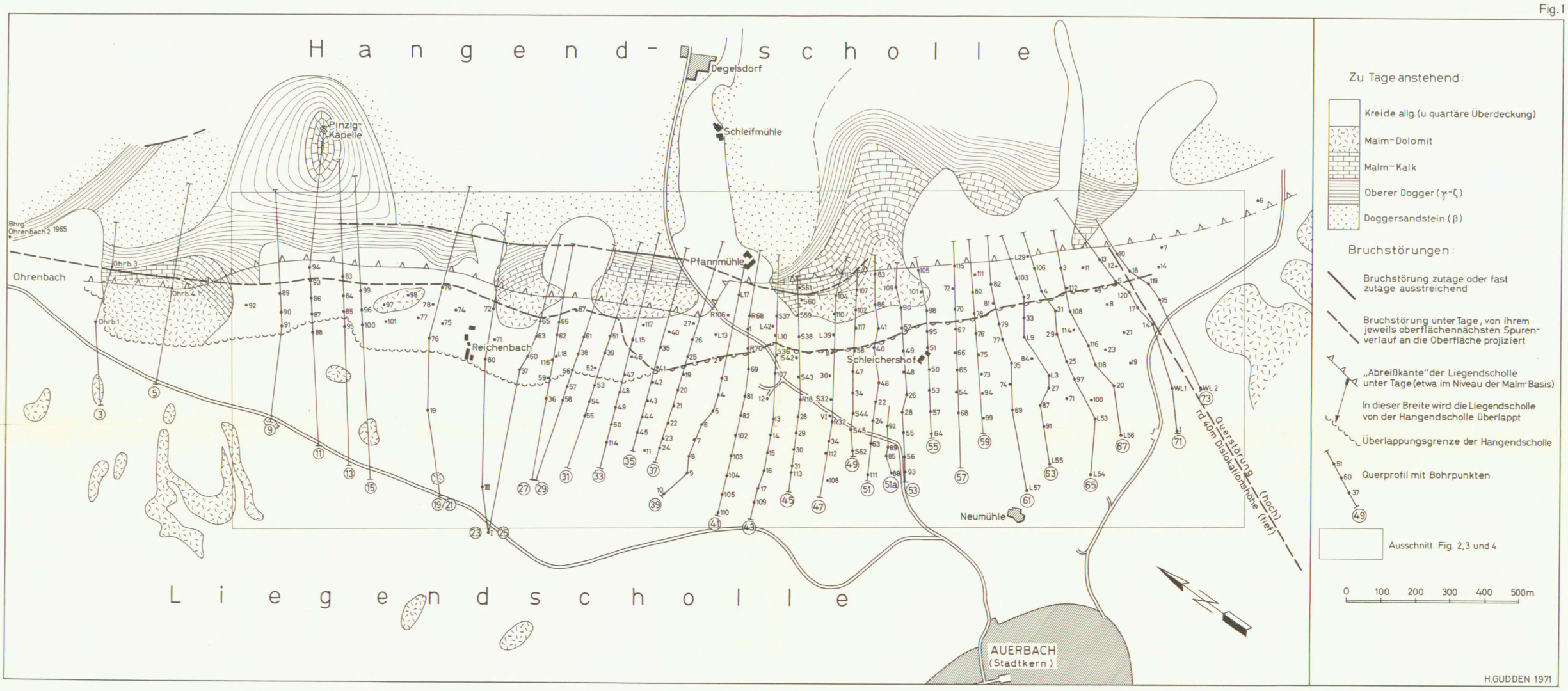


Fig.2

Isohypsen der Dogger/Malm-Grenze (Ornatenton-Oberfläche)

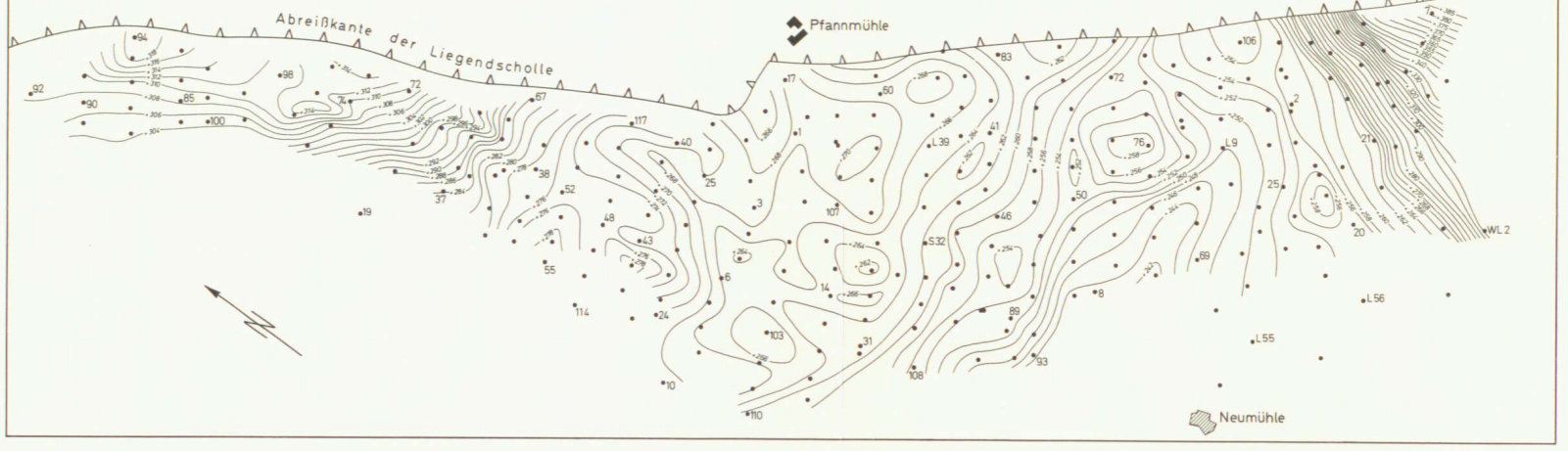


Fig.3

Isohypsen der Malm-Oberfläche

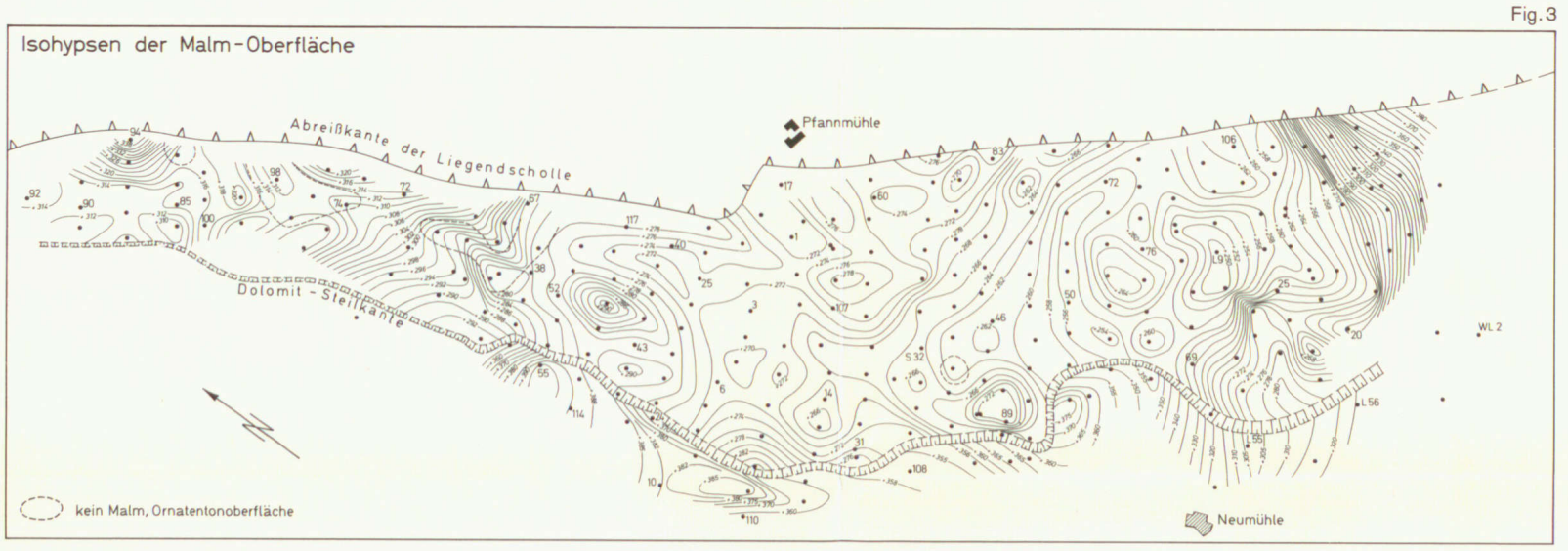
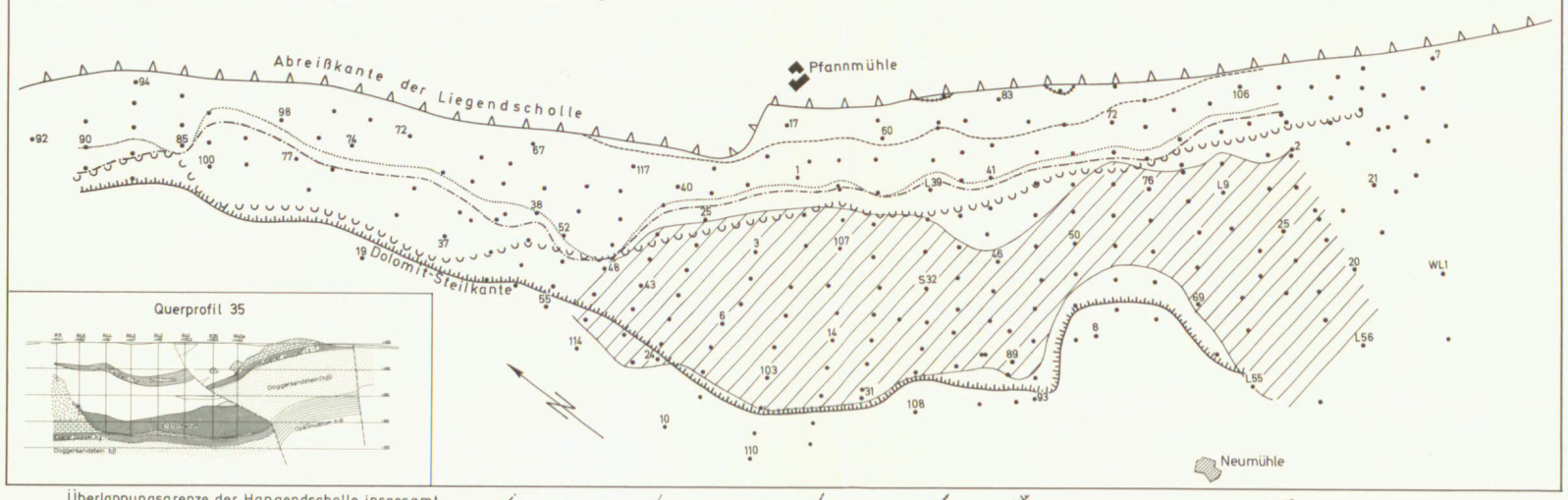


Fig.4

Überlappungsgrenzen der Hangendscholle und Verbreitung des Cardientons



Überlappungsgrenze der Hangendscholle insgesamt, (zumeist identisch mit Malm-Grenze) und ihrer einzelnen Glieder: Oberer Dogger · Doggersandstein · Opalinuston · Lias · Dolomit-Steilkante

Verbreitungsgebiet des Cardientons

Fig. 1:
Verhältnis
Braunerz-Weißerz

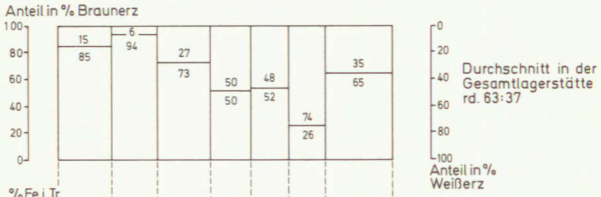


Fig. 2:
Fe-Gehalte im
Braun-, Weiß- und
Gesamterz

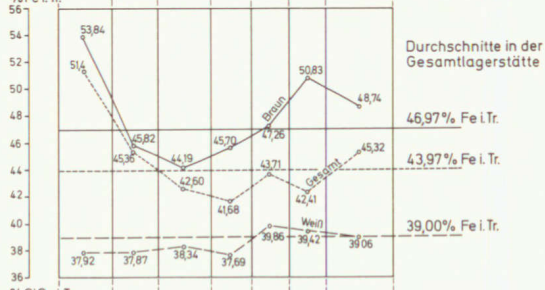


Fig. 3:
SiO_2-Gehalte im
Braun-, Weiß- und
Gesamterz

Fig. 4:
CaO-Gehalte im
Braun-, Weiß- und
Gesamterz

Fig. 5:
P-Gehalte im
Braun-, Weiß- und
Gesamterz

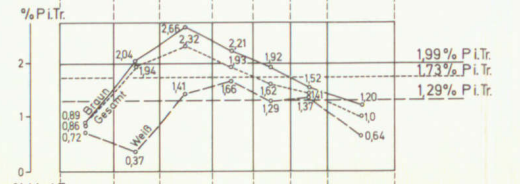
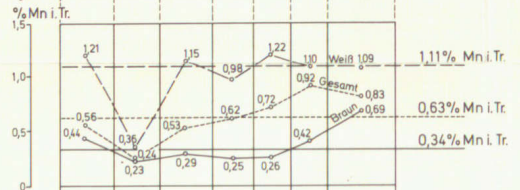


Fig. 6:
Mn-Gehalte im
Braun-, Weiß- und
Gesamterz



Grundriß der Lagerstätte und ihrer Aufteilung für obige Diagramme

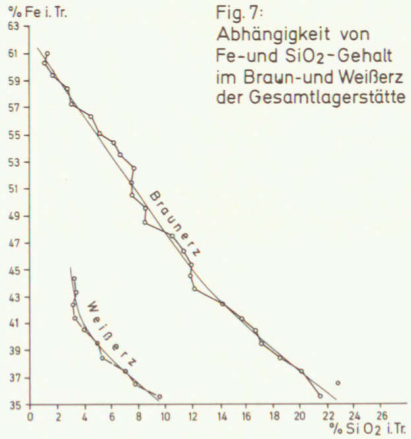


Fig. 7:
Abhängigkeit von
Fe- und SiO_2-Gehalt
im Braun- und Weißerz
der Gesamtlagerstätte

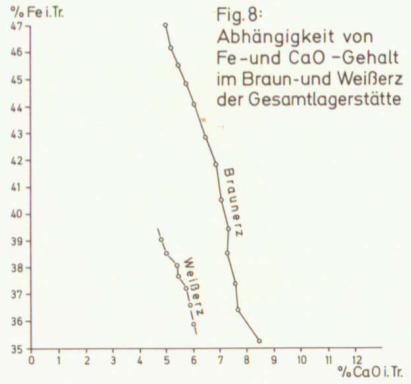


Fig. 8:
Abhängigkeit von
Fe- und CaO-Gehalt
im Braun- und Weißerz
der Gesamtlagerstätte

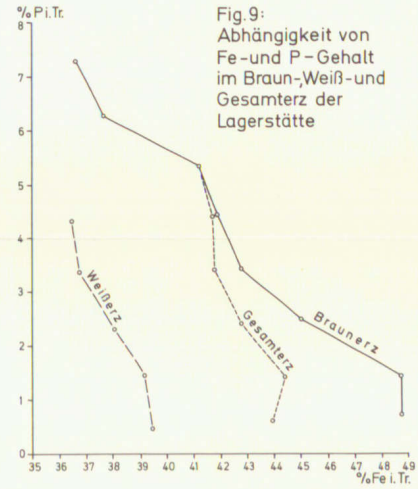
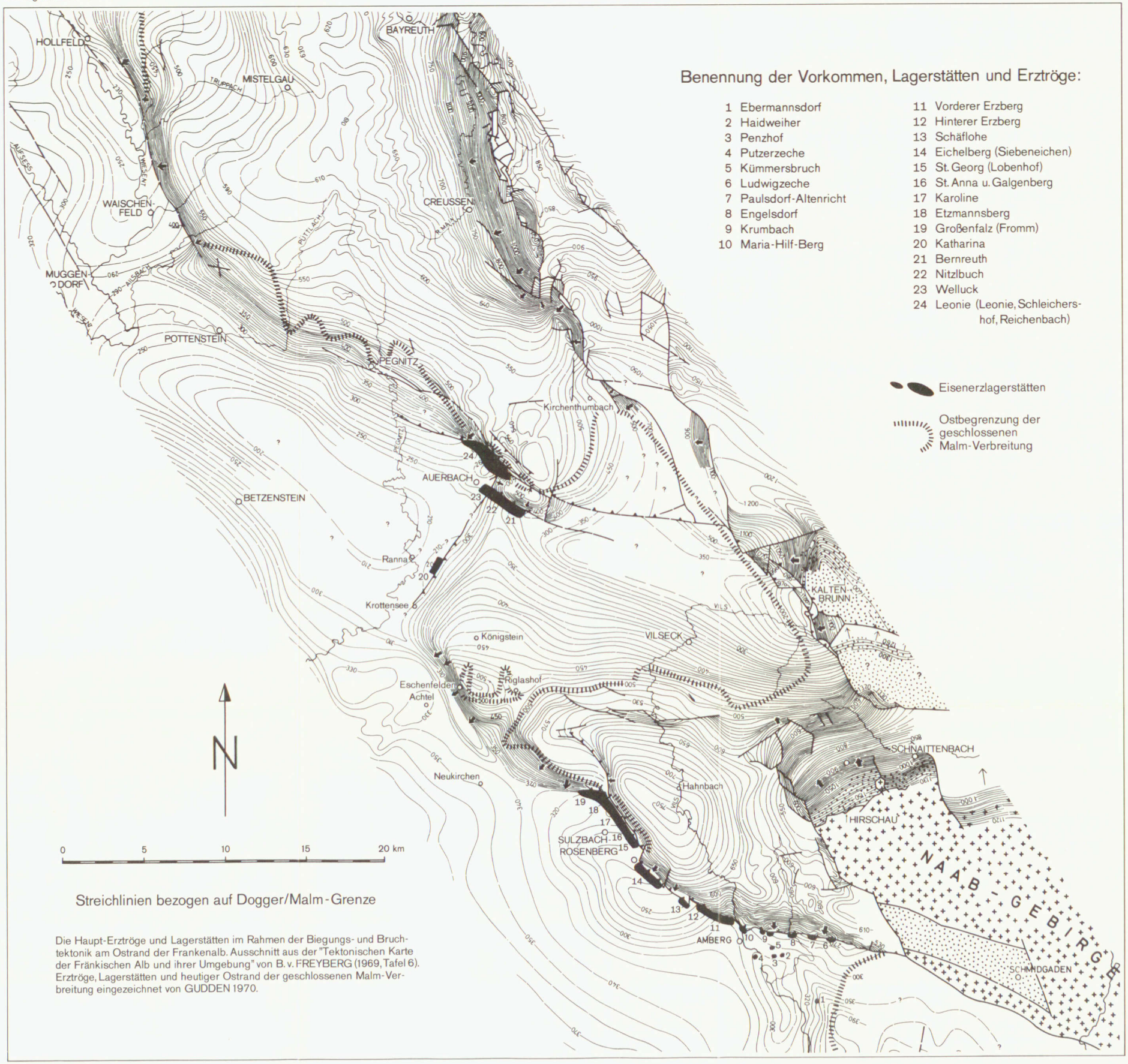


Fig. 9:
Abhängigkeit von
Fe- und P-Gehalt
im Braun-, Weiß- und
Gesamterz der
Lagerstätte

Eckmann 1971



Die Haupt-Erztröge und Lagerstätten im Rahmen der Biegungs- und Bruchtektonik am Ostrand der Frankenalb. Ausschnitt aus der "Tektonischen Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung" von B. v. FREYBERG (1969, Tafel 6). Erztröge, Lagerstätten und heutiger Ostrand der geschlossenen Malm-Verbreitung eingezeichnet von GUDDEN 1970.

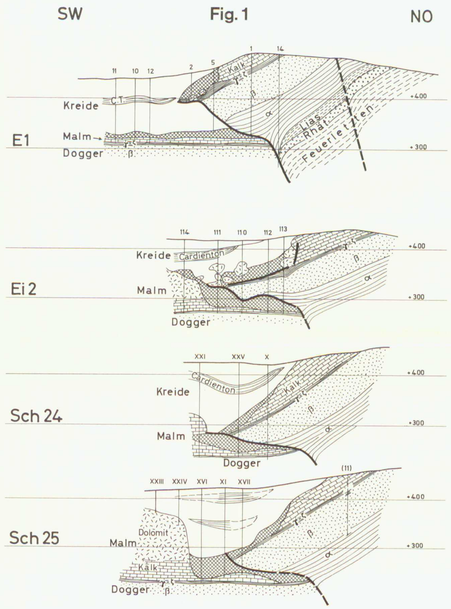


Fig. 1 Querprofile durch die Erztröge bei Schäflohe (Sch 25, 24), Eichelberg (Ei 2) und nördlich Klenzeschacht (E 1). 1. Bruchtektonik mit Überlappung der Erzformation im Trog durch die Hangendscholle posterzisch, Cardienton von 2. Bruch- oder Hebungsphase nicht betroffen.

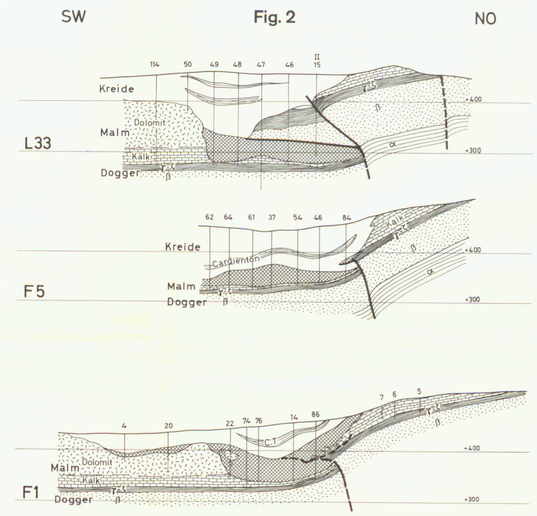


Fig. 2 Querprofile durch die Erztröge bei Großenfalz (F 1, F 5) und "Leonie"/Auerbach (L 33). 1. Bruchtektonik mit Versetzung oder Überlappung der Erzformation im Trog posterzisch, Cardienton von 2. Bruchphase nicht betroffen.

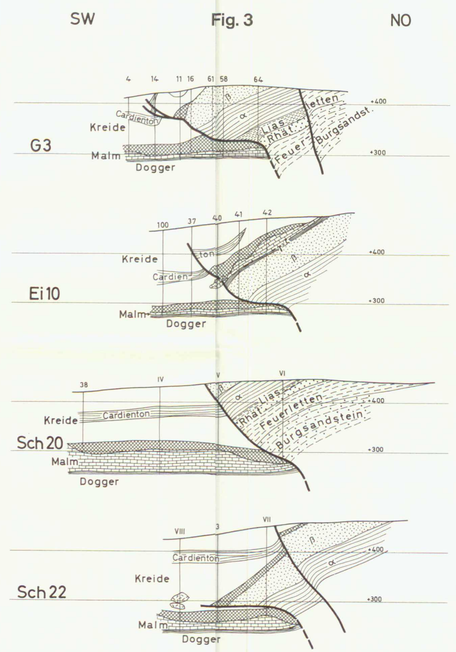


Fig. 3 Querprofile durch die Erztröge bei Schäflohe (Sch 22 und 20), Eichelberg (Ei 10) und St. Georg nördlich Rosenberg (G 3). 1. Bruchtektonik posterzisch, 2. Bruchphase hat Cardienton mitbetroffen.

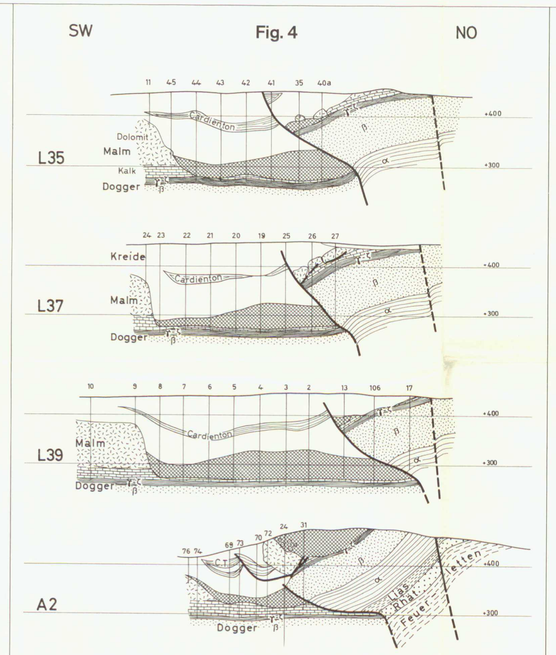


Fig. 4 Querprofile durch die Erztröge St. Anna bei Sulzbach (A 2) und "Leonie" bei Auerbach (L 39, 37, 35). 1. Bruchphase posterzisch, 2. Bruchphase hat Cardienton mitbetroffen. Vgl. unterschiedliche Versetzungsbeträge (Sprunghöhen) zwischen Erzformation einerseits und Cardienton andererseits!

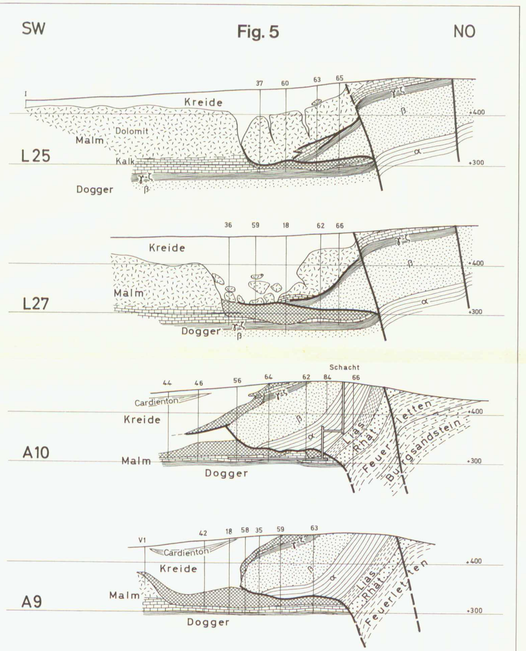


Fig. 5 Querprofile durch die Erztröge St. Anna bei Sulzbach (A 9 und 10) und "Leonie" bei Auerbach mit horizontalen oder überhängenden Überlappungsflächen (tektonisch bewirkte Freigleitungen führen zu scheinbaren "Überschiebungsflächen").

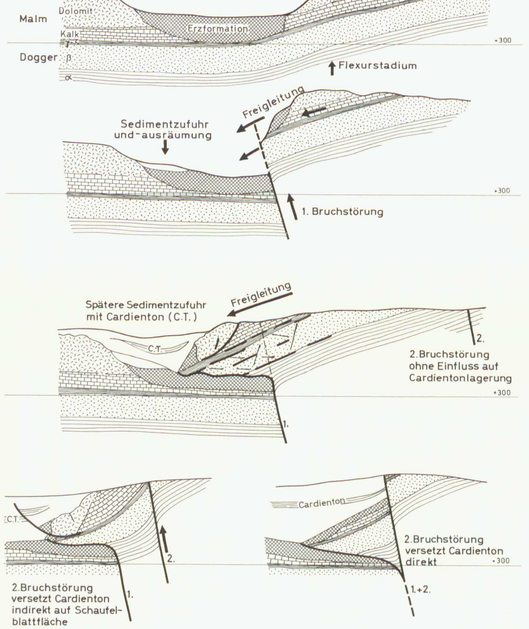
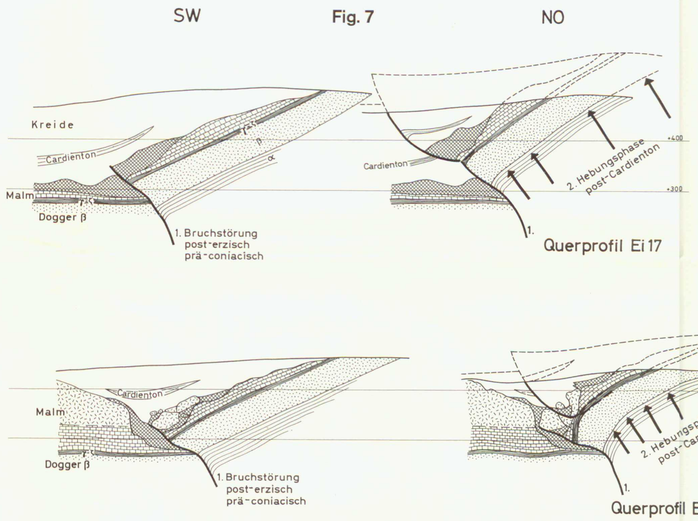


Fig. 6 Entwicklungsschema (von oben nach unten) für die unterschiedliche Art der Lagerungsformen in Abhängigkeit von Sprunghöhen und Bahnverlauf der beiden Hauptbruchstörungen (posterzisch und postconiacisch).

Fig. 7 Entwicklung von Schaufelblattflächen in der Trogfüllung oberhalb der Erzformation durch zweiphasige Bewegung (posterzisch und postconiacisch) am Beispiel von Profilen durch den Eichelberg-Erztrog (Ei 3 und 17). Die Pfeillängen (rechts) drücken die Bewegungsweite gegenüber dem jeweils links dargestellten Zustand nach der 1. Bruchstörungsphase aus. (Vgl. GUDDEN 1964, Beilage 5 und S. 61 ff.).



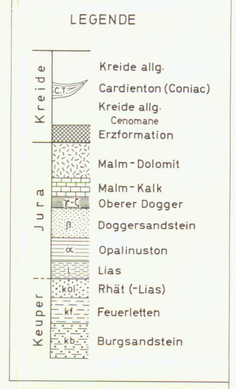
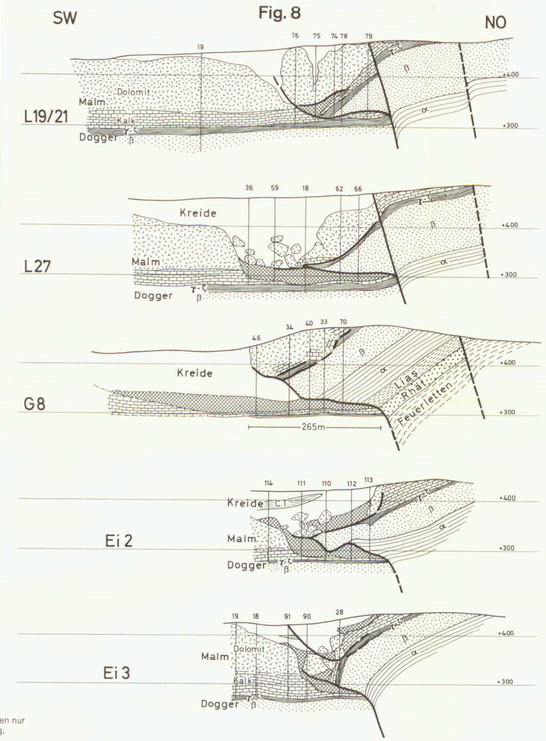


Fig. 8 Durch im Prinzip gleiche tektonische Bewegungsvorgänge bewirkte Lagerungsformen, modifiziert im wesentlichen nur durch die prä-bruchtektonisch vorhandenen freien Trogräume. (Querprofile Ei 3 und 2 aus dem Eichelberg-Trog, G 8 St. Georg nördlich Rosenberg, L 27 und 19/21 "Leonie" bei Auerbach).



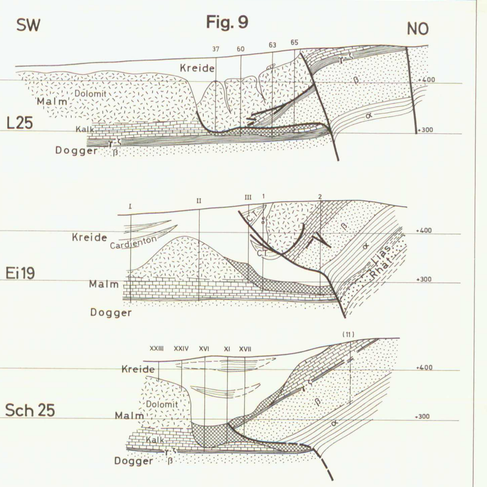
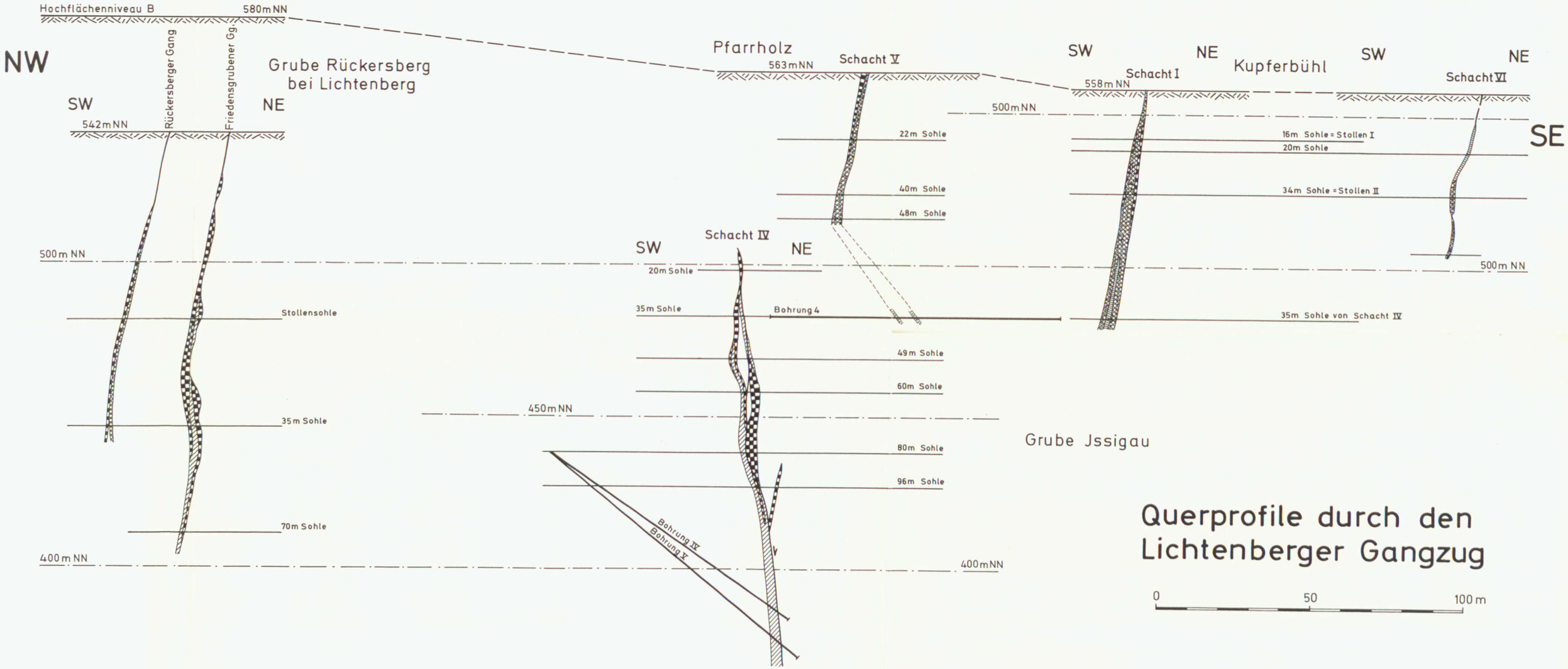


Fig. 9 Querprofile durch die Erztröge Schäflohe bei Amberg (Sch 25), Eichelberg bei Rosenberg (Ei 19) und "Leonie" bei Auerbach (L 25), (Luftlinie 30 km Entfernung!), als Beispiele für den bruchtektonisch verursachten Schutz der Lagerstätten vor postcenomaner Erosion.

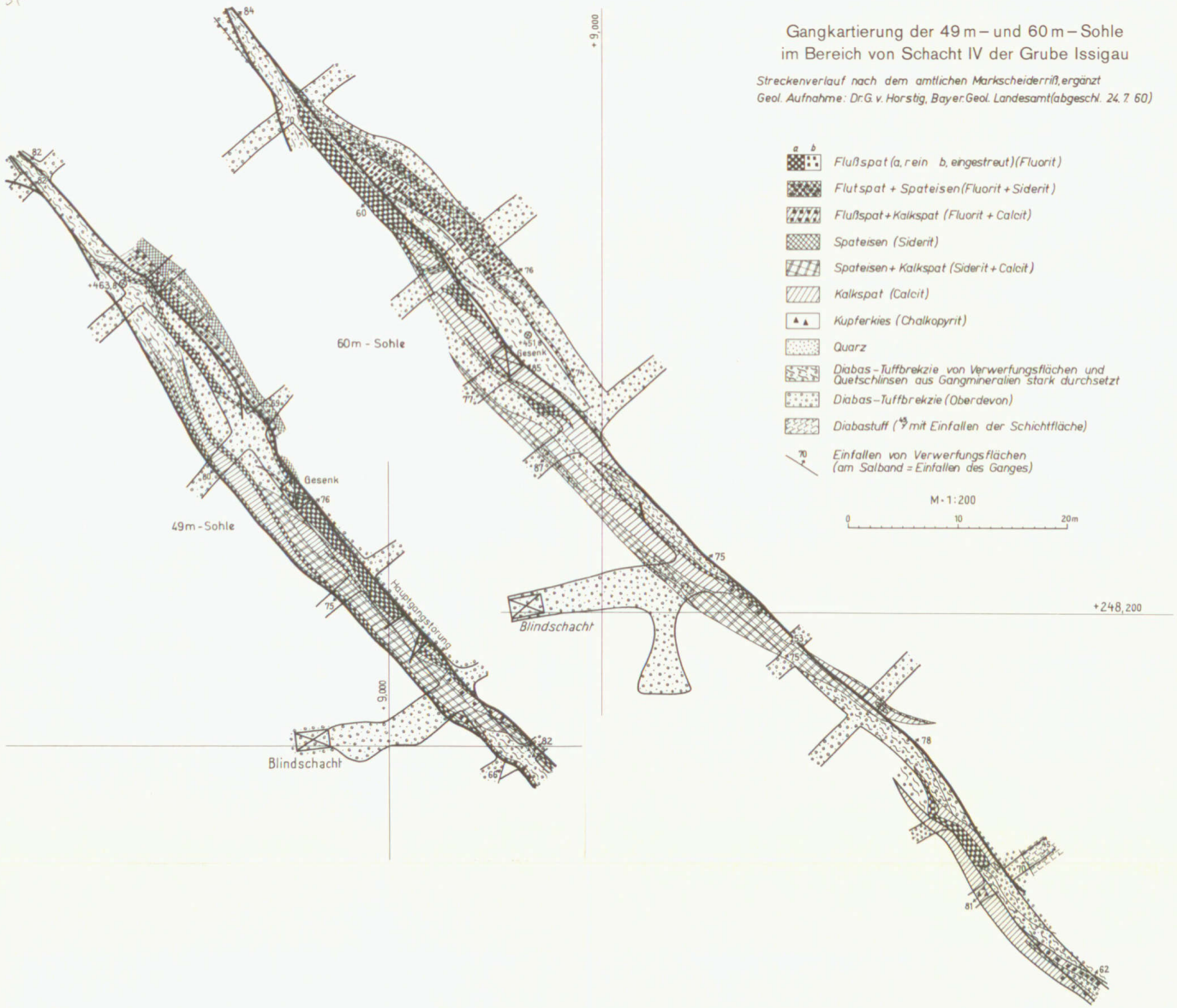
Die genaue Lage aller gezeigten Profilschnitte ist zu entnehmen aus:
GUDDEN, H. und TREIBS, W., 1961 (Beilage 5)
GUDDEN, H. und TREIBS, W., 1964 (Beilagen 3 und 4)
ECKMANN, W. und GUDDEN, H., 1972 (Beilage 1)

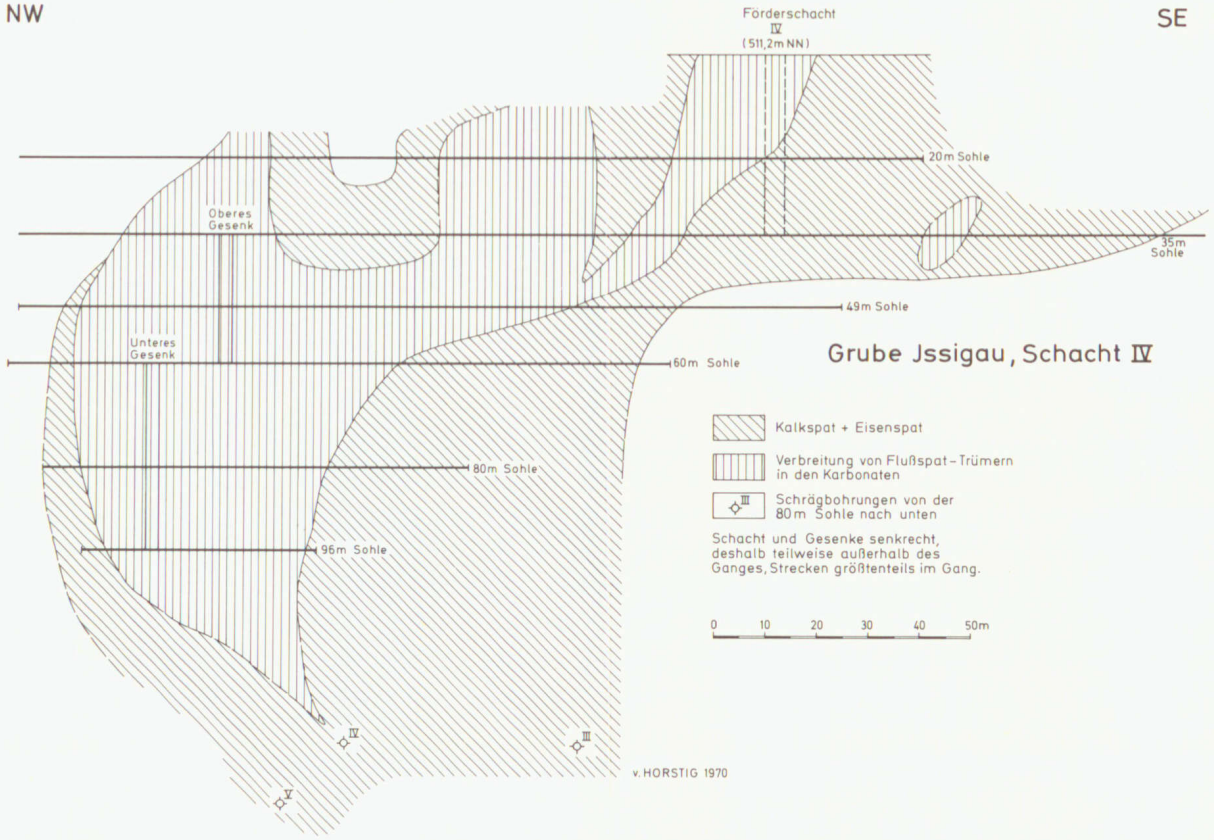


Querprofile durch den Lichtenberger Gangzug

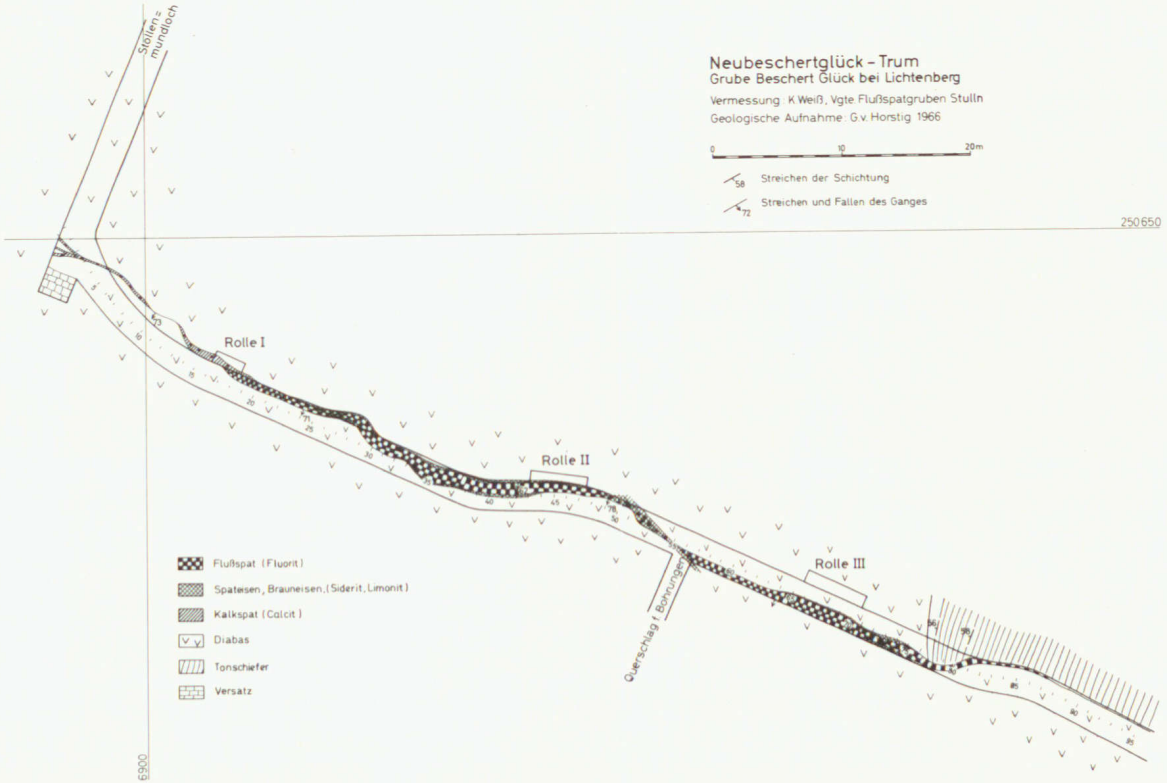
0 50 100 m

37c


Gangkartierung der 49 m – und 60 m – Sohle
im Bereich von Schacht IV der Grube Issigau
Streckenverlauf nach dem amtlichen Markscheiderriß, ergänzt
Geol. Aufnahme: Dr. G. v. Horstig, Bayer. Geol. Landesamt (abgeschl. 24. 7. 60)
a b
Flußspat (a, rein b, eingestreut) (Fluorit)
Flutspat + Spateisen (Fluorit + Siderit)
Flußspat + Kalkspat (Fluorit + Calcit)
Spateisen (Siderit)
Spateisen + Kalkspat (Siderit + Calcit)
Kalkspat (Calcit)
Kupferkies (Chalkopyrit)
Quarz
Diabas – Tuffbrekzie von Verwerfungsflächen und Quetschlinsen aus Gangmineralien stark durchsetzt
Diabas – Tuffbrekzie (Oberdevon)
Diabastuff (45 mit Einfallen der Schichtfläche)
70 Einfallen von Verwerfungsflächen (am Salband = Einfallen des Ganges)
M 1:200
0 10 20m
60m - Sohle
49m - Sohle
Gesenk
Hauptgangstörung
Blindschacht
+9,000
+248,200

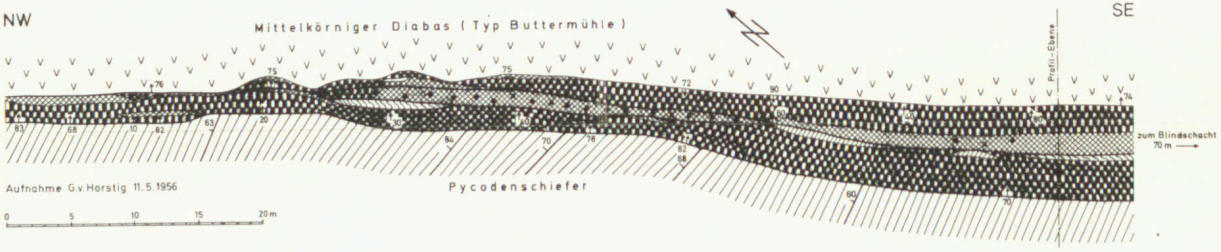


Fluorit – und Karbonatführung im Längsprofil im Grubengebäude von Schacht IV der Grube Issigau.
Die Verbreiterung im Gangstreichen und die Verzweigung nach oben deuten auf eine jüngere Zufuhr von Fluorit gegenüber den Karbonaten



Kartierung des Neubeschertglück – Ganges in der Grube Beschert Glück bei Lichtenberg. Der nahezu reine Fluoritgang ist an den Diabas (Typ Buttermühle) gebunden. Er keilt im Südosten an der Grenze gegen den Phycodenschiefer aus.

Aufn. 18. 7. 1966



Teilkartierung des Friedensgrubener Ganges im Abbau 10 m über der 35 m Sohle in der Grube Rückersberg bei Lichtenberg. Der Gang liegt an der Grenze der tiefordovizischen Phycodenschiefer gegen den Intrusivdiabas vom Typ Buttermühle. Die Gangstörung mit dem älteren geringmächtigen Karbonat – Trum verläuft in der Gangmitte, die ungewöhnlich mächtigen Fluorit – Trümer am Rand. Das nordöstliche Fluorit – Trum keilt gegen NW vorzeitig aus. Fluorit nicht untergliedert.

Aufn. 11. 5. 1956

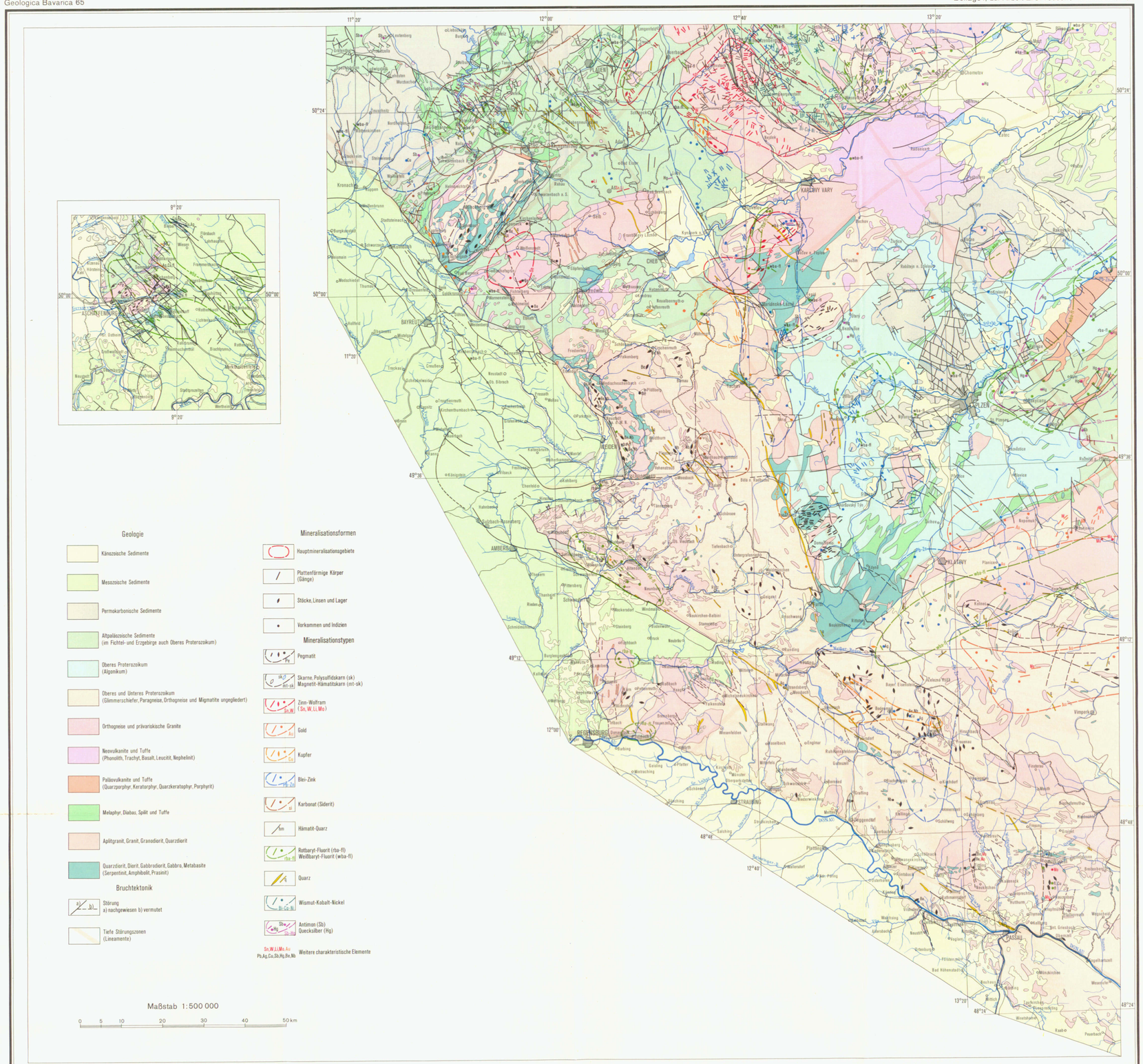
KARTE DER METALLOGENETISCHEN EINHEITEN IM NORD - UND NORDOSTBAYERISCHEN KRISTALLIN

Herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt

München 1972

Geologica Bavarica 65

Beilage I, zur Arbeit E.O. Teuscher und Wi. Weinelt



Geologie

- Känozoische Sedimente
- Mesozoische Sedimente
- Permokarbonische Sedimente
- Altpaläozoische Sedimente (im Fichtel- und Erzgebirge auch Oberes Proterozoikum)
- Oberes Proterozoikum (Algonkium)
- Oberes und Unteres Proterozoikum (Glimmerschiefer, Paragneise, Orthogneise und Migmatite ungegliedert)
- Orthogneise und prävariskische Granite
- Neovulkanite und Tuffe (Phonolith, Trachyt, Basalt, Leucitit, Nephelinit)
- Paläovulkanite und Tuffe (Quarzporphyr, Keratophyr, Quarzkeratophyr, Porphyrit)
- Melaphyr, Diabas, Spilit und Tuffe
- Aplitgranit, Granit, Granodiorit, Quarzdiorit
- Quarzdiorit, Diorit, Gabbrodiorit, Gabbro, Metabasite (Serpentinit, Amphibolit, Prasinit)

Bruchtektonik

- Störung a) nachgewiesen b) vermutet
- Tiefe Störungszonen (Lineamente)

Mineralisationsformen

- Hauptmineralisationsgebiete
- Plattenförmige Körper (Gänge)
- Stöcke, Linsen und Lager
- Vorkommen und Indizien

Mineralisationstypen

- Pegmatit
- Skarne, Polysulfidskarn (sk) Magnetit-Hämatitskarn (mt-sk)
- Zinn-Wolfram (Sn, W, Li, Mo)
- Gold
- Kupfer
- Blei-Zink
- Karbonat (Siderit)
- Hämatit-Quarz
- Rotbaryt-Fluorit (rba-fl) Weißbaryt-Fluorit (wba-fl)
- Quarz
- Wismut-Kobalt-Nickel
- Antimon (Sb) Quecksilber (Hg)

Sn, W, Li, Mo, Au
Pb, Ag, Co, Sb, Hg, Be, Nb — Weitere charakteristische Elemente

Maßstab 1:500 000

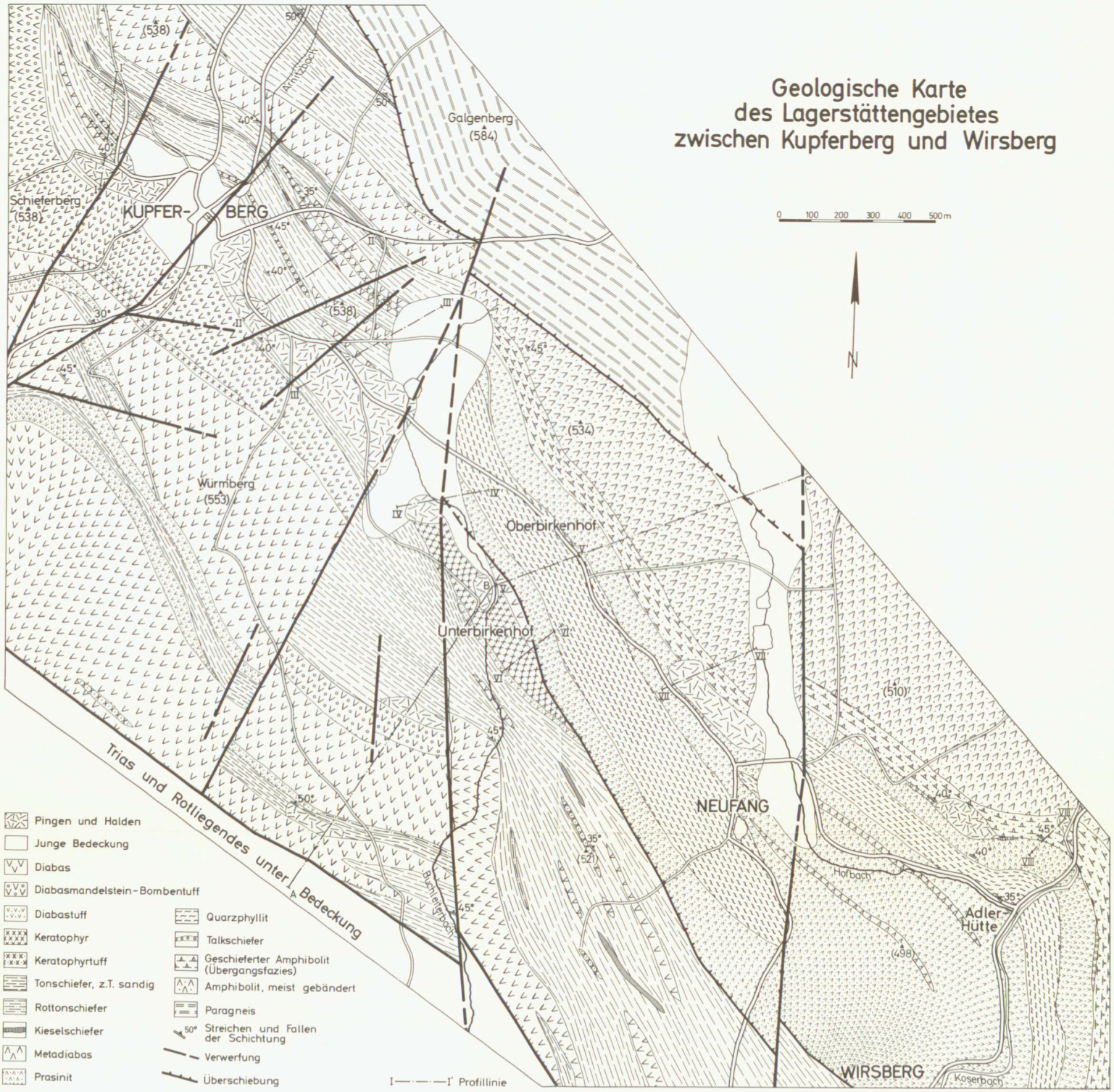
0 5 10 20 30 40 50 km

Druck: Bayerisches Landesvermessungsamt München

Alle Rechte vorbehalten

Kartographie: Bayerisches Geologisches Landesamt (A. Märtl)

Geologische Karte des Lagerstättengebietes zwischen Kupferberg und Wirsberg



Lagerstättenkarte des Gebietes zwischen Kupferberg und Wirsberg

Namen der Stollen:

Si. St. = Schieferbergstollen
F.L.St. = Franz-Ludwig-Stollen
V. St. = St.Veit-Stollen
B. St. = Birkenhofer Stollen
Al. St. = Alexanderstollen
Qu. I = Querschlag I
Qu. II = Querschlag II
des Alexanderstollens
Ma. St. = Martinsstollen
S. St. = Schorgaststollen
O. St. = Oberer Stollen
M. St. = Mittlerer Stollen der Grube „Goldener Adler"
U. St. = Unterer Stollen
E. St. = Eugeniusstollen
A. St. = Adlerhüttenstollen
F. St. = Falkenstollen
W. St. = Wirsberger Stollen

Namen der Hauptschächte der letzten Betriebsperiode:

R. Sch. = Rothenhanschacht
V. Sch. = St. Veit-Schacht
F. Sch. = Fahr-oder Maschinenschacht